

**INGEMMET, Boletín Serie B: Geología Económica  
N° 63**



## **Caracterización y evaluación del potencial geotérmico en la zona de Paucarani, región Tacna**

**Lima, Perú  
2019**



**INGEMMET, Boletín Serie B: Geología Económica  
N° 63**

# **Caracterización y evaluación del potencial geotérmico en la zona de Paucarani, región Tacna**

**Dirección de Recursos Minerales y Energéticos**

## **Equipo de Investigación:**

**Vicentina Cruz Paucara  
Diana Pajuelo Aparicio  
Yuliana Velarde Benavente  
Rosmery Flores Jacobo  
Gaston Yupa Paredes**

**Lima, Perú  
2019**

INGEMMET, Boletín Serie B: Geología Económica  
N° 63

Hecho el Depósito Legal en la Biblioteca Nacional del Perú N° 2019-14900

Razón Social: Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET)

Domicilio: Av. Canadá N° 1470, San Borja, Lima, Perú

Primera Edición, INGEMMET 2019

Se terminó de imprimir el 15 de octubre del año 2019 en los talleres de INGEMMET

Tiraje: 50

© **INGEMMET**

Derechos Reservados. Prohibida su reproducción

Presidente Ejecutivo: Henry Luna Córdova.

Gerente General (e): Yelena Alarcón Butrón.

Comité Editor: Jorge Chira Fernández, Jorge Acosta Ale, Verónica Falcone Mispireta.

#### **Dirección encargada del estudio**

Dirección de Recursos Minerales y Energéticos: Jorge Acosta Ale.

#### **Unidad encargada de edición**

Unidad de Relaciones Institucionales: Verónica Falcone Mispireta.

**Revisión Técnica:** Jorge Chira Fernández.

**Revisor Externo:** Jose Carlos Farfan Meza.

Corrección gramatical y de estilo: Marco Pinedo Salazar.

Diagramación: Erick Rodríguez Zelada.

Fotografía de la carátula: Volcán Paucarani de 5330 m s. n. m. de altura y la laguna del mismo nombre localizado a 4 km al sur del volcán.

#### **Referencia bibliográfica**

Cruz, V., Pajuelo, D., Velarde, Y., Flores, R. & Yupa, G. (2019) - Caracterización y evaluación del potencial geotérmico en la zona de Paucarani, región Tacna. *INGEMMET, Boletín, Serie B: Geología Económica*, 63, 209 p., 4 mapas.

Publicación disponible en libre acceso en la página web ([www.ingemmet.gob.pe](http://www.ingemmet.gob.pe)). La utilización, traducción y creación de obras derivadas de la presente publicación están autorizadas, a condición de que se cite la fuente original ya sea contenida en medio impreso o digital (GEOCATMIN - <http://geocatmin.ingemmet.gob.pe>).

Los términos empleados en esta publicación y la presentación de los datos que en ella aparecen son de exclusiva responsabilidad del equipo de investigación.

## Contenido

RESUMEN .....	7
ABSTRACT .....	9
<b>CAPÍTULO I .....</b>	<b>11</b>
GENERALIDADES .....	11
1.0 INTRODUCCIÓN .....	11
1.1 JUSTIFICACIÓN PARA LA EVALUACIÓN DEL POTENCIAL GEOTÉRMICO EN PAUCARANI .....	12
1.2 ANTECEDENTES .....	13
1.3 OBJETIVOS .....	15
1.3.1 Objetivos específicos .....	15
1.4 METODOLOGÍA .....	15
1.4.1 Estudios de exploración de recursos geotérmicos .....	15
1.5 AGRADECIMIENTO .....	20
<b>CAPÍTULO II .....</b>	<b>21</b>
UBICACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOMORFOLOGÍA .....	21
2.1 UBICACIÓN GEOGRÁFICA .....	21
2.2 GEOMORFOLOGÍA .....	22
2.2.1 Unidades Geomorfológicas .....	22
2.2.2 De carácter tectónico degradacional y erosional .....	22
2.2.3 De carácter volcánico degradacional y erosional .....	23
2.2.4 De carácter deposicional o agradacional .....	24
2.2.5 Geoformas particulares .....	24
<b>CAPÍTULO III .....</b>	<b>27</b>
CARACTERÍSTICAS AMBIENTALES E HIDROLOGÍA .....	27
3.1 CARACTERÍSTICAS AMBIENTALES .....	27
3.1.1 Clima .....	27
3.1.3 Zonas de vida: .....	29
3.2 HIDROLOGÍA .....	31
3.2.1 Precipitación media anual: .....	33
3.2.2 Temperatura .....	35
3.2.3 Evapotranspiración .....	35
3.2.4 Caudal .....	35
3.2.5 Balance hídrico .....	35
<b>CAPÍTULO IV .....</b>	<b>37</b>
GEOLOGÍA .....	37
4.1 CONTEXTO Y ANÁLISIS REGIONAL .....	37
4.1.1 Geología regional .....	37
4.1.2 Contexto geológico estructural regional .....	41
4.1.3 Perfil geológico (A-A') .....	41
4.1.4 Reconocimiento de anomalías térmicas y alteraciones hidrotermales .....	41
4.1.5 Sistema de lineamientos .....	41



4.2 GEOLOGÍA LOCAL - ZONA GEOTÉRMICA PAUCARANI .....	45
4.2.1 Grupo Tacaza .....	45
4.2.2 Grupo Maure .....	45
4.2.3 Formación Sencca .....	46
4.2.4 Formación Capillune .....	46
4.2.5 Grupo Barroso .....	47
4.2.6 Rocas volcánicas del Holoceno – sector Paucarani .....	53
4.2.7 Depósitos no consolidados .....	55
4.3 ZONAS DE ALTERACIÓN HIDROTÉRMAL .....	55
4.3.1 Zonas de alteración hidrotermal no recientes .....	55
4.3.2 Zonas de alteración hidrotermal reciente .....	56
4.4 PRECIPITADOS.....	57
4.4.1 Comparaciones entre Paucarani, Kallapuma y Borateras .....	59
4.5 BRECHAS.....	59
4.6 SISTEMAS ESTRUCTURALES PRINCIPALES .....	60
4.6.1 Fallas sur de quebrada Curimani .....	60
4.6.2 Fallas norte de quebrada Curimani.....	62
4.7 MODELO GEOLÓGICO CONCEPTUAL .....	62
4.7.1 Fuente de calor .....	62
4.7.2 Recarga .....	62
4.7.3 Estructuras favorables-patrón de circulación .....	62
4.7.4 Zona de ascenso.....	62
4.7.5 Roca sello .....	62
4.7.6 Roca reservorio.....	62
4.7.7 Descarga.....	62
<b>CAPÍTULO V.....</b>	<b>63</b>
HIDROGEOLOGÍA.....	63
5.1 CUANTIFICACIÓN DE LOS RECURSOS HÍDRICOS .....	63
5.1.1 Inventario de aguas.....	63
5.2 CARACTERÍSTICAS FÍSICOQUÍMICAS.....	66
5.2.1 Conductividad eléctrica (CE).....	66
5.2.2 Concentración de iones de hidrógeno (pH) .....	68
5.2.3 Temperatura (°C) .....	68
5.2.4 Relación de parámetros físico-químicos de campo .....	71
5.3 MANIFESTACIÓN GEOTERMAL .....	72
5.3.1 Sector quebrada Curimani .....	73
5.3.2 Sector quebrada Achuco – volcán Paucarani .....	73
5.3.3 Sector quebrada Huancune .....	74
5.4 CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA.....	75
5.4.1 Acuíferos .....	76
5.5 PARÁMETROS HIDROGEOLÓGICOS .....	80
5.5.1 Transmisividad (T).....	81
5.5.2 Permeabilidad (K) .....	81
5.5.3 Coeficiente de almacenamiento (S).....	82
5.5.4 Radio de influencia.....	82
5.6 GRADIENTES HIDRÁULICOS .....	82
5.6.1 Dirección de flujo de las aguas subterráneas: dirección N – S.....	83
5.6.2 Dirección de flujo de las aguas subterráneas: dirección NO-SE .....	83

5.7 ANÁLISIS DE ACUÍFERO.....	84
5.7.1 Recarga de acuífero.....	84
5.7.2 Reservas totales .....	84
5.8 MODELO HIDROGEOLOGICO CONCEPTUAL.....	85
<b>CAPÍTULO VI.....</b>	<b>87</b>
GEOQUÍMICA.....	87
6.1 RESULTADOS Y DISCUSIÓN .....	87
6.1.1 Clasificación hidroquímica de las aguas .....	93
6.1.2 Trazadores químicos .....	96
6.1.3 Geotermómetros .....	99
6.1.4 Modelo de Mezcla .....	105
6.1.5 Isotopos ambientales .....	106
6.1.7 Contribución geotermal a la química del agua en la cuenca Uchusuma .....	108
<b>CAPÍTULO VII.....</b>	<b>113</b>
GEOFÍSICA.....	113
7.1 MÉTODO MAGNETOTELÚRICO (MT).....	113
7.1.1 Equipo utilizado.....	114
7.1.2 Adquisición de datos en campo .....	115
7.1.3 Procesamiento de datos MT .....	120
7.1.4 Inversión de datos MT.....	123
7.2 MÉTODO MAGNÉTICO.....	124
7.2.1 Procesamiento de datos magnéticos .....	125
7.3 RESULTADOS .....	128
7.3.1 Análisis de los datos de MT .....	128
7.3.2 Análisis de los Datos Magnéticos .....	133
7.4 MODELO GEOFÍSICO CONCEPTUAL .....	133
<b>CAPÍTULO VIII.....</b>	<b>137</b>
MODELO CONCEPTUAL INTEGRADO.....	137
<b>CAPÍTULO IX.....</b>	<b>141</b>
EVALUACIÓN DEL POTENCIAL GEOTÉRMICO .....	141
9.1 RECURSO GEOTÉRMICO.....	141
9.2 MÉTODO VOLUMÉTRICO .....	141
9.3 TÉCNICA DE SIMULACIÓN DE MONTECARLO.....	142
9.4 DATOS OBTENIDOS EN PAUCARANI .....	143
9.4 APLICACIÓN EN EL ÁREA DE ESTUDIO.....	145
9.4.1 Simulación Montecarlo para zona geotérmica Paucarani .....	145
CONCLUSIONES .....	147
BIBLIOGRAFÍA.....	151
<b>ANEXOS .....</b>	<b>159</b>
ANEXO 1 .....	161
ANEXO 2 .....	167
ANEXO 3 .....	171
ANEXO 4 .....	173
ANEXO 5 .....	177
ANEXO 6 .....	181
ANEXO 7 .....	185
RELACIÓN DE MAPAS Y GRÁFICOS .....	203



## RESUMEN

La zona geotermal de Paucarani está localizada en la Cordillera Occidental de los Andes del sur del Perú, cerca de los límites fronterizos con Bolivia y Chile (hito tripartito); se caracteriza por la presencia de descargas de gas y agua termal. La mayoría de los manantiales termales se asocian a rocas volcánicas (<3 Ma), que sobreyacen a rocas sedimentarias del Mesozoico y volcánicas del Paleógeno-Neógeno; y son controladas por el sistema de falla regional Incapuquio. La actividad geotermal se asocia a un sistema de esfuerzos transtensivo; siendo la falla Paucarani de tipo dextral que ejerce el control estructural de las rocas volcánicas.

Las imágenes satelitales permitieron detectar anomalías de temperatura superficial hacia la zona geotermal de Kallapuma y al oeste de la represa Paucarani, así como alteraciones hidrotermales argílica, argílica avanzada, lineamientos NO-SE y ENE-OSO. Según los resultados mineralógicos y petromineralógicos, las rocas volcánicas del Grupo Barroso presentan zonas de alteración hidrotermal argílica avanzada y oxidación (jarosita, goetita); además anomalías de arsénico.

El lineamiento NO-SE establece el límite entre las secuencias piroclásticas (Formación Sencca) y epiclásticas (Formación Capillune), con las lavas andesita – dacíticas del Grupo Barroso. En la zona norte se ubica el nevado Paucarani, cuyas lavas representan al último evento volcánico en la zona de estudio.

La principal cuenca hidrográfica que alimenta al sistema geotermal de Paucarani es el río Uchusuma; tiene clima lluvioso semifrío con precipitación promedio de 200 mm/mes y temperaturas variables entre -9 °C a 11 °C.

La hidrogeología determinó diferentes tipos de acuíferos tales como: 1) el acuífero Maure con capacidad para almacenar 203.17 Hm<sup>3</sup>, 2) el acuitardo Sencca o roca sello y 3) acuíferos fisurados volcánicos someros en las Formaciones Capillune y el Grupo Barroso. La recarga de los acuíferos está directamente asociado a la precipitación pluvial (200 mm/mes); sin embargo, en mínima cantidad tendría relación con la infiltración de aguas provenientes de los ríos, lagunas, represas, nevados, etc.

El flujo de agua circula en dos direcciones de NO-SE (desde Paucarani hacia la Laguna Blanca) y N-S (desde la quebrada Picanani hacia la Laguna Blanca). Están controlados por fallas (NO-SE y ENE-OSO), diaclasas y plegamientos, las cuales favorecen la transmisibilidad y el almacenamiento de las aguas subterráneas.

La composición química e isotópica de las descargas térmicas de agua y gas del sistema geotermal de Paucarani permitieron determinar las condiciones físico-químicas de la fuente de fluido. Las facies químicas de las descargas térmicas varían entre clorurada alcalina (Na-Cl), sulfatada-clorurada alcalina térrea (Ca.Mg-SO<sub>4</sub>.Cl) y bicarbonatada alcalina térrea (Ca. Mg-HCO<sub>3</sub>).

La geotermometría de sílice en fase líquida, estima que el reservorio del fluido tiene una temperatura de hasta 221 °C. Mientras que, los geotermómetros catiónicos determinaron temperaturas desde <120 °C (K/Mg) hasta >260 °C con Na-K-Ca, considerados como valores irreales por no alcanzar el equilibrio agua-roca, asociados a sistemas magmáticos activos, manifestado por la presencia de fluidos altamente ácidos (pH entre 1 a 4) y gases H<sub>2</sub>S.

Las aguas termales y frías al interactuar a nivel profundo y superficial con este tipo de rocas se saturan de algunos elementos, lo que ha generado precipitados de composición mineralógica mayoritaria de alunita, cuarzo y azufre; así como sínter silíceo con anomalías débiles de As y Li. Estas manifestaciones se presentan estratificadas, lo cual da cuenta de un historial de eventos termales. Existen zonas con acumulación de salmueras con anomalías fuertes de As, Li y Sr.

La composición isotópica de las aguas termales ( $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ ) indica que se originan de una mezcla entre agua magmática y meteórica, siendo en mayor proporción el agua meteórica. Luego se infiltran a nivel profundo favorecidas por la presencia de estructuras con dirección NO-SE y ENE-OSO; migran con flujo lateral hacia la superficie y surgen en forma de fuentes termales. Además pueden mezclarse con aguas someras y superficiales donde ocurre la contribución geotermal a la química del agua en la cuenca Uchusuma.

Los estudios de geofísica como la magnética aérea permitieron localizar estructuras e identificar la morfología para elaborar el modelo integrado de la zona geotérmica de Paucarani. La magnetotelúrica identificó una anomalía conductiva ( $< 10 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$ ) desde la superficie hasta los 2000 m de profundidad, asociada a la capa sello (*clay cap*) de 1200 m de espesor y una anomalía resistiva ( $8\text{-}70 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$ ) de 1500 m de espesor en promedio vinculada al reservorio. Además se detectó una anomalía conductiva a partir de los 7000 m relacionados con una zona de ascenso de fluido geotérmico a través del sistema estructural del área. Y la relación de estos resultados con el contexto geológico regional la capa sello sería el Grupo Tacaza y el reservorio geotérmico estaría formándose entre la Formación Huilacollo y el Grupo Toquepala.

Del análisis de la información magnética, se identificó al SO y SE del área de estudio anomalías negativas relacionadas al flujo geotérmico; estructuralmente controlados a lo largo de

fisuras y zonas de fractura, orientadas de NE-SO a E-O. Los principales lineamientos identificados tienen dirección NE-SO, paralelos a las anomalías negativas que son aprovechadas para la recarga del sistema.

Los resultados de los estudios de exploración geológica, hidrogeológica, geoquímica y geofísica permitieron la elaboración del modelo conceptual integrado para el sistema geotermal de Paucarani, donde se observa que los fluidos geotérmicos están asociados a fuentes magmáticas.

Los resultados de la evaluación del potencial geotérmico para un área mínima de  $10 \text{ km}^2$  en el sistema geotermal de Paucarani, determinó 72 MW eléctricos, con una probabilidad del 62 % para el aprovechamiento del recurso. Las variables con mayor sensibilidad son, la temperatura del reservorio con 42.5 % y el área con 19.6 %. Sin embargo, estos resultados deben ser comprobados con estudios de exploración profunda.

## ABSTRACT

The Paucarani geothermal zone is located in the Western Cordillera of the Andes of southern Peru, near the boundary with Bolivia and Chile (tripartite boundary marker), it is characterized by the presence of gas and water discharges. Most of the thermal springs are associated with volcanic rocks (<3 My), which overlies Mesozoic and Paleogene-Neogene volcanic rocks, also they are controlled by the Incapuquio regional fault system. The geothermal activity is associated to a transtensive system fault stress, for example, the Paucarani fault has a dextral movement; and a structural control in volcanic rocks.

The satellite images identified superficial temperature anomalies in Kallapuma geothermal area and the west side of the Paucarani dam, as well as advanced argillic and argillic hydrothermal alterations in rocks NW-SE and ENE-WSW lineaments. According to the mineralogical and petromineralogical results, the volcanic Barroso Group have advanced argillic alteration in rocks and oxidation (jarosite, goethite), as well as arsenic anomalies.

The NW-SE lineament is the boundary between the pyroclastic (Sencca Formation) and epiclastic (Capillune Formation) sequences, and the andesite-dacitic lavas of the Barroso Group. The Paucarani Mountain is located in the north side, thus, the lavas represents the last volcanic event in the study area.

The main river that contributes to the geothermal system of Paucarani is the Uchusuma River; it has a semi-rigid rainy wheater and variable temperatures between -9 °C to 11 °C, with an average rainfall of 200 mm/month.

The hydrogeology identified many types of aquifers such as: 1) the Maure aquifer or reservoir rock with capacity to store 203.17 Hm<sup>3</sup>, 2) the Sencca aquatarde or seal rock, and 3) shallow volcanic fissured aquifers in the Capillune Formation and Barroso Group. The recharge of the aquifers is directly associated with the rainfall (200 mm/month), however in a narrow amount it is related to the infiltration of water from rivers, lagoons, dams, snow, etc.

The flow of water circulates in two directions from NW-SE (from Paucarani to the Laguna Blanca) to N-S (from the Picanani ravine to the Laguna Blanca); they are controlled by faults (NW-SE and ENE-WSW), diaclasses and foldings, which benefits the transmissibility and storage of groundwater.

The chemical and isotopic composition of the thermal discharges of water and gas from the Paucarani geothermal system allowed the physico-chemical conditions of the fluid source characterization. The chemical facies of the thermal discharges vary from chlorinated alkaline (Na-Cl), sulfated-chlorinated alkaline earth (Ca.Mg-SO<sub>4</sub>.Cl) and bicarbonated alkaline earth (Ca.Mg-HCO<sub>3</sub>).

The geothermometry of the water suggests that the fluid temperature in the reservoir is 221 °C (silica geothermometer). While the cationic geothermometers are in the range of <120 °C (K / Mg) and > 260 °C (Na-K-Ca), it is considered as an unreal value because it not reaches the water-rock equilibrium; probably it is related to an active magmatic system with highly acidic fluids (pH between 1 to 4) and H<sub>2</sub>S gases.

The hot and cold water interact in deep and superficial level with rocks and they are saturated with some elements generating precipitates, many of mineralogical composition are: Alunite, Quartz and Sulfur, as well as siliceous sinter with weak As and Li anomalies. These outcrops are layered and suggest the history of thermal events. There are small salt flats areas with strong anomalies of As, Li and Sr.

The isotopic composition of the thermal water ( $\delta^2\text{H}$  and  $\delta^{18}\text{O}$ ) suggest that water origin is from the mixing between magmatic and meteoric water; the infiltration at deep level are defined by NW-SE and ENE-WSW faults. The water migrates to surface and arise in the form of thermal sources; they can be mixing with shallow and superficial waters where the geothermal contribution to the water chemistry occurs in the Uchusuma basin.

Geophysical studies such as aerial magnetic analysis allowed identify structures and morphology for the elaboration of the integrated model of the Paucarani geothermal zone. While the magnetoteluric identified a conductive anomaly (<10 Ohm \* m) from the surface to 2000 m depth, associated with the seal layer (clay cap), with a thickness of 1200 m and a resistive anomaly (8-70 Ohm \* m) with an average thickness of 1500 m linked to the reservoir. In addition, a conductive anomaly was detected at 7000 m; it was associated with a geothermal fluids rise using the structural control of the area. And the relationship of these results with the regional geological context, the clay cap would be related to the Tacaza Group and the geothermal reservoir would be

formed between the Huilacollo Formation and Toquepala Group.

According with the analysis of the magnetic information, the area of main interest is at the SW and SE side, it has negative anomalies related to the geothermal flow that would be structurally controlled along NE-SW and E-W fissures and fractures. The main lineament has a NE-SW trend, parallel to the negative anomalies that are used to recharge the system.

The results of the geological, hydrogeological, geochemical and geophysical exploration studies allowed the elaboration of

the integrated conceptual model for the Paucarani geothermal system, where geothermal fluids are associated with magmatic sources.

The evaluation of the geothermal potential for a minimum area of 10 km<sup>2</sup> in the geothermal system of Paucarani reaches 72 electrical MW at a 62 % probability. The variables with greater sensitivity are the reservoir temperature with 42.5 % and the area with 19.6 %. However, these results should be test with deep exploration surveys.



# CAPÍTULO I

## GENERALIDADES

### 1.0 INTRODUCCIÓN

Tacna es una región donde existe mayor presencia de volcanes activos como parte de la Zona Volcánica de los Andes Centrales (ZVC) que se extiende hasta el norte de Chile. Se tienen registrados 64 centros volcánicos, de los cuales destacan por su actividad eruptiva en los últimos 500 años, los volcanes Tutupaca, Yucamane, Purupuruni y Casiri (Siebert et al., 2010). Dentro de los campos volcánicos activos hay presencia de sistemas hidrotérmicos, además los volcanes y sus productos son evidencia de las condiciones subsuperficiales, tales como el régimen termal y litológico (Wohletz y Heiken, 1992).

Los fenómenos volcánicos y estructurales han originado que las rocas volcánicas y el basamento estén fuertemente fracturados,

factor que controla la recarga, circulación y descarga de los fluidos geotérmicos, sea en zonas profundas o superficiales. Todos los centros volcánicos en la región Tacna tienen un control estructural regional NE-SO, y las manifestaciones geotermales están asociadas a estas.

La región Tacna es uno de los departamentos de Perú, con mayor potencial geotérmico para el aprovechamiento de este recurso y generar electricidad. Las cifras sobre el potencial geotérmico estimado en la región a la fecha son de 420 MWe correspondiente a cinco zonas geotermales: Tutupaca, Calientes, Borateras, Ancocollo y Kallapuma-Chungara (Cruz et al., 2013; West Japan Engineering Consultants, 2012; Figura 1.1).

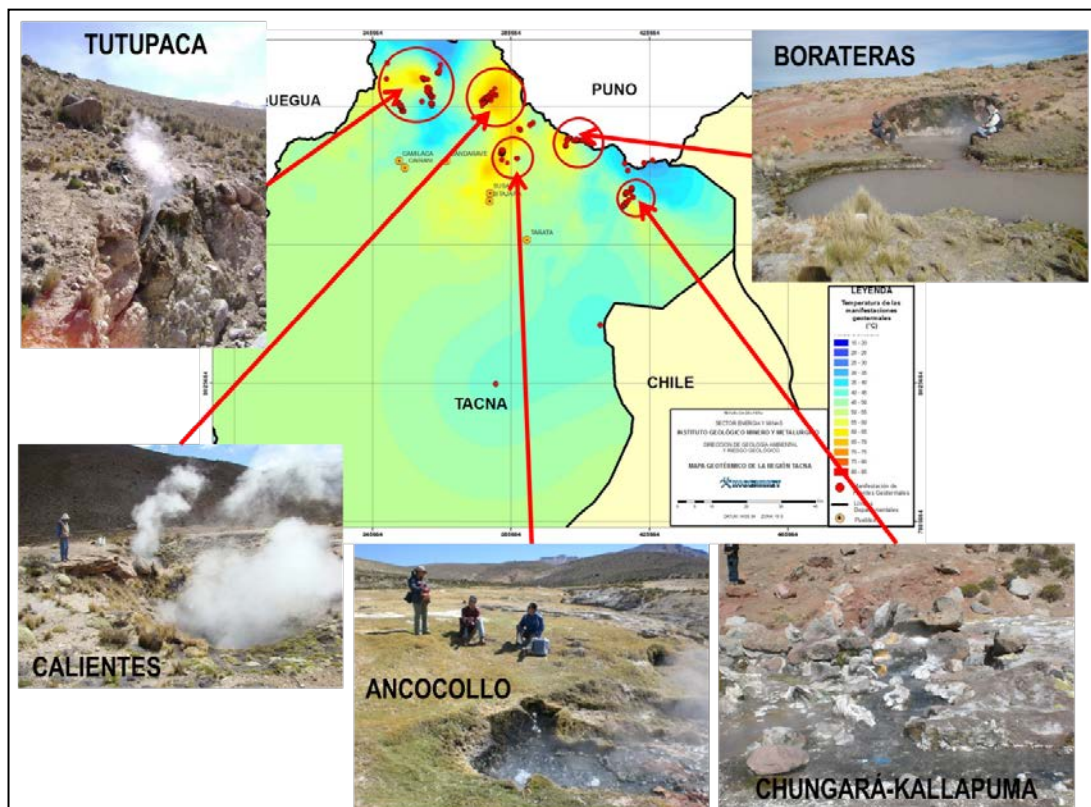


Figura 2.1 Mapa de zonas geotérmicas prometidas de la región Tacna, donde se observa manifestaciones de fluidos geotermales en superficie (Cruz et al., 2013).

En su mayoría las manifestaciones geotermales que surgen en las cinco zonas mencionadas, tiene un origen juvenil (sea magmático o volcánico). Las altas temperaturas registradas estarían relacionadas principalmente con la existencia de fuentes de calor provenientes de las cámaras magmáticas asociadas al vulcanismo Cuaternario, las que transmiten calor hacia la superficie a través de estructuras profundas (Cruz et al., 2013). La fuente de calor determina la temperatura del sistema geotérmico y es el principal motor de la circulación de los fluidos geotérmicos debido al fenómeno de convección. Mientras que, las estructuras determinan la ubicación de las manifestaciones termales, pues estas funcionan como conductos para la circulación de fluidos geotermales debido a que aumentan la permeabilidad de las rocas y contribuyen a la recarga y descarga del reservorio.

La manifestación geotermal en la región Tacna, se evidencia a lo largo de la cadena volcánica desde la frontera con Chile hasta los límites con los departamentos de Moquegua y Puno. En su mayoría, son sistemas geotermales de alta entalpia. En los alrededores de estas zonas geotérmicas, existe presencia de comunidades dispersas poco pobladas debido a las necesidades sociales y de infraestructura. Además, el nivel de pobreza y desarrollo humano son bajos en comparación con las provincias costeras de la región (Informe Banco Central de Reserva, 2013). A esto se puede añadir la no disponibilidad de agua, el empobrecimiento de suelos por salinización (caso Calientes y Borateras) y la falta de presencia del Estado los cuales traen como consecuencia que esta población migre a las ciudades (Cruz, 2016).

El desarrollo de la industria geotérmica, constituiría una significativa opción para el desarrollo de estas comunidades mediante proyectos para la generación eléctrica a cargo de las empresas geotérmicas que podrían dinamizar la economía local promoviendo así la articulación de proyectos de desarrollo. Asimismo, los usos directos de la geotermia constituirían una fuente de desarrollo sostenible para las comunidades cercanas a los proyectos mediante la balneología, los cultivos en invernaderos, el secado de productos agrícolas y forestales, la piscicultura, así como la provisión de agua caliente para fines industriales y recreativos, etc. (Cruz, 2016).

La región Tacna pese a contar con un gran potencial geotérmico, a la fecha no cuenta con una planta de energía geotérmica construida o instalada. No obstante, la Dirección General de Electricidad del Ministerio de Energía y Minas (DGE-MEM) otorgó más de 30 autorizaciones para exploración geotérmica en el país; pero ninguna compañía ha ejecutado la fase II, que de acuerdo a Ley corresponde a la perforación de pozos geotérmicos. Sin embargo, muchos de los desarrolladores de

proyectos geotérmicos no fueron autorizados para la exploración de estos recursos en la región por encontrarse dentro del Área de Conservación Regional Vilacota Maure.

El Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET) tiene dentro de sus objetivos estratégicos institucionales el generar y difundir información sobre los estudios técnicos-científicos de los recursos geotérmicos. En ese sentido, el presente trabajo muestra los resultados de los estudios de exploración geotérmica en la zona de Paucarani de la región Tacna; además está orientado a comprender la relación de los sistemas geotermales asociados a la actividad volcánica mediante el uso de las técnicas convencionales de la geología, hidrogeología, geoquímica y geofísica, que permitieron formular el modelo conceptual para el área de estudio.

## 1.1 JUSTIFICACIÓN PARA LA EVALUACIÓN DEL POTENCIAL GEOTÉRMICO EN PAUCARANI

En Tacna a la fecha se estima 420 MWe de energía geotérmica (Cruz et al., 2013; West Japan Engineering Consultants, 2012), lo cual es un potencial muy importante para la región y el país. Su explotación es factible para generar electricidad, ya que se localizan en zonas con condiciones geológicamente favorables y con flujos de calor elevados que están distribuidos ampliamente a lo largo del "Eje Volcánico Sur" (Vargas et al., 2012; Cruz et al., 2013).

Los recursos geotérmicos promisorios de la región Tacna, se ubican dentro del Área de Conservación Regional Vilacota Maure con excepción de la zona de Tutupaca. Sin embargo, la energía geotérmica es la fuente renovable para la generación de electricidad. Es un recurso totalmente autóctono, que no depende de factores climáticos como el viento, el sol y las precipitaciones, es amigable con el medio ambiente, presenta emisiones mínimas de dióxido de carbono y otros gases, no genera desechos contaminantes o radioactivos, no ocupa mucho espacio, no afecta sustancialmente al paisaje, no representa peligros para la fauna, las aves en particular, y en general causa impactos ambientales modestos y mitigables. La generación de electricidad geotérmica es una tecnología madura, que produce energía de carga base con factor de planta superior al 90 % y, en ciertas condiciones, se presta también a modular la carga para acomodarse a variaciones de demanda (Bona y Coviello, 2016).

Actualmente la geotermia es una de las energías disponibles con los costos de generación más bajos, acompañadas también por costos de operación mínimos, previsibles y estables (IRENA, 2015). Ninguna otra fuente de energía disponible a la fecha, reúne tantas ventajas como la geotermia.

Es por tal razón que el Estado y la región deben administrar y regular el aprovechamiento de los recursos geotérmicos que permita contribuir al mejoramiento y desarrollo sustentable de las comunidades altoandinas donde surgen los recursos geotérmicos. Así, las expectativas de un desarrollo económico del país deben estar altamente ligada al uso de energías verdes para los próximos años. Además, el alto crecimiento en el consumo de energía eléctrica, imponen la necesidad de evaluar alternativas que permita el adecuado abastecimiento energético.

El INGEMMET con el compromiso de investigar los recursos geotérmicos a nivel nacional, para el año 2017 se propuso desarrollar el proyecto de caracterización y evaluación del potencial geotérmico en la zona de Paucarani con el propósito de promover el uso de los recursos geotermales en la generación de electricidad y el uso directo.

## 1.2 ANTECEDENTES

La “Evaluación del Potencial Geotérmico en Perú” se inició desde los años 70 con el inventariado de las fuentes termales a nivel de todo el territorio peruano, estos estudios fueron realizados por el INGEMMET. Posteriormente se realizaron diversos estudios en zonas o regiones específicas relacionados con la evaluación del potencial geotérmico mediante la cooperación técnica internacional como se detalla a continuación:

- En 1975, MINERO PERU realizó estudios de exploración preliminar de las manifestaciones geotermales de Calacoa y Salinas en Moquegua.
- En 1976, Geothermal Energy Research del Japón, realizó trabajos de exploraciones preliminares en la cuenca del Vilcanota en Cusco.
- En 1977, el INIE efectuó el primer censo de manifestaciones geotermales.
- En 1978, el INGEMMET elaboró un inventario y agrupación geográfica de afloramientos geotermales por regiones.
- EN 1979-1980, el INGEMMET y AQUATER (de Italia) efectuaron estudios de reconocimiento geotérmico de la Región V.
- En 1980, Geothermal Energy System Ltd. hizo estudios geotérmicos de las zonas de Calacoa, Tutupaca y las Salinas en Moquegua.
- Entre los años 1983 y 1985, el INGEMMET y British Geological Survey efectuaron un inventario parcial de manifestaciones geotermales de la Región VI (figura 1.2), departamentos de Cusco y Puno.
- Entre los años 1983 y 1986, ELECTROPERÚ y CESEN (de Italia) realizaron estudio de reconocimiento geotérmico de las Regiones I a IV (figura 1. 2).

- En el año 1986, ELECTROPERÚ con asistencia técnica de la OIEA y las NU realizaron investigaciones geoquímicas en la Región V (figura 1. 2).

- En 1997, CENERGÍA y el IIE de México efectuó la evaluación de la información, estudios disponibles, realizados por INGEMMET, ELECTROPERU, CENERGÍA, Proyecto Especial Tacna, IPEN y la Cooperación Internacional.

En el 2006, por iniciativa del Ministerio de Energía y Minas (MEM), INGEMMET retomó los estudios de “evaluación del potencial geotérmico del Perú” debido al crecimiento económico sustentable que nuestro país ha venido experimentando. Esto genera a su vez una mayor demanda de energía eléctrica por parte del sector minero, industrial, construcción, etc. Por ello, es de vital importancia diversificar la matriz energética del país.

Asimismo, en el 2008 el MEM aprobó el Decreto Legislativo N° 1002 para la promoción de la inversión en generación de electricidad a partir de energías renovables, con el objetivo de promover el uso de energías renovables, eliminando así cualquier obstáculo o barrera al desarrollo, diversificación de la matriz energética. Este decreto constituye un paso hacia una política de seguridad energética y protección del medio ambiente.

En cuanto a la energía geotérmica, en 1997 el MEM aprobó la Ley Orgánica de Recursos Geotérmicos (Ley N° 26848) y, en 2010 se aprobó su reglamento. El objetivo fue promover el desarrollo racional de los recursos geotérmicos para asegurar el suministro de energía necesario para el crecimiento económico, el bienestar y la diversificación eficiente de la matriz energética peruana (aumento de nuevas fuentes de energía) y el desarrollo cauteloso de las actividades mencionadas, su acceso y competencia, según las normas vigentes.

Es así que el INGEMMET, al ser el Organismo Público Técnico Especializado del Sector de Energía y Minas, viene desarrollando proyectos de exploración superficial para la “evaluación del potencial geotérmico del Perú”. Para ello realiza estudios de exploración geológica, geoquímica y geofísica de las manifestaciones geotermales por departamento y/o región. La finalidad es contar con una base técnico - científica para conocer el verdadero potencial geotérmico del país y, de esta manera, promover actividades de exploración y explotación de nuestros recursos geotérmicos en sus diversas escalas.

En la región Tacna el INGEMMET ejecutó estudios de exploración geotermal en cinco zonas con el apoyo de la cooperación internacional del gobierno del Japón, que fue gestionado por el MEM ante la Agencia Peruana de Cooperación Internacional (APCI) y la Agencia de Cooperación Internacional del Japón (JICA sigla en inglés) con financiamiento no reembolsable.

En el año 2010, como parte del Plan Maestro, se realizó el estudio de las manifestaciones termales sin considerar las zonas de Casiri y Paucarani. En ese mismo año, con la participación de la Dirección General de Electricidad (DGE) del MEM se inician las coordinaciones para la ejecución de talleres sobre geotermia. En el 2011 se llevaron a cabo los "Talleres Itinerantes de Geotermia" liderados por el INGEMMET y la DGE del MEM, con la participación de las Direcciones Regionales de Energía y Minas (DREM) de Tacna, Moquegua y Puno, los gobiernos regionales, las autoridades locales, la comunidad y las empresas privadas del sector. El objetivo fue promover, informar, educar y empoderar a las autoridades

sobre geotermia con la finalidad de formar personas capaces de establecer acuerdos, compromisos y decisiones en el proceso de la aplicación de la Ley de Consulta Previa.

Los recursos geotérmicos de Tacna comprenden parte de la región geotérmica más promisoría del país (Región V denominada Eje Volcánico Sur), localizada en el sur del Perú con una extensión aproximada de 104498 km<sup>2</sup>. También se incluyen los departamentos de Ayacucho, Apurímac, Cusco y, principalmente los departamentos de Arequipa, Moquegua y Tacna. Aquí se tienen inventariadas más de 300 manifestaciones geotermiales, entre fuentes termales, geiseros, fumarolas, entre otras (Vargas, 2008; Vargas y Cruz, 2010; Figura 1.2).

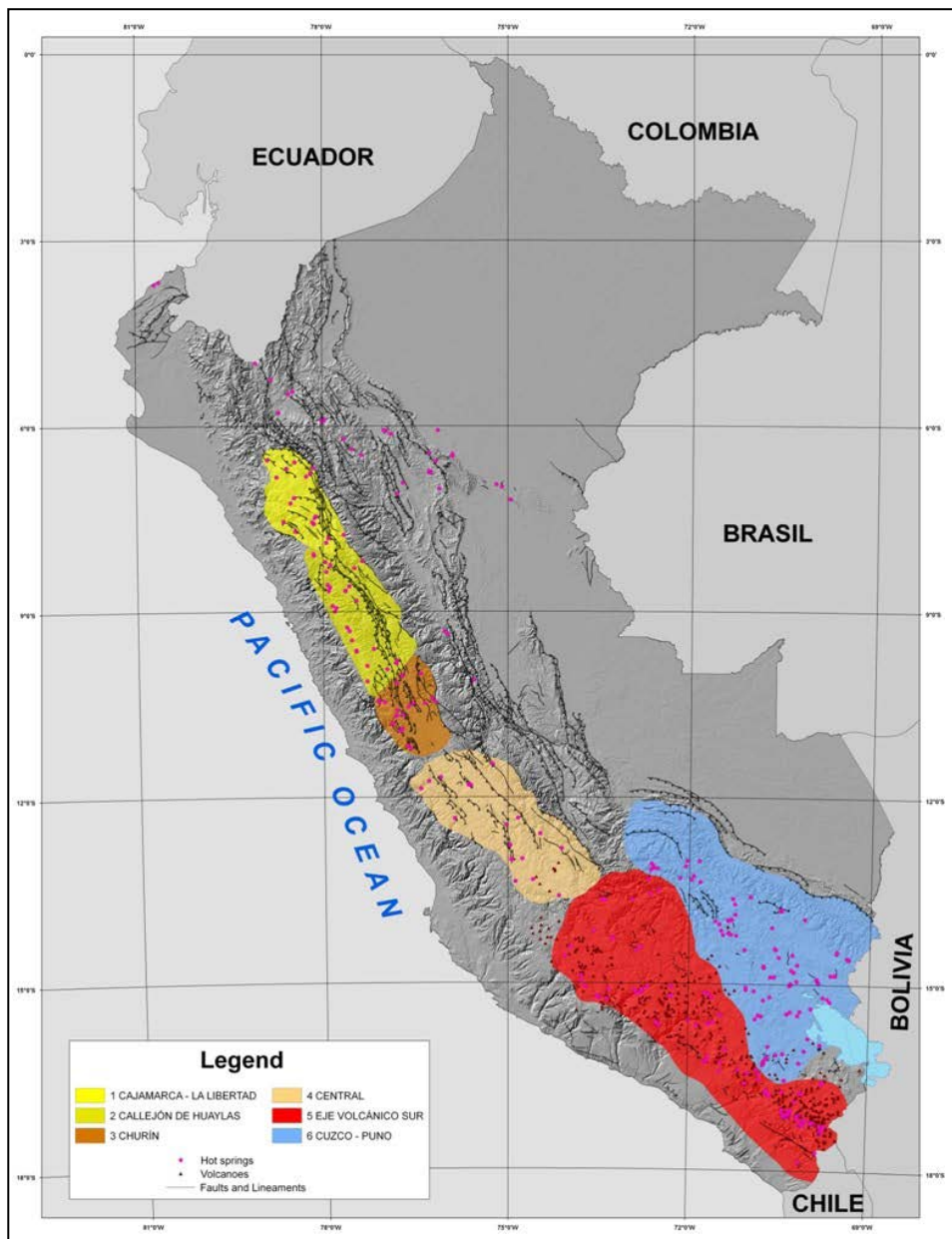


Figura 1.2 Mapa geotérmico del Perú (Vargas y Cruz, 2010).

### 1.3 OBJETIVOS

El objetivo principal del estudio, es caracterizar y evaluar el potencial geotérmico en la zona de Paucarani. Además de construir un modelo conceptual integrado basado en los estudios geológicos, hidrogeológicos, geoquímicos y geofísicos.

#### 1.3.1 Objetivos específicos

- Identificar las unidades litoestratigráficas y estaciones de control estructural asociadas a las manifestaciones termales en la zona.
- Realizar perfiles geológicos y columnas estratigráficas que ayuden a complementar la información geológica local.
- Definir la dirección del flujo subterráneo, las áreas de mayor aptitud para la captación, el adecuado distanciamiento entre pozos y establecer las situaciones anómalas que podrían interferir sobre el recurso hídrico.
- Determinar la composición química e isotópica de las aguas termales y frías de la zona de estudio.
- Identificar los procesos que afectan la composición de las aguas termales en la zona de estudio.
- Estimar la temperatura y las condiciones de equilibrio de los acuíferos que componen el sistema geotermal.
- Conocer los parámetros físicos a profundidad, en función al campo magnético y densidad de las rocas y minerales con la finalidad de delinear estructuras asociadas a un área geotermal.
- Investigar al detalle la distribución lateral y vertical de la resistividad del subsuelo, delineando la litología y estructuras favorables en una actividad geotermal.
- Integrar la interpretación de la composición de las aguas con el contexto geológico estructural y la exploración geofísica por el método magnetoteléurico.
- Elaborar el modelo conceptual integrado de la zona geotermal de Paucarani.

### 1.4 METODOLOGÍA

Al considerar los diferentes aspectos involucrados en la emisión de fluidos geotermales en la superficie, así como los aspectos relacionados con su entorno (tales como las características particulares de la litología, geomorfología y características lito-estructurales de las rocas del subsuelo que favorecen el transporte y emisión de los fluidos en superficie) es necesaria la aplicación de diversas disciplinas que permitan caracterizar e interpretar el comportamiento de los fluidos en las zonas geotermales. Por esta razón se aplicaron conocimientos

de geología, hidrogeología, geoquímica y geofísica para el cumplimiento de los objetivos del presente estudio.

#### 1.4.1 Estudios de exploración de recursos geotérmicos

##### 1.4.1.1 Estudios Geológicos

Los estudios geológicos, representan la base en los estudios geotérmicos. Tal es el caso de los estudios regionales donde se puede identificar la fuente de calor en un sistema geotérmico. Por su parte la geología estructural establece como factor de primer orden un sistema geotermal, así lo muestran numerosos estudios realizados en diversos sistemas geotermales del mundo (Martini, 2008). Mientras que, la reactivación de las estructuras de basamento origina la migración de fluidos en la superficie tales como los fluidos geotérmicos.

Del mismo modo, la identificación de las unidades litoestratigráficas que se encuentran en los sistemas geotérmicos permite reconocer la influencia en la composición final de las aguas y gases geotérmicos ya que las aguas subterráneas adquieren su composición química de los minerales de las rocas por donde circulan. También permite la aplicación de geotermómetros y reconocer futuros problemas potenciales de incrustación durante la explotación.

Finalmente, la identificación de rocas y minerales permite la aplicación de los métodos geofísicos y su interpretación mediante la variación de resistividades.

##### 1.4.1.1.1 Recopilación y procesamiento

En una primera etapa, en gabinete se procedió a la identificación de la zona de interés geotérmico, basándose en las manifestaciones termales asociadas a una fuente de calor reciente. Asimismo, se realizó la recopilación de información y análisis de mapas geológicos regionales a escala 1:100,000 y 1:50,000; así como mapas de anomalías de temperaturas, mapas de análisis estructural en base a métodos de teledetección como análogos y filtros direccionales.

También, se realizó la identificación de áreas concretas de estudio (en el campo) donde se necesite incrementar datos geológicos y estructurales. Para esto, se preparó un mapa mosaico de Google Earth con base topográfica cada 25 m, que contribuyó en el cartografiado de campo y toma de datos estructurales en zonas específicas.

En la segunda etapa de trabajo de gabinete se realizó la integración de los datos obtenidos en gabinete y en campo como parte del análisis geológico de la zona de estudio. Los resultados de los laboratorios y procesamiento de datos son importantes en una interpretación final y en el diseño del modelo geológico.

#### 1.4.1.1.2 Descripción de toma de datos y muestras

Las zonas donde se tomaron los datos corresponden a las sugeridas durante la etapa de gabinete. Es importante identificar y describir la roca, cartografiar las unidades litológicas; así como realizar perfiles esquemáticos y columnas estratigráficas de la variación litológica en los alrededores de las fuentes termales.

En el campo, los implementos usados fueron: picota, GPS, brújula, lupa, cuaderno de campo, mapas geológicos a escala 1:50,000 y mapas mosaico Google Earth con curvas topográficas cada 25 m a escala 1:25,000, en conjunto estos son necesarios para la toma de datos.

Durante la campaña de campo, se recolectaron muestras representativas de roca para análisis microscópico petrográfico y/o mineralógico. También, se recolectaron muestras de rocas con alteración hidrotermal y precipitados de sínter petrificado para análisis microscópico petrográfico y/o rayos X.

También, se tomaron puntos de estación de control estructural para identificar la cinemática de movimiento u otras evidencias, como es el caso de foliaciones ocasionadas por la falla, presencia de diques, venillas, etc.

#### 1.4.1.2 Estudios Hidrogeológicos

Los estudios hidrogeológicos, permiten determinar las variables hidráulicas del manto de agua, así como definir su rendimiento, calidad y los caudales óptimos de captación. Esto posibilita definir la factibilidad del acuífero para la explotación y determinar su sustentabilidad en función de la explotación. También, contribuye con el modelamiento y zonificación hidrogeológica del área de estudio.

De ahí que este tipo de estudio es importante para el desarrollo de un proyecto geotérmico ya que esta industria requiere de agua para la etapa de perforación y producción. Además, el estudio servirá para identificar fuentes con agua de mala calidad que amenazan la zona de captación de los pozos localizados en El Ayro.

##### 1.4.1.2.1 Recopilación, procesamiento y análisis

La recopilación de la información está referida, a la adquisición de información bibliográfica, cartográfica y documental, que se obtuvo de diferentes bibliotecas del país, como: INGEMMET, Autoridad Nacional de Agua, Proyecto Especial de Tacna entre otros.

La información recopilada, se basó fundamentalmente en estudios hidrogeológicos, ambientales, hidrológicos, etc. Asimismo, la información cartográfica se obtuvo del Instituto Geográfico Nacional, la cartografía geológica de INGEMMET. Los datos meteorológicos e hidrológicos del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI).

Los registros de datos se obtuvieron en las campañas de campo, que consistieron en: 1) inventario de fuentes de agua, 2) descripción litológica de los acuíferos, 3) toma de datos de ubicación geográfica, y 4) medición de parámetros fisicoquímicos (conductividad eléctrica, temperatura y pH). Los procedimientos seguidos fueron similares a lo utilizado en geoquímica.

Para la caracterización hidrogeológica se tomó como base la descripción litológica y estructural desarrollada en los estudios geológicos. Asimismo, se realizó el balance iónico de la composición química de las aguas siguiendo el método descrito en la parte de estudios geoquímicos.

La interpretación de los resultados de los análisis fisicoquímicos se realizó con el software AquaChem V.5.0, con el cual se representó mediante el diagrama de Stiff la distribución de aniones y cationes mayoritarios sobre un mapa. Para representar en forma conjunta los datos fisicoquímicos se utilizaron los diagramas logarítmicos de Schoeller-Berkaloff y los diagramas triangulares (Piper, 1944).

Por último, mediante la integración de los resultados del estudio de la caracterización hidrogeológica superficial y los resultados del estudio geofísico de magnetotelúrica se procedió a generar el modelo conceptual hidrogeológico.

#### 1.4.1.3 Estudios Geoquímicos

Los métodos geoquímicos cumplen un rol importante en la exploración de recursos geotérmicos son aplicados especialmente en las etapas de exploración superficial y profunda previa a la etapa de perforación. La importancia de los métodos geoquímicos radica en que los datos químicos de los fluidos geotérmicos son indicadores útiles en la evaluación de la factibilidad de un yacimiento geotérmico para su explotación ya que proporcionan información de las condiciones y procesos que ocurren en la profundidad lo cual no es posible obtener con otras técnicas de exploración.

##### 1.4.1.3.1 Metodología de muestreo y análisis

Tomando en consideración el objetivo del estudio, incluidos los requisitos de calidad de datos y el tipo de análisis a realizar en el laboratorio, se obtuvieron muestras representativas que permitan conocer la completa gama de constituyentes presentes en el agua muestreada. Asimismo, para asegurar la integridad de la muestra se evitó cualquier fuente de contaminación durante cada fase de recolección y procesamiento de la muestra, así como durante la manipulación y transporte de los mismos. Las muestras de control de calidad (muestra replicada), fueron adecuadamente distribuidas en el tiempo y el espacio que permitan garantizar los objetivos de calidad de los resultados.



A continuación, se detallada la metodología completa de muestreo (para las muestras de aguas) realizada en el presente estudio y se detallada una completa metodología analítica para la determinación de la composición química del agua.

#### 1.4.1.3.2 Muestreo de aguas

La técnica de muestreo empleada es la misma para todas las fuentes termales y frías localizadas alrededor de la zona geotermal de Paucarani, independiente tanto del tipo como de la morfología de la zona de emisión. Las variaciones en el muestreo solo dependen de lo que se desea analizar, por lo cual, por cada fuente termal se deben obtener tres (3) muestras de agua, tal como se describe a continuación:

- Muestreo en una botella de plástico de 250 mL con contratapa (Figura 1.3) para el análisis de aniones ( $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{F}^-$ ).

- Muestreo en una botella plástico de 250 mL con contratapa (Figura 1.3) para el análisis de cationes disueltos ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Li}^+$ ,  $\text{As}$ ,  $\text{B}$ ,  $\text{Si}$ ).
- La botella debe ser acidificada con 0,2% de  $\text{HNO}_3$  o  $\text{HCl}$  de alta pureza; la muestra debe ser previamente filtrada a través de una membrana de  $0.45\mu\text{m}$  de poro. La acidificación tiene por objetivo preservar los cationes contenidos en aguas de alta temperatura, las cuales se vuelven supersaturadas con el enfriamiento. Se debe prevenir la precipitación de metales traza tanto de aguas de baja temperatura como de alta temperatura y evitar la disolución de sólidos suspendidos, nunca acidificar una agua no filtrada.

Muestreo en botella de plástico de 150 mL (Figura 1.3) para el análisis de isotopos ambientales de  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ . El muestreo consiste en sumergir el envase (de ser posible) en el agua y evitar el contacto con la atmosfera. Debe llenarse hasta el tope y cerrar rápidamente, evitar el contacto con la luz solar. La toma de muestra tiene que ser lo más rápido posible.



Figura 1.3 Muestras recolectadas por fuente termal en la zona geotermal de Paucarani.



Durante el muestreo, es importante considerar que las muestras recolectadas en botellas de plástico tienen que ser llenadas hasta el máximo de su capacidad; es decir, totalmente ausentes de aire para evitar la contaminación con el aire y el fraccionamiento isotópico. Para las botellas de plástico (análisis de metales disueltos) no es necesario este procedimiento y el agua es recolectada solo hasta la zona de estrechamiento de la botella debido a que esta muestra al estar acidificada no se ve afectada por el aire ingresado.

#### 1.4.1.3.3 Determinación de parámetros físico-químicos en campo

Para la caracterización de las aguas termales es importante la determinación de las propiedades fisicoquímicas del fluido in situ. En cada manifestación o fuente termal a muestrear se realizaron las mediciones de parámetros de temperatura, conductividad eléctrica y pH. También, se tomó nota de las características visibles que se presentan en cada fuente termal, como actividad biológica, precipitados de sales, color, olor, gases disueltos, etc. Ya que constituyen datos esenciales para la determinación de la entalpía.

En esta sección se describen los métodos para medir la temperatura, pH, conductividad eléctrica en aguas termales y frías.

##### • Temperatura

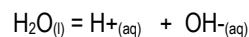
El termómetro usado en campo, es un instrumento portátil que consta de dos sensores, permitió realizar la medición de la temperatura del agua y del medio ambiente de la zona donde se realizó el muestreo. Además, hay que tomar en cuenta que en el agua, la temperatura actúa variando la masa específica y su viscosidad; esto hace que influya en la velocidad de circulación del agua. Asimismo, la temperatura en una fuente termal puede estar influenciada por la consolidación de lavas y de vapor de agua de origen volcánico, acompañados generalmente de gases como el anhídrido carbónico, sulfhídrico, fluorhídrico, etc.

La medición de la temperatura en campo se realizó con un termómetro digital portátil de sondas de marca VWR con precisión de +/- 0.1 °C.

##### • pH

El pH es una medida de la concentración de iones de hidrógeno (H<sup>+</sup>) en el agua. La escala de pH está basada en la ionización del agua a temperatura de equilibrio dependiente. Este es particularmente importante cuando consideramos si un fluido es ácido o alcalino a temperaturas del reservorio o fuente. A

temperaturas normales de ambiente, el pH 7 es considerado como pH neutral. Pero se debe de tomar en cuenta que el pH neutral varía con la temperatura. En la superficie, el pH neutral puede estar cerca a pH 7, pero en reservorios con temperaturas altas podría ser alrededor de pH 5.5, lo cual significa que fluidos con temperaturas altas y pH > ~5.5 sería alcalino. La razón de este cambio en el pH puede ser explicado por la disociación del equilibrio del agua sobre el cual la escala de pH está basado (Nicholson, 1993).



$$K_w = {}^a\text{H} \cdot {}^a\text{OH}$$

La medición del pH se realizó utilizando el medidor multiparámetro para agua marca WTW, modelo 340I, precisión de +/- 0,1 (Figura 1.4), el mismo que fue contrastado con el multiparámetro Thermo Orion Star A329. También, se hizo el control del instrumento mediante el uso de cintas reactivas capaces de determinar intervalos de pH lo más estrechos posibles.

##### • Conductividad Eléctrica

La conductividad eléctrica de una muestra de agua es la expresión numérica de su capacidad para transportar corriente eléctrica. Esta capacidad, depende de la presencia de iones en el agua, de su movilidad, de su carga o valencia y de las concentraciones relativas; así como de la temperatura a la cual se realiza la medición. La temperatura afecta la conductividad ya que cuanto más elevada temperatura tiene el agua mayor es su conductividad.

La conductividad de las aguas también se ve afectada principalmente por la roca de la geología de la zona por la cual fluye el agua. Por ejemplo, si el agua discurre por zonas de roca de granito tiende a tener menor conductividad porque el granito se compone de materiales más inertes que no se ionizan fácilmente en el agua. Sin embargo, sucede todo lo contrario con las zonas arcillosas que tienden a tener mayor conductividad, debido a la presencia de materiales que se ionizan fácilmente con el agua.

La unidad básica de medición de la conductividad es el mho o siemens. La conductividad se mide en micromhos por centímetro (µmhos/cm) o microsiemens por centímetro (µS/cm).

En la medición de la conductividad eléctrica se utilizó el medidor multiparámetro portátil para aguas marca WTW, modelo 340I, con resolución de 1 µS/cm1 (Figura 1.4), el mismo que fue contrastado con el multiparámetro Thermo Orion Star A329, que dio resultados similares.



Figura 1.4 Multiparámetro (WTW, modelo 3401) para medición de temperatura, pH, conductividad eléctrica.

#### 1.4.1.3.4 Análisis en laboratorio

La determinación de la composición química de las aguas termales y frías asociadas al sistema geotermal de Paucarani fue realizada en el Laboratorio de Química de INGEMMET y el Laboratorio ALS LS Perú S. A. C. (acreditado NTP-ISO/ IEC 17025). Los métodos analíticos empleados fueron cromatografía iónica, espectrometría de masas con fuente de plasma de acoplamiento inductivo-ICP-MS, espectrometría de emisión óptica con plasma de acoplamiento inductivo-ICP-OES y el método volumétrico por titulación para determinar alcalinidad total. Estos métodos se describen a continuación:

- Metales disueltos (Li, Na, K, Ca, Mg y elementos menores): ICP-OES Varian 735-ES Radial y ICP-MS Nexion 300D, Perkin Elmer (EPA Method 200.7 y EPA Method 200.8).
- Aniones (F, Cl, NO<sub>3</sub>, SO<sub>4</sub>, Br): Cromatografía Iónica, DIONEX ICS-2000 (EPA Method 300.0, determination of inorganic anions by ion chromatography).
- Alcalinidad (CO<sub>3</sub> y HCO<sub>3</sub>): Volumétrico por titulación (Tritrimetric, pH 4.5, SM 2320-B).

El análisis isotópico de δ<sup>2</sup>H y δ<sup>18</sup>O fue realizado por el laboratorio geoquímico de LaGeo en El Salvador, mediante

el método instrumental de Espectrómetro de Masas Finigan y espectroscopio láser para análisis de isótopos.

#### 1.4.1.3.5. Análisis de la calidad de los resultados analíticos emitidos por el laboratorio

Una metodología ampliamente difundida para comprobar la calidad de los análisis químicos de las aguas es la del balance iónico. Este análisis se basa en el equilibrio porcentual de cargas en las muestras. Cuando las sales se disuelven en agua para formar iones, los aniones son atraídos al polo positivo del agua; mientras que los cationes son atraídos al polo negativo (Arnórsson, 2000).

El balance iónico se expresa mediante la ecuación 1:

$$B.I = 100 * \frac{\sum \text{Cationes} - \sum \text{Aniones}}{\sum \text{Cationes} + \sum \text{Aniones}}$$

Como el agua es un medio neutro sin carga eléctrica, los cationes deben compensar a los aniones en la solución. Los criterios de aceptación de datos geoquímicos de aguas se encuentran resumidos en el Cuadro 1.1.

Cuadro 1.1

## Criterio de aceptación del balance iónico

Suma de Aniones (meq/L)	Diferencia Aceptable
0-3	±0.2%
3-Oct	±2%
10-800	±2-5%

Fuente: Murray & Wade, 1996, Greenberg, A.E.; Clesceri, L.S. & Eaton, A.D., eds., 1992

La concentración de iones en esta expresión se mide en meq/L (miliequivalentes por litro). Para aguas eléctricamente neutras el balance iónico debe indicar valores cercanos a cero; sin embargo, es común que los valores sean distintos de cero debido a errores en la medición de datos o en el muestreo de las aguas.

#### 1.4.1.4 Estudios Geofísicos

El método magnetotelúrico (MT) consiste en medir las fluctuaciones de los componentes ortogonales de los campos electromagnéticos naturales con el objeto de conocer la estructura eléctrica del subsuelo. Este método es descrito ampliamente en el capítulo VII de este boletín.

## 1.5 AGRADECIMIENTO

Agradecemos al PhD. Martyn Unsworth, profesor de geofísica y ciencias de la tierra de la Universidad de Alberta por el apoyo brindado en el procesamiento de datos de magnetotelúrica. Agradecemos también, a la Dra. Yanet Antayhua por sus valiosas sugerencias para la elaboración del presente trabajo. De igual forma a los profesionales Ings. Darwin Calla Pilco, José Huilca Chuctaya y al Bach. Sthif Castelo Cardeñoso, integrantes del grupo de la Actividad GEOF quienes, en su posición de servidores del INGEMMET, han contribuido con valiosas sugerencias tanto para trabajos en gabinete, así como en la adquisición de datos de magnetotelúrica en campo.

Asimismo, agradecemos a la colaboración desinteresada recibida por parte de los pobladores de la zona de Paucarani; así como al Ing. Edwin Condori Mamani y al geólogo Diógenes Olascoaga Vasquez.

# CAPÍTULO II

## UBICACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOMORFOLOGÍA

### 2.1 UBICACIÓN GEOGRÁFICA

La zona geotermal de Paucarani está ubicada en la Cordillera Occidental de los Andes, al sur del Perú, forma parte de la cadena de montañas de origen volcánico denominada Cordillera del Barroso. El área de estudio abarca 600 km<sup>2</sup> y se encuentra en el departamento de Tacna, provincia de Tacna y distrito de Palca (Figura 2.1). Hidrográficamente pertenece principalmente a la cuenca del río Uchusuma.

La vía de acceso disponible es desde la ciudad de Tacna, luego por la vía trocha carrozable hasta Palca, tomando la vía principal se accede a la zona sur del área de estudio. Otra vía recomendable es la carretera Tacna-Tarata; en Tarata (Figura 2.1) se toma la trocha principal carrozable hasta acceder al primer desvío hacia el SE y de esta manera llegar a la zona norte del área de estudio. Esta última ruta resulta más larga teniendo en cuenta el tiempo, sin embargo se sugiere como ruta alterna. Ambas vías conducen a la localidad del Tripartito.

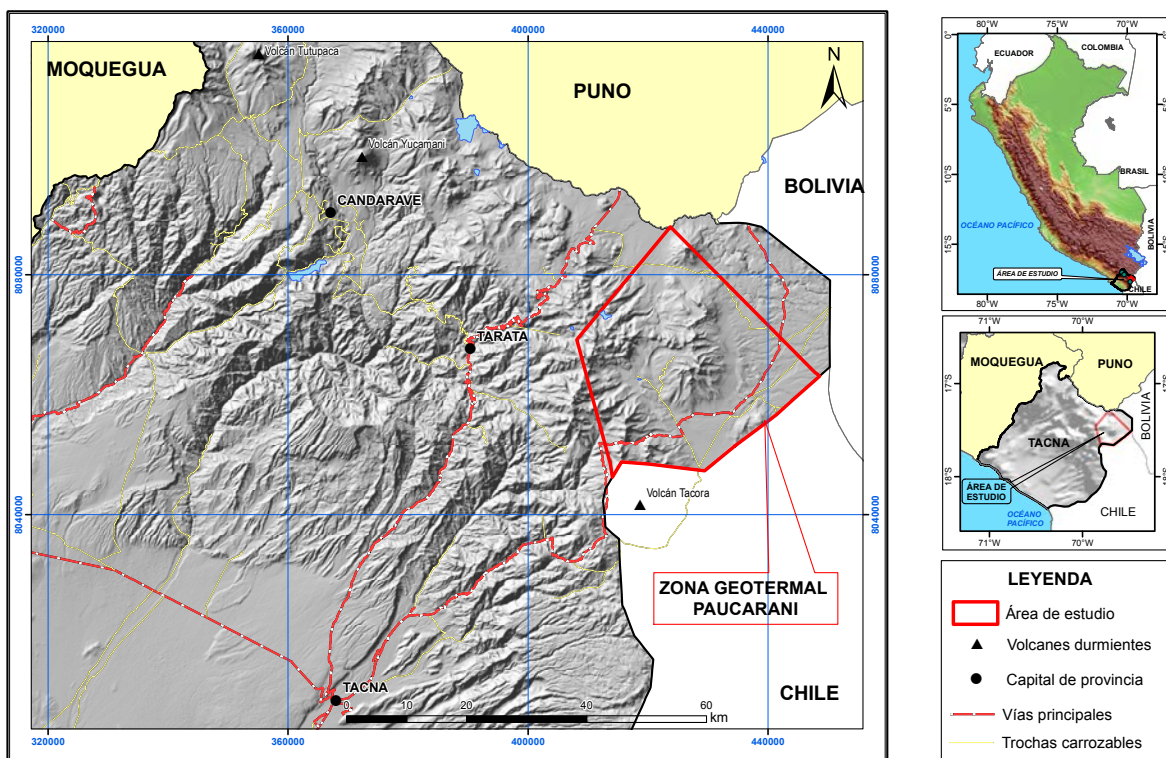


Figura 2.2 Mapa de ubicación del área de estudio de la zona geotermal de Paucarani.



## 2.2 GEOMORFOLOGÍA

### 2.2.1 Unidades Geomorfológicas

Las unidades geomorfológicas (Figura 2) analizadas en el presente informe, forman parte del estudio preliminar elaborado por la Dirección de Geología Ambiental y Riesgo Geológico del INGEMMET, como parte del mapa geomorfológico del Perú. Las subdivisiones consideradas se realizaron en base a la geoforma, unidad y subunidad que se encuentran en terreno, además se consideró la ubicación de fuentes termales y precipitados de sínter.

La identificación de las unidades geomorfológicas resulta importante durante una fase exploratoria para tener en cuenta las complejidades del terreno, donde puedan ubicarse los pozos de explotación, las líneas de acarreo o incluso la planta geotérmica en una fase de explotación.

A continuación, se realiza la descripción de la geomorfología del área de estudio.

### 2.2.2 De carácter tectónico degradacional y erosional Montañas

En el área de estudio, se reconocen las subunidades de montañas con cobertura glaciar. Tal como su nombre lo indica, estas zonas se encuentran generalmente cubiertas por nieves perpetuas a altitudes entre los 5100 y 5600 m s. n. m. (Fotografía 2.1), con pendientes que oscilan entre los 30 y 60°. Estas zonas se reconocen como Nevado Barroso y se caracteriza por la presencia de centros fisurales que formaron parte de antiguos centros volcánicos. Las rocas son lavas andesíticas del Grupo Barroso. Son afectadas en algunos lugares por alteración hidrotermal donde se observan colores amarillos, anaranjados y blancos. En las laderas se reconocen depósitos coluviales que representan la erosión de estas rocas.



**Fotografía 2.1** Vista al oeste de la Cordillera del Barroso, en los niveles superiores se aprecia montañas con cobertura glaciar. Debajo de las nieves perpetuas se observan afloramientos de roca con alteración hidrotermal.

### Colinas y lomadas

Estas unidades se caracterizan por presentar subunidades volcánicas y volcanosedimentarias en altitudes entre los 4200 y 4600 m s. n. m., las pendientes son suaves entre 2 y 5°. Además, forman parte de las unidades litoestratigráficas del

Grupo Barroso y Maure. En el sector oeste, al sur del nevado Paucarani, se encuentran conformadas por rocas andesíticas porfíricas, algunas de ellas afectados por la presencia de suelos vaporizantes, que forman suelos rojizos y blancos (Fotografía 2.2). En el sector este se ubican colinas y lomadas conformadas por andesitas y depósitos volcanoclásticos del Grupo Maure.



**Fotografía 2.2** Vista al sur oeste desde el nevado Paucarani, la actividad hidrotermal de los suelos vaporizantes afecta a las rocas volcánicas produciendo zonas de suelos blancos y presencia de azufre.

### 2.2.3 De carácter volcánico degradacional y erosional

Estas unidades son las que presentan mayor extensión dentro del área de estudio.

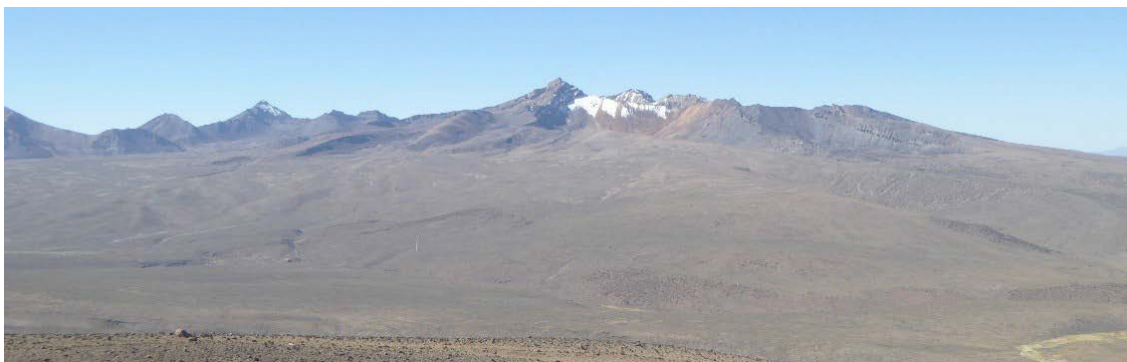
#### Volcánicas

Estas zonas se caracterizan por delimitar las subunidades de complejos volcánicos, de estratovolcanes, de domos y de superficies de flujo piroclástico; las altitudes varían entre 4100 y 5400 m s. n. m. Las subunidades de complejos volcánicos abarcan los conos erosionados y las formas de herradura, constituidos por lavas andesíticas y dacíticas del Grupo Barroso en muchos casos se encuentran afectados por alteración hidrotermal, como ocurre en el cerro Condorpico, donde se

ubica el estratovolcán en erosión Condorpico (Fotografía 2.3) y la cadena de cerros (Nevado Barroso).

Los estratovolcanes generalmente se encuentran a la base de los conos volcánicos, su pendiente varía entre 30 y 60°. Del mismo modo, en el área de estudio las estructuras de los domos con formas circulares están representadas por los nevados Paucarani y cerro Blanco, en el primer caso su emplazamiento es como domo y luego como lavas.

A la base de los conos y estratovolcanes afloran las subunidades de superficie conformadas por tobas de las unidades litoestratigráficas de la Formación Sencca, específicamente en la zona este del área de estudio a una altitud entre 4100 y 4200 m s. n. m. con pendientes no mayor a 5°. En este sector el buzamiento se encuentra con dirección al este.



**Fotografía 2.3** Vista al oeste del cerro Condorpico, en los niveles superiores las capas de lavas presentan buzamiento de forma radial, corresponden al estratovolcán Condorpico.

## 2.2.4 De carácter deposicional o agradacional

### Piedemonte

Las subunidades que presentan mayor extensión son las vertientes glacio fluviales, las cuales se encuentran cubriendo los afloramientos de rocas volcánicas (Fotografía 2.4). Otras subunidades reconocidas son las morrenas, que presentan formas alargadas y se ubican por encima de las laderas de complejos volcánicos; las altitudes varían entre 4300 y 4900 m s. n. m., los depósitos están conformados por fragmentos subangulosos volcánicos.

Del mismo modo, se reconoce la subunidad denominada como vertiente o piedemonte aluvial. En el área de estudio presentan dirección O-E y SO-NE, se encuentran en los alrededores de las quebradas y a la base de las subunidades de la superficie de tobas, forman terrazas en los cauces de ríos y quebradas. La subunidad vertiente o piedemonte aluvio-lacustre presenta una dirección de aporte de escorrentía NO-SE con dirección a la Laguna Blanca; los depósitos de estas dos últimas subunidades son fluviales y aluviales.



**Fotografía 2.4** Vista al norte de afloramientos glacio-fluviales, se encuentran en forma de piedemonte a la base de los conos volcánicos en estado de erosión.

## 2.2.5 Geformas particulares

Estas subunidades corresponden a los bofedales y cuerpos de agua o lagunas; varios de ellos están interconectados (Fotografía 2.5) y se encuentran en altitudes que varía entre 4400 y 4800 m s. n. m. Las pendientes pueden llegar a 2° de inclinación. Las

subunidades de bofedales se encuentran en mayor área al SE del nevado Paucarani y en los alrededores del río Uchusuma. En algunos bofedales se suelen encontrar precipitados de salmueras o silíceos, probablemente producto de la actividad geotermal dentro del área de estudio.



**Fotografía 2.5** Vista al norte al nevado Paucarani, en la imagen de fondo se observan en amarillo los bofedales interconectados con la represa Paucarani.



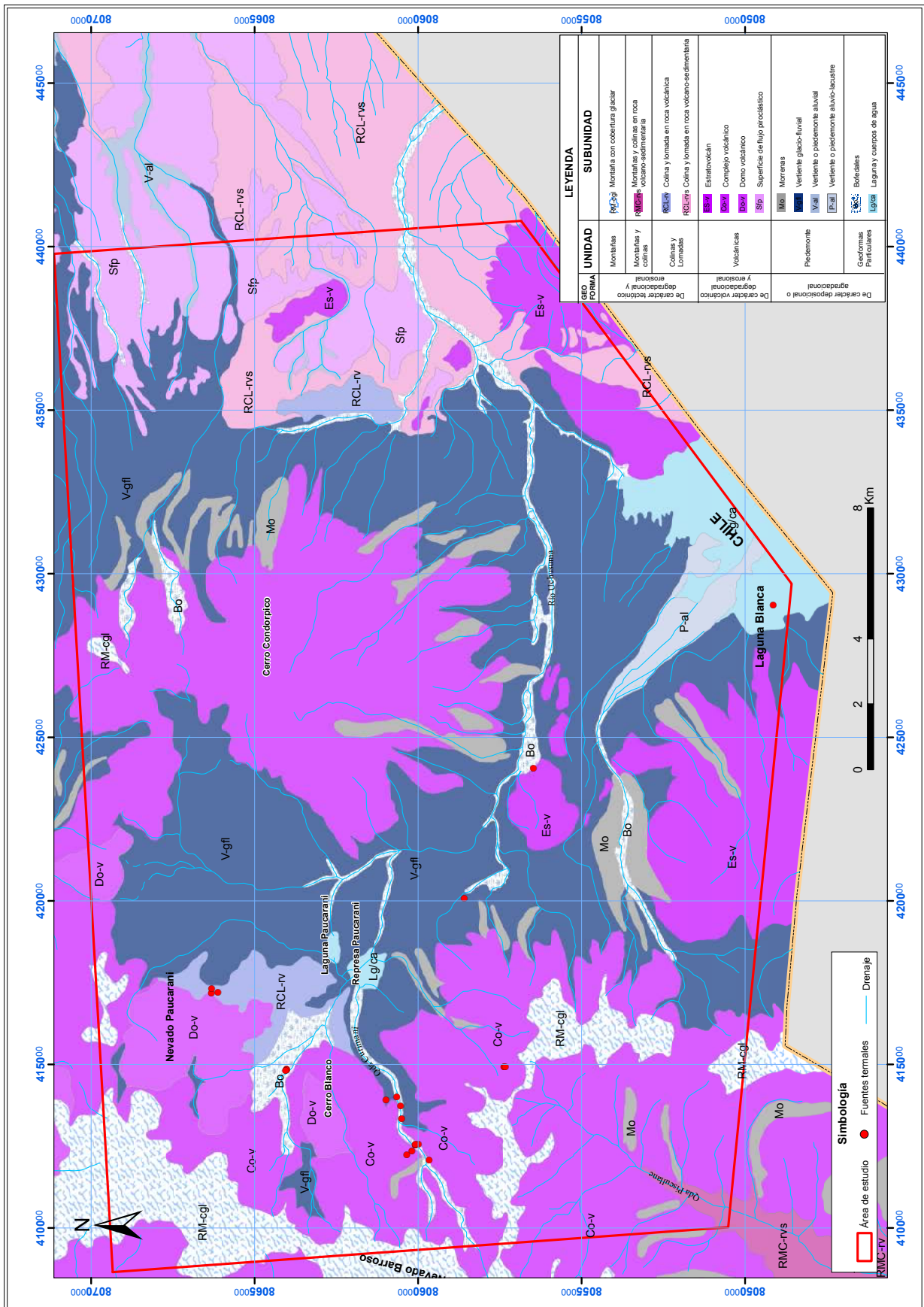


Figura 2.2 Mapa geomorfológico para el área de estudio y alrededores de la zona geotermal Paucarani



# CAPÍTULO III

## CARACTERÍSTICAS AMBIENTALES E HIDROLOGÍA

### 3.1 CARACTERÍSTICAS AMBIENTALES

#### 3.1.1 Clima

El clima en la zona de estudio es lluvioso semifrígido (Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú, 2017; Figura 3.1); llega a varios grados bajo cero durante la noche y está definido por las altitudes que varían desde los 4000 hasta 5700 m s. n. m.

El clima es extremadamente frío durante el invierno, debido a la mínima o nula presencia de vapor de agua en el aire con baja presión atmosférica, que genera temperaturas muy bajas. Mientras que, durante el verano entre los meses de diciembre y marzo, tiene lugar a fuertes precipitaciones de lluvias, con

tormentas eléctricas, nieve y granizo que suelen depositarse en la parte superior de los volcanes y nevado; así como en la superficie de las mesetas, lo cual hace que esta zona se torne inconveniente para el origen de vida vegetal (Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú, 2017).

En las zonas altas de las cuencas de los ríos Maure y Uchusuma, no fue posible el desarrollo de la agricultura debido al clima agreste; no obstante, las comunidades de esta zona desarrollaron una importante ganadería de camélidos con los pastos naturales de los bofedales y de la altiplanicie (Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú, 2017).

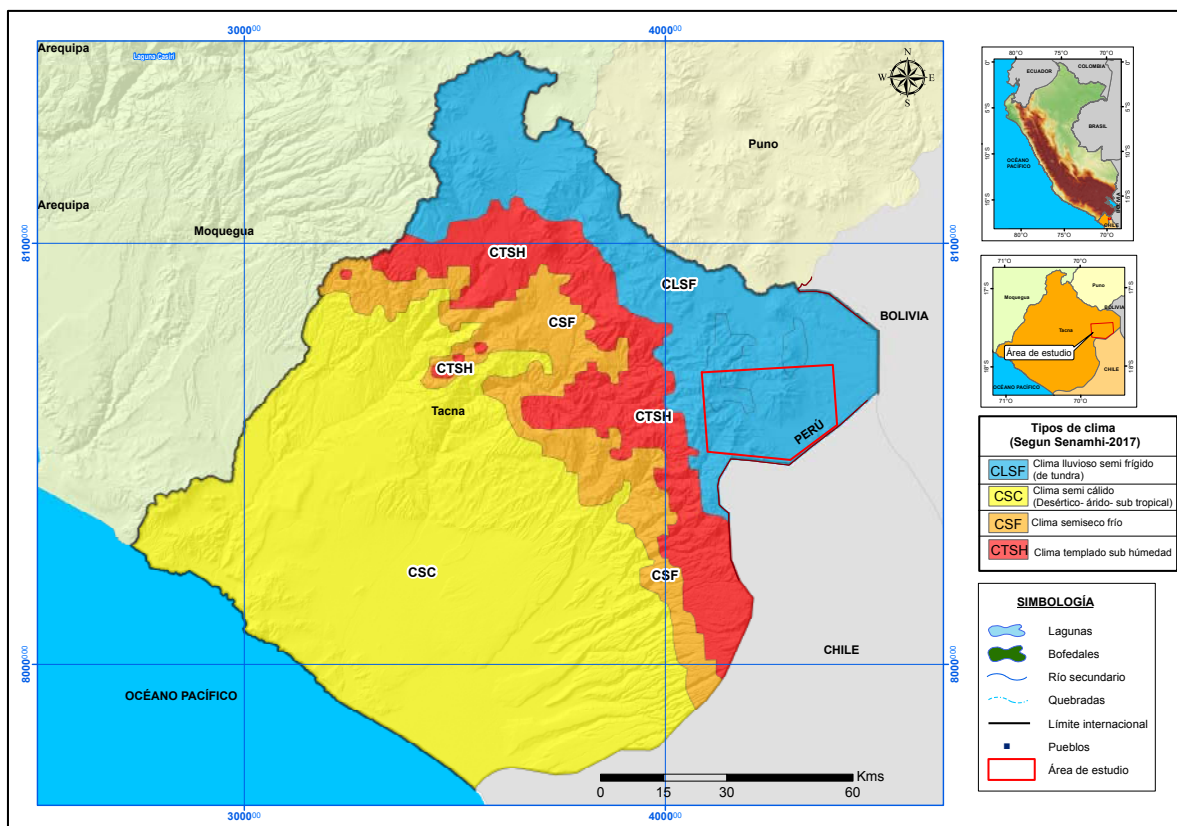
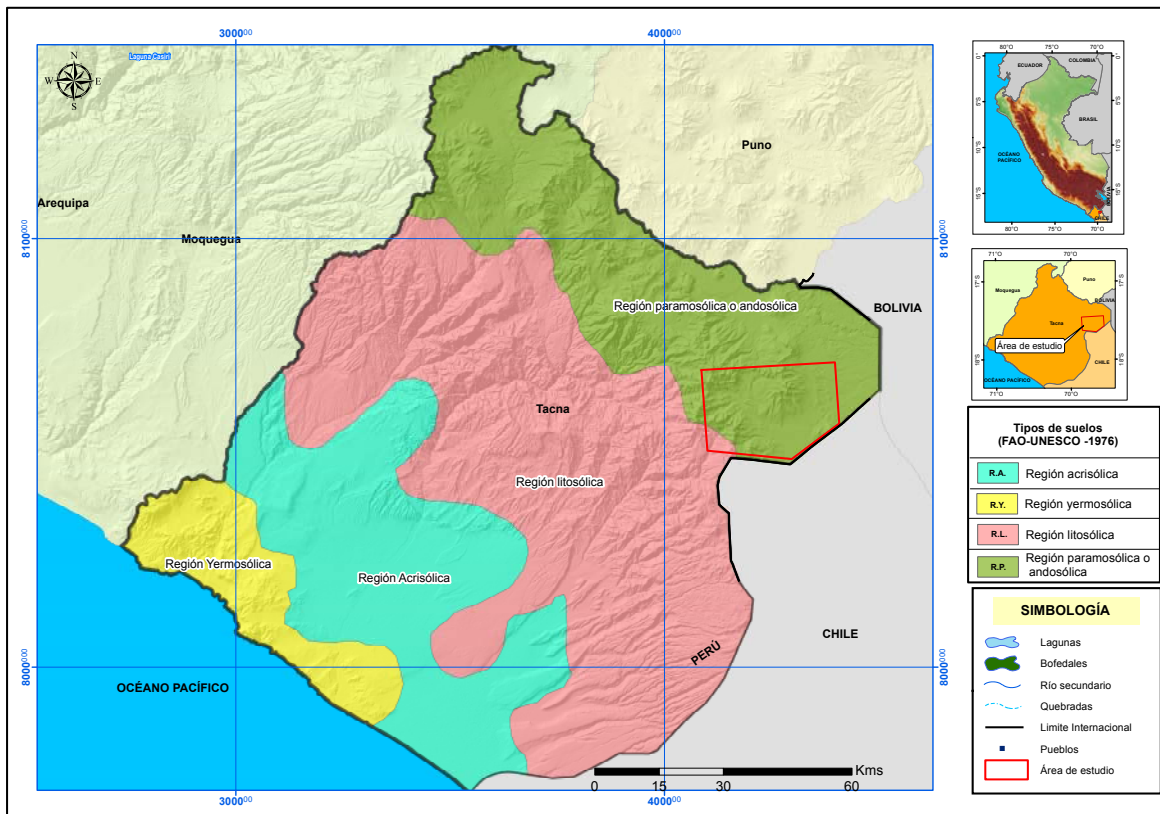


Figura 3.1 Mapa de tipos de climas (Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú, 2017).

### 3.1.2 Clasificación de suelos

De acuerdo con la clasificación de la Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación - FAO y la Organización de las Naciones Unidas para la Educación,

la Ciencia y la Cultura – UNESCO (1971), los suelos en el área de estudio se clasifican dentro del tipo de suelo “región paramosólica o andosólica” y en mínima proporción se presenta la “región litosólica” hacia la zona S-O (Figura 3.2).



**Figura 3.2** Mapa de clasificación de suelos según la Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación - FAO y la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura – UNESCO (1971).

#### 3.1.2.1 Región Litosólica:

Está conformada por las vertientes occidentales de la Cordillera de los Andes, entre los 1000 y 5000 m s. n. m., con un relieve de gran pendiente y muy agreste; ocupa una mínima parte al S-O del área de estudio (Figura 3.2).

En esta región predominan los “litosoles”, que son suelos superficiales sobre roca expuesta. Mientras que, en las partes bajas se encuentran suelos arenosos o “regosoles” y áridos con calcio en el subsuelo llamados “yermosoles cálcicos”. Asimismo, en la parte este e intermedia se ubican los suelos “yermosoles lúvicos”, que contienen arcilla y cal (FAO y Unesco, 1971).

#### 3.1.2.2 Región Paramosólica o Andosólica:

Este tipo de suelo está localizado en la zona altoandina, entre los 4000 y 5000 m s. n. m., cuyo relieve es suave, posiblemente

debido a la desglaciación. Esta región, ocupa casi toda la zona de estudio (Figura 3.2).

En dicha región se observa predominio de suelos “paramosoles”, que son suelos ácidos y ricos en materia orgánica. Sin embargo, los suelos “páramo andosoles” se encuentra en menor proporción, que son derivados de rocas volcánicas arcillosas. Asimismo, existen los suelos con predominancia rocosa calcárea (litosoles) y suelos neutros arcillosos oscuros (chernozems), (Fotografía 3.1). Mientras que, cerca de las lagunas y zonas pantanosas, se encuentran suelos con muy alto contenido de materia orgánica, denominados “histosoles” (FAO y Unesco, 1971).

La agricultura es muy limitada en estas zonas debido a las bajas temperaturas; pero tiene un buen potencial para pastos y son aprovechados por la actividad pecuaria de camélidos y ovinos.





Fotografía 3.1 Bofedal de la región Paramosólica o Andosólica en la cuenca del río Uchusuma.

### 3.1.3 Zonas de vida:

Según el mapa ecológico del Perú (Instituto Nacional de Recursos Naturales, 1995), en el área de estudio encontramos tres (3) tipos de zonas de vida: 1) Matorral desértico-subalpino templado cálido, 2) Tundra Húmeda- Alpino Templado Cálido

y 3) Nival templado cálido (Figura 3.3). Este tipo de vida se encuentra en las regiones latitudinales: boreales, subpolares y polares respectivamente. Asimismo, pertenecen a las provincias de humedad, sub húmedo, húmedo y perhúmedo. Dicha clasificación se deduce del diagrama Bioclimático de Holdridge (Holdridge, 1967; Figura 3.5).

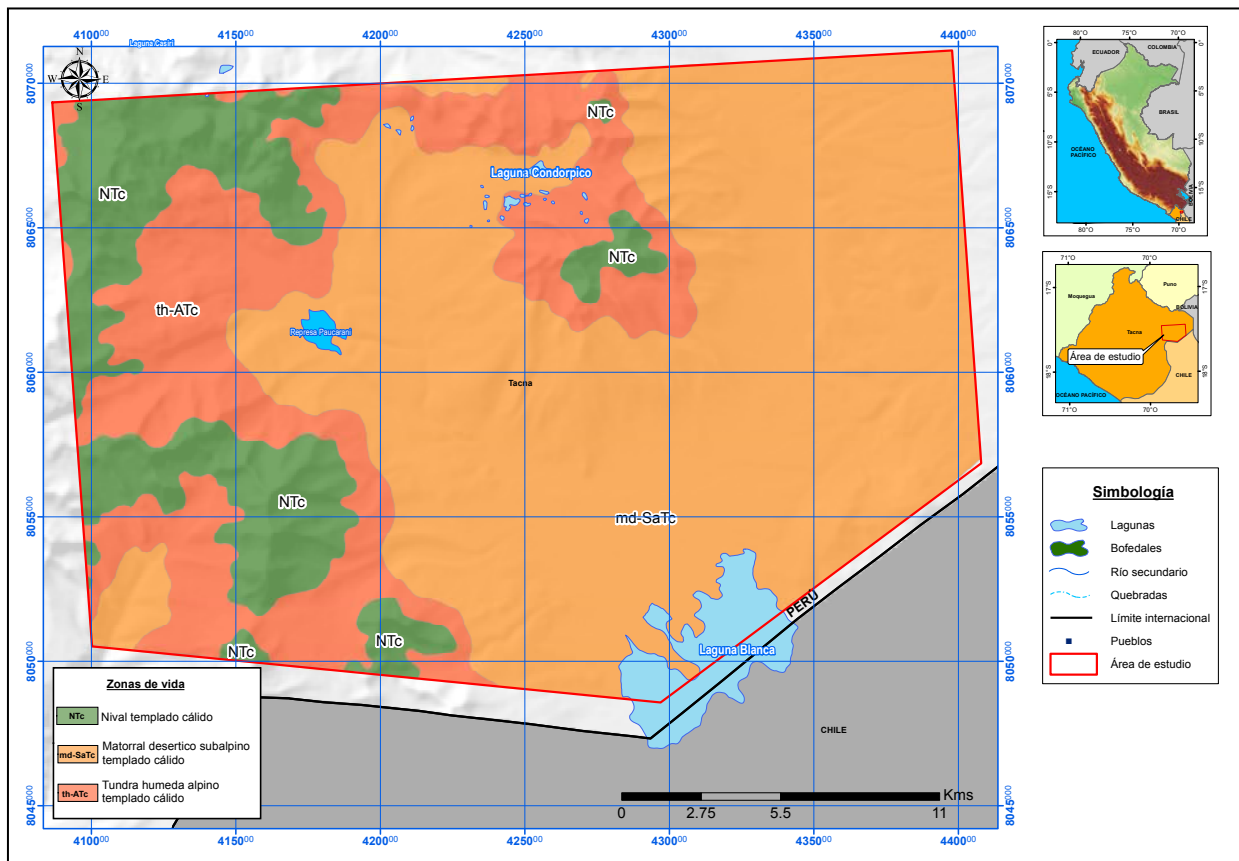


Figura 3.3 Mapa ecológico del Perú (Instituto Nacional de Recursos Naturales, 1995).

Las zonas de vida se clasifican en:

#### **Matorral desértico-subalpino templado cálido (md-SaTc)**

Esta zona de vida ocupa parte de las cuencas de los ríos Uchusuma, Caño y Caplina, siendo el área más grande (337km<sup>2</sup>) en la zona de estudio. La biotemperatura media anual es de 7.2 °C y el promedio de precipitación total por año es de 237 mm.

La evapotranspiración anual varía entre 1 y 2 veces más que la precipitación. El diagrama Bioclimático de Holdridge (1967) (Figura 3.4) ubica a estas zonas de vida en la provincia de humedad: SUBHÚMEDO (Instituto Nacional de Recursos Naturales, 1995).

El suelo presente corresponde a la región Paramosólica o Andosólica (FAO y Unesco, 1971), (Figura 3.2), y tiene como vegetación dominante la tola que en algunos casos está asociada a una mezcla de perennes como *festuca orthophylla*. Mientras que, sobre los suelos peñascosos se observan quinales que forman bosquetes.

Potencialmente, es una zona de vida sin o con muy poco valor, tanto para la actividad pecuaria como para la forestal (Ministerio de Agricultura y Riego, 1995).

#### **Tundra Húmeda- Alpino Templado Cálido (th-ATc)**

Se ubica en la parte sur y oeste de la zona de estudio, con una superficie de 141 km ocupa parte de las cuencas Uchusuma, Mauri, Sama y Caplina.

La biotemperatura media anual varía entre 2.5 °C y 3 °C, la precipitación total presenta un promedio anual entre 125 y 250 mm, mientras que, la evapotranspiración anual es variable. Según al diagrama Bioclimático de Holdridge (1967), la zona se ubica en la provincia de humedad: HÚMEDO (Instituto Nacional de Recursos Naturales, 1995, Figura 3.4).

El suelo es del tipo Paramosólica o Andosólica y Litosólica (FAO y Unesco, 1971). Por lo cual, la composición florística es bastante pobre, ya que el área extensa está dominada por suelos desnudos, pedregosos con afloramientos rocosos. El predominio de vegetación corresponde a los géneros colamogrotis, festuca y la yareta.

Esta zona de vida es potencialmente muy limitada para alimentar cualquier clase de ganado doméstico o silvestre (Instituto Nacional de Recursos Naturales, 1995).

#### **Nival templado cálido (NTc)**

Se ubica en la parte S-O y N-O y en menos proporción al S-E de la zona de estudio, con una superficie de 91 km; ocupa parte de las cuencas de los ríos Uchusuma, Sama, Mauri y Caplina.

La biotemperatura media anual se encuentra por debajo de los 1.5 °C y el promedio de precipitación total anual a menudo varía entre 500 y 1000 mm; ubica a esta zona de vida de acuerdo al diagrama bioclimático de Holdridge (1967) (Figura 3.4) en la provincia de humedad: PER HÚMEDO (Instituto Nacional de Recursos Naturales, 1995).

El suelo presente es del tipo Paramosólica o Andosólica (FAO y Unesco, 1971) (Figura 3.2), donde se observa vegetación sobre la nieve, así como minúsculos líquenes crustáceos que crecen sobre rocas de color oscuro cercano a la trunda.

La importancia de esta zona de vida se da desde el punto de vista hidrológico debido a la presencia de ríos y lagunas alto andinas. Además, representa zonas escénicamente atractivas para el desarrollo turístico (Instituto Nacional de Recursos Naturales, 1995).

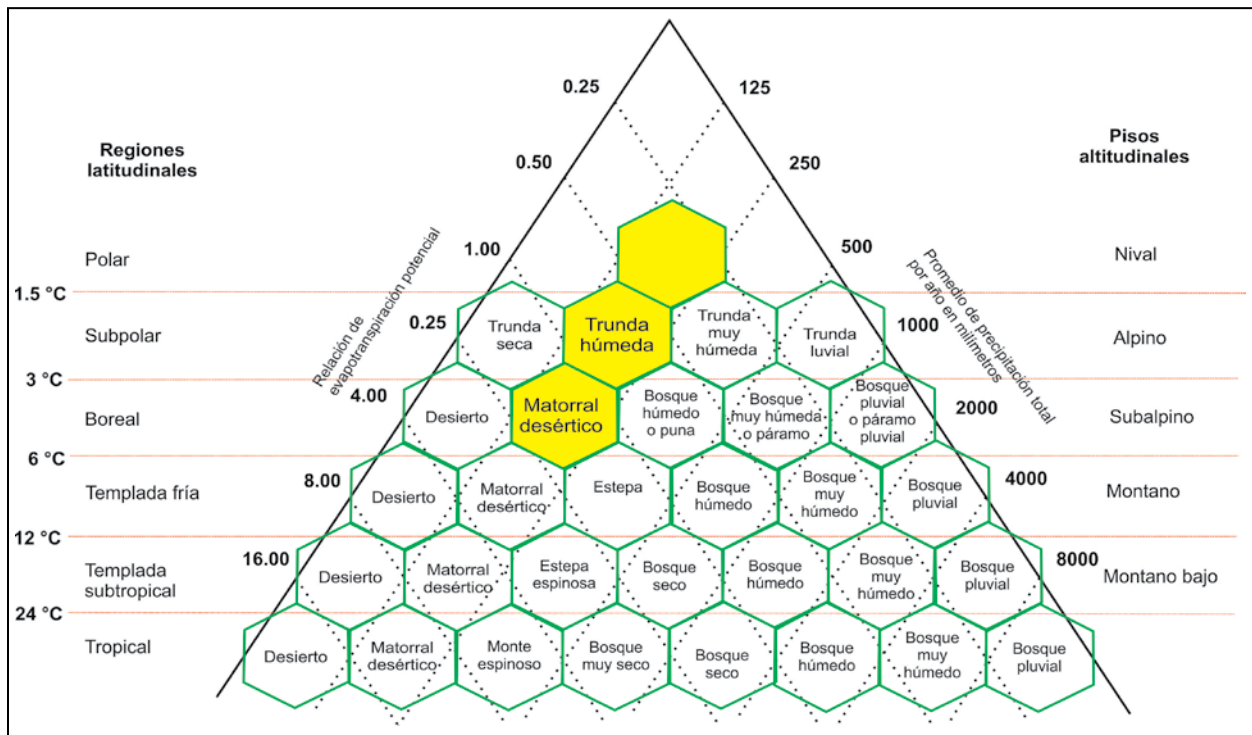


Figura 3.4 Diagrama bioclimático para la clasificación de zonas de vida en el mundo (Holdridge, 1967).

### 3.2 HIDROLOGÍA

La descripción de los parámetros hidrológicos en la zona de estudio, se realizó desde los datos de precipitación (periodo 1965 a 2008) y temperatura (periodo 2012 a 2016), que se obtuvieron de la página web ([www.senamhi.gob.pe](http://www.senamhi.gob.pe)) del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (2017) y del Instituto Nacional de Recursos Naturales. Administración Técnica del Distrito de Riego Tacna (2002).

El área de estudio se localiza principalmente en la cuenca del río Uchusuma y en un área menor en las cuencas de los ríos Caño, Caplina (oeste), Maure y Lluta (este) (Figura 3.5). Los ríos Uchusuma, Caño y Caplina confluyen en territorio boliviano conformando la cuenca del Lago Titicaca. El río Caño es afluente del río Uchusuma al este del río Maure y a su vez el Maure del río Desaguadero (Instituto Nacional de Recursos Naturales. Administración Técnica del Distrito de Riego Tacna, 2002). A continuación, se describen las cuencas de los ríos Uchusuma, Caño y Caplina.

**Cuenca del río Uchusuma**, donde se aprecia que el cauce principal del río se desplaza predominantemente en dirección NE-SE hasta las fronteras con Chile (Figura 3.5), con pendiente media de cuenca de 19.12% (Instituto Nacional de Recursos Naturales. Administración Técnica del Distrito de Riego Tacna, 2002).

Este río se origina de la confluencia de las quebradas Carini y Uncalluta que tienen sus nacientes principalmente en los nevados de Auquitaipa y Paucarani del Grupo Barroso; así como desde las lagunas Paucarani, Condorpico y Sitpicota (esta última se encuentra

fuera de la zona de estudio). Asimismo, antes de su llegada a la frontera con Chile, el río Uchusuma recibe el aporte de la subcuenca Laguna Blanca (Instituto Nacional de Recursos Naturales. Administración Técnica del Distrito de Riego Tacna, 2002).

En el mapa hidrológico para el sistema geotermal Paucarani, se aprecia que en los bordes de las quebradas del río Uchusuma se encuentran bofedales que se alinean a fallas geológicas propias de la zona (Figura 3.5).

**El río Caño** se localiza en la margen derecha del río Maure, ubicado en los niveles de 4100 a 5000 m s.n.m. y se desplaza predominantemente en dirección NE-SE. Tienen su nacimiento en las lagunas de Latacota, Parincuta y Tiapujo ubicadas en Chiluyo Chico, que en su recorrido recibe los aportes de las quebradas Pacahuauache, Tolepata, Huayllaputo y Challipina. Esta última nace en territorio peruano y entrega sus aguas al río Caño en territorio boliviano (Instituto Nacional de Recursos Naturales. Administración Técnica del Distrito de Riego Tacna, 2002).

**El río Caplina** nace en Umamacata de la confluencia de la quebrada Piscullane y otras pequeñas que nacen de los nevados Achacollo, Chupiquiña. El Fraile, Huancune y los nevados pertenecientes a la Cordillera del Barroso, son los que se desplazan predominantemente en dirección NE-SE hasta su desembocadura en el océano Pacífico, con un 31.62% de pendiente media. Tiene como principales afluentes a las quebradas Cotañane y Palca (Instituto Nacional de Recursos Naturales. Administración Técnica del Distrito de Riego Tacna, 2002; Figura 3.6).



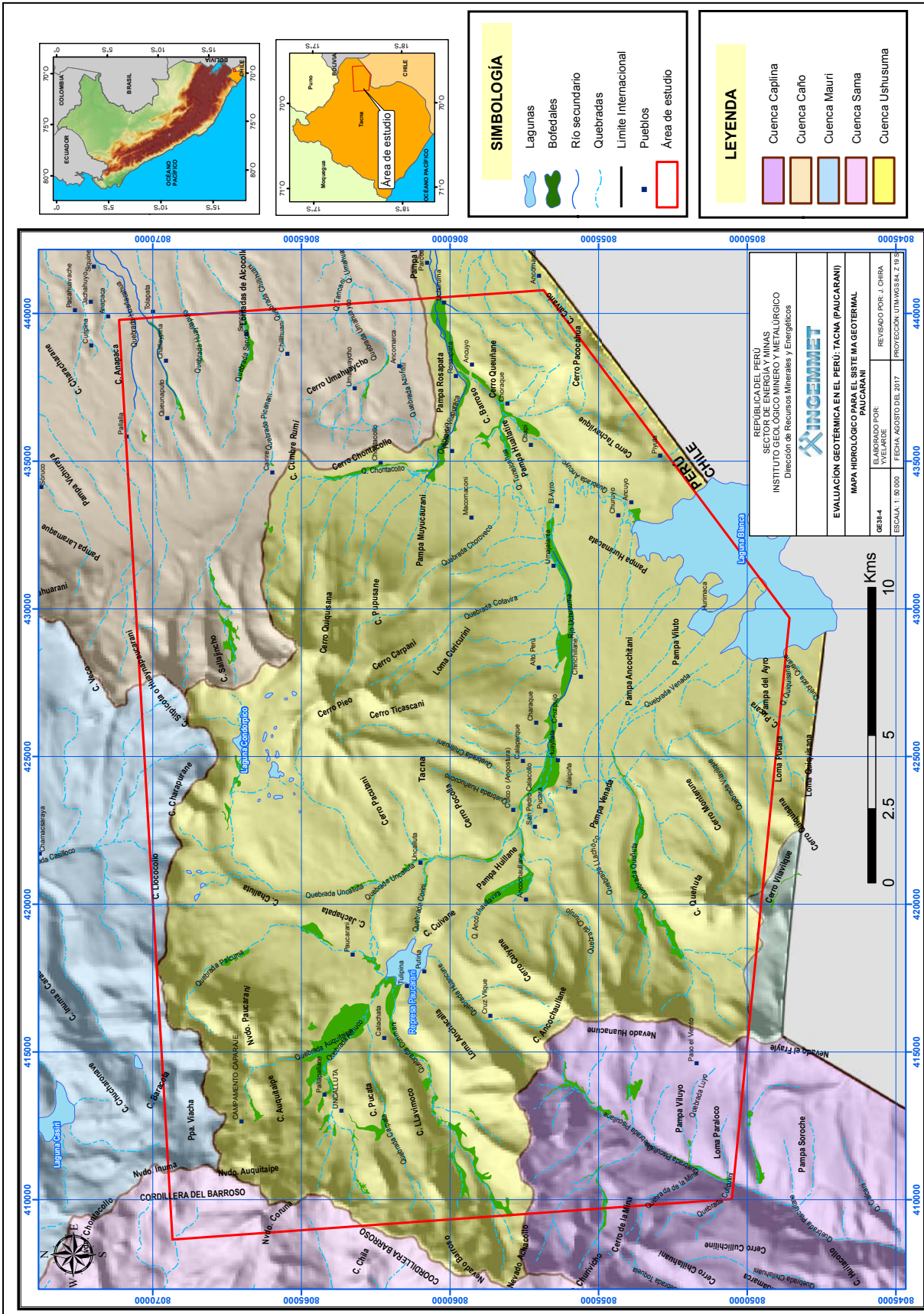


Figura 3.5 Mapa hidrologico para la zona geotermal Paucarani.

### 3.2.1 Precipitación media anual:

La precipitación en la zona de estudio fue desarrollada por el método de isoyetas. Se utilizó la información obtenida de las estaciones pluviométricas del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología más cercanas a la zona de estudio, como son las estaciones Paucarani, Tarata, Chuapalca y Challapalca; así como de las estaciones del Proyecto Especial Tacna. Estos datos fueron medidos desde el 2012 hasta el 2016.

El análisis de la precipitación (Figura 3.6) demuestra que los meses húmedos o de recarga de acuíferos corresponden a los meses de diciembre a marzo. El mes de febrero es el de máxima precipitación, con valores mayores a los 200 mm/mes.

Asimismo, los meses de abril a noviembre, son épocas secas (Figura 3.6) por la presencia de poca o nula precipitación. Los meses anómalos son junio, setiembre y noviembre por la presencia de precipitaciones inusuales. Durante esta época la precipitación suele ser menor a 60 mm/mes.

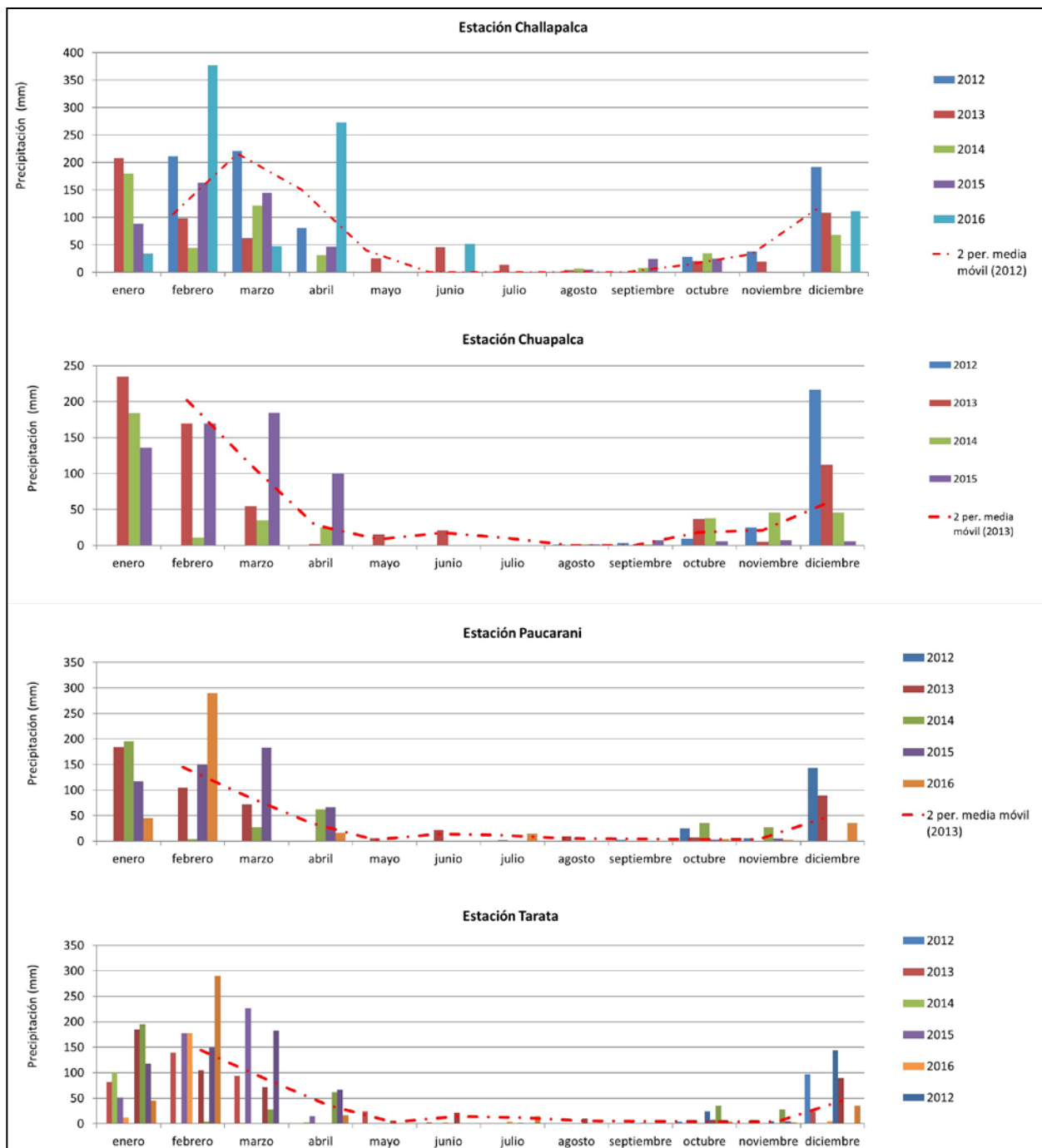


Figura 3.6 Precipitación mensual para las estaciones de Paucarani, Tarata, Chuapalca y Challapalca.

El mapa de isóneas (Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú, 2017) muestra en color rojo la zona de precipitación alta, la cual llega hasta los 420 mm, siendo las

zonas de mayor recarga de acuíferos. Mientras que en color verde corresponde a la zona de menor precipitación, con 320 mm hacia el límite con Chile (Figura 3.7).

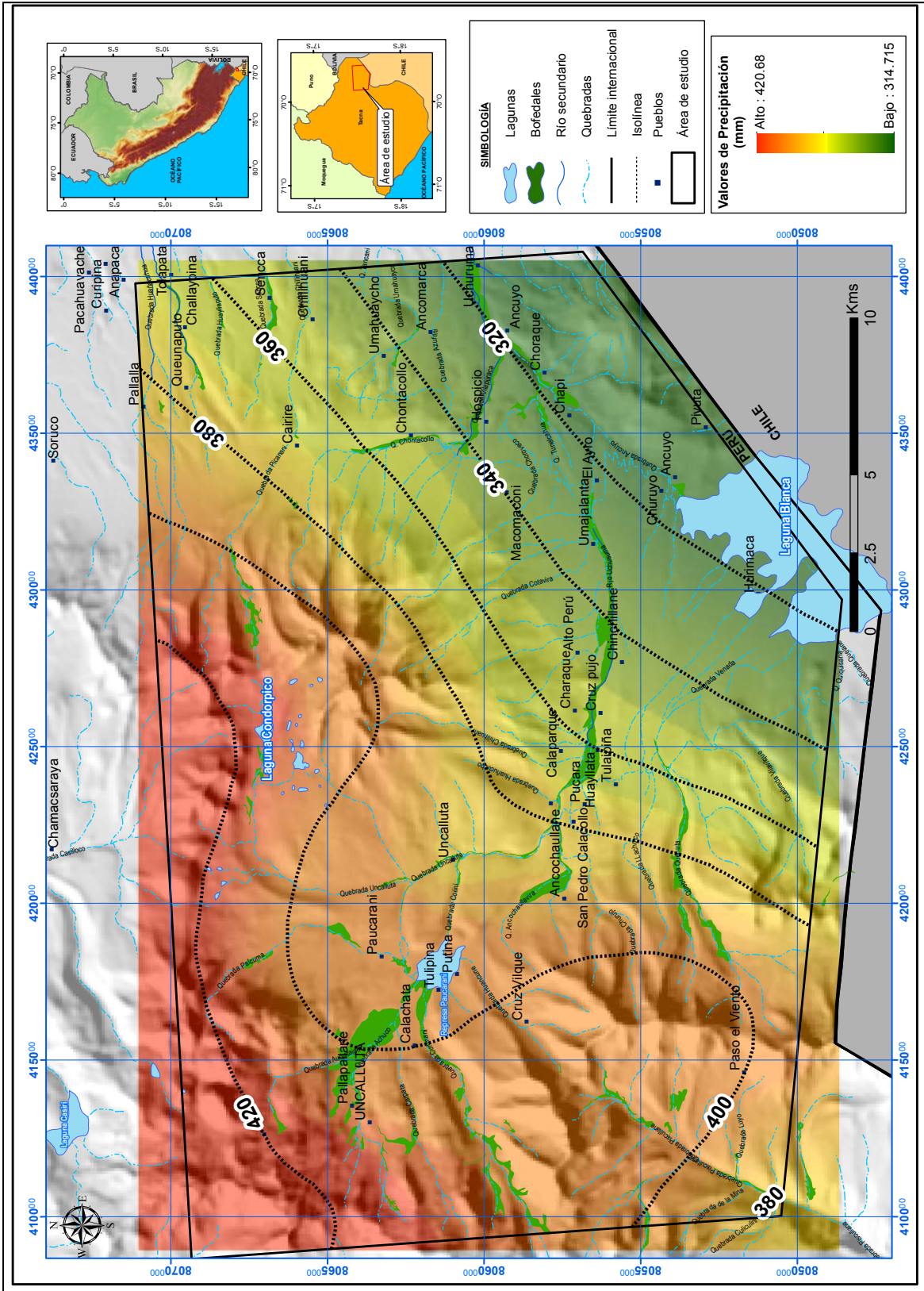


Figura 3.7 Precipitación medio anual según estaciones meteorológicas para la zona de estudio.



### 3.2.2 Temperatura

Las temperaturas registradas durante el periodo 2012-2016 en la zona de estudio, muestran que las temperaturas máximas

fluctúan entre 11 y 24 °C; mientras que las temperaturas mínimas fluctúan entre -9 y 5 °C, las cuales fueron obtenidas por las estaciones meteorológicas del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología ([www.senamhi.gob.pe](http://www.senamhi.gob.pe)) (Figura 3.8).

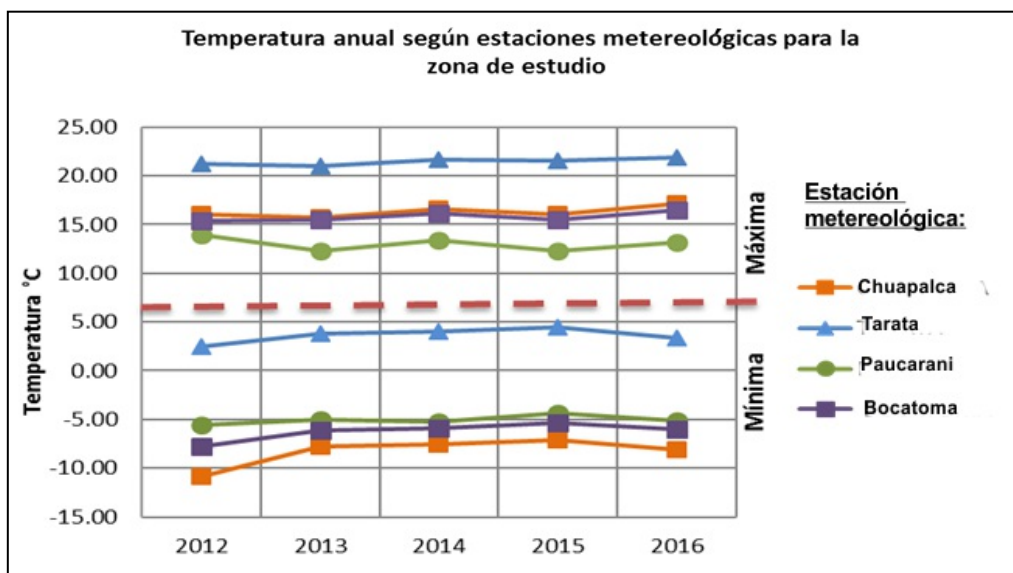


Figura 3.8 Temperatura anual según estaciones meteorológicas para la zona de estudio.

### 3.2.3 Evapotranspiración

Se determinó la evapotranspiración potencial media de las cuencas por el método del evaporímetro; el resultado muestra que en la cuenca del río Caplina la evapotranspiración es de 113 mm/mes y en la cuenca del río Uchusuma es de 133.11 mm/mes (Instituto Nacional de Recursos Naturales. Administración Técnica del Distrito de Riego Tacna, 2002).

### 3.2.4 Caudal

Los datos del caudal de los ríos Caplina, Uchusuma y Caño; fueron tomados para un período de retorno de 50 años. El resultado en la estación bocatoma Calientes muestra que el caudal del río Caplina es de 35 m<sup>3</sup>/s. El caudal del río Uchusuma

medido en la bocatoma Chuschuco es de 7 m<sup>3</sup>/s y el caudal del río Caño determinado en la estación del mismo nombre es de 200 L/s (Instituto Nacional de Recursos Naturales. Administración Técnica del Distrito de Riego Tacna, 2002).

### 3.2.5 Balance hídrico

El balance hídrico es de -3.25 Hm<sup>3</sup>/año (Cuadro 3.1); dicho valor indica déficit con respecto a la demanda total. Este balance se basó en el documento expedido por el Plan de Contingencia para el sector hidráulico mayor Uchusuma Caplina, el cual manifiesta que la oferta hídrica subterránea actual está en función de los pozos operativos encontrados (PA-04, PA-06, PA-09, PA-10, PA-13; Anexo 7).

Cuadro 3.1

#### Balance hídrico de la región Tacna

<b>Demanda</b>	Demanda poblacional	14.1912 Hm <sup>3</sup> /año	24.093504 Hm <sup>3</sup> /año
	Demanda agrícola	9.902304 Hm <sup>3</sup> /año	
<b>Oferta</b>	Oferta superficial	7.663248 Hm <sup>3</sup> /año	20.845296 Hm <sup>3</sup> /año
	Oferta subterránea	13182048 Hm <sup>3</sup> /año	
<b>Balance hídrico</b>			<b>-3.248208 Hm<sup>3</sup>/año</b>



# CAPÍTULO IV

## GEOLOGÍA

La exploración en geología permite reconocer ambientes litológicos y estructurales adecuados que puedan hospedar sistemas geotérmicos económicamente viables (International Geothermal Association, 2014). Es importante considerar que cada sistema geotérmico presenta características geológicas propias. El reconocimiento de las unidades litoestratigráficas a escala regional y local ayuda a determinar la ubicación donde podría encontrarse la fuente de calor, rocas permeables favorables para almacenar un reservorio geotérmico y las impermeables conocidas como roca sello para preservar el calor almacenado.

La identificación litológica y estructural es importante porque los fluidos circulan a través de ellos desde niveles profundos hacia la superficie, desde la percolación de aguas frías hasta el ascenso de fluidos en estado líquido o vapor. La actividad geotermal en la superficie genera alteración hidrotermal en la roca y, en la mayor parte de los casos, las manifestaciones termales en la superficie acumulan precipitaciones silíceas o calcáreas.

Este capítulo presenta el análisis geológico regional, realizado mediante el uso de imágenes satelitales y técnicas aeromagnéticas, útil para determinar el área adecuada donde recolectar los datos de campo.

La recolección de datos de campo permitió diferenciar las secuencias volcánicas entre las secuencias del norte con las del sur, tomando como referencia la quebrada Curimani y los centros de emisión. Del mismo modo, los datos estructurales definieron los ejes de esfuerzo que influenciaron en la formación de brechas y fallas que limitan secuencias litológicas, como es el caso de la Falla Paucarani (NO-SE) y la presencia de grabens en el cerro Llavimocco facilita la migración de fluidos a la superficie.

Las rocas con alteración hidrotermal son argílica avanzadas con anomalías de arsénico; del mismo modo, las alteraciones hidrotermales recientes generadas cerca de fumarolas son argílica avanzadas con presencia de goetita y jarosita.

Las precipitaciones depositadas en los alrededores de las fuentes termales presentan en su mayoría alunita y cuarzo, del mismo modo ocurre en los pozos de lodo. Los precipitados estratificados son sínter silíceos con anomalías de As, Li y Ba, también se encuentra el Sb; y en el caso de los suelos de

salmuera ubicados en la quebrada Curimani que presenta altas concentraciones de arsénico.

El contexto geológico regional determina como probable roca sello a las tobas de la Formación Sencca y el Grupo Tacaza conformada por traquiandesitas, andesitas y brechas; asimismo determina como roca del acuífero al Grupo Maure y la roca para el reservorio geotérmico a las secuencias volcánicas fracturadas de la Formación Huilacollo y el Grupo Toquepala. La probable fuente de calor podría estar asociado al vulcanismo localizado al SO del área de estudio y a la actividad hidrotermal alrededor del nevado Paucarani.

### 4.1 CONTEXTO Y ANÁLISIS REGIONAL

#### 4.1.1 Geología regional

El área de estudio se encuentra conformada en su mayoría por rocas volcánicas andesitas del Grupo Barroso y en menor cantidad por afloramientos de rocas volcánicas andesitas y dacíticas del Holoceno. En la zona este los emplazamientos de lavas y domos sobreyacen a depósitos volcanoclásticos y tobas ubicadas en el mapa (Figura 4.1A); en la zona oeste existe presencia de secuencias piroclásticas, sedimentarias e intrusivas, donde se registra mayor presencia de fallas y plegamientos ocurridos antes de los eventos volcánicos del Grupo Barroso.

Las rocas más antiguas se ubican al oeste del área de estudio (Figura 4.1 A), corresponden a rocas sedimentarias que abarcan desde el Jurásico al Cretácico inferior y afloran por medio de fallas inversas regionales, que corresponde al sistema de fallas Incaquiquio.

De la estratigrafía regional basada en información bibliográfica (Figura 4.2), podemos observar que, en la base, las rocas consisten en lavas andesíticas y dacíticas afíricas con niveles de conglomerados (Formación Chocolate), sobreyacen secuencias de calizas micríticas (Formación Pelado), intercalaciones de calizas, areniscas y limoarcillitas (Formación Socosani), areniscas intercaladas con lutitas (Formación Puente), areniscas cuarzosas intercaladas con limoarcillitas (Formación Labra), intercalaciones de calizas, areniscas cuarzosas y lutitas bituminosas (Formación Gramadal); las secuencias mencionadas de rocas volcano-sedimentarias pertenecen al

Jurásico. Sobreyacen secuencias de areniscas cuarzosas blanquecinas (Formación Hualhuani) del Cretácico inferior. Estas secuencias se encuentran plegadas y cortadas por fallas inversas regionales NO-SE. Se estima que el Grupo Yura (Formación Puente, Labra, Gramadal y Hualhuani) pueda tener 1600 m de espesor (Wilson, 1962; Monge & Cervantes, 2000).

Posteriormente, se da inicio a la actividad volcánica y el emplazamiento en forma discordante de las secuencias volcánicas de lavas y aglomerados andesíticos (Formación Matalaque) durante el Cretácico inferior, el espesor puede llegar a 700 m (Monge & Cervantes, 2000).

Durante el Paleógeno-eógeno se incrementa la actividad volcánica de tipo explosivo intercalado con su erosión. En la zona oeste se emplazan secuencias de tobas, limolitas y calizas reconocidas como Formación Tarata, presentan espesor aproximado de 250 m. Sobreyacen secuencias de lavas andesíticas con tobas (Formación Huilacollo) conformando espesores entre 200 y 1000 m. Las secuencias anteriormente mencionadas presentan plegamientos con ejes NO-SE, afectados por fallas inversas y el emplazamiento de la roca granodiorita de la Unidad Challaviento.

En la zona este (Figura 4.1A) se emplazan coetáneamente, secuencias de lavas traquita, latitas, riolitas y brechas (Grupo Tacaza), las cuales representan las secuencias más antiguas en este sector.

Durante el Neógeno ocurre el emplazamiento de secuencias volcanoclásticas y volcánicas que afloran en la zona este; estas consisten en secuencias tabulares de areniscas y conglomerados (Grupo Maure), con espesores entre 300 y 1200 m. Son cubiertas por tobas blancas soldadas y no soldadas (Formación Sencca) con espesores entre 50 y 50 m (Proyecto Especial Afianzamiento y Ampliación de los Recursos Hídricos de Tacna, 1993 y 1997) y posteriormente ocurre el emplazamiento de secuencias de areniscas retrabajadas, limolitas y capas de conglomerados (Formación Capillune), con espesores de 200 m (Figura 4.2), están expuestas en su mayoría en la zona norte del área de estudio.

Posteriormente, ocurre el emplazamiento de diversos centros de emisión que presentaron vulcanismo efusivo y generaron al emplazamiento de lavas (Grupo Barroso). Como últimos eventos volcánicos durante el Holoceno sucede el emplazamiento de domos y domos lavas andesíticos. La presencia de estratovolcanes y estructuras cónicas en estado de erosión se conservan en la actualidad.





Columna estratigráfica generalizada para la zona Geotermal de Paucarani							
Era	Sistema	Serie	Unidad estratigráfica	Espesor (m)	Litología	Descripción	
Cenozoico	Cuaternario	Holoceno	Fluviales/ Aluviales Glaciares Morrenas	30-50		Depósitos aluviales incluyendo terrazas y precipitados Depósitos glaciares, fluvio-glaciares Ceniza redepositada o tobas Derrames andesíticos.	
		Pleistoceno	Gpo. Barroso	1000-1500		Derrames lávicos de andesita y traquiandesita, piroclásticos riolíticos y dacíticos.	
	Neógeno	Plioceno	Fm. Capillune	400-500		Conglomerados, areniscas, lutitas y niveles piroclásticos Tobas dacíticas y riolíticas.	
		Mioceno	Superior		Fm. Sencca		Intercalaciones de brechas, conglomerados, areniscas tobáceas y rocas piroclásticas.
			Medio		Gpo. Maure		Brechas de flujo y derrames lávicos
	Paleógeno	Oligoceno / Eoceno	Inferior	Gpo. Tacaza	500-800		Traquiandesitas Rocas volcánicas de traquibasaltos y traquiandesitas dacitas y riolitas de bajo espesor
			Oligoceno	Fm. Huilacollo	700		Derrames, aglomerados y brechas de composición andesítica, con intercalaciones de tobas riolíticas y bancos gruesos bien estratificados
		Cretaceo	Superior	Gpo. Toquepala	1000		Derrames de composición andesítica, dacítica y riolita con brechas de flujo con intercalaciones de conglomerados.
Mesozoico	Jurásico	Inferior	Gpo. Yura	1200		Areniscas cuarzosas blanquesinas	
		Superior				Intercalación de calizas, areniscas cuarzosas y lutitas bituminosas	
	Triásico	Superior	Fm. Socosani	120-200		Areniscas cuarzosas intercaladas con limoarcillitas	
			Fm. Pelado	100		Areniscas con intercalaciones de lutitas	
			Fm. Chocolate	1200		Intercalaciones de caliza, areniscas y limoarcillitas	
						Niveles de arcillas	
						Calizas micríticas	
						Lavas andesíticas y dacíticas afaníticas con niveles de conglomerados	
						Derrames andesíticos y brechas volcánicas sedimentarias.	

Adaptado de: Organización estratigráfica de los cuadrángulos de Tarata- Pachia y Palca- Maure y Antajave. Jenks (1946) y Newell (1949), Mendivil (1965)- Wilson y Garcia (1962), Jaén la Torre (1965), Marocco (1984), Monge & Cervantes (2000), Palacios (1993).

Figura 4.2 Estratigrafía regional basada en información bibliográfica.

## 4.1.2 Contexto geológico estructural regional

### 4.1.2.1 Sistema de fallas Incapuquio

En la zona oeste del área de estudio afloran fallas inversas NO-SE y N-S; estas ponen en contacto las secuencias del Jurásico con las unidades más jóvenes del Paleógeno, como la Formación Tarata. El conjunto de fallas pertenece al sistema de fallas Incapuquio (Figura 4.1).

### 4.1.2.2 Falla Pacollo

Esta falla se encuentra al norte del área de estudio, noroeste de la laguna Casiri (Figura 4.1), presenta orientación NNO-SSE e interrumpe las secuencias volcánicas del Grupo Barroso (Medívil, 1965). Los lineamientos ubicados en las rocas volcánicas del Grupo Barroso y del Holoceno presentan esta orientación con tendencia N-S.

### 4.1.2.3 Sistema de fallas – Chile

Los sistemas de fallas son principalmente de rumbo dextral NNO-SSE con un leve componente inverso (David, 2007). El alineamiento NE-SO de volcanes en la zona norte de Chile sugiere fracturas de tensión, determinando así una dirección de extensión NO-SE. Los datos obtenidos de la sismica del volcán Lexone localizado al NE de Chile, indican su última actividad entre los años 1996 y 2003 (David, 2007). A este sistema de fallas se le puede correlacionar como parte del sistema de fallas Domyenko que proviene de Chile.

### 4.1.2.4 Anticlinales en rocas volcánicas

Corresponden a los anticlinales con dirección NO-SE que afectan los depósitos Mio-Pliocenos de la zona y son leves en sus ángulos. En el área de estudio se localizan en las rocas volcánicas y volcánicas de la Formación Huilacollo, Grupo Maure, Formación Sencca y Formación Capillune (Figura 4.1).

## 4.1.3 Perfil geológico (A-A´)

El perfil geológico (A-A´) se extiende con orientación NO – SE con vista al norte, desde el cerro Potinoco hasta el cerro Pacocahua (Figura 4.1B). A partir del perfil se puede resaltar que el área de estudio se encuentra limitado al oeste por rocas sedimentarias afectados por fallas inversas. El sector central se encuentra afectado por fallas normales, las cuales permitieron el emplazamiento de lavas del Grupo Barroso y domos del Holoceno.

La zona este se encuentra cubierta por rocas volcánicas sedimentarias del Grupo Maure y tobas de la Formación Sencca. Al parecer, el mayor espesor de rocas volcánicas sedimentarias y tobas se concentró en el sector este y disminuyen su espesor hacia el oeste, donde aparentemente el terreno se encuentra controlado por grabens que permitieron la formación de centros volcánicos.

## 4.1.4 Reconocimiento de anomalías térmicas y alteraciones hidrotermales

La identificación de anomalías de calor se realiza mediante el análisis de la temperatura superficial y valores digitales de las imágenes, tal es el caso que los valores digitales más altos representan zonas más calientes. Para identificar estas zonas se realizó el procesamiento de imágenes satelitales y se trabajan en sus bandas térmicas (Asimbaya et al., 2014).

La identificación de anomalías de temperatura se realizó en imágenes Aster del día 17 de noviembre del 2015 a las 14 horas, 47 minutos y 33 segundos hora UTC (5h); el procesamiento lo realizó el laboratorio de Teledetección de INGEMMET.

Las mayores anomalías térmicas identificadas en la zona de estudio son 44 °C (Figura 4.2); generalmente la temperatura ambiente en noviembre y a horas de la mañana suele variar entre 5 y 10 °C.

Los resultados de mayor anomalía térmica se encuentran entre el cerro Purunpuruni y Kere, forman lineamientos NO-SE que se intersecta con las fuentes termales de Kallapuma. Otra zona de anomalía térmica se ubica al SE de las fuentes termales de Kallapuma, la cual coincide con emplazamiento de domos de edad del Holoceno, las anomalías térmicas se extienden hacia el este del nevado Casiri.

En el área de estudio Paucarani, las anomalías de temperaturas son menores a 44 °C, la mayor concentración de esta anomalía se identifica al oeste de la represa Paucarani donde presenta prolongación NO-SE y es limitado por el río Ancochaullavira (Figura 4.2).

También, se realizó el reconocimiento de alteraciones hidrotermales por medio de imágenes Aster, donde se identificó que las rocas volcánicas del Grupo Barroso afectadas por alteración hidrotermal próximas a zonas de cadenas de montañas (Cerro Ancochaullane, Cerro Chila) que presentan bordes del cráter o escarpas (Figura 4.1). Resaltan concentraciones de minerales de esmectita-illita-muscovita y alunita-caolinita-dikita, los cuales corresponden a alteraciones hidrotermales argílica y argílica avanzada.

## 4.1.5 Sistema de lineamientos

### 4.1.5.1 Lineamientos con filtros direccionales

Los filtros direccionales se aplican para resaltar estructuras superficiales adquiridas por los diferentes sistemas satelitales. El procesamiento fue realizado por el área de teledetección (INGEMMET), donde resaltan estructuras que siguen una determinada dirección en base al contraste de sombras situado en ambos lados de la estructura. Esto probablemente

pueda representar grandes líneas de debilidad o fracturación profunda (Gutierrez-Claverol et al., 1988). Se han logrado definir cuatro (4) sistemas de lineamientos con marcadas tendencias estructurales, estos son: NNO-SSE a N-S, NO-SE, NE-SO y E-O (Figura 4.2).

Los sistemas de lineamientos NNO-SSE y N-S se encuentran de manera predominante entre el nevado Paucarani y cerros Purunpuruni, coinciden con la orientación de la Falla Pacollo, la cual presenta movimiento entre las rocas volcánicas del Grupo Barroso. Este sistema de lineamientos se encuentra sobre las rocas volcánicas lavas y domos del Holoceno. En los cerros ubicados al norte de la laguna Casiri coincide con la orientación de escarpes o desniveles con buzamiento al oeste.

Otro sistema de lineamientos importantes son las de dirección NO-SE, la mayor concentración se ubica al oeste de la represa Paucarani (Figura 4.2). Aparentemente estos lineamientos no se encuentran afectados por los que están alineados N-S. Coinciden con la orientación de las fallas inversas del sistema de fallas Incapuquio y de la orientación de los pliegues ubicados en las rocas volcánicas de la Formación Huilacollo (Figura 4.2).

Los lineamientos NE-SO se encuentran distribuidos en los alrededores de la zona de estudio, sin embargo, no son abundantes. Los que presentan dirección E-O están en los alrededores de los centros volcánicos erosionados e intersectando los cuerpos volcánicos. En este último caso desplazan las estructuras NE-SO como es el caso de la quebrada Ancuyo donde se observa el desplazamiento de los lineamientos E-O (Figura 4.2).

#### 4.1.5.2 Lineamientos magnéticos

La información aeromagnética es una compilación de las áreas cubiertas en Bolivia, Chile y Perú en el año 2000; se realizó en el Proyecto Multinacional Andino (PMA): Cooperación Geológica a lo largo de los Límites.

En base a la información magnética se observan anomalías magnéticas, las que estarían siendo reflejadas como respuesta propia de la composición de la roca.

Los lineamientos magnéticos presentes en las anomalías, estarían siendo controlados estructuralmente por fallas existentes

obtenidas a partir de la interpretación del mapa de la gradiente horizontal del campo magnético. Entre ellos tenemos los lineamientos magnéticos de trazo continuo de dirección NO-SE, los cuales se encuentran paralelos a las anomalías magnéticas alargadas (Figura 4.3). Del mismo modo, en menor cantidad los trazos discontinuos NE-SO, los cuales están concentrados en los alrededores del nevado Paucarani. Otros lineamientos, que presentan mayor continuidad son los de dirección ENE-OSE y que son desplazados por los lineamientos NO-SE.

El mapa de reducción al polo, simplifica la interpretación de anomalías removiendo la asimetría introducida debido a su inducción del campo principal inclinado. El campo principal es vertical (y las anomalías inducidas simétricas) al norte y sur de los polos magnéticos. Como su nombre sugiere "Reducción al Polo" este transforma los datos que deberían ser medidos en los polos magnéticos, y simplifica las anomalías centrándola sobre el cuerpo magnético que esta irradia, en lugar de desplazarla hacia un lado.

El método de reducción al polo aplicado a los datos aeromagnéticos fue aplicado a partir del mapa de anomalía magnética. Los valores positivos indican la posición de fuentes fuertemente magnéticas o de mayor magnetización (Fanton et al., 2014). Si bien el área analizada se encuentra cubierta por lavas y domos, estas presentan contrastes entre altos y bajos magnéticos.

Dentro de la zona de estudio, el nevado Paucarani y el cerro Condorpico evidencian zonas de alto magnético, que se encuentran delimitados por lineamientos magnéticos continuos NO-SE que pasa por la represa Paucarani.

En la zona noreste, las zonas de altos magnéticos presentan formas alargadas NO-SE y son delimitadas por lineamientos continuos NO-SE, los cuales se prolongan hasta el cerro Jucure. En la zona norte del área de estudio las anomalías magnéticas suelen presentarse de formas horizontales delimitando probablemente otro dominio aeromagnético.

Es preciso mencionar que las fuentes termales se ubican en los límites de los contactos entre anomalías de alto magnético y zonas medianamente magnéticas.

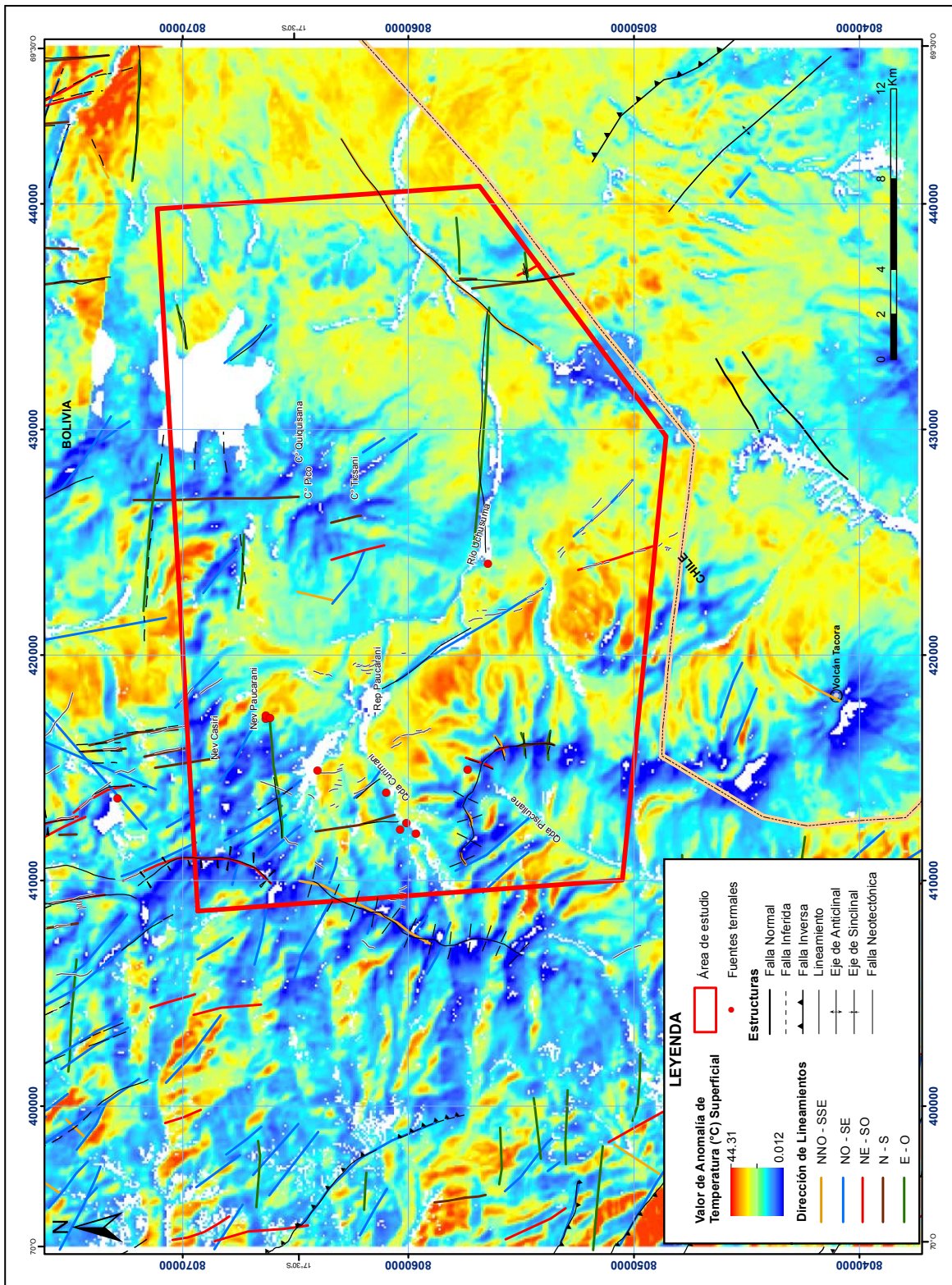


Figura 4.3 Mapa de anomalías de temperaturas superficiales y lineamientos generados con filtros direccionales.



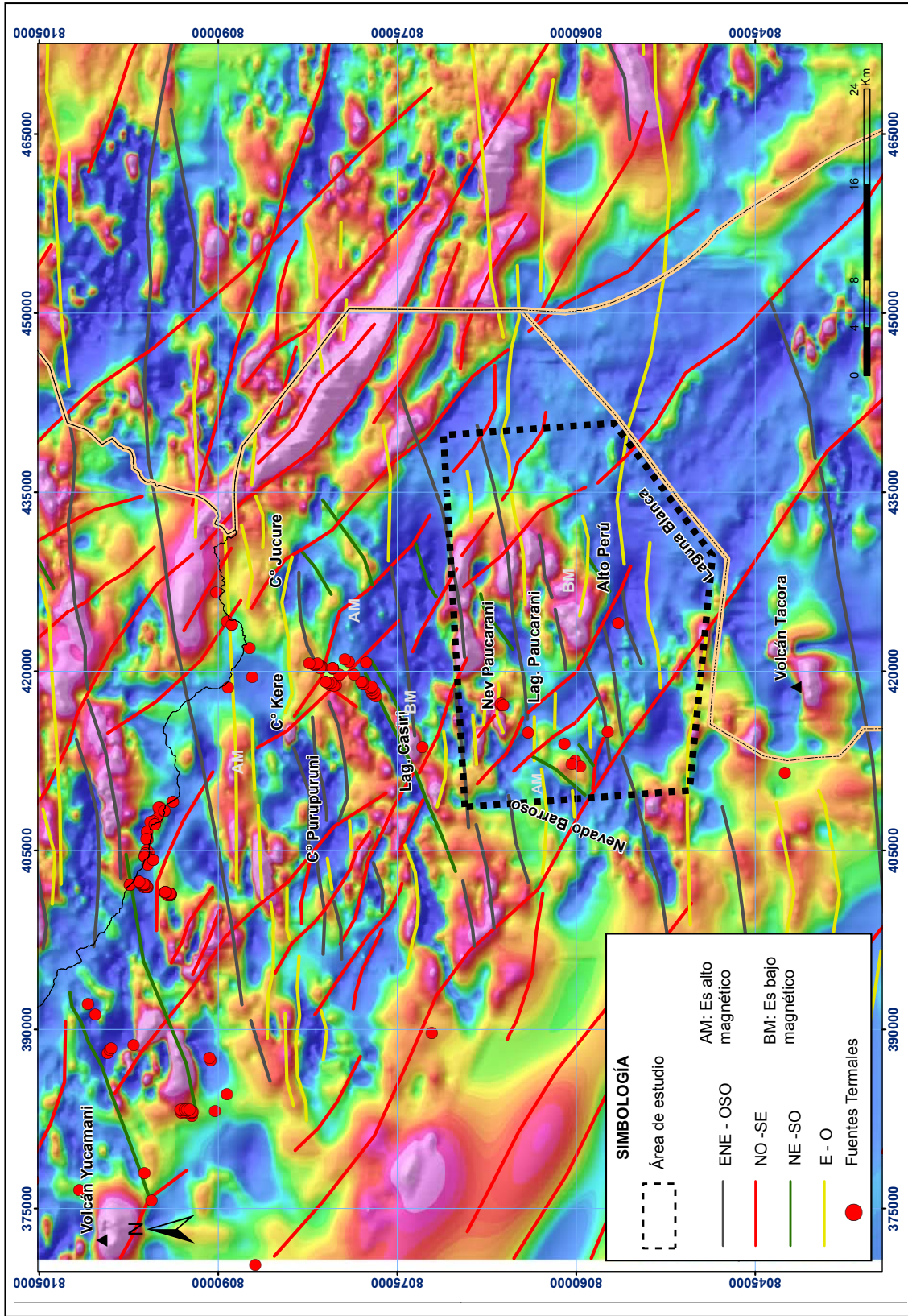


Figura 4.4 Mapa de anomalías magnéticas, áreas de dominios magnéticos y generación de lineamientos.

## 4.2 GEOLOGÍA LOCAL - ZONA GEOTÉRMICA PAUCARANI

De acuerdo al cartografiado realizado en campo a escala 1:25,000 se han identificado y diferenciado secuencias litológicas volcánicas con base en sus litofacies (Mapa 1).

### 4.2.1 Grupo Tacaza

Pertenece a la edad cronológica del Cenozoico, y se encuentra Infrayaciendo al Grupo Maure. Está compuesto de rocas volcánicas principalmente andesitas y traquiandesitas de color gris a marrón en su base, intercalados con lutitas, areniscas y arcillas marrones en estratos delgados, junto con en paquetes de 20 a 30 m de espesor. Además, al este de la zona de estudio presenta afloramientos en las laderas del cerro Pacocahua;

estos afloramientos presentan coloración gris verdosa por la presencia de clorita, epidota y sílice a diferencia de otras formaciones más recientes (Mapa 1).

### 4.2.2 Grupo Maure

Se encuentra infrayaciendo a la Formación Sencca; con un espesor promedio mayor a 300 m (Proyecto Especial Afianzamiento y Ampliación de los Recursos Hídricos de Tacna, 1993 y 1997). Está compuesta por areniscas con líticos de piroclastos, areniscas tobáceas, lentes de toba y gravas de tonalidad amarillo verdosa. Se encuentra ubicado al este de la zona de estudio (Mapa 1), con afloramientos visibles en el cerro Pacocahua que consisten de intercalaciones de areniscas, con calizas y conglomerados (Figura 4.5).

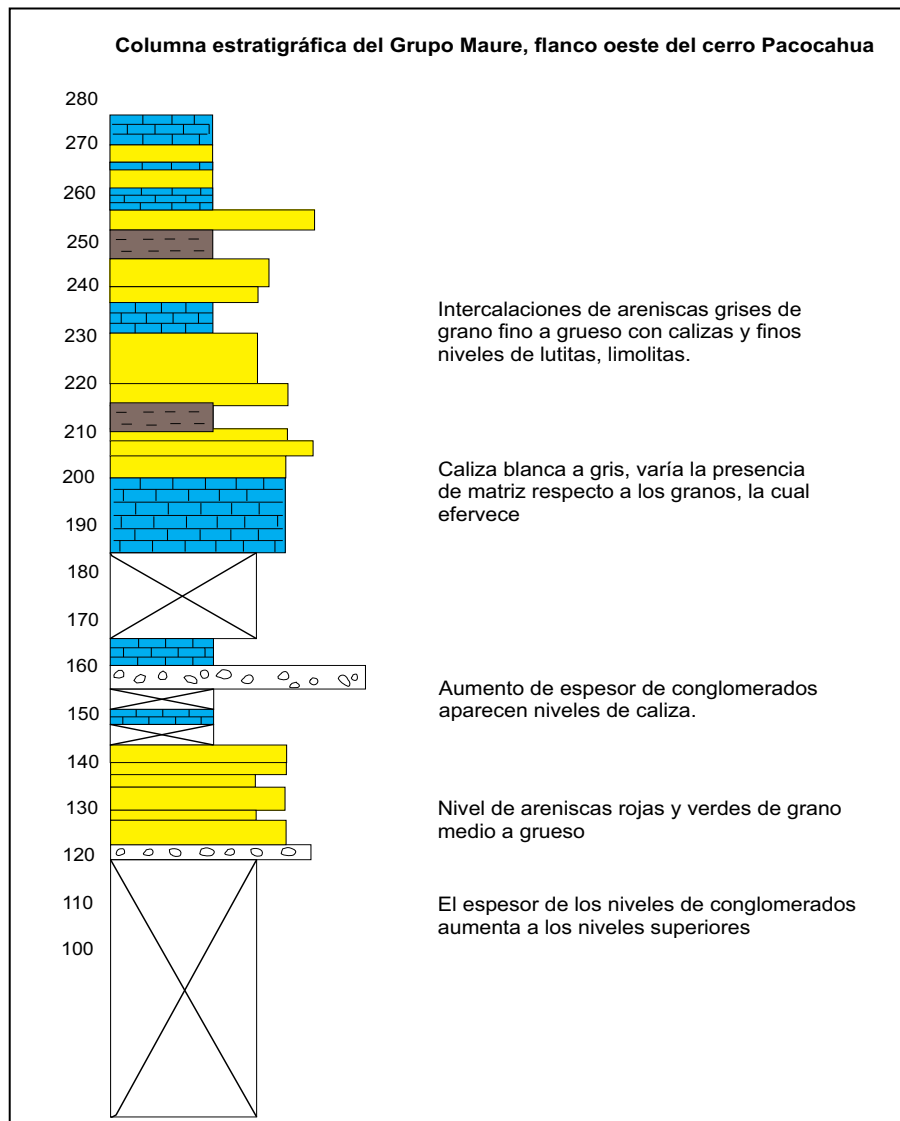


Figura 4.5 Columna estratigráfica del Grupo Maure en el cerro Pacocahua.



### 4.2.3 Formación Sencca

La Formación Sencca, se encuentra ubicado principalmente al este de la zona de estudio (Mapa 1), y se emplaza entre la Formación Capillune y el Grupo Maure, El espesor promedio de esta formación en las pampas de El Ayro es de 60 m.

De acuerdo a los logueos de las perforaciones realizadas por el (Proyecto Especial Afianzamiento y Ampliación de los Recursos Hídricos de Tacna (1993 y 1997), esta formación consta de tobas riolíticas soldadas (roca) de color blanco, localizadas en la parte superior de la Formación Sencca y tobas riolíticas inconsolidadas

de color rosado salmón en la parte inferior de dicha formación. Asimismo; se presenta al este de la represa Paucarani, con secuencias piroclásticas de tobas de cristales semi soldadas dacíticas (N-se, Mapa 1), matriz color blanco, emplazadas en formas masivas (Fotografía 4.1).

En la roca predomina matriz de ceniza semi soldada, componentes de cristales (25 %) como el cuarzo, anfíbol y plagioclasa; fragmentos líticos heterogéneos hasta de 5cm (10-15 %) y pómez blancas fibrosas en menor cantidad (10 %). El afloramiento presenta aproximadamente 10 m de espesor.



**Fotografía 4.1** Afloramiento de tobas de cristales de la Formación Sencca

### 4.2.4 Formación Capillune

Mendivil (1965), señala como Formación Capillune a un pequeño montículo ubicado en la hacienda Ancomarca, donde se observa sedimentos con estratificación horizontal constituida por intercalaciones de areniscas, limolitas y piroclastos.

Tiene un espesor de 200-400 m aproximadamente y litológicamente está compuesta por secuencias epiclásticas tabulares color blanco y amarillo, intercalaciones de tobas de ceniza gruesa con secuencias de areniscas de grano fino color verde y tobas líticas con cristales de color blanco (N-ca,

Mapa 1), el afloramiento presenta canales de conglomerados heterogéneos (Fotografía 4.2).

En los niveles superiores, predominan secuencias tabulares de conglomerados heterogéneos, clasto soportado; los bloques son redondeados con tamaño promedio de 1 m y en su mayoría son clastos de roca volcánica de textura porfírica.

En el área geotermal de Paucarani, sus afloramientos se encuentran ubicados cerca al estribo derecho de la represa Paucarani y del caserío Cruz Pujó. En otros sectores se encuentra Infrayaciendo a las rocas del Grupo Barroso.

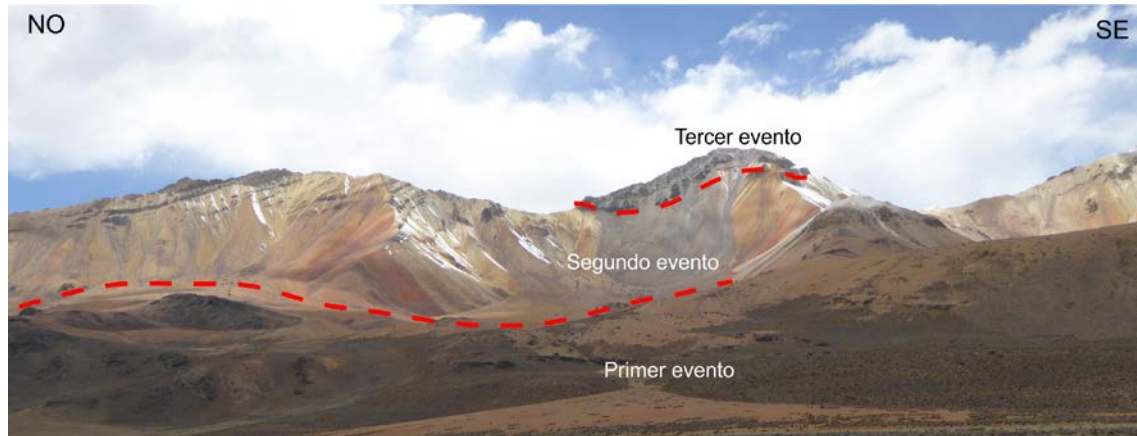




#### 4.2.5.1 Zona sur de quebrada Curimani

Las secuencias litológicas corresponden a tres (3) eventos volcánicos, que se diferencian por una ligera discordancia angular (Fotografía 4.3). Se identificaron secuencias volcanoclásticas

en la base y lavas andesíticas en los niveles superiores; las primeras, provendrían del cerro Ancochaullane y las últimas del cerro Huancune. Esta zona se caracteriza por presentar rocas con contenido de cristales de plagioclasa y anfíbol.



**Fotografía 4.3** Vista a secuencias volcánicas al sur de la quebrada Curimani donde se diferencian tres (3) secuencias de lavas andesíticas del Grupo Barroso.

##### Primer evento

Las secuencias volcánicas más antiguas se ubican en la base SO del cerro Ancochaullane, a una cota de 4940 m s.n.m., afloran en formas de capas, formando un anticlinal con eje NE-SO; las capas del flanco SE presentan orientación promedio N120°/80°S, los colores son verdes y blancos.

Se pueden diferenciar 3 secuencias: la base se encuentra representada por facies epilásticas areniscas volcanoclásticas (Fotografía 4.4 A) intercaladas con lavas andesíticas (Anco 1/1, Mapa 1). Las secuencias epiclásticas son producto de la resedimentación por procesos superficiales, presentan granos menor a 0.2 mm y corresponden a granulometrías de arenas muy finas, los fragmentos son redondeados y homogéneos, con textura porfirítica.

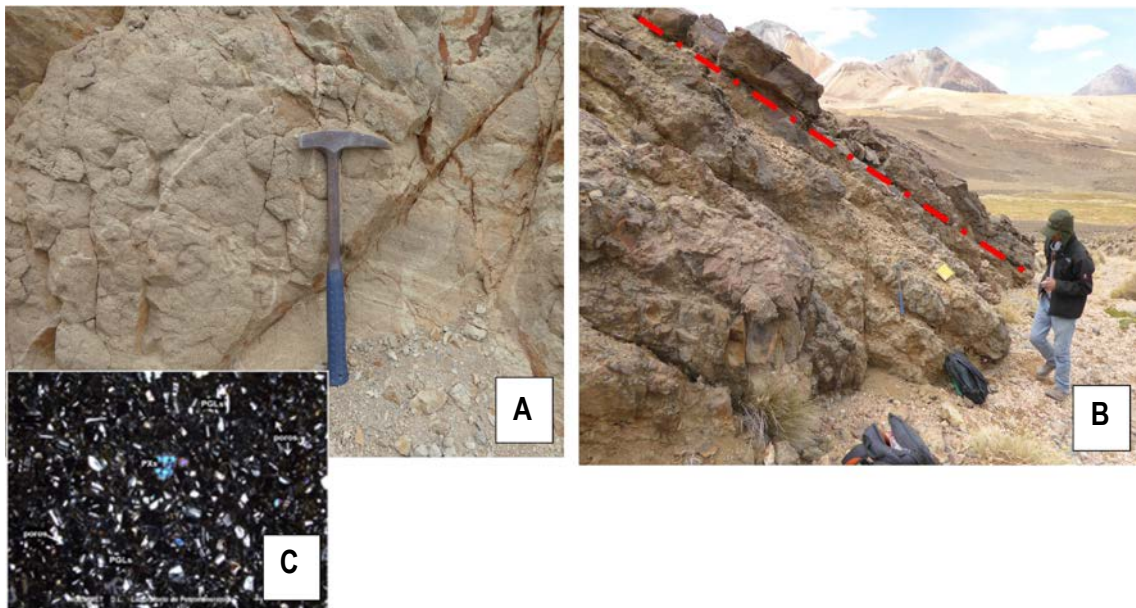
El estudio petrográfico no reporta la presencia de cristales ni de matriz. La muestra presenta principalmente (85%) por fragmentos líticos subangulosos a subredondeados, son naturaleza volcánica andesítica; conformada por cristales de plagioclasas, piroxenos y minerales opacos. Los minerales

secundarios (15%) abarcan óxidos de hierro y micas. La porosidad es moderada a alta y la clasificación petrográfica es litoarenita volcanoclástica (Fotografía 4.3C).

Las lavas son gris verdosas de textura porfirítica y grano fino. Sobreyacen concordantes secuencias de brechas piroclásticas intercaladas con lavas andesíticas (Fotografía 4.4 B) (Anco 1/2, Mapa 1).

Asimismo, las brechas piroclásticas son clasto soportados con matriz blanca, los fragmentos son similares a las lavas andesíticas con las que se encuentra intercalada; del mismo modo, en la quebrada Curimani se identificaron secuencias de aglomerados piroclásticos heterogéneos, clasto soportado con matriz blanca y rojiza. En los niveles superiores predominan las secuencias de lavas andesíticas (Anco 1/3, Mapa 1) emplazadas de formas pseudotabulares, matriz color gris a verdosa, textura porfirítica, predominan microcristales de plagioclasa y en menor cantidad anfíboles (Fotografía 4.4 C).

El espesor promedio de todas las secuencias es 120 m e infrayacen en una ligera discordancia angular a lavas andesíticas.



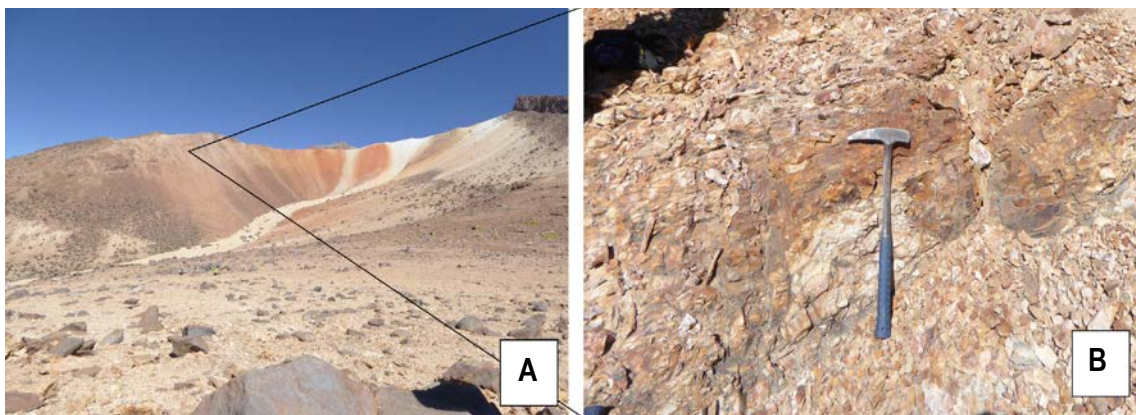
**Fotografía 4.4** (A) Facies epiclásticas de areniscas volcanoclásticas, (B) Brechas piroclásticas intercaladas con lavas andesíticas. (C) Fotomicrografía: mosaico de fragmentos líticos I: Fragmentos líticos de composición andesítica, se distinguen plagioclasas: PGLs, y piroxenos: PXs; además como cemento se observan micas y óxidos de hierro: MCs-OXsFe. También se distinguen microporos.

### Segundo Evento

En discordancia angular sobreyacen secuencias de lavas andesíticas de espesor aproximado 100 m, ubicadas al SO del área de estudio (Sch, Mapa1); la fuente de emisión sería del lado oeste (cerro Churivicha) y se encontrarían intercaladas con las emisiones de lava de Ancochaullane.

Al norte se depositaron en discordancia angular secuencias tabulares de lavas andesíticas (Anco 2, Mapa 1), las cuales presentan alteración hidrotermal, los colores son blancos

(Fotografía 4.5 A), anaranjados y amarillos en superficie. Las capas presentan dirección N100°/44°N, y formas en lajas por el fino diaclasamiento, la matriz es color gris, textura porfirítica, predominan los cristales de plagioclasa. En algunos sectores donde la alteración hidrotermal es mayor, las capas continúan siendo pseudotabulares color blanco (Fotografía 4.5 B), no se observa con claridad la matriz, la textura es fragmental, los clastos tienen forma angular, color blanco y grises unidos con cemento color rojizo o amarillo. El espesor decrece de oeste a este, puede llegar a 200 m y rodear todo el cerro Ancochaullane.

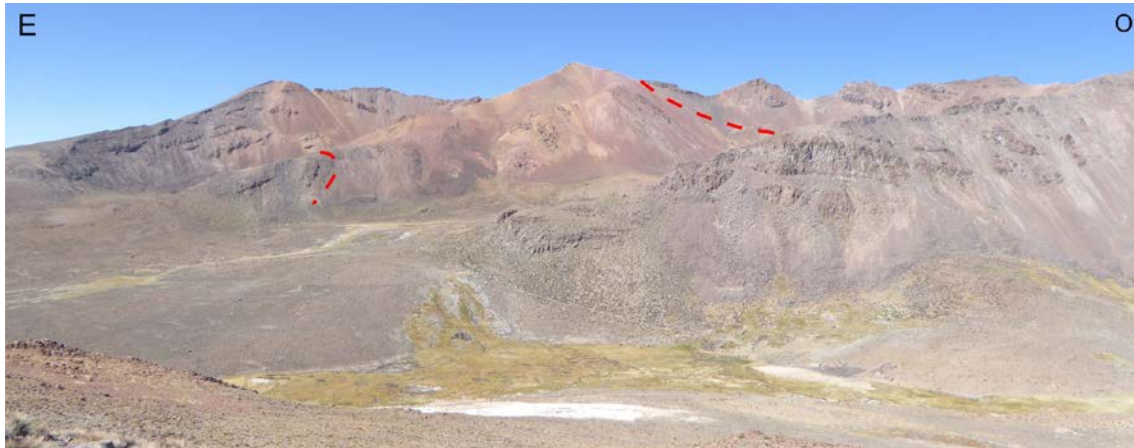


**Fotografía 4.5** (A) Vista al oeste de secuencias de lavas andesítica con alteración hidrotermal, coloraciones anaranjadas y blancas, (B) Secuencias tabulares de lavas andesítica con alteración hidrotermal argílica.



En las laderas de los cerros, afloran secuencias tabulares de lavas andesíticas (Anco 3, Mapa 1) que sobreyacen a lavas andesíticas con alteración hidrotermal (Fotografía 4.6), sin embargo, estas rocas también presentan alteración hidrotermal con presencia de brechas. Las secuencias de lava andesítica son tabulares, presentan matriz color gris claro, la textura es

afírica y predomina la matriz a los cristales. Se identificaron cristales de plagioclasa en un 10 %. Las secuencias de lavas están cortadas por diques andesíticos orientados E-O, la roca presenta matriz color negro, textura porfírica con fenocristales de plagioclasa. El espesor aproximado es de 200 m.

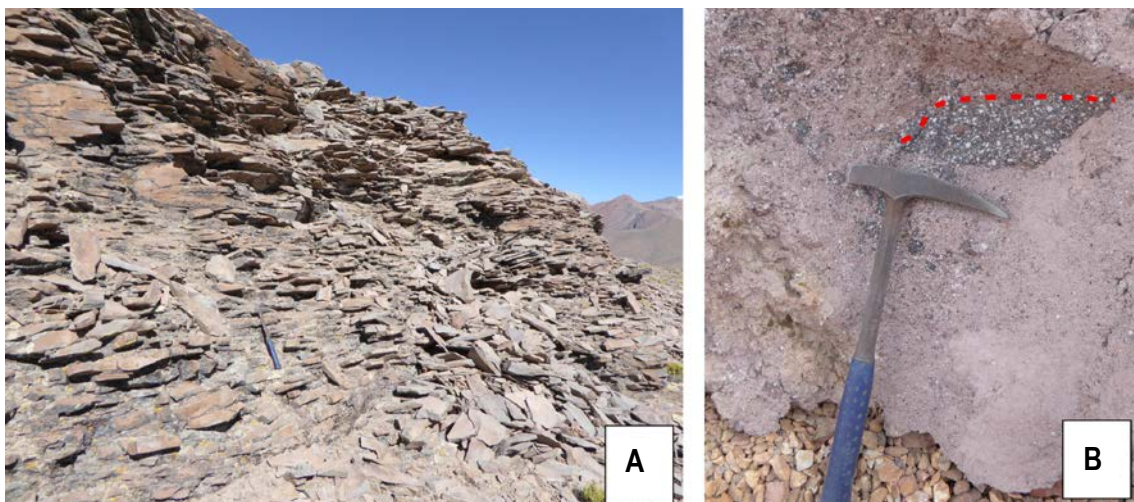


**Fotografía 4.6** Vista al sur de secuencias de lavas andesíticas con alteración hidrotermal, sobreyacen otra secuencia de lavas andesíticas con menor grado de alteración hidrotermal (en líneas entrecortadas).

### Tercer evento

Sobreyacen capas color oscuro en las laderas de los cerros Huancune (Huan1, Mapa 1), las lavas andesíticas presentan aspecto de lascas (Fotografía 4.7 A), las laminaciones son de colores gris y rojizas, la textura es porfírica, con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita, el espesor aproximado es de 70 m. Del mismo modo, en el Nevado Huancune en la cima

a 5460 m de altitud, afloran lavas andesíticas cuyas capas siguen la topografía del terreno (Huan 2, Mapa 1), pueden tener forma tabular y aspecto masivo, color gris y en algunos sectores rojizo; presentan fenocristales de plagioclasa y granos inequigranulares de biotita y anfíbol. También se identifican autobrechas generadas por procesos autoclásticos (Fotografía 4.7 B). El espesor aproximado es de 80 m.



**Fotografía 4.7** (A) Afloramiento de lavas con aspecto de lascas (B) Afloramiento de autobrechas generadas por el flujo de lavas y posibles colapsos.

#### 4.2.5.2 Zona norte de quebrada Curimani

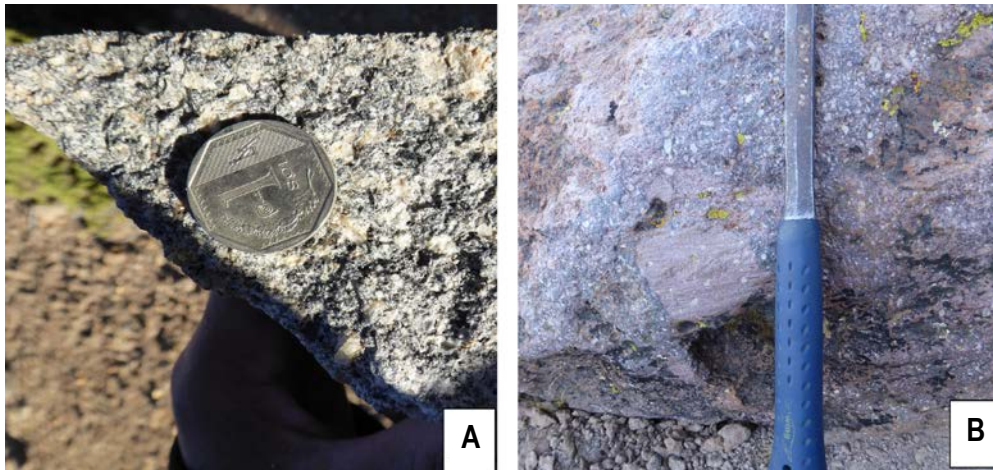
Las secuencias volcánicas identificadas al norte de la quebrada Curimani, presentan tres (3) eventos, los primeros eventos se encuentran ubicados en el cerro Llavimocco y a la base del nevado Paucarani, estos últimos probablemente presentaron su centro de emisión al norte de Paucarani (Secuencias del norte, SN (Mapa 1)). En medio de estos cerros se emplazan y concentran coladas de lavas dacíticas y andesíticas que provienen de la cadena de cerros Barroso. Esta zona se caracteriza por presentar lavas y domos con cristales de plagioclasa, anfíbol, biotita y cuarzo.

##### Primer evento

Las secuencias más antiguas afloran cerca de la quebrada Auquitaipé, en la fuente termal de 47 °C (Ba1/1, Mapa 1), las

capas presentan rumbo y buzamiento N125°/40°SO, la roca presenta matriz color gris oscura y laminaciones grises y blancas, la textura es porfírica, los granos son gruesos con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita (Fotografía 4.8A). En superficie el espesor es de 10 m.

Sobreyacen afloramientos de andesita pseudotabulares con dirección N115°/17°NE, se encuentran distribuidos en la mayor parte de la zona norte de la quebrada Curimani (Ba 1/2, Mapa 1); la matriz es color gris y rojiza, textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita. La matriz engloba fragmentos subredondeados color marrón y blanco de hasta 1 cm, abundancia de 3 % (Fotografía 4.8 B). En algunos sectores, estas secuencias presentan alteraciones hidrotermales. El espesor aproximado es de 150 m.



**Fotografía 4.8** (A) Afloramiento de lava andesítica textura porfírica, granos gruesos con cristales de plagioclasa, anfíbol y biotita. (B) Lava andesítica textura porfírica, inequigranular cristales de plagioclasa, anfíbol y biotita; fragmentos marrones volcánicos.

Posterior a estos eventos, ocurren los emplazamientos de secuencias de lavas dacíticas de aspecto tabular fino volcánicos en la zona norte, al este del nevado Paucarani (SN 1, Mapa 1), matriz color gris, textura porfírica, inequigranular, donde predomina la matriz a los cristales, presenta fenocristales y microcristales de plagioclasa y anfíboles, en menor proporción cuarzo y biotita, el espesor es de 30 m, están cubiertos por lavas andesíticas (SN 2, Mapa 1), cuya dirección de flujo es de norte a sur, la erosión que presenta en redondeada, la matriz es color gris claro a rojizo, la textura es porfírica, inequigranular, presenta fenocristales de plagioclasa, biotita y anfíbol dispuestos en matriz afanítica. Bajo el microscopio, también se identifican cuarzo, olivino, minerales opacos y trazas de apatito y la matriz está compuesta por plagioclasas, piroxenos, anfíboles y vidrio. Estas secuencias presentan 100 m de espesor.

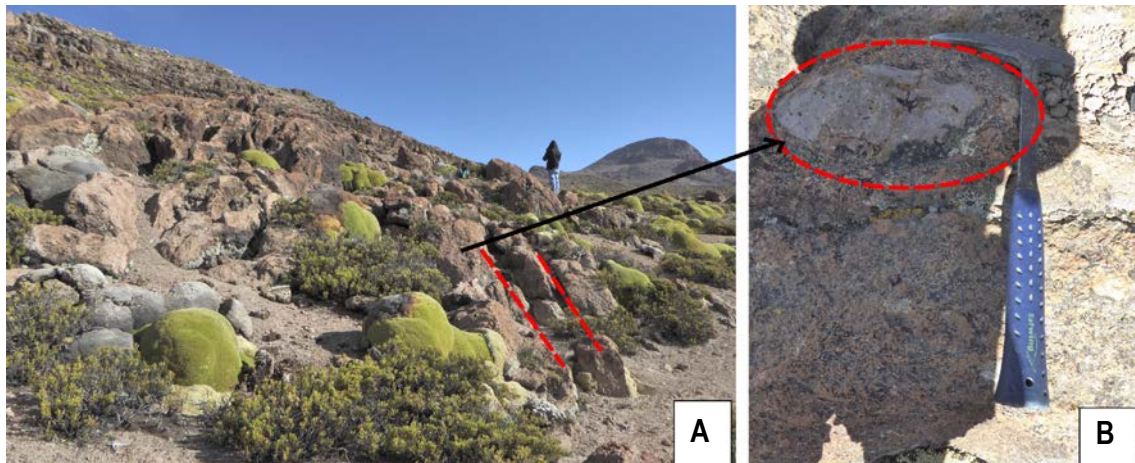
##### Segundo evento

Las secuencias basales del cerro Llavimocco son lavas dacíticas con matriz rojiza (Ba 2/1, Mapa 1), la textura es afírica y porfírica

donde predominan cristales de plagioclasa y anfíbol. El espesor aproximado es de 50 m. Son cubiertos por afloramientos tabulares de lavas andesíticas (Ba2/2, Mapa 1), de matriz gris, de textura porfírica, donde predomina la matriz a los cristales; presenta fenocristales de plagioclasa y en menor proporción anfíbol, se han identificado vesículas alargadas. El espesor aproximado es de 150 m.

Posteriormente, ocurre el emplazamiento de lavas andesíticas, los afloramientos presentan diaclasas verticales, la matriz es gris blanca (Ba2/3, Mapa 1), textura porfírica (Fotografía 4.9 A), con fenocristales hasta de 1 cm, anfíboles y biotita. La matriz engloba fragmentos volcánicos de textura afírica color marrón hasta en un 25 %, estos fragmentos son subredondeados (Fotografía 4.9 B) y son similares a la composición de la matriz. Estas características indican que los afloramientos podrían representar a unidades de enfriamiento, donde se identifican bloques generados durante el emplazamiento y enfriamiento de la colada de lava. El espesor podría llegar hasta 200 m.



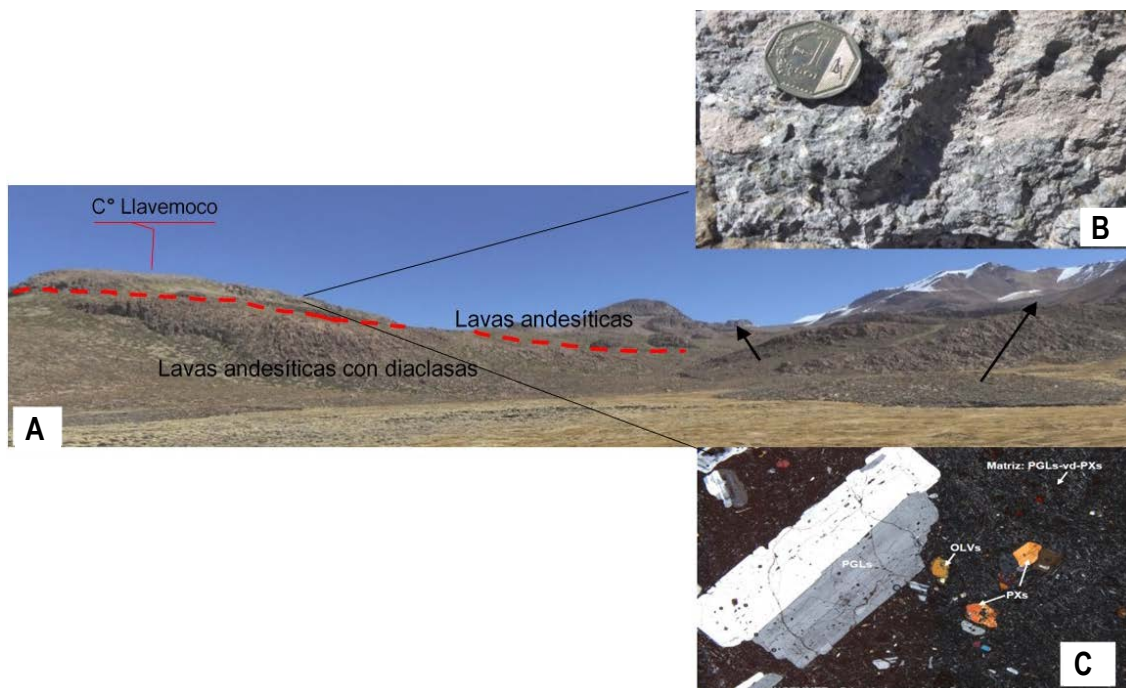


**Fotografía 4.9** (A) Afloramientos de lavas andesíticas con diaclasas (líneas entrecortadas rojas) (B) Las lavas andesíticas contienen fragmentos volcánicos subredondeados.

### Tercer evento

Las lavas andesíticas se emplazan en discordancia angular en el cerro Llavimocco (Fotografía 4.10A), las capas tienen dirección N75°/25°NO, el afloramiento es tabular con matriz color gris oscuro afanítica (Ba3, Mapa 1), predomina la matriz a comparación de los cristales (Fotografía 4.10B), la textura es porfírica, presenta fenocristales de plagioclasa hasta de 1

cm y microcristales de anfíbol, en su matriz se han identificado fragmentos volcánicos marrones. Bajo el microscopio, el 29 % representa a los cristales que consiste en plagioclasas, piroxenos, minerales opacos, olivinos y anfíboles (Fotografía 4.10C). La matriz (62 %) de la muestra contiene plagioclasas, vidrio y piroxenos. Los minerales secundarios (10 %) están conformado por minerales de arcillas, óxidos de hierro, iddingsita y trazas de cloritas.



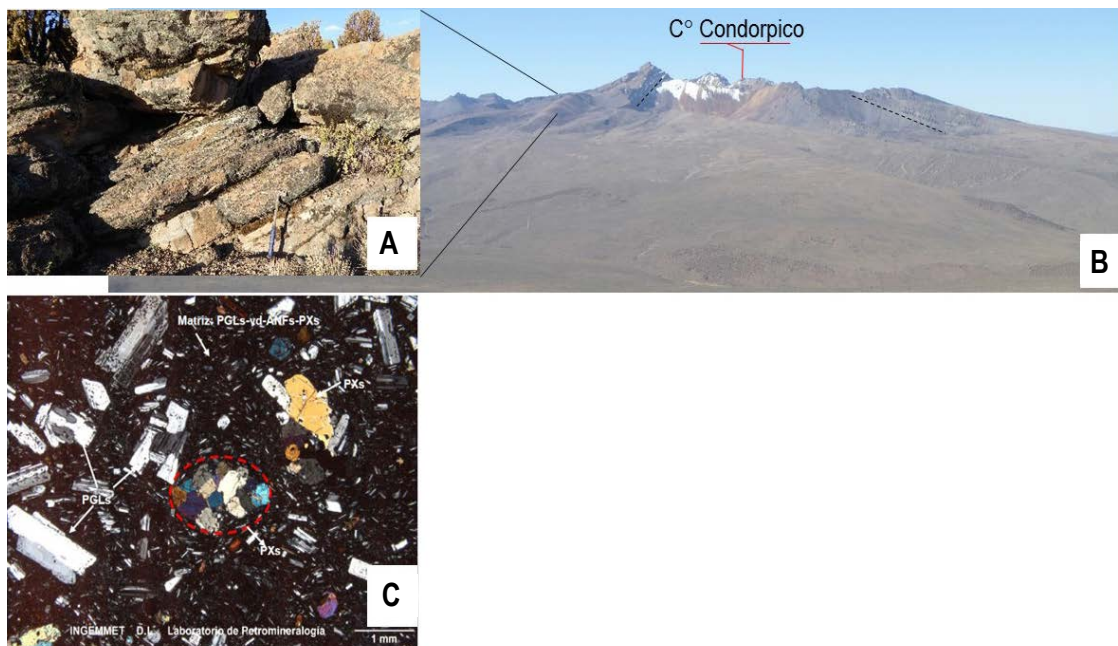
**Fotografía 4.10** (A) Contacto entre lavas andesíticas con diaclasas y emplazamiento de lavas andesíticas gris oscuro (B) Matriz gris con textura porfírica, cristales de plagioclasa y anfíbol, presenta fragmentos volcánicos (señalado con flechas). (C) Fotomicrografía: Cristales subhedrales de plagioclasas: PGL, piroxenos: PXs y olivinos: OLVs, dispuestos en una matriz constituida por microcristales de plagioclasas, vidrio y piroxenos: PGLs-vd-PXs.

#### 4.2.5.3 Zona este Condorpico

Corresponden a secuencias de lavas andesitas porfíricas (NQ-co/dp, Mapa 1), se emplazan de forma tabular dirección N150°/22°SO (Fotografía 4.11A), la dirección de flujo proviene del cerro Condorpico (Fotografía 4.11B), la matriz es color gris afanítica, textura porfírica, equigranular, con cristales de plagioclasa, biotita y anfíbol, del mismo modo se reconoció cuarzo en mínima cantidad.

Bajo el microscopio se observa un 38 % de cristales, tales como plagioclasas, piroxenos, anfíboles, biotita, minerales opacos y apatito. La matriz ocupa un 51 %, y está compuesta por plagioclasas, vidrio, anfíboles y piroxenos. Los minerales secundarios representan un 11 % de la muestra, entre los cuales se tiene las arcillas, opacita y óxidos de hierro (Fotografía 4.11C).

Las secuencias de lavas se emplazaron acomodándose en el relieve por lo que el espesor podría variar entre 200 y 250 m.



**Fotografía 4.11** (A) Secuencias tabulares de lava andesítica con laminaciones (B) Vista al este de lavas andesíticas provenientes del cerro Condorpico. (C) Fotomicrografías: Cristales subhedrales de plagioclasas: PGLs y piroxenos: PXs, por sectores en agregados de cristales de piroxenos (círculo rojo), dispuestos en una matriz constituida por microcristales de plagioclasas, anfíboles y piroxenos, además de vidrio intersticial: PGLs-vd-ANFs-PXs.

### 4.2.6 Rocas volcánicas del Holoceno – sector Paucarani

#### 4.2.6.1 Domos Paucarani

Son tres (3) cerros en forma pseudotriangular que afloran al norte del nevado Paucarani (Fotografía 4.13), el domo más cercano al nevado Paucarani es de composición andesítica. Presenta diaclasas lo cual origina la erosión en bloques angulosos. Son afloramientos de colores claros, la matriz es color marrón claro, la textura es porfírica, la proporción de cristales y matriz es la misma, los fenocristales son de plagioclasa el tamaño promedio es 1,5 cm, también contiene biotita y fenocristales y microcristales de anfíbol. En las secuencias de lavas andesíticas

se identifican fragmentos redondeados de tamaño hasta 5 cm, color marrón de textura porfírica.

#### 4.2.6.2 Domo cerro Blanco

Corresponde a un cerro de tonalidad más clara al resto de afloramientos, denominado localmente como cerro Blanco por su color, según los datos topográficos es nombrado como cerro Pucata y ocupa un área de 2 km<sup>2</sup>, la composición es dacítica a riolítica. La erosión varía entre redondeada con granos deleznales y en otros sectores las diaclasas generan la erosión en grandes bloques angulosos (Fotografía 4.12).

La matriz es color gris blanco, textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa, biotita y microcristales de anfíboles, también se identificó cuarzo aproximadamente en 10 %.





**Fotografía 4.12** Vista al noroeste del domo Cerro Blanco.

#### 4.2.6.3 Domo Auquitaipe

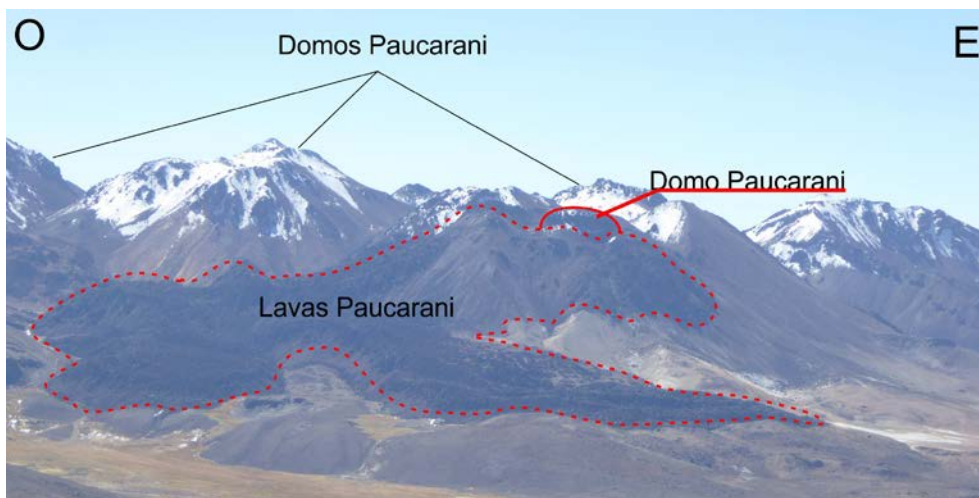
Aflora en el cerro Auquitaipe, sector oeste del nevado Paucarani, el área de emplazamiento es de 2,2 km<sup>2</sup> en superficie. La composición es andesítica, presenta matriz color gris claro, textura porfirítica, inequigranular, con fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita y vidrio en fibras. En la matriz se identificaron fragmentos de hasta de 10 cm, con formas subangulosas color marrón, textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa. Dentro de este afloramiento se encuentra un sector de 450 m de largo y 140 m de ancho cubierto por rocas volcánicas basálticas pseudotabulares de matriz negra vítrea con cristales de plagioclasa y ferromagnesianos, el magnetismo es moderado. Bajo el microscopio se observa un 42 % de cristales constituidos por plagioclasas, olivinos, biotita, anfíboles, cuarzo y trazas de apatito. La matriz representa el 57 % de la muestra y consiste de plagioclasas, anfíboles, piroxenos, minerales opacos, biotita y vidrio. El 1 % de minerales son secundarios y corresponden a óxidos de hierro.

#### 4.2.6.4 Lavas Paucarani

Las lavas Paucarani se encuentran ubicadas a lo largo de la ladera SO del nevado Paucarani, son de tipo andesítico porfirítico, el centro de emisión provendría del nevado Paucarani (Fotografía 4.13). En superficie ocupa un área de 3.7 km<sup>2</sup> y presenta afloramientos agrestes y oscuros, en su frente de avance se forman surcos que generan discontinuidad en la topografía de hasta 10 m. La matriz es gris oscura, textura porfirítica, fenocristales de plagioclasa, biotitas hexagonales color pardas a marrón y anfíboles en menor cantidad.

#### 4.2.6.5 Domo Paucarani

Está ubicado en la cima del nevado Paucarani a 5290 m s.n.m. (Fotografía 4.13), es de tipo andesítico. El área ocupada es de 80 m<sup>2</sup> y 15 m de largo. El afloramiento es de aspecto masivo y rugoso, con matriz de color marrón oscuro de aspecto deleznable, la textura es porfirítica, presenta cristales de plagioclasa y biotita. Las vesículas son alargadas y en algunos casos se encuentran rellenas con vidrio color gris oscuro.



**Fotografía 4.13** Vista al norte al nevado Paucarani, donde se identifican los domos Paucarani, las coladas de lava y domo Paucarani como parte del último evento.

### 4.2.7 Depósitos no consolidados

La mayor parte de depósitos no consolidados son glaciares, se encuentran cubriendo las secuencias de lavas andesíticas, y sobreyacen a secuencias del Plioceno, como la Formación Capillune entre la represa Paucarani y Uncalluta (Mapa 1). Las morrenas son lomadas alargadas con crestas, ubicadas mayormente en las laderas de los cerros, la dirección de transporte es al N-E, como por ejemplo en las laderas de los cerros Ancochaullane y Llavimocco. Las morrenas procedentes del cerro Condorpico presentan dirección al S-O.

Los depósitos coluviales se ubican en las quebradas o laderas de los cerros, son producto de la erosión de las rocas, en el cerro Ancochaullane se suelen presentar con colores rojos y blancos producto de la erosión de la alteración hidrotermal.

Los bofedales son característicos en estas zonas, ubicados generalmente en los ríos o en sus márgenes, se encuentran cubiertos por plantas. En algunos casos se localizan fuentes termales, y también se identifican suelos de sal o precipitados producto de la evapotranspiración y actividad geotermal.

Los suelos son intercalaciones blancas con humus color negro, con espesores hasta de 7 m, y se les ubica en la quebrada Curimani y al sur de Pallapallane (Mapa 1). Estas secuencias podrían representar las intercalaciones de depósitos de agua estancada, como bofedales y precipitaciones o zonas de salmuera.

## 4.3 ZONAS DE ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

### 4.3.1 Zonas de alteración hidrotermal no recientes

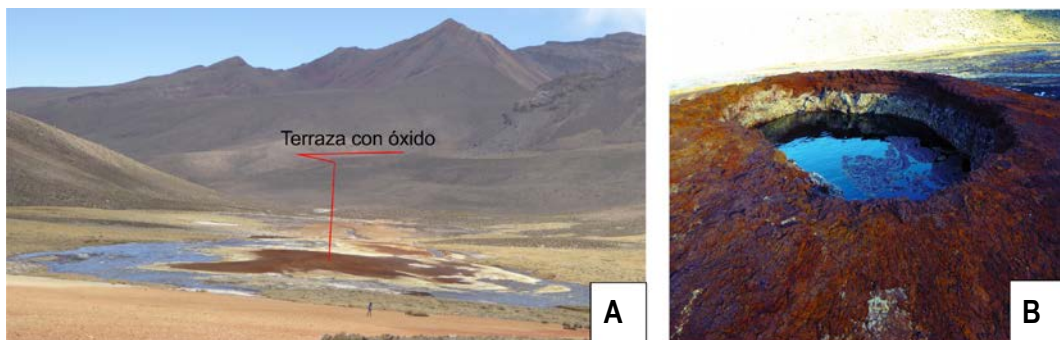
En la zona sur de la quebrada Curimani, las secuencias volcánicas de rocas andesita identificadas en el segundo evento (Anco, Mapa 1) del centro de emisión Ancochaullane, con afloramientos de tonalidad anaranjada rojiza a blanco amarillento (Fotografía 4.14). Los colores anaranjados rojizos se deben a la presencia de jarosita y los colores blancos

característicos de alteración hidrotermal argílica avanzada, donde se han determinado minerales de cuarzo y alunita por medio del análisis de rayos X.

Las lavas andesíticas presentan oquedades que se encuentran rellenas de material amarillo, compuesto por minerales como la alunita, albita, muscovita y caolinita (Anexo 1). La erosión de estas rocas forman terrazas y depósitos coluviales rojos (Fotografía 4.14A) y anaranjados cerca de los ríos como lo observado en Piscullane (SO del cerro Ancochaullane), donde se identificaron minerales como goetita, caolinita y también minerales como cuarzo, cristobalita, alunita, tridimita y jarosita (Anexo 1). Estos minerales, se forman en un ambiente superficial de un sistema hidrotermal típicamente a temperaturas menor a 100 °C, donde la temperatura y el pH de los fluidos hidrotermales es bajo (Maksaev, 2001).

Los resultados de análisis químico indican la presencia de As tanto en la roca, en las oquedades y en las terrazas varía entre 99 y 441 ppm. La presencia de Pb se encuentra en las rocas andesita en 130 ppm y trazas de Sb con 7 ppm, también presente en los depósitos coluviales y terrazas aluviales en 5 ppm. Asimismo, se determinó Ba en rocas en 212 ppm, en las oquedades de las rocas en 624 ppm y en las terrazas aluviales entre 64 y 682 ppm. Las oquedades de las rocas volcánicas contienen el elemento Hg con 31ppb (Anexo 1).

En la zona norte de la quebrada Curimani, las rocas volcánicas con alteración hidrotermal identificadas como parte del primer evento (Ba 2/3) provenientes del centro volcánico Barroso, la erosión de estas rocas forman terrazas y en algunos casos precipitaciones de óxidos en formas cónicas (Fotografía 4.14B) que almacenan manantiales fríos en su centro. Estas formas cónicas presentan hasta un 47.24 % en goetita de acuerdo a los resultados de rayos X. Mientras que, los resultados químicos indican que las precipitaciones contienen anomalías de arsénico con 8635 ppm y otros elementos como Cr (42 ppm) Cu (6 ppm) y Zn (17 ppm). La presencia de Fe es de 52,17 % (Anexo 1).



**Fotografía 4.14** (A) Vista al oeste de quebrada Piscullane de terrazas de óxidos rodeadas de manantiales fríos (B) Precipitaciones de óxidos en formas cónicas.

En el domo Paucarani, localizado en la cima del nevado Paucarani (Fotografía 4.13), las vetillas de óxidos rellenan los espacios entre las diacclas. Los resultados de rayos X, indican la presencia de minerales como anortita hasta en un 34.13 % y goetita en 47.24 %. Los resultados químicos reportan elementos de Ba en 682 ppm, Cr 89 ppm, Cu 47 ppm, Pb 37 ppm, Ni 24 ppm y Mo 3 ppm. El Fe se concentra en 5.52 % (Anexo 1).

### 4.3.2 Zonas de alteración hidrotermal reciente

Son aquellas formadas a los alrededores de suelos vaporizantes y fumarolas, la temperatura a la cual se encuentran estas emanaciones generan reacción en los minerales de las rocas volcánicas, generando alteración hidrotermal y precipitación de azufre.

Las fumarolas localizadas en Huancune generan alteración hidrotermal color blanco en las rocas volcánicas andesíticas, las cuales afloran en forma de lajas y están compuestas por minerales de tridimita en 19.83 %, ludlamita ( $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ) en 6.18 % y cuarzo en 5.76 %. Según el análisis químico los elementos presentes son el Pb en 8 ppm, Si en 42,30%, Sr en 293 ppm y V en 53 ppm. Respecto a tierras raras, las de mayor presencia son el Ce y Nd en 68.1 y 27 ppm respectivamente (Anexo 1).

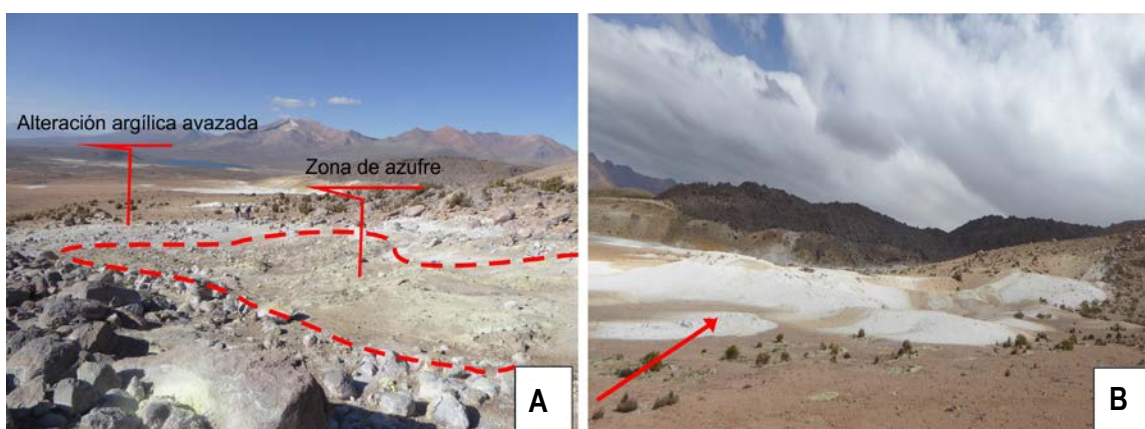
Al norte de las fumarolas Huancune se identificaron zonas blancas deleznable que no presentan manifestaciones termales; sin embargo, el espesor es considerable de hasta 10 m y está conformado por suelos blancos con minerales de ópalo, caolinita, diópsido y otros minerales de magnesio, característico de una zona de alteración hidrotermal argílica avanzada. La presencia de Si es 31.37 %, el Sr se encuentra en 395 ppm y V

en 126 ppm y Zr en 114 ppm. Presenta elementos de tierras raras como Ce y Nd en 49,8 y 30.8 ppm respectivamente (Anexo 1).

Los suelos vaporizantes ubicados en la base este del nevado Paucarani generan alteraciones hidrotermales argílica avanzada en las rocas y cristales de azufre (Fotografía 4.15 A). Las rocas con alteración hidrotermal contienen minerales como la cristobalita hasta en 26 %, cuarzo en 8 %, alunita en 5 %, lo cual indica que el pH es ligeramente superior a 2. También se identificó wollastonita debido a la alteración del vidrio volcánico presente en las rocas. Los elementos químicos analizados y con alto contenido en ppm son el Ba en 2037 ppm, Sr entre 118 y 257 ppm, Zr entre 135 y 207 ppm. Puede presentar Pb hasta en 22 ppm, el Zr varía entre 135 y 207 ppm, entre las tierras raras resalta la presencia de Ce en 26 ppm (Anexo 1).

En el flanco sur del nevado Paucarani, los suelos blancos de 12 m<sup>2</sup> no presentan evidencia de manifestaciones termales, sin embargo, fueron generados a partir de la actividad geotermal y sus respectivas reacciones en las rocas, contienen minerales de cristobalita y cuarzo, así como azufre. Los resultados de geoquímica identifican elementos como el As en 5 ppm, Ba 511 ppm, Pb 8 ppm, Rb 17 ppm y Zr 34 ppm, lo cual ayuda a inferir la existencia de antiguas exhalaciones de vapor actualmente extintas.

En la base sur de Paucarani está localizada la antigua azufrera Gloria (Fotografía 4.15B), caracterizada por el olor a azufre, la cobertura superficial de suelo es color blanco y ocupa áreas hasta de 92 m<sup>2</sup>. La roca a su alrededor es color blanco, en algunos casos la matriz es color gris blanca, contiene cuarzo secundario y cristales hexagonales color blanco. Los minerales identificados son anatasa ( $\text{TiO}_2$ ), cuarzo y periclase ( $\text{MgO}$ ). Entre los elementos reconocidos resalta el Ba con 1284 ppm y Zr en 212 ppm. Pb y Mo en 9 y 5 ppm. El porcentaje de Si identificado es de 38.25 % (Anexo 1).



Fotografía 4.15 A) Rocas con alteración argílica avanzada y azufre, (B) Suelos blancos en azufrera Gloria.



#### 4.4 PRECIPITADOS

Los precipitados están ubicados a los alrededores de fuentes termales y fumarolas, cuando presentan una antigüedad se litifican y disponen en formas tabulares. En el presente estudio se han identificado capas de sínter con espesores hasta de 2 m, así como suelos blancos encima de bofedales con sabor a sal, el origen se da por el proceso de evapotranspiración.

Los depósitos de precipitados identificados dentro de la zona geotermal de Paucarani afloran en la zona noroeste, en las quebradas Huancune, Curimani y Achuco; en los alrededores del nevado Paucarani, en la laguna Paucarani y a lo largo de la quebrada Anchaullane. Las muestras recolectadas fueron analizadas en el laboratorio de rayos X donde se identifican los minerales en porcentaje (%) y por análisis químico.

En Huancune, los precipitados cerca de las zonas de pozos de lodo son de colores blancos y amarillos (Fotografía 4.16A),

están compuestas por minerales de sulfatos como Tamarugita ( $\text{NaAl}(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ) en 50.13 % y hexahidrita ( $\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ) en 6.34 % y yeso, silicatos como cuarzo 24,9 % y anortita ((Ca, Na)  $(\text{Al}, \text{Si})_2 \text{Si}_2\text{O}_8$ ) en 10.01 % y dióxido; y en mínima cantidad carbonatos como calcita en 0.47 % (Anexo 1).

El análisis químico identifica la alta presencia de Al en 7.37 %, Ba 145 ppm, Co 10 ppm, Cr 4 ppm, Cu 76 ppm, Li 10 ppm, Si 12.91 %, Rb 50 ppm, Sr en 239 ppm, Zn 95 ppm, K en 0.82 %. En comparación con los resultados en la poza de lodo, que presentan minerales de sulfatos como alunita en 21,25 % y calcocianita ( $\text{Cu}^{+2} \cdot \text{SO}_4$ ), otros son silicatos entre los que destaca el cuarzo en 10.4 %; y sulfuro como piritita en 1.02 %. Y según el análisis químico, se evidencia la presencia de elementos como el Al en 9.54 %, As en 14 ppm, Ba 699 ppm, Co 5 ppm, Cr 12 ppm, Cu 17 ppm, Li 5 ppm, Si 21.09 %, Rb 43 ppm, Sr 552 ppm, Zn 25 ppm, Pb en 5 ppm, K 2.1 % (Anexo 1).



**Fotografía 4.16** (A y B) Agujeros ocasionados por la exhalación de vapor y presencia de lodo, a sus alrededores se encuentran precipitados blancos y amarillos.

En la ladera sur del cerro Llavimocco quebrada Curimani, los precipitados cercanos a fumarolas y pozas de lodo son de forma pseudotabular de colores blancos y grises, donde se identificaron pequeños granos de cuarzo. Los minerales en los precipitados son en su mayoría sulfatos como alunita en 62.27 % y silicatos en sus variedades de cuarzo, tridimita y cristobalita.

La geoquímica identifica elementos como Si y Al en 12.91 % y 7.37 %, otros elementos como Ba 145 ppm, Cu 76 ppm, Li 18 ppm, Rb 50 ppm, Sr 239 y Zn 95 ppm (Anexo 1).

Las pozas de lodo con fumarolas son de color gris (Fotografía 4.16B) presentan minerales del grupo de los silicatos tales como

la cristobalita en 28.06 %, cuarzo, caolinita y montmorillonita, azufre 21.58 %, sulfatos como alunita 19,96% y otros en menor cantidad como piritita, rutilo y bismuto. Los elementos presentes son el Al en 7.28 %, Si en 23.27 % y K en 1.39 %. As en 27 ppm, Ba 763 ppm, Cu 36 ppm, Co 8 ppm, Pb 13 ppm, Zr 133 ppm (Anexo 1).

En la base de las fumarolas, en la quebrada Curimani, afloran fuentes termales y a sus alrededores se forman precipitados color blanco y anaranjados. Los resultados de rayos X identificaron minerales del grupo silicato como cuarzo en 54.96 %, albita, ortoclasa, montmorillonita.

Los suelos blancos de salitre ubicados encima de los bofedales presentan contenido carbonatos principalmente como calcita en 25.61 %, minerales de cloruro como halita y cloromagnesita, entre otros silicatos. Aguas abajo, los suelos de sal están compuestos mayormente de halita en 60,05 %, sulfatos como la thenardita y otros como del grupo de los silicatos (chabazita, ópalo, laumontita, etc.), carbonatos como hidrocincita y boratos como ulexita (Anexo 1). Entre los elementos químicos resalta la presencia de As en 12844 ppm, Li 583 ppm, Rb 189 ppm y Sr 699 ppm.

A lo largo de la quebrada Curimani, el espesor de los sínter (Fotografía 4.17A) es hasta de 2m, los minerales identificados son carbonatos y silicatos, entre los carbonatos destacan la calcita y manganocalcita; así como otros minerales del grupo silicato (Anexo 1). En los sínter silíceo el rango de As varía entre 155 y 484 ppm, Li entre 7 y 29 ppm, Ba entre 14 y 302 ppm, puede presentar antimonio hasta en 84 ppm y en algunos casos trazas de Mo en 6 ppm. El contenido de Ca es de 2.28 % y de Si varía entre 40.35 y 44.65 %.

En los alrededores de la quebrada Achuco, cerca de las fuentes termales de 47 °C, se identificó sínter silíceo. Las rocas son tabulares color blanco, presentan oquedades y fibras blancas, con granos de cuarzo y en algunos casos la matriz efervesce. El sínter es silíceo por su contenido en Si de 43.22 %, otros elementos identificados son: As en 91 ppm, Ba 25 ppm y Sr 25 ppm.

En el flanco SO de Paucarani, los precipitados estratificados varían de sínter calcáreo (lejos de su fuente de emisión) por el contenido de carbonatos como calcita y aragonita, presencia del elemento Ca en 30.94 % y otros como Ba 64 ppm, Li 4 ppm, Sr 954 ppm; a sínter silíceo (cerca de la fuente de surgencia), por la presencia de mineral de cuarzo (Si en 44.62 %) y otros óxidos como anatasa (TiO<sub>2</sub>) y periclasa (MgO).

En el flanco este del nevado Paucarani afloran suelos vaporizantes, el vapor genera alteración hidrotermal en la roca y precipitados color blanco de aspecto tabular y botroidales. Los precipitados de forma botroidal se encuentran con azufre, en la mayoría de casos está rellenando fracturas de las diaclasas. Contiene minerales de azufre y sílice como cuarzo y cristobalita, así como sulfatos (alunita). La presencia del Si es de 13.86%, As 24 ppm, Ba 183 a 661 ppm y Zr 229 ppm (Anexo 1).

Los precipitados blancos ubicados a los alrededores de la Laguna Paucarani están compuestos por minerales de óxidos, en su mayoría por Dreyerita (BiVO<sub>4</sub>) en 23.02 %, sulfatos como yeso y fosfatos como estruvita. Contiene elementos como el Ba (142 ppm), Li (48 ppm), Sr (197ppm) y Zn (118 ppm). En la quebrada Ancochaullavira, los precipitados de sal que cubren los bofedales (Fotografía 4.17 B) presentan minerales de sulfatos como thenardita, blodita y singenita, así como halita e hidróxido de berilo. Los elementos de mayor cantidad son Ba con 142 ppm, Li 48 ppm, Sr 197 ppm y Sr con 114 ppm.



**Fotografía 4.17** (A) Capas de sínter silíceo en la quebrada Curimani. (B) Precipitados de sal en la quebrada Ancochaullavira.



Del mismo modo, Laguna Blanca se caracteriza por presentar minerales como halita y sulfatos, así como calcita. El análisis químico muestra elementos con anomalías en As (168 ppm), Li (255 ppm), Sr (412 ppm) y W (190 ppm).

Es importante resaltar que los precipitados recientes y pozas de lodo en Paucarani contienen minerales sulfatados y silicificados, en algunos casos intercalados con azufre. Los elementos que resaltan por su cantidad son el As cuyo contenido es 24 ppm, Ba entre 145 y 763 ppm y Cu 36 ppm.

En comparación con Borateras donde los precipitados son silicatados y en Kallapuma son calcáreos donde los elementos de As varían entre 1835 y 5161 ppm, Ba entre 1298 y 4769 ppm, Cu entre 78 y 663 ppm y presentan Sb entre 265 y 1408 ppm.

En el caso de los sínter silíceo en Paucarani están ubicados entre la quebrada Curimani y el flanco SO del nevado Paucarani; se encuentran afloramientos de sinter silíceo con elementos de As que varían entre 24 y 484 ppm, Ba entre 14 y 302 ppm y Sb en 84 ppm. En Borateras, los sínter son de hidróxido de aluminio y calcita donde el As es 35 ppm y el Sb 433 ppm. En Kallapuma



**Fotografía 4.18** (A) fragmento de roca volcánica gris subredondeado en cemento blanco arcilloso. (B) Clastos blancos angulosos en matriz gris.

los sínter son calcáreos y los elementos de As están en 301 ppm, Ba 1188 ppm, Cu 404 ppm y Sb 842 ppm.

Los salares en áreas más extensas se encontrarían en la Laguna Blanca y Kallapuma; en Paucarani suelen ocupar menores áreas sobre bofedales. En Paucarani presentan minerales de carbonatos, cloruros, silicatos y boratos y resaltan los elementos de As en 12844 ppm y Li en 583 ppm. En la Laguna Blanca los minerales que componen el salar son halita, sulfatos y calcita; el As tiene concentraciones de 168 ppm y Li 255 ppm. En Kallapuma los minerales son halita y calcita donde el As se concentra en cantidades de 369 ppm, Li 1048 ppm y Sb en 343 ppm (Anexo 1).

#### 4.4.1 Comparaciones entre Paucarani, Kallapuma y Borateras

Los precipitados recientes y pozas de lodo son tipo sulfato silicatado en Paucarani muy diferentes a Borateras y Kallapuma; los resultados químicos indican menor contenido de As, Ba, Cu y Sb a comparación de las anomalías presentes en Borateras y Kallapuma.

Los sínter son de tipo silíceo en Paucarani y calcáreos en Borateras y Kallapuma, sin embargo, existe mayor concentración

de Sb en Borateras y Kallapuma.

Los salares con menor extensión superficial como en Paucarani, presentan mayores anomalías de As, mediano contenido de Li y no existe presencia de Sb. Los salares con mediana extensión como los que se encuentran en Kallapuma, tienen mediano contenido de As; pero mayor contenido de Li y Sb. Los salares de mayor área o extensión como es el caso de la Laguna Blanca evidencian bajas cantidades de As y Li en comparación con las otras zonas.

#### 4.5 BRECHAS

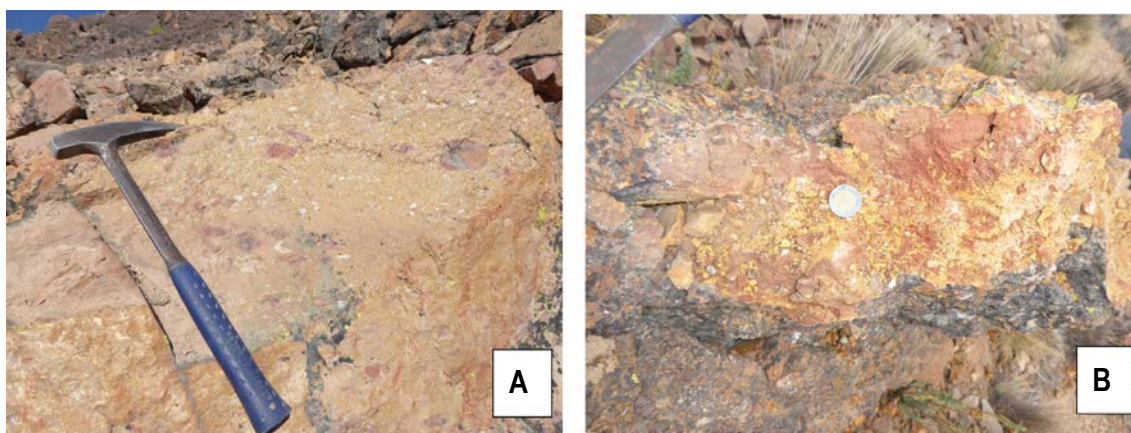
En el cerro Llavimocco, quebrada Curimani, afloran rocas de aspecto masivo con diaclasas, la roca consiste en clastos polilíticos blancos angulosos silicificados de aproximadamente 5 cm, también existen clastos subredondeados de rocas volcánicas (Fotografía 4.18), los cuales se incrementan cerca de la zona de falla. La matriz está conformada por clastos angulosos silicificados y cemento blanco arcilloso, estos se incrementan conforme se alejan de la zona de falla (Fotografía 4.18B).



Al sur de la quebrada Curimani, las brechas están alineadas NO-SE y N-S, son de color anaranjado y blanco; y presentan clastos polilíticos blancos angulosos a subangulosos silicificados y en menor cantidad clastos color rojizo clasto soportado, el cemento es color anaranjado. En otras zonas predomina el cemento a los clastos, entre los clastos también se encuentran fragmentos volcánicos color gris redondeados que varían de tamaño entre 2 y 10 cm, el cemento es anaranjado con óxidos y ligeramente silicificado. Los análisis de rayos X indica presencia de alunita, albita, jarosita, caolinita y hematita. Respecto a elementos

químicos resalta la presencia de As en 24 ppm, Ba 594 ppm, Cu 40 ppm y Sr 686 ppm (Fotografía 4.19A).

En la quebrada Piscullane, dentro de las secuencias basales volcánicas del primer evento del centro de emisión Ancochaullane, afloran capas con rumbo NE-SO, con clastos monolíticos angulosos color blanco silicificados, predomina el cemento color rojo y anaranjado. Según el análisis de rayos X, se identificaron minerales como goetita, halloysita y antigorita. Los elementos químicos identificados fueron As (320 ppm), Cu (77 ppm) y Zr (415 ppm) (Fotografía 4.19B).



**Fotografía 4.19** (A) Brechas con clastos polilíticos subangulosos en cemento con óxidos de jarosita y hematita. Afloramiento en quebrada Huancune (B) Brecha con clastos monolíticos blancos angulosos silicificados en cemento rojizo compuesto de minerales de goethita, afloramiento en quebrada Piscullane.

## 4.6 SISTEMAS ESTRUCTURALES PRINCIPALES

### 4.6.1 Fallas sur de quebrada Curimani

Los planos de falla se ubican al sur de la quebrada Curimani (Figura 4.7A), en los afloramientos de brechas (cerro Ancochaullane, entre los 4915m y 5107 m s.n.m.), los cuales son cortados de forma transversal y ligera; los datos fueron registrados en las estaciones 19 y 20, y procesados con el programa Faultkin 7 (Figura 4.7A); son fallas de tipo dextral y la componente varía como normal e inversa. Los planos de falla son de corto recorrido y cortan las secuencias de brechas ubicadas en el Grupo Barroso.

En el caso de la estación 19, el plano de falla presenta azimuth con orientación 82° hasta 120° y un buzamiento de 90°. En el espejo de falla se tomaron medidas de estrías, siendo el promedio de los pitch 22° al este. Por consiguiente, la cinemática de las fallas es dextral con componente inverso, el movimiento es transpresivo. Las fallas anteriormente mencionadas no presentan larga longitud.

En el caso de la estación 20, presenta azimuth con orientación 185° hasta 190° y buzamiento entre 82° y 90° al este, el promedio del pitch de las estrías varía entre 20° y 50° al norte. Lo que indica la cinemática de la falla es dextral con componente normal, el movimiento es transtensivo.

Según los diagramas de rosetas, los sistemas de diaclasas tienen un rumbo similar a la prolongación de los afloramientos de las brechas, lo que indicaría que el eje de distensión sería perpendicular al rumbo del diaclasamiento; esto facilita la migración de fluidos a superficie por representar una zona de mayor debilidad.

De acuerdo a los diagramas de esfuerzo, los ejes principales ( $\sigma_1$ ) tendrían dirección NO-SE y el de mínimo esfuerzo ( $\sigma_3$ ) NE-SO. La dirección de estos esfuerzos coincide con la orientación de la dirección de los afloramientos de las brechas (NO-SE) y la presencia de los ejes de pliegues orientados NE-SO, generando una zona de esfuerzos transpresivos (Figura 4.7B).

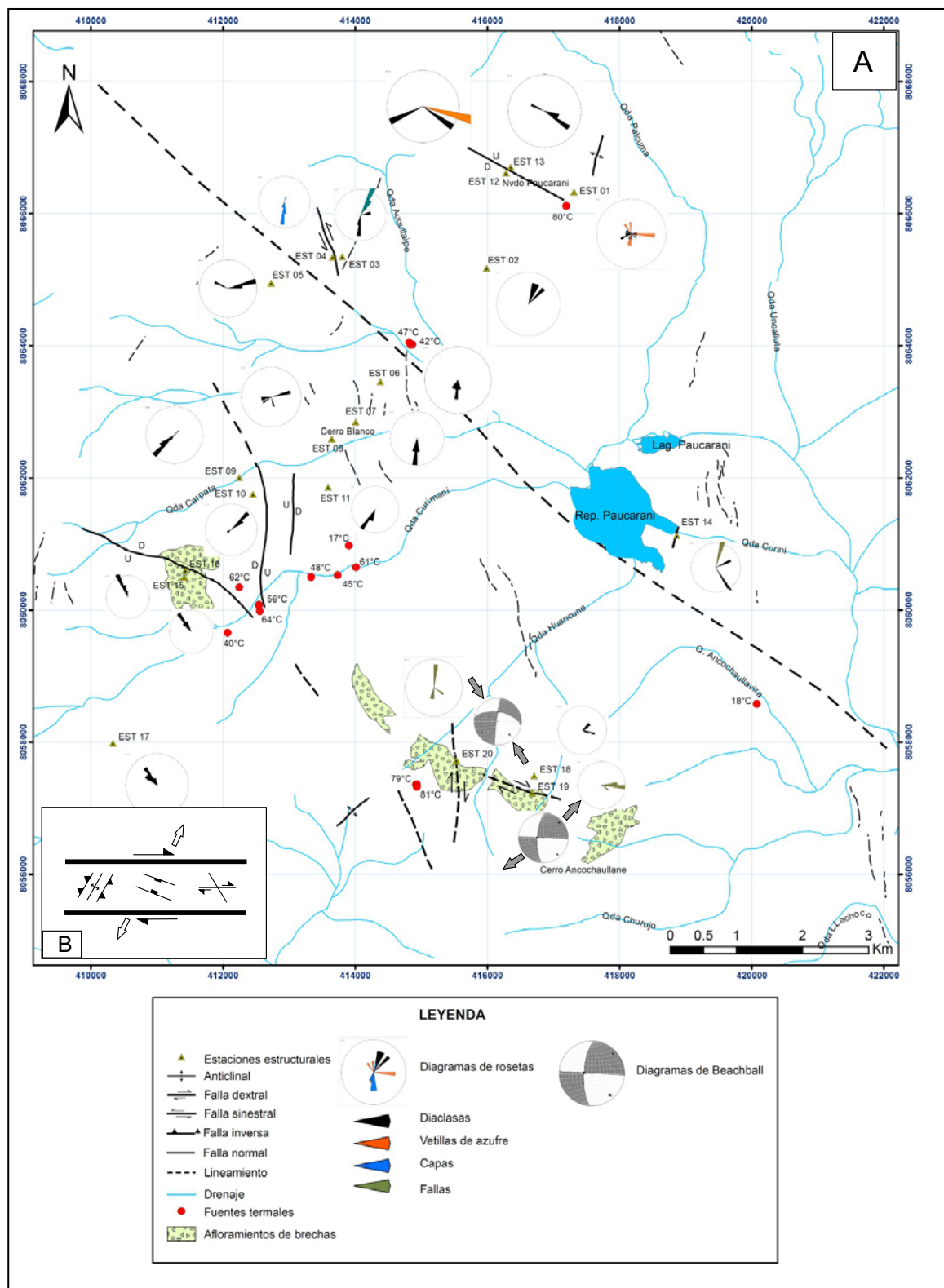


Figura 4.7 (A) Mapa estructural en la zona geotérmica de Paucarani. (B) Modelo teórico en transtensión.

## 4.6.2 Fallas norte de quebrada Curimani

Las fallas ubicadas en el cerro Llavimocco al norte de la quebrada Curimani forman un graben, en medio de estas se encuentran las surgencias de pozos de lodo, fumarolas y fuentes termales (Figura 47A), estas fallas generan basculamiento en las secuencias del segundo evento volcánico (Ba 2/1 y Ba 2/2, Mapa 1). Aparentemente las secuencias volcánicas del tercer evento (Ba3, Mapa 1) se emplazaron sobre el paleo relieve dejado previamente por las fallas normales y luego de una posterior activación del graben; las capas fueron desplazadas, esto generó un desnivel topográfico con buzamiento al SE-E que corta las secuencias volcánicas, originando un ligero plegamiento entre sus capas. El movimiento tectónico genera brechas de composición volcánica, posteriormente son emplazadas las brechas de clastos angulosos silicificados.

En el sector del nevado Paucarani, se identificó un pliegue anticlinal con dirección azimutal 40°, los sistemas de fracturas y vetillas de óxidos presentan una dirección azimutal 100°, en medio de las fracturas se emplaza el vapor dejando precipitados de azufre y precipitados de colores blancos. Por lo cual, se infiere que el eje de esfuerzo máximo ( $\sigma_1$ ) presenta una dirección NO-SE, el eje de esfuerzo mínimo ( $\sigma_3$ ) sería NE-SO.

El análisis microtectónico evidencia el desarrollo de estructuras en sistemas transpresivos y transtensivos que corresponden a fallas de acomodo debido a la interacción con estructuras más antiguas (Torres et al., 2014). En Paucarani, las estructuras son de alto ángulo, el modelo teórico en transtensión (Figura 4.6B) correlaciona con la dirección azimutal 100° de las fallas normales. La orientación de las estructuras determina un sistema transpresivo tipo dextral que se encuentra a lo largo de la represa Paucarani, con dirección NO-SE.

## 4.7 MODELO GEOLÓGICO CONCEPTUAL

### 4.7.1 Fuente de calor

La zona geotermal de Paucarani está conformado por los centros de emisión de Ancochaullane, Barroso y Condorpico cuyas rocas presentan edad aproximada de 3Ma. La actividad magmática del Holoceno se localiza al norte del área de estudio y están representada por los domos de Paucarani, cerro Blanco y Auquitaípe.

La actividad volcánica más reciente se encuentra representada por el nevado Paucarani de composición andesítica, cuya actividad magmática podría ser menor a 1Ma.

Los centros de emisión más indicada para proporcionar una fuente de calor está asociada al vulcanismo localizado al SO y a la actividad volcánica del nevado Paucarani.

### 4.7.2 Recarga

La zona de recarga podría estar representada por la cadena de montañas que rodea el área de estudio, como la cadena de montañas del Barroso, los cerros de Paucarani y Condorpico.

### 4.7.3 Estructuras favorables-patrón de circulación

Las estructuras favorables para el emplazamiento de fluidos geotérmicos son los sistemas de fallas normales y grabens, los ejes de mínimo esfuerzo o  $\sigma_3$  presentan dirección NE-SO (Anexo 1B).

### 4.7.4 Zona de ascenso

Las fuentes termales, fumarolas, pozas de lodo y suelos vaporizantes afloran a cotas mayor a 4750 m de altitud; se encuentran en Huancune, quebrada Curimani y flanco este del nevado Paucarani.

### 4.7.5 Roca sello

La roca favorable como roca sello geotérmico probablemente es el Grupo Tacaza conformada por traquiandesitas, andesitas, dacitas y brechas (Fotografía 4.1). Esta unidad ha sido reconocida plenamente en el departamento de Puno cerca de la zona de estudio y al SE de la frontera con Chile (el cerro Pacocahua) con dataciones de 21.4 Ma. Sin embargo, las tobas de cristales semi soldadas dacíticas de la Formación Sencca son definidas como roca sello del acuífero principal (Grupo Maure), gracias a su impermeabilidad.

### 4.7.6 Roca reservorio

Según la litoestratigrafía regional es muy probable que las rocas permeables favorables para una roca reservorio geotérmico sean las secuencias volcánicas fracturadas de la Formación Huilacollo y el Grupo Toquepala, que consisten de secuencias de lavas, aglomerados, brechas, brechas de flujo con intercalaciones de conglomerados, andesitas y dacitas; que afloran en el flanco occidental de la Cordillera del Barroso. También, se identifican rocas volcánicas sedimentarias del Grupo Maure como roca acuífero principal, debido a sus características litológicas con alta porosidad y permeabilidad (Figura 4.5). Sus afloramientos están localizados en el cerro Pacocahua.

### 4.7.7 Descarga

Las zonas de descarga están localizadas a una altitud menor a 4590 m s. n. m., las quebradas convergen a la quebrada de Ancochaullane donde los bofedales presentan cobertura blanca de salitre, en algunos casos presenta surgencia de fuentes termales.

# CAPÍTULO V

## HIDROGEOLOGÍA

La hidrogeología es una rama de las ciencias geológicas, que estudia la ocurrencia, la distribución y el movimiento de aguas subterráneas en el suelo y las rocas de la corteza terrestre (comúnmente en acuíferos). Por ende, la exploración de aguas subterráneas se define como “todas las operaciones o trabajos que permiten la localización de acuíferos o depósitos subterráneos a partir de los cuales se puede obtener agua en cantidad y calidad adecuadas para el fin previsto” (Custodio y Llamas, 1997).

El estudio hidrogeológico es una actividad muy importante en la estimación y ubicación de los recursos de agua subterránea, que pueden ser extraídos sin dañar permanentemente los acuíferos subterráneos o los ecosistemas circundantes, cuya finalidad es abastecer de agua a las poblaciones, para el desarrollo de la agricultura o desarrollo industrial, en este caso, para el desarrollo de la industria geotérmica.

Asimismo, las características hidrogeológicas del medio, como la piezometría, los parámetros hidráulicos, las condiciones hidrodinámicas y las características hidroquímicas de las fuentes de agua condicionan por completo el funcionamiento y rendimiento del sistema geotérmico (Custodio y Llamas,

1997). El agua subterránea determina las posibilidades de almacenamiento térmico estacional y constituye una variable fundamental de los procesos de transmisión y recarga térmica del terreno.

### 5.1 CUANTIFICACIÓN DE LOS RECURSOS HÍDRICOS

#### 5.1.1 Inventario de aguas

La cuantificación de los recursos hídricos (agua superficial y subterránea) en la zona geotermal de Paucarani, se realizó mediante el inventario y muestreo de las aguas superficiales (ríos, arroyos, lagunas y represas) y subterráneas (fuentes termales, manantiales y pozos). El muestreo fue llevado a cabo en dos campañas de campo entre los meses de junio y setiembre del 2017 (Figura 5.1). Asimismo, se realizó el diagnóstico completo de los lugares donde surgen las aguas subterráneas a nivel de superficie.

En la zona de estudio, se identificó un total de 62 fuentes de agua, registradas con codificación, coordenadas UTM (WGS-84) y parámetros fisicoquímicos (pH, temperatura y conductividad eléctrica). Dicha información ha sido plasmada en el mapa de inventario de fuentes de agua (Mapa 2, Cuadros 5.1 y 5.2).

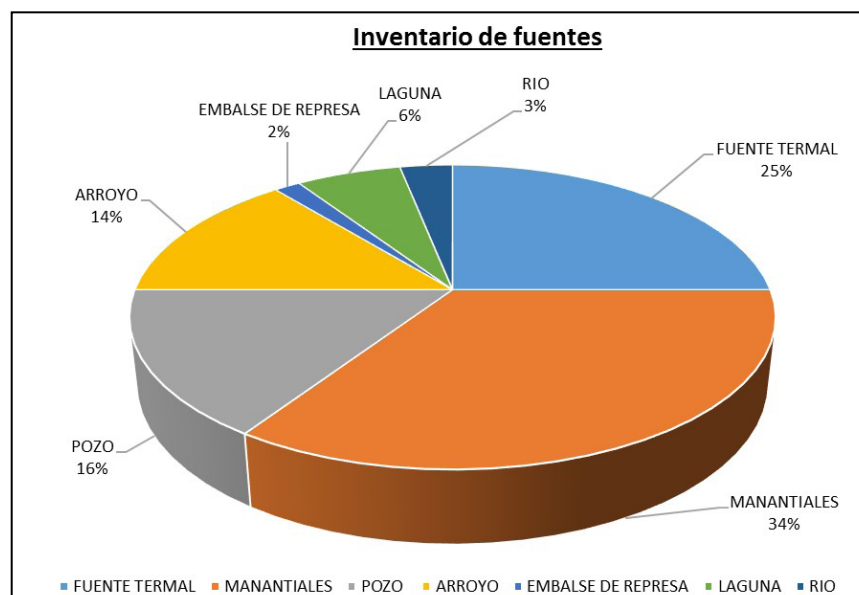


Figura 5.1 Distribución de clases de fuentes de agua inventariada.

Cuadro 5.1

## Inventario de fuentes de agua para la zona de estudio

Fuentes de agua	Tipo de fuente	Clase de fuente	Inventario	Parámetros de campo
	Agua subterránea	Fuentes termales		16
Pozos			10	Conductividad eléctrica: 223 a 1412 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ; pH: 5.94 a 7.83; y temperatura: 7.5 a 16 $^{\circ}\text{C}$ .
Manantiales			19	Conductividad eléctrica: 73 a 1169 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ; pH: 3.54 a 8.76; y temperatura: 2.6 a 17.5 $^{\circ}\text{C}$ .
Agua superficial	Arroyos		9	Conductividad eléctrica: 137 a 1826 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ; pH: 3.34 a 8.42 y temperatura: 5.8 a 14.1 $^{\circ}\text{C}$ .
	Lagunas		4	Conductividad eléctrica: 46 a 6090 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ; pH: 3.85 a 8.36 y temperatura: 4.5 a 7 $^{\circ}\text{C}$ .
	Ríos		2	Conductividad eléctrica: 222 a 530 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ; pH: 7.55 a 8.2; y temperatura: 8.5 a 11.9 $^{\circ}\text{C}$ .
	Embalse		1	Conductividad eléctrica: 952 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ; pH: 8.33 y temperatura: 7.1 $^{\circ}\text{C}$ .

Cuadro 5.2

## Parámetros físico-químicos medidos en campo en las manifestaciones termales y frías asociadas al sistema geotermal de Paucarani

N°	Código	Coordenadas WGS-84			Ubicación o sector	Tipo de muestra	C.E. ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ )	PH	Temp. ( $^{\circ}\text{C}$ )
		Este	Norte	Altura (m s.n.m)					
1	36X-AGT-001	421550	8060662	4486	Rio Uncalluta	Río	222	8.2	8.5
2	36X-AGT-002	412544	8060081	4605	Quebrada Curimani	Fuente termal	1669	6.26	56.1
3	36X-AGT-003	414867	8064020	4602	Quebrada Achuco	Fuente termal	1150	6.42	41.8
4	36X-AGT-004	418715	8062439	4876	Laguna Paucarani	Laguna	6090	3.85	7
5	35X-AGT-001	425269	8066864	4882	Laguna Condorpico	Laguna	46	5.53	4.5
6	35X-AGT-002	424881	8066132	4479	Laguna s/n - cerro Sallajincho	Laguna	74	7.84	5.2
7	36X-AGT-007	421500	8060637	4496	Quebrada Corini	Manantial	586	8.27	11.8
8	36X-AGT-008	421512	8061052	4498	Quebrada Uncalluta	Manantial	120	7.91	9.6
9	36X-AGT-009	415331	8064598	4651	Ladera del nevado Paucarani	Manantial	1169	7.77	9.7
10	36X-AGT-010	416083	8063960	4594	Bofedales - quebrada Auquitaipa	Escorrentía en bofedal	1826	8.42	9.9
11	36X-AGT-011	418662	8061255	4546	Represa Paucarani	Muestra de embalse	952	8.33	7.1
12	36X-AGT-012	424052	8056468	4353	Quebrada Ancochaullavira	Fuente Termal	1050	6.78	11
13	36X-AGT-013	434408	8064598	4350	Quebrada Chontacollo (Pozo PA - 13)	Pozo	273	7.73	10.9
14	36X-AG -014	434190	8060647	4263	Quebrada Chontacollo (Pozo PA - 06)	Pozo	223	7.83	11.7
15	36X-AGT-015	434131	8059564	4264	Caserío Macomaconi (Pozo PA - 09)	Pozo	326	7.18	13.4

continuación...

N°	Código	Coordenadas WGS-84			Ubicación o sector	Tipo de muestra	C.E. ( $\mu\text{s}/\text{cm}$ )	PH	Temp. ( $^{\circ}\text{C}$ )
		Este	Norte	Altura (m s.n.m)					
16	36X-AGT-016	433841	8058395	4258	Quebrada Choroveco (Pozo PA - 10)	Pozo	415	6.4	14
17	36X-AGT-017	431384	8051362	4251	Pampa Ayro Viejo	Pozo (artesiano)	1412	5.94	15
18	36X-AGT-018	429119	8048991	4252	Pampa Ayro Viejo	Pozo	2750	7.77	7.5
19	36X-AGT-019	433268	8053603	4248	Quebrada Ancuyo	Manantial	538	8.76	11
20	36X-AGT-020	433912	8055646	4252	Quebrada Ancuyo	Pozo	757	6.26	10.7
21	35X-AGT-021	415662	8061808	4591	Quebrada Curimani	Escorrentía de quebrada	786	8.05	7
22	35X-AGT-022	416552	8062724	4572	Quebrada Achuco	Escorrentía de quebrada	654	7.96	8.1
23	36X-AGT-023	416481	8062835	4570	Quebrada Auquitaie	Escorrentía de quebrada	1304	7.77	7.9
24	36X-AGT-024	420077	8058585	4460	Quebrada Ancochaullavira	Manantial	676	8.71	17.5
25	36X-AGT-026	412303	8063929	4809	Quebrada Achuco	Manantial	664	3.71	11.8
26	36X-AGT-027	412295	8064242	4802	Quebrada Achuco	Manantial	535	3.54	6.7
27	36X-AGT-028	414763	8064089	4604	Quebrada Achuco	Escorrentía de quebrada	439	4.57	5.8
28	36X-AGT-029	420272	8058710	4464	Quebrada Ancochaullavira	Manantial	476	6.67	13.9
29	36X-AGT-031	418467	8063009	4569	Quebrada Palcuma	Escorrentía de quebrada	1749	4.31	7.1
30	36X-AGT-032	420582	8063180	4583	Quebrada Uncalluta	Escorrentía de quebrada	137	7.78	14.1
31	36X-AGT-033	419121	8061159	4532	Quebrada Corini	Manantial	929	6.7	12.1
32	36X-AGT-034	419783	8062643	4558	Quebrada s/n	Manantial	229	7.21	10.7
33	36X-AGT-035	412586	8059706	4655	Margen derecha de la quebrada Curimani	Manantial	205	7.01	2.6
34	36X-AGT-036	411063	8059183	4835	Quebrada Curimani	Escorrentía de manantial	770	4.33	4.7
35	36X-AGT-037	413906	8060979	4702	Ladera izquierda del cerro Llavemoco	Fuente termal	73	7.36	17.2
36	36X-AGT-038	423514	8053673	4420	Quebrada Queñuta	Escorrentía de quebrada	560	7.66	8.8
37	36X-AGT-040	426861	8056514	4323	Río Uchusuma	Río	530	7.55	11.9
38	36X-AGT-042	412069	8059660	4767	Quebrada Curimani	Fuente termal	587	6.56	40.2
39	36X-AGT-044	414607	8057558	4939	Quebrada Huancune	Manantial	312	7.27	6.5
40	36X-AGT-045	414932	8057366	4909	Quebrada Huancune	Fuente termal	3390	2.1	38.6
41	36X-AGT-047	419215	8052686	4590	Quebrada Queñuta	Manantial	407	6.8	13
42	36X-AGT-48	434455	8063965	4341	Quebrada Chontacollo	Manantial	77	8.76	15.4
43	36X-AGT-49	434879	8060428	4235	Quebrada Chontacollo	Manantial	105	7.55	11.7
44	36X-AGT-50	434913	8060423	4238	Quebrada Chontacollo	Manantial	108	7.71	13.1
45	36X-AGT-51	427974	8056497	4311	Quebrada Chontacollo	Manantial	153	6.75	12.2
46	36X-AGT-52	429034	8049141	4251	Pampa Ayro Viejo	Manantial	768	6.75	17
47	36X-AGT-54	432047	8053609	4260	Pampa Ayro Viejo (PA-3)	Pozo tubular	406	6.56	11.9



continuación...

N°	Código	Coordenadas WGS-84			Ubicación o sector	Tipo de muestra	C.E. ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ )	PH	Temp. ( $^{\circ}\text{C}$ )
		Este	Norte	Altura (m s.n.m)					
48	36X-AGT-55	429890	8053418	4292	Pampa El Ayro (PA-11)	Pozo tubular	281	6.26	16
49	36X-AGT-58	432700	8056468	4262	Pampa El Ayro (PA-14)	Pozo tubular	244	7.49	12.7
50	36X-AGT-60	414836	8064017	4601	Quebrada Achuco	Fuente termal	1144	6.14	47.4
51	36X-AGT-61	414817	8064052	4601	Quebrada Achuco	Fuente termal	1171	6.32	42.1
52	36X-AGT-62	414235	8064121	4650	Quebrada Achuco	Manantial	388	7.25	12
53	36X-AGT-63	411657	8052788	4562	Quebrada Piscullani	Escorrentía de quebrada	1429	3.34	12.2
54	36X-AGT-65	417192	8066119	4811	Pie del nevado Paucarani	Condensado de fumarola	28	3.5	80.1
55	36X-AGT-66	412244	8060347	4854	Quebrada Llavenoco	Fuente termal	2930	2.5	61.8
56	36X-AGT-68	412557	8059987	4755	Quebrada Curimani	Fuente termal	1625	6.1	64.2
57	36X-AGT-69	412542	8060075	4744	Quebrada Curimani	Fuente termal	1631	6.05	56.2
58	36X-AGT-71	414922	8057364	4907	Quebrada Huancune	Fuente termal	4350	1.5	78.8
59	36X-AGT-72	414932	8057327	4909	Quebrada Huancune	Fuente termal	2400	4.5	81
60	36X-AGT-73	413332	8060503	4712	Quebrada Curimani	Fuente termal	2090	6.25	47.8
61	36X-AGT-74	413735	8060531	4689	Quebrada Curimani	Fuente termal	2580	5.97	45
62	36X-AGT-75	414011	8060651	4670	Quebrada Curimani	Fuente termal	2070	6.42	60.8

## 5.2 CARACTERÍSTICAS FÍSICOQUÍMICAS

Según el mapa de inventario de fuentes de agua (Mapa 2), las fuentes termales se encuentran identificadas en el sector N-O de la zona de estudio. Se manifiesta en forma puntual en laderas y cauces de las quebradas Curimani, Achuco, Auquitaie y la quebrada Huancune. Dichas fuentes están asociadas por patrones similares, como la presencia de precipitados (sínter), gas sulfhídrico ( $\text{H}_2\text{S}$ ) y algas termófilas en aquellas zonas donde existen áreas hidromórficas.

Las características físico-químicas, corresponden a los parámetros medidos en campo como conductividad eléctrica, temperatura y pH. Dichos datos fueron medidos en todas las fuentes inventariadas.

### 5.2.1 Conductividad eléctrica (CE)

Según los isovalores mostrados en la figura 5.2, la zona de estudio presenta un aumento de conductividad eléctrica (CE) hacia la zona NO del área de estudio, específicamente en los lugares donde se presentan las diferentes manifestaciones geotermales (fuentes termales, fumarolas y pozas de lodo ácido hirviente). La conductividad eléctrica de las manifestaciones termales varía desde 73 a 4350  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , cuyos valores están asociados al alto contenido de sales.

En el sector S-E, el río Uchusuma es el colector de las escorrentías de fuentes superficiales frías, cuyos valores de conductividad eléctrica oscilan entre 120  $\mu\text{S}/\text{cm}$  y 530  $\mu\text{S}/\text{cm}$  en dirección NO-SE (Figura 5.2). Sus tributarios provienen de las filtraciones del nevado Condorpico. Estas filtraciones son colectadas por la quebrada Uncalluta (120 a 137  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) y la quebrada Corini (586 a 952  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ), siendo esta última por donde descarga la represa Paucarani.

La mezcla de los tributarios antes mencionados hace que el río Uchusuma tenga conductividades variables entre 222 y 530  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , debido al cambio químico de sus aguas en su recorrido. Cabe resaltar, que este río encuentra a su paso descargas de manantiales con conductividades entre 476 y 1050  $\mu\text{S}/\text{cm}$ .

Por otro lado, la conductividad eléctrica (CE) del agua subterránea, localizada en el sector norte de la pampa de El Ayro, desde la quebrada Picanani hasta el cauce del río Uchusuma presenta valores entre 77  $\mu\text{S}/\text{cm}$  y 415  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (Figura 5.2), que están asociados al afloramiento de la Formación Sencca y el Grupo Maure. Asimismo, en el sector sur las aguas subterráneas comprendidas entre el cauce del río Uchusuma hasta las cercanías de la frontera con Chile (extremo sur de las pampas), poseen conductividades eléctricas (CE) variables entre 281  $\mu\text{S}/\text{cm}$  a 2750  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (Figura 5.2), asociadas al confinamiento que ejerce la Formación Sencca al Grupo Maure (acuífero).

Otra fuente importante en el sector sur de las pampas de El Ayro, es el arroyo de la quebrada Queñuta, cuya conductividad eléctrica va desde 407 hasta 560  $\mu\text{S}/\text{cm}$

Por último, los arroyos formados por los manantiales y ojos de agua al pie de los nevados, son de conductividad

eléctrica muy baja, conforme se integran al río Uchusuma. Sin embargo, se observa el incremento de la conductividad eléctrica durante el recorrido de las aguas desde los diferentes sectores de la zona de Paucarani en dirección a la Laguna Blanca (Figura 5.2).

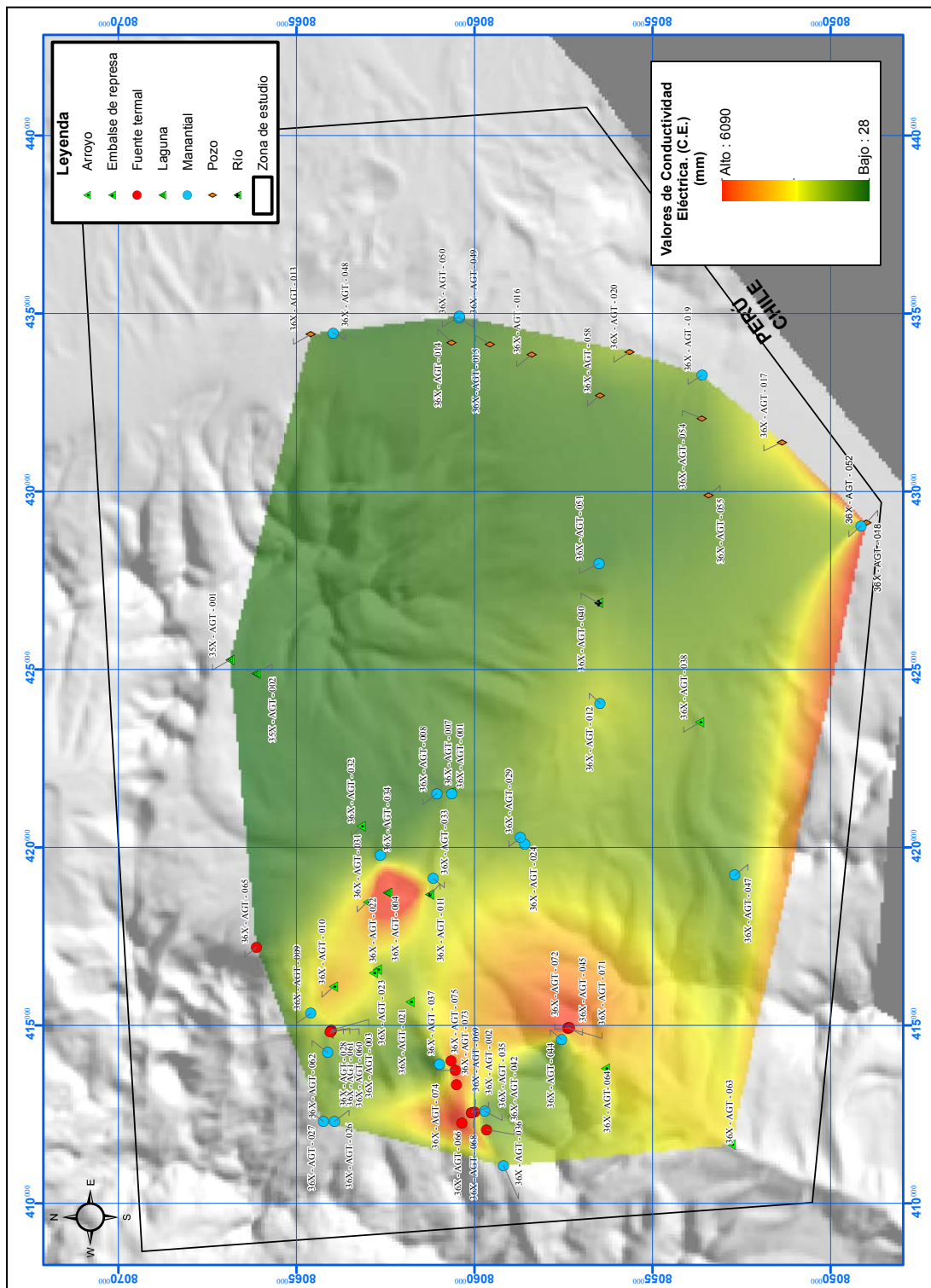


Figura 5.2 Isolíneas de contorno de CE que muestran los valores medidos en la zona de estudio.

### 5.2.2 Concentración de iones de hidrógeno (pH)

En la Figura 5.3 se presenta la distribución de pH en la zona de estudio, donde se observa claramente que las aguas más ácidas se encuentran en el lado N-O (área conformada por las manifestaciones geotermales) y en menor proporción al lado S-E. Mientras que, las aguas básicas o alcalinas tienen predominancia al lado N-E de la zona de estudio.

Las manifestaciones geotermales en su mayoría presentan pH ácido, con valores que varían desde 1.5 hasta 7.36. Por ejemplo, los fluidos geotermales localizados en las laderas de los cerros Llavimocco y Ancochaullane registran valores de pH menores a 4. Dichos valores podrían deberse a la interacción agua-roca y la mezcla con fluidos volcánicos a nivel profundo y superficial.

Otras fuentes termales que se encuentran aflorando muy cerca al arroyo de las quebradas de Curimani y Achuco presentan pH de 4.5 a 7.36 debido a que las aguas se mezclan con aguas superficiales de la zona.

Los valores de pH obtenidos en la pampa de El Ayro para aguas frías, en su mayoría presentan tendencia alcalina, con valores que oscilan entre 5.94 y 8.76 estos son los pozos y manantiales ubicados entre la quebrada Picanani y el cauce del río Uchusuma (36-AGT-58). Dicha alcalinidad está aparentemente asociada a los afloramientos de la Formación Sencca, que contiene gran cantidad de cuarzo violáceo bipiramidal, con

cuarzo hialino. Asimismo el acuífero conformado por el Grupo Maure, presenta contenidos de sanidina (tectosilicatos compuesto por feldespatos alcalinos).

Asimismo, hacia la zona denominada El Ayro Viejo hay presencia de aguas ácidas que se localizan desde la quebrada Ancuyo (pozo PA-4) hasta la frontera con Chile (pozo PA-7). Estas aguas presentan burbujas y ligero olor a gas sulfhídrico, tal es el caso de las fuentes 36X-AGT-17 y 36X-AGT-52 con valores de pH de 5.9 a 6.7 (Figura 5.3).

### 5.2.3 Temperatura (°C)

En la Figura 5.4 se observan valores elevados de temperatura hacia el lado N-O de la zona de estudio. Forman dos áreas de interés geotérmico, donde se localizan las manifestaciones termales, cuyas temperaturas varían de 17 °C a 81 °C. Dicha variación está influenciada por el gradiente geotérmico, ya que la temperatura aumenta 1 °C cada 30 m (Custodio y Llamas, 1997).

Asimismo, las demás fuentes que presentan temperaturas menores a 17 °C y son consideradas aguas frías, en la Figura 4 se ubican en su mayoría en la Pampa de El Ayro al S-E del área de estudio con temperaturas que varían de 7.5 °C a 17 °C. Se nota la influencia del gradiente geotérmico en las aguas de pozos tubulares (Proyecto Especial Afianzamiento y Ampliación de los Recursos Hídricos de Tacna, 1993 y 1997).

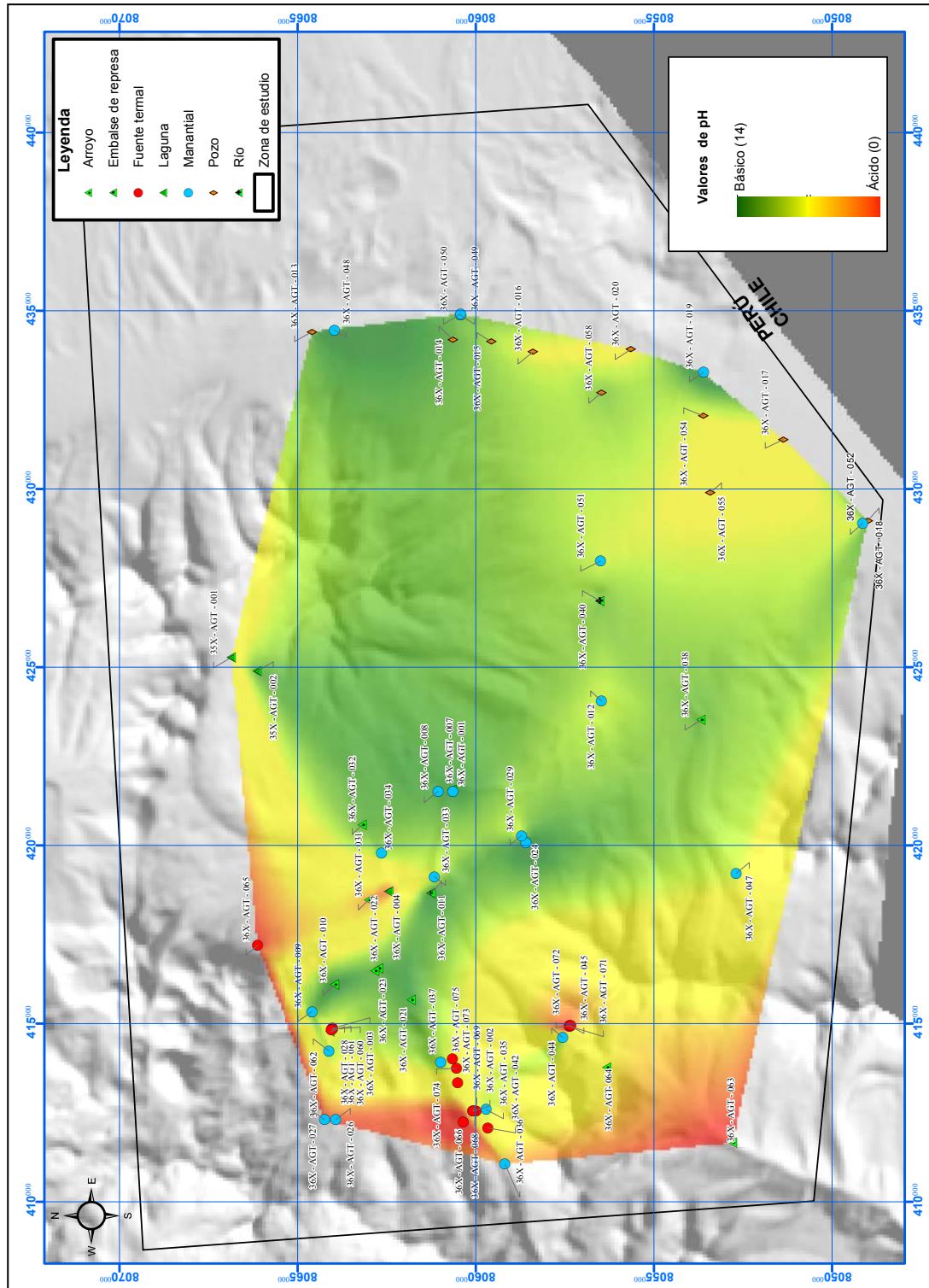


Figura 5.3 Gráfico de isovalores de pH en la zona de estudio.



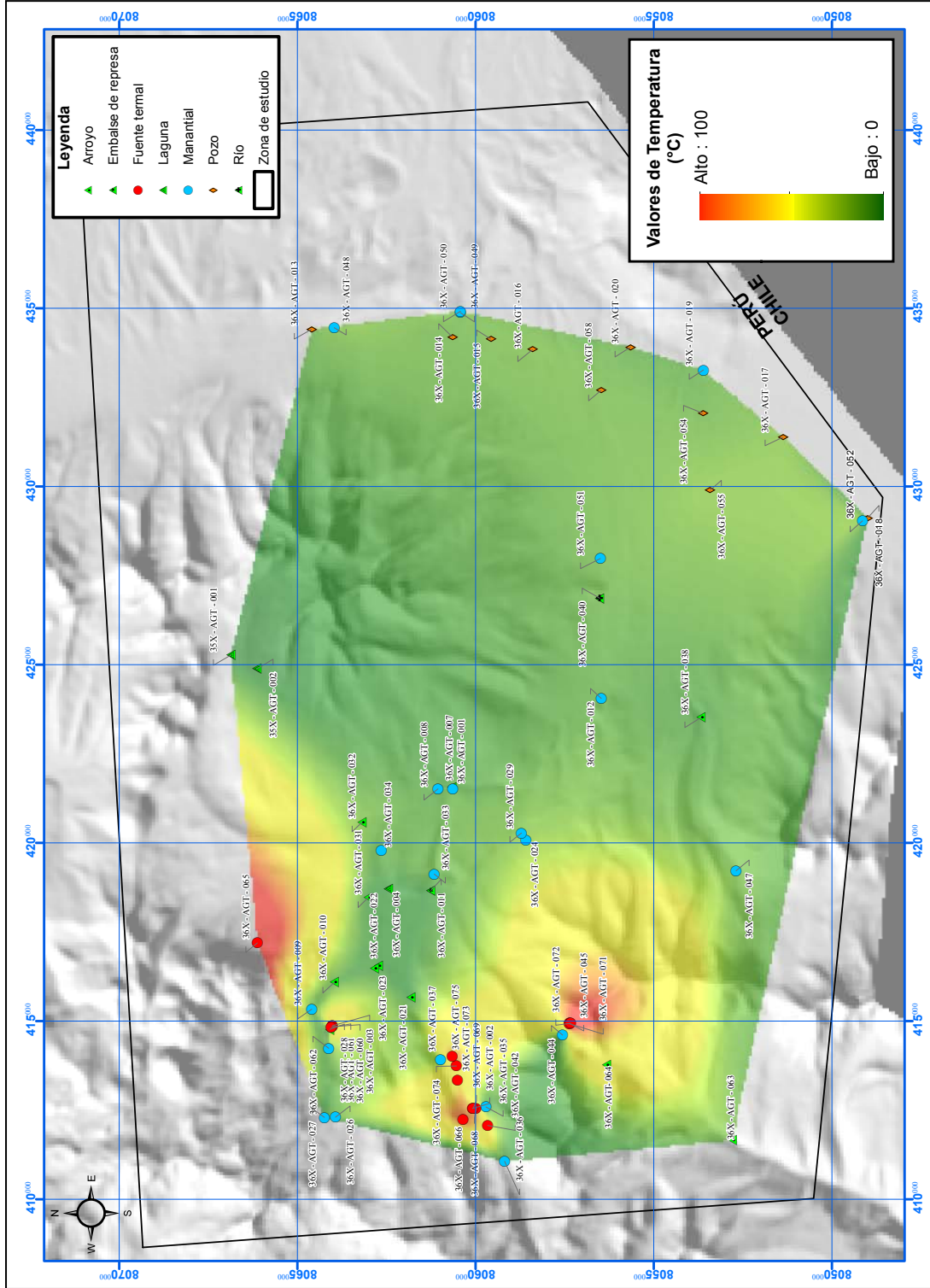


Figura 5.4 Gráfico de isovalores de temperatura en el sector de pampas El Ayro.

### 5.2.4 Relación de parámetros físico-químicos de campo

#### 5.2.4.1 Relación CE vs Temperatura:

En la Figura 5.5 se muestra la línea de tendencia para fuentes termales, la cual manifiesta la relación directa entre la conductividad eléctrica (CE) y la temperatura ( $T^{\circ}$ ). A mayores valores de temperatura corresponden valores altos de conductividad eléctrica (Sánchez et al., 2017) ya que la

disolución de minerales es mayor a temperaturas elevadas, incrementando así las sales disueltas en el agua.

Asimismo, en la Figura 5.5 se observa la línea de tendencia para las fuentes frías, la cual manifiesta la relación inversa entre la conductividad eléctrica (CE) y la temperatura ( $T^{\circ}$ ). Se concluye que a mayores valores de temperatura corresponden valores bajos de conductividad eléctrica (Sánchez et al., 2017). Esto debido, a la baja concentración de sales disueltas ya que la disolución de minerales es menor con relación a las fuentes termales.

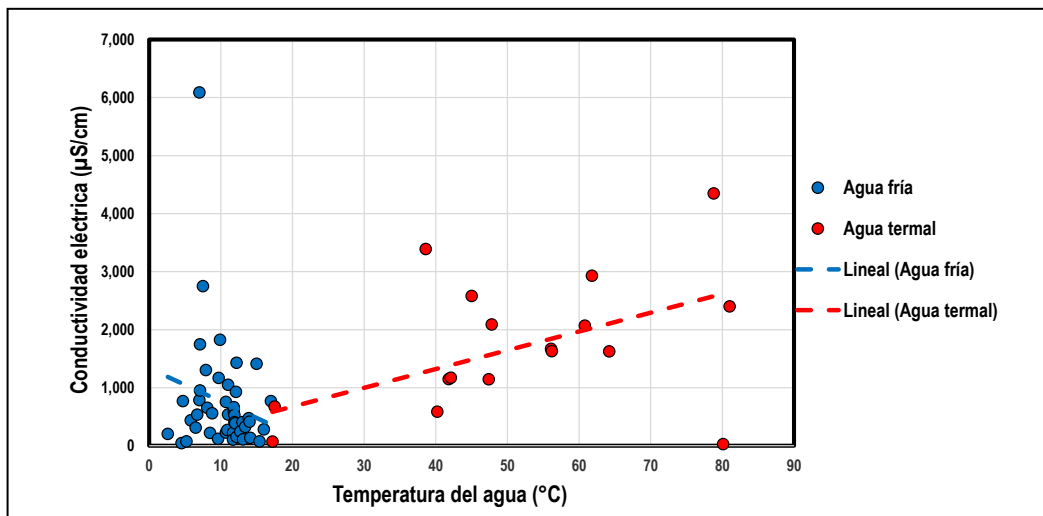


Figura 5.5 Gráfico de isovalores conductividad eléctrica (CE) vs temperatura ( $^{\circ}$ C).

#### 5.2.4.2 Relación pH vs temperatura

En la Figura 5.6 se muestra la línea de tendencia para fuentes termales, la cual manifiesta la relación indirecta entre valores de pH y temperatura ( $T^{\circ}$ ). Se concluye que a valores elevados de temperatura corresponden valores bajos de pH, asociados a circulación profunda de las aguas o agua antigua (Sánchez et al., 2017).

Sin embargo, en el caso de las fuentes frías, la línea de tendencia muestra una relación directa entre valores de pH y temperatura ( $T^{\circ}$ ). Por ello, a mayores valores de temperatura corresponden mayores valores de pH (Sánchez et al., 2017) debido a que las aguas de estas fuentes son superficiales.

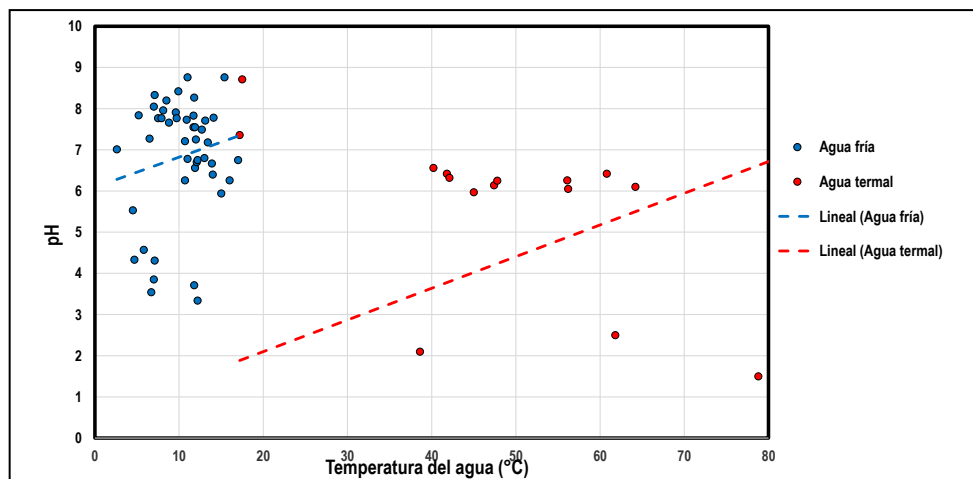


Figura 5.6 Relación pH vs. Temperatura

### 5.2.4.3 Relación CE vs. pH

En la Figura 5.7 se muestra las líneas de tendencia para fuentes tanto frías como calientes, las cuales manifiestan la relación indirecta entre valores de conductividad eléctrica (CE)

y pH. Esto indica que a valores altos de conductividad eléctrica corresponden valores bajos de pH (Sánchez et al., 2017). Se diferencia para cada fuente de agua, de acuerdo a su origen y a las condiciones litológicas de sitio.

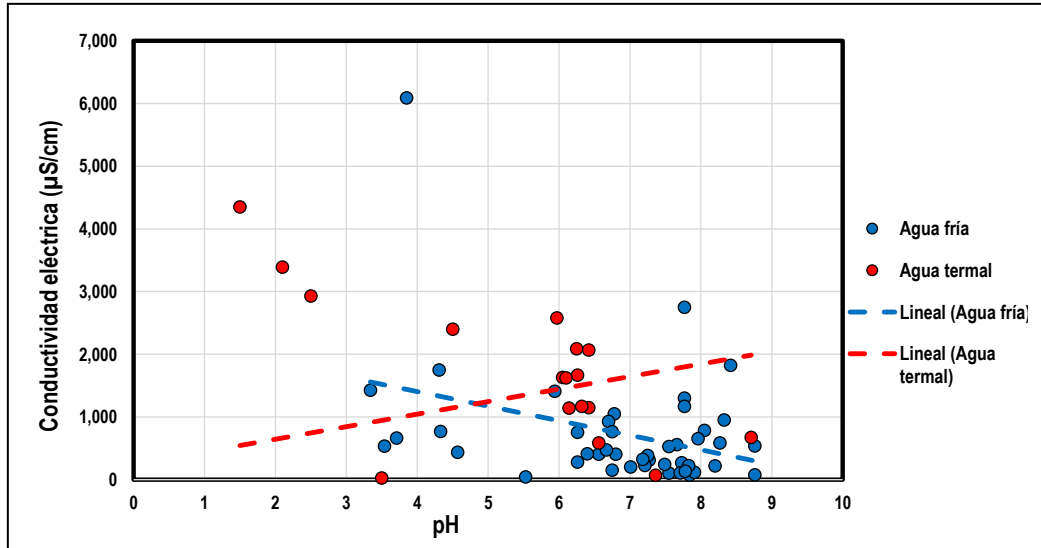


Figura 5.7 Conductividad eléctrica vs. pH

## 5.3 MANIFESTACIÓN GEOTERMAL

En la zona de Paucarani la evidencia de geotermalismo se presenta principalmente en cuatro (4) sectores: sector quebrada

Curimani, sector quebrada Achuco-volcán Paucarani y sector quebrada Huancune (Cuadro 5.3).

Cuadro 5.3

### Parámetros físico-químicos medidos durante el inventario de las fuentes termales

Ubicación	Código	Este	Norte	Altura	C.E. (μS/cm)	pH	Temp. (°C)
y/o sector				(m s.n.m.)			
Quebrada Curimani	36X - AGT - 037	413906	8060979	4702	73	7.36	17.2
	36X - AGT - 002	412544	8060081	4605	1593	6.06	47.6
	36X - AGT - 042	412069	8059660	4767	587	6.56	40.2
	36X - AGT - 068	412557	8059987	4755	1625	6.1	64.2
	36X - AGT - 069	412542	8060075	4744	1631	6.05	56.2
	36X - AGT - 073	413332	8060503	4712	2090	6.25	47.8
	36X - AGT - 074	413735	8060531	4689	2580	5.97	45
	36X - AGT - 075	414011	8060651	4670	2070	6.42	60.8
36X - AGT - 066	412244	8060347	4854	2930	2.5	61.8	
Quebrada Achuco-volcán Paucarani	36X - AGT - 065	417192	8066119	4811	-	3.5	80.1
	36X - AGT - 003	414867	8064020	4602	1150	6.42	41.8
	36X - AGT - 060	414836	8064017	4601	1144	6.14	47.4
	36X - AGT - 061	414817	8064052	4601	1171	6.32	42.1
Quebrada Huancune	36X - AGT - 045	414932	8057366	4909	3390	2.1	38.6
	36X - AGT - 071	414922	8057364	4907	4350	1.5	78.8
	36X - AGT - 072	414932	8057327	4909	2400	4.5	81

### 5.3.1 Sector quebrada Curimani

En la quebrada Curimani hay evidencia de tres (3) tipos de manifestación geotermal: pozas de lodo ácido hirviendo, fumarolas y fuentes termales.

A 7 km al SO del domo del volcán Paucarani (5327 m s.n.m.), en la ladera izquierda del cerro Llavimocco existen pozas de lodo ácido hirviendo y fumarolas, que surgen con elevada presión (ruido) y emisión de gases con olor irritante a ácido sulfhídrico ( $H_2S$ ), (Fotografía 5.1A y 5.1B). Alrededor de las pozas, la superficie está bastante alterada con presencia de precipitados de azufre (color amarillo).

Asimismo, en la quebrada Curimani existe presencia de fuentes termales que surgen del subsuelo (polisurgentes). Estas fuentes están localizadas entre 6 y 8 km al SO del domo (5327 m s.n.m.) del volcán Paucarani, las cuales se mezclan con las aguas superficiales debido a su cercanía con los bofedales. El color del agua es ligeramente amarillento y con turbidez. Se observan burbujas, lo que indica la presencia de gas disuelto en agua; que debido al olor se trataría de ácido sulfhídrico ( $H_2S$ ). Alrededor de la fuente se observan precipitados de color blanco, que estarían asociados a la presencia de rocas tipo sínter. Asimismo hay presencia de algas termófilas de color verde y rojizo (Fotografía 5.1C y 5.1D).

Los resultados de los parámetros físico-químicos medidos en campo se presentan en el Cuadro 5.3.



Fotografía 5.1 A) Pozo de lodo ácido hirviendo, B) Fumarolas; C y D) Fuentes termales.

### 5.3.2 Sector quebrada Achuco – volcán Paucarani

En este sector la manifestación geotermal se evidencia con la presencia de fuentes termales y fumarolas. Las fuentes termales surgen del subsuelo en un área aproximada de 200 m<sup>2</sup>, que por su ubicación en zona de bofedal y cerca del arroyo de la quebrada Achuco, estas fuentes se mezclan con aguas superficiales. En el fondo de estas fuentes de agua termal, se observan burbujas, lo cual es indicativo de gas disuelto en agua. Además, se aprecia mínima cantidad de algas termófilas, también se percibe un ligero olor a gas  $H_2S$  (Fotografía 5.2A y 5.2B).

Por otra parte, en la zona del volcán Paucarani, a 1 km del domo (5327 m s.n.m.), hacia el perfil SE, hay presencia de emisiones de fumarolas ácidas. Estas fumarolas son ácidas y de olor irritante a  $H_2S$ ; a esta zona se le denomina “La Azufrera”. En la superficie de la zona hay precipitados de azufre con formación de cristales; cuya geometría está bien definida prisma hexagonal (Fotografía 5.2C y 5.2D). La emisión de fumarolas se observa en un área aproximada de 1 km<sup>2</sup>.

Los resultados de los parámetros físico-químicos medidos en campo se presentan en el Cuadro 5.4.





**Fotografía 5.2** A y B) Fuentes termales, C y D) Zona de emisión de fumarolas y precipitados de azufre.

### 5.3.3 Sector quebrada Huancune

En la quebrada Huancune ubicada a 10 km del domo del volcán Paucarani, la manifestación geotermal está asociada a la presencia de fumarolas, pozas de lodo ácido hirviendo y fuentes termales. Estas surgen desde las rocas del Grupo Barroso (roca volcánica).

En las nacientes de la quebrada Huancune la emanación de fumarolas de pH ácido presenta temperaturas que varían entre 50 y 85 °C; también se observa precipitados de azufre de color verde amarillento, el olor de los gases es característico al gas sulfhídrico ( $H_2S$ ) irritante (Fotografía 5.3A).

En la zona también existe la presencia de pozas de lodo ácido hirviendo con olor a gas sulfhídrico ( $H_2S$ ) irritante. El lodo en estos pozos presenta burbujeo con ruido fuerte de ebullición, cuyas temperaturas superan los 80 °C y pH menores a 3 (Cuadro 5.3). Este tipo de manifestación es un indicativo de la existencia

de un sistema hidrotermal asociado a actividad volcánica, posiblemente corresponde al volcán Paucarani controlado por un sistema de fallas que le otorga la permeabilidad en la zona (Fotografía 5.3B).

Por último, la presencia de fuentes termales en la quebrada Huancune, está relacionada con la mezcla de fluidos volcánicos con aguas meteóricas, estas últimas se encuentran en mayor proporción. De ahí que las aguas presentan un carácter ácido y olor a gas sulfhídrico ( $H_2S$ ); además de la presencia de sedimentos asociados a la alteración hidrotermal de la zona. El color de las aguas es de gris a verdoso sin presencia de vegetación, sin embargo, en la zona donde discurre el agua en superficie se observa ligera presencia de algas termófilas de color verde. Asimismo, alrededor de las fuentes se observa precipitados de sínter en cantidad considerable (Fotografía 5.3C y 5.3D).



Fotografía 5.3 A) Fumarolas; B) Pozas de lodo hirviendo; C y D) Fuentes termales.

### 5.4 CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA

Según Custodio y Llamas (1983) la caracterización hidrogeológica se encuentra asociada a factores litológicos y estructurales. Es importante para la determinación del grado de permeabilidad y porosidad; ya sea primaria para depósitos

inconsolidados (suelos) o secundaria para rocas fracturadas (Cuadro 5.4). Asimismo, es fundamental tener en cuenta los factores climáticos de precipitación y temperatura, así como la geomorfología, los que son primordiales para determinar la zona de recarga de los acuíferos.

Cuadro 5.4

Tabla de características hidrogeológicas según la clasificación por Custodio y Llamas (1983)

Unidad hidrogeológica	Porosidad total	Permeabilidad	Capacidad de almacenar	Capacidad de drenar	Capacidad de transmitir	Formaciones características
Acuíferos	Alta o moderada	Alta	Alta	Alta	Alta	Grava, arenas, calizas
Acuitardos	Alta o moderada	Baja	Alta	Media/Baja	Baja	Limos, arenas limosas y arcillosas
Acuicludos	Alta	Nula	Alta	Muy baja	Nula	Arcillas
Acuifugos	Nula o muy baja	Nula	Nula	Nula	Nula	Granitos, gneises, mármoles

En el Cuadro 5.5 y el mapa hidrogeológico (Mapa 3), se muestran seis (06) unidades hidrogeológicas caracterizadas como: acuífero poroso no consolidado; compuesto por los depósitos cuaternarios (depósitos morrénicos, diluviales, aluviales, fluviales, bofedales, etc.); acuífero fisurado volcánico

sedimentario (Formación Capillune); acuíferos volcánico sedimentarios (Grupo Maure); acuífero fisurado volcánico (Grupo Barroso); acuitardo volcánico (Formación Sencca); finalmente un basamento impermeable, acuífugo volcánico identificado como el Grupo Tacaza.

**Cuadro 5.5**

**Clasificación de unidades hidrogeológicas en función de las unidades geológicas**

Unidad hidrogeológica	Clasificación	Símbolo	Unidad geológica
<b>Acuífero</b>	Acuíferos porosos no consolidados	APNC	Depósitos cuaternarios
	Acuífero fisurado volcánico sedimentario	AFVS	Formación Capillune
	Acuífero volcánico sedimentario	AVS	Grupo Maure
	Acuífero fisurado volcánico	AFV	Grupo Barroso
<b>Acuitardo</b>	Acuitardo volcánico	ATV	Formación Sencca
<b>Acuífugo</b>	Acuífugo volcánico	AGV	Grupo Tacaza

## 5.4.1 Acuíferos

### 5.4.1.1 Acuífero poroso no consolidado

En la zona geotermal de Paucarani, estos acuíferos abarcan en superficie un área aproximada de 40%; están ubicados al NO y SE de la zona de estudio. Se presentan en los rellenos inconsolidados (depósitos fluviales, depósitos aluviales, depósitos morrénicos y depósitos coluviales) de la base de las quebradas, en las pampas altiplánicas y en los cauces de ríos o tributarios.

Cabe resaltar que la litología de las quebradas Auquitaípe, quebrada Achuco, quebrada Curimani, quebrada Ancochavillavira, quebrada Uncalluta, quebrada Corini, quebrada Queñuta, entre otras están compuestas por gravas finas, medias y gruesas englobadas en matriz arenosa. Asimismo, presentan coberturas hidromórficas del tipo bofedal que evidencian saturación de agua, que provienen de infiltraciones de escorrentías de arroyos y del río Uchusuma.

El río Uchusuma y los arroyos existentes en la zona de estudio presentan recarga proveniente de manantiales y ojos de agua situados en su mayoría a los pies de los nevados Paucarani, Auquitaípe, Barroso, Huancune, Condorpico y Monterune, para luego escurrir por quebradas que recargan y saturan los rellenos cuaternarios (Fotografía 5.4).

También se han reconocido depósitos morrénicos en los alrededores de los nevados Paucarani, Auquitaípe y Barroso, que se caracterizan por poseer una matriz friccionante no cohesiva con clastos de roca volcánica sub angulosas a angulosas, a su corto transporte.

Cabe resaltar que los depósitos morrénicos del Cuaternario captan agua de precipitación y lo transfieren a los afloramientos fracturados del Grupo Barroso, compuesto principalmente por andesitas y traquiandesitas que luego forman manantiales y ojos de agua.





**Fotografía 5.4** Vista de depósitos porosos no consolidados que se encuentran rellenando las quebradas compuestas por gravas medias a gruesas en matriz arenosa que están saturados de agua con una cobertura parcial de bofedales.

#### 5.4.1.2 Acuífero fisurado volcánico – sedimentario

En el área geotermal de Paucarani, estos acuíferos son definidos por la Formación Capillune, la cual abarca en superficie un área aproximada de 3; se encuentran ubicados cerca al estribo derecho de la represa Paucarani y del caserío Cruz Pujo. En otros sectores se visualizan cortes donde aflora la Formación Capillune que infrayacen a las rocas del Grupo Barroso.

Esta unidad hidrogeológica constituye un acuífero semiconfinado por su estratigrafía multicapa. Con características de acuífero libre cuando no están presentes las rocas volcánicas del Grupo Barroso (suprayacentes). Con características de acuífero confinado cuando están cubiertas por estas rocas del Grupo Barroso. Su litología está compuesta por areniscas, tobas y conglomerados consolidados; estos presentan intenso fracturamiento asociado a plegamiento, lo cual incrementa su permeabilidad.

Este acuífero (fisurado volcánico-sedimentario) es visible hacia el lado este de la zona de estudio y permanece semiconfinado a confinado en las pampas denominadas El Ayro Viejo. La porosidad primaria se manifiesta en los pozos ubicados al norte del pozo PA-1. Asimismo, el espesor de la Formación Capillune es mayor a 400 m aproximadamente; pero como unidad de acuífero se le asigna un espesor promedio de 50 m.

Mientras que, aguas arriba en el sector Cruz Pujo y la represa Paucarani, la Formación Capillune está mejor conservada ya que su espesor como acuífero es mayor a 200 m.

#### 5.4.1.3 Acuífero volcánico - sedimentario

Este acuífero se encuentra ubicado al este de la zona de estudio. Esta constituido por el Grupo Maure, que abarca en superficie un área aproximada de 4%.

En el sector de pampas de El Ayro Viejo, el Grupo Maure presenta afloramientos ubicados en la quebrada del río Uchusuma (margen izquierda) a 450 m del campamento El Ayro.

El Grupo Maure constituye un acuífero semiconfinado por su disposición estratigráfica con estratos permeables e impermeables (multicapa). Su litología está compuesta por areniscas con líticos de piroclastos, areniscas tobáceas, lentes de toba y gravas de tonalidad amarillo verdosa (Fotografía 5.5)

Sin embargo, cuando la Formación Sencca (impermeable) sobreyace al Grupo Maure, le asigna al acuífero Maure condiciones de confinamiento (Anexo 7). Se debe considerar que el espesor del Grupo Maure es mayor a 300 m (Proyecto Especial Afianzamiento y Ampliación de los Recursos Hídricos de Tacna, 1993 y 1997), pero como acuífero se le asigna un promedio de 200 m.





**Fotografía 5.5** Corte del Grupo Maure en el que se puede observar el conglomerado lapillítico en matriz areno tufácea de color amarillento.

#### 5.4.1.4 Acuífero volcánico fisurado

Estos acuíferos son definidos por el Grupo Barroso, el cual abarca en superficie un área aproximada de 45 % que se ubica al centro y oeste de la zona de estudio. Esta unidad es la más visible, sus características litopermeables la han clasificado como acuíferos volcánicos fisurados (Fotografía 5.6). Se han reconocido las rocas volcánicas de la Formación Capillune y del Grupo Maure (Anexo 7).

Esta unidad hidrogeológica posee permeabilidad secundaria y forma, generalmente acuíferos por la interconexión de fracturas de varias familias de diaclasas, que no solo conducen o transmiten agua sin que también la almacenan y hacen que descarguen como manantiales y ojos de agua al pie de las laderas de los cerros o nevados. De esta manera se forman zonas hidromórficas y arroyos de agua superficial como las reconocidas en las quebradas Curimani, Achuco, Auquitaípe, Uncalluta y Picanani, que en conjunto forman ríos como es el caso del río Uncalluta (Fotografía 5.7).



**Fotografía 5.6** Manantiales de la quebrada Achuco que surgen de andesitas porfíricas del Grupo Barroso y, que a su vez forman escorrentías que se mezclan con fuentes termales aguas abajo.



**Fotografía 5.7** Manantiales de la quebrada Uncalluta que surgen de andesitas porfíricas muy fracturadas del Grupo Barroso y aportan al río Uncalluta.

#### 5.4.1.5 Acuitardo volcánico

El acuitardo volcánico está definido por la Formación Sencca, que abarca en superficie un área aproximada al 6%. Se encuentra ubicado principalmente al este de la zona de estudio, y se emplaza entre la Formación Capillune y el Grupo Maure, lo cual le permite dar condiciones de confinante al acuífero inferior (Maure) y de basamento al acuífero superior (Capillune). El espesor promedio de esta formación en las pampas de El Ayro es de 60 m.

Asimismo, de acuerdo a los logueos de las perforaciones realizadas por el Proyecto Especial Afianzamiento y Ampliación de los Recursos Hídricos de Tacna (1993 y 1997), este acuitardo (Formación Sencca) se presenta con menor exposición hacia el oeste de la zona de estudio, lo que va aumentando hacia el este de esta misma zona.

Su litología está compuesta por tobas riolíticas soldadas (roca) de color blanco, localizadas en la parte superior de la Formación Sencca y tobas riolíticas inconsolidadas de color rosado salmón en la parte inferior de dicha formación, las cuales son características de acuitardos litoimpermeables (Fotografía 5.8).



**Fotografía 5.8** Afloramiento de la Formación Sencca a la salida del túnel de descarga de la represa Paucarani, también se encuentra en la base del embalse, lo que propicia el represamiento del agua.



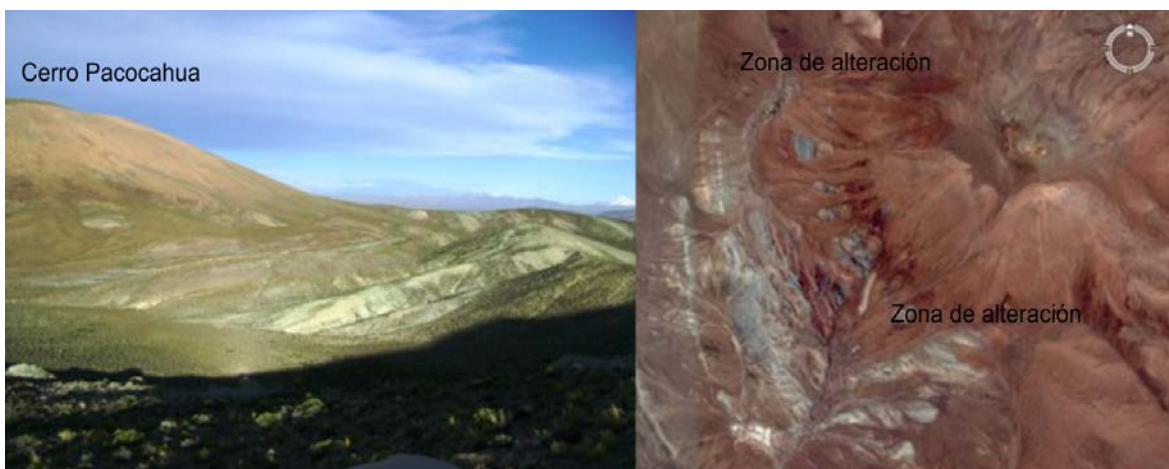
#### 5.4.1.6 Acuífugo volcánico

En el área del proyecto geotermal Paucarani este acuífugo está definido por el Grupo Tacaza, el cual abarca en superficie un área aproximada al 3 %. Se presenta principalmente en las laderas del cerro Pacocahua al este de la zona de estudio.

En el cerro Pacocahua (Fotografía 5.9A), se encuentran rocas volcánicas principalmente andesitas y traquiandesitas de color gris a marrón en su base, intercalados hacia la parte media y superior con lutitas, areniscas y arcillas marrones en estratos delgados, junto con tobas de color gris claro con tonalidades verdosas en paquetes de 20 a 30 m de espesor.

En la parte superior del cerro Pacocahua se presenta alteración hidrotermal propilitica. Cabe resaltar, que el emplazamiento de este domo ocasionó el levantamiento y plegamiento del Grupo Maure y las Formaciones Sencca y Capillune, lo que indica que la edad de este domo es posterior, incluso al plegamiento de las formaciones antes indicadas por la afectación de los pliegues.

Otro aspecto considerado es la edad (Cenozoico) de sus materiales constituyentes la alteración hidrotermal y la mineralización. Asimismo, posee afloramientos de coloración gris verdosa por la presencia de clorita, epidota y sílice que la diferencia de otras formaciones más recientes (Fotografía 5.9B).



**Fotografía 5.9** A) vista lateral del cerro Pacocahua. B) Cerro Pacocahua; nótese los colores grises verdoso del afloramiento del Grupo Tacaza.

### 5.5 PARÁMETROS HIDROGEOLÓGICOS

Los acuíferos, tienen la capacidad de recibir, alojar y transmitir agua subterránea debido a su buena permeabilidad. Están caracterizados por parámetros hidrogeológicos que determinan su comportamiento hidráulico. Estos parámetros son: la transmisividad, la permeabilidad y el coeficiente de almacenamiento.

Para la zona de estudio se recopilaron y se analizaron los parámetros hidrogeológicos o propiedades hidráulicas del acuífero como: Transmisividad (T), conductividad hidráulica (k) y coeficiente de almacenamiento (S) (Villarroya, 2009) de pozos representativos del acuífero, en los que se hayan

efectuado pruebas de bombeo con pozo piezométrico a una profundidad tal que represente a unidades hidrogeológicas reconocidas (Mapa 3).

En el Cuadro 5.6 se presentan los valores de las propiedades del acuífero, que fueron obtenidos de las pruebas de bombeo a caudal constante realizadas por el Proyecto Especial Afianzamiento y Ampliación de los Recursos Hídricos de Tacna (1993 y 1997) en los pozos de El Ayro en los años 1985, 1991, 1992 y 1993; además proporcionan los parámetros hidrogeológicos para cada unidad geológica según la profundidad del pozo. También los datos de nivel estático (NE) y nivel dinámico (ND), parámetros importantes en la interpretación del gradiente hidráulico y la dirección de flujo (Figura 5.8).

Cuadro 5.6

Resumen de parámetros hidrogeológicos recopilados de pruebas de bombeo ejecutadas por Proyecto Especial Afianzamiento y Ampliación de los Recursos Hídricos de Tacna (1993 y 1997), (T: transmisividad, S: almacenamiento, Q: caudal, NE: nivel estático y ND: nivel dinámico)

Pozo	Este	Norte	T	T	S	Q	NE	ND
			(m <sup>2</sup> /día)	(m <sup>2</sup> /día)		(L/s)	(m)	(m)
PA-1	434027	8057162	767 <sup>(1)</sup>	- <sup>2</sup>		65	24.03	41.83
PA-2	432750	8056850	284 <sup>(1)</sup>	207 <sup>(2)</sup>		48.5	5.2	35.05
PA-3			592 <sup>(1)</sup>	588 <sup>(2)</sup>	2.4x10 <sup>-3</sup>	65	2.5	26.32
PA-4			521 <sup>(1)</sup>	705 <sup>(2)</sup>	1.4x10 <sup>-3</sup>	54	15.56	30.78
PA-5	431391	8051545	190 <sup>(3)</sup>	133 <sup>(2)</sup>	1.7x10 <sup>-2</sup>	42.56	0.27	27
PA-6	434177	8060639	1,028 <sup>(1)</sup>	758 <sup>(2)</sup>	1.9x10 <sup>-3</sup>	117	0.33	21.54
PA-7			272 <sup>(1)</sup>	224 <sup>(2)</sup>	3.5x10 <sup>-3</sup>	55	0.04	42.15
PA-9			330 <sup>(3)</sup>	340 <sup>(2)</sup>	6.4x10 <sup>-3</sup>	54	13.03	26.27
PA-10	433838	8058395	261 <sup>(4)</sup>			65	25.56	53.56
PA-11	429889	8053421	230 <sup>(3)</sup>	234 <sup>(2)</sup>		40	31	77.5
PA-12	434332	8063609	323 <sup>(1)</sup>		2.10x10 <sup>-3</sup>			
PCA-5			250 <sup>(1)</sup>					
PCA-9				463 <sup>(2)</sup>				

(1) Pruebas realizadas por el PET en 1985, (2) Valores obtenidos por el programa AQTESOL a cargo del consultor Nicolás Echevarría 1993, (3) Prueba realizada por el PET en 1991 con propósito de electrificación de los pozos y (4) Promedio de descenso y recuperación, prueba realizada por el PET en febrero-marzo 1993.

Las pruebas de bombeo realizadas en el año 1985 tienen la característica de la simultaneidad del bombeo de los pozos PA-1, PA-2, PA-3, PA-4, PA-6 y PA-7 durante 72 horas.

### 5.5.1 Transmisividad (T)

Para la Formación Capillune se determinó una transmisividad de 190 m<sup>2</sup>/día, de acuerdo a las pruebas de bombeo efectuadas con el método de Theis - Jacob (Custodio y Llamas, 1983) en los pozos PA-5 (36X-AGT-17), de 190 m de profundidad; así como del pozo PA-7 (36X-AGT-18) de 102 m de profundidad, cuyo tramo de prueba está totalmente en la Unidad Capillune.

Asimismo, para el Grupo Maure se determinó una transmisividad es de 2250 m<sup>2</sup>/día, de acuerdo a las pruebas de bombeo (obtenidas también con el método de Theis-Jacob) efectuadas por el Proyecto Especial Afianzamiento y Ampliación de los Recursos Hídricos de Tacna (1993 y 1997), en el pozo PA-10 (36X-AGT-16) de 255 m de profundidad y en el pozo PA-6 (36X-AGT-14) de 66 m de profundidad.

Para coberturas del Cuaternario se puede utilizar un valor de transmisividad similar al Grupo Maure.

### 5.5.2 Permeabilidad (K)

Basado en los resultados del Proyecto Especial Afianzamiento y Ampliación de los Recursos Hídricos de Tacna (1993 y 1997), la permeabilidad para el acuífero Capillune es 2.11 m/día, medida que fue tomada en el pozo de bombeo PA-5 (36X-AGT-17) de El Ayro, donde el espesor de la Formación Capillune es de 90 m.

Asimismo, la permeabilidad para el acuífero Maure es 32 m/día; la medición se realizó en el pozo de bombeo PA-6 (36X-AGT-14) de El Ayro, donde el espesor del Grupo Maure es de 61 m. Esta medida fue interpretada con el método de Theis (Custodio y Llamas, 1983).

Según Benítez (1963), las permeabilidades para la Formación Capillune y el Grupo Maure se clasifican como permeables, propias de acuíferos medios a buenos; están constituidos por arenas limpias, gravas y areniscas. De igual modo, la permeabilidad para la Formación Sencca es de 0.0499 m/día (Proyecto Especial Afianzamiento y Ampliación de los Recursos Hídricos de Tacna, 1993 y 1997), clasificado por Benítez (1963) como acuitardo.



### 5.5.3 Coeficiente de almacenamiento (S)

De acuerdo a la profundidad de los pozos donde se ejecutaron las pruebas de bombeo y con los logueos de las unidades extraídas se concluye que para depósitos de la Formación Capillune le correspondería un  $S = 3.5 \times 10^{-3}$  y para el Grupo Maure valores de S que varían entre  $1.4 \times 10^{-3}$  y  $6.4 \times 10^{-3}$  (Custodio y Llamas, 1983) (Cuadro 5.6).

### 5.5.4 Radio de influencia

El radio de influencia varía en relación a la conductividad hidráulica, el tiempo de bombeo y el coeficiente de almacenamiento. Para el acuífero Capillune, según los datos del Proyecto Especial Afianzamiento y Ampliación de los Recursos Hídricos de Tacna (1993 y 1997), el radio de influencia es de 200 m en sectores con comportamiento de acuífero libre.

### 5.6 GRADIENTES HIDRÁULICOS

La dirección del flujo de las aguas en superficie, depende de la topografía. Las pendientes bajas favorecen la recarga de acuíferos libres, al ser estos superficiales y recientes, tales como la Formación Capillune y los Cuaternarios.

De la información proporcionada por el Proyecto Especial Afianzamiento y Ampliación de los Recursos Hídricos de Tacna (1993 y 1997), las cotas en el ámbito de estudio están comprendidas entre 4128.94 m s.n.m. (planicie) y 5645.44 m s.n.m. (montañas que circundan la planicie), la altitud media es de 4631.59 m s. n. m.; mientras que las pendientes oscilan entre 0.01% y 71%.

Debido a que el área de estudio presenta diferentes altitudes; en la zona de dirección N-S la topografía es casi plana y en dirección NO-SE la topografía es irregular o abrupta, por lo que se consideró dos direcciones de flujo para el análisis y elaboración del mapa de flujos de agua subterránea (Figura 5.8).

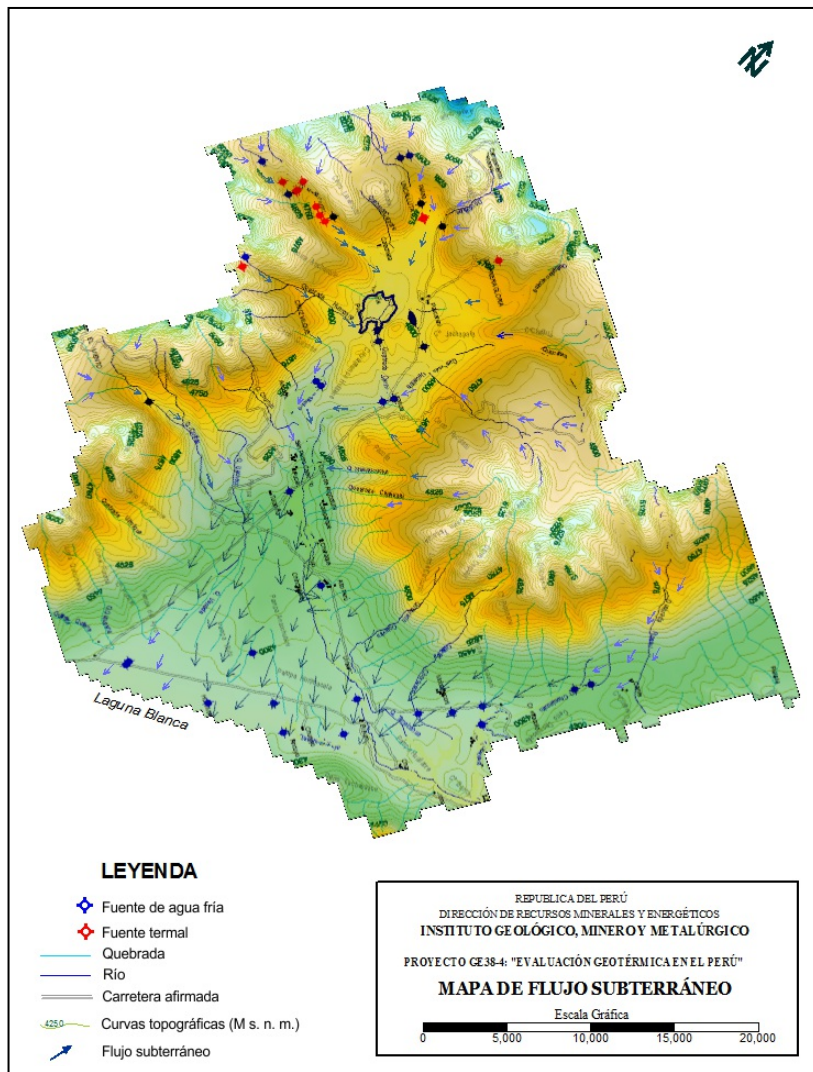


Figura 5.8 Líneas de flujo de agua subterránea en la zona de estudio.

**5.6.1 Dirección de flujo de las aguas subterráneas: dirección N – S**

El flujo subterráneo con dirección N-S proviene de las filtraciones del cerro Quiquisana, principalmente por medio de la quebrada Picanani y de la recarga directa de las precipitaciones sobre las pampas altiplánicas denominadas "El Ayro". Allí existen pozos de agua subterránea con profundidad máxima de 250 m.

La piezometría del sector norte de El Ayro correspondiente a los pozos PA-13, PA-12, PA-6 y PA-9 (Figura 5.9). Demuestra la presencia de niveles estáticos que drenan en dirección sur con gradientes hidráulicos de 0.00300 a 0.02095, asociados a una geoforma de depresión, que muestra en la superficie a la roca sello o confinante (Formación Sencca). Esto indica que el Grupo Maure se encuentra cerca de la superficie formando el anticlinal.

Para el sector centro de El Ayro, los pozos PA-10, PA-1, PA-14 y PA-4 forman un sinclinal con aumento de espesor de la roca sello (Formación Sencca), lo cual hace que entre el campamento del Proyecto Especial Tacna y la quebrada Ancuyo; el acuífero Maure se encuentre a mayor profundidad (Anexo 7).

Mientras que, en el sector sur de las pampas El Ayro se tienen los pozos PA-3, PA-5, PA-7 y PE-01, los cuales presentan niveles piezómetros más superficiales debido a la surgencia de agua generadas por las perforaciones realizadas; las que cortaron a la formación confinante (Sencca). Estas surgencias de agua se manifiestan en los pozos PA-5 y PA-7 (Figura 5.9) con presencia del Grupo Maure, pasados los 200 m en el extremo sur del acuífero Ayro (Proyecto Especial Afianzamiento y Ampliación de los Recursos Hídricos de Tacna ,1993 y 1997).

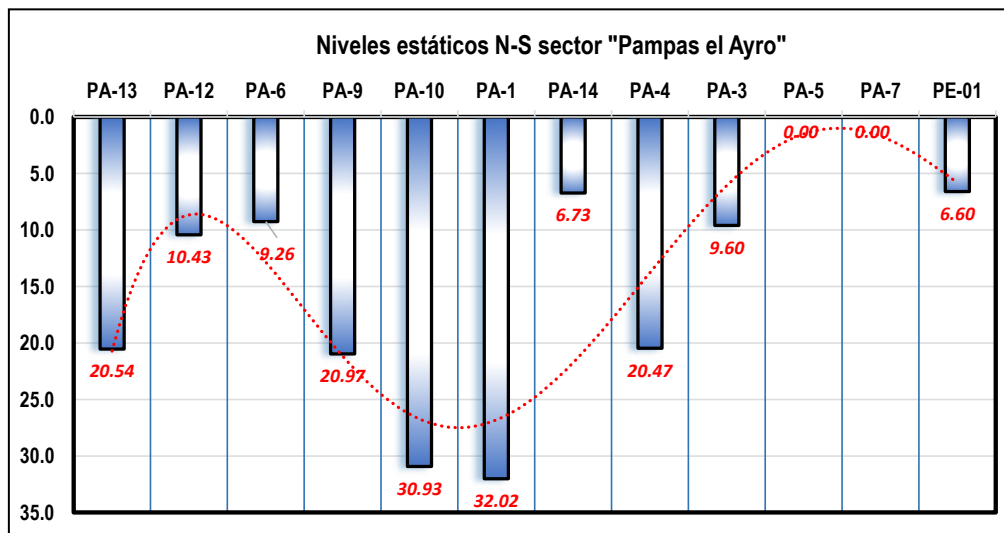


Figura 5.9 Niveles estáticos (m) del acuífero El Ayro de norte (PA-13) a sur (PE-01).

**5.6.2 Dirección de flujo de las aguas subterráneas: dirección NO-SE**

Al NO-SE de la zona de estudio se han identificado fuentes de recarga principales, provenientes del río Uchusuma y del arroyo de la quebrada Queñuta; que discurren sus aguas en dirección NO-SE. La dirección de este flujo se demuestra con los datos de piezometría obtenidos de los pozos y piezómetros: CA4M, PA-11 y PA-5 que se encuentran próximos a la frontera con Chile, en el extremo sur de las pampas de El Ayro. Estos pozos, demuestran la presencia de niveles estáticos que drenan en dirección NO -

SE con gradientes hidráulicos de 0.01452 a 0.00545 asociados a una depresión hacia el SE con alta concentración de sales y boratos en superficie.

En la Figura 5.10, se puede apreciar claramente una gradiente de flujo de las infiltraciones del río Uchusuma en dirección de la Laguna Blanca, donde se encuentran fuentes surgentes. Es decir, según la información de los taladros CA4M y PA-11, la Formación Sencca influye en su piezometría decreciendo su espesor confinante en dirección a la Laguna Blanca, donde este sello (Formación Sencca) fue perforado permitiendo la surgencia del agua a superficie.

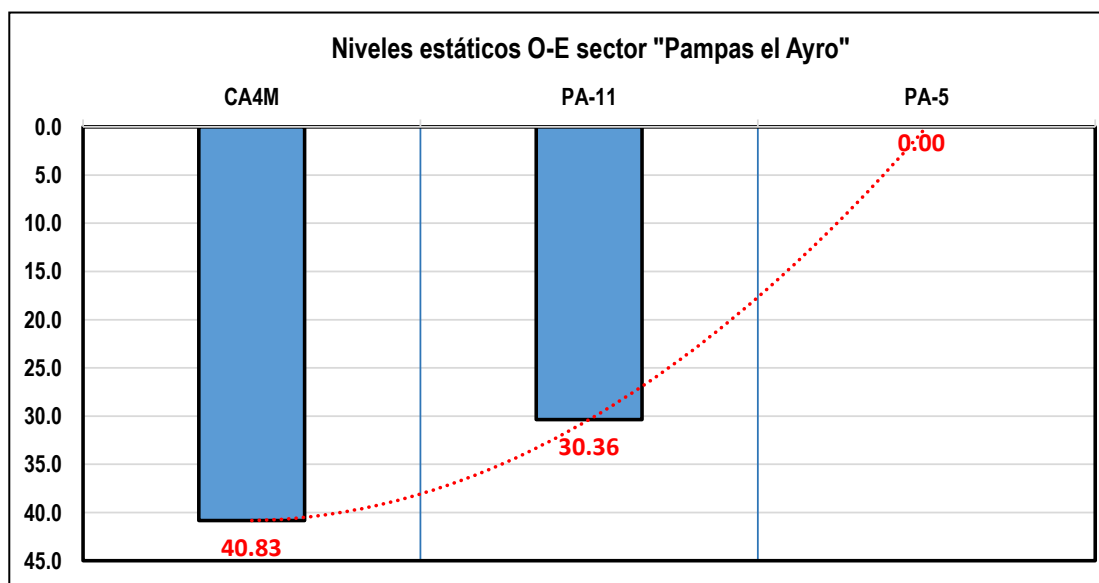


Figura 5.10 Niveles estáticos (m) del acuífero El Ayro de N-O (CA4M) a S-E (PA-5).

## 5.7 ANÁLISIS DE ACUÍFERO

### 5.7.1 Recarga de acuífero

Los acuíferos identificados en la zona de estudio, son recargados por las precipitaciones pluviales que se producen sobre aquellas unidades geomorfológicas que integran la Cordillera del Barroso. En estas unidades, el agua meteórica se infiltra profundamente a través de fracturas en las rocas volcánicas y de las capas fisuradas de material piroclástico (las que se encuentran intercaladas con las coladas) hasta alcanzar las formaciones volcánico-sedimentarias colectoras y almacenadoras como el Capillune y Maure.

Los acuíferos ubicados en las pampas de El Ayro poseen recarga por las infiltraciones de agua provenientes del río Uchusuma, el arroyo de la quebrada Queñuta y la quebrada Picanani. Como se indicó anteriormente, los niveles de agua determinados durante la ejecución del inventario de fuentes de agua natural y artificial señalan flujos de agua subterránea en los acuíferos de El Ayro predominantemente en dos (2) direcciones. La primera desde la zona de Paucarani hacia la Laguna Blanca (NO-SE); la segunda desde la quebrada Picanani (N.-S.) que captan las filtraciones de la Cordillera Condorpico hacia la Laguna Blanca.

El área total de precipitación en la cuenca hidrológica de la zona de estudio es de 534.63 km<sup>2</sup>, se estima un total de 191.96 Hm<sup>3</sup>. De estos, según el modelo de simulación en régimen estacionario del Proyecto Especial Tacna, se ha podido conocer que la recarga del acuífero producto de la precipitación es de 83.74 Hm<sup>3</sup>/año (43.62 %).

Se consideró que la cuenca hidrogeológica es mayor al área de la cuenca hidrológica debido a las condiciones geoestructurales de plegamiento y de fallamiento. Por lo que la captación de agua se daría de otras subcuencas o simplemente, que la precipitación en las cumbres de los nevados es mayor a lo considerado en la hidrología.

Asimismo, se debe mencionar que la recarga proveniente del río Uchusuma es de 8.80 Hm<sup>3</sup>/año, lo cual suma un volumen total de 92.55 Hm<sup>3</sup> (Proyecto Especial Afianzamiento y Ampliación de los Recursos Hídricos de Tacna, 1993 y 1997).

### 5.7.2 Reservas totales

Este análisis, representa la suma de las reservas permanentes más las reservas reguladoras o de recarga. Para estimar el valor de las reservas totales se calcularon los coeficientes de almacenamiento (S) por el método de Theis, el cual se multiplicó por el volumen del acuífero (Custodio y Llamas, 1983). También se consideró el área de acuífero de 534.63 km<sup>2</sup> y una profundidad media de 300 m entre la Formación Capillune y el Grupo Maure. Es decir, que el espesor promedio adoptado para el acuífero Capillune fue de 100 m y para el acuífero Maure de 200 m.

Considerando la similitud granulométrica de los sedimentos y materiales de la Formación Capillune y del Grupo Maure, además de su origen, con la presencia de actividad volcánica (que proporcionaron los materiales para los sedimentos) y los valores altos de transmisividad, se propuso (Custodio y Llamas, 1983) un coeficiente de almacenamiento (S) de  $3.5 \times 10^{-3}$  para la Formación Capillune y de  $1.9 \times 10^{-3}$  para el Grupo Maure.

Los valores de las propiedades del acuífero fueron obtenidos de las pruebas de bombeo a caudal constante, realizadas en los pozos de El Ayro, por el Proyecto Especial Tacna en 1985, 1991, 1992 y 1993.

Por lo tanto, las reservas estimadas para ambos acuíferos, para el acuífero Capillune es de 187.13 Hm<sup>3</sup> y para el acuífero Maure es de 203.17 Hm<sup>3</sup>. En total, la reserva para el área de estudio es de 390.30 Hm<sup>3</sup>.

## 5.8 MODELO HIDROGEOLÓGICO CONCEPTUAL

El modelo fue desarrollado sobre la base de los resultados e interpretaciones de la geología, los logueos de perforación de 11 taladros diamantinos realizados por el Proyecto Especial Afianzamiento y Ampliación de los Recursos Hídricos de Tacna (1993 y 1997); así como con los datos de la hidrología, la geomorfología, los inventarios de fuentes de agua, la piezometría y la hidroquímica (Figura 5.11). En este modelo se describen los siguientes elementos:

**Recarga:** La recarga se da principalmente por precipitación que se infiltran a través de las fracturas de las rocas de la Cordillera

del Barroso (cerros de Paucarani y Condorpico). En menor proporción existe otras fuentes de recarga por infiltración de aguas en las Pampas del El Ayro, del río Uchusuma, del arroyo de la quebrada Queñuta y de la quebrada Picanani. El volumen total de recarga es de 92.55 Hm<sup>3</sup>.

**Descarga:** La descarga de aguas termales se da en las quebradas Huancune, Curimani y Achuco. Mientras que, la descarga de aguas frías están dispersas en varias partes del área de estudio como: manantiales, ríos, pozos, etc.

**Patrón de circulación:** Está controlado por un sistema de fallas normales (grabens); así como por la transmisibilidad de la Formación Capillune y Grupo Maure. La dirección de flujo presente se da en dos direcciones, la primera N-S y la segunda NO-SE.

**Acuífero principal:** Está formado por el Acuífero volcánico sedimentario Maure con una reserva de agua estimada de 203.17 Hm<sup>3</sup>.

**Capa sello del acuífero principal:** La capa sello se encuentra conformada por el Acuitardo volcánico Sencca.



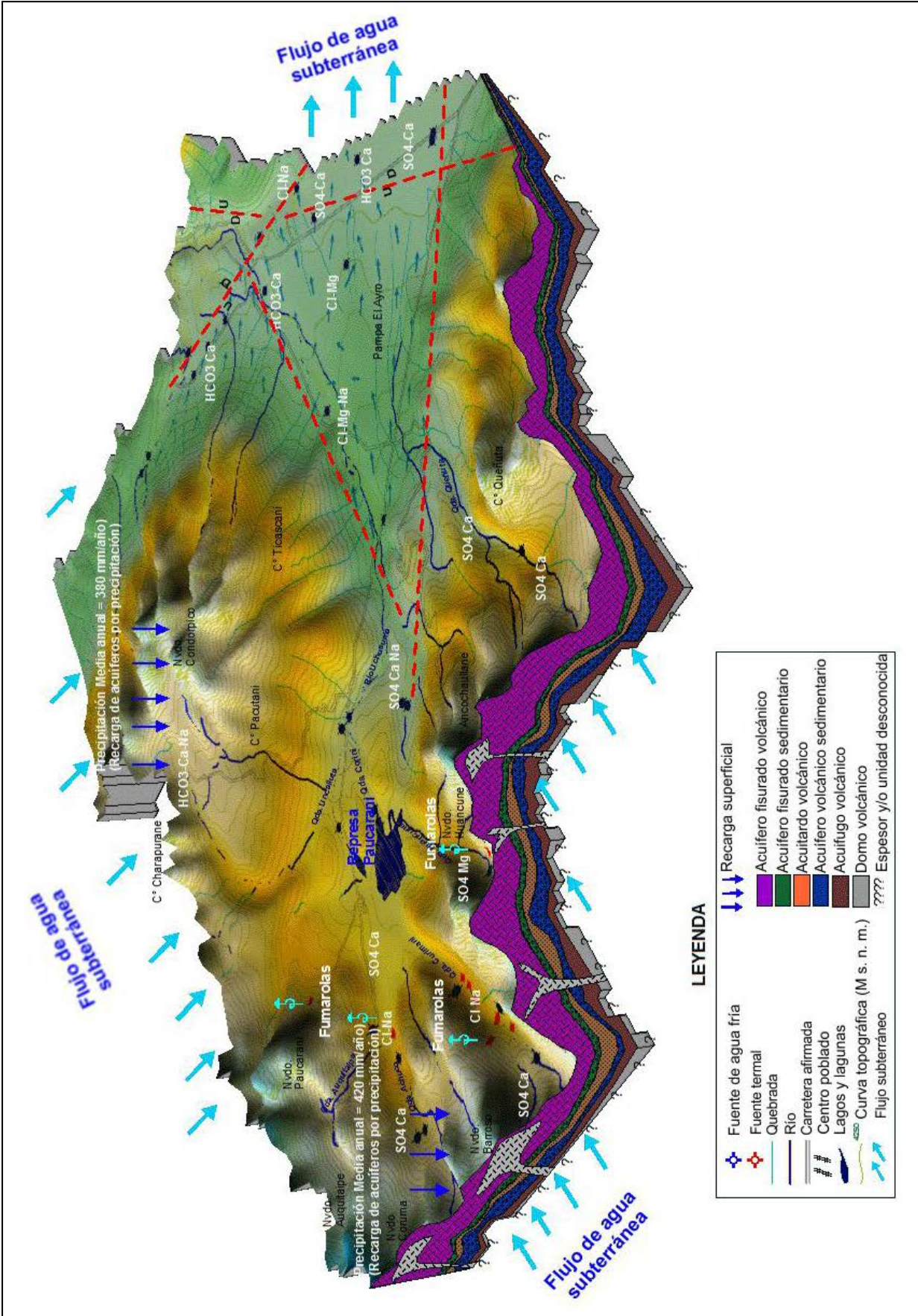


Figura 5.11 Modelo hidrogeológico conceptual de la zona geotermal de Paucarani.

# CAPÍTULO VI

## GEOQUÍMICA

La exploración geoquímica de los recursos geotérmicos implica el muestreo, el análisis y la interpretación de la descarga de fluidos geotérmicos (fumarolas, aguas termales y vapor de suelos). Los objetivos de los estudios geoquímicos son: caracterizar los fluidos geotérmicos, establecer su origen, dirección de flujo (flujo ascendente, flujo lateral); así como evaluar escenarios de mezcla, interacción agua-roca y estimar la temperatura de equilibrio del reservorio.

Los procedimientos de muestreo de fumarolas y de aguas termales son los descritos por Arnórsson et al. (2006), mientras que el análisis de los parámetros químicos esenciales generalmente se realiza como se describe en (Ármansson y Ólafsson, 2006; 2007; Arnórsson et al., 2006).

Este capítulo presenta la información obtenida de la caracterización geoquímica de las manifestaciones termales y frías asociadas al sistema geotermal en la zona de Paucarani. Se basa en los resultados químicos e isotópicos de los fluidos geotérmicos obtenidos en el marco del estudio de investigación técnico-científico correspondiente al proyecto GE38-4 enmarcado en el Plan Operativo Institucional 2017 del INGEMMET.

Durante la toma de muestra se midieron los parámetros físico-químicos como: temperatura, pH, conductividad eléctrica y flujo. Además, se realizaron los análisis químicos e isotópicos ( $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ ) de las muestras colectadas (Mapa 2), con el objetivo de obtener este tipo de información de las aguas de la zona de estudio.

Finalmente, los datos son presentados e interpretados mediante el uso de diagramas hidrogeoquímicos. Asimismo, los resultados de la caracterización geoquímica de las aguas termales y frías han sido correlacionados con el sistema hidrotermal del volcán Paucarani.

### 6.1 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Las manifestaciones termales y frías asociadas al sistema geotermal de Paucarani, presentan temperaturas que varían de 5.8 a 81 °C. Los valores altos corresponden a los pozos de lodo ácido hirviente (Figura 6.1). Las aguas presentan pH ácido y neutro a ligeramente alcalino, con rangos que varía entre 1.5 y 8.76 (Figura 6.2); sin embargo, los valores de pH menores a 4.5 pertenecen a los fluidos que surgen en zonas de alteración hidrotermal a altitudes por encima de 4800 m s. n. m. (Figura 6.3). El pH de la laguna Paucarani es ácida (3.85), que resulta como consecuencia de la mezcla de flujo lateral con fluidos volcánicos provenientes del volcán Paucarani, evidenciado con la presencia de fumarolas a 1 km al SE del domo de este volcán.

Los valores de conductividad eléctrica medidos en las aguas varían desde 28 hasta 6090  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (Figura 6.4, Cuadro 6.1). El valor más alto corresponde a la laguna Paucarani, asociado a la mezcla con fluidos volcánicos, a procesos de lixiviación y evaporación incrementando la cantidad de iones disueltos en el agua, seguida por las aguas de los pozos de lodo ácido hirviente (Figura 6.4).

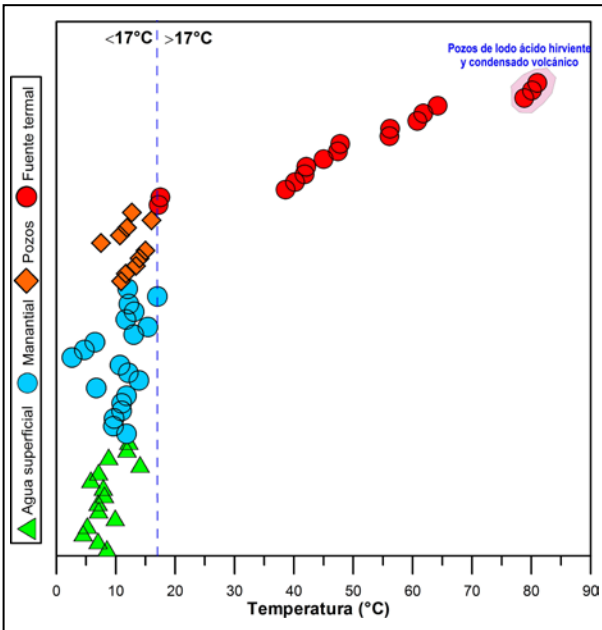


Figura 6.1 Diagrama de variación de temperatura.

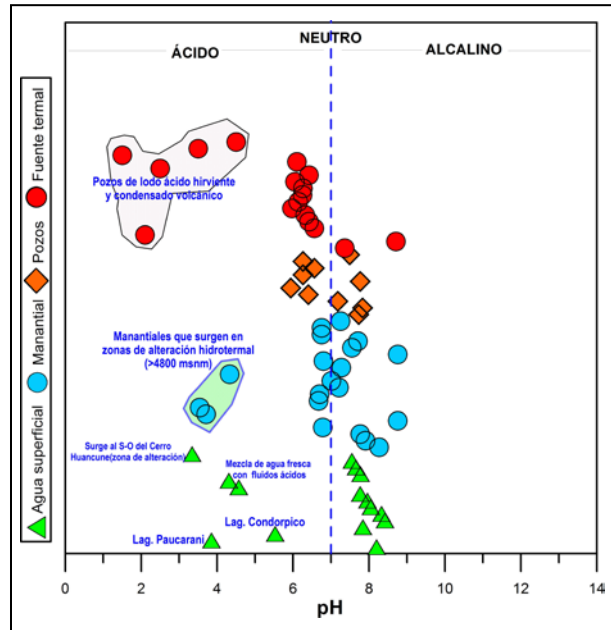


Figura 6.2 Diagrama de variación de pH.

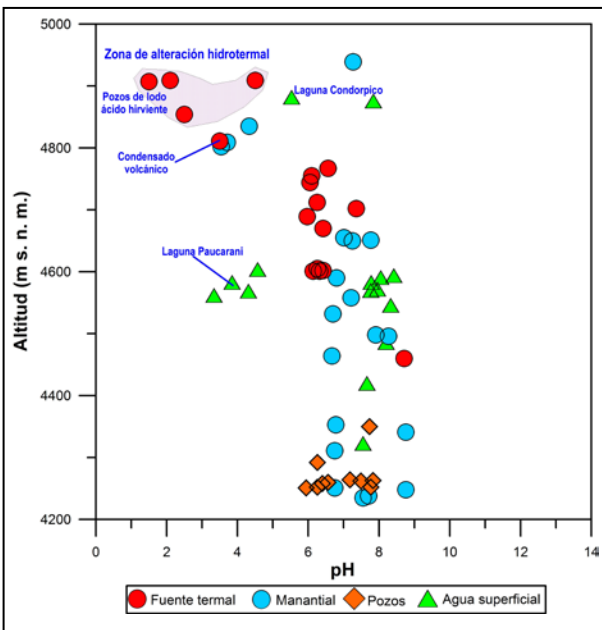


Figura 6.3 Diagrama binario de Altitud vs pH.

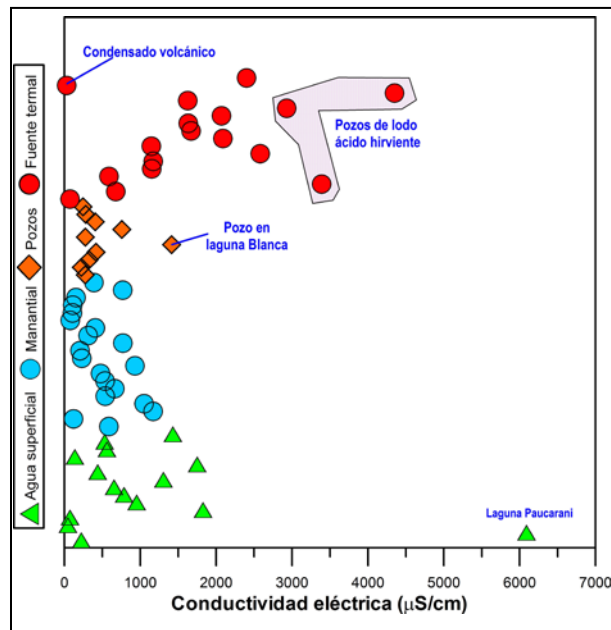


Figura 6.4 Diagrama de variación de CE.

Las muestras de agua, en su mayoría presentan bajo contenido del ion cloruro (Cl), cuyos valores varían entre 0.2 mg/L y 634.5 mg/L; mientras que los rangos de concentración del ion sulfato son amplios. Estos se encuentran entre 0.15 mg/L y 5038 mg/L (Cuadro 6.1). En la Figura 6.5 se observa que las aguas termales que surgen en la quebrada

de Curimani, localizadas a 7 km al SO del domo del volcán Paucarani (Mapa 2), presentan mayor concentración del ion Cl en comparación a las demás muestras. También en la composición química de estas aguas se observa elementos minoritarios (Cuadro 6.2) importantes para la caracterización de los fluidos geotermales.

Cuadro 6.1

Composición química de las manifestaciones termales y frías de la zona geotermal Paucarani (nd= no determinado)

N°	Código	Analizado por:	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	Na	Mg	K	Ca	SiO <sub>2</sub>
			(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)
1	36X-AGT-01	INGEMMET	37.00	0.90	12.10	6.40	3.00	4.00	5.50	48.10
2	36X-AGT-02	INGEMMET	258.00	303.60	83.60	209.60	15.40	46.20	51.90	218.60
3	36X-AGT-03	INGEMMET	505.00	2.28	118.10	111.30	32.23	38.51	64.57	186.76
4	36X-AGT-04	INGEMMET	<1	21.40	5038.40	558.80	382.20	107.70	472.60	182.30
5	35X-AGT-01	INGEMMET	17.00	0.70	5.00	3.40	0.90	1.80	2.60	24.50
6	35X-AGT-02	INGEMMET	22.00	0.40	11.70	2.20	1.80	2.70	4.90	12.10
7	36X-AGT-07	INGEMMET	49.00	5.20	242.10	37.40	18.80	12.40	42.90	57.40
8	36X-AGT-08	INGEMMET	28.00	0.70	8.40	4.80	2.20	3.50	4.30	46.80
9	36X-AGT-09	INGEMMET	201.00	5.60	494.40	31.30	69.20	6.70	126.20	86.30
10	36X-AGT-10	INGEMMET	369.00	6.80	805.20	97.60	163.50	33.40	95.30	82.10
11	36X-AGT-11	INGEMMET	123.00	29.60	342.30	56.20	30.70	19.10	71.90	62.10
12	36X-AGT-12	INGEMMET	89.00	19.00	440.20	74.10	29.90	19.20	97.60	88.90
13	36X-AGT-13	INGEMMET	46.00	0.91	8.12	6.48	2.76	4.26	5.87	44.50
14	36X-AGT-14	INGEMMET	48.00	1.30	19.70	7.00	4.70	5.50	10.40	49.70
15	36X-AGT-15	INGEMMET	75.00	3.30	38.10	12.10	8.70	5.20	17.40	69.40
16	36X-AGT-16	INGEMMET	138.00	8.40	69.10	23.30	18.30	6.90	32.50	86.00
17	36X-AGT-17	INGEMMET	612.,2	60.55	142.30	132.70	43.25	21.55	75.15	99.30
18	36X-AGT-18	INGEMMET	110.00	100.50	1281.60	242.80	104.10	74.50	189.60	4.60
19	36X-AGT-19	INGEMMET	161.00	6.00	96.40	27.50	20.50	7.10	39.60	59.10
20	36X-AGT-20	INGEMMET	195.60	22.59	147.30	48.27	24.47	10.21	45.14	79.60
21	36X-AGT-21	INGEMMET	8.00	52.90	209.70	45.60	15.60	13.10	42.50	75.20
22	36X-AGT-22	INGEMMET	4.00	0.90	275.90	26.20	20.70	9.00	47.90	65.60
23	36X-AGT-23	INGEMMET	195.00	1.10	610.40	41.10	79.30	8.20	151.90	62.80
24	36X-AGT-24	INGEMMET	65.00	27.20	161.50	44.10	11.40	15.50	39.30	108.10
25	36X-AGT-26	INGEMMET	<1	0.40	363.70	7.10	3.80	3.90	18.50	51.30
26	36X-AGT-27	INGEMMET	<1	0.20	205.70	10.00	7.90	3.30	27.80	56.80
27	36X-AGT-28	INGEMMET	<1	0.50	222.90	15.20	10.60	5.40	27.50	66.90
28	36X-AGT-29	INGEMMET	67.00	29.40	114.80	44.10	10.80	14.70	26.20	102.90
29	36X-AGT-31	INGEMMET	<1	3.20	1183.60	94.10	56.00	34.40	112.80	114.90
30	36X-AGT-32	INGEMMET	44.00	1.20	15.70	8.30	3.70	4.90	6.20	57.60
31	36X-AGT-33	INGEMMET	33.00	3.00	438.80	42.40	42.40	16.60	78.40	71.30
32	36X-AGT-34	INGEMMET	52.00	1.70	46.80	15.40	6.90	5.70	12.00	49.90
33	36X-AGT-35	INGEMMET	21.00	0.20	68.70	5.60	6.60	1.60	17.20	42.70
34	36X-AGT-36	INGEMMET	<1	0.30	452.00	14.90	16.90	4.00	61.10	60.50
35	36X-AGT-37	INGEMMET	33.00	0.70	2.70	4.50	2.90	3.90	3.20	79.40
36	36X-AGT-38	INGEMMET	37.00	1.60	223.50	28.20	14.70	7.50	54.90	66.80
37	36X-AGT-40	INGEMMET	59.00	7.10	186.40	32.80	14.10	9.30	42.50	64.80
38	36X-AGT-42	INGEMMET	63.00	27.50	154.50	57.00	12.50	26.30	33.60	191.10
39	36X-AGT-44	INGEMMET	150.00	5.20	140.30	14.70	7.40	2.20	27.70	53.70
40	36X-AGT-45	INGEMMET	<1	1.20	843.50	19.70	2.20	11.10	10.60	263.90
41	36X-AGT-47	INGEMMET	29.00	1.70	145.80	22.00	10.90	5.70	31.00	69.40
42	36X-AGT-48	A.L.S	20.10	0.98	7.95	5.68	1.94	3.04	4.15	30.38
43	36X-AGT-49	A.L.S	43.60	1.36	13.90	9.18	2.59	2.05	6.45	46.64
44	36X-AGT-50	A.L.S	45.10	1.32	13.83	8.96	2.61	2.09	6.63	47.28
45	36X-AGT-51	A.L.S	40.80	1.23	0.15	9.47	3.82	3.29	10.59	56.91
46	36X-AGT-52	A.L.S	115.40	10.13	280.70	43.51	31.29	11.36	58.35	70.38
47	36X-AGT-54	A.L.S	148.30	5.10	74.23	22.02	16.40	7.81	30.27	66.32
48	36X-AGT-55	A.L.S	107.70	7.41	30.61	16.52	8.25	5.56	15.04	33.59



continuación...

N°	Código	Analizado por:	HCO3	Cl	SO4	Na	Mg	K	Ca	SiO <sub>2</sub>
			(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)
49	36X-AGT-58	A.L.S	139.60	11.35	0.41	17.98	10.37	5.62	13.90	1.71
50	36X-AGT-60	A.L.S	628.30	2.25	117.40	112.70	33.41	37.88	66.29	175.00
51	36X-AGT-61	A.L.S	615.10	2.67	124.50	101.20	31.21	37.58	65.26	163.66
52	36X-AGT-62	A.L.S	21.80	0.30	155.50	11.66	15.54	3.68	32.92	62.25
53	36X-AGT-63	A.L.S	< 1.2	1.93	811.00	29.00	22.99	5.54	157.20	78.94
54	36X-AGT-65	A.L.S	nd	< 0.061	0.50	0.40	<0.003	<0.04	<0.10	0.43
55	36X-AGT-66	A.L.S	nd	3.57	1150.00	50.36	18.79	17.17	50.83	343.36
56	36X-AGT-68	A.L.S	307.20	306.90	79.24	207.60	15.67	44.97	49.61	228.69
57	36X-AGT-69	A.L.S	309.90	307.90	78.09	209.60	16.15	45.82	50.44	218.43
58	36X-AGT-71	A.L.S	nd	1.30	1106.00	20.19	2.54	12.45	12.54	294.37
59	36X-AGT-72	A.L.S	nd	0.80	1055.00	18.45	5.08	6.50	18.72	211.37
60	36X-AGT-73	A.L.S	257.70	457.30	121.70	264.00	20.53	96.69	45.43	194.68
61	36X-AGT-74	A.L.S	290.00	634.50	87.53	271.10	50.92	101.70	79.87	202.38
62	36X-AGT-75	A.L.S	280.60	493.50	76.68	226.60	35.37	87.49	61.71	248.80

Cuadro 6. 2

Composición química (elementos menores) de las manifestaciones termales y frías de la zona geotermal Paucarani (nd= no determinado)

N°	Código	Analizado por:	F	Sr	Li	As	B	Ba	Fe	Mn	S	Zn	Rb	Cs	Al
			(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)
1	36X-AGT-01	INGEMMET	<0.2	0.0428	0.0043	0.0300	0.0700	0.0044	0.1000	0.0026	4.00	0.0020	0.0059	<0.0002	0.0050
2	36X-AGT-02	INGEMMET	<0.2	0.6076	0.9756	1.1130	13.7500	0.1630	3.1800	0.3546	28.50	0.0010	0.2273	<0.0002	0.0140
3	36X-AGT-03	INGEMMET	0.0880	0.6175	0.1396	0.2907	0.6710	0.0797	< 0.0004	2.4580	nd	< 0.0100	0.0545	< 0.00008	< 0.002
4	36X-AGT-04	INGEMMET	4.1000	1.8020	0.5923	0.0050	2.9900	0.0006	3.4800	12.1325	1742.70	0.3990	0.1549	0.0583	166.5610
5	35X-AGT-01	INGEMMET	<0.2	0.0188	0.0007	0.0030	<0.05	0.0019	0.1900	0.0209	1.70	0.0010	<0.0005	0.0003	0.0780
6	35X-AGT-02	INGEMMET	<0.2	0.0458	<0.0004	0.0030	<0.05	0.0010	0.1500	0.0041	4.30	0.0050	<0.0005	<0.0002	0.1090
7	36X-AGT-07	INGEMMET	0.2000	0.2905	0.0526	0.2470	0.4400	0.0047	0.0900	0.0124	90.50	0.0020	0.0518	<0.0002	<0.005
8	36X-AGT-08	INGEMMET	<0.2	0.0389	0.0035	0.0310	0.0500	0.0064	<0.01	<0.0002	2.90	<0.001	0.0067	<0.0002	<0.005
9	36X-AGT-09	INGEMMET	0.4000	0.4403	0.0891	0.0010	0.4300	0.0105	0.1400	0.1785	166.60	0.0020	0.0046	<0.0002	<0.005
10	36X-AGT-10	INGEMMET	<0.2	0.6833	0.1680	0.0110	0.4400	0.0271	0.2900	0.0540	271.80	0.0050	0.0049	<0.0002	<0.005
11	36X-AGT-11	INGEMMET	0.3000	0.5142	0.1184	0.2510	1.5600	0.0144	0.1800	0.3024	131.90	0.0030	0.0706	<0.0002	0.0270
12	36X-AGT-12	INGEMMET	0.2000	0.3886	0.1755	0.3020	0.9700	0.0109	0.0500	0.0002	171.60	0.0040	0.0044	<0.0002	<0.005
13	36X-AGT-13	INGEMMET	0.0850	0.0594	0.0013	0.0023	0.0390	0.0116	< 0.0004	0.0806	nd	< 0.0100	0.0180	< 0.00008	< 0.002
14	36X-AGT-14	INGEMMET	<0.2	0.0999	0.0016	0.0020	0.0700	0.0145	<0.01	<0.0002	6.90	0.0010	<0.0005	<0.0002	<0.005
15	36X-AGT-15	INGEMMET	<0.2	0.1480	0.0097	0.0090	0.1000	0.0301	0.0200	<0.0002	15.90	0.0040	<0.0005	<0.0002	<0.005
16	36X-AGT-16	INGEMMET	<0.2	0.2077	0.0382	0.0440	0.2400	0.0221	0.0400	0.0004	23.60	0.0020	<0.0005	<0.0002	<0.005
17	36X-AGT-17	INGEMMET	0.1050	0.4808	0.2811	0.1186	1.7680	0.0269	< 0.0004	1.1070	nd	< 0.0100	0.0178	< 0.00008	< 0.002
18	36X-AGT-18	INGEMMET	0.3000	1.1312	0.1678	0.0010	0.9500	0.0032	0.3500	0.5499	457.00	0.0020	<0.0005	<0.0002	<0.005
19	36X-AGT-19	INGEMMET	0.2000	0.2351	0.0657	0.2090	0.2300	0.0010	0.0300	0.0036	34.50	0.0010	0.0131	<0.0002	<0.005
20	36X-AGT-20	INGEMMET	0.0980	0.2981	0.0824	0.1166	0.5620	0.0061	< 0.0004	0.0026	nd	< 0.0100	0.0349	< 0.00008	< 0.002
21	36X-AGT-21	INGEMMET	0.2000	0.2499	0.1326	0.0120	2.1400	0.0322	0.2900	0.5171	73.50	0.0210	0.0270	0.0013	0.1080
22	36X-AGT-22	INGEMMET	0.5000	0.2299	0.0389	0.0070	0.1100	0.0204	1.8200	0.4691	95.40	0.1170	0.0111	0.0005	2.4190
23	36X-AGT-23	INGEMMET	0.7000	0.5426	0.0737	0.0130	0.1700	0.0069	0.0700	0.0142	211.70	0.0020	0.0034	<0.0002	0.0130
24	36X-AGT-24	INGEMMET	0.2000	0.2257	0.1158	0.2170	1.3300	0.0172	<0.01	<0.0002	55.40	0.0020	0.0053	<0.0002	0.0710
25	36X-AGT-26	INGEMMET	0.4000	0.1097	0.0247	0.2470	<0.05	0.0081	29.7800	0.5668	127.60	0.2940	0.0097	0.0003	35.1210
26	36X-AGT-27	INGEMMET	0.2000	0.1489	0.0146	<0.001	<0.05	0.0078	2.9500	0.2844	78.60	0.1140	0.0049	0.0005	14.5880
27	36X-AGT-28	INGEMMET	0.3000	0.1434	0.0224	0.0030	0.0600	0.0177	1.9700	0.4497	77.90	0.0940	0.0082	0.0005	13.8400
28	36X-AGT-29	INGEMMET	0.3000	0.1793	0.1169	0.4730	1.4100	0.0157	<0.01	0.0006	39.30	0.0020	0.0057	<0.0002	0.0680
29	36X-AGT-31	INGEMMET	0.3000	0.2391	0.0909	0.0030	0.4100	0.0013	1.2700	1.0411	407.00	0.0760	0.0217	0.0120	74.8880
30	36X-AGT-32	INGEMMET	<0.2	0.0461	0.0070	0.0360	0.0800	0.0033	0.0600	0.0080	5.70	0.0020	0.0073	<0.0002	0.0080
31	36X-AGT-33	INGEMMET	0.2000	0.4280	0.0385	0.0080	0.2300	0.0236	<0.01	0.0004	153.30	0.0050	0.0153	<0.0002	<0.005
32	36X-AGT-34	INGEMMET	<0.2	0.0625	0.0095	0.0200	0.1600	0.0050	1.1300	0.0957	16.70	0.0030	0.0186	<0.0002	0.0100

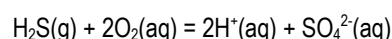
continuación...

N°	Código	Analizado por:	F	Sr	Li	As	B	Ba	Fe	Mn	S	Zn	Rb	Cs	Al
			(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)
33	36X-AGT-35	INGEMMET	<0.2	0.0710	0.0022	0.0010	<0.05	0.0060	<0.01	0.0007	22.90	0.0050	<0.0005	<0.0002	<0.005
34	36X-AGT-36	INGEMMET	0.7000	0.3259	0.0067	<0.001	<0.05	0.0181	0.3900	0.6716	151.10	0.0830	<0.0005	0.0166	31.9080
35	36X-AGT-37	INGEMMET	<0.2	0.0188	0.0062	0.0330	0.0600	0.0172	<0.01	<0.0002	1.10	0.0020	0.0079	<0.0002	<0.005
36	36X-AGT-38	INGEMMET	0.2000	0.1016	0.0259	0.0180	0.1400	0.0079	0.1600	0.0608	78.80	0.0020	0.0010	<0.0002	0.0150
37	36X-AGT-40	INGEMMET	<0.2	0.1742	0.0611	0.1390	0.3300	0.0054	0.0800	0.0643	62.80	0.0010	0.0103	<0.0002	<0.005
38	36X-AGT-42	INGEMMET	0.2000	0.2664	0.0424	0.0560	0.4200	0.0509	0.3400	0.2142	48.60	0.0020	0.0064	<0.0002	0.0770
39	36X-AGT-44	INGEMMET	<0.2	0.2055	0.0035	<0.001	<0.05	0.0141	2.4900	0.2494	43.30	0.0080	<0.0005	<0.0002	0.0280
40	36X-AGT-45	INGEMMET	<0.2	0.0800	0.0052	0.0040	0.0600	0.0398	11.7400	0.1016	281.30	0.0270	0.0016	0.0083	22.7860
41	36X-AGT-47	INGEMMET	<0.2	0.0658	0.0201	0.0340	0.1500	0.0081	0.0100	0.0019	48.90	0.0030	<0.0005	<0.0002	<0.005
42	36X-AGT-48	A.L.S	0.1020	0.0407	< 0.0001	0.0035	0.0320	0.0052	0.1847	0.0037	nd	< 0.0100	0.0070	< 0.00008	< 0.002
43	36X-AGT-49	A.L.S	0.1060	0.0441	0.0081	0.0137	0.0400	0.0065	< 0.0004	0.0007	nd	< 0.0100	0.0072	< 0.00008	< 0.002
44	36X-AGT-50	A.L.S	0.1030	0.0471	0.0080	0.0131	0.0420	0.0069	< 0.0004	< 0.00003	nd	< 0.0100	0.0078	< 0.00008	< 0.002
45	36X-AGT-51	A.L.S	0.1230	0.0632	0.0172	0.0620	0.0550	0.0053	< 0.0004	< 0.00003	nd	< 0.0100	0.0078	< 0.00008	< 0.002
46	36X-AGT-52	A.L.S	0.0870	0.2769	0.0426	0.0955	0.2930	0.0135	< 0.0004	< 0.00003	nd	< 0.0100	0.0126	< 0.00008	< 0.002
47	36X-AGT-54	A.L.S	0.1560	0.1928	0.0467	0.0040	0.2640	< 0.0001	< 0.0004	0.0005	nd	< 0.0100	0.0399	< 0.00008	< 0.002
48	36X-AGT-55	A.L.S	0.1230	0.1002	0.0440	0.0434	0.2450	0.0061	< 0.0004	0.0721	nd	< 0.0100	0.0326	< 0.00008	< 0.002
49	36X-AGT-58	A.L.S	0.1710	0.1002	0.0105	< 0.00003	0.4210	0.0021	< 0.0004	< 0.00003	nd	< 0.0100	0.0114	< 0.00008	< 0.002
50	36X-AGT-60	A.L.S	0.0990	0.6032	0.1333	0.3314	0.4950	0.0919	< 0.0004	0.4629	nd	< 0.0100	0.1969	< 0.00008	< 0.002
51	36X-AGT-61	A.L.S	0.1010	0.6211	0.1298	0.3634	0.5470	0.0899	< 0.0004	0.5340	nd	< 0.0100	0.1957	< 0.00008	< 0.002
52	36X-AGT-62	A.L.S	0.1190	0.1132	0.0085	0.0031	0.0310	0.0135	< 0.0004	0.0063	nd	< 0.0100	0.0215	< 0.00008	< 0.002
53	36X-AGT-63	A.L.S	1.8650	0.5503	0.0108	< 0.00003	0.0520	0.0117	< 0.0004	0.0014	nd	< 0.0100	0.0139	< 0.00008	32.8900
54	36X-AGT-65	A.L.S	0.0150	< 0.0002	< 0.0001	< 0.00003	< 0.002	0.0019	0.6762	0.0334	nd	< 0.0100	< 0.0003	< 0.00008	< 0.002
55	36X-AGT-66	A.L.S	0.7160	0.1484	0.0208	0.0308	5.5900	0.0169	60.0400	0.9166	nd	0.1450	0.1474	0.0176	26.7800
56	36X-AGT-68	A.L.S	0.1770	0.5961	0.9671	1.0210	10.9400	0.1694	3.1960	0.3191	nd	< 0.0100	0.2270	< 0.00008	< 0.002
57	36X-AGT-69	A.L.S	0.1660	0.6021	1.0250	0.9874	12.3300	0.1742	3.2030	0.3377	nd	< 0.0100	0.2181	< 0.00008	< 0.002
58	36X-AGT-71	A.L.S	0.2190	0.1100	0.0088	0.0041	0.0430	0.0439	15.3700	0.1366	nd	0.0509	0.0695	0.0142	31.6200
59	36X-AGT-72	A.L.S	0.1580	0.0203	0.0089	0.0126	0.2340	0.0067	68.7100	0.3673	nd	0.1972	0.0845	0.0040	2.8090
60	36X-AGT-73	A.L.S	0.2400	0.4450	1.2460	3.8870	20.5500	0.1370	0.2639	0.3406	nd	< 0.0100	0.3638	< 0.00008	< 0.002
61	36X-AGT-74	A.L.S	0.2150	0.6951	1.2500	4.5380	28.7800	0.1775	0.6896	1.7300	nd	< 0.0100	0.4206	< 0.00008	< 0.002
62	36X-AGT-75	A.L.S	0.2020	0.5578	1.0800	4.1150	23.0000	0.2256	0.0616	1.0690	nd	< 0.0100	0.3675	< 0.00008	< 0.002

El contenido elevado del ion  $\text{SO}_4$  en su mayoría, corresponde a las muestras con pH ácido (Figura 6.6). El agua de la laguna Paucarani es la que presenta el contenido mayoritario del ion sulfato, cuya concentración alcanza 5038.4 mg/L, ya que esta agua se origina como producto de la mezcla de agua meteórica con fluidos volcánicos provenientes del sistema hidrotermal del volcán Paucarani. Esto se evidencia con presencia de fumarolas a 1 km al S-E del domo de este volcán. La presencia de pozos de lodo ácido hirviente es otra evidencia de la existencia de un sistema hidrotermal volcánico.

Por otro lado, en la Figura 6.6 se observa que las aguas subterráneas y superficiales frías también presentan ion sulfato en concentraciones considerables debido a que las aguas meteóricas se infiltran en las partes altas de los nevados con presencia de alteración hidrotermal y fluidos termales volcánicos (Mapa 2). Esto produce procesos de lixiviación, óxido-reducción, condensación, mezcla, etc. Estas aguas subterráneas

originalmente son ricas en  $\text{O}_2$ , por lo cual parte o la totalidad del  $\text{H}_2\text{S}$  es oxidado y transformado a  $\text{SO}_4$  (Ecuación 01).



Asimismo, se produce mezcla de flujo lateral, que podría estar influenciando en el pH y la composición química de los pozos localizados en las pampas El Ayro (Figura 6.6).

En la zona de estudio la mezcla se estaría produciendo en zonas someras del sistema; siendo uno de los procesos que comúnmente afecta a los fluidos geotermales durante el ascenso (Fournier, 1977). Sin embargo, las aguas pueden exhibir razones de mezcla variables y pueden ser reconocidas por una correlación inversa de la temperatura y el caudal de las manifestaciones; así como por una correlación positiva entre componentes conservativos e isotópicos. Debido a que la mezcla de aguas altera el equilibrio agua-mineral, se producen cambios en las concentraciones iniciales de componentes reactivos (Arnórsson et al., 2007).

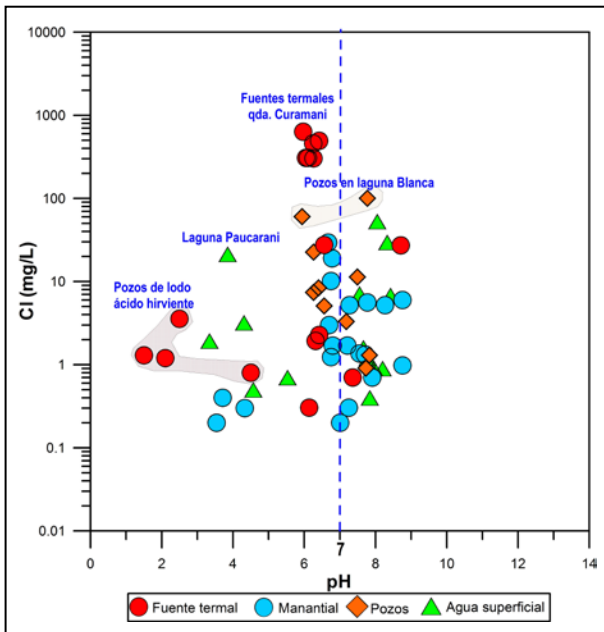


Figura 6.5 Diagrama binario de Cl vs pH.

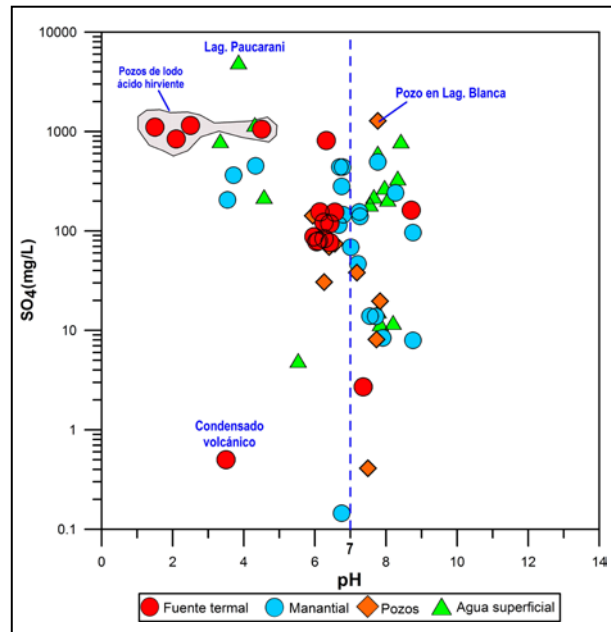


Figura 6.6 Diagrama binario de SO<sub>4</sub> vs pH.

Las proporciones químicas SO<sub>4</sub>/Cl más altas son para las aguas con valores de pH ácidos (Figura 6.7). Asimismo, se observa que la disminución de la proporción química SO<sub>4</sub>/Cl tiene relación con la altitud. Las fuentes termales localizadas a altitudes elevadas presentan mayor SO<sub>4</sub>/Cl (Figura 7). Es preciso destacar que la

tendencia de la relación SO<sub>4</sub>/Cl con el pH sugiere un proceso de mezcla para las aguas muestreadas. La mezcla de aguas ácidas sulfatadas con aguas cloruradas o viceversa, así como la mezcla con aguas meteóricas, se estarían produciendo en algunas áreas hidrotermales.

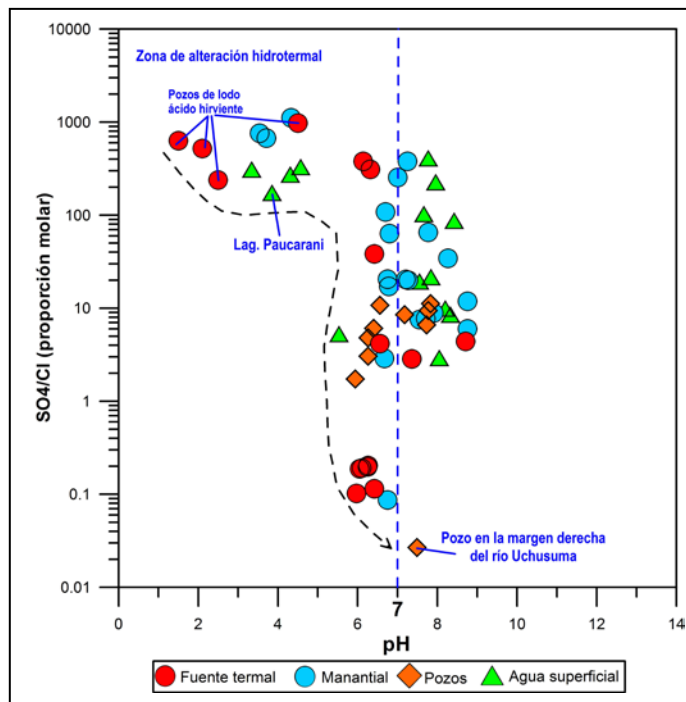


Figura 6.7 Diagrama binario SO<sub>4</sub>/Cl vs pH para las aguas asociada al sistema geotermal de Paucarani.

## 6.1.1 Clasificación hidroquímica de las aguas

### 6.1.1.1 Diagrama de Stiff

La representación de los resultados analíticos (elementos mayores) en diagramas de Stiff (1951) y su distribución espacial (Mapa 4) permitieron observar principalmente, la variación de los elementos químicos de acuerdo a la dirección de flujo y las distancias recorridas por las aguas.

En el mapa de distribución de diagramas de Stiff (Mapa 4) se muestran las familias químicas para las aguas termales y frías. La evaluación de la variabilidad química de las aguas se realizó por sectores, tal como se describe a continuación:

- **Sector quebrada Achuco:** la dirección de flujo del agua en superficie en esta zona, es de NO-SE. La familia química predominante para las fuentes termales es Na-HCO<sub>3</sub>, con inclinación del polígono de Stiff hacia el vértice de Ca-Mg; mientras que las fuentes de agua fría son Ca-SO<sub>4</sub> y Mg-SO<sub>4</sub> y en algunas muestras se evidencia el vértice de Na (Mapa 4). Este tipo de aguas posiblemente se origina de la mezcla entre el agua meteórica con fluidos volcánicos. La composición química de las aguas también está asociada a procesos de alteración hidrotermal existente en la zona.

- **Sector quebrada Curimani:** el flujo de agua en superficie en el sector es de dirección O-E; las aguas en su mayoría son del tipo Na-Cl y Ca.Mg-SO<sub>4</sub> (Mapa 4). Sin embargo, el agua de las pozas de lodo ácido son SO<sub>4</sub> y la fuente 36X-AGT-37 es Na-HCO<sub>3</sub>. El agua fría que surge a mayor altitud que las aguas termales es Ca-SO<sub>4</sub> asociada a depósitos de alteración hidrotermal.

- **Sector quebrada Huancune:** las aguas termales son tipo SO<sub>4</sub>, por tratarse de agua meteórica mezclada con condensados volcánicos con ligera concentración de Na, Ca y Mg (Mapa 4). Mientras que las fuentes de agua fría (36X-AGT-44 y 36X-AGT-63) son de tipo Ca-HCO<sub>3</sub>.SO<sub>4</sub> y Ca-SO<sub>4</sub>. El flujo de agua en superficie es de O-E y E-O, asociada a depósitos de alteración hidrotermal.

- **Sector nevado Paucarani:** el flujo de agua en superficie en la zona es de dirección N-S. El tipo de agua del condensado volcánico es Na-SO<sub>4</sub> y las fuentes frías son del tipo SO<sub>4</sub>; este es el ion con elevada concentración, seguido de Na, Ca, Mg y K (Mapa 4). Estas aguas desembocan a la laguna Paucarani, cuyo pH es ácido y con ion dominante SO<sub>4</sub>.

Asimismo, en el mapa de distribución del diagrama Stiff, se observa que el río Uchusuma fluye en dirección NS-SE, que se

forma con el agua meteórica. Este se filtra desde los nevados y montañas y fluyen por las quebradas formando cauces sobre el terreno hasta formar un cauce principal que desemboca en la represa Paucarani, cuya composición química proviene de la mezcla de las aguas provenientes de los sectores antes descritos, y son del tipo de agua Mg-SO<sub>4</sub> (Mapa 4).

Posteriormente, las aguas del río Uchusuma se juntan con las aguas provenientes del cerro Pacutani y la laguna Condorpico, cuyo ion mayoritario es el HCO<sub>3</sub> seguido de SO<sub>4</sub>, Na, Ca y Mg (Mapa 4).

Por otro lado, en el sector El Ayro el agua fluye de NO-SE y N-S; en esta zona se localizan los pozos perforados por el Proyecto Especial Tacna. El agua meteórica se filtra desde las montañas y fluye hacia el acuífero de la pampa El Ayro y la Laguna Blanca. Según, el mapa de distribución del diagrama de Stiff (Mapa 4), la facie química predominante es Ca-HCO<sub>3</sub> con concentraciones considerables de Na, K y Mg. Asimismo, se observa que los pozos localizados hacia la margen derecha del río Uchusuma en dirección a la Laguna Blanca, se incrementa el ion SO<sub>4</sub>, tal es el caso de la fuente 36X-AGT-18 cuya concentración de SO<sub>4</sub> alcanza a 1282 mg/L, seguido de Ca, Mg y K.

### 6.1.1.2 Diagrama de Langelier-Ludwig

La clasificación hidroquímica, basada en la distribución de las muestras de agua en el diagrama de Langelier-Ludwig (Langelier y Ludwig, 1942), muestra que las aguas que surgen como manantiales y pozos, y las superficiales con temperaturas menores a 17 °C, se ubican en el cuadrante de agua tipo bicarbonatada cálcica (Ca.Mg-HCO<sub>3</sub>) y sulfatada cálcica (Ca-SO<sub>4</sub>). Sin embargo, en su mayoría estas aguas predominan como Ca-SO<sub>4</sub> asociadas a procesos de oxidación de H<sub>2</sub>S y/o lixiviación del CaSO<sub>4</sub> (Figura 6.8).

Mientras que, las aguas termales se sitúan en el cuadrante de agua clorurada sódica (Na-Cl), sulfatada cálcica (Ca-SO<sub>4</sub>) y bicarbonatada cálcica-magnésica (Ca.Mg-HCO<sub>3</sub>). Las aguas de los pozos ácidos hirvientes y del condensado volcánico son del tipo agua sulfatada mixta (Na-SO<sub>4</sub>, Ca-SO<sub>4</sub>), que por su elevado contenido de azufre disuelto en forma de ion sulfato, es indicativo que estaría asociada a fluidos volcánicos.

Las aguas Na-Cl, posiblemente se deriven de la disolución de la halita o podrían tener relación con el recorrido de las aguas a niveles profundos y se originan en sistemas de alta entalpía (Nicholson, 1993; Marini, 2000).





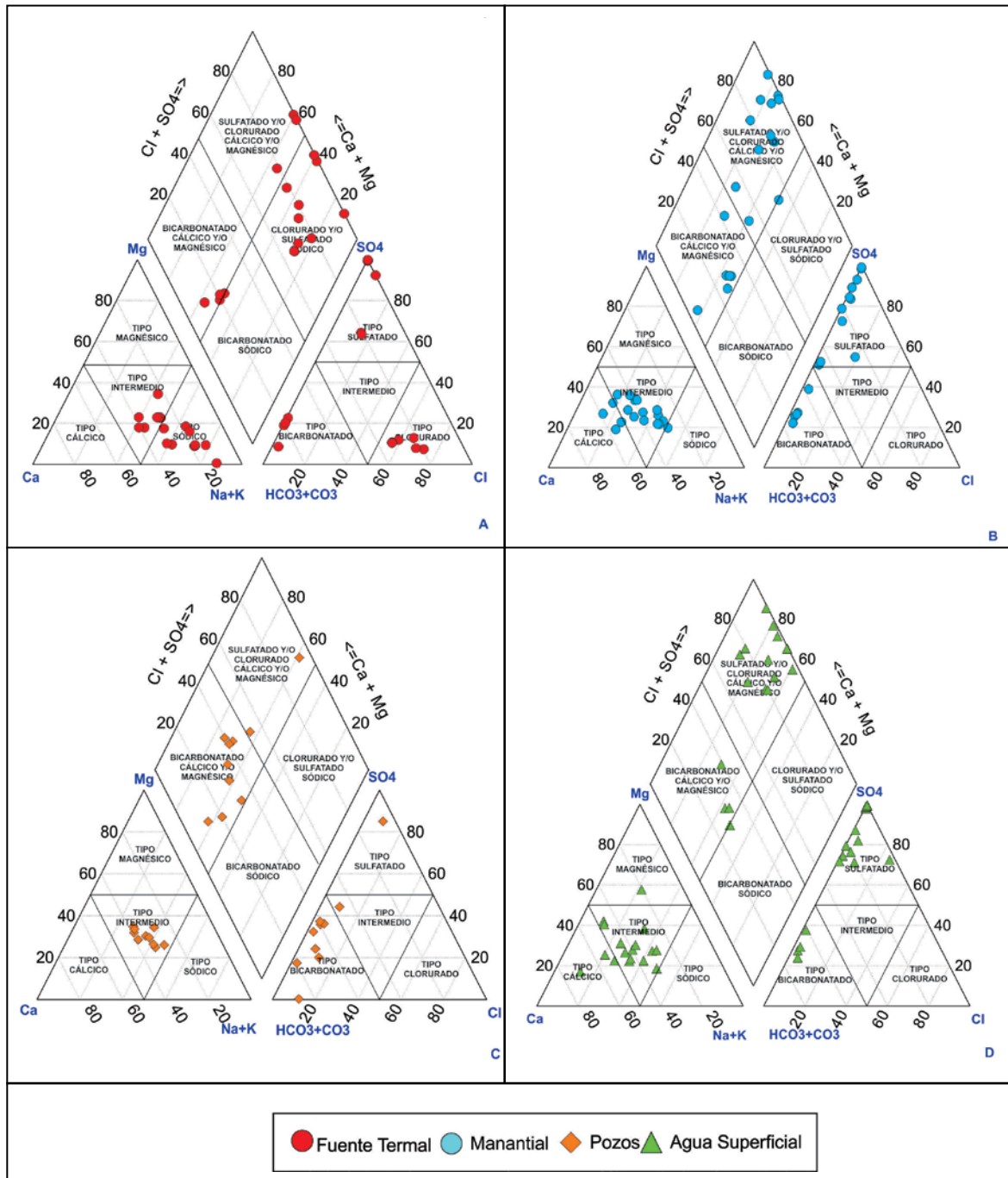


Figura 6.9 A) Diagrama de clasificación de Piper para fuentes termales, B) Diagrama de clasificación de Piper para manantiales, C) Diagrama de clasificación de Piper para pozos, y D) Diagrama de clasificación de Piper para aguas superficiales.

#### 6.1.1.4 Diagrama ternario Cl-SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub>

El diagrama ternario propuesto por Giggenbach (1988) clasifica las aguas utilizando las concentraciones de aniones mayoritarios presentes en el agua, que corresponde a Cl, SO<sub>4</sub> y HCO<sub>3</sub>. Mediante el análisis de estos tres aniones se puede inferir el origen de los fluidos y los procesos que estos hayan sufrido durante su

ascenso a la superficie (de aguas inmaduras, ácidas y oxidadas a aguas maduras, neutras y reducidas). Particularmente, la composición de las aguas cloruradas neutras (aguas maduras) entrega información relevante de las condiciones fisicoquímicas del reservorio, porque son el producto final del equilibrio entre agua y roca (Giggenbach, 1997).

El diagrama ternario Cl-SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub> (Giggenbach, 1988; Figura 6.10) muestra que las aguas asociadas al sistema geotermal de Paucarani se localizan mayoritariamente en los campos de agua sulfatada y bicarbonatada. Mientras que, las aguas cloruradas surgen de manera puntual en la quebrada Curimani, posiblemente asociado a un periodo largo de circulación, con elevados tiempos de residencia y mayor interacción con las rocas. Sin embargo, estas aguas en zonas someras del sistema se estarían mezclando con condensados volcánicos y aguas frescas.

El 41 % de las aguas subterráneas y superficiales frías presenta elevada concentración de SO<sub>4</sub> en su composición química, de ahí que se ubican en el campo de aguas calentadas por vapor en dirección al vértice de SO<sub>4</sub> (Figura 6.10). Asimismo, el agua de un pozo localizado en la Laguna Blanca presenta elevado contenido de SO<sub>4</sub>, indicativo que hay contribución geotermal a la química de las aguas de los pozos localizados en las pampas El Ayro viejo.

Las aguas sulfatadas podrían tener una vinculación más directa con el volcanismo de la zona, lo cual se evidencia presencia

de gases sulfurosos, de pozos de lodo ácido hirviendo con alto contenido de azufre y de ácido sulfhídrico (H<sub>2</sub>S).

Las aguas bicarbonatadas localizadas al S-SO del volcán Paucarani estarían asociadas a procesos de actividad volcánica. El CO<sub>2</sub> (de origen magmático) a distintas temperaturas y a elevadas presiones se mantiene en solución en el fluido hidrotermal. Una vez que la temperatura desciende a menos de 330 °C, el CO<sub>2</sub> (aq) se vuelve reactivo y altera la roca caja del acuífero, precipitando calcita y bicarbonato. Estos precipitados se disuelven en aguas de baja salinidad y se incrementa el bicarbonato a medida que disminuye la temperatura. Mientras que, las aguas bicarbonatadas de los pozos de El Ayro nuevo, localizadas al NE-E del centro poblado de Alto Perú, están asociadas a procesos de interacción agua roca.

La mezcla de las aguas en la zona es de flujo lateral en dirección NNO-SE desde la zona de los nevados Huancuncu, Coruma, Barroso y Paucarani hacia la Laguna Blanca. El agua fluye tanto a nivel superficial por las quebradas, el río Uchusuma, y a nivel subterráneo favorecido por el sistema de fallas que facilitan su circulación.

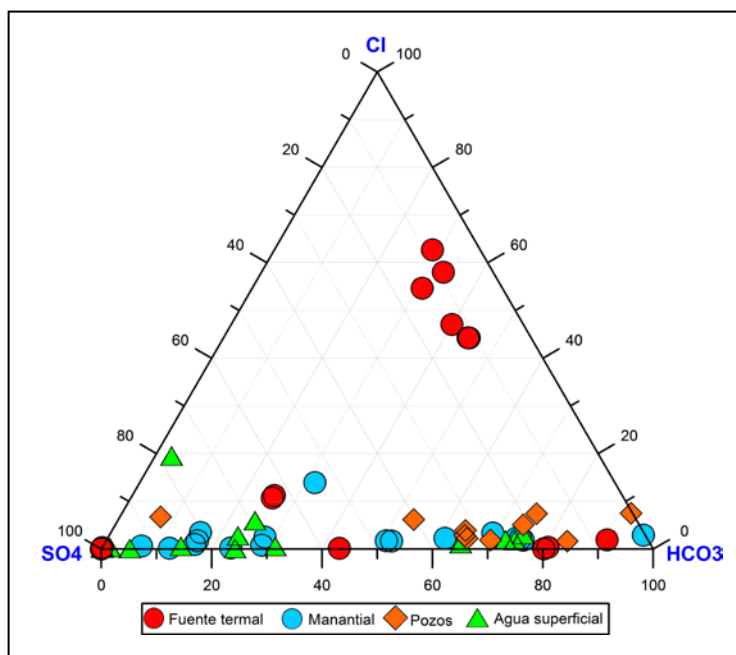


Figura 6.10 Contenido relativo de Cl, SO<sub>4</sub> y HCO<sub>3</sub> para las muestras de aguas termales y frías asociada al sistema geotermal de Paucarani (Giggenbach, 1988).

## 6.1.2 Trazadores químicos

### 6.1.2.1 Diagrama ternario Cl-Li-B y binario Cl-B

El Cl y B son elementos conservativos en los sistemas geotermales, ya que son fijados en la fase fluida sin llegar al equilibrio. Estos elementos son considerados como los

mejores geoindicadores para determinar el origen del fluido en un sistema geotérmico. El Li es el elemento alcalino menos afectado por procesos de absorción secundaria. El Li también se libera durante las interacciones agua-roca y permanece en gran medida en solución (Giggenbach y Soto, 1992; Mainza, 2006; Tassi et al., 2010). El Cl y B no se incorporan fácilmente

en los minerales secundarios de alteración, por lo que pueden considerarse especies químicas conservadoras (Seyfried et al., 1984; Nicholson, 1993; Tassi et al., 2010).

El diagrama ternario Cl-Li-B (Figura 6.11, Giggenbach, 1991a) muestra que las aguas asociadas al sistema geotermal Paucarani no presentan un origen común. Las aguas termales se distribuyen en tres campos : 1) aguas que provienen de un sistema hidrotermal antiguo con baja absorción de vapor y menor proporción de B/Cl. En este campo básicamente se trata de muestras con bajo contenido de B y en aguas frías es nula la presencia de B, 2) aguas que se originan desde un sistema hidrotermal joven con absorción de vapor de elevada proporción de B/Cl, asociadas a un sistema al sistema hidrotermal joven

(Mainza, 2006), posiblemente corresponde al volcán Paucarani, y 3) aguas con pérdida de Li o absorción de B y Cl, es interesante que tanto Cl como el B se agreguen a soluciones que contienen Li en proporciones cercanas a la roca de corteza.

Asimismo, las altas concentraciones de B que presentan las aguas en estudios podría deberse a la alteración meteórica de rocas volcánicas y a la actividad hidrotermal del volcán Paucarani (Risacher, 1984), o estar relacionadas con el lixiviado meteórico y/o hidrotermal de rocas ricas en B (Murray, 1996). También, la presencia de B en las aguas estaría relacionada con el proceso de interacción agua-roca sedimentaria controlado por la temperatura del fluido (Arnorsson & Andresdottir, 1995).

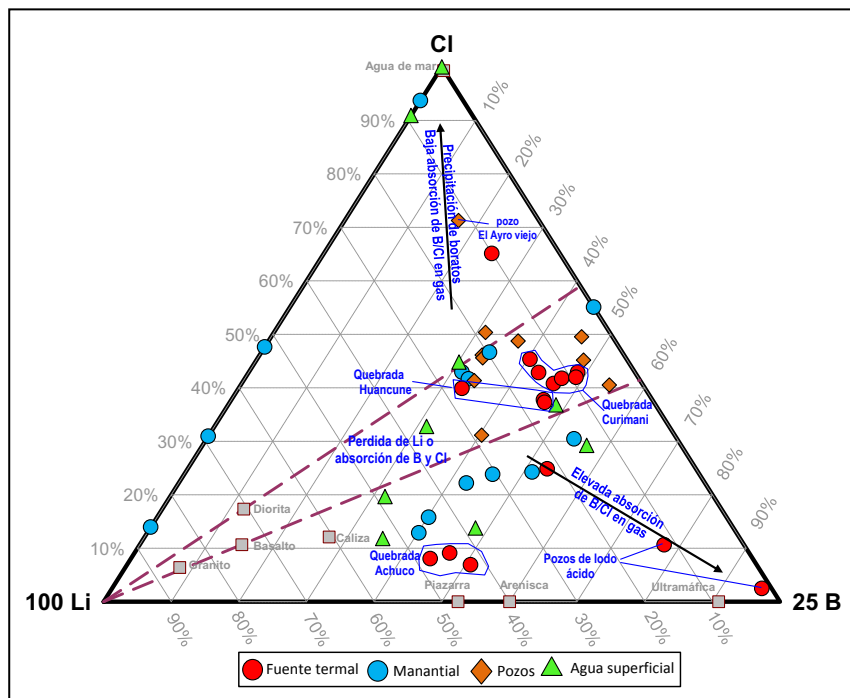


Figura 6.11 Diagrama ternario Cl-Li-B (clasificación con elementos conservativos).

Las relaciones Cl/B de aguas hidrotermales pueden usarse para identificar procesos subsuperficiales, como la interacción agua-roca, la degasificación del magma y la alimentación del agua de mar en un sistema geotérmico (Arnorsson y Andresdottir, 1995; Valentino y Stanzione, 2003). Por un lado, las proporciones de Cl/B encontradas en las muestras de agua indicaron tres procesos dominantes para las aguas termales de la zona geotermal de Paucarani: 1) mezcla del agua subterránea, 2) interacción agua-roca con la roca huésped andesítica y 3) separación de fases. Por otro lado, las relaciones Cl/B de las

aguas termales hospedadas por fallas generalmente se vieron afectadas por la interacción agua-roca con la roca huésped andesítica (Figura 6.12).

El agua geotérmica de Paucarani presenta una menor proporción Cl/B que la roca andesítica (Figura 6.12), algo que puede ser causado por la separación de fases en reservorios de alta temperatura (>300 ° C) (Truesdell et al. 1989). Este proceso elimina B del reservorio geotérmico y aumenta así relativamente la concentración de Cl del fluido hidrotermal remanente (Truesdell et al., 1989; Arnorsson y Andresdottir, 1995).



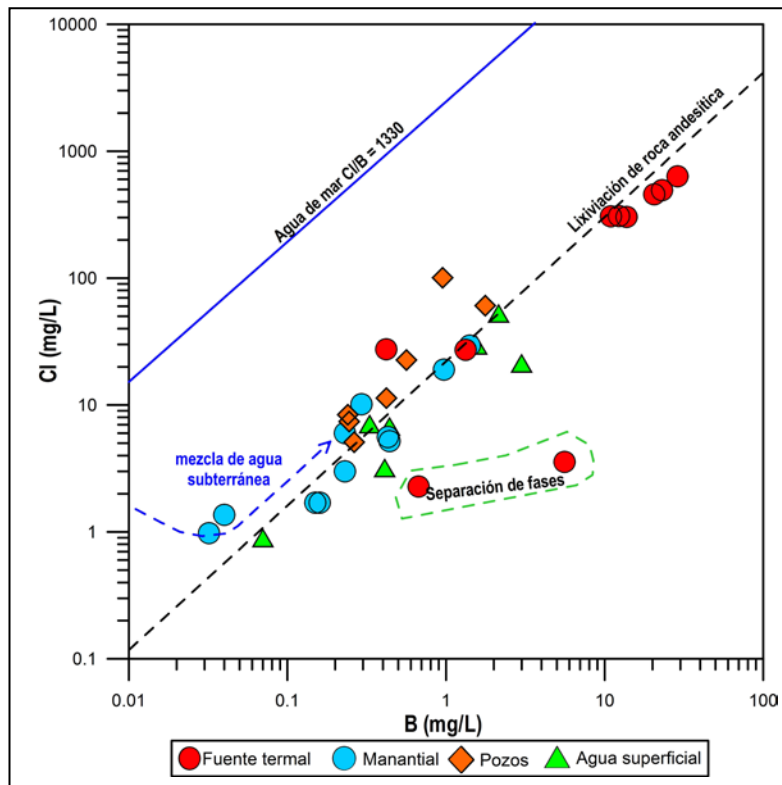


Figura 6.12 Diagrama Boro vs Cloruro (Wrage et al., 2017).

### 6.1.2.2 Diagrama ternario Li-Rb-Cs

Los contenidos relativos Li, Rb y Cs, representados en el diagrama ternario para las aguas termales y frías asociadas al sistema geotermal de Paucarani, muestran que existen una mezcla entre aguas subterráneas frías, aguas meteóricas y aguas geotérmicas con constituyentes característicos de Cl, B, Li, Rb y Cs; afectadas por procesos de interacción agua-roca (Giggenbach, 1991).

Asimismo, se observa que la mayoría de las aguas tanto termales como frías se ubican en dirección a los vértices Rb y Cs. Sin embargo, más del 50 % de las muestras termales se ubican hacia la región del vértice de Cs. Podría inferirse que las aguas durante su recorrido disminuye el elemento Rb,

debido a procesos secundarios de mineralización, donde el Rb es absorbido por la Illita y Feldespato Potásico incorporando al Rb en su estructura cristalina a temperaturas > 300 °C. Mientras que, las aguas que se ubican hacia la región del vértice de Rb están asociadas a la composición de las rocas de corteza (Figura 6.13).

El agua de pozo (36x-AGT-18) que surge en la Laguna Blanca se ubica hacia el vértice del Li en la región donde el Cs es absorbido en zeolitas a temperaturas <300 °C. En general las aguas termales y frías presentan descargas con flujo de salida lateral, favorecido por el sistema de fallas y fracturas propias de la zona (Figura 6.13) y luego fluyen en dirección N-S tal como se observa en el mapa de flujo determinado en el estudio hidrogeológico de la zona (Figura 5.8).

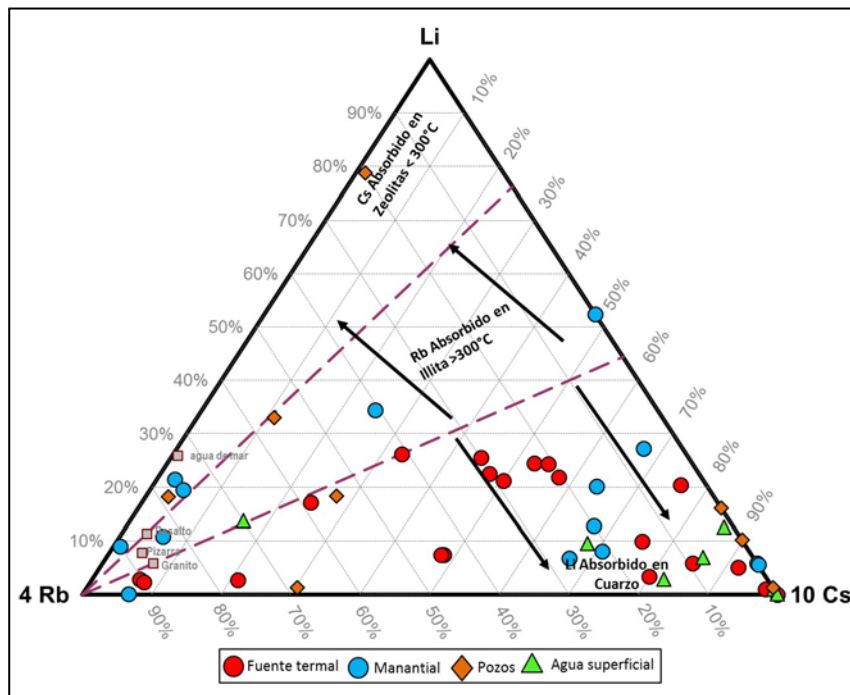


Figura 6.13 Contenido relativo de Li, Rb y Cs para las aguas termales y frías, asociadas al sistema geotermal Paucarani (Giggenbach y Goguel, 1989).

### 6.1.3 Geotermómetros

En el presente estudio, se aplicaron las ecuaciones de geotermómetros químicos en fase líquida para muestras de agua termal, con la finalidad de realizar la estimación de la temperatura de equilibrio del reservorio asociado al sistema geotermal de Paucarani.

Dentro de los geotermómetros acuosos se utilizaron los geotermómetros químicos de la solubilidad de sílice (cuarzo) (Fournier y Potter II, 1982b) y de intercambio iónico tales como Na/K (Fournier, 1979), Na-K-Ca (Fournier y Truesdell, 1973), Na-K-Ca-Mg (Fournier y Potter II, 1979; y Nieva y Nieva, 1987) respectivamente.

#### 6.1.3.1 Geotermómetro de sílice

El geotermómetro de sílice, es considerado altamente fiable y apropiado para la determinación de la temperatura en profundidad. La existencia de situaciones de equilibrio respecto a calcedonia o cuarzo, está favorecida por la composición mineralógica de los reservorios geotermales. La solubilidad de los minerales de sílice es controlada a temperaturas menores a 340 °C ya que existe una relación proporcional entre la temperatura y la solubilidad del sílice (Fournier, 1991).

A temperaturas menores a 300 °C las variaciones de presión a condiciones hidrostáticas tienen un menor efecto en la solubilidad de cuarzo y de sílice amorfa (Fournier y Potter, 1982; Fournier y Rowe, 1966).

Dependiendo de la fase mineral que controle la solubilidad de sílice, existirán distintas curvas de equilibrio fluido-mineral. Estas concentraciones de sílice se pueden expresar en función de la temperatura mediante las siguientes ecuaciones (Fournier, 1977):

Cuarzo adiabático con máxima pérdida de vapor (25°-250°C) (Fournier, 1977)

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{1522}{(5.75 - \log S)} - 273.15$$

Cuarzo conductivo con máxima pérdida de vapor (25 °C -900 °C) (Fournier y Potter, 1982)

$$T(^{\circ}\text{C}) = -42.2 + 0.28831S - 3.6686 \times 10^{-4} S^2 + 3.1665 \times 10^{-7} S^3 + 77.034 \log S$$

Calcedonia (50-250°C) (Fournier, 1977)

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{1032}{(4.69 - \log S)} - 273.15$$

Cristobalita  $\alpha$  (100 °C -250°C) (Fournier, 1977)

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{1000}{(4.78 - \log S)} - 273.15$$

Cristobalita  $\beta$  (25-250°C) (Fournier, 1991)

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{781}{(4.51 - \log S)} - 273.15$$

Sílice amorfa (25-250°C) (Fournier, 1977)

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{731}{(4.52 - \log S)} - 273.15$$

*S* representa a SiO<sub>2</sub> en mg/L

Los resultados obtenidos con los geotermómetros sílice para el sistema geotermal Paucarani, se presenta en el Cuadro 6.3 y en la Figura 6.14, donde se muestran los resultados de las temperaturas calculadas utilizando las ecuaciones descritas en el párrafo anterior. La temperatura estimada más baja la da el geotermómetro de sílice amorfa y cristobalita beta con temperaturas menores a 125 °C; la temperatura estimada más alta la da con el geotermómetro de cuarzo conductivo con temperaturas hasta 221.70 °C.

En las pozas de lodo ácido hirviendo, cuyo lodo se mantiene líquido y caliente por la condensación de vapor que proviene de niveles profundos y por el agua de lluvia, se presenta la mayor concentración de sílice. El incremento de SiO<sub>2</sub> está asociado a procesos de alteración de la roca (lixiviación), donde el agua caliente y ácida disuelven las rocas circundantes; además, la concentración de SiO<sub>2</sub> está controlada por la solubilidad del cuarzo con el aumento de la temperatura.

**Cuadro 6. 3**

**3 Temperatura (°C) de los geotermómetros de sílice (resultados de las aguas termales) para el sistema geotermal Paucarani**

Código	Sílice amorfa	Cristobalita alfa	Cristobalita beta	Chalcedonia conductivo	Cuarzo conductivo	Cuarzo adiabático
36X-AGT-002	62	137	87	166	187	173
36X-AGT-003	10	79	31	102	130	126
36X-AGT-024	21	91	42	115	142	136
36X-AGT-037	6	74	26	97	125	122
36X-AGT-042	53	127	77	155	177	166
36X-AGT-045	75	151	101	182	201	184
36X-AGT-60	48	121	71	149	172	161
36X-AGT-61	44	117	67	144	167	157
36X-AGT-66	95	172	122	206	222	200
36X-AGT-68	65	140	90	170	190	176
36X-AGT-69	62	137	87	166	187	173
36X-AGT-71	83	160	109	191	209	191
36X-AGT-72	60	134	84	163	184	171
36X-AGT-73	55	128	79	157	179	167
36X-AGT-74	57	131	81	160	181	169
36X-AGT-75	71	146	96	177	196	181

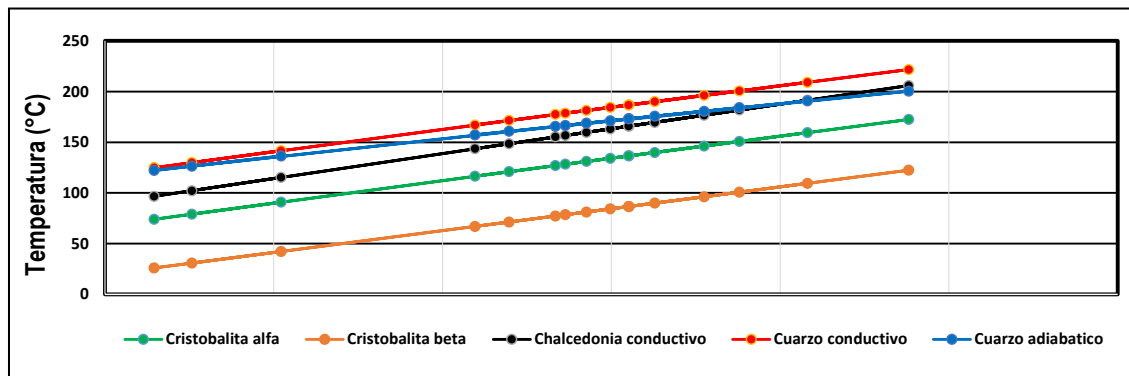


Figura 6.14 Temperaturas de geotermómetros de sílice para las aguas termales asociadas al sistema geotermal Paucarani.

### 6.1.3.2 Geotermómetros catiónicos

La geotermometría química se aplica en exploración y monitoreo geotérmico. Su finalidad es estimar la temperatura del reservorio, calculado desde la composición química o isotópica de los fluidos geotérmicos, la cual está controlada por reacciones químicas, que dependen principalmente de la temperatura de equilibrio entre el fluido geotérmico y los minerales a profundidad (Díaz et al., 2008).

Los geotermómetros catiónicos se basan en la dependencia de la temperatura y en el intercambio de iones o de partición de los álcalis entre las soluciones y las fases sólidas. Las proporciones de constituyentes disueltos cambian con la temperatura de equilibrio. Por ejemplo, los geotermómetros que se basan en razones catiónicas como Na-K (Fournier, 1979) y K-Mg (Giggenbach, 1988) son herramientas para evaluar las condiciones de temperatura en profundidad de un sistema geotérmico (Giggenbach y Goguel, 1989). Esto es porque son menos susceptibles a ser modificados por procesos secundarios como dilución y ebullición. En teoría, cualquier proporción química de cationes en especies acuosas sin carga puede ser usada como geotermómetro mientras mantenga el equilibrio (Arnórsson y Svavarsson, 1985).

#### 6.1.3.2.1 Geoindicador de Na-K- Mg

Este geotermómetro ternario (Figura 6.15) propuesto por Giggenbach (1988) permite evitar los problemas de evaluación por separado los geotermómetros de Na/K y  $K^2/Mg$ . El geotermómetro Na-K-Mg no solo es útil para calcular la temperatura en la subsuperficie, también es muy útil para establecer el grado de equilibrio entre el agua y la roca. Este diagrama permite la representación de las iso-proporciones químicas de Na/K y  $K^2/Mg$  que son equivalentes a las temperaturas dadas por los geotermómetros respectivos, con lo que estas líneas de iso-proporciones son también isothermas.

La intersección de dos isothermas de igual temperatura entrega razones de Na/K y  $K^2/Mg$ , correspondientes al equilibrio del fluido con las fases minerales que controlan el equilibrio; la unión de estos puntos a diferentes temperaturas genera la curva de equilibrio total (Giggenbach, 1988).

El sistema Na-K-Mg estima las temperaturas en sub-superficie, de acuerdo a las ecuaciones de temperatura definidas por Giggenbach et al. (1983b).

La ecuación del geotermómetro de K-Na, propuesta por Giggenbach et al. (1983b) es:

$$T(^{\circ}C) = \frac{1390}{1.75 + \log\left(\frac{Na}{K}\right)} - 273.15$$

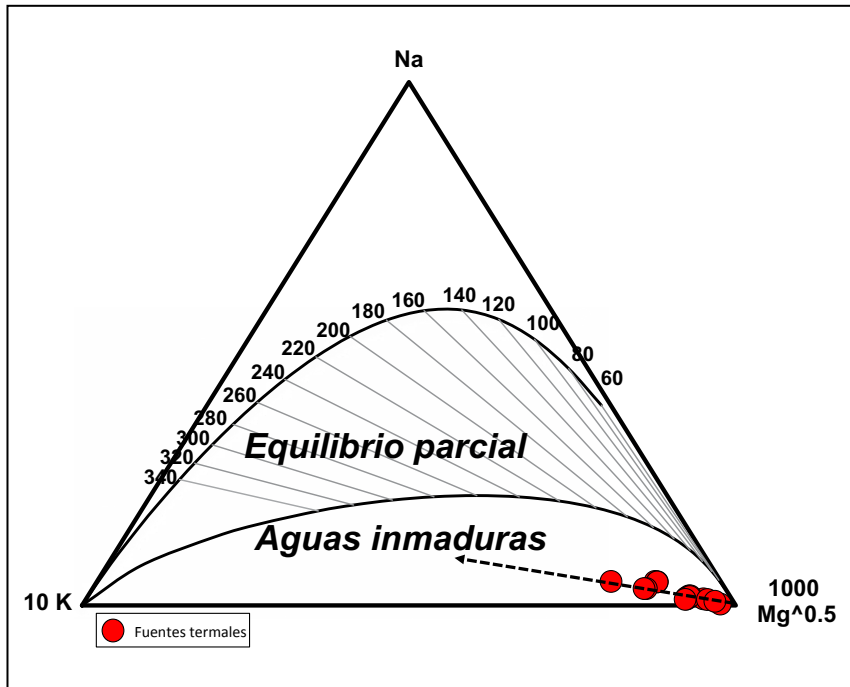
La ecuación del geotermómetro de K-Mg, propuesta por Giggenbach et al. (1983b) es:

$$T(^{\circ}C) = \frac{4410}{14 - \log\left(\frac{K^2}{Mg}\right)} - 273.15$$

Los valores de las concentraciones K, Na y Mg están en mg/L.

Mediante el diagrama ternario de Giggenbach, (1988, Figura 6.15) se realizó la evaluación de los datos analíticos de Na, K y Mg de las muestras de aguas termales, donde se observa que las aguas en estudio se sitúan cerca del vértice del magnesio, denominándolas aguas inmaduras. Las aguas con elevado contenido de Mg son debido a la mezcla con aguas meteóricas que se infiltran desde zonas de mayor altitud y de temperaturas menores a 100 °C. Para las aguas termales del presente estudio, se obtendrán valores irreales de los geotermómetros sodio potasio (K-Na); mientras que los obtenidos con los geotermómetros magnesio potasio (K-Mg) podrían ser aún válidas, al menos para el caso cuando las aguas no sean demasiado ácidas y con elevado contenido de sulfato (Cuadro 6.4).





**Figura 6.15** Diagrama ternario propuesto por Giggenbach (1988) para las aguas termales asociadas al sistema geotermal Paucarani.

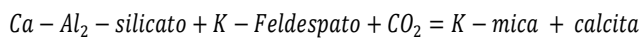
**Cuadro 6. 4**

**Resultados de estimación de temperaturas (°C) por geotermómetros en fase líquida para el sistema geotermal Paucarani**

Código	Na-K-Ca	Na-K-Ca Mg corr	K/Mg Giggenbach 1986
36X-AGT-002	222.15	77.99	100.32
36X-AGT-003	235.69	42.03	85.76
36X-AGT-024	89.57	67.76	76.12
36X-AGT-037	74.02	39.14	60.18
36X-AGT-042	247.83	66.92	88.12
36X-AGT-045	99.22	91.40	88.27
36X-AGT-60	233.70	40.60	84.89
36X-AGT-61	238.24	44.44	85.55
36X-AGT-66	88.71	55.92	72.61
36X-AGT-68	221.30	73.84	99.34
36X-AGT-69	221.92	73.11	99.44
36X-AGT-71	99.62	91.59	89.38
36X-AGT-72	67.88	67.88	65.30
36X-AGT-73	264.78	87.12	117.40
36X-AGT-74	260.15	47.61	105.64
36X-AGT-75	261.06	56.50	106.54

**6.1.3.2.2 Geotermómetro comparativo de K/Mg y K/Ca extrapolado con Log (K<sup>2</sup>/Mg)**

Otro catión restante a considerar en las aguas geotérmicas es el calcio. A través de la formación de la calcita, la cual está vinculada al componente más importante en fase de vapor es el CO<sub>2</sub>. Además la reacción del CO<sub>2</sub> con los silicatos de aluminio favorecido con el incremento de la temperatura, variaciones en la fugacidad y la presión parcial de CO<sub>2</sub>, puede afectar la concentración de calcio en las aguas termales. La reacción que gobierna en las presiones de CO<sub>2</sub> en un sistema de equilibrio completo corresponde según Giggenbach (1986 y 1988) a:

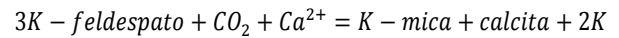


La temperatura dependiente de esta reacción univariante se da con la precisión (P<sub>CO2</sub> en bar) adecuada por la siguiente ecuación:

$$\log P_{CO_2} = 0.0168t - 3.78$$

Las presiones o el contenido del CO<sub>2</sub> están asociados a la descarga natural desde las fuentes termales (burbujas presentes en el agua); sin embargo, son prácticamente imposibles determinar con cierto grado de fiabilidad. En lugar de utilizar el contenido de CO<sub>2</sub> en las aguas es mejor evaluar el efecto de esta especie en otros constituyentes del fluido profundo (Giggenbach, 1988).

La relación del CO<sub>2</sub> y el Ca en el sistema de equilibrio total es:



La constante de equilibrio para esta reacción, para propósitos prácticos, puede ser considerado como la temperatura independiente, su dependencia P<sub>CO2</sub> corresponde a:

$$Lkc = \log \left( \frac{c^2k}{c_{ca}} \right) = \log p_{CO_2} + 3.0$$

Esta última ecuación podría permitir la evaluación directa de las presiones de CO<sub>2</sub> desde la medida del contenido de K y Ca de las descargas de agua en superficie. La combinación de los geotermómetros de K-Ca y K-Mg es un método que permite la determinación del contenido de CO<sub>2</sub> y las temperaturas, es decir, el equilibrio final de las aguas con la roca (Figura 6.16).

En el diagrama desarrollado por Giggenbach (1988), se muestra claramente que las aguas son inmaduras que interaccionan con la roca sin alcanzar el equilibrio. La característica de la roca es una asociación de minerales que incluye la calcita, dolomita, anhidrita y fluorita (e.g. Marini et al., 1986). Asimismo, el diagrama sugiere que las aguas pueden haberse formado simplemente cerca de la disolución iso-química de la roca sin llegar al equilibrio (Giggenbach et al., 1988) con temperaturas menores a 120 °C.

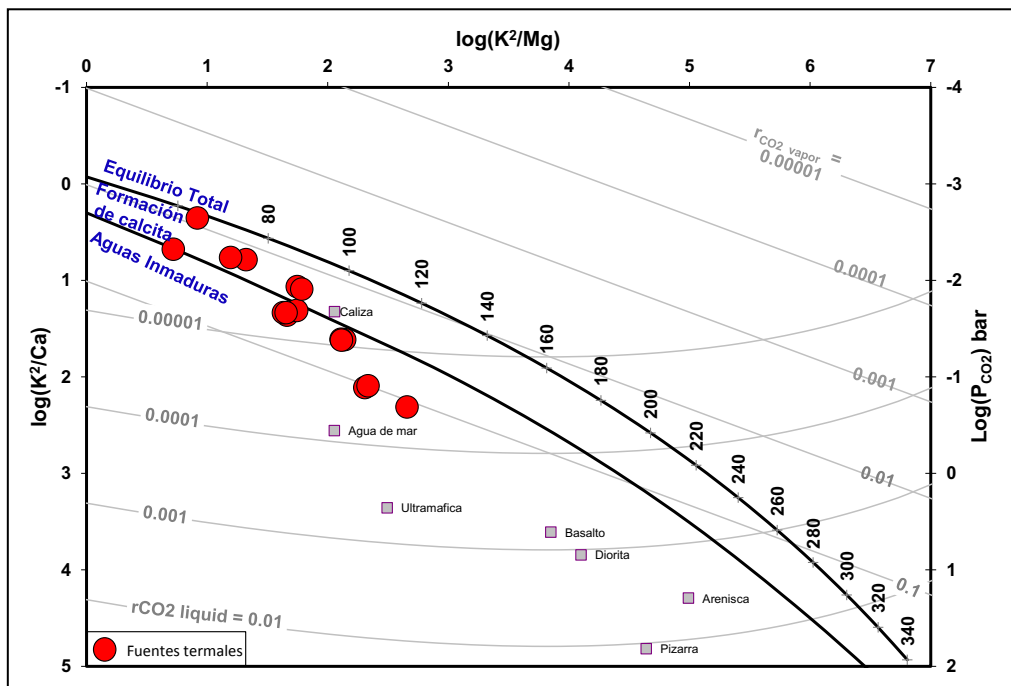


Figura 6.16 Geotermómetro comparativo de K/Mg y K/Ca extrapolado con Log (K<sup>2</sup>/Mg).

### 6.1.3.2.3. Geoindicador Na-K/Mg-Ca

El diagrama de Na-K/Mg-Ca combina el geotermómetro de Na-K y Mg-Ca en un sistema en equilibrio para saber la interacción del agua con la roca en niveles poco profundos, donde se mezcla con acuíferos de baja temperatura; así como interacciona con vapor caliente y acidificado como consecuencia de la oxidación del H<sub>2</sub>S (Giggenbach y Glover, 1992). El sistema Na-K lentamente muestra que las temperaturas de equilibrio agua-roca reflejan las condiciones en niveles más profundos; mientras que los geotermómetros de equilibrio más rápidos están basados sobre la sílice disuelta y K/Mg cuyo contenido proporciona información sobre temperaturas en niveles poco profundos (Giggenbach, 1988).

Los fluidos geotermales consisten de Na, K, Mg, Ca y otros aniones. Estos elementos pueden ser derivados de la disolución de la roca, que es causada por la condensación ácida y el menor constituyente magmático, desde las rocas de la corteza para lograr alcanzar el equilibrio agua-roca, que generalmente se le llama equilibrio total. La interacción entre los fluidos salientes y las rocas de caja producen cationes y aniones que interactúan con los fluidos hasta alcanzar el equilibrio completo (Giggenbach, 1988).

En el diagrama 10Mg/(10Mg+Ca) vs 10K/(10K+Na) representado en la Figura 6.17, se observa que las aguas termales no alcanzan el equilibrio agua-roca; estas se localizan en la región de disolución isoquímica de la roca y/o procesos de lixiviación de la roca (Giggenbach, 1988). En el diagrama no es posible estimar la temperatura del reservorio, por el carácter ácido de las muestras.

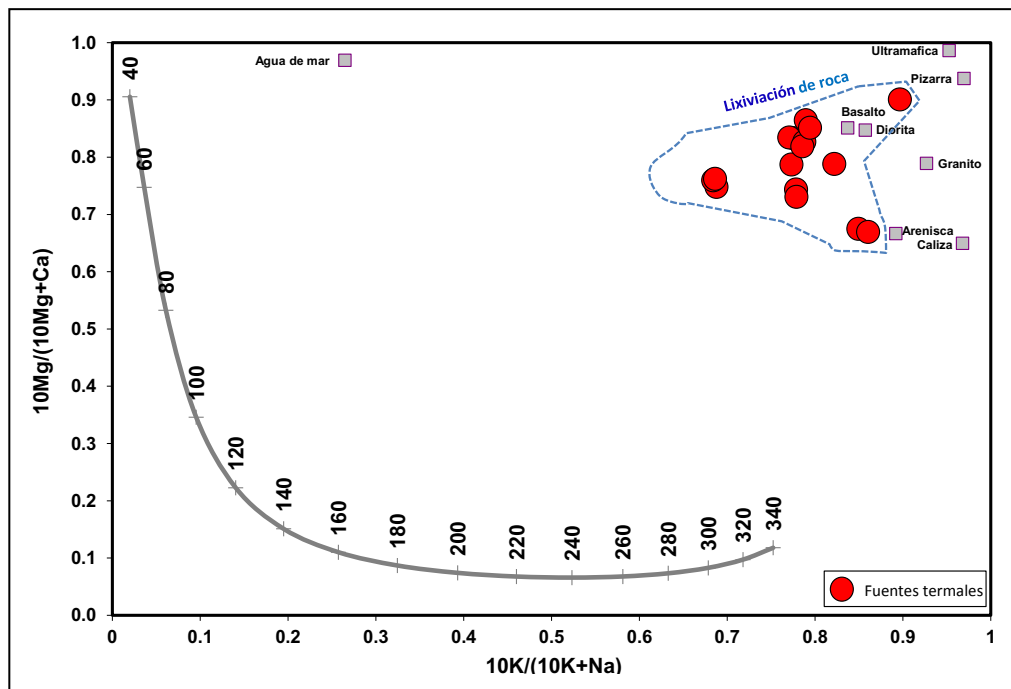


Figura 6.17 Geoindicador de Na-K/Mg-Ca (Giggenbach, 1988).

### 6.1.3.2.4 Diagrama de equilibrio SiO<sub>2</sub>-logK<sup>2</sup>/Mg

La gráfica para evaluar la temperatura de equilibrio en soluciones acuosas y en procesos de enfriamiento potencial, se basa en la sílice disuelta y la relación K<sup>2</sup>/Mg (Giggenbach et al., 1994). Además de proporcionar una estimación de la temperatura del subsuelo, el diagrama binario (SiO<sub>2</sub>) vs log (K<sup>2</sup>/Mg) puede ayudar en la definición de los procesos de enfriamiento que la solución podría haber experimentado; por ejemplo en la

ebullición adiabática y el enfriamiento conductivo. Dado que ambos sistemas químicos responden rápidamente a los cambios de temperatura, pueden proporcionar información del equilibrio final del sistema agua-roca (Gherardi et al., 2000).

En el diagrama SiO<sub>2</sub>-logK<sup>2</sup>/Mg representado en la Figura 6.18, se observa que las fuentes alcanzan el equilibrio en calcedonia, cristobalita alfa, cristobalita beta y sílice amorfa con temperaturas que menores a 120 °C.

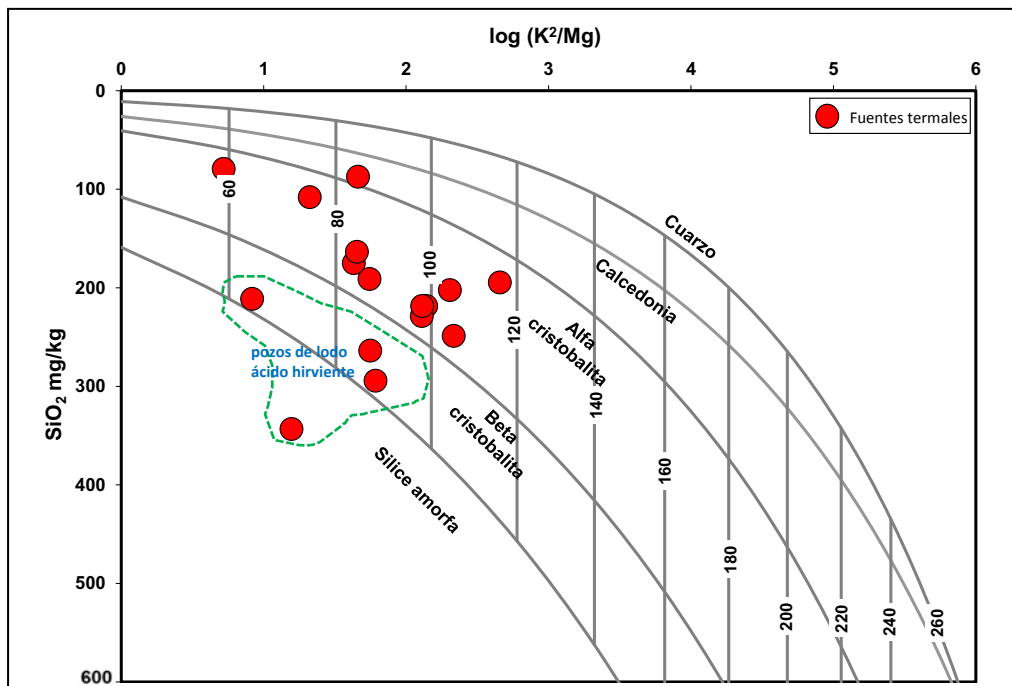


Figura 6.18 Diagrama de equilibrio SiO<sub>2</sub> vs log K<sup>2</sup>/Mg (Giggenbach et al., 1994).

## 6.1.4 Modelo de Mezcla

### 6.1.4.1 Diagramas entalpía-cloruro

En el diagrama de entalpía de geotermómetro de cuarzo y cloruro propuesto por Fournier (1979b) (Figura 6.19) se observa que las aguas se agrupan dentro de las aguas que están sufriendo

dilución con aguas frías, lo cual repercute en la temperatura y en la disminución en la concentración del ion Cl. Asimismo, las aguas termales del sector de Curimani son las que presentan mayor concentración de Cl; sin embargo la entalpía del geotermómetro de cuarzo está por debajo de 900 kJ/kg posiblemente asociado al enfriamiento conductivo o a la mezcla con aguas frías.

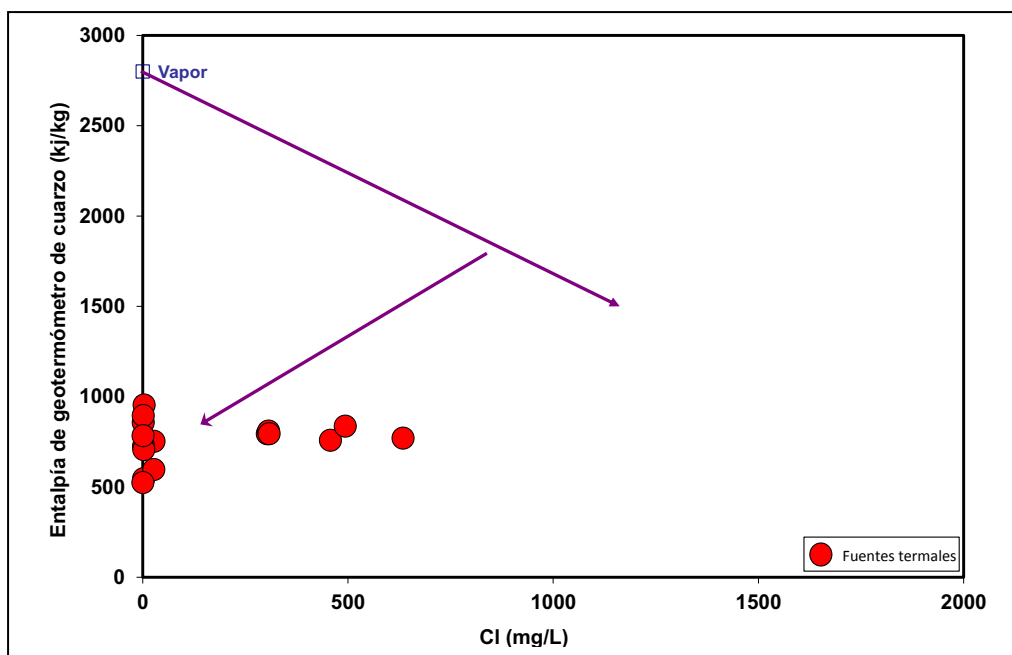


Figura 6.19 Entalpía de geotermómetro de cuarzo vs cloruro para las aguas termales asociadas al sistema geotermal Paucarani.



### 6.1.4.2 Diagramas entalpía-sílice

Los diagramas de entalpía-sílice proporcionan una técnica simple para estimar la temperatura de los componentes de agua mezclada. El método está basado en el calor y la solubilidad de la sílice (Fournier y Truesdell, 1974; Truesdell y Fournier, 1977). Los cálculos de entalpías de las aguas muestreadas fueron analizadas en base a las temperaturas estimadas para el reservorio por el geotermómetro de cuarzo (Cuadro 6.4, Fournier 1977).

Las condiciones de una posible mezcla son muy favorables, ya que el diagrama sílice-entalpía (Figura 20) muestra que las temperaturas estimadas para el reservorio varían entre 178 °C y 215°C en la zona geotermal de Paucarani. Esto explicaría que los fluidos geotermales en la zona de estudio se mezclan predominantemente con aguas meteóricas. Sin embargo, los fluidos podrían sufrir enfriamiento conductivo durante el flujo ascendente y lateral de las aguas termales que surgen en superficie favorecidos por el sistema de fallas y fracturas.

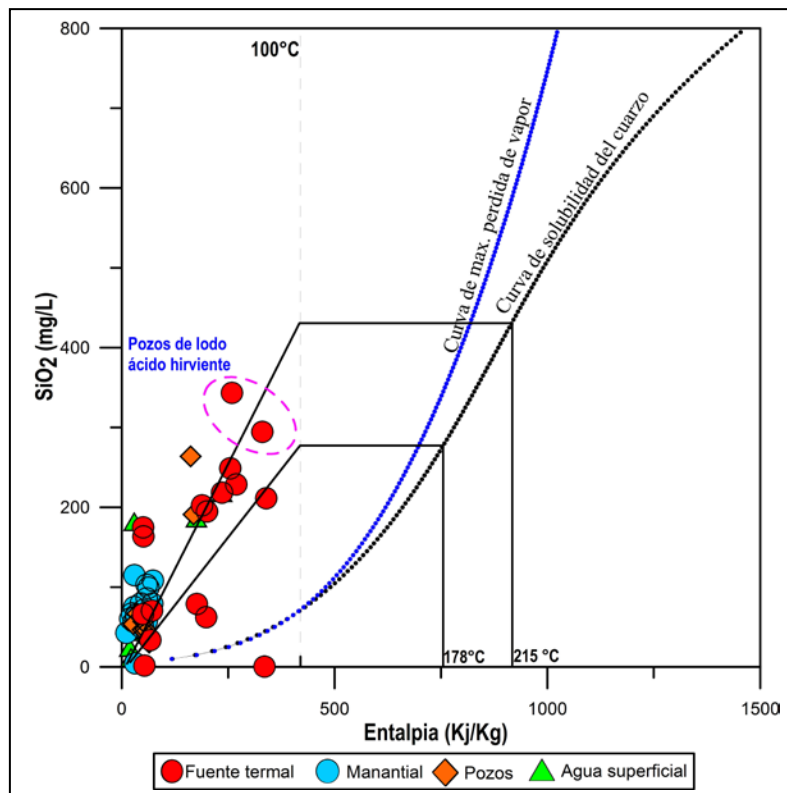


Figura 6.20 SiO<sub>2</sub> vs entalpía para las aguas termales y frías asociadas al sistema geotermal Paucarani.

### 6.1.5 Isótopos ambientales

En geotermia, los isótopos estables en agua son indispensables para la interpretación de un sistema geotermal, porque las razones isotópicas son sensibles a procesos físicos tales como ebullición, mezcla y evaporación. Esto permite determinar el origen y la evolución de los fluidos termales (e. g. Craig et al., 1956; Craig, 1961, 1963; Truesdell & Hulston, 1980; Panichi & Gofiantini, 1981; Giggenbach et al., 1983a; Henley et al., 1984; Giggenbach 1991b; Nuti, 1991; D'Amore et al., 2000).

El isótopo de oxígeno  $\delta^{18}\text{O}$  y el isótopo de hidrógeno  $\delta^2\text{H}$  (que se abrevia como D para deuterio) son los más utilizados en la exploración de recursos geotérmicos. La concentración de estos

isótopos se obtiene comparando las razones de masa 180/160 ( $\delta^{18}\text{O}$ ) y D/2H ( $\delta\text{D}$ ), con respecto al estándar V-SMOW (Viena-Standard Mean Oceanic Water) (Giggenbach 1991b; Nuti, 1991; D'Amore et al., 2000b) en per mil (‰) y usualmente se expresa con la letra delta ( $\delta$ ).

#### 6.1.5.1 Resultados isotópicos

Los valores de los isótopos estables de  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  (Cuadro 6.5) representados en el diagrama que se muestra en la Figura 6.21, muestran que el 85 % de las agua se agrupan sobre y cerca de la línea meteórica global (Craig, 1961), lo cual indica que se trata de aguas que no han experimentado importantes procesos de evaporación antes de su infiltración en el subsuelo y tampoco

han experimentado intercambio isotópico con fluidos de origen profundo como: metano, anhídrido carbónico o sulfhídrico ni con los minerales oxigenados de la roca como silicatos y carbonatos, este último por efecto de temperaturas muy altas (superiores a unos 150 °C).

Por otro lado, dentro del grupo del 15 % de muestras restantes incluye a las lagunas Casiri y Paucarani, los cuales presentan un comportamiento diferente a las aguas termales y frías. Estas aguas se alejan de la Línea Meteorológica Global y de la andesítica (Figura 6.21), indicativo que experimentan procesos de evaporación. La evaporación de las aguas superficiales (ríos, lagos, etc.) es responsable de los importantes cambios en la composición isotópica del agua. Puesto que la evaporación tiene

lugar en condiciones de no equilibrio (atmósfera no saturada) y el efecto cinético relativo es mayor para el  $\delta^{18}\text{O}$  que para el  $\delta^2\text{H}$ .

Asimismo, en la Figura 6.21 se puede observar que las aguas de la zona de Huancune y Llavimocco presentan composición isotópica producto de la mezcla de agua meteórica con fluidos magmáticos, de ahí que estas aguas son bastante ácidas.

Los valores de  $\delta^2\text{H}$  varían entre  $-58.1\text{‰}$  y  $-133.6\text{‰}$  y los de  $\delta^{18}\text{O}$  entre  $-17.67\text{‰}$  y  $-3.76\text{‰}$  (Cuadro 6.5). Además, por la ubicación de los puntos en el diagrama  $\delta^2\text{H}$  vs  $\delta^{18}\text{O}$  indicaría que el agua geotérmica en la zona de estudio se origina de la mezcla de agua meteórica y agua magmática, cuya fuente de calor estaría asociada posiblemente a las cámaras magmáticas de los volcanes localizados al SO y a la actividad volcánica del nevado Paucarani.

Cuadro 6. 5

**Resultados de la composición isotópica  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  para las aguas termales y frías asociadas al sistema geotermal Paucarani**

Código	$\delta^2\text{H}(\text{H}_2\text{O})$	$\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$	Código	$\delta^2\text{H}(\text{H}_2\text{O})$	$\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$
36X-AGT-001	-122.8	-16.68	36X-AGT-033	-125.4	-16.37
36X-AGT-004	-68.6	-5.28	36X-AGT-035	-114.6	-15.95
35X-AGT-001	-111.4	-14.49	36X-AGT-036	-108.0	-14.75
35X-AGT-002	-100.0	-11.58	36X-AGT-044	-106.4	-14.52
36X-AGT-010	-92.1	-9.86	36X-AGT-047	-124.3	-17.15
36X-AGT-011	-101.6	-12.84	36X-AGT-062	-111.9	-15.67
36X-AGT-019	-116.6	-14.90	36X-AGT-013	-127.4	-16.99
36X-AGT-021	-112.0	-15.13	36X-AGT-014	-127.1	-17.66
36X-AGT-022	-110.2	-15.57	36X-AGT-015	-125.8	-17.15
36X-AGT-023	-105.0	-13.77	36X-AGT-016	-125.4	-16.89
36X-AGT-028	-109.3	-15.40	36X-AGT-017	-123.9	-16.39
36X-AGT-031	-110.2	-13.78	36X-AGT-018	-84.0	-9.13
36X-AGT-032	-125.1	-16.59	36X-AGT-020	-120.8	-16.03
36X-AGT-034	-116.5	-14.88	36X-AGT-024	-123.8	-17.17
36X-AGT-038	-121.7	-16.58	36X-AGT-037	-130.0	-17.64
36X-AGT-040	-121.4	-15.99	36X-AGT-042	-113.7	-15.66
36X-AGT-063	-102.5	-13.79	36X-AGT-045	-80.0	-5.57
36X-AGT-064	-106.4	-14.67	36X-AGT-002	-115.7	-15.61
35X-AGT-004	-61.2	-5.78	36X-AGT-003	-119.0	-16.56
36X-AGT-007	-116.5	-15.06	36X-AGT-065	-133.6	-17.67
36X-AGT-008	-126.0	-17.31	36X-AGT-066	-58.1	3.76
36X-AGT-009	-114.7	-15.91	36X-AGT-068	-116.3	-15.58
36X-AGT-012	-123.8	-16.69	36X-AGT-072	-66.3	0.19
36X-AGT-026	-110.4	-15.78	36X-AGT-075	-117.0	-15.12
36X-AGT-027	-107.7	-15.30	35X-AGT-003	-114.0	-16.12
36X-AGT-029	-123.5	-16.45			

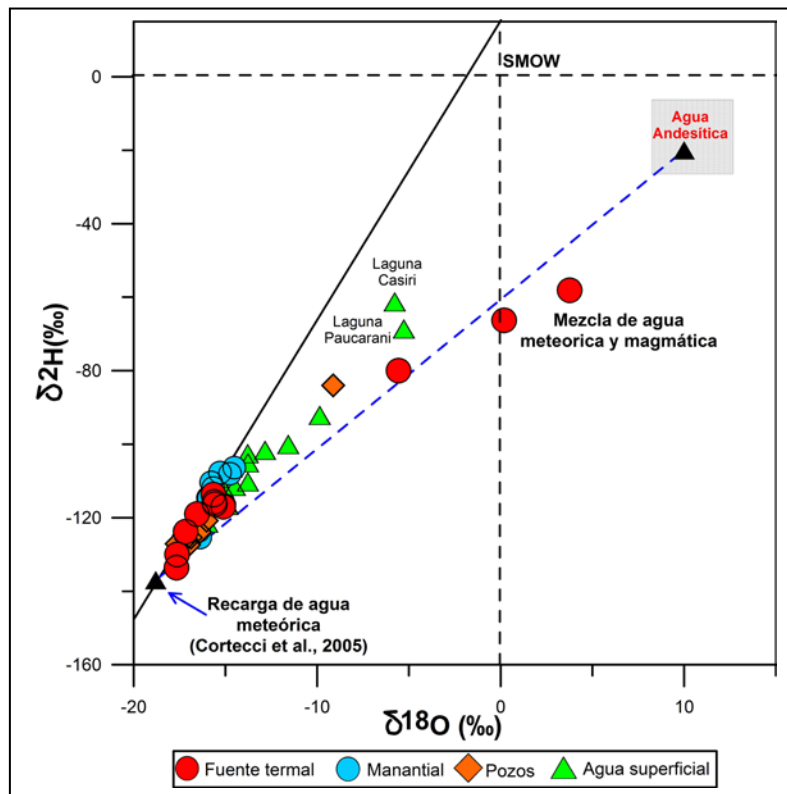


Figura 6.21  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  para las aguas termales y frías asociada al sistema geotermal Paucarani.

### 6.1.7 Contribución geotermal a la química del agua en la cuenca Uchusuma

Se sabe que la energía geotérmica es un recurso de energía limpia y renovable; sin embargo, el fluido geotérmico tiene un impacto significativo en la calidad del agua superficial ya que surgen en superficie en forma de manantiales con altas concentraciones de numerosos componentes disueltos a elevadas temperaturas. En su mayoría, estos fluidos presentan altas concentraciones de elementos mayores como Na, K, Ca, Mg, Si, Cl,  $\text{SO}_4$ ,  $\text{HCO}_3$  y elementos menores como Ba, Sr, Li, As, B, Fe, Al, Cs, Mn, Rb, Zn, F, etc.; que son tóxicos para la vida humana y vegetal.

En la zona de estudio se localiza la cuenca hidrográfica Uchusuma, que se forma por el conjunto de aguas procedentes de las lluvias y deshielos que se infiltran desde las partes altas de las montañas, y que por depresión geográfica forman las quebradas por donde discurren las aguas y desembocan en

la Laguna Blanca (Figura 6.22). Una parte de estas aguas se infiltran a niveles profundos favorecidas por el sistema de fallas de la zona, hasta alcanzar zonas calientes, formando reservorios geotérmicos y retornan a la tierra emergiendo como fuentes termales. Otra parte es atrapada en reservorios superficiales que genera manantiales de baja temperatura en superficie. Sin embargo, ambas rocas están presentes en el acuífero Maure.

En la zona de la cuenca Uchusuma también se observa presencia de manifestaciones geotermales, localizadas en las partes altas de las quebradas Achuco, Curimani, Huancune y en el volcán Paucarani. Este último con presencia de fumarolas que se condensan con aguas meteóricas y discurren por el perfil SE del volcán, que desemboca en la laguna Paucarani, y luego en la represa Paucarani. Esta represa deja fluir sus aguas en el río Uchusuma, el cual se dirige hacia la Laguna Blanca, pasando por las pampas de El Ayro, lugar donde se encuentran los pozos perforados por el Proyecto Especial Tacna.

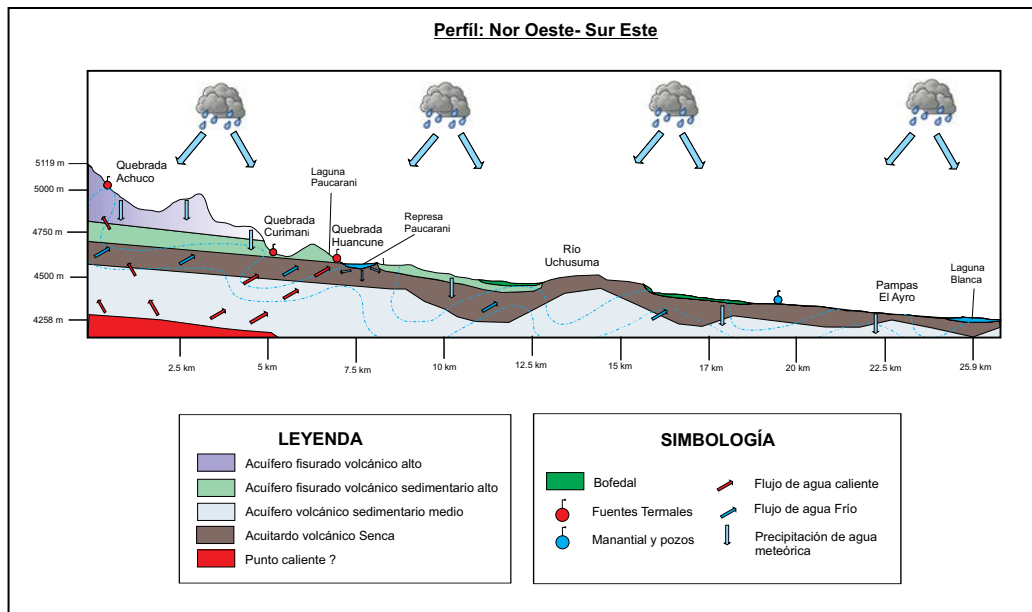


Figura 6.22 Perfil NO-SE de la zona geotermal de Paucarani.

El sistema geotérmico en la zona de Paucarani está relacionado con el vulcanismo reciente del Cuaternario y su existencia se evidencia con la presencia de fumarolas, pozos de lodo ácido y fuentes termales que circulan tanto a nivel superficial y profundo con salida de flujo lateral (Figura 6.13) que surge en superficie favorecido por el sistema de fallas y fracturas existentes en la zona.

La influencia de la descarga de fluidos geotérmicos en el patrón de calidad del agua se investigó en este estudio. Para este propósito, se evaluaron los cambios longitudinales en la química de la cuenca Uchusuma. Las observaciones realizadas revelan que la calidad del agua de la corriente se ve fuertemente afectada por la contribución del agua termal en la zona geotermal de Paucarani.

La composición química de los fluidos geotermales presenta una marcada diferencia con referencia a las aguas frías superficiales y subterráneas ya que las termales presentan alto contenido de elementos mayoritarios y minoritarios, que al mezclarse con las aguas frías a nivel superficial y profundo influyen en la química de la cuenca Uchusuma. Los efectos son más pronunciados en las quebradas Achuco, Curimani, Huancune y en el volcán Paucarani. Los principales parámetros físicoquímicos que tienen

un gran impacto en la calidad del agua del río se resumen en CE y concentraciones de iones mayores y trazas.

En las figuras 6.23 y 6.24 se observa que la contribución térmica provoca un aumento drástico en los contenidos de Na, K, Ca, Mg, Si y SO<sub>4</sub>. Este efecto es más notorio en la laguna Paucarani y está asociado a procesos de evaporación y mezcla con fluidos volcánicos donde se concentran o saturan los elementos iónicos que precipitan como sales (salmuera). Las aguas, al ingresar a la represa Paucarani sufren un proceso de mezcla y dilución, ya que también represa aguas con muy baja salinidad (CE entre 40 a 70 μS/cm); pero no modifican el quimismo del agua presente en el recorrido del río Uchusuma hasta las pampas del El Ayro.

Por otra parte, se observa que dos pozos (36x-AGT-018, 36x-AGT-017) perforados en el sector El Ayro, localizados al SO de la Laguna Blanca, incrementaron su concentración de los iones mayoritarios (figuras 6.25 y 6.26). Asimismo, la composición isotópica δ<sup>2</sup>H y δ<sup>18</sup>O de la muestra 36x-AGT-018 (Cuadro 5) se ubica cerca de la línea de mezcla entre agua andesítica, indicativo que los fluidos geotermales influyen favorecido por la Falla Paucarani de dirección NO-SE influyen en la calidad del agua de los pozos localizados en la pampas del Ayro.

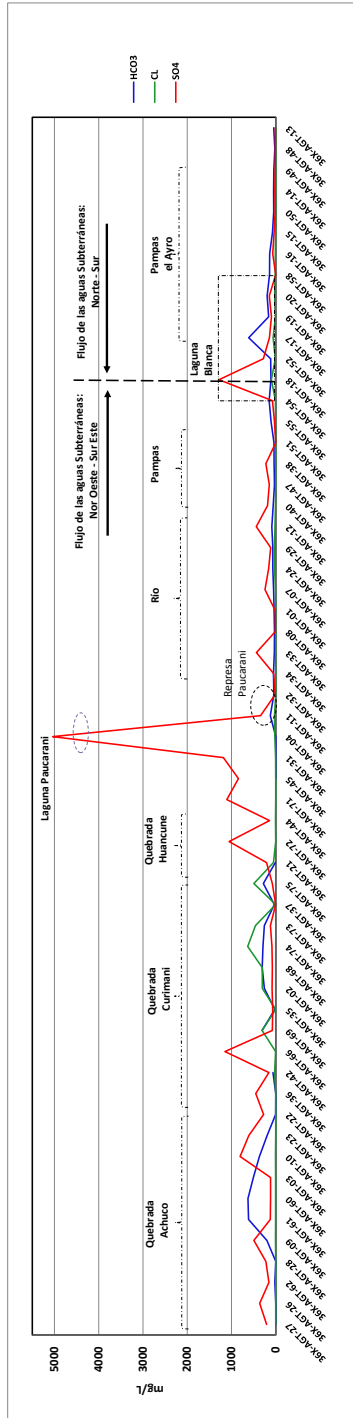


Figura 6.23 Variación de los elementos mayoritarios Cl-SO<sub>4</sub> y HCO<sub>3</sub> en la zona de Paucarani.

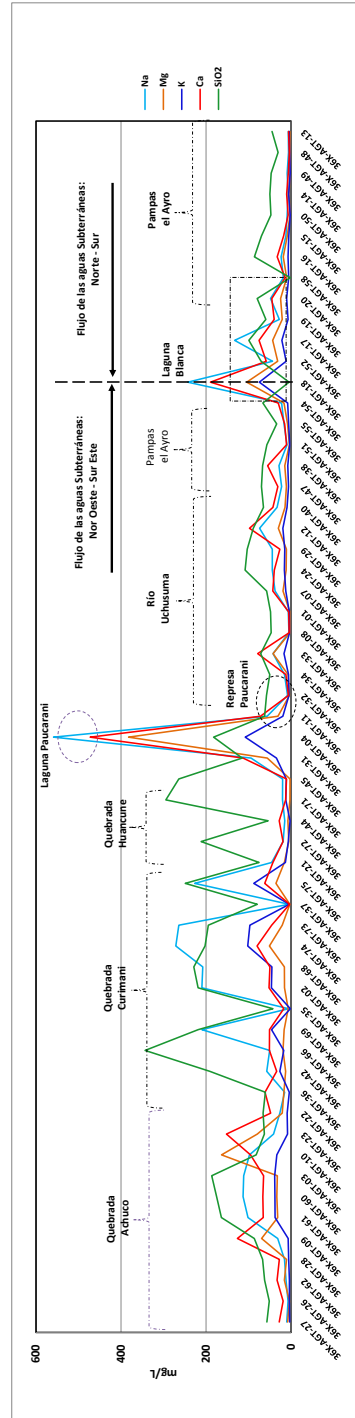


Figura 6.24 Variación de los elementos mayoritarios Na-Mg-K-Ca-SiO<sub>2</sub> en la zona de Paucarani.

La concentración elevada de los elementos minoritarios Ba, Be, Sr, Li, As, B, Fe, Al, Cs, Mn, Rb, Zn, S y F en las aguas superficiales y subterráneas están relacionadas con la interferencia térmica del agua. Las figuras 6.25 y 6.26, muestran que estos elementos disminuyen durante su recorrido de dirección NO-SE; sin embargo, algunos elementos traza (As, Mn) continúan altos en las muestras recolectadas desde los pozos y manantiales ubicados cerca de la Laguna Blanca a 25km de la

quebrada Curimani, cuyas concentraciones superan los límites máximos permisibles. Mientras que, la concentración de estos elementos disminuye en las aguas localizadas en dirección N-S. Todo ello indica que la composición química de las aguas frías que fluyen en dirección NO-SE han sido influenciadas por las manifestaciones geotermales localizadas al NO de la zona de estudio (figuras 6.25 y 6.26).



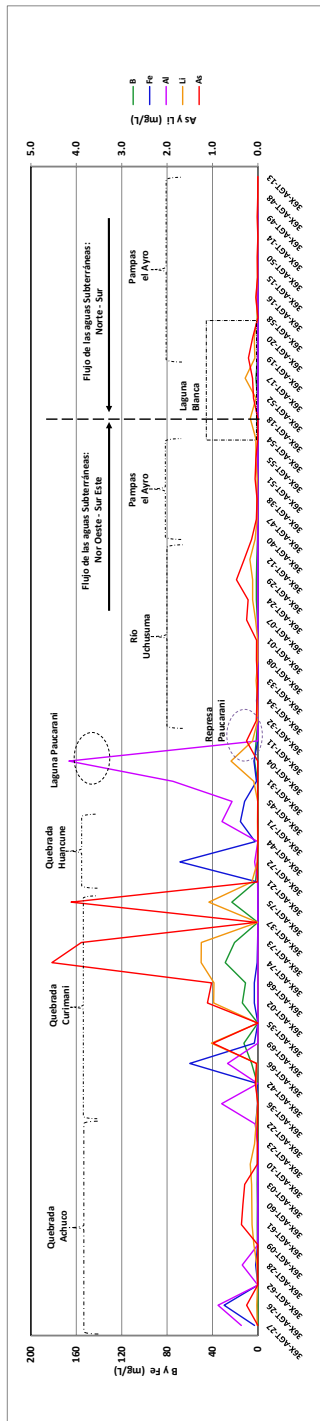


Figura 6.25 Variación de los elementos minoritarios B-Fe-Al-Li-As en la zona de Paucarani.

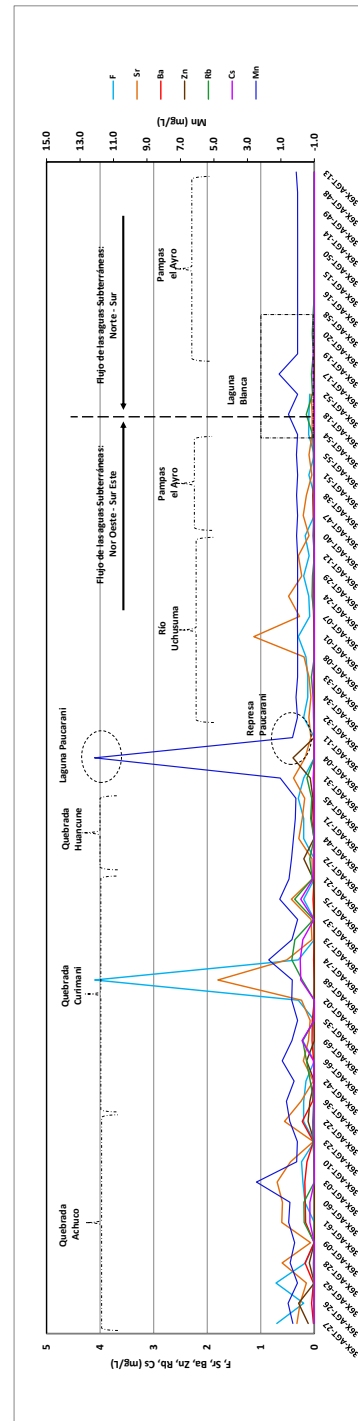


Figura 6.26 Variación de los elementos minoritarios F-Sr-Ba-Zn-Rb-Cs-Mn en la zona de Paucarani.

En su mayoría, las aguas muestreadas desde las fuentes localizadas en dirección NO-SE, presentan elementos químicos que superan los estándares de calidad ambiental (ECA) para agua, establecidos por el Ministerio del Ambiente con referencia a calidad del agua (figuras 6.24, 6.25, 6.26 y 6.27). No obstante,

las aguas de los pozos y manantiales que se localizan en dirección N-S, presentan mejor calidad de agua, indicativo que no han sido influenciadas por los componentes químicos de los fluidos geotermales de la zona de Paucarani.



# CAPÍTULO VII

## GEOFÍSICA

La aplicación de métodos geofísicos en la exploración geotérmica, permite tener un mejor conocimiento de la estructura interna de la Tierra, así como las propiedades físicas de las rocas y minerales. Los métodos utilizados ponen mayor énfasis en algunos parámetros que son más sensitivos a la temperatura y al contenido de fluido de las rocas; también en parámetros que revelan estructuras que tienen influencia en las propiedades de un sistema geotérmico.

Los principales objetivos de los estudios geofísicos son: identificar la capa sello, el reservorio, las zonas de recarga, las descargas y la posible fuente de calor, así como desarrollar el modelo geotérmico conceptual aplicando estudios de magnetometría, gravimetría y magnetotelúrico (MT).

Este capítulo describe y analiza los métodos pasivos, los cuales fueron descritos por Telford et al. (1990), Blakely (1995) y el magnetotelúrico descritos por Cagniard (1953), Vozoff (1972, 1991), Berdichevsky & Dmitriev (2008), Chave & Jones, (2012). Los parámetros de susceptibilidad magnética y la resistividad de las rocas, proporcionan información sobre cómo están influenciados por la actividad geotérmica y el ambiente geológico que permite visualizar estructuras geológicas que son importantes para entender el sistema geotermal. El propósito de utilizar en combinación estos dos métodos, es para obtener un grado de confiabilidad en los resultados que contribuya a una buena comprensión del sistema geotérmico.

La información geofísica recolectada en un área de 120 km<sup>2</sup> engloba las manifestaciones termales cercanas al sistema geotermal del volcán Paucarani. Los estudios están basados en los resultados magnéticos y de resistividad, cuya información recolectada fue procesada utilizando algoritmos de inversión de datos, presentada e interpretada en perfiles, mapas de resistividad y mapas de lineamientos magnéticos.

Asimismo, se realizó la caracterización del posible modelo conceptual del sistema geotermal del sector de Paucarani. De acuerdo al análisis de los resultados se determinó que la capa

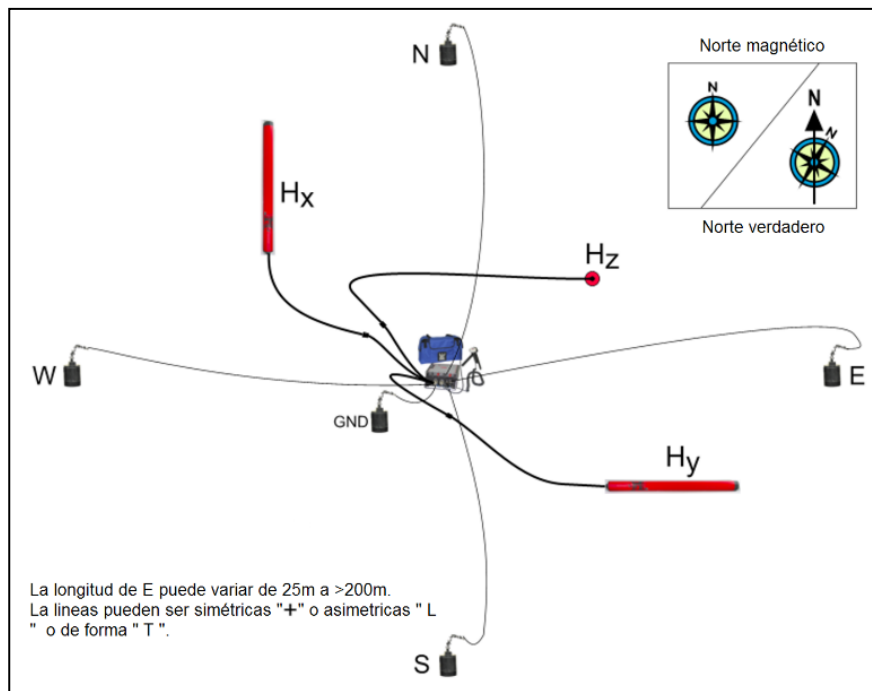
sello tiene un espesor de 1200 a 1500 m desde la superficie hasta una profundidad de 2000 m. El reservorio del sistema tiene un espesor de 1500 a 2000 m y la fuente de calor se asume a una profundidad mayor a 10 000 m. Las principales estructuras que favorecen la circulación de los fluidos tienen una dirección NE-SO, asociadas al sistema de fallas geológicas del área de estudio.

### 7.1 MÉTODO MAGNETOTELÚRICO (MT)

El método magnetotelúrico (MT) tiene un amplio rango de variación espectral ( $10^4$  -  $10^{-4}$  Hz); es una de las herramientas geofísicas más eficaces y poderosas para la prospección del subsuelo, capaz de alcanzar profundidades de varios kilómetros.

En particular, el método MT proporciona información valiosa de las estructuras conductivas (y resistivas) de sistemas geotérmicos basado en la relación directa entre resistividad eléctrica y parámetros como permeabilidad, porosidad, salinidad, temperatura y alteración geoquímica-hidrotermal, posibilitando la identificación de la mayor parte de los elementos que componen el sistema geotérmico, tales como la capa sello, la fuente de calor y el reservorio geotérmico, diferenciados por sus contrastes de resistividad eléctrica. Una de las ventajas más notables es su carácter tensorial que permite determinar la orientación de las estructuras a través de su azimut eléctrico, la dimensionalidad del medio en función de la frecuencia y la dirección de la inducción eléctrica local y regional (Vozzof, 1991).

El método magnetotelúrico es una técnica geofísica que consiste en medir simultáneamente en una misma estación (Figura 7.1) las variaciones temporales naturales de los campos eléctrico (E) y magnético (H). Estas variaciones son producto de la interacción entre el viento solar, la ionósfera y el campo magnético de la tierra (fuente de bajas frecuencias); así como las tormentas eléctricas (fuente de altas frecuencias). Desde la ionósfera, estas fluctuaciones se propagan hasta incidir en la superficie de la Tierra, que al ser un cuerpo conductor genera un fenómeno de inducción electromagnética.



**Figura 7.1** Disposición en terreno de las bobinas y electrodos con el MTU5A y su orientación del sistema de coordenadas utilizado en el campo geotérmico de Paucarani.

El comportamiento de los campos electromagnéticos a cualquier frecuencia, para un medio polarizable y magnetizable (como el planeta tierra) es descrito por las ecuaciones de Maxwell como:

$$\nabla \times H = J_c + \frac{\partial D}{\partial t} \quad \text{Ley de Ampere. Ecuación (1)}$$

$$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t} \quad \text{Ley de Faraday. Ecuación (2)}$$

$$\nabla \cdot D = \rho \quad \text{Ley de Gauss para campos eléctricos. Ecuación (3)}$$

$$\nabla \cdot B = 0 \quad \text{Ley de Gauss para campos magnéticos. Ecuación (4)}$$

Donde:

$H$  = Intensidad del campo magnético (A/m)

$E$  = Intensidad del campo eléctrico (V/m)

$B$  = Vector de inducción magnética (Wb/m<sup>2</sup>)

$D$  = Vector de desplazamiento eléctrico (C/m<sup>2</sup>)

$J$  = Densidad de corriente (A/m<sup>2</sup>)

### 7.1.1 Equipo utilizado

Los datos de MT se recolectaron con instrumentos MTU5A-System 2000 con sistema comercial producido por la empresa Phoenix Geophysics (Figura 7.2). Este sistema operativo

registra el campo eléctrico y magnético. Los campos eléctricos horizontales se midieron utilizando electrodos porosos con una solución de cloruro de plomo en su interior y fueron extendidos con longitudes de dipolo de 110 m aproximadamente. Los campos magnéticos ortogonales en la dirección del campo eléctrico se detectaron usando bobinas de inducción de alta permeabilidad magnética.

Afortunadamente, en el sector no existen antenas eléctricas de alta tensión y el tránsito de vehículos es muy escaso. En el campo geotérmico de Paucarani, el ruido cultural presente se produjo en los campos magnéticos ocasionados por las vibraciones del suelo superficial causados por el viento.

Los equipos utilizados son:

- Seis sensores magnéticos (bobinas) para prospección en el rango de MT
- Rollos de cable para transmisión de mediciones magnéticas
- Un cable de conexión de equipo central a batería
- Cables coaxiales para transmisión de mediciones de potencial eléctrico.
- GPS sincronizador
- Dos cajas de electrodos no polarizables (sensores eléctricos), de cinco electrodos cada una

- Material técnico de apoyo en campo (multímetro, cajones, recipientes de plástico, pico, pala y barreta)
- Computadora portátil
- Batería de 12 voltios
- Dos equipos centrales MTU5A-System 2000 de Phoenix Geophysics
- Nivel, flexómetro y brújula
- Libreta de campo

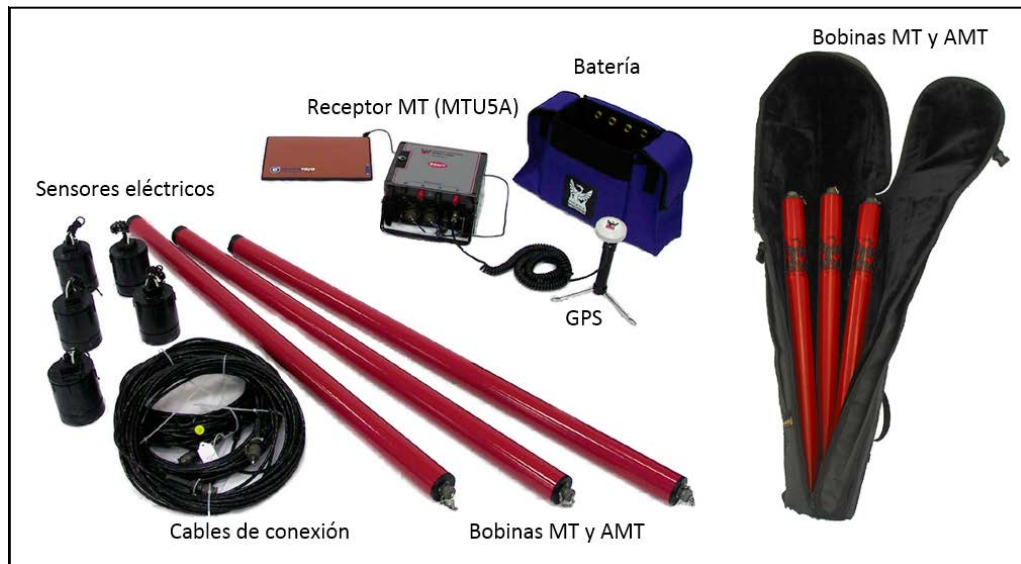


Figura 7.2 Equipo empleado para los estudios de MT en la zona geotérmica Paucarani.

### 7.1. 2 Adquisición de datos en campo

Después de formular la planificación de los trabajos de prospección geofísica en gabinete, a continuación se realizó la recolección de datos en terreno, esto consiste en un conjunto de mediciones realizadas con instrumentos geofísicos de

magnetotelúrica. Estas mediciones se realizaron a lo largo de una línea/polígono o desplazadas a determinadas distancias. Por lo general, las lecturas no se toman de forma continua a lo largo de la línea, sino que se toman a intervalos, generalmente regulares como se muestra en la (Figura 7.3) estaciones de prospección MT para la zona geotérmica de Paucarani.





Durante la campaña de recolección de datos, se instaló un total de 46 estaciones de MT en la zona geotérmica Paucarani (Cuadro 7.1). En cada estación se tomaron datos de las series de tiempo en un área aproximada de 120 km<sup>2</sup> alrededor de las manifestaciones termales. Las ubicaciones de las

estaciones fueron programadas con base en la distribución de las manifestaciones termales, y a la perpendicularidad a las estructuras geológicas, con la finalidad de realizar una interpretación geológica del sistema geotérmico.

**Cuadro 7.1**

**Coordenadas de las 46 estaciones de MT, registradas con el GPS diferencial propio del instrumento durante la recolección de datos de campo. Las coordenadas este y norte están referidas al Datum WGS 84 UTM 19S y la elevación de la estación se da en metros**

Estaciones de magnetotelúrica			
Campo geotérmico de Paucarani			
Coordenadas Datum WGS84 UTM 19S			
Estación	Este	Norte	Elevación
L1-01	411519	8063191	4895
L1-02	412173	8063733	4847
L1-03	412875	8064250	4795
L1-04	413660	8065020	4786
L1-05	414452	8066451	4915
L2-06	411373	8061162	5108
L2-07	412205	8061899	4953
L2-08	412745	8062747	4877
L2-09	413735	8063636	4748
L2-10	414473	8064238	4648
L2-11	414820	8064988	4713
L2-12	416187	8065717	4911
L3-15	411191	8059061	4856
L3-16	412081	8059612	4770
L3-17	412539	8060227	4753
L3-18	413214	8061249	4941
L3-19	414258	8062136	4789
L3-20	414721	8062863	4735
L3-21	415384	8063662	4597
L3-22	416250	8064428	4746
L3-23	417063	8065367	4717
L3-24	417686	8065901	4709
L3-25	419047	8067345	4784
L4-24	417684	8065898	4711
L4-27	412703	8058414	5018
L4-28	413852	8059326	4894
L4-29	414956	8060902	4656
L4-30	416413	8062288	4579
L4-31	417645	8063467	4614

continuación...

Estación	Este	Norte	Elevación
L4-32	419250	8065050	4646
L4-33	420252	8066758	4807
L5-34	414666	8057328	4955
L5-35	415028	8057884	4857
L5-36	415726	8058391	4778
L5-37	416741	8059595	4635
L5-38	417703	8060768	4572
L5-39	418914	8062399	4585
L5-40	420425	8063437	4586
L5-41	421336	8064971	4753
L6-42	417136	8057629	4873
L6-43	418005	8058142	4855
L6-44	419243	8059502	4516
L6-45	420480	8060983	4542
L6-46	421085	8061690	4526
L6-47	422199	8062884	4723
L6-48	423499	8064619	4850

#### 7.1.2.1 Calibración del MTU5A y bobinas magnéticas

La primera tarea que debe desarrollarse en el campo es calibrar los instrumentos y las bobinas magnéticas. Esta calibración se realizó al inicio de los registros de datos de MT, no se tuvo inconvenientes con los instrumentos durante los trabajos, por lo que fue innecesario calibrar todos los días.

Para la calibración de los equipos MT, se requirió un tiempo aproximado de 30 minutos y seguidamente se realizó la calibración de las bobinas magnéticas y el tiempo requerido para esta última fue aproximadamente de una hora (Phoenix Geophysics Limited, 2010) (fotografías 7.1A y 7.1B).



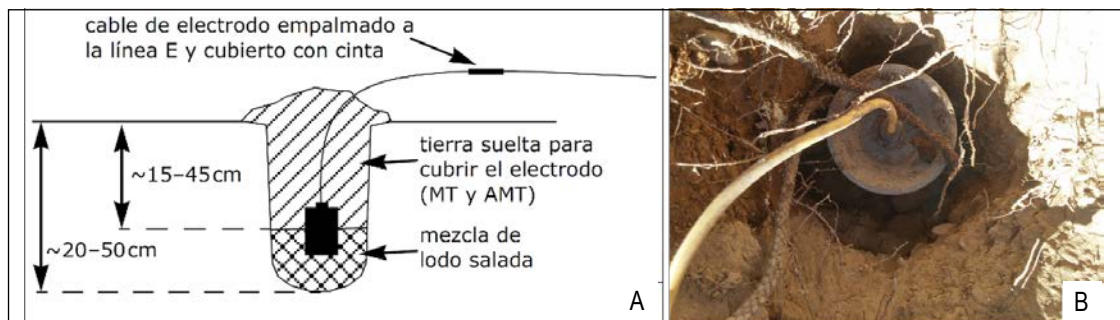
**Fotografía 7.1** (A) Instrumentación empleada para la prospección MT. (B) Calibración y configuración de equipos y bobinas en campo.



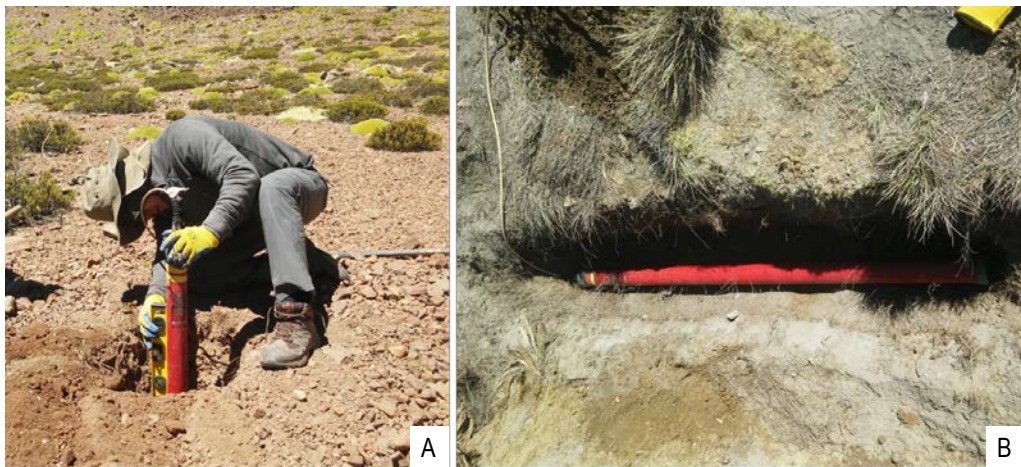
### 7.1.2.2 Instalación de los electrodos no polarizables

La Figura 7.4 muestra un electrodo no polarizable instalado en la recolección de datos de periodo largo, utilizado en el campo geotérmico de Paucarani. La instalación de los electrodos no polarizables consistió en cavar un hoyo pequeño de entre 20 y 50 cm de profundidad, para lo cual se retiraron las rocas grandes y pequeñas y las que puedan aflojar en la base del hoyo, seguidamente se añadió agua salada (50 g/l) hasta formar un

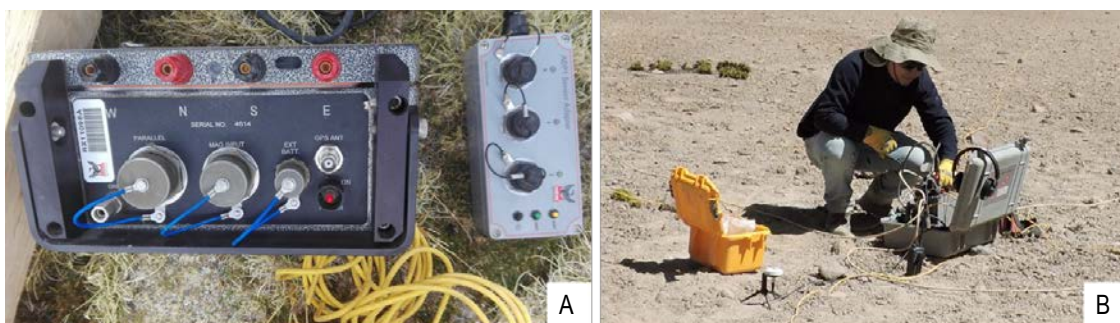
lodo uniforme. Finalmente, se ubicó el electrodo en forma vertical en el hoyo y se agregó una porción de bentonita para tener un buen contacto entre el terreno y el electrodo, de esta manera minimizar los posibles ruidos culturales. El cable del electrodo queda extendido afuera del hoyo para ser conectado al cable del terminal del instrumento o al cable de la línea electromagnética. Este procedimiento se describe en la Figura 7.4 y las fotografías 7.2A, 7.2B, 7.3A y 7.3B.



**Figura 7.4** (A) Correcta instalación de los electrodos polarizables (Phoenix Geophysics Limited, 2010). (B) Instalación de los electrodos no polarizables en la zona geotérmica de Paucarani.



**Fotografía 7.2** (A) Instalación y nivelación en terreno de la bobina vertical y conectada al instrumento MT. (B) Instalación de la bobina horizontal para realizar las mediciones del campo magnético horizontal.



**Fotografía 7.3** (A) Verificación de las conexiones del equipo de MT previo a la recolección. (B) Personal geofísico iniciando la programación de recolección de datos MT.

### 7.1.3 Procesamiento de datos MT

Esta etapa es común para muchos métodos geofísicos y corresponde a la reducción de datos que describen procedimientos básicos y necesarios (Mussett & Khan, 2000; Dentith & Mudge, 2014). También se incluyen gráficos, así como el procesamiento de datos para el filtrado de información.

Se procesaron y analizaron 46 sondeos MT, de los cuales 3 fueron eliminados durante el control de calidad al tener en cuenta el ruido y la ausencia de datos en tramos del registro de MT. Luego de la adquisición en campo, los datos recolectados fueron transferidos a una computadora del flash card's y almacenados en carpetas de manera diaria y ordenada. Los coeficientes de Fourier son calculados y procesados con el programa SSMT2000, de Phoenix Geophysics Ltd. Los datos se procesaron con el programa robusto de procesamiento (SSMT), MT Editor (Phoenix Geophysics Limited, 2010) y el software WINGLINK.

Los registros del campo magnético se vieron influenciados en determinadas horas del día a causa de fuertes vientos en la zona de estudio, esto implicaría la existencia de una leve vibración del suelo. Este fenómeno provoca el movimiento de las bobinas de inducción magnética y el cambio del componente del campo magnético estático de la Tierra a lo largo de los ejes de las bobinas, lo que se denomina como ruido magnético.

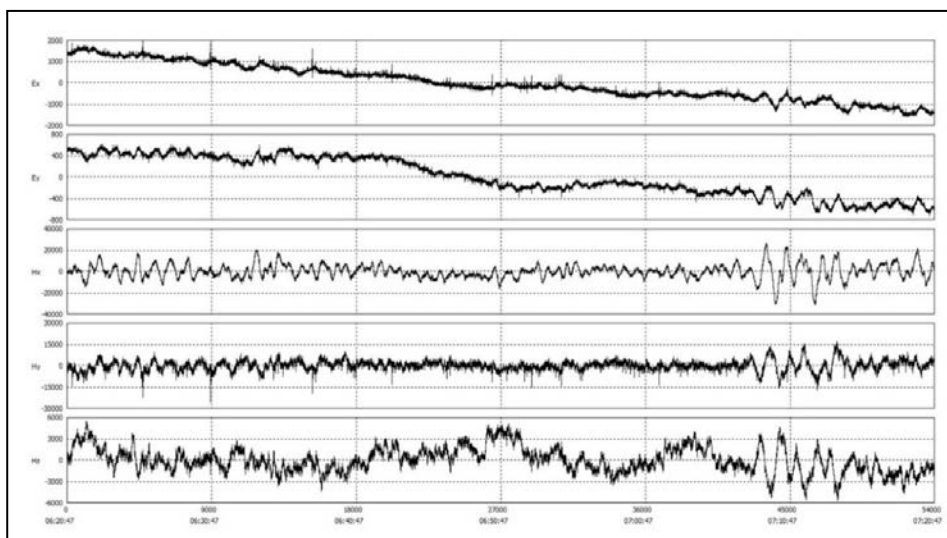
Este tipo de ruido se puede eliminar mediante la técnica de referencia remota descrita por Gamble et al. (1979) y Egbert y Booker (1986). Esta técnica requiere que los datos MT se graben simultáneamente en dos ubicaciones, en las que se necesita que el ruido registrado sea incoherente; mientras que la señal MT es coherente. En el campo geotérmico de

Paucarani, el ruido más fuerte que se produjo fue en los campos magnéticos y debido al movimiento del suelo causado por el viento. Por otro lado, la separación entre estaciones de MT deberá tener una distancia de algunos cientos de metros para que el procesamiento de referencia remota sea efectivo (Shalivahan & Bhattacharya, B., 2002).

#### 7.1.3.1 Análisis de las series de tiempo

Las series de tiempo fueron registradas generalmente por al menos 14 horas promedio para cada estación. Este procedimiento permitió estimar la impedancia magnetoteléfrica para cada frecuencia y un procesamiento robusto para la separación del ruido y la señal. Seguidamente, utilizando el software del equipo para adquirir los datos, se realizó la transformación de las series de tiempo a su forma espectral, de donde se estiman los productos cruzados entre las componentes Hx y Ey y entre las componentes Hy y Ex, tal como se muestra en la Figura 7.5.

A partir de estos pares de componentes se calculan las impedancias en los ejes principales (Zxy y Zyx), de donde se obtienen dos curvas de resistividad y dos de fase, correspondientes a la dirección de la estructura principal y en la dirección perpendicular a esta. Debido a que la calidad de la señal registrada presenta variación durante el tiempo de medida, es necesario realizar un filtrado de los datos para eliminar valores que fueron adquiridos durante periodos con ruido o con baja amplitud de la señal. Para esto se aplicó la técnica de referencia remota. Cada una de estas curvas se puede utilizar independientemente para la estimación de la estructura del subsuelo; pero de la interpretación conjunta de resistividad y fase se obtiene un ajuste mucho más robusto y por lo tanto más preciso.

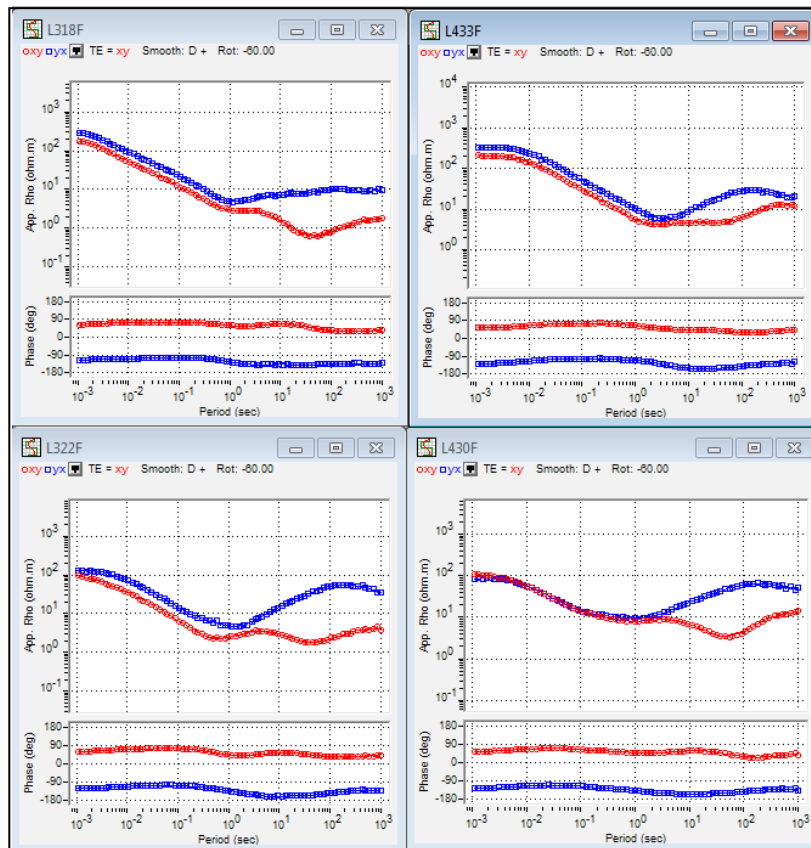


**Figura 7.5** Ejemplo de las series de tiempo de los primeros 0.5 segundos medidos de la estación MT-10A, para los campos horizontales eléctrico y magnético; así como el campo magnético vertical. Las componentes Hx, Hy y Hx muestran una buena señal y las componentes eléctricas Ex y Ey muestran una señal débil. Las series de tiempo son visualizadas usando el programa robusto de procesamiento (SSMT)



En la Figura 7.6 se observa un modelo de curvas de resistividades obtenido de uno de los sondeos, en el que se puede apreciar las curvas de resistividad yx (azul) y xy (rojo) y la fase. En forma gráfica, se puede determinar cualitativamente cómo es el medio, observando el comportamiento de las curvas xy e yx de resistividad

en función de la frecuencia. Si estas van prácticamente solapadas, el medio tiene un comportamiento 1-D; en cambio, cuando empiezan a separarse significa que existe alguna anomalía o discontinuidad en una de las direcciones, por lo que el medio se empezaría a comportar como un medio 2-D o 3-D.



**Figura 7.6** Se observan los resultados de la resistividad aparente y de fase de la estación L318F, L433F, L322F y L430F. El valor de resistividad varía entre 1 y 100 Ohm\*m. La resistividad aparente ( $\rho_a$ ) es comparada con el periodo (s). Los círculos rojos son las resistividades en la dirección xy ( $\rho_{yx}$ ), los círculos azules son las resistividades en la dirección yx ( $\rho_{xy}$ ). Los registros tuvieron un periodo de 12 horas ( $T > 100$  seg.)

### 7.1.3.2 Dimensionalidad de los datos MT

La complejidad del tensor de impedancias depende de la distribución espacial de las estructuras geoelectricas del subsuelo, es esencial comprender la dimensionalidad de los datos. Esto determina si se debe utilizar una interpretación unidimensional (1-D), bidimensional (2-D) o de tres dimensiones (3-D), dado el contraste lateral en la resistividad producida por el agua. Conforme el análisis de este estudio, existen medios de dos tipos: estaciones de una dimensión (1-D) y, predominando, estaciones de dos dimensiones (2-D). Se sabe que en los medios unidimensionales, en los que la resistividad varía solo con la profundidad, los componentes diagonales del tensor

de impedancia ( $Z_{xx}$  y  $Z_{yy}$ ) son iguales a cero, mientras que los componentes anti-diagonales ( $Z_{xy}$  y  $Z_{yx}$ ) tienen la misma amplitud pero signos opuestos, al no haber variaciones laterales de resistividad. Así, el tensor de impedancias para el caso 1-D sería de la siguiente forma:

$$Z_{1D}(\omega) = \begin{pmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy}(\omega) \\ -Z_{xy}(\omega) & 0 \end{pmatrix}$$

Para el caso particular de un medio homogéneo, la parte real y la imaginaria de los elementos del tensor de impedancias tienen la misma magnitud, por lo que las fases serán igual a  $45^\circ$ .

En un caso de medios bidimensionales, la conductividad eléctrica es constante a lo largo de una determinada dirección horizontal, variando únicamente en la vertical. Esta dirección, a lo largo de la cual la conductividad se mantiene constante, se denomina *strike geo eléctrico* o *strike*. El análisis del *strike* permite estimar esta dirección preferencial, que en teoría corresponde a la dirección de los principales sistemas de fallas activos dentro del área geotérmica en estudio. En este caso (2-D ideal), las componentes eléctricas del tensor de impedancias están relacionadas solo con sus ortogonales magnéticas (y viceversa), de manera que el tensor de impedancias en la dirección del *strike* queda simplificado, siendo los elementos de la diagonal iguales a cero. Debido a las variaciones laterales de conductividad, las componentes de la anti-diagonal ( $Z_{xy}$  y  $Z_{yx}$ ) son diferentes entre sí y representan a los modos tensor eléctrico (TE) y tensor magnético (TM).

$$Z_{1D}(\omega) = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & 0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{TE}(\omega) \\ Z_{TM}(\omega) & 0 \end{pmatrix}$$

Los valores de resistividad aparente y la fase para xy e yx presentan magnitudes diferentes y fases de signo opuesto.

El *strike* para la zona geotérmica de Paucarani se obtuvo a partir de la información estructural de los estudios geológicos del área, considerando un ángulo de 60° predominante para las

fallas geológicas regionales. Los datos de MT fueron rotados a este valor y modelados en dos dimensiones, entonces el modelo 2-D resultante puede contener resultados a profundidad que son respuestas de la estructura que se desplaza lateralmente en el perfil. Por otro lado, la dependencia del período del strike electromagnético puede ser una herramienta de diagnóstico importante para desacoplar la estructura regional trazada en función del período (Groom y Bailey, 1989).

### 7.1.3.3 Vectores de inducción

Los vectores de inducción muestran la posición, extensión y polaridad de los cambios laterales de conductividad. La parte real apunta en la dirección normal al conductor y la magnitud del vector está en relación directa con su cercanía o bien con el contraste en conductividad, siendo mayor cuando el contraste de conductividad lo es. Se obtuvieron los vectores de inducción para diferentes frecuencias (10Hz, 5Hz, 1Hz, y 0.1Hz), en las cuales se pudo observar diferentes direcciones.

En la Figura 7.7 se muestra como ejemplo el mapa de vector de inducción para 10 Hz de frecuencia, en el cual se observa que los vectores no tienen una dirección preferencial, pero la magnitud de estos para cada una de las frecuencias analizadas es menor en la parte NO del área de estudio, lo que se interpreta como la capa conductiva que envuelve el reservorio geotérmico de la zona Paucarani.

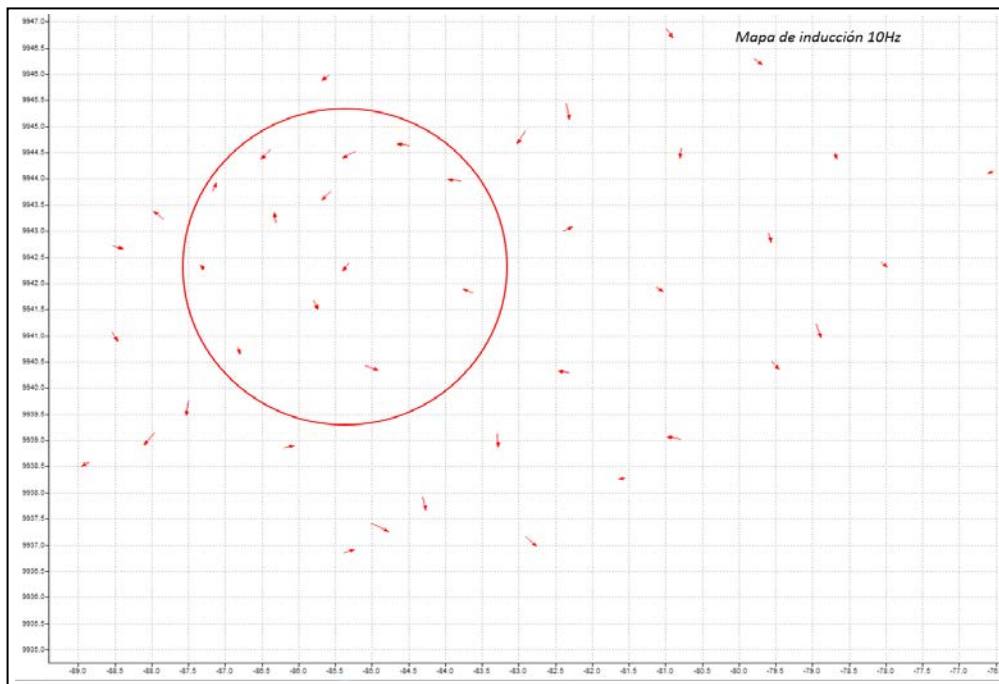


Figura 7.7 Vector de inducción para 10 Hz.

### 7.1.3.4 Diagramas Polares

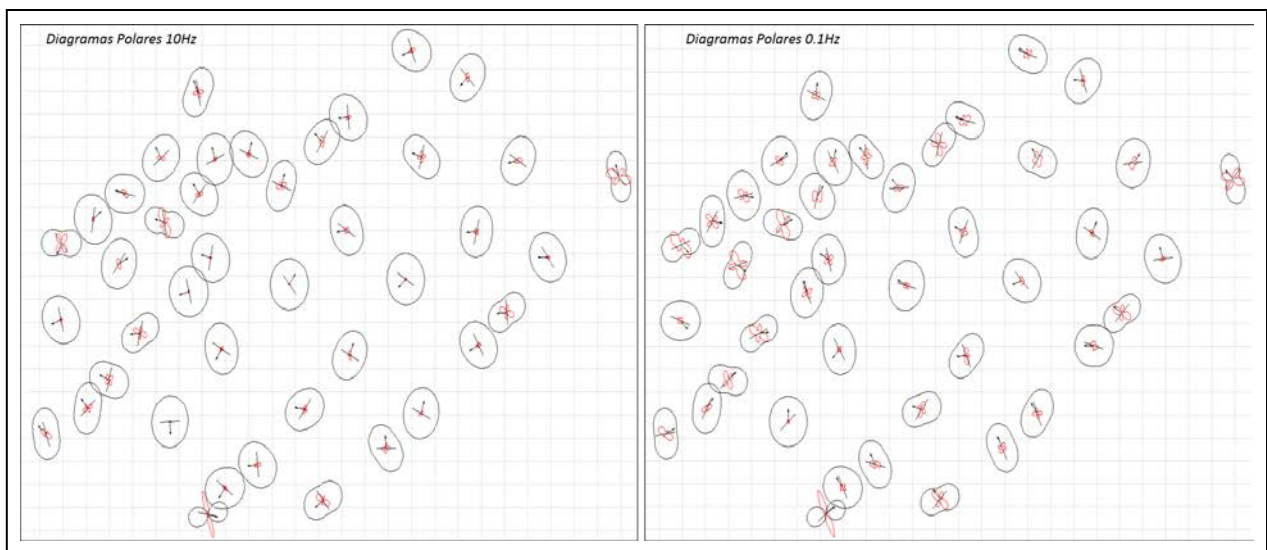
Los diagramas polares de la impedancia proporcionan medidas de la dimensionalidad de los datos de MT y muestran los módulos de una componente del tensor de impedancia como función del ángulo de rotación  $\theta$  ( $0 < \theta < 2\pi$ ) a diferentes frecuencias:

$$Z_{xy}(\theta) = Z_{xy} \cos^2 \theta + (Z_{yy} - Z_{xx}) \sin \theta \cos \theta - Z_{yx} \sin^2 \theta$$

$$Z_{xx}(\theta) = Z_{xx} \cos^2 \theta + (Z_{xy} - Z_{yx}) \sin \theta \cos \theta + Z_{yy} \sin^2 \theta$$

Las impedancias principales son  $Z_{xy}$  y  $Z_{yx}$  y sus impedancias diagonales  $Z_{xx}$  y  $Z_{yy}$  (Reddy et al., 1977). El análisis a las formas

de los diagramas polares proporciona información acerca del nivel de distorsión 3-D o el ruido que puede estar presente en los datos. Los elementos de impedancia diagonal que se tratan de minimizar son normalizados en referencia a la impedancia principal. Es así que para estructuras geoelectricas 1-D, los diagramas polares de la impedancia principal serán círculos. Para estructuras en 2-D y 3-D, estas se presentan en forma alargada en una dirección de modo paralelo o perpendicular al *strike*, dependiendo de la posición del nodo con respecto a la discontinuidad (Reddy et al., 1977), tal como se observa en la Figura 7.8 a diferentes frecuencias.



**Figura 7.8** Diagramas polares del tensor impedancia a frecuencias de 10Hz y 0.1Hz por debajo de cada estación de MT. Las líneas negras indican la impedancia principal en las diagonales  $Z_{xy}$  y las líneas rojas indican las impedancias diagonales en  $Z_{xx}$

### 7.1.4 Inversión de datos MT

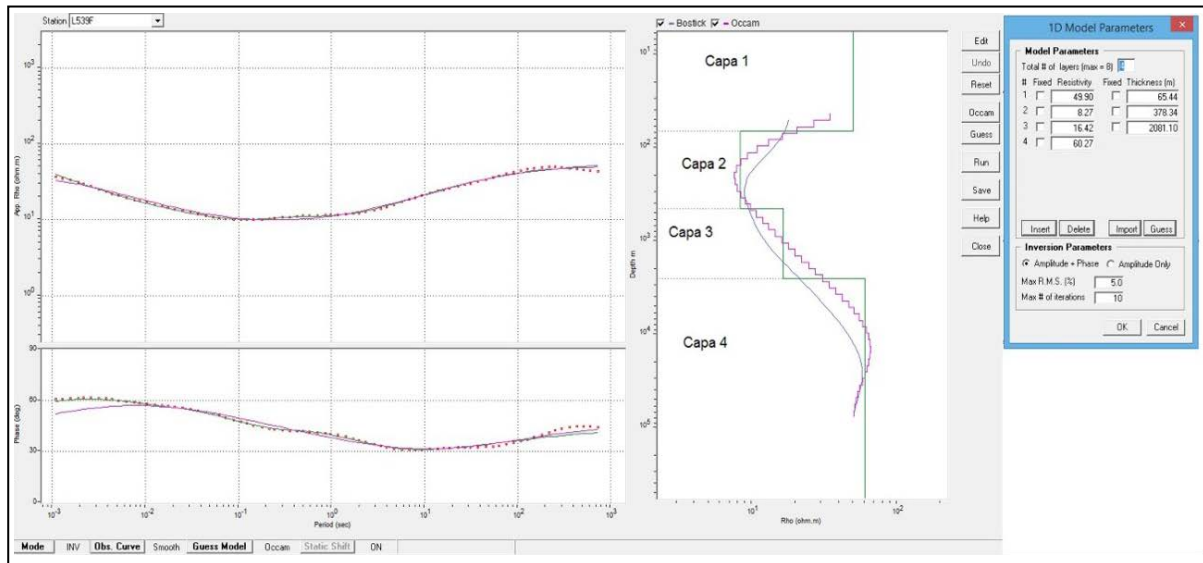
El modelo de inversión permite transformar datos geofísicos a un modelo que describe ciertas propiedades físicas de la resistividad en la subsuperficie. Un modelo de inversión muy aceptable es el que describe los datos observados de manera consistente con otra información disponible. En MT se estima encontrar contrastes en las resistividades, asociadas a estructuras que son consistentes con los datos que fueron procesados (resistividad aparente, la fase y el tipper) a diferentes rangos de frecuencias en cada estación.

Se ha invertido 43 estaciones MT para ser representadas en secciones y planos geoelectricos utilizando el algoritmo 1-D y 2-D de WINGLINK. La inversión en 2-D requiere un modelo de referencia que represente los contrastes de resistividad. Para esto se utilizó un modelo de referencia de inversión del modelo

de datos 1-D en cada estación de MT, en este sentido se utilizó el modelo de inversión de Occam's 1-D.

#### 7.1.4.1 Inversión unidimensional

Previo a la interpretación de los datos, se realizó un análisis de distorsión electromagnética. La inversión unidimensional por el algoritmo de Occam's se aplicó a las 43 estaciones de MT de la zona geotérmica Paucarani. Este algoritmo de interpretación nace debido a que la inversión de sondeos geoelectricos (magnetotelúricos, resistividad, electromagnéticos de fuente controlada, etc.) puede generar más de una solución (Langer, 1933). Occam's presenta la ventaja de obtener modelos suavizados con el fin de evitar una sobreinterpretación de los datos y los realiza sobre el promedio geométrico de las curvas de resistividad y fase (Constable et al., 1987), tal como se muestra en la Figura 7.9.



**Figura 7.9** Se observa (izquierda) resistividad aparente y de fase de la estación L539F. La representación del modelo de inversión 1-D de la resistividad (modelo de inversión Occam's) varía entre 4 y 80 Ohm\*m. La resistividad aparente en esta estación MT despliega 4 capas.

A partir de los modelos de profundidad obtenidos de la inversión 1D se asignaron rangos de resistividad para las inversiones bidimensionales.

#### 7.1.4.2 Inversión Bidimensional

Existen fenómenos relacionados con la estructura del medio relacionados con la distorsión EM y, por lo tanto, con su dimensionalidad. Estos fenómenos son la anisotropía y la heterogeneidad. Un medio se considera anisotrópico cuando la corriente fluye en una o varias direcciones preferenciales. Cuando la estructura geológica se encuentra próxima a un sondeo se definen, en el caso 2-D, dos resistividades y dos fases: la primera a lo largo de la estructura regional y la segunda perpendicular a esta.

Para el presente estudio se realizó la inversión de datos entre las bandas de frecuencias 100-0,01 Hz utilizando el software WINGLINK. Este programa cuenta con dos rutinas diferentes, ambas desarrolladas por Rodie y Mackie (2001). La primera de ellas llamada Smooth Model Inversion Routine, la cual hace una regularización de la ecuación de Tikhonov (Tikhonov et al., 1977) mediante el método de gradientes conjugados no lineales (NLCG). La segunda llamada Sharp boundary model inversion routine, está basada en la inversión de datos por interfaces discretas.

Las interfaces se describen a partir de una serie de nodos, en los cuales se fija la posición horizontal; mientras que la posición vertical se ajusta con la inversión. La resistividad de la capa se asigna a la serie de nodos fijados horizontalmente entre las

capas; además se asume que varían linealmente entre nodo y nodo. La posición de las interfaces y resistividades se proyecta sobre una malla, y a partir de la inversión, se calculan las mejores localizaciones de los nodos de las interfaces y resistividades para el ajuste de los datos observados.

Una suposición común para ambas rutinas es que el perfil —al que se va a hacer la inversión— sea perpendicular al campo eléctrico. Por esta razón, es importante estimar el azimut de la estructura regional y rotar la impedancia al sistema de referencia definido por las estructuras principales.

Se llevaron a cabo varios perfiles 2-D en diferentes direcciones, de los cuales se escogieron tres perpendiculares al strike geoelectrónico, con dirección SO-NE y con una extensión de 7500 m lineales. Para la inversión 2-D se consideró como información base los resultados de la inversión 1D por el algoritmo de Occam's, considerando el error de 2.12 calculado por el software WINGLINK. La inversión incluyó la topografía en cada punto de medición tal como se define en los perfiles. El modelo de inversión convergió en una raíz media cuadrática (RMS) aceptable después de 70 iteraciones al modelo, por lo que la inversión de resistividad alcanzó una profundidad considerable de 9000 m.

## 7.2 MÉTODO MAGNÉTICO

El método estudia las variaciones del campo magnético en la superficie terrestre para localizar estructuras subterráneas en un área; a menudo muestra contrastes que reflejan diferencias en la composición litológica, en las estructuras de la corteza y en

las zonas de alteración. Es el método más antiguo y económico. Su efectividad depende de la presencia de magnetita y otros minerales con altos valores de susceptibilidad magnética.

El método magnético se aplica en la exploración geotérmica para la identificación de estructuras geológicas, con el objetivo de localizar y determinar la profundidad de intrusivos ocultos, trazando los diques y fallas. También es útil para determinar la profundidad, la localización de las zonas de alteración hidrotermal y el paleomagnetismo. En la zona geotérmica de Paucarani se utilizó principalmente para la identificación de lineamientos y estructuras. Esta información se obtuvo de la compilación de las áreas cubiertas en Bolivia, Chile y Perú en el año 2000, llevados a cabo en el Proyecto Multinacional Andino (PMA): Cooperación Geológica a lo largo de los Límites.

### **7.2.1 Procesamiento de datos magnéticos**

La información aeromagnética se procesó a partir del campo magnético total, luego se hizo la corrección de los datos y seguidamente estos fueron interpolados con el algoritmo RANGRID de Geosoft, con tamaños de celda de 200 y 250 m. La generación de imágenes se realizó aplicando la Transformada de Fourier (FFT), descrita por Naidu y Mathew (1998). Antes de ello, se realizó la corrección del campo magnético (IGRF), el uso de imágenes con filtros de la reducción al polo, la señal analítica, la primera y segunda derivada vertical, el gradiente horizontal, entre otros. Finalmente, con el software Oasis Montaj se convirtieron los mapas a formatos con extensión \*.GRD.

#### 7.2.1.1 Corrección del campo geomagnética de referencia internacional - IGRF

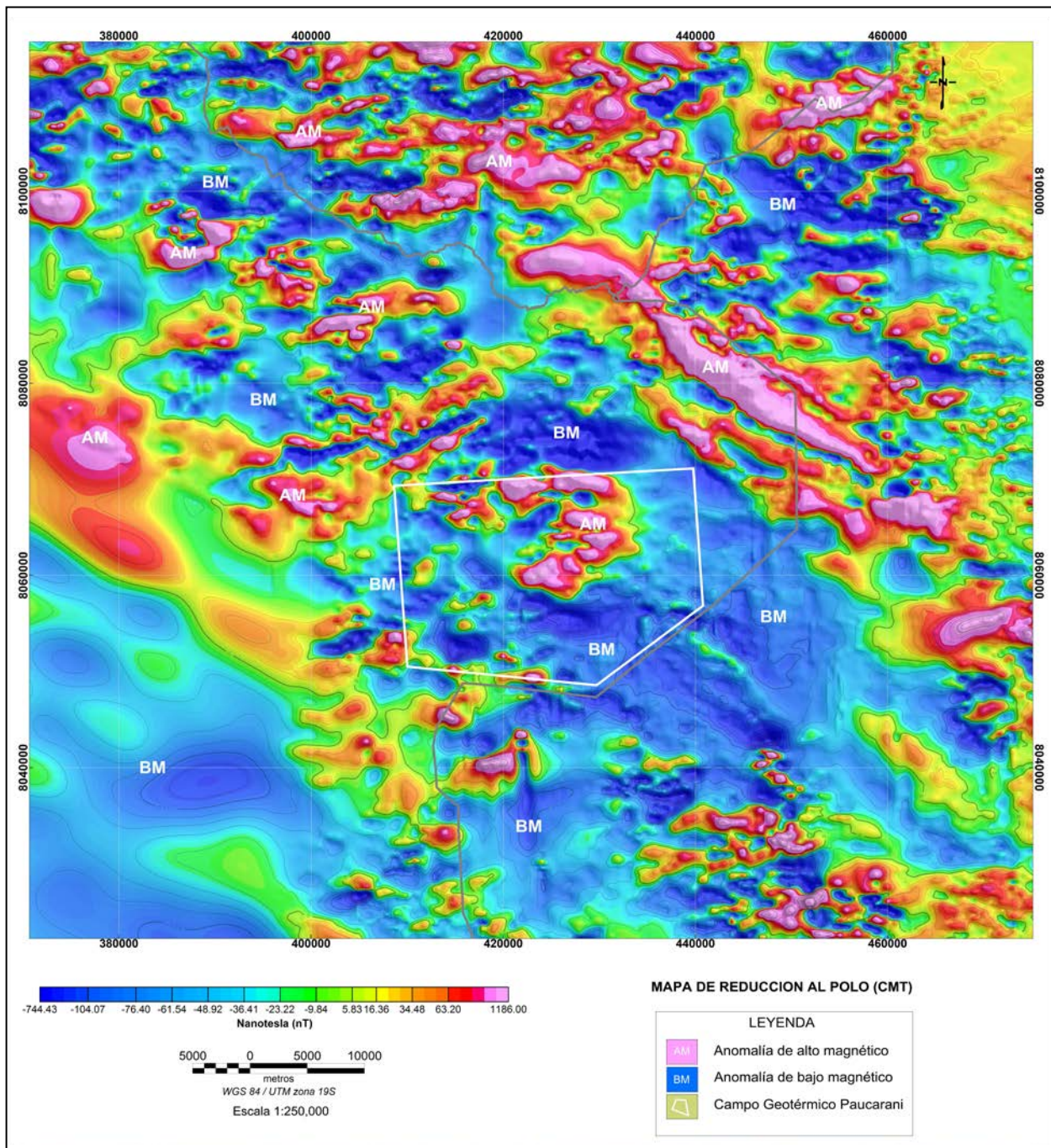
El campo geomagnético de referencia internacional (IGRF) es una longitud de onda larga del campo magnético regional, calculada con los datos de observatorios magnéticos permanentes alrededor del mundo (Thébault et al., 2015). El IGRF es actualizado y determinado por un comité internacional de geofísicos cada cinco (5) años. Los valores del IGRF fueron calculados utilizando el modelo del año 2015.

#### 7.2.1.2 Reducción al Polo

La utilización de este filtro consiste en simplificar la interpretación de las anomalías removiendo la asimetría introducida debido a su inducción del campo magnético principal con una determinada inclinación. El campo magnético principal es vertical (y las anomalías inducidas simétricas) al norte y sur de los polos magnéticos. Como su nombre sugiere "reducción al polo", esta transforma los datos que deberían ser medidos en los polos magnéticos y simplifica las anomalías centrándolas sobre el cuerpo magnético que esta irradia en lugar de desplazarla hacia un lado (Naidu y Mathew, 1998).

En la Figura 7.10 se observa la variación del campo magnético representada por escalas de colores: las de azul se denominan sectores de bajos magnéticos (bajo contenido de minerales ferromagnéticos) y las de color magenta como altos magnéticos (altos contenidos de mineral magnético asociados a la magnetita).





**Figura 7.10** Mapa de reducción al polo nivelado al IGRF, se observan variaciones del campo magnético probablemente causadas por las rocas magnetizadas en la corteza (o componentes de altas frecuencias del campo generado en el interior de la tierra).

### 7.2.1.3 Gradiente Horizontal

El método de gradiente horizontal requiere las derivadas horizontales de primer orden y una transformación de la reducción a polo. Este método es menos susceptible al ruido, pero los resultados son precisos solo cuando se induce la

magnetización con tipos de fuentes muy específicas, descritas por Phillips et al. (1998); Grauch & Cordell (1987); Ponce y Glen. (2008); Setyawan et al. (2015). Este filtro resalta los lineamientos que no se observan a simple vista en superficie, tal como se muestra en la Figura 7.11.



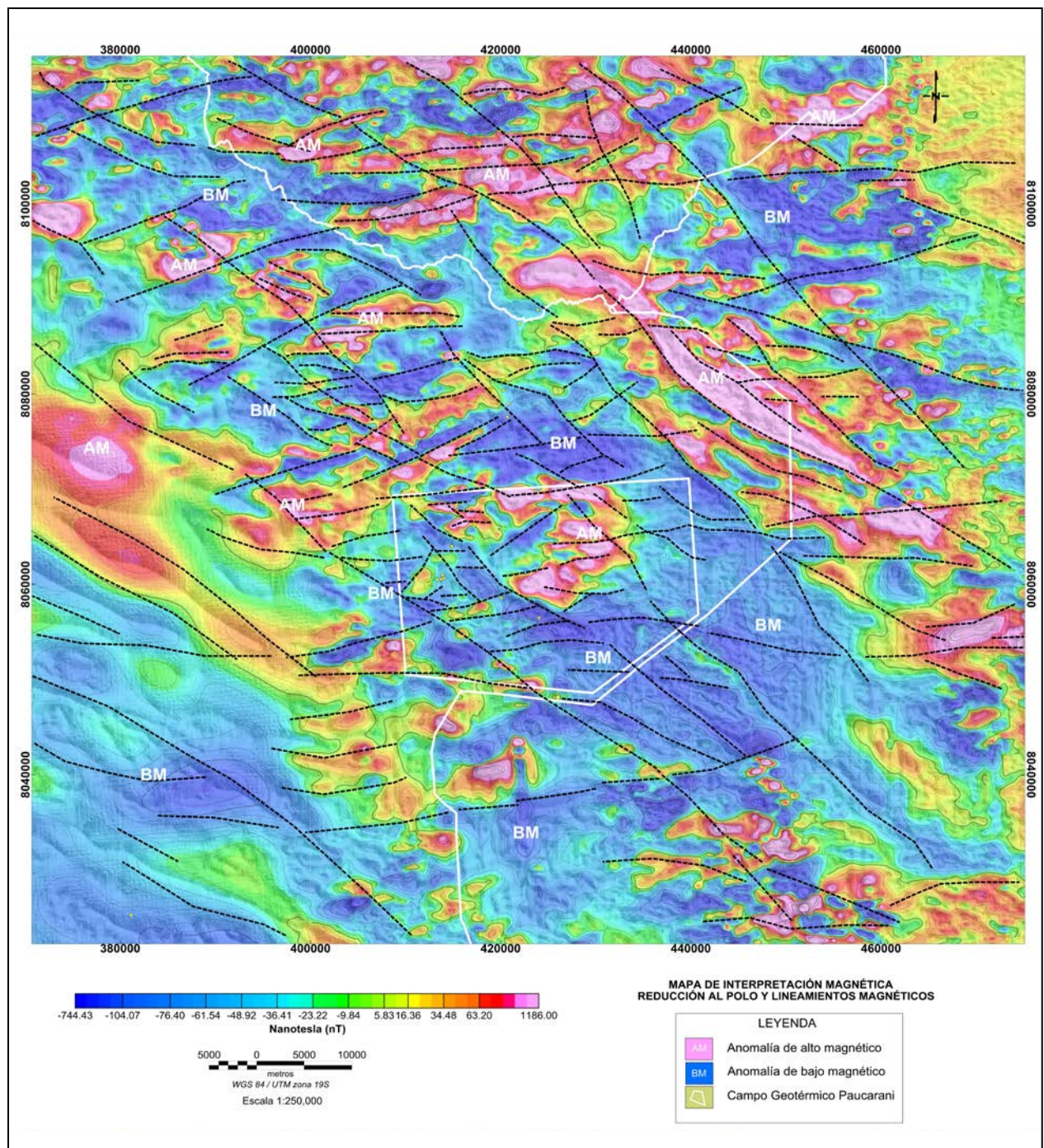


Figura 7.11 Mapa de lineamientos magnéticos a partir de la gradiente horizontal, superpuesto con la reducción al polo magnético.

## 7.3 RESULTADOS

### 7.3.1 Análisis de los datos de MT

Para este estudio se analizaron tres perfiles 2-D en dirección SO-NE, aproximadamente perpendiculares a la dirección de strike geoelectrónico principal (NO-SE); a partir de estos perfiles se pudo determinar la geometría y la extensión de los elementos principales del sistema geotérmico Paucarani.

En el perfil 1 (Figura 7.12) se observó una anomalía conductiva superficial ( $<10 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$ ), extendida desde la superficie hasta los 2000 m de profundidad aproximadamente. Esta anomalía está relacionada con la capa sello, con un espesor de 1200 m. Un estrato resistivo subyacente a esta capa, desde los 2000 hasta 4000 m de profundidad, con valores de resistividades entre 8 y 70  $\text{Ohm}\cdot\text{m}$  y un espesor promedio de 1500 m, el cual se interpreta como el posible reservorio (Pellerin et al., 1996; Muñoz, 2014).

La distribución de bajas resistividades en la capa sello se observa de manera puntual, lo que se interpreta como una capa poco desarrollada, relacionada probablemente con una secuencia de capas permeables; esta suposición podría indicar el enfriamiento del sistema geotermal.

Además, se detectó la presencia de una anomalía conductiva profunda, a partir de los 7000 m de profundidad, probablemente asociada a una zona de ascenso a través de un sistema estructural que calienta los fluidos del reservorio. Este efecto se manifiesta en la superficie como fuentes termales de medianas y bajas temperaturas, las que se enfriarían debido al contacto en su recorrido con acuíferos de agua fría. Por otro lado, la fuente de calor se estima a una profundidad mayor a 10 000 m, la cual estaría conectada a sistemas estructurales que ascienden hasta la superficie.

En los perfiles dos (2) y tres (3) (figuras 7.13 y 7.14) se identificó la capa sello bien desarrollada del sistema geotérmico (capa sello y reservorio). Se observa una anomalía de baja resistividad

desde la superficie hasta varios kilómetros de profundidad, que en superficie se corta de manera transversal con una falla geológica inferida en trabajos anteriores con orientación NO-SE, la cual estaría asociado a la zona de ascenso de fluidos hidrotermales. Esta falla actuaría como barrera del sistema hacia el SO; se considera principalmente en las estaciones L5-38 y L6-44. Esta anomalía asciende desde profundidades mayores a los 9000 m, probablemente desde la fuente de calor hasta la superficie, y estaría asociada a un sistema muy fracturado.

En la Figura 7.15 se presentan mapas de resistividad eléctrica a profundidades de 1000, 2000, 3000 y 4000 m. La resistividad eléctrica del sistema geotérmico estaría controlada principalmente por productos de alteración hidrotermal: arcillas en su mayoría. Este proceso de alteración depende del tipo de roca, de la composición química del fluido y de la temperatura (Piña, 2014).

Del análisis de los mapas de resistividad eléctrica a profundidades, se puede observar una anomalía resistiva en el centro del área, a una profundidad de 1000 m; esta tiene una mayor extensión y probablemente esté asociada a la cúpula del reservorio geotérmico que se extiende hacia el NE y SE.

A una profundidad de 4000 m, la anomalía tiene una extensión casi nula, lo cual indicaría la presencia de rocas con baja porosidad y escaso fluido. Por lo tanto, se considera el área marcada con líneas punteadas de color azul, de resistividades  $<10 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$ , como target para la realización de pozos exploratorios. La anomalía con resistividades  $>10 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$  se extiende hacia el SO de la zona de estudio.

Por lo tanto, el fuerte vínculo existente entre la resistividad eléctrica y los productos de alteración (arcillas) dependientes a su vez de la temperatura permite considerar a la distribución de resistividades mostradas en la Figura 7.15 como una marca distintiva de los sistemas geotérmicos convencionales (Muñoz, 2014).



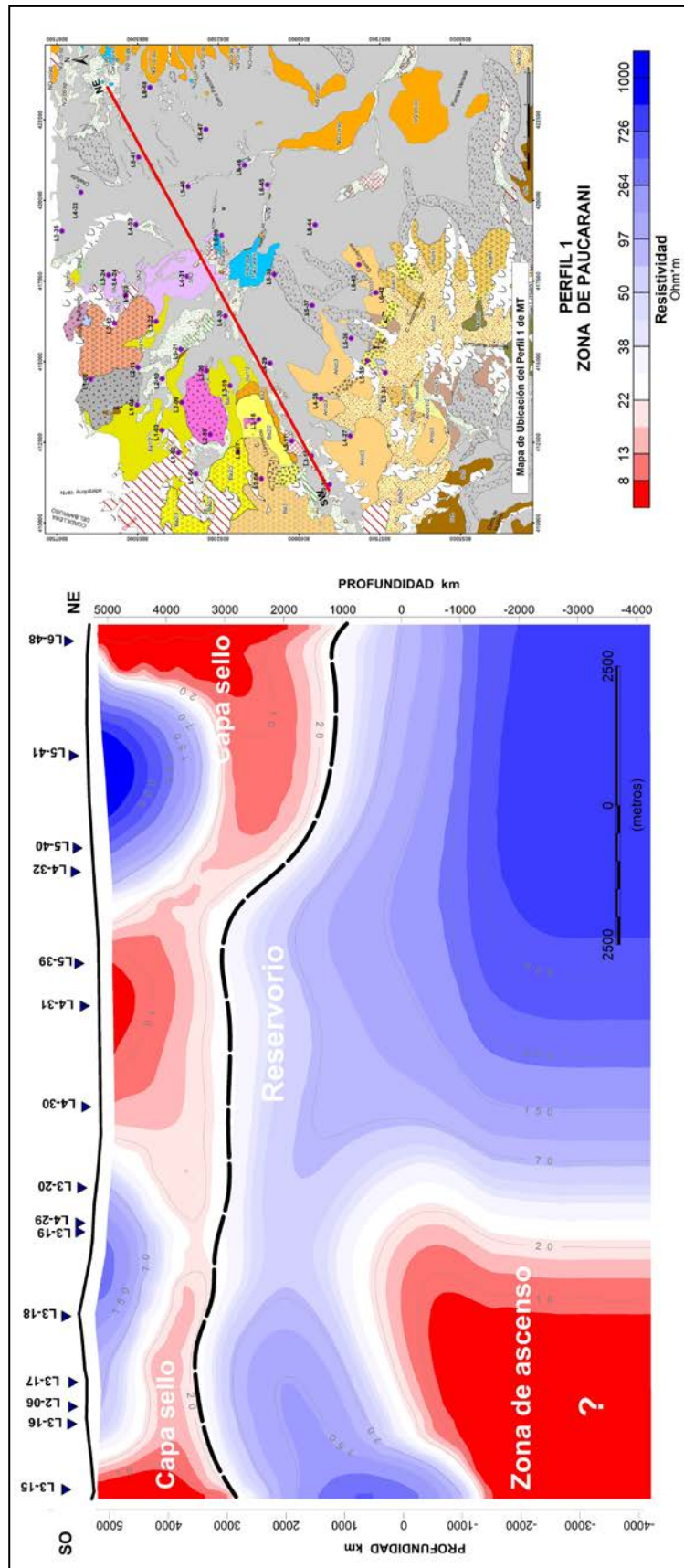


Figura 7.12 Modelo magnetotelúrico 2D (Perfil 1), las flechas amarillas indican el posible patrón de circulación de los fluidos.

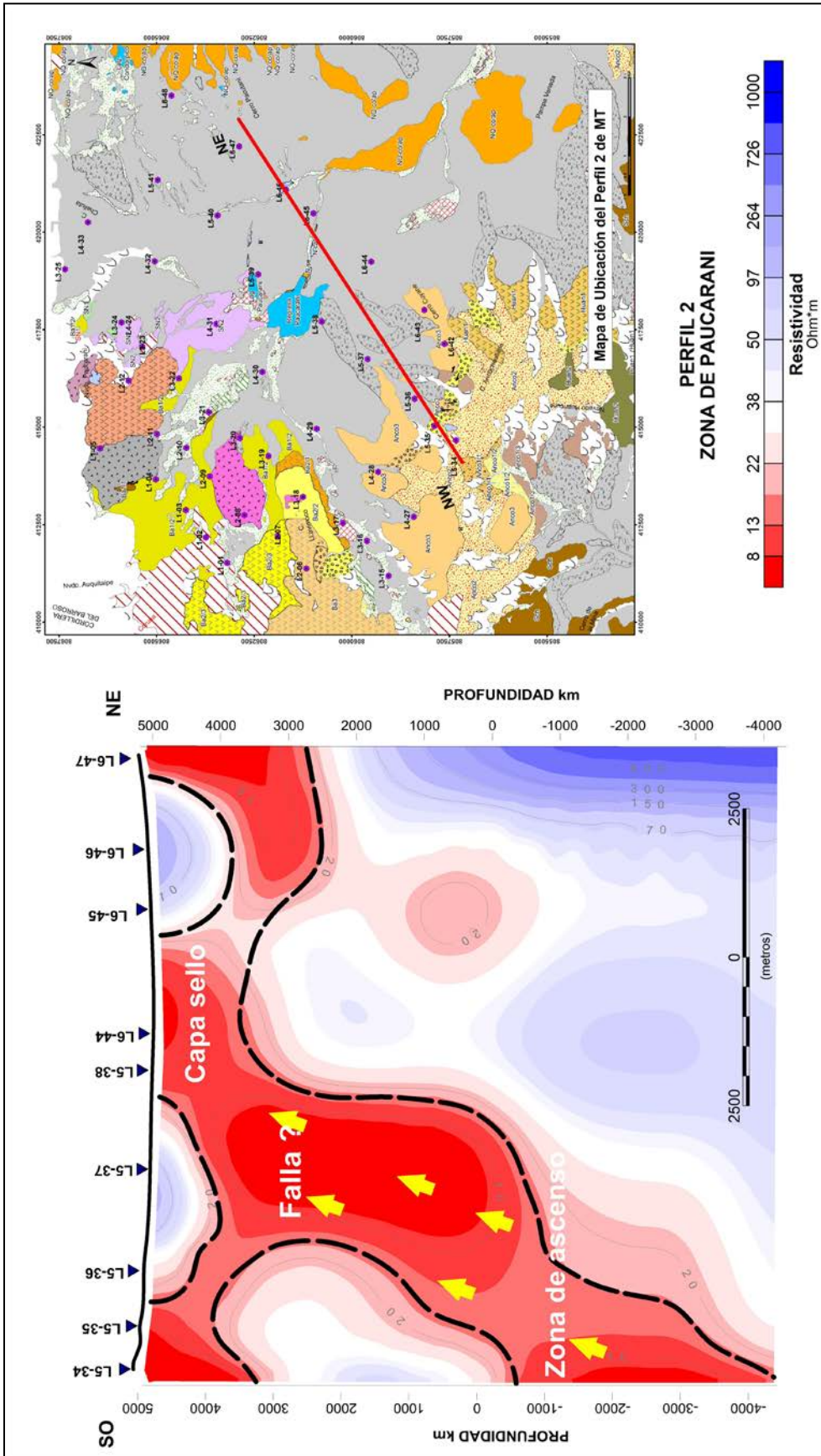


Figura 7.13 Modelo magnetotélico 2D (Perfil 2), zona de ascenso las flechas amarillas indican el posible patrón de circulación de los fluidos.



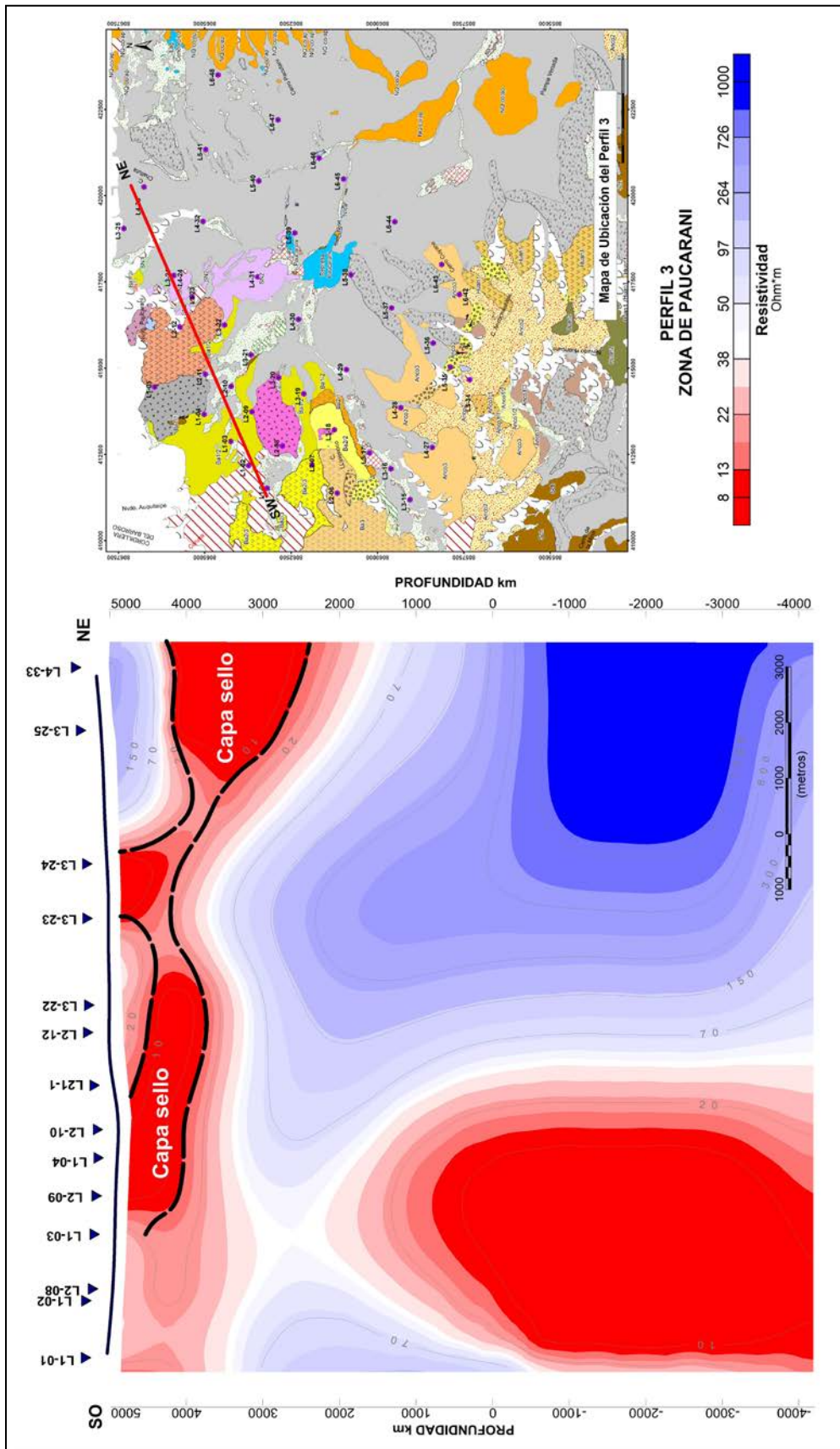


Figura 7.14 Modelo magnetotéurico 2D (Perfil 3), donde se muestra la capa sellada con resistividades <10 Ohm·m.

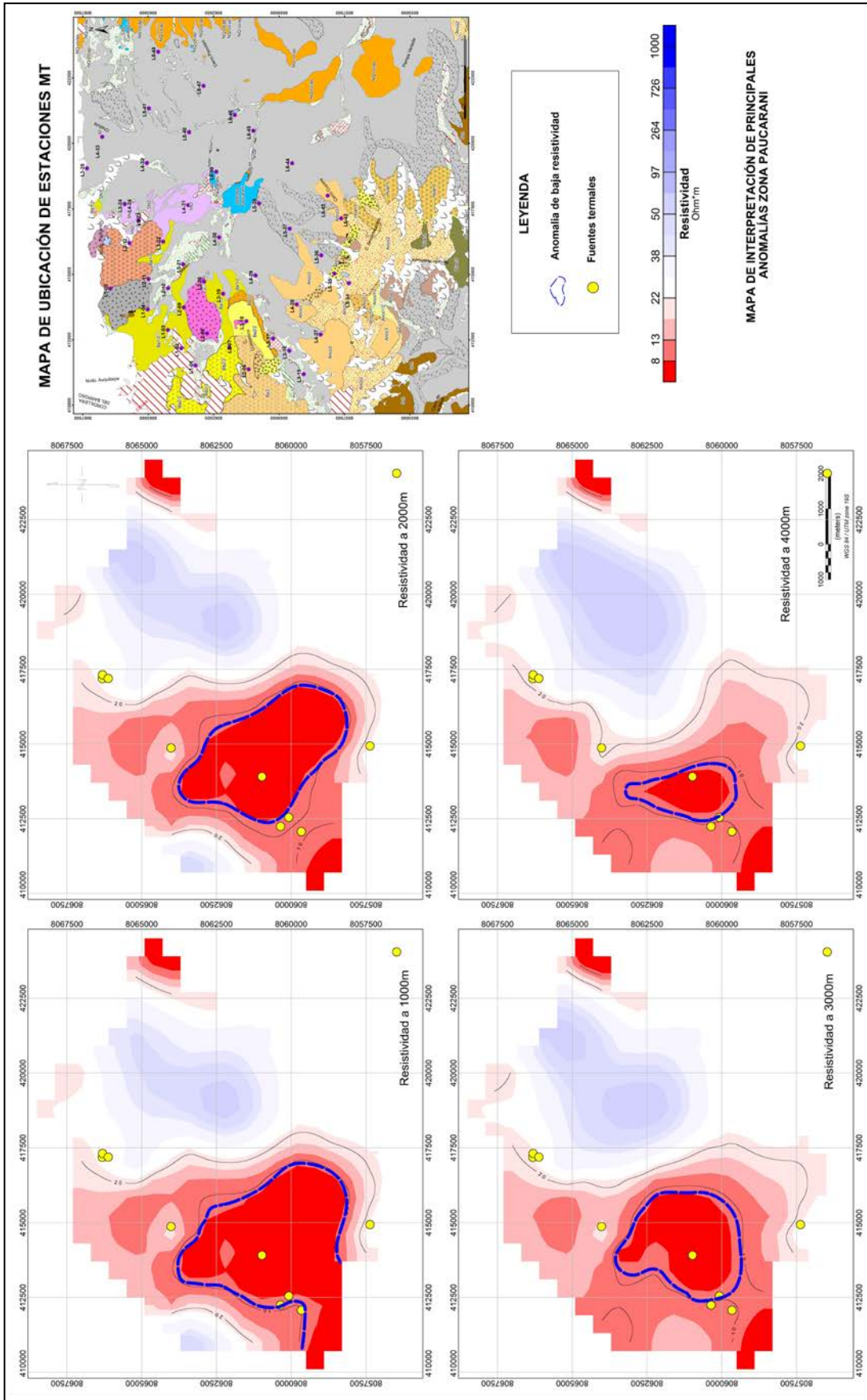


Figura 7.15 Mapas de distribución de resistividad eléctrica a diferentes profundidades, donde se muestran las áreas potenciales para realizar pozos exploratorios (línea azul entrecortada).

### 7.3.2 Análisis de los Datos Magnéticos

La intensidad magnética del campo varía en un rango aproximado de -744 a 1146 nT. La inclinación del campo magnético terrestre en el área de estudio es de aproximadamente  $-8.3$ ; valor utilizado para el procesamiento, la corrección y la reducción de datos. Para el análisis se consideró el mapa de reducción al polo magnético y el mapa de lineamientos magnéticos, a partir de la gradiente horizontal.

La Figura 7.16 muestra el mapa de reducción al polo a partir de los datos aeromagnéticos. La reducción al polo transforma los datos que deberían ser medidos en los polos magnéticos y simplifica las anomalías, centrándolas sobre el cuerpo magnético en lugar de desplazarla hacia un lado. La zona geotérmica de Paucarani presenta contrastes entre altos y bajos magnéticos, donde los valores positivos indican la posición de fuentes fuertemente magnéticas o de mayor magnetización (Fantón et al., 2014). Al NO se observan anomalías magnéticas positivas alargadas, controladas por lineamientos con dirección NO-SO; estas anomalías alcanzan valores máximos hasta de 1186 nT.

Al SO y SE se observan anomalías negativas de un área alargada, limitada por lineamientos con dirección NO-SO y valores mínimos de -744.43 nT, según la respuesta del bajo magnético. Estas anomalías estarían relacionadas con el flujo geotérmico que se encontraría estructuralmente controlado a lo largo de fisuras y zonas de fractura orientadas de NO-SO y E-O. Esta área es de gran interés geotérmico, puesto que en ella se encuentra la mayor parte de las manifestaciones geotermales de la zona geotérmica de Paucarani. Además, por la presencia de la alteración, los minerales magnéticos de las rocas son destruidos dentro de su composición mineralógica, debido a la interacción fluido-roca, obteniéndose bajos magnéticos como respuesta (Hinze, 2013).

El mapa de lineamientos magnéticos que se muestra en la Figura 7.17 se obtuvo a partir de la gradiente horizontal, en el cual se realiza la representación imparcial de la base de datos medidos, suavizándose la señal y un doble sombreado (el sombreado unidireccional se utiliza parcialmente con la finalidad de realzar las características del tren anómalo en una sola dirección) (Korhonen, 2005).

El análisis de lineamientos magnéticos para la zona geotermal de Paucarani se define en tres grupos: Lineamientos con dirección NNO-SSE, de gran extensión y controlando el área

de interés, además estarían posiblemente relacionados con fallas regionales. Lineamientos discontinuos con dirección NE-SO observados en gran cantidad, los que serían producto de esfuerzos generados por las fallas regionales de gran extensión. Y en menor cantidad se encuentran los lineamientos con dirección E-O, con extensiones menores. Cabe mencionar que los lineamientos con direcciones NE-SO y E-O probablemente han sido producidos por esfuerzos de fallas regionales, las que tendrían una relación con la fracturación y la porosidad de las rocas, y que permiten la circulación y el ascenso de los fluidos geotérmicos.

Los principales lineamientos magnéticos que controlan el área de interés geotérmico tienen una dirección predominante de NE-SO (Figura 7.17). Estos lineamientos se encuentran paralelos a los bajos magnéticos de forma alargada, y aprovechan la recarga del sistema por donde el fluido es infiltrado desde la cadena de montañas más altas hacia la zona de ascenso, la que se encuentra probablemente muy fracturada debido a la evidencia en superficie de estructuras geológicas y lineamientos que han sido obtenidos a partir de la magnetometría.

### 7.4 MODELO GEOFÍSICO CONCEPTUAL

Para el modelo conceptual en perfil se consideraron los resultados del método MT (Figura 7.18); en este modelo se describen los siguientes elementos:

**Capa sello (clay cap):** Anomalía conductiva con valores de resistividad  $< 10 \text{ Ohm} \cdot \text{m}$ , desde la superficie hasta los 2000 m de profundidad. Presenta un espesor variable entre 1000 y 1200 m.

**Reservorio:** Anomalía resistiva con valores de resistividad entre 8 y 70  $\text{Ohm} \cdot \text{m}$ , desde los 2000 m de profundidad y con espesores aproximados de 1500 y 2000 m.

**Fuente de calor:** Con base en los resultados de resistividad, se presume que la fuente de calor se encuentra a una profundidad mayor a los 10 000 m (10 km).

**Zona de ascenso:** Relacionada con el ascenso de los fluidos hidrotermales y limitada por las estructuras principales, además de ser un área muy fracturada, lo que genera permeabilidad secundaria en las rocas.

**Patrón de circulación:** Se encuentra al NO y SE; está asociado a los principales lineamientos magnéticos y estructuras geológicas y una posible descarga al SO.



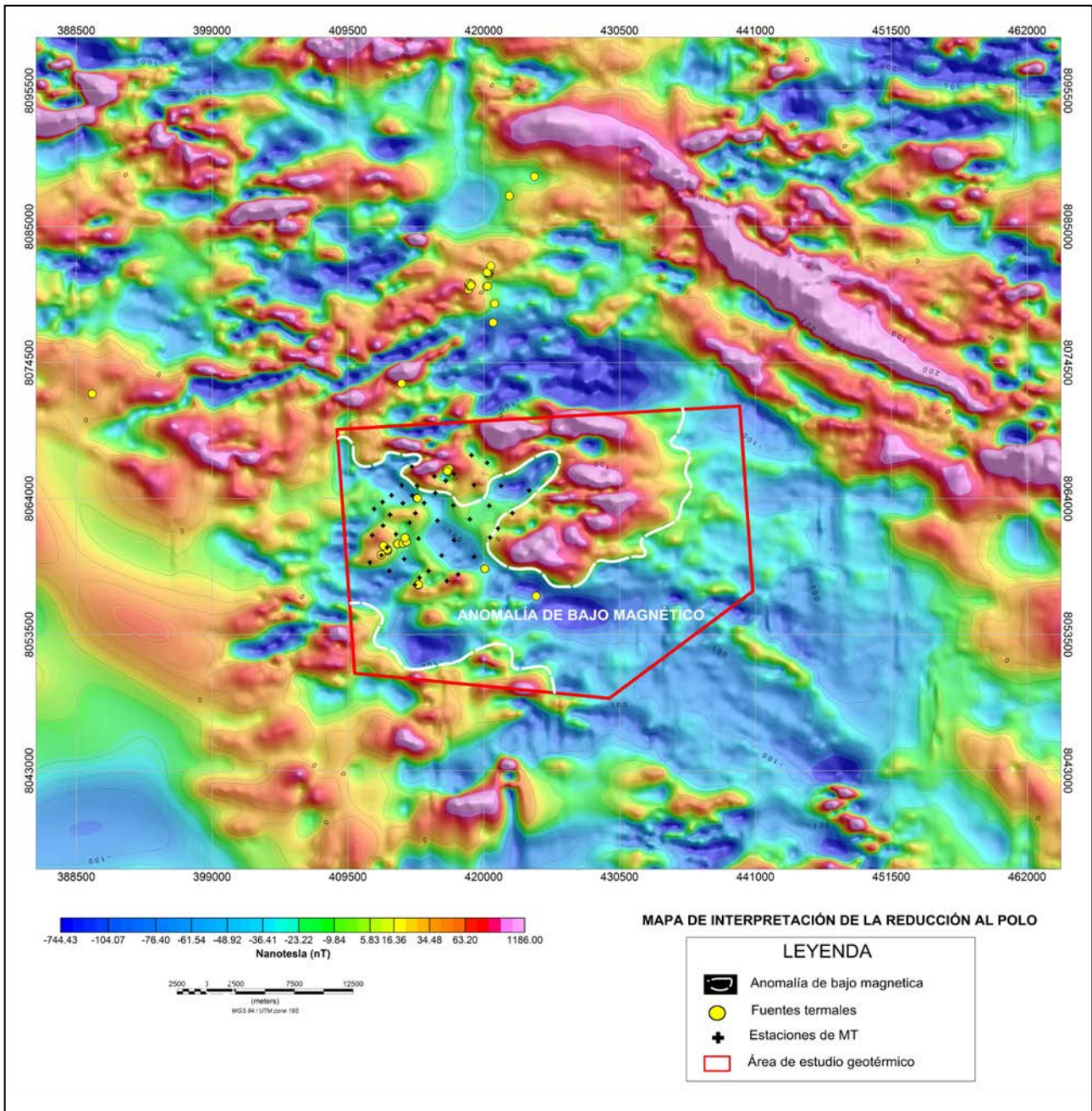


Figura 7.16 Mapa de reducción al polo con interpretación donde se muestra la anomalía de bajo magnético.



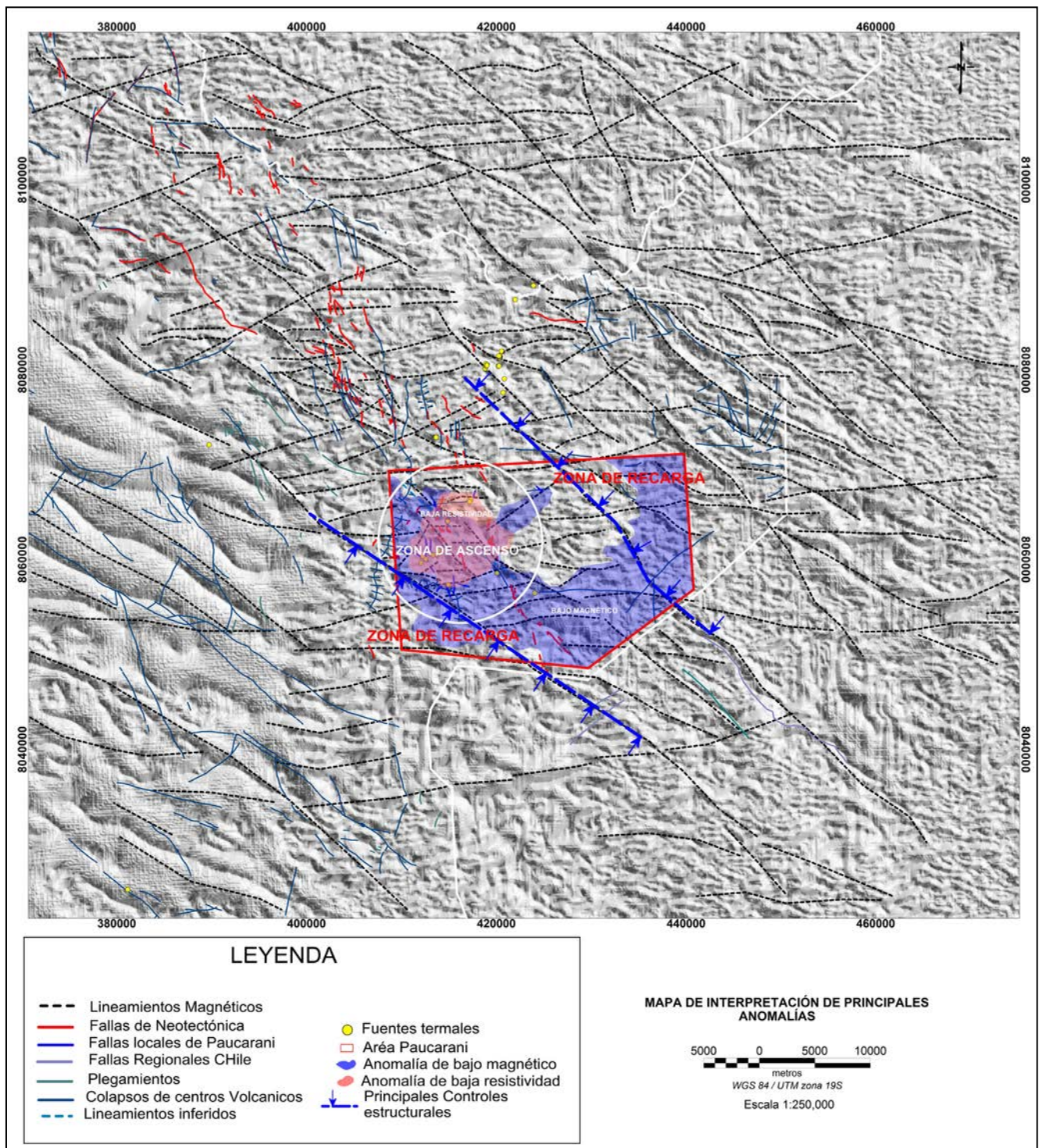


Figura 7.17 Mapa de interpretación magnética y anomalía de resistividad.



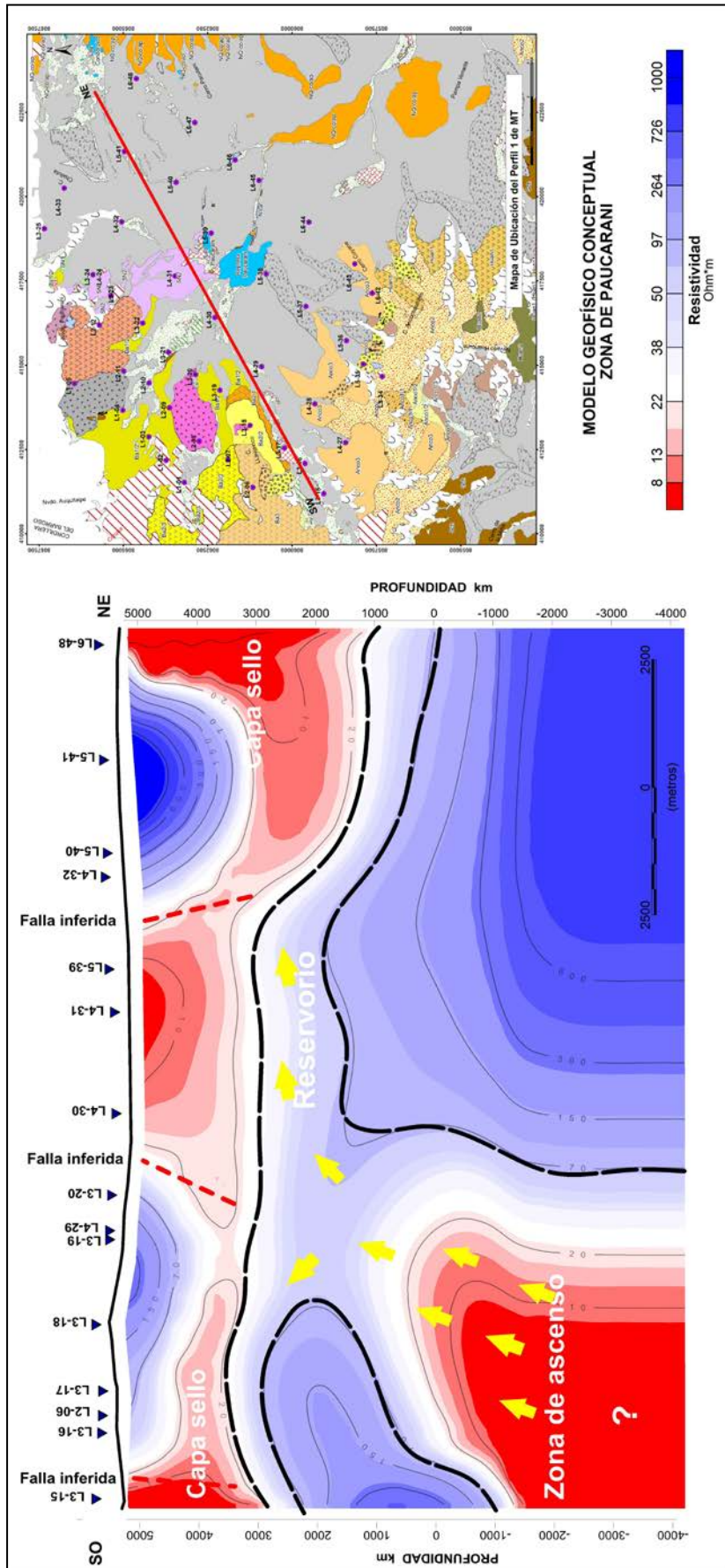


Figura 7.18 Modelo geofísico conceptual (Perfil 1) de la zona geotermal de Paucarani.

# CAPÍTULO VIII

## MODELO CONCEPTUAL INTEGRADO

La Figura 8.1 muestra el modelo conceptual integrado para la sección transversal SO-NE de la Figura 7.18, así como la representación en 3D mostrado en la Figura 8.2. Este modelo fue desarrollado con base en los datos geológicos, hidrogeológicos, geoquímicos y geofísicos. Los resultados del estudio geofísico revelaron que el reservorio geotérmico está asociado a anomalías de resistividad entre 8 Ohm\*m y 70 Ohm\*m desde los 2000 m de profundidad y con espesores aproximados entre 1500 y 2000 m. Además, determinó las zonas de capa sello con anomalía conductiva con valores de resistividad <10 Ohm\*m, desde la superficie hasta los 2000 m de profundidad y con espesores variables entre 1000 y 1200 m.

El modelo incluye un reservorio geotérmico profundo con un rango de temperatura de 124 a 221 °C, estimado por geotermómetros de sílice. Las fallas NE-SO posiblemente controlan la conductividad del reservorio. Además, tienen un papel importante en la creación de la zona de ascenso donde las diferencias de calor y de presión causan un desplazamiento de fluido de una fase a través de estas fallas y otras fracturas por fenómenos de convección. Asimismo, es preciso indicar que existe una buena correlación entre la presencia de fuentes termales y fallas en el área de estudio inferidas por el método MT (Figura 7.18). Parece que el flujo ascendente tiene lugar a

través del sistema de fallas y fracturas y que eventualmente se descarga a la superficie como aguas termales y fumarolas.

Las características químicas de los fluidos son de tres tipos Na-Cl.SO<sub>4</sub>, Ca.Mg-SO<sub>4</sub> y Ca.Mg-HCO<sub>3</sub> producto de la mezcla de fluidos Cl, SO<sub>4</sub> y HCO<sub>3</sub>. Sin embargo, los fluidos sulfatados (SO<sub>4</sub>) están asociados a procesos de oxidación de SO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>S que provienen del sistema hidrotermal volcánico más reciente, representado por el nevado Paucarani de composición andesítica, cuya actividad magmática podría ser menor a 1 Ma. La fuente de calor estaría relacionada a las cámaras magmáticas de los volcanes localizados al SO del área de estudio y a la actividad volcánica del nevado Paucarani. Los resultados de MT muestran que la fuente de calor estaría localizado a más de 10 km de profundidad podría estar relacionada con la cámara magmática del volcán Tacora, ya que se localiza a 15 km desde la zona de Huancune con presencia de fumarolas y pozos de lodo ácido (Mapa 2).

De la composición isotópica de δ<sup>2</sup>H y δ<sup>18</sup>O se puede indicar que los fluidos geotérmicos se originan de la mezcla de agua meteórica y agua magmática. El agua meteórica se recarga desde la cadena de montañas que rodea el área de estudio, la Cordillera el Barroso, los cerros de Paucarani y Condorpico. La estimación del área del reservorio geotérmico es de 20 km<sup>2</sup>.

**Cuadro 8.1**  
**Elementos del modelo conceptual para el sistema geotermal de Paucarani**

ASPECTOS GEOCIÉNTIFICOS			
Elementos del modelo geotérmico conceptual	Geología	Geoquímica	Geofísica
Fuente de calor	Origen magmático, actividad volcánica < 1Ma (volcán Paucarani).	Gases fumarólicos de origen magmático, mud pools and acid thermal waters (H <sub>2</sub> S).	A través del MT, se asume al NO-SE a profundidad a >9000m.
Reservorio	Secuencias volcánicas fracturadas de la Formación Huilacollo y el Grupo Toquepala, reconocidas en el flanco occidental de la cordillera del Barroso.	Geotermómetro de cuarzo <221°C Geotermómetro catiónico (no alcanza el equilibrio agua-roca) temperatura promedio <122°C	resistividad entre 8 Ohm*m y 70 Ohm*m desde los 2000 m de profundidad.
Patrón de flujo	Sistemas de fallas normales y grabens, los ejes de mínimo esfuerzo o $\sigma_3$ presentan dirección NE-SO.	Na-Cl, Ca-SO <sub>4</sub> y Ca.Mg-HCO <sub>3</sub> Langelier-Ludwig and ternary diagrams (Cl=634.5mg/L).	No aplica
Capa sello	Según resultados de la geología regional y de MT. Se designa la unidad geológica del Grupo Tacaza.	No Aplica	resistividad < 10 Ohm*m, desde superficie hasta los 2000 m de profundidad.
Zona de descarga (outflow)	Quebradas Curimani, Huancune, Achuco, Llavemoco.	Mud pools (H <sub>2</sub> S, Ca-SO <sub>4</sub> ), fumarolic gas (H <sub>2</sub> S), hot springs (Ca-SO <sub>4</sub> , Na-Cl).	Se encuentra al NO y SE asociada a los principales lineamientos magnéticos y estructuras geológicas y una posible descarga al SO.
Zona de ascenso de fluidos (upflow)	Estructuras principales de dirección NO-SE. Además el área es muy fracturada generando permeabilidad secundaria en las rocas.	Condensado de gases fumarólicos y mud pools de pH 1.5, temperatura 80.1°C y alto SO <sub>4</sub> (1150 mg/L).	Cambios drásticos de resistividad correlacionan con las fallas inferidas en los estudios geológicos de orientación NO-SE.
Zona de recarga	La cadena de montañas del Barroso, los cerros de Paucarani y Condorpico.	Isotopos $\delta^2\text{H}$ (-66.30‰) y $\delta^{18}\text{O}$ (0.19‰).	No aplica

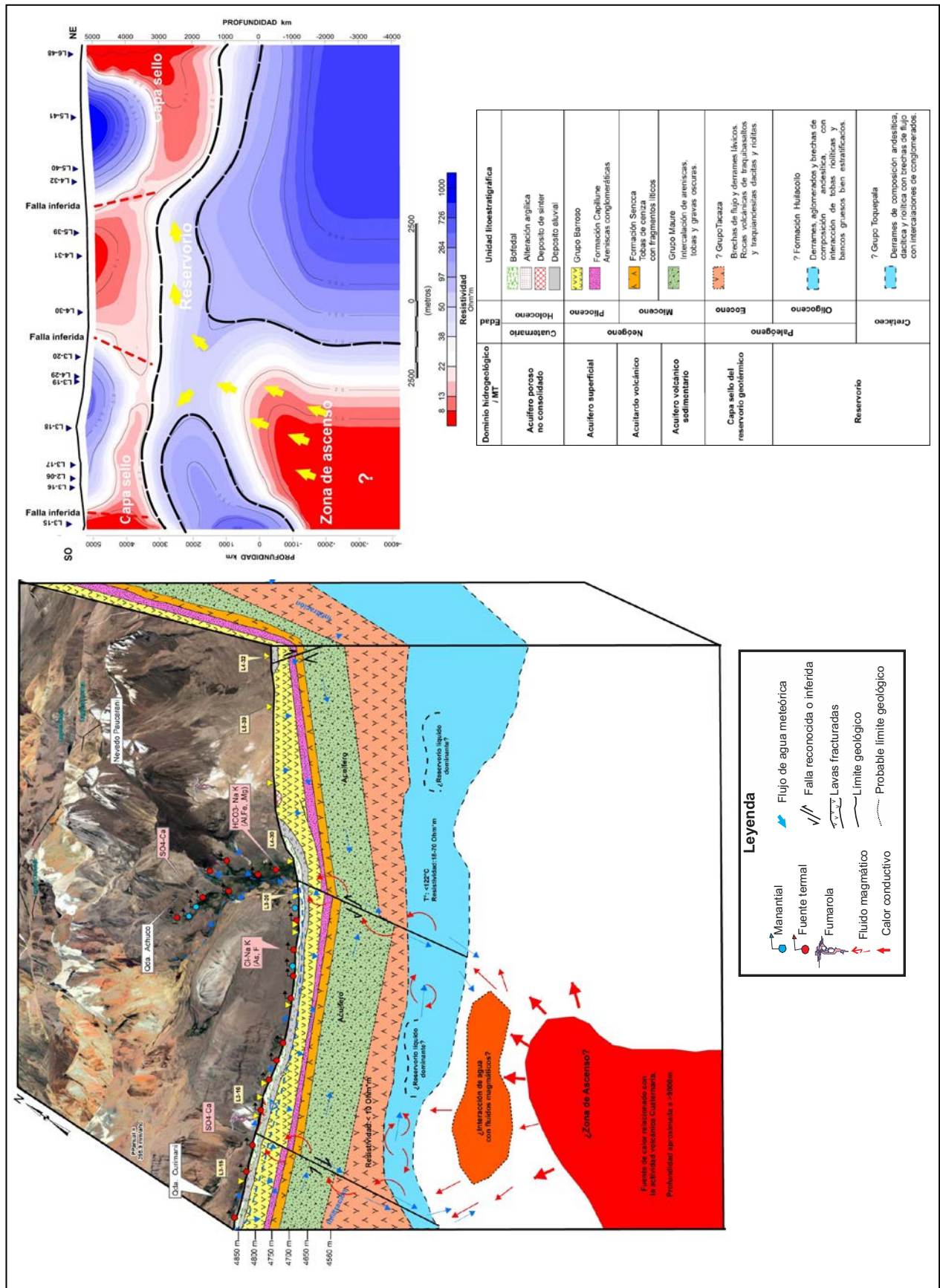


Figura 8.1 Modelo conceptual integrado de la zona geotermal de Paucarani sección transversal SO-NE en correlación con el modelo geofísico.



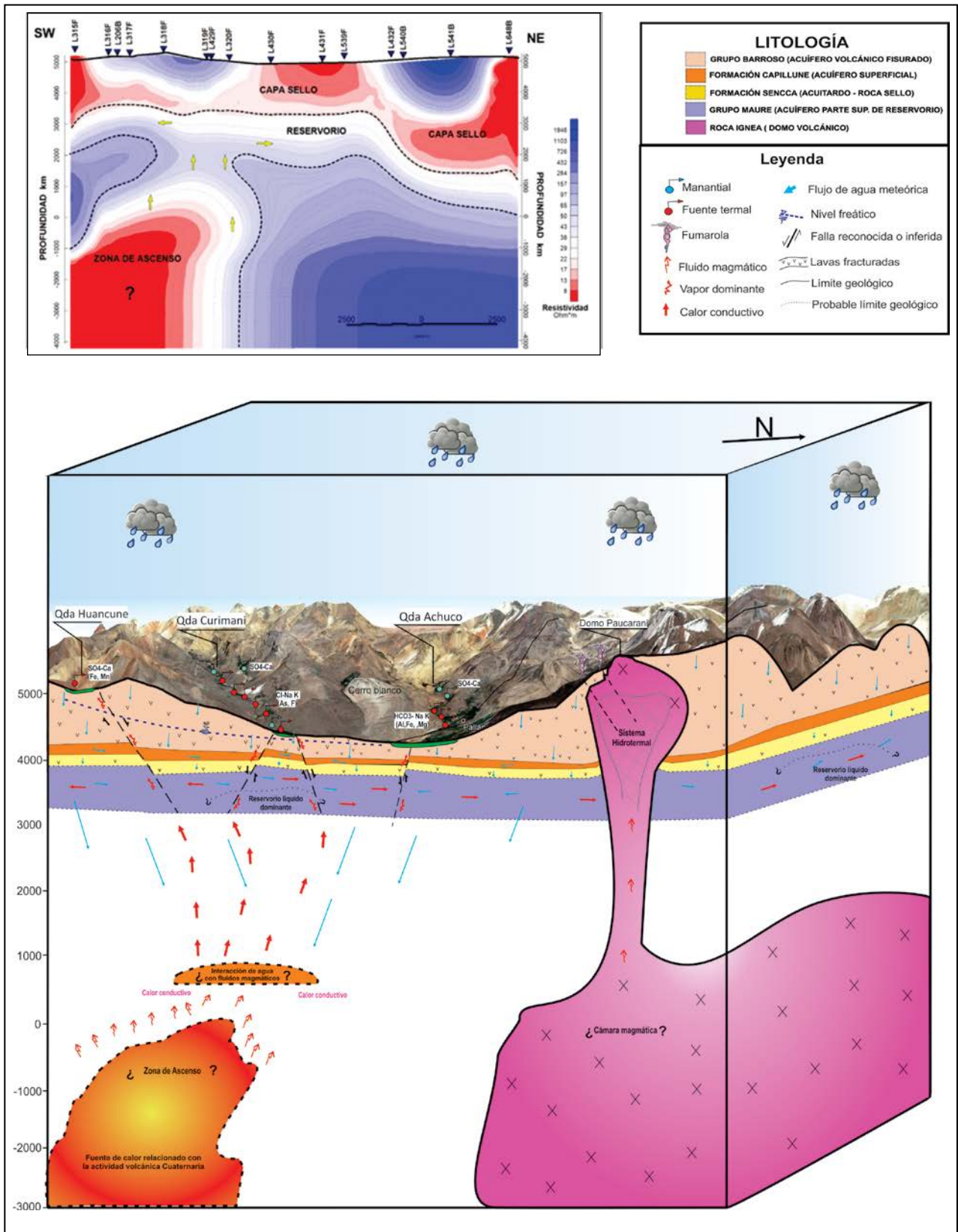


Figura 8.2 Modelo conceptual integrado en 3D de la zona geotermal de Paucarani.

# CAPÍTULO IX

## EVALUACIÓN DEL POTENCIAL GEOTÉRMICO

La identificación y localización de un sistema geotermal permite conocer la reserva que podría existir en el reservorio, para así determinar el recurso geotérmico y su potencial para ser extraído.

Los reservorios geotérmicos pueden encontrarse en fase líquida o en fase vapor o ambos. En la zona de Paucarani no se ha logrado determinar el tipo de reservorio, ya que el presente estudio fue realizado a nivel superficial, por lo cual el método más adecuado para la estimación del potencial geotérmico es el método volumétrico aplicando la técnica de simulación de Montecarlo, es el más usado en las investigaciones geotérmicas a nivel mundial. Este método se basa en parámetros termodinámicos y geológicos, los cuales son: volumen del reservorio geotérmico, la temperatura media, la capacidad calorífica, la densidad y, finalmente, la porosidad de la roca y del fluido geotérmico. Este método es posible aplicarlo en estudios de estimaciones del potencial geotérmico de alta, media y baja entalpía (Arkan y Parlaktuna, 2005).

Mediante los estudios de geología, hidrogeología, geoquímica y geofísica se determinaron los parámetros termodinámicos y geológicos, que permitieron estimar el potencial de energía geotérmica en la zona de Paucarani. La información se procesó utilizando el software Crystal Ball.

### 9.1 RECURSO GEOTÉRMICO

Los recursos geotérmicos son importantes para el uso de la generación de energía eléctrica, en el caso de reservorios con temperaturas mayores a 150 °C. Los recursos de temperatura media a baja (< 150 °C) son apropiados para otros tipos de uso directo (Ramos, 2014). Luego de los estudios realizados en superficie aplicando la geología, hidrogeología, geoquímica y geofísica para el conocimiento del sistema geotermal se procede a la elaboración de un modelo conceptual integrado donde se identifican los parámetros del sistema geotérmico. Respecto a la geología se puede determinar la densidad, la porosidad y el calor específico de la roca. Con la geoquímica se determina, esencialmente, la temperatura del reservorio. Y con la geofísica se determina el área y espesor. Estos parámetros ayudarán a definir las futuras áreas de perforación.

En el área de estudio de Paucarani se realizaron estudios superficiales, pero hasta la actualidad no existen pozos exploratorios que ayuden a conocer la litología en profundidad. Sin embargo, existen algunos pozos utilizados para hidrogeología realizados por el PET (Proyecto Especial Tacna). Bajo estas circunstancias, el recurso identificado en el sistema geotermal de Paucarani se le puede clasificar como "probable".

Los reservorios adecuados para la explotación de energía eléctrica se encuentran aproximadamente entre 1.5 y 2.5 km, y pueden encontrarse en estado líquido dominante (casos más comunes), que en superficie. Por lo general, suelen aflorar como fumarolas en las partes altas de la topografía de los cerros y como manantiales de alta temperatura de tipo clorurado sódico en las zonas bajas. También pueden encontrarse en vapor dominante (poco común), en este caso, suelen identificarse fumarolas o suelos vaporizantes: el vapor se localiza en fracturas y fallas principales, mientras que el líquido en los poros adheridos en la matriz de la roca (Quijano, 2007).

### 9.2 MÉTODO VOLUMÉTRICO

Es el primer método aplicado por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) para la evaluación de recursos en campos geotérmicos explotados en ese mismo país (Muffler, 1979; Williams et al., 2008). Es un modelo cuantitativo simple, por el cual se evalúan las reservas geotérmicas cuando la información del reservorio es muy pobre (Asturias, 2003). Consiste en el cálculo de la energía térmica almacenada en la roca que puede ser extraída de un reservorio geotermal, estimándose la fracción que puede ser usada económicamente como energía útil por un periodo, usualmente en décadas (Sarmiento et al., 2013).

El cálculo de la energía térmica en la roca y el fluido que puede ser extraído se basa en un volumen definido: temperatura de reservorio y temperatura final, la cual consiste generalmente en la temperatura de abandono de los fluidos geotermiales. En el caso de uso directo como calefacción, la temperatura es entre 30 y 40 °C; para la generación de electricidad en plantas geotérmicas es usualmente 180 °C; para plantas binarias es de 130 °C (Sarmiento et al., 2013). Es recomendable y necesario

conocer las ecuaciones para calcular la energía térmica en el reservorio y así identificar los parámetros requeridos para la evaluación del recurso. En el reservorio geotérmico puede presentarse el tipo líquido dominante, para lo cual se emplea la siguiente ecuación:

$$Q_T = Q_r + Q_w$$

Sin embargo, como se mencionó, el reservorio puede encontrarse en dos fases: vapor o líquido (agua), pero también pueden presentarse ambas, por lo cual es recomendable calcular las fases de forma separada (Sarmiento et al., 2013), mediante la siguiente fórmula:

$$Q_T = Q_r + Q_s + Q_w$$

Donde:

$$Q_r = A \cdot h \cdot [\rho_r \cdot C_r \cdot (1 - \emptyset) \cdot (T_i - T_f)]$$

$$Q_s = A \cdot h \cdot [\rho_s \cdot \emptyset \cdot (1 - S_w) \cdot (H_{si} - H_{wf})]$$

$$Q_w = A \cdot h \cdot [\rho_w \cdot \emptyset \cdot S_w \cdot (H_{wi} - H_{wf})]$$

Los parámetros analizados son los siguientes:

$Q_T$  = Energía térmica total (kJ/kg)

$Q_r$  = Calor en la roca (kJ/kg)

$Q_s$  = Calor en vapor (kJ/kg)

$Q_w$  = Calor en agua (kJ/kg)

$A$  = Área del reservorio (m<sup>2</sup>)

$H$  = Espesor promedio del reservorio (m)

$\rho_r$ ,  $\rho_{hor}$  = Densidad de la roca a temperatura del reservorio (kg/m<sup>3</sup>)

$\rho_s$  = Densidad del vapor a temperatura del reservorio (kg/m<sup>3</sup>)

$\rho_w$  = Densidad del agua a temperatura del reservorio (kg/m<sup>3</sup>)

$C_r$  = Calor específico de la roca a condiciones de temperatura del reservorio (kJ/kg<sup>o</sup>K)

$\emptyset$  = Porosidad

$S_w$  = Saturación del agua

$T_i$  = Temperatura promedio del reservorio (°C)

$T_f$  = Temperatura final o de abandono (°C)

$H_{si}$ ,  $H_{wi}$  = Entalpía de vapor y agua a temperatura del reservorio (kJ/kg)

$H_{wf}$  = Entalpía final del agua a temperatura de abandono (kJ/kg)

Luego de calcular y conocer la energía total termal en el reservorio, es necesario medir la capacidad de la planta que

soporte mejor el recurso, para lo cual se aplica la siguiente ecuación (Sarmiento et al., 2013):

$$P = \frac{(Q_T \cdot R_f \cdot C_e)}{P_f \cdot t}$$

Donde:

$P$  = Potencial de Energía (MW<sub>e</sub>)

$R_f$  = Factor de recuperación

$C_e$  = Coeficiente de eficiencia de conversión eléctrica

$P_f$  = Factor de planta

$t$  = Tiempo en años (vida económica)

El factor de recuperación ( $R_f$ ) se refiere a la fracción del calor almacenado en el reservorio que puede ser extraído a la superficie; esto dependerá de la permeabilidad y la eficiencia con la cual pueda ser extraído.

El coeficiente de eficiencia de conversión eléctrica ( $C_e$ ) se refiere al cambio de la energía térmica recuperada con la electricidad, donde la energía termal es transformada en energía mecánica y luego esta, en energía eléctrica.

El factor de planta ( $P_f$ ) se refiere a la disponibilidad de funcionamiento durante el año, tomando en consideración el tiempo de mantenimiento; generalmente este factor varía entre 90 y 97 %.

La vida económica ( $t$ ) dispuesta en años se refiere al periodo de recuperación de la inversión dentro de la tasa de retorno del objetivo; usualmente varía entre 25 y 30 años.

### 9.3 TÉCNICA DE SIMULACIÓN DE MONTECARLO

Aplica una técnica de simulación probabilística para medir los efectos de la incertidumbre en la evaluación de reservas o recursos. Los parámetros reciben un rango de datos tomados al azar desde unos máximos a un mínimo, los cuales son seleccionados y calculados aleatoriamente. De acuerdo a la distribución de probabilidad, puede ser triangular o cuadrada (Asturias, 2003; Sarmiento et al., 2013), que se resuelve a lo largo de muchas interacciones.

Mediante la estimación de los parámetros se puede obtener el potencial de generación de energía eléctrica en MW. Cabe destacar que un recurso inferido o probable sin perforaciones exploratorias es subcomercial y presenta baja certeza. Además se debe tener en cuenta que no toda la energía térmica será transformada en eléctrica, las perforaciones mayores a 2.5 km pueden resultar muy costosas y que durante la perforación se

podría encontrar problemas como incrustaciones en los pozos o el enfriamiento del reservorio. Todos estos detalles afectarían a la inversión, por eso es importante el estudio superficial al detalle para afinar los objetivos de extracción del recurso geotérmico.

#### 9.4 DATOS OBTENIDOS EN PAUCARANI

Los parámetros utilizados para el cálculo del potencial del reservorio (Cuadro 9.1) se obtuvieron de los estudios de geología, geoquímica y geofísica. Estos parámetros fueron insertados dentro del modelo de distribución triangular constante, basado sobre condiciones predeterminadas de la zona geotermal Paucarani.

**Área:** Se estimó el área máxima en 20 km<sup>2</sup>, a partir de los mapas de resistividad del método magnetotelúrico, considerando resistividades menores de 10 Ohm\*m, y teniendo en cuenta la distribución y temperaturas de las fuentes termales inventariadas en campo. Toda esta área no podría necesariamente ser explotable en su totalidad.

El área mínima es 10 km<sup>2</sup>, es considerada la más probable para empezar el aprovechamiento del recurso, el cual se ha definido a partir de resistividades menores a 7 Ohm\*m como se muestra en la Figura 9.1.

**Espesor del reservorio:** Se calculó a partir del modelo conceptual geofísico según las resistividades. Se considera el techo del reservorio a 2400 m s.n.m. y la base a 1200 m s.n.m., aproximadamente. Para considerar un espesor uniforme, se estimó un promedio de 1000 m de espesor.

**Calor específico de la roca:** En este caso, no se tiene pozos perforados, por lo tanto se estimó tomando como referencia estudios, como los de Torres & Urquiza (2013), debido a que las secuencias litológicas presentan características similares a las inferidas en el presente estudio. Por ello, se obtiene un promedio de 0.9 KJ/kg°C, este parámetro puede ser comparado con estudios futuros de perforación.

**Calor específico del fluido:** Se estimaron las temperaturas máximas y mínimas en las tablas de vapor, considerándose

el líquido a una presión constante. Los valores son de 4.2 KJ/kg°C y 4.8 KJ/kg°C.

**Porosidad:** Se estima un valor promedio del 10 %, que es característico de yacimientos geotérmicos (Torres & Urquiza, 2013).

**Temperatura del reservorio:** Se obtuvo una temperatura máxima por medio de los geotermómetros de sílice de aguas termales de 221 °C, temperatura media de 180 °C y temperatura mínima de 124 °C.

**Temperatura de abandono:** La temperatura de salida del sistema de generación geotérmica se asume en 90 °C, considerándose aprovechar hasta en usos directos.

**Densidad de la roca:** Se consideró como promedio 2300 kg/m<sup>3</sup>, a partir de tablas de la UBC; al tener en cuenta que la roca reservorio se encuentra en las rocas volcánicas del Grupo Maure, a partir del modelo conceptual.

**Densidad del fluido:** Se estimó para la temperatura media el valor de 926 kg/m<sup>3</sup>, utilizando tablas de M. J. Moran y H. N. Shapiro, y considerando el fluido en estado líquido a una presión constante.

**Factor de Recuperación:** Nathenson y Mufler (1975) proponen que el valor de Rf sea 0.25 (25 %), para una porosidad del 10 %.

**Eficiencia de Conversión:** Según Grant et al. (1982), el calor que se encuentra por encima de los 150 y 200°C puede ser convertido con eficiencias del 10 % al 20 %. Este cálculo se comprueba con la conversión de energía en función de la temperatura según Nathenson (USGS) y Bodvarson (1974), que nos da un promedio de 10 %.

**Vida económica:** El tiempo se estima en un periodo de vida de 25 años.

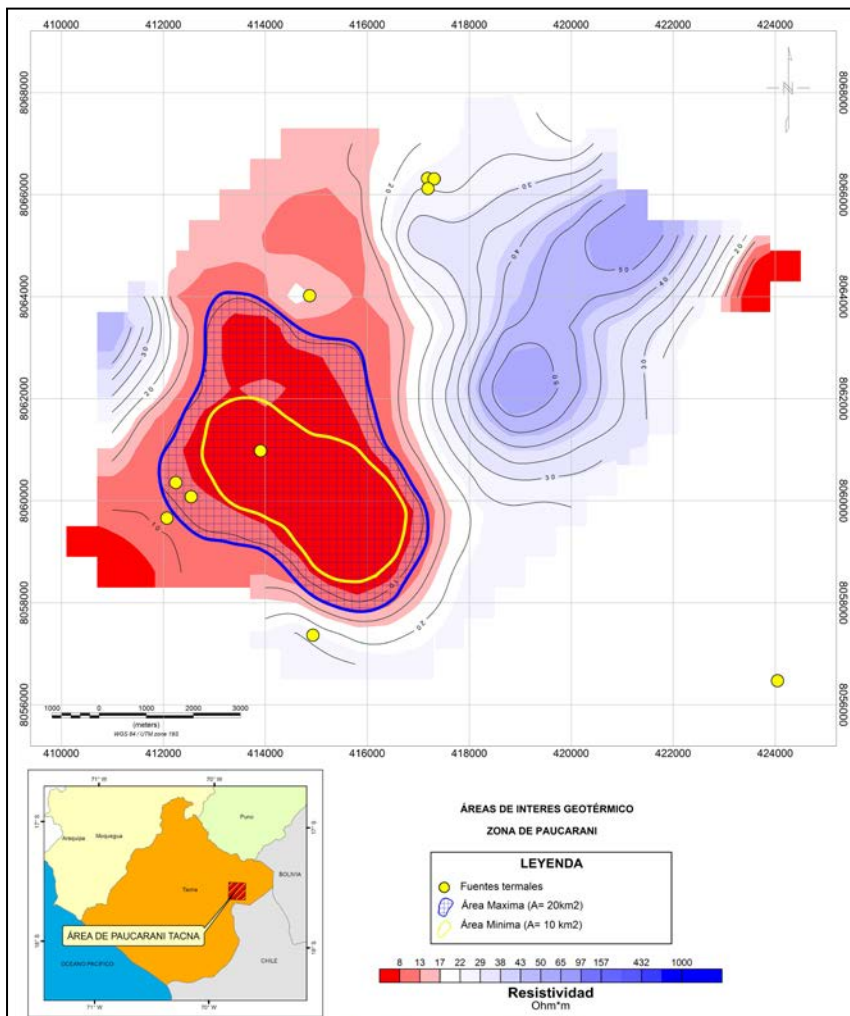
**Factor de planta:** Se asume una disponibilidad de la planta durante todo el año del 90 %.



**Cuadro 9.1**

**Valores utilizados para la estimación del potencial geotérmico de Paucarani**

Parámetros		Min		Max	Unidades
Área	A	10	18	20	km <sup>2</sup>
Espesor de reservorio	h	800	1000	1200	m
Calor específico de la roca	Cr	0.9	0.9	0.9	kJ/kg deg(C)
Calor específico del fluido	Cf	4.2	4.2	4.8	kJ/kg deg(C)
Porosidad de la roca	phi	0.1	0.1	0.1	
Temperatura media del reservorio	Ti	124	180	221	deg(C)
Temperatura de abandono del reservorio	Tf		90		deg(C)
Densidad de la roca	rhor	2200	2300	2400	kg/m <sup>3</sup>
Densidad del fluido	rhof		926		kg/m <sup>3</sup>
Factor de Recuperación del calor	Rf	0.1	0.15	0.1	adim
Eficiencia de conversión	Ce	0.1	0.1	0.15	adim
Factor de planta	P <sub>f</sub>	0.9	0.95	0.9	adim
Tiempo	t	25	25	25	years



**Figura 9.1** Mapa de resistividad para el cálculo del potencial geotérmico.

## 9.4 APLICACIÓN EN EL ÁREA DE ESTUDIO

### 9.4.1 Simulación Montecarlo para zona geotérmica Paucarani

El cálculo del potencial geotérmico se realizó con el software Crystal Ball mediante simulaciones; se ejecutaron 10 000 iteraciones para determinar valores probabilísticos que puede tener el potencial del recurso, respecto al área definido.

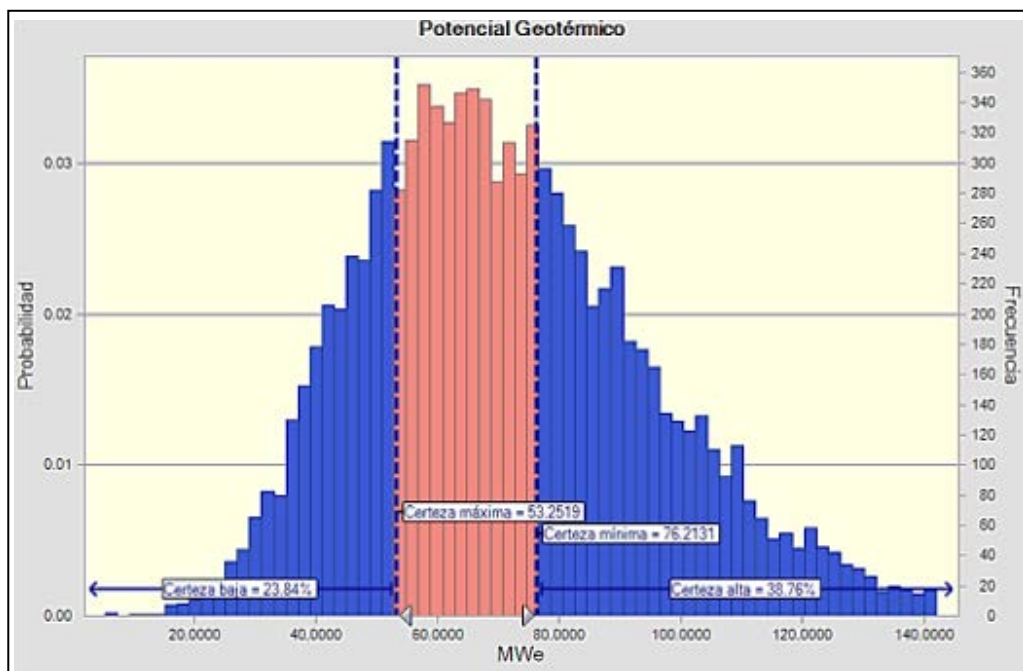
Los valores estimados por combinaciones aleatorias de parámetros están dados en función de la confiabilidad de combinación aleatoria.

El potencial geotérmico calculado (Cuadro 9.2) para el sistema geotermal Paucarani es de 72.03 MW y tiene una probabilidad de 62 % (Figura 9.2); la variable sensible es la temperatura del reservorio con 42.5 %, como se ilustra en la Figura 9.3.

**Cuadro 9.2**

**Valores de potencial geotérmico de Paucarani**

Resultados Obtenidos	
Pruebas	10,000
Caso base	73.012
Media	72.031
Mediana	68.950
Modo	---
Desviación estándar	25.029
Varianza	626.467
Sesgo	0.744
Curtosis	3.95
Coefficiente de variación	0.348
Mínimo	5.283
Máximo	212.365
Ancho de rango	207.082
Error estándar medio	0.250



**Figura 9.2** Curva de probabilidades de potencial eléctrico estimado para el sistema geotérmico Paucarani.

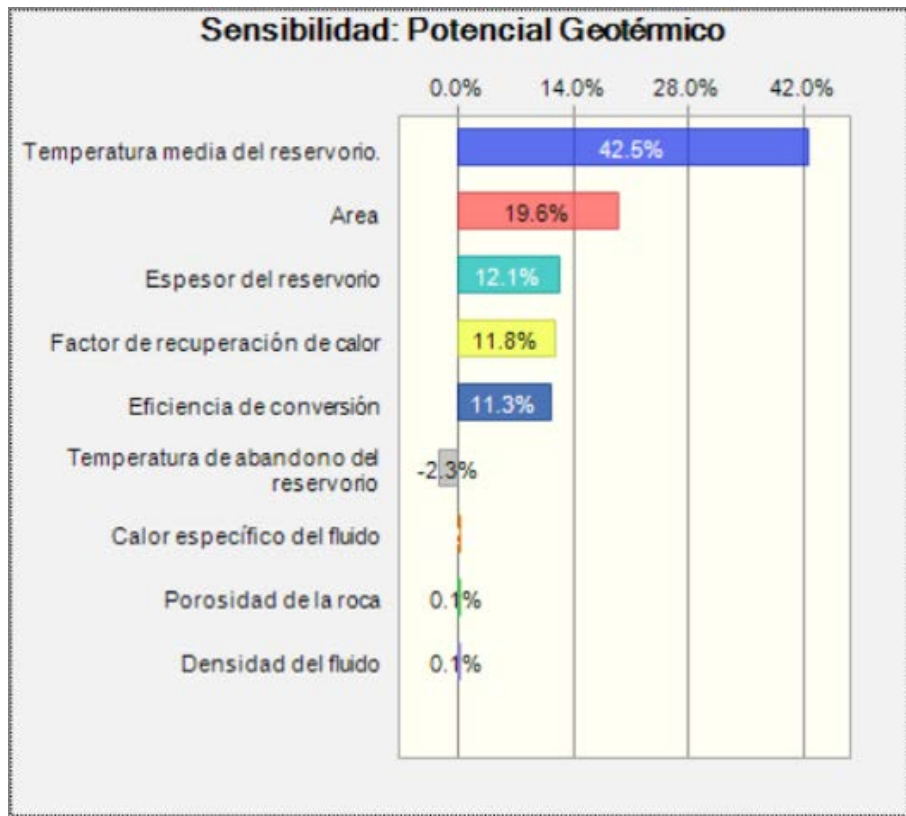


Figura 9.3 Resultados de sensibilidad para el sistema geotérmico de Paucarani.

## CONCLUSIONES

El presente estudio se enfocó en la caracterización y evaluación del potencial geotérmico en la zona geotermal de Paucarani. La aplicación de metodologías como la geología, la hidrogeología, la geoquímica y la geofísica permitió desarrollar un modelo conceptual, así como estimar el potencial geotérmico para el sistema geotermal de Paucarani.

Los centros de emisión en la zona geotermal de Paucarani se desarrollaron en los alrededores de la represa Paucarani (cerros Ancochaullane, Condorpico y Barroso) y migraron hacia la zona norte donde se ubica el nevado Paucarani, en esta zona la actividad magmática podría ser menor a 1 Ma.

La actividad magmática menor a 1 Ma genera una fuente de calor que transmite a las aguas frías que provienen de la percolación de las lluvias en las zonas montañosas, y son almacenadas en niveles litológicos permeables que permiten generar una zona de reservorio.

Las tobas blancas de la Formación Sencca de 50 m a 60 m de espesor y desplazadas por la Falla Paucarani en el sector oeste, siendo este un nivel impermeable identificado como la roca sello. Por estratigrafía se asume que las secuencias permeables de intercalaciones de areniscas calcáreas y calizas del Grupo Maure de espesor mínimo de 300m, representan un horizonte favorable como roca acuífero. El eje de distensión NE-SO genera estructuras favorables para la circulación de fluidos.

En superficie las zonas de precipitación (salmuera geotérmica) generadas por las fuentes termales y fumarolas se encuentran influenciadas por la alteración hidrotermal argílica avanzada y por la presencia de As en las lavas del Grupo Barroso.

La principal cuenca hidrográfica que alimenta al sistema geotermal en Paucarani es el río Uchusuma. Esta cuenca se localiza en el Altiplano, donde el clima es lluvioso semifrío, con temperaturas que varían entre -9 °C y 11 °C. El promedio de precipitaciones en la zona alcanza un máximo de 200 mm/mes; mientras que la evapotranspiración es bastante elevada, asociada directamente a la altitud. Sin embargo, el reservorio

geotérmico se alimenta predominantemente con agua meteórica. El balance hídrico estimado en la zona es de -3.25 Hm<sup>3</sup>/año, lo que indica que el recurso hídrico es inferior a lo demandado (población, ganadería, agricultura, etc.).

Según el estudio hidrogeológico, el Grupo Maure representa al acuífero más favorable para el proyecto geotérmico, clasificándose como acuífero volcánico sedimentario. Este reservorio en el área de estudio, tiene una reserva estimada de 203.17 Hm<sup>3</sup> de agua, su recarga proviene principalmente de aguas meteóricas debido a la infiltración en las unidades hidrogeológicas identificadas, ya sea por permeabilidad primaria o secundaria.

Estratigráficamente, el acuífero (Grupo Maure) se encuentra confinado y semi confinado en su parte superior por la Formación Sencca, cuya permeabilidad se clasifica como acuitardo volcánico, es decir, esta formación sería la roca sello para el acuífero. Suprayaciendo a la Formación Sencca se encuentra la Formación Capillune, clasifica como un acuífero fisurado volcánico sedimentario; esta formación está cubierta parcialmente por depósitos cuaternarios o por el Grupo Barroso, que debido a sus porosidades constituye un acuífero poroso no consolidado y acuífero fisurado volcánico respectivamente.

Las manifestaciones geotermales del área de estudio, están asociadas a la presencia de fallas normales y a domos volcánicos, propios de zonas de debilidad. A través de estas estructuras se transfiere calor, que afecta a los acuíferos identificados y propiciando la formación de dichas manifestaciones geotermales en sectores como en el NO del área de estudio.

Las direcciones de flujo de las aguas subterráneas, van desde la zona de Paucarani hacia la Laguna Blanca en dirección NO-SE; y desde la quebrada Picanani que capta las filtraciones de la Cordillera Condorpico, hacia la Laguna Blanca en dirección N-S. Estos flujos son controlados por fallas y diaclasas con direcciones NE-SO y NO-SE; así como por plegamientos N-S, que favorecen la transmisibilidad y el almacenamiento de las aguas subterráneas.



De acuerdo a la composición química e isotópica de las aguas termales y frías del sistema geotermal en la zona de Paucarani se concluye:

- Las aguas termales son ácidas en su mayoría, con valores que varían entre 1.5 y 6.5 de pH. El 37 % de las muestras tanto frías como termales son ácidas y estas surgen en zonas de alteración hidrotermal y cerca de zonas con presencia de fluidos volcánicos (fumarolas, pozos de lodo ácido), asociadas a procesos de interacción gas-agua-roca. Los gases (fumarolas) están relacionados con la desgasificación magmática asociada al vulcanismo Cuaternario presente en la zona de estudio. El volcanismo reciente está representado por la actividad volcánica del nevado Paucarani, cuyo sistema hidrotermal se evidencia con la presencia de fumarolas al SE del edificio del volcán Paucarani.

- Las aguas termales tienen salinidad y temperatura de descarga más alta seguida de las aguas frías, sin embargo, el agua de la laguna Paucarani y las fuentes frías que surgen en zonas de alteración hidrotermal presentan elevada conductividad eléctrica, asociada al proceso de interacción gas-agua-roca.

- Asimismo, el dominio de  $\text{SO}_4$  en los pozos de lodo ácido, fumarolas y aguas termales, indica que la desgasificación en Paucarani es claramente magmática, tal como se observa en la laguna Paucarani, donde la concentración de  $\text{SO}_4$  alcanza 5038.4 mg/L, asociada a la condensación de las fumarolas al SE del volcán Paucarani y fluye lateralmente hasta desembocar en la laguna. Los gases más solubles ( $\text{HCl}$  y  $\text{SO}_2$ ) probablemente son absorbidos en un acuífero profundo.

- Todas las aguas termales y frías que descargan en la zona geotermal Paucarani son del tipo clorurada alcalina ( $\text{Na-Cl}$ ), sulfatada-clorurada alcalina térrea ( $\text{Ca.Mg-SO}_4\text{-Cl}$ ) y bicarbonatada alcalina térrea ( $\text{Ca.Mg-HCO}_3$ ). Los manantiales de agua termal y fría en estudio, surgen en cuatro sectores: Achuco, Curimani, Huancune y Pampas El Ayro, donde surgen desde las rocas, bofedales, zonas de alteración hidrotermal y pozos perforados por el Proyecto Especial Tacna (PET). El proceso de infiltración hasta un nivel profundo y el retorno a la superficie de las aguas subterráneas en la zona, está relacionado con el sistema de fallas de dirección NO-SE.

- La mayoría de las fuentes termales presentan en su composición  $\text{Cl} > \text{B} > \text{Li}$ , elementos que se asocian a los procesos de lixiviación por interacción de fluidos volcánicos con agua meteórica y la roca; de ahí la presencia de elementos traza en el quimismo de las aguas producto de la mezcla entre aguas termales y frías.

- La temperatura del sistema geotermal Paucarani se estimó mediante los geotermómetros de sílice y catiónicos en fase líquida. Los geotermómetros de sílice estimaron temperaturas menores a 221 °C, mientras que los geotermómetros catiónicos determinaron temperaturas desde <120°C (K/Mg) y >260 °C (Na-K-Ca). Estos valores clasificarían al sistema geotérmico dentro de entalpia alta. Sin embargo, los valores de los geotermómetros Na-K-Ca, podrían ser irreales por no alcanzar el equilibrio agua-roca; mientras que, los obtenidos con los geotermómetros K/Mg podrían ser aún válidas, al menos para el caso de aguas no muy ácidas y con elevado contenido de  $\text{SO}_4$ .

- La composición isotópica de las aguas termales ( $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ ) indica la infiltración de aguas meteóricas desde las partes altas en la zona de Paucarani. Los valores de  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  muestran que las aguas en el sistema geotermal Paucarani en su mayoría se originan de una mezcla entre agua meteórica y magmática. Sin embargo, la proporción de agua magmática es muy limitada, por lo tanto el principal componente del sistema geotermal es agua meteórica, que se infiltra a nivel profundo favorecida por el sistema de fallas de dirección NO-SE, y luego migra con flujo lateral hacia la superficie, para surgir en forma de fuentes termales.

Para la zona geotérmica Paucarani se adquirieron 46 sondeos magnetotelúricos (MT) y se cubrió un área de 120  $\text{km}^2$ . Con el procesamiento de la información aeromagnética se obtuvieron mapas de lineamientos, reducción al polo magnético y perfiles de MT.

Del análisis de los datos magnetotelúricos (MT), se detectó la presencia de una anomalía conductiva (< 10  $\text{Ohm}^*\text{m}$ ), desde la superficie hasta los 2000 m de profundidad, la cual se relaciona con la capa sello (clay cap) con un espesor de 1200 m que correspondería a la unidad geológica del Grupo Tacaza. Además, se presentó una anomalía resistiva 8  $\text{Ohm}^*\text{m}$  – 70  $\text{Ohm}^*\text{m}$ ) desde los 2000 m hasta los 4000 m de profundidad, vinculada posiblemente con el reservorio del sistema asociado a las Formaciones Huilacollo y al Grupo Toquepala según resultados del contexto geológico regional. Finalmente, una anomalía conductiva profunda a partir de los 7000 m, está asociada probablemente a la zona de ascenso a través del sistema estructural del área.

La zona geotérmica Paucarani presenta al SO y al SE, anomalías negativas de un área alargada limitada por lineamientos con dirección NO-SO y con valores mínimos de -744.43 nT, por la respuesta del bajo magnético. Estas anomalías estarían relacionadas con el flujo geotérmico que se encuentra estructuralmente controlado a lo largo de fisuras y de zonas de fractura orientadas de NO-SO y de E-O.

El análisis de lineamientos magnéticos permitió identificar tres grupos: Lineamientos con dirección NNO-SSE, posiblemente estarían relacionados con las fallas regionales. Lineamientos NE-SO estos serían producidos por los esfuerzos generados por las fallas regionales de gran extensión y la zona de recarga del sistema. En menor cantidad con dirección E-O.

El modelo conceptual integrado para la zona geotermal de Paucarani fue desarrollado sobre la base de los resultados de los estudios de exploración geológica, hidrogeológica, geoquímica

y geofísica, donde se observa que los fluidos geotérmicos están asociados a fuentes magmáticas.

Los resultados de la evaluación del potencial geotérmico para un área mínima de 10km<sup>2</sup> dentro del sistema geotérmico Paucarani, determinaron 72 MW eléctricos, con una probabilidad del 62 % para el aprovechamiento del recurso. Las variables con mayor sensibilidad son: la temperatura del reservorio con 42.5 %, y el área con 19.6 %. Sin embargo, estos resultados deben ser comprobados con exploración profunda.



## BIBLIOGRAFÍA

- Arkan, S. & Parlaktuna, M. (2005) - Resource assessment of Balçova geothermal field (en línea). En: *Proceedings World Geothermal Congress*, Antalya, Turkey, 24-29 April 2005. Bochum: International Geothermal Association, 10 p. (consulta: 5 noviembre 2017). Disponible en: <<http://www.geothermal-energy.org/pdf/IGAstandard/WGC/2005/1130.pdf>>
- Ármansson, H. & Ólafsson, M. (2006) - *Collection of geothermal fluids for chemical analysis* (en línea). Reykjavík: ÍSOR, Iceland GeoSurvey, Report Project 830566, 17 p. (consulta: 17 noviembre 2017). Disponible en: <<https://orkustofnun.is/gogn/unu-gtp-sc/UNU-GTP-SC-11-28b.pdf>>
- Ármansson, H. & Ólafsson, M. (2007) - *Geothermal sampling and analysis* (en línea). Presented at Short Course II on Surface Exploration for Geothermal Resources, organized by UNU-GTP and KenGen, at Lake Naivasha, Kenya, 2-17 November, 2007, 8 p. (consulta: 17 noviembre 2017). Disponible en: <<https://orkustofnun.is/gogn/unu-gtp-sc/UNU-GTP-SC-11-28a.pdf>>
- Arnórsson, S. & Andrésdóttir, A. (1995) - Processes controlling the distribution of boron and chlorine in natural waters in Iceland. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59 (20): 4125-4146.
- Arnórsson, S. (2000) - Reactive and conservative components. En: Arnórsson, S., ed. *Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use: sampling methods, data handling, interpretation*. Vienna: International Atomic Energy Agency, p. 40-48.
- Arnórsson, S.; Bjarnason, J.O.; Giroud, N.; Gunnarsson, I. & Stefánsson, A. (2006) - Sampling and analysis of geothermal fluids. *Geofluids*, 6(3): 203-216.
- Asimbaya, D.; Galetto, A. & Pajuelo, D. (2014) - *Técnicas para la elaboración de un modelo geológico preliminar en la exploración geotérmica, casos de aplicación en Argentina, Perú y Ecuador*. Tesis Diplomado, Universidad de El Salvador, San Salvador, 108 p.
- Asturias, F. (2003) - *Reservoir assessment of Zunil I & II geothermal fields, Guatemala* (en línea). Reykjavík: The United Nations University, Geothermal Training Programme, Reports 2003, 3, 32 p. (consulta: 14 noviembre 2017). Disponible en: <<https://orkustofnun.is/gogn/unu-gtp-report/UNU-GTP-2003-03.pdf>>
- Banco Central de Reserva del Perú (2013) – *Informe económico y social Región Tacna: Encuentro económico, 26 y 27 de abril de 2013*. Lima: Banco Central de Reserva del Perú, 155 p.
- Benítez, A. (1963) - *Captación de aguas subterráneas, nuevos métodos de prospección y de cálculo de caudales*. Madrid: Dossat, 157 p.
- Berdichevsky, M.N. & Dmitriev, V.I. (2008) - *Models and methods of magnetotellurics*. Berlin: Springer-Verlag, 564 p.
- Blakely, R.J. (1995) - *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge: Cambridge University Press, 461 p.
- Bona, P. & Coviello, M. (2016) – *Valoración y gobernanza de los proyectos geotérmicos en América del Sur: una propuesta metodológica*. Santiago: CEPAL, 178 p. Documentos de Proyectos, 697.
- Cagniard, L. (1953) - Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18(3): 605-635.
- Chave, A.D. & Jones, A.G., eds. (2012) - *The magnetotelluric method: theory and practice*. Cambridge: Cambridge University Press, 604 p.



- Constable, S.C.; Parker, R.L. & Constable, C.G. (1987) - Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52(3): 289-300.
- Cortecci, G.; Boschetti, T.; Mussi, M.; Herrera, C.; Mucchino, C. & Barbieri, M. (2005) - New chemical and original isotopic data on waters from El Tatio geothermal field, northern Chile. *Geochemical Journal*, 39(6): 547-571.
- Craig, H.; Boato, G. & White, D.E. (1956) - Isotopic geochemistry of thermal waters. En: U.S. National Research Council. *Nuclear processes in geologic settings, proceedings of the 2d conference, Pennsylvania State University, September 8-10, 1955*. Washington DC: National Research Council, Publication, 400, p. 29-38.
- Craig, H. (1961) - Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133(3465): 1702-1703.
- Craig, H. (1963) - The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas. En: Tongiorgi, E., ed. *Nuclear geology in geothermal areas, Proceedings of the First Spoleto Conference*. Pisa: Consiglio Nazionale delle Ricerche, Laboratorio di Geologia Nucleare, p. 17-53.
- Cruz, V.; Vargas, V. & Cacya, L. (2013) - Caracterización y evaluación del potencial geotérmico de la región Tacna. *INGEMMET, Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica*, 56, 177 p.
- Cruz, V. (2016) - Recursos geotérmicos promisorios en área de conservación regional: Caso Vilacota Maure, región Tacna. En: Congreso Peruano de Geología, 18, Lima, 2016. *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 5 p.
- Custodio, E. & Llamas, M. (1983) - *Hidrología subterránea*. Barcelona: Omega, 2 t.
- Custodio, E. & Llamas, M.R. (1997) - Consideraciones sobre la génesis y evolución de ciertos "hidromitos" en España. En: *En defensa de la libertad - homenaje a Víctor Mendoza Oliván*. Madrid: Instituto de Estudios Económicos, p. 167-179.
- D'Amore, F. & Arnórsson, S. (2000) - Geothermometry. En: Arnórsson, S., ed. *Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use: sampling methods, data handling, interpretation*. Vienna: International Atomic Energy Agency, p. 152-199.
- D'Amore, F.; Gerardo-Abaya, J. & Arnórsson, S. (2000b) - Hydrogen and oxygen isotope fractionation during boiling. En: Arnórsson, S., ed. *Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use: sampling methods, data handling, interpretation*. Vienna: International Atomic Energy Agency, p. 229-240.
- David, C. (2007). Comportamiento actual del ante-arco y del arco del Codo de Arica en la orogénesis de los Andes Centrales. Tesis Doctoral, Universidad de Chile, Santiago de Chile, 290 p.
- Dentith, M.C. & Mudge, S.T. (2014) - *Geophysics for the mineral exploration geoscientist*. Cambridge: Cambridge University Press, 455 p.
- Díaz, L.; Santoyo, E.; & Reyes, J. (2008) - Tres nuevos geotermómetros mejorados de Na/K usando herramientas computacionales y geoquimiométricas: aplicación a la predicción de temperaturas de sistemas geotérmicos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(3): 465-482.
- Egbert, D. & Booker, J. R. (1986) - Robust estimation of geomagnetic transfer functions. *Geophysical Journal International*, 87(1): 173-194.
- Escuder, R.; Fraile, J.; Jordana, S.; Ribera, F.; Sánchez, X. & Vázquez, E., eds. (2009) - *Hidrogeología: conceptos básicos de hidrología subterránea*. Barcelona: Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea, 768 p.
- Fanton, G.; Martínez, P. & Giménez, M. (2014) - *Procesamiento y análisis cualitativo de datos aeromagnéticos con vistas a la exploración de yacimientos hidrotermales tipo lode gold - provincia de La Rioja, Argentina*. *Geoacta*, 39 (1): 30-50.
- FAO & Unesco (1971) - *Mapa mundial de suelos 1: 5 000 000, Volumen IV: América del Sur* (en línea). Paris, Unesco, 217 p. (consulta: 11 noviembre 2017). Disponible en: <<http://www.fao.org/docrep/019/as361s/as361s.pdf>>
- Fisher, R.V. (1961) - Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 72(9): 1409-1414.
- Fournier, R.O. & 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(9): 685-697.

- Fournier, R.O. & Truesdell, A.H. (1973) - An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37(5): 1255-1275.
- Fournier, R.O. & Truesdell, A.H. (1974) - Geochemical indicators of subsurface temperature, Part 2: Estimate of temperature and fractions of hot water mixed with cold water. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey*, 2(3): 263-270.
- Fournier, R.O. (1977) - Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*, 5(1-4): 41-50.
- Fournier, R.O. & Potter, R.W. (1979) - Magnesium correction to the Na-K-Ca chemical geothermometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43(9): 1543-1550.
- Fournier, R.O. (1979b) - Geochemical and hydrologic considerations and the use of enthalpy-chloride diagrams in the prediction of underground conditions in hot spring systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 5(1-2): 1-16.
- Fournier, R.O. & Potter, R.W. (1982) - A revised and expanded silica (quartz) geothermometer. *Geothermal Resources Council Bulletin*, 11(10): 3-12.
- Fournier, R.O. & Potter, R.W. (1982b) - An equation correlating the solubility of quartz in water from 25°C to 900°C at pressures up to 10,000 bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46(10): 1969-1973.
- Gamble, T.D.; Goubau, W.M. & Clarke, J. (1979) - Magnetotellurics with a remote magnetic reference. *Geophysics*, 44(1): p. 53-68.
- 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(4): 455-474.
- Giggenbach, W.F.; Gonfiantini, R. & Panichi, C. (1983a) - Geothermal systems. En: International Atomic Energy Agency, ed. *Guidebook on nuclear techniques in hydrology*. Vienna: International Atomic Energy Agency, Technical Report Series, 91, p. 359-379.
- Giggenbach, W.F.; Gonfiantini, R.; Jangi, B.L. & Truesdell, A.H. (1983b) - Isotopic and chemical composition of Parbati valley geothermal discharges, North-West Himalaya, India. *Geothermics*, 12(2-3): 199-222.
- Giggenbach, W.F. (1986) - Graphical techniques for the evaluation of water/rock equilibration conditions by use of Na, K, Mg, and Ca contents of discharge waters. En: New Zealand Geothermal Workshop, 8, Auckland, NZ, 1986. *Proceedings. Auckland, NZ: University of Auckland*, p. 37-43.
- Giggenbach, W.F. (1988) - Geothermal solute equilibria; derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(12): 2749-2765.
- Giggenbach, W.F. & Goguel, R.L. (1989) - *Collection and analysis of geothermal and volcanic water and gas discharges*. 4a. ed. Petone (New Zealand): Department of Scientific and Industrial Research, Chemistry Division, 81 p., Report CD-2401.
- Giggenbach, W.F. (1991a) - Chemical techniques in geothermal exploration. En: D'Amore, F., coord. *Applications of geochemistry in geothermal reservoir development*. Rome: UNITAR/UNDP Centre on Small Energy Resources, p. 119-144.
- Giggenbach, W.F. (1991b) - Isotopic composition of geothermal water and steam discharges. En: D'Amore, F., coord. *Applications of geochemistry in geothermal reservoir development*. Rome: UNITAR/UNDP Centre on Small Energy Resources, p. 253-273.
- Giggenbach, W.F. & Glover, R.B. (1992a) - Tectonic regime and major processes governing the chemistry of water and gas discharges from The Rotorua geothermal field, New Zealand. *Geothermics*, 21(1-2): 121-140.
- Giggenbach, W.F. & Corrales, R. (1992b) - Isotopic and chemical composition of water and steam discharge from volcanic-magmatic-hydrothermal systems of the Guanacaste Geothermal Province, Costa Rica. *Applied Geochemistry*, 7(4): 309-332.
- Giggenbach, W.F.; Sheppard, D.S.; Robinson, B.W.; Stewart, M.K. & Lyon, G.L. (1994) - Geochemical structure and position of the Waiotapu geothermal field, New Zealand. *Geothermics*, 23(5-6): 599-644.
- Giggenbach, W.F. (1997) - The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems. En: Barnes, H.L., ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 3a. ed. New York: Wiley, p. 737-796.
- Grauch, V.J.S. & Cordell, L. (1987) - Limitations of determining density or magnetic boundaries from the horizontal gradient of gravity or pseudogravity data. *Geophysics*, 52(1): 118-121.

- Groom, R.W. & Bailey, R.C. (1989) - Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortion. *Journal of Geophysical Research*, 94(B2): 1913-1925.
- Gutiérrez, M.; Luque, C.; Martínez, E.; Ruiz, F. & Suárez, V. (1988) – *Los lineamientos deducidos de imágenes de satélite de las zonas Cantábrica y Astur Occidental Leonesa (NW de España)*. *Estudios Geológicos*, 44 (3-4): 263-270.
- Henley, R.W.; Truesdell, A.H.; Barton, P.B. & Whitney, J.A. (1984) - *Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems*. Texas: Society of Economic Geologists, 269 p. Reviews in Economic Geology, 1.
- Hinze, W.J.; Von Frese, R.R.B. & Saad, A.H. (2013) - *Gravity and magnetic exploration: principles, practices and applications*. Cambridge: Cambridge University Press, 524 p.
- Holdridge, L.R. (1967) - *Life zone ecology*. San José (Costa Rica): Tropical Science Center, 206 p.
- Instituto Nacional de Recursos Naturales (1995) - *Mapa ecológico del Perú: guía explicativa*. Lima: INRENA, 202 p. Mapa a escala 1:1.000.000.
- Instituto Nacional de Recursos Naturales. Administración Técnica del Distrito de Riego Tacna (2002) - *Evaluación y ordenamiento de los recursos hídricos en las cuencas de los ríos Caplina y Uchusuma: estudio hidrológico*. Tacna: INRENA, Administración Técnica del Distrito de Riego Tacna, 111 p.
- Instituto Tecnológico Geominero de España (1995) - La importancia del correcto diseño y construcción de las captaciones de aguas subterráneas. *Conoce las Aguas Subterráneas* (en línea), (1), 4 p. (consulta: octubre 2017). Disponible en: <[http://aguas.igme.es/igme/educacion\\_ambiental/conoce\\_las\\_as/ficha1.pdf](http://aguas.igme.es/igme/educacion_ambiental/conoce_las_as/ficha1.pdf)>
- International Geothermal Association (2014) – *Best practices guide for geothermal exploration* (en línea). Bochum: IGA Service and IFC, 196 p. (consulta: 12 diciembre 2017). Disponible en: <[http://www.ifc.org/wps/wcm/connect/topics\\_ext\\_content/ifc\\_external\\_corporate\\_site/sustainability-at-ifc/publications/publications\\_handbook\\_geothermal-bp-2ed](http://www.ifc.org/wps/wcm/connect/topics_ext_content/ifc_external_corporate_site/sustainability-at-ifc/publications/publications_handbook_geothermal-bp-2ed)>
- Jaén, H. (1965) - Geología del cuadrángulo de Tarata. *Comisión Carta Geológica Nacional*, Boletín 11, 91 p.
- Jenks, W.F. (1945) - *La geología de Arequipa y sus alrededores*. Informaciones y Memorias Sociedad de Ingenieros del Perú, 46(9): 1-104.
- Korhonen, J.V. (2005) - Airborne magnetic method: Special features and review on applications. En: Airo, M.L. *Aerogeophysics in Finland 1972-2004: Methods, system characteristics and applications*. Espoo: Geological Survey of Finland, Special Paper, 39, p. 77–102.
- Langelier, W.F. & Ludwing, H.F. (1942) - Graphical methods for indicating the mineral character of natural waters. *Journal of the American Water Works Association*, 34(3): 335-352.
- Langer, R.E. (1933) - An inverse problem in differential equations. *Bulletin of the American Mathematical Society*, 39(19): 814-820.
- MacLeod, I.N. & Ellis, R.G. (2013) - Magnetic vector inversion, a simple approach to the challenge of varying direction of rock magnetization. En: International Geophysical Conference and Exhibition, 23, Melbourne, 2013. *Extended abstracts*. Melbourne: Australian Society of Exploration Geophysicists, 4 p.
- Mainza, D. (2006) - The chemistry of geothermal waters of SW-Uganda. Reykjavík: The United Nations University, Geothermal Training Programme, Reports 2006-12, p. 219-244. (consulta: 14 noviembre 2017). Disponible en: <<https://orkustofnun.is/gogn/flytja/JHS-Skjol/Yearbook2006/12Dan.pdf>>
- Maksaev, V. (2001) – *GL 54A Metalogénesis, semestre de primavera 2001* (en línea). Santiago: Universidad de Chile. (consulta: 26 diciembre 2017). Disponible en: <[https://www.u-cursos.cl/uchile/2011/0/COMGEOPDL/1/material\\_docente/bajar?id\\_material=389028](https://www.u-cursos.cl/uchile/2011/0/COMGEOPDL/1/material_docente/bajar?id_material=389028)>
- Marini, L.; Chiodini, G. & Cioni, R. (1986) - New geothermometers for carbonate–evaporite geothermal reservoirs. *Geothermics*, 15(1): 77–86. Doi: 10.1016/0375-6505(86)90030-1.
- Marini, L. (2000) - *Geochemical techniques for the exploration and exploitation of geothermal energy*. Genova: Dipartimento per lo Studio del Territorio e delle sue Risorse, Università degli Studi di Genova, 82 p.
- Marocco, R. (1984) - Dynamique du remplissage d'un bassin intramontagneux cénozoïque andin; le bassin Moquegua (sud du Pérou). *Cahiers ORSTOM, Série Géologie*, 14(2): 117-140.
- Martínez, W. & Cervantes, J. (2003) - Rocas ígneas en el sur del Perú: Nuevos datos geocronométricos, geoquímicos y estructurales entre los paralelos 16° y 18°30' Latitud Sur. *INGEMMET, Boletín, Serie D: Estudios Regionales*, 26, 140 p.

- Martini, S. (2008) – *Sistemas estructurales y recursos geotermales en la Cordillera Principal de Chile Central. (32°30' – 34°00' de Latitud Sur)*. Tesis Geólogo, Universidad de Chile, Santiago, 151 p.
- Mendivil, S. (1965) - Geología de los cuadrángulos de Maure y Antajave (hojas 35-x, 35-y). *Comisión Carta Geológica Nacional*, 10, 99 p.
- Monge, R. & Cervantes, J. (2000) – *Memoria explicativa de la geología del cuadrángulo de Pachía y Palca*, escala: 1:50,000, informe inédito. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, 12 p., 8 mapas.
- Muffler, L.J.P., ed. (1979) - Assessment of geothermal resources of the United States - 1978. U.S. *Geological Survey Circular*, 790, 170 p.
- Muñoz, G. (2014) - Exploring for geothermal resources with electromagnetic methods. *Surveys in Geophysics*, 35(1): 101-122.
- Murray, K.S. (1996) - Hydrology and geochemistry of thermal waters in the upper Napa Valley, California. *Ground Water*, 34 (6): 1115-1124.
- Murray, K.S. & Wade, P. (1996) - Checking anion-cation charge balance of water quality analyses: limitations of the traditional method for non potable waters. *Water SA*, 22(1): 27-32.
- Mussett, A.E. & Khan, M.A. (2000) - *Looking into the earth: An introduction to geological geophysics*. Cambridge: Cambridge University Press, 492 p.
- Naidu, P.S. & Mathew, M.P., eds. (1998) - *Analysis of geophysical potential fields: A digital signal processing approach*. Amsterdam, Elsevier, 298 p. *Advances in Exploration Geophysics*, 5.
- Nathenson, M. & Muffler, L. (1975) - *Geothermal resources in hydrothermal convection systems and conduction – dominated areas*: En: White, D.E. & Williams, D.L., eds. *Assessment of geothermal resources of the United States – 1975*. U.S. Geological Survey Circular, 726, p. 104-121.
- Newell N.D. (1949). - *Geology of the Lake Titicaca region*, Peru and Bolivia. *Geological Society of America Memoir*. v. 36. 111 p.
- Nicholson, K. (1993) - *Geothermal fluids: Chemistry and exploration techniques*. Berlin: Springer-Verlag, 278 p.
- Nieva, D. & Nieva, R. (1987) - Developments in geothermal energy in Mexico, Part 12: a cationic geothermometer for prospecting of geothermal resources. *Heat Recovery Systems and CHP*, 7(3): 243-258.
- Nuti, S. (1991) - Isotopic techniques in geothermal studies. En: D'Amore, F., coord. *Applications of geochemistry in geothermal reservoir development*. Rome: UNITAR/ UNDP Centre on Small Energy Resources, p. 215-250.
- Palacios, O.; De La Cruz, J.; De La Cruz, N.; Klinck, B.A.; Allison, R.A. & Hawkins, M.P. (1993) - Geología de la Cordillera Occidental y Altiplano al oeste del Lago Titicaca – Sur del Perú (Proyecto Integrado del Sur). *INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 42, 257 p.
- Panichi, C. & Gonfiantini, R. (1981) - Geothermal waters. En: Gat, J.R. & Gonfiantini, R., eds. *Stable isotope hydrology, Deuterium and Oxygen-18 in the water cycle*. Vienna: International Atomic Energy Agency, Technical Report Series, 210, p. 241-271.
- Pellerin, L; Johnston, J.M. & Hohmann, G.W. (1996) - A numerical evaluation of electromagnetic methods in geothermal exploration. *Geophysics*, 61(1): 121-130.
- Phillips, J.D. (2000) - Locating magnetic contacts: a comparison of the horizontal gradient, analytic signal, and local wavenumber methods. *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, p. 402-405.
- Phoenix Geophysics (2010) - V5 System 2000 MTU/MTU-A, user guide, version 2.0 (en línea). Toronto: Phoenix Geophysics, 193 p. (consulta: 2 noviembre 2017). Disponible en: <[http://www.phoenix-geophysics.com/Support/user\\_guides/guides/mtu\\_ug\\_2.0.pdf](http://www.phoenix-geophysics.com/Support/user_guides/guides/mtu_ug_2.0.pdf)>
- Piña, P. (2014) - *Aplicación del método magnetotelúrico a la caracterización de reservorios: Anticlinal de El Hito (Cuenca) y Sistema Geotérmico de Tenerife*. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, Barcelona, 286 p.
- Ponce, D.A. & Glen, J.M.G. (2008) - A prominent geophysical feature along the northern Nevada rift and its geologic implications, north-central Nevada. *Geosphere*, 4(1): 207-217.
- Proyecto Especial Afianzamiento y Ampliación de los Recursos Hídricos de Tacna (1993) - *Estudio hidrogeológico del acuífero El Ayro*. Tacna: PET, 60 p.
- Proyecto Especial Afianzamiento y Ampliación de los Recursos Hídricos de Tacna (1997) - *Estudio hidrogeológico Kallapuma y Alrededores*. Tacna: PET, 114 p.
- Proyecto Especial Afianzamiento y Ampliación de los Recursos Hídricos de Tacna (2016) - *Plan de contingencia del sector hidráulico mayor Uchusuma Caplina- Clase C*. Tacna: PET, Gerencia de Estudios y Proyectos, 50 p.

- Quijano, J. (2007) - *Manual de geotermia: ciencias de la tierra e ingeniería de reservorios*. México: [s.e.], 109 p.
- Ramos, P. (2014) - *Actualización del modelo conceptual y evaluación potencial del recurso – Proyecto Geotérmico Laguna Colorada*. Tesis Diplomado, Universidad de El Salvador, San Salvador, 40 p.
- Reddy, I.K.; Rankin, D. & Phillips, R.J. (1977) - Three-dimensional modelling in magnetotelluric and magnetic variational sounding. *Geophysical Journal International*, 51(2): 313-325.
- Risacher, F. (1984) - Origine des concentrations extrêmes en bore et en lithium dans les saumures de l'Altiplano bolivien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Serie II*, 299 (11): 701-706.
- Rodi, W. & Mackie, R.L. (2001) - Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics*, 66(1): 174–187.
- Sarmiento, Z.; Steingrímsson, B.; Axelsson, G. (2013) - *Volumetric Resource Assessment* (en línea). Presented at “Short Course V on Conceptual Modelling of Geothermal Systems”, organized by UNU-GTP and LaGeo, in Santa Tecla, El Salvador, February 24 - March 2, 2013, 15 p. (consulta: 15 noviembre 2017). Disponible en: <<https://orkustofnun.is/gogn/unu-gtp-sc/UNU-GTP-SC-16-34.pdf>>
- Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (2017) – *Datos hidrometeorológicos en Tacna* (en línea). Lima: Senamhi. (consulta: 15 julio 2017). Disponible en: <<https://www.senamhi.gob.pe/main.php?dp=tacna&p=estaciones>>
- Setyawan, A.; Yudianto, H.; Nishijima, J. & Saibi, H. (2015) - *Horizontal gradient analysis for gravity and magnetic data beneath Gedongsongo geothermal manifestations, Ungaran, Indonesia* (en línea). En: *Proceedings World Geothermal Congress*, Melbourne, Australia, 19-25 April 2015. Bochum: International Geothermal Association, 6 p. (consulta: 5 noviembre 2017). Disponible en: <<http://www.geothermal-energy.org/pdf/IGAstandard/WGC/2015/13030.pdf>>
- Seyfried, W.E.; Janecky, D.R. & Mottl, M.J. (1984) - Alteration of the oceanic crust: implications for geochemical cycles of lithium and boron. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(3): 557-569.
- Shalivahan & Bhattacharya, B.B. (2002) - How remote can the far remote reference site for magnetotelluric measurements be? *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 107(B6): ETG1-1-7.
- Stiff, H.A. (1951) - The interpretation of chemical water analysis by means of patterns: *Journal of Petroleum Technology*, 3(10): 15-17.
- Tassi, F.; Aguilera, F.; Darrah, D.; Vaselli, O.; Capaccioni, B., et al. (2010) – Fluid geochemistry of hydrothermal systems in the Arica–Parinacota, Tarapacá and Antofagasta regions (northern Chile) *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 192(1-2): 1-15.
- Telford, W.M.; Geldart, L.P. & Sheriff, R.E. (1990) - *Applied geophysics*. 2a. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 760 p.
- Thébault, E.; Finlay, C.C.; Beggan, C.D.; Alken, P.; Aubert, J., et al. (2015) - International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation. *Earth, Planets and Space*, 67: 79. Doi: 10.1186/s40623-015-0228-9.
- Tikhonov, A.N. & Arsenin, V.Y. (1977) - *Solutions of ill-posed problems*. Washington DC: V.H. Winston, 258 p. Scripta Series in Mathematics.
- Torres, D; Muñoz, L.; Ayala, L.; Coba, L.; Martínez, J. & Cerpa, L. (2014) - Estructuras extensionales en un ambiente transpresivo durante el Mioceno inferior: Compatibilidad dinámica en el sistema de fallas Nazca, Puquio, Ayacucho, sur del Perú. En Congreso Peruano de Geología, 17, Lima, 2014, *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 4 p.
- Torres, L. & Urquiza, M. (2013) - *Evaluación del estudio de prefactibilidad inicial Proyecto Geotérmico de Chachimbi – Ecuador*. Tesis Diplomado, Universidad de El Salvador, San Salvador, 109 p.
- Truesdell, A.H. & Fournier, R.O. (1977) – Procedure for estimating the temperature of a hot-water component in a mixed water by using a plot of dissolved silica versus enthalpy. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey*, 5(1): 49-52.
- Truesdell, A.H. & Hulston, J.R. (1980) - Isotopic evidence on environments of geothermal systems. En: Fritz, P. & Fontes, J.C., eds. *Handbook of environmental isotope geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, vol. 1, p. 179-226.
- Truesdell, A.H.; Haizlip, J.R.; Armannsson, H. & D'Amore, F. (1989) - Origin and transport of chloride in superheated geothermal steam. *Geothermics*, 18(1-2): 295–304.



- Valentino, G.M. & Stanzione, D. (2003) - Source processes of the thermal waters from the Phlegraean Fields (Naples, Italy) by means of the study of selected minor and trace elements distribution. *Chemical Geology*, 194(4): 245-274.
- Vargas, V. (2008) - Mapa geotérmico del Perú (CD-ROM). En: Congreso Peruano de Geología, 14 & Congreso Latinoamericano de Geología, 13, Lima, 2008. *Resúmenes*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 6 p.
- Vargas, V. & Cruz, V. (2010) - Geothermal map of Perú. (en línea). En: *Proceedings World Geothermal Congress*, Bali, Indonesia, 25-29 April 2010. Bochum: International Geothermal Association, 7 p. (consulta: 5 noviembre 2017). Disponible en: <<http://www.geothermal-energy.org/pdf/IGAstandard/WGC/2010/1627.pdf>>
- Villarroya, F. (2009) - Tipos de acuíferos y parámetros hidrogeológicos En: *Jornadas Técnicas Sobre Aprovechamiento de Aguas Subterráneas para Riego*, Torrejón de Ardoz, 2009. Madrid: Centro Nacional de Tecnología de Regadíos, Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino, 13 p.
- Vozoff, K. (1972) - The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics*, 37(1): 98-141.
- Vozoff, K., (1991) - The magnetotelluric method. En: Nabighan, M.N., ed. *Electromagnetic methods in applied geophysics: volume 2, Application, Parts A and B*. Tulsa, Oklahoma: Society of Exploration Geophysicists, Investigations in Geophysics, 641-711.
- West Japan Engineering Consultants (2012) – *The master plan for development of geothermal energy in Peru, final report*. [s.l.]: Japan International Cooperation Agency and West Japan Engineering Consultants, 138 p.
- Williams, C.F.; Reed, M.J. & Mariner, R.H. (2008) - A review of methods applied by the U.S. Geological Survey in the assessment of identified geothermal resources. *U.S. Geological Survey, Open File Report 2008-1296*, 30 p.
- Wilson, J.J. & García, W. (1962) - Geología de los cuadrángulos de Pachía y Palca. *Comisión Carta Geológica Nacional, Boletín 4*, 81 p.
- Wohletz, K. & Heiken, G. (1992) - *Volcanology and geothermal energy*. Berkeley, CA: University of California Press, 432 p.



## **ANEXOS**



# ANEXO 1

## RESULTADO DEL ANÁLISIS MINERALÓGICO Y QUÍMICO DE ROCAS Y PRECIPITADOS DE FUENTES TERMALES EN LA ZONA GEOTERMAL DE PAUCARANI

Alteración Hidrotermal Reciente					
Zona	Código	Descripción	Análisis de rayos X (%)	Análisis químico	
				%	ppm
Huancuncu	36X-RGT-38	Rocas andesita con arcilla blanca.	Ópalo: 60.33 Caolinita: 27.6 Dióxido: 7.74	Si: 31.37 Al: 10.38	Sr: 3.95 V: 126 Zr: 114 Ce: 49.8 Nd: 30.8
	36X-RGT-54	Probable alteración hidrotermal argílica de rocas volcánicas en lasjas.	Tridimita: 19.83 Ludlamita: 6.18 Cuarzo: 5.76	Si: 42.30	Pb: 8 Sr: 293 V: 53 Ce: 68.1 Nd: 27
Paucarani - base este	36X-RGT-06	Punto de manifestación de fumarolas y azufre. Presencia de cristales de azufre y material blanco. Afloramiento masivo de roca con textura porfírica con plagioclasas y anfíboles.	Cristobalita: 26.59 Azufre: 10.98 Cuarzo: 5.32 Wollastonita	Si: 38.92	Ba: 2037 Sr: 118 Zr: 135 Nd: 3.5
	36X-RGT-49	Roca volcánica blanca con alteración, ubicada cerca de exhalaciones volcánicas.	Cristobalita: 19.91 Azufre: 9.31 Cuarzo: 8.66 Alunita: 5.84	Si: 35.83	Pb: 22 Sr: 257 Zr: 207 Ce: 26 Nb: 34.2
Paucarani - flanco sur	36X-RGT-24A	Punto antiguo de emisión de fumarolas, suelo blanco deleznable.	Cristobalita: 38.94 Cuarzo: 19.68		
	36X-RGT-24B	Presencia de cristales de azufre en rocas.	Azufre: 100	Si: 11.73	As: 5 Ba: 511 Pb: 8 Rb: 17 Zr: 34
	36X-RGT-18	Azufre Gloria, roca de color blanco, matriz gris blanca, cuarzo secundario cristales hexagonales. Roca con alteración hidrotermal.	Anatasa: 5.27 Cuarzo: 2.43 Periclasa: 0.34	Si: 38.25	Ba: 128 Pb: p Mo: 5 Zr: 212



Alteración Hidrotermal Reciente					
Zona	Código	Descripción	Análisis de rayos X (%)	Análisis químico	
				%	ppm
Zona sur de Curimani	36X-RGT-39	<b>Secuencia volcánica-segundo evento.</b> Zona blanca de alteración hidrotermal con presencia de arcillas. Superficie rojiza de óxidos.	Cuarzo: 71.99 Alunita: 36.15 Jarosita: 6.63	Si: 31.95 Al: 4.63 Fe: 3.22	As: 128 Ba: 212 Zr: 120 Sb: 7 Pb: 139 Cr: 13
	36X-RGT-42	<b>Ancochaullane</b> Afloramiento tabular matriz gris rojiza, textura porfírica, con oquedades rellenas con material amarillo.	Alunita: 36.15 Albita: 3.48 Muscovita: 2.54 Caolinita: 2.22	Si: 24.78 Al: 8.35 Fe: 2.83	As: 118 Cr: 33 Ba: 624 Hg: 31ppb
	36X-RGT-44	Terraza roja, suelo con óxidos rodeado de manantiales de agua fría.	Goetita: 31 Caolinita: 4	Fe: 48.58	As: 441 Cr: 33
	36X-RGT-46	Muestra de suelo en depósito coluvial.	Cuarzo: 32.14 Cristobalita: 10.56 Alunita: 10.56 Tridimita: 3.52 Jarosita: 2.87 Caolinita: 2.79	Si: 35.83	Pb: 22 Sr: 257 Zr: 207 Ce: 26 Nb: 34.2
Sec. basales	36X-RGT-47	Afloramiento tabular, predomina cemento rojizo y anaranjado, con clastos angulosos silicificados.	Cuarzo: 95 Rutilo: 2.5 Goetita: 1.47 Halloysita: 0.59 Antigorita: 0.29	Si: 35.50 Fe: 8.60	As: 320 Ba: 64 Cu: 77 Sb: 40 Zr: 415
Zona norte	36X-RGT-29	Precipitados rojizos con óxidos en forma cónica, de 5m de altura, presenta laminaciones, se encuentra en primer evento zona norte que provendría del Barroso.	Goetita: 47.24	Fe: 52.17	As: 8635 Cr: 42 V: 502 Cu: 6 Zn: 17
	36X-RGT-33B	Vetillas de óxidos en la cima del domo de Paucarani, diaclasas rellenas por óxidos.	Anortita: 34.13 Hematita: 10.25 Augita: 7.80 Rodocrosita: 5.07 Actinolita: 2.40 Cuarzo: 1.42	Si: 28.02 Fe: 5.52 Ca: 3.05	Ba: 682 Cr: 89 Cu: 47 Pb: 37 Ni: 24 Mo: 3

Precipitados					
	Código	Descripción	Análisis de rayos X (%)	Análisis químico	
				%	ppm
Huancune	36X-RGT-37	Precipitado blanco y amarillo reciente.	Tamagurita: 50.13 Cuarzo: 24.9 Anortita: 10.01 Hexahidrita: 6.34 Diópsido, yeso, calcita	Si: 12.91 Al: 7.37 Trazas(ppm) Ce: 25.8 Nd: 10.6	Ba: 145 Co: 10 Cr: 4 Li: 10 Rb: 50 Sr: 239 Zn: 95
	36X-RGT-53	Poza de lodo ácido a 80°C.	Alunita: 21.25 Cuarzo: 10.40 Caolinita: 3.58 Praderita: 3.13 Cristobalita, calcocianita, microclina, antigorita, Lepidocroita, pirta	Si: 21.09 Al: 9.54 Fe: 2.29	As: 14 Ba: 699 Co: 5 Cr: 12 Li: 5 La: 29 Pb: 5
Curimani-Fumarolas	36X-RGT-17	Afloramiento pseudotabular blanco y rosado con pequeños cristales de cuarzo.	Alunita: 62.27 Cuarzo: 11.35 Tridimita: 3.22 Cristobalita: 2.03	Si: 12.91 Al: 7.37	Ba: 145 Cu: 76 Li: 18 Rb: 50 Sr: 239 Zn: 95
	36X-RGT-52	Precipitado de lodo gris blanquecino.	Cristobalita: 21.58 Azufre: 19.96 Alunita: 12.59 Cuarzo: 5.22 Caolinita, montmorillonita	Si: 23.27 Al: 7.28 K: 1.39	As: 27 Ba: 76 Cu: 36 Co: 8 Pb: 13 Zr: 133
	36X-RGT-50A	Manantial con precipitado blanco y anaranjado.	Cuarzo: 54.96 Albita: 35.53 Ortoclasa, montmorillonita		
	36X-RGT-50B	Precipitado blanco con suelo de probable salitre.	Calcita: 25.61 Halita: 5.79 Cuarzo: 0.61 Minerales de Ca y Mg		
	36X-RGT-51	Precipitado blanco antiguo.	Calcita: 28.13 Albita: 6.64 Montmorillonita, muscovita	Si: 40.35 Ca: 2.28	As: 145 Ba: 76 Li: 29 Sb: 84

Quebrada Curimani	36X-RGT-36	Precipitado blanco silicificado litificado.	Sustancia amorfa	Si: 44.43	Ba: 14 Mo: 6 Rb: 6 Sr: 10
	36X-RGT-34	Precipitado tabular, cristalino blanco a marrón en fresco.	Manganocalcita: 4.79 Albita: 2.74	Si: 42.37	As: 411 Ba: 195 Li: 7
	36X-RGT-56	Precipitado antiguo blanco diaclasado.	Sustancia amorfa	Si: 42.70	As: 484 Ba: 302 Cr: 12 Sr: 29
	36X-RGT-35	Precipitado antiguo blanco 1.5m silicificado fibroso y con oquedades.	Sustancia amorfa	Si: 44.65	As: 411 Ba: 13
	36X-RGT-55	Precipitado blanco de sal.	Halita: 60.05 Thenardita: 8.36 Hidrocincita: 2.87 Ópalo: 2.74 Berilio, cuarzo.	Na: 15.63 K: 6.39 Si: 1.97	As: 12844 Li: 583 Rb: 189 Sr: 699
Quebrada Achuco	36X-RGT-05 Estancia	Precipitado antiguo de sínter, 2m de espesor con oquedades y fibras blancas.	Sustancia amorfa	Si: 43.22	As: 91 Ba: 25 Sr: 25
	36X-RGT-04 Flanco SO Paucarani	Afloramiento tabular de precipitado blanco.	Calcita: 86.83 Aragonito: 10.73 Albita: 2.11 Gibbsita: 0.33	Ca: 30.94 Si: 7.5	Ba: 64 Li: 4 Sr: 954
	36X-RGT-22 Flanco SO Paucarani	Precipitado blanco, con granos blancos de cuarzo, efervesce la matriz blanca.	Anatasa: 3.55 Cuarzo: 1.69 Periclasa: 0.39	Si: 44.62	Sr: 31
SE Paucarani	36X-RGT-07	Abombamiento de suelo, precipitados blancos botroidales.	Azufre: 85.29 Cristobalita: 11.72	Si: 13.86	Ba: 183 Zr: 229
	35X-RGT-49	Roca volcánica blanca con alteración, se encuentra cerca de exhalaciones volcánicas.	Cristobalita: 19.91 Azufre: 9.31 Cuarzo: 8.66 Alunita: 5.84	Si: 35.83	Pb: 22 Sr: 257 Zr: 207 Ce: 26 Nb: 34.2

Sur de Paucarani	36X-RGT-26	Cerca de laguna Paucarani	Precipitado blanco reciente.	Dreyerita: 23.02 Wattevillerita: 21.67 Yeso: 19.72 Blodita: 17.16 Estruvita: 17.09	Si: 7.27 Na: 3.57 Al: 3.45 Mg: 2.68 Ca: 2.55	Ba: 142 Li: 48 Sr: 197 Zn: 118
	36X-RGT-57	Bofedal-Qda Ancochaullavira	Precipitado de sal.	Thernadita: 36.62 Blodita: 21.47 Halita: 9.56 Singenita: 6.03 Behoita: 4.41	Na: 16.57 Mg: 3.66 K: 3.56 Ca: 1.53	As: 74 Li: 170 Sr: 114
	36X-RGT-27	Laguna Blanca	Precipitado blanco de sal de Laguna Blanca.	Halita: 46.14 Blodita: 22.71 Thenardita: 13.23 Calcita: 8.36	Na: 15.67 Ca: 3.98 Mg: 3.07 Ca: 3.98 Si: 2.73	As: 168 Li: 255 Sr: 412 W: 190
Borateras	35X-RGT-15		Precipitado reciente.	Cristobalita: 9.80 Albita: 7.55 Microclina: 3.40	Si: 36.56 Al: 2.59	Sr: 291 Rb: 63
	35X-RGT-16		Precipitado antiguo tabular.	Gibbsita: 3.73 Calcita: 0.83	Si: 40.61	As: 35 Sb: 433 Rb: 17
Kallapuma	35X-RGT-09		Precipitado de sílice litificado, con oquedades.	Sustancia amorfa Calcita: 0.90	Si: 41.96	As: 301 Ba: 1188 Cu: 404 Li: 17 Sb: 842 Sr: 116
	36X-RGT-08		Precipitado de sínter color blanco cerca de fuente termal.	Calcita: 19.58 Vivianita(fosfato de hierro): 1.78	Si: 32.78 Ca: 3.44	As: 5161 Ba: 1298 Cu: 663 Li: 63 Sb: 1408 Sr: 521
	35X-RGT-12		Precipitado de sal.	Halita: 72.73 Calcita: 5.65 Aftthitalita(K, Na): 2.89 Chabasita(Ca, Al): 1.51	Si: 18.55 Na: 12.43	As: 369 Ba: 62 Li: 1048 Sb: 343 Sr: 215
	35X-RGT-13		Precipitado con laminaciones blancas y negra cerca de fuente termal, cerca de río.	Sustancia amorfa	Si: 41.24	As: 1835 Ba: 4769 Cu: 78 Li: 13 Sb: 265 Sr: 308
	35X-RGT-11		Precipitado alrededor de fuentes termales.	Cristobalita: 1.99 Halita: 1.66 Calcita: 1.21 Cuarzo, muscovita	Si: 39.30	As: 1392 Ba: 385 Cu: 44 Li: 55 Sb: 1200 Sr: 237





## ANEXO 2

### INVENTARIO DE MANIFESTACIONES TERMALES EN LA ZONA GEOTERMAL DE PAUCARANI

Fuentes termales	
	
<p><b>36X – AGT – 002:</b> Vista de la fuente termal ubicada en la quebrada Curimani, en la cual se puede apreciar la mezcla entre el flujo de la fuente termal y el arroyo. Asimismo, se observan burbujas de gas, precipitados de sínter que se forman en la superficie de agua, y las algas termófilas, además se siente olor a H<sub>2</sub>S.</p>	<p><b>36X – AGT – 003:</b> Vista de la fuente termal ubicada en la quebrada Achuco, la cual se encuentra mezclada con aguas superficiales. Próxima a esta fuente, se aprecian los precipitados de sílice (sínter). Se siente el olor característico a H<sub>2</sub>S, surge en una zona de bofedal; por lo cual presenta mínima cantidad de algas termófilas.</p>
	
<p><b>36X – AGT – 024:</b> Manantial de la quebrada Ancochaullavira, surge sobre bofedales con presencia de sedimentos y precipitados de sílice.</p>	<p><b>36X – AGT – 037:</b> Pequeña fuente termal que surge en zona de bofedal. Está ubicada cerca a la ladera del cerro Llavimocco.</p>
<p>QUE</p> 	
<p><b>36X – AGT – 042:</b> Vista de la fuente termal ubicada en una terraza de la margen derecha de la quebrada Curimani. Se aprecia la mezcla entre el flujo de la fuente termal y el arroyo. Asimismo, se observa ligera presencia de algas termófilas.</p>	<p><b>36X – AGT – 045:</b> Vista panorámica del muestreo realizado en una fuente termal ubicada en las nacientes de la quebrada Huancune. Se aprecia una poza de agua termal; así como, pozas de lodo que emanan fumarolas. También se observa poca presencia de algas termófilas y considerable cantidad de precipitados de silicio (sínter).</p>



	
<p><b>36X – AGT – 052:</b> Manantial artesiano en antiguo pozo tubular colapsado, ubicado en las Pampas El Ayro cerca de la Laguna Blanca.</p>	<p><b>36X – AGT – 060:</b> Pequeña fuente termal que surge en zona de bofedal, ubicada cerca a la ladera del cerro Llavimocco. Con ligera presencia de algas termófilas, sedimentos y precipitados de sílice.</p>
	
<p><b>36X – AGT – 061:</b> Fuente termal localizada en la quebrada Achuco, que surge en zona de bofedal. Se observa ligera presencia de algas termófilas, y próxima a la fuente afloran precipitados de sínter.</p>	<p><b>36X – AGT – 065:</b> Zona de muestreo de condensado de fumarolas en el piedemonte del nevado Paucarani. Presenta el olor característico del ácido sulfhídrico y cristalización de azufre en los orificios por donde emanan las fumarolas.</p>
	
<p><b>36X – AGT – 066:</b> Pozo de lodo ácido con presencia de gases, que surge en la ladera del cerro Llavimocco de la quebrada Curimani. Esta fuente presenta sedimentos de precipitados de sílice (sínter); a su vez emana gas sulfhídrico.</p>	<p><b>36X – AGT – 068:</b> Vista de la fuente termal ubicada en una terraza del margen derecho de la quebrada Curimani, donde se observan precipitados de sílice.</p>



	
<p><b>36X – AGT – 069:</b> Fuente termal polisurgente ubicada sobre los bofedales de la quebrada Curimani muy cerca al arroyo, donde se puede notar presencia de algas termófilas de color verde y rojizo con precipitados de color blanquecino semiconsolidados.</p>	<p><b>36X – AGT – 071:</b> Fuente termal ubicada en las nacientes de la quebrada Huancune. Se aprecia una poza de agua termal, así como pozas de lodo que emanan fumarolas. Se observa poca presencia de algas termófilas y regular cantidad de precipitados de sílice (sínter).</p>
	
<p><b>36X – AGT – 072:</b> Poza de lodo con fumarola ubicado en las nacientes de la quebrada Huancune, el cual forma parte de un conjunto de pozos de lodo ácido con olor intenso a H<sub>2</sub>S, con ligera presencia de precipitados de sínter.</p>	<p><b>36X – AGT – 073:</b> Fuente termal que surge en zona de bofedal; ubicada en la terraza izquierda de la quebrada Curimani.</p>
	
<p><b>36X – AGT – 074:</b> Fuente termal ubicada en la terraza izquierda de la quebrada Curimani. Surge en zona de bofedal con ligera presencia de algas termófilas.</p>	<p><b>36X – AGT – 075:</b> Esta fuente está ubicada en la terraza izquierda de la quebrada Curimani. Surge en zona de bofedal, donde se mezcla con el agua de escorrentía del arroyo. En la fuente se observa algas termófilas en poca cantidad.</p>



**35X – AGT – 03.** Fuente termal ubicada cerca de la laguna Casiri, con abundante precipitado de óxido de fierro, precipitados (sínter) y regular presencia de algas termófilas.



## ANEXO 3

### INVENTARIO DE POZOS EN LAS PAMPAS EL AYRO

	
<p><b>36X – AGT – 013:</b> Pozo PA-13, ubicado en la quebrada Chontacollo al norte de las pampas El Ayro. Se aprecia el fuerte caudal de agua proveniente del subsuelo.</p>	<p><b>36X – AGT – 014:</b> Pozo PA-6, ubicado en la quebrada Chontacollo al norte de las pampas El Ayro, con caudal considerable.</p>
	
<p><b>36X – AGT – 015:</b> Pozo PA-9 de moderado caudal, ubicado en la quebrada Chontacollo cercano al caserío de Macomaconi.</p>	<p><b>36X – AGT – 016:</b> Pozo PA-10, ubicado en la quebrada Choroveco, con regular caudal.</p>
	
<p><b>36X – AGT – 018:</b> Pozo de reemplazo PA-7, ubicado en la pampa El Ayro Viejo en el extremo sur del acuífero Maure. Presenta un nivel estático muy próximo a la superficie (1.20 m). A 150m hacia el norte se puede ver la caseta del antiguo pozo PA-7, actualmente surgente.</p>	<p><b>36X – AGT – 020:</b> Pozo PA-4, ubicado en la quebrada Ancuyo, en la parte media del acuífero Maure presenta fuerte caudal.</p>





**36X – AGT – 054:** Pozo PA- 3, ubicado cerca al caserío de Ancuyo, actualmente no cuenta con equipamiento de bombeo.



**36X – AGT – 055:** Pozo PA- 11 ubicado en las pampas El Ayro. Este pozo no cuenta con caseta de protección ni equipamiento.



**36X – AGT – 058:** Pozo PA- 14 ubicado en las pampas de El Ayro, en la margen derecha del cauce del río Uchusuma; se visualiza en los alrededores surgimientos de la Formación Sencca. Actualmente no se encuentra operativo.

## ANEXO 4

### INVENTARIO DE MANANTIALES EN LA ZONA GEOTERMAL DE PAUCARANI

Maniantales	
	
<p><b>36X – AGT – 007:</b> Vista panorámica de la escorrentía de la quebrada Corini. Actualmente presenta un conjunto de manantiales que aportan agua a esta quebrada.</p>	<p><b>36X – AGT – 008:</b> Manantial ubicado en la margen izquierda de la quebrada Uncalluta, el cual surge por las fracturas de la Formación volcánico Barroso provenientes de las filtraciones del nevado Condorpico.</p>
	
<p><b>36X – AGT – 009:</b> Conjunto de escorrentía de manantiales ubicados en la ladera oeste del nevado Paucarani y aporta a la quebrada Auquitaípe.</p>	<p><b>36X – AGT – 012:</b> Manantial ubicado en el margen derecho de la quebrada Ancochaullavira - anexo de Tulaipiña. Este manantial se encuentra en zona de bofedal.</p>
	
<p><b>36X – AGT – 019:</b> Manantiales de la quebrada Ancuyo forman bofedales y aportan recarga a las pampas de El Ayro.</p>	<p><b>36X – AGT – 026:</b> Manantial ubicado en las nacientes de la quebrada Ancullo, provenientes de las filtraciones de los nevados Barroso y Coruna. Presenta gran cantidad de óxidos de fierro y precipitados de color blanquecino.</p>



	
<p><b>36X – AGT – 027:</b> Conjunto de manantiales ubicados en las nacientes de la quebrada Achuco, producto de las filtraciones de agua del nevado Coruna.</p>	<p><b>36X – AGT – 029:</b> Manantial ubicado en la naciente de la quebrada Ancochaullavira. Se aprecia la formación de bofedales cubiertos por sedimentos de precipitados de color blanquecino.</p>
	
<p><b>36X – AGT – 033:</b> Manantial ubicado en la margen izquierda de la quebrada Corini, cercano al eje de la presa Paucarani. Presenta poco caudal.</p>	<p><b>36X – AGT – 034:</b> Vista panorámica del conjunto de manantiales ubicados en una quebrada cerca de la laguna de Paucarani, presumiblemente por filtraciones de la laguna.</p>
	
<p><b>36X – AGT – 035:</b> Manantial ubicado en el margen derecho de la quebrada Curimani. Se aprecia que el flujo del agua es lento, debido al deshielo presente y se encuentra formando superficies de bofedal.</p>	<p><b>36X – AGT – 036:</b> Manantial ubicado en la quebrada Curimani, cerca de la esorrentía del arroyo existente. Se aprecia superficies de bofedales.</p>
	
<p><b>36X – AGT – 044:</b> Manantial ubicado en las nacientes de la quebrada Huancune, producto de las filtraciones de las Cordilleras del Barroso.</p>	<p><b>36X – AGT – 047:</b> Manantial de las nacientes de la quebrada Queñuta. Se puede observar en los alrededores un conjunto de manantiales que forman el actual arroyo.</p>



	
<p><b>36X – AGT – 048:</b> Manantial ubicado en la quebrada Chontacollo. Se encuentra formando bofedal.</p>	<p><b>36X – AGT – 049:</b> Manantial ubicado en la margen izquierda de la quebrada Chontacollo. Se encuentra formando bofedal.</p>
	
<p><b>36X – AGT – 050:</b> Manantial ubicado en la margen izquierda de la quebrada Chontacollo. Se encuentra formando bofedal.</p>	<p><b>36X – AGT – 051:</b> Manantial ubicado en las pampas de El Ayro. Esta fuente actualmente abastece de agua al centro poblado menor de Alto Perú.</p>
	
<p><b>36X – AGT – 062:</b> Manantial surgente en el margen izquierdo de la quebrada Achuco, que aporta al actual arroyo.</p>	





## ANEXO 5

### INVENTARIO DE RESERVORIOS Y ESCORRENTÍAS EN LA ZONA GEOTERMAL DE PAUCARANI

Reservorios y escorrentías	
 A photograph showing a river flowing through a landscape of low-lying, mossy vegetation. A red and white container is visible on the left bank.	 A wide, shallow lake with a light greenish-brown hue, surrounded by a flat, open landscape with mountains in the background.
<p><b>36X – AGT – 001:</b> Escorrentía del río Uncalluta, ubicado al pie del cerro Pacutani. Nótese la presencia de superficies de bofedal.</p>	<p><b>36X – AGT – 004:</b> Laguna Paucarani, ubicado en el delta de la quebrada Palcuma. Se observa la presencia de sedimentos en suspensión y de sales en sus alrededores.</p>
 A wide, flat landscape with several small, shallow pools of water scattered across the terrain, surrounded by low vegetation.	 A concrete dam structure with a metal walkway and railings extending over a body of water. Mountains are visible in the background.
<p><b>36X – AGT – 010:</b> Bofedales ubicados en la quebrada Auquitaípe, que forman arroyos provenientes de las filtraciones del nevado del mismo nombre y el nevado Paucarani.</p>	<p><b>36X – AGT – 011:</b> Represa Paucarani, la cual presenta contenido de microorganismos.</p>
 A rocky streambed with a person standing on the rocks, and a red container nearby. The water is flowing through the rocks.	 A stream flowing through a landscape of mossy vegetation. A person is visible in the background near the stream.
<p><b>36X – AGT – 021:</b> Escorrentía de arroyo en la quebrada Curimani, cerca de su desembocadura de la misma.</p>	<p><b>36X – AGT – 022:</b> Escorrentía de la quebrada Achuco, sus flujos de agua son provenientes de manantiales y se encuentran contaminados por fuentes termales ubicadas aguas arriba de la escorrentía.</p>



	
<p><b>36X – AGT – 023:</b> Escorrentía de la quebrada Auquitaípe, sus flujos de agua son provenientes de los nevados del Paucarani.</p>	<p><b>36X – AGT – 028:</b> Escorrentía de la quebrada Achuco, proveniente de las filtraciones del nevado Auquitaípe.</p>
	
<p><b>36X – AGT – 031:</b> Escorrentía de la quebrada Palcuma. Nótese la presencia de sales en los sedimentos de su cauce, y pigmentaciones rojizas en los sedimentos.</p>	<p><b>36X – AGT – 032:</b> Escorrentía de la quebrada Uncalluta, proveniente de un conjunto de manantiales derivados de filtraciones del nevado Condorpico. Nótese la abundante presencia de bofedal.</p>
	
<p><b>36X – AGT – 038:</b> Escorrentía de arroyo en la quebrada Queñuta, cerca de la bocatoma del mismo nombre.</p>	<p><b>36X – AGT – 040:</b> Escorrentía del Río Uchusuma, margen izquierdo al pie del cerro Ticascani.</p>
	
<p><b>“36X – AGT – 063”:</b> Arroyo de la quebrada Piscullani, en el flanco occidental de la Cordillera del Barroso; con abundante presencia de óxidos de hierro.</p>	<p><b>“35X - AGT – 001”:</b> Laguna Condorpico, ubicada al pie del cerro Charapurane; con presencia de sales en los sedimentos de orilla.</p>



**35X - AGT - 002:** Laguna S/N, cercana al cerro Sallajincho. Esta laguna tiene un alto contenido de organismos microscópicos.



## ANEXO 6

### POZOS UBICADOS DENTRO DE LA ZONA DE ESTUDIO

En las pampas de El Ayro, el Proyecto Especial Tacna – PET disponía inicialmente de un total de 43 perforaciones, de las cuales 15 son pozos de gran diámetro y 28 son piezómetros. Actualmente solo cinco (5) pozos se encuentran operativos y la

profundidad perforada en todos ellos varía de 21 m hasta 250 m, con diámetros que varían de 18" a 24".

Los caudales de los pozos (Cuadro 1) se hallan comprendidos entre 70 L/s y 130 L/s; el pozo PA-06 el de mayor caudal, seguido por los pozos PA-12 y PA-13 y finalmente el pozo PA-9.

**Cuadro 1**

#### **Aforo de pozos en operación – setiembre del 2017**

<b>Pozo</b>	<b>Caudal (L/s)</b>
PA-04	67
PA-06	130
PA-09	75
PA-12	117
PA-13	96

Nomenclatura dada a los pozos por el PET. = PA

Acorde con la información recopilada por el PET, el volumen promedio de extracción mensual en el periodo 1992-2017 fue de 0.554 Hm<sup>3</sup>, que hace un total anual de 6.489 Hm<sup>3</sup>, lo que equivale a 0.210 m<sup>3</sup>/s de caudal de explotación del agua subterránea.

En el año 2017 el acuífero total (Grupo Maure y Formación Capillune) contaba con 28 piezómetros y ocho (8) pozos en los cuales se realizaron mediciones de la profundidad de los niveles de agua subterránea. Se cuenta con registros que datan desde enero de 1994 hasta mayo del 2017, siendo estos no continuos. Esta información ha permitido analizar el comportamiento de los niveles de agua subterránea en el tiempo y el espacio, acorde con su entorno hidrológico.

En los pozos ubicados en la pampa El Ayro se registra una variabilidad de niveles estáticos, asociada principalmente a la presencia de acuíferos libres y confinados.

Por ejemplo, para el caso de los pozos ubicados al norte del pozo PA-1, el comportamiento es propio de un acuífero libre y para los pozos al sur de este pozo PA-1 el comportamiento es propio de un acuífero confinado asociado a plegamientos y fallas.

Los niveles estáticos del acuífero libre (cuadro 2) varían desde 13.21 m hasta un máximo de 42.09 m, por la anisotropía que muestran sus estratigrafías debido a que están asociados a los depósitos cuaternarios, Formación Capillune y levantamiento del Grupo Maure.

De manera similar para el acuífero confinado (cuadro 2) ubicado al sur del pozo PA-1 (PET, 2010), los niveles estáticos están comprendidos entre 3.04 m y 31.44 m, debido a que el Grupo Maure infrayace a la Formación Sencca que provoca artesianismo o inestabilidad del nivel del agua por la carga hidráulica liberada por rompimiento de la roca sello (Sencca), lo cual se nota en el pozo PA-5 del PET (36X-AGT-17).



Cuadro 2

Determinación de la altura de los niveles estáticos de los pozos del PET ubicados dentro de la zona de estudio.

Muestreo (INGEMMET)	Código (PET)	Este	Norte	Altura (m s. n. m.)	NE (Nivel estático)	Altura NE (m s. n. m.)	Observación
36X-AGT-13	PA-13	434409	8064575	4350	20.54	4329.46	Pozo de producción operativo
-	PA-12	434332	8063609	4337	10.43	4326.57	Pozo de producción no operativo
36X-AGT-14	PA-6	434190	8060647	4274	9.26	4264.74	Pozo de producción operativo
36X-AGT-15	PA-9	434131	8059564	4272	20.97	4251.03	Pozo de producción operativo
-	PA-10	433841	8058395	4258	30.93	4227.07	Pozo de producción operativo
-	PA-1	434027	8057162	4274	32.02	4241.98	Pozo de producción operativo
36X-AGT-58	PA-14	432700	8056468	4271	6.73	4264.27	Pozo de producción no operativo
36X-AGT-20	PA-4	433912	8055646	4272	20.47	4251.53	Pozo de producción operativo
36X-AGT-54	PA-3	432047	8053609	4268	9.6	4258.4	Pozo de producción no operativo
36X-AGT-17	PA-5	431356	8051363	4265	0	4265	Pozo de producción no operativo
36X-AGT-18	PA-7	429119	8048991	4264	1.2	4264	Pozo de producción no operativo
-	PE-01	428415	8048515	4273	6.6	4266.4	Pozo exploratorio, no operativo
-	CA4M	427743	8054841	4339	40.83	4298.17	Pozo piezométrico
36X-AGT-55	PA-11	429890	8053418	4292	30.36	4261.64	Pozo de producción no operativo
36X-AGT-17	PA-5	431356	8051363	4248	0	4248	Pozo de producción no operativo
-	TD-5	425915	8053415	4353	66.8	4286.2	Pozo piezométrico
-	CA-2	427210	8051082	4291	20.6	4270.4	Pozo piezométrico

A continuación, se presentan los histogramas de explotación de los acuíferos de la pampa de El Ayro en  $\text{Hm}^3$  (figura 1) del periodo 1992 - 2017 y el caudal promedio histórico anual (figura 2), que

demuestra el potencial de la disponibilidad hídrica subterránea de las pampas de El Ayro, señalándose que este se recupera durante periodos de años húmedos y no se explota todo su potencial.

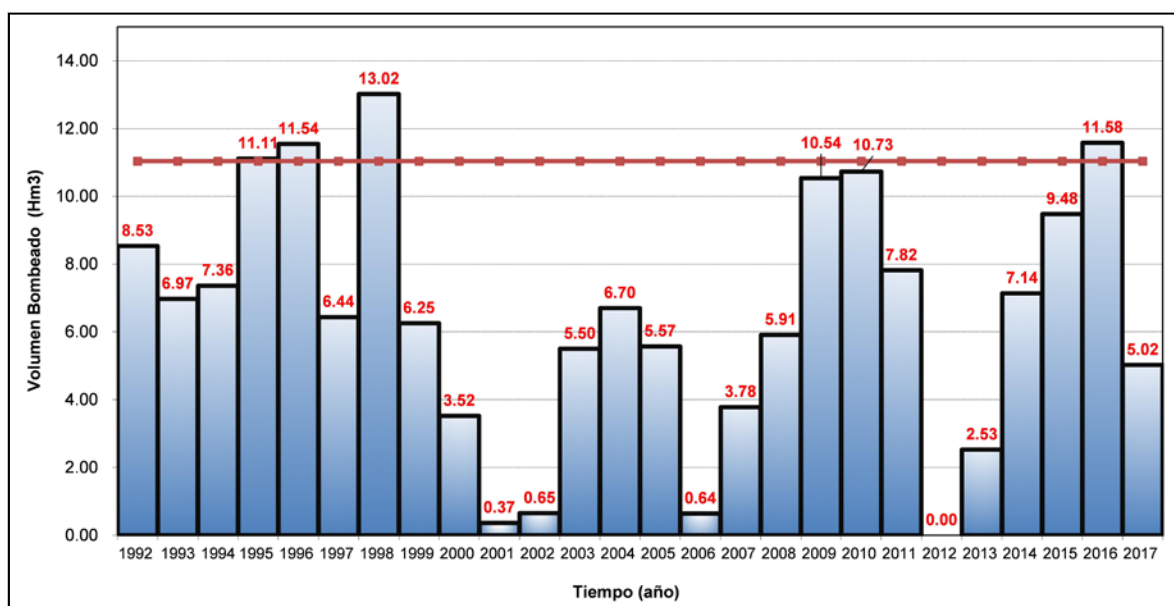


Figura 1 Variación temporal de los volúmenes de extracción de aguas subterráneas –  $\text{Hm}^3$  (periodo 1992-2017)

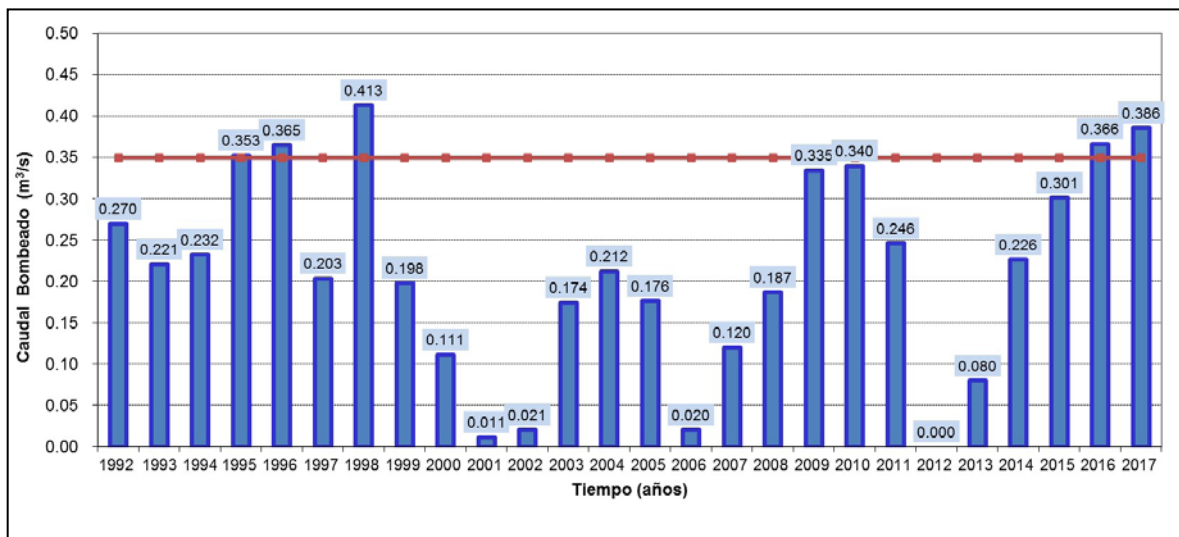


Figura 1 Variación temporal de los volúmenes de extracción de aguas subterráneas – Hm<sup>3</sup> (periodo 1992-2017)



# ANEXO 7

## DISEÑOS DE PERFILES LITOLÓGICOS DADOS POR EL PET

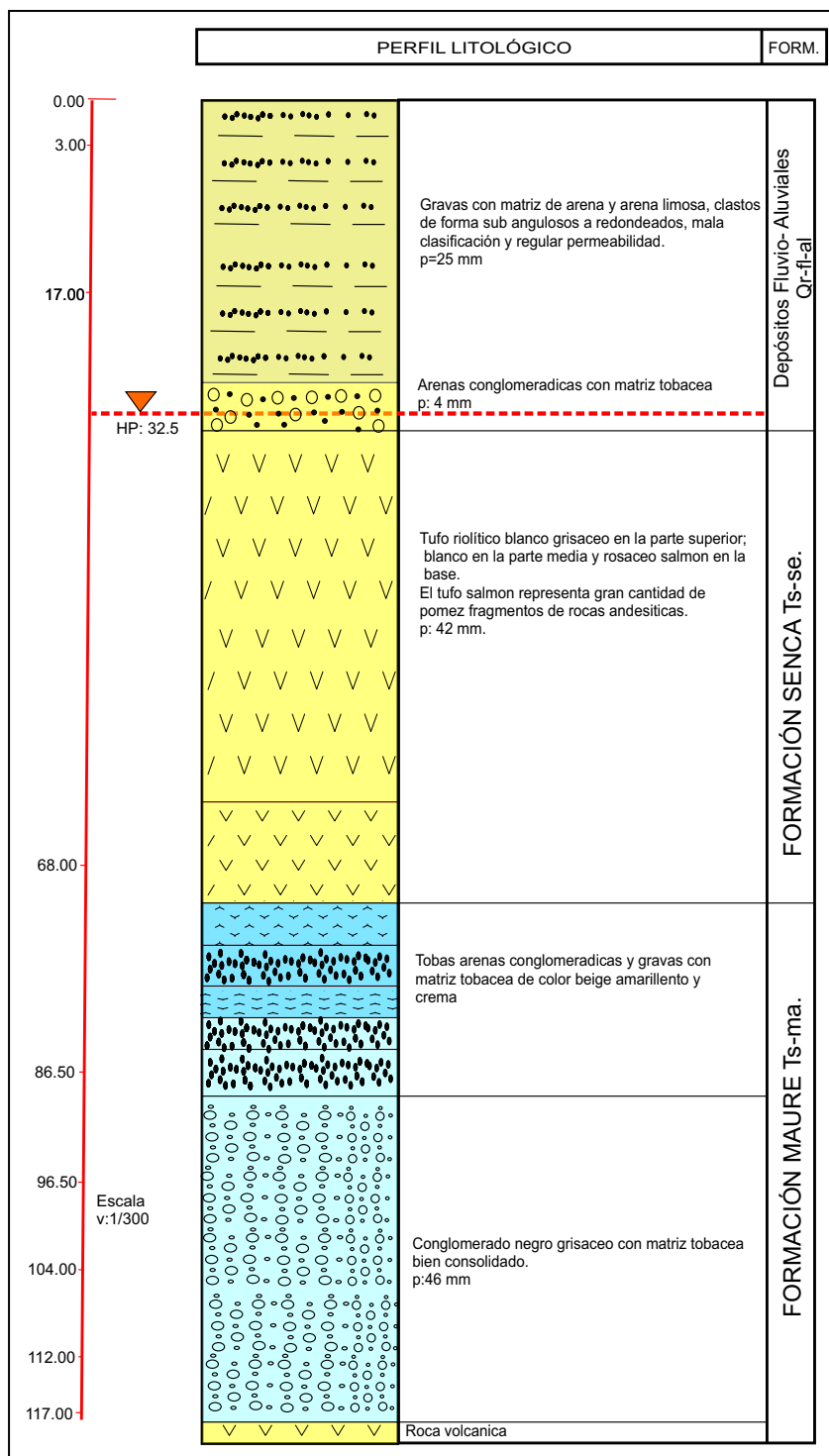


Figura 1 Diseño final del perfil litológico del pozo PA1-El Ayro

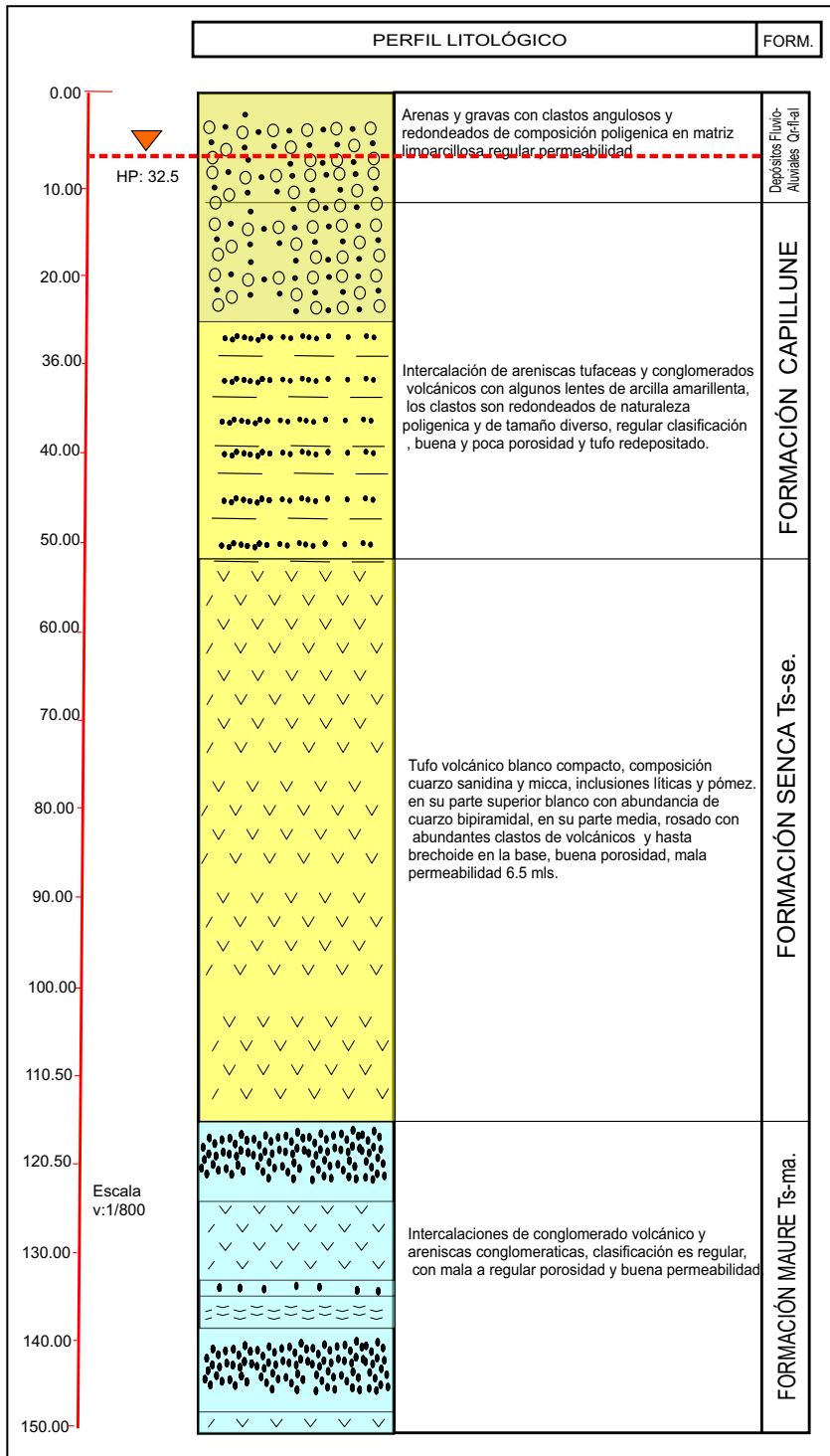


Figura 2 Diseño final del perfil litológico del pozo PA1-El Ayro



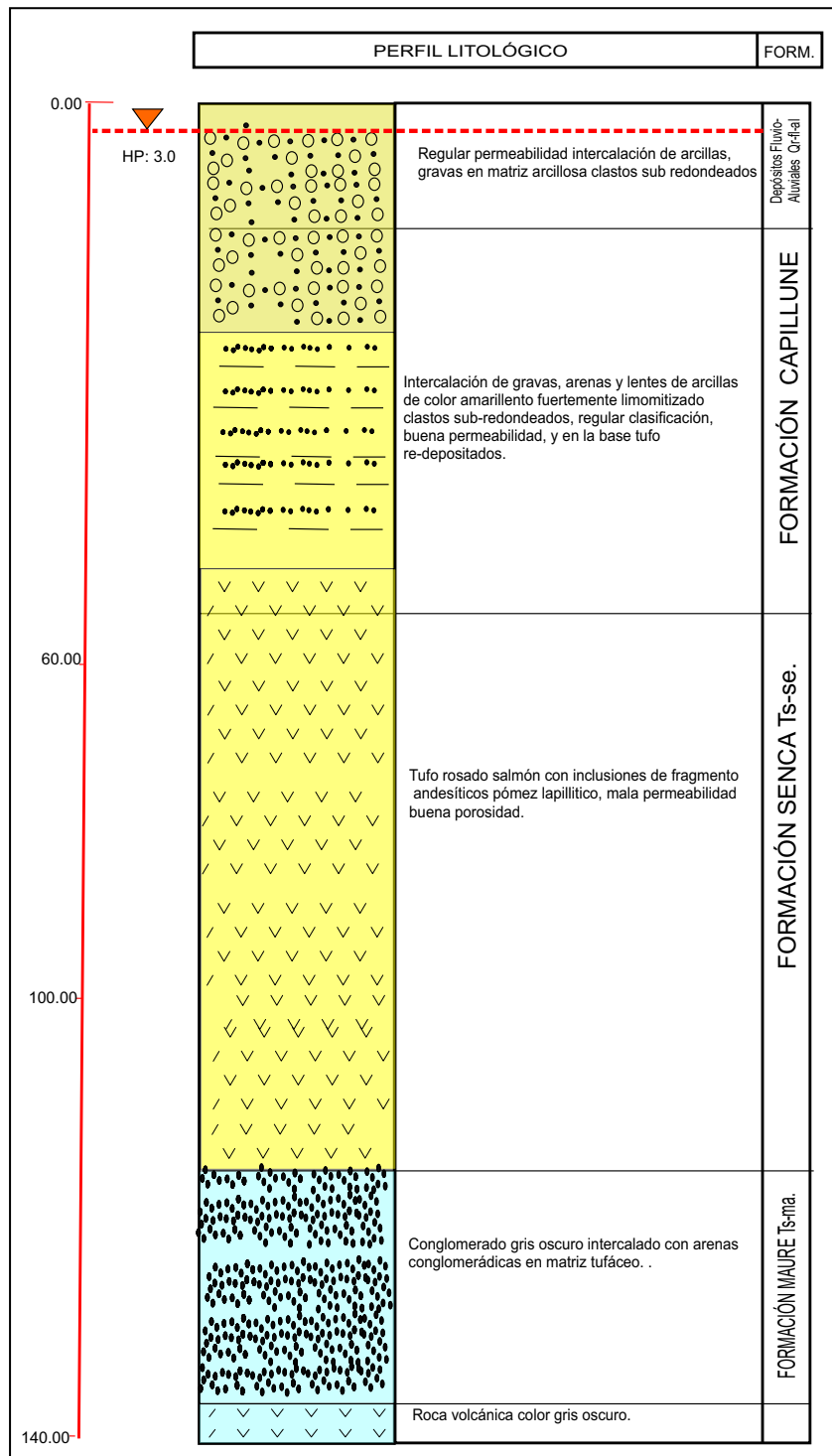


Figura 3 Diseño final del perfil litológico del pozo PA3-El Ayro

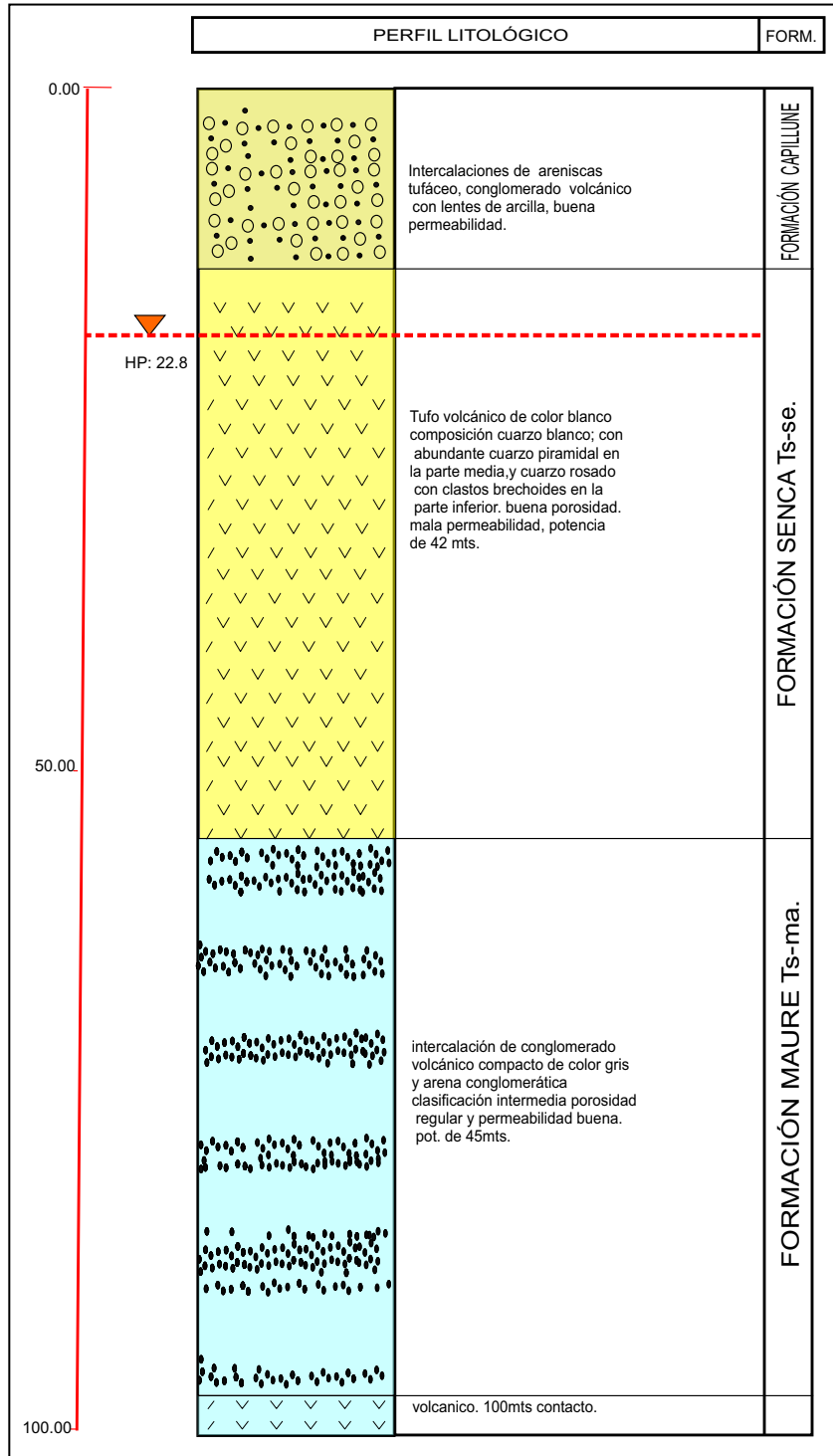


Figura 4 Diseño final del perfil litológico del pozo PA4-EI Ayro

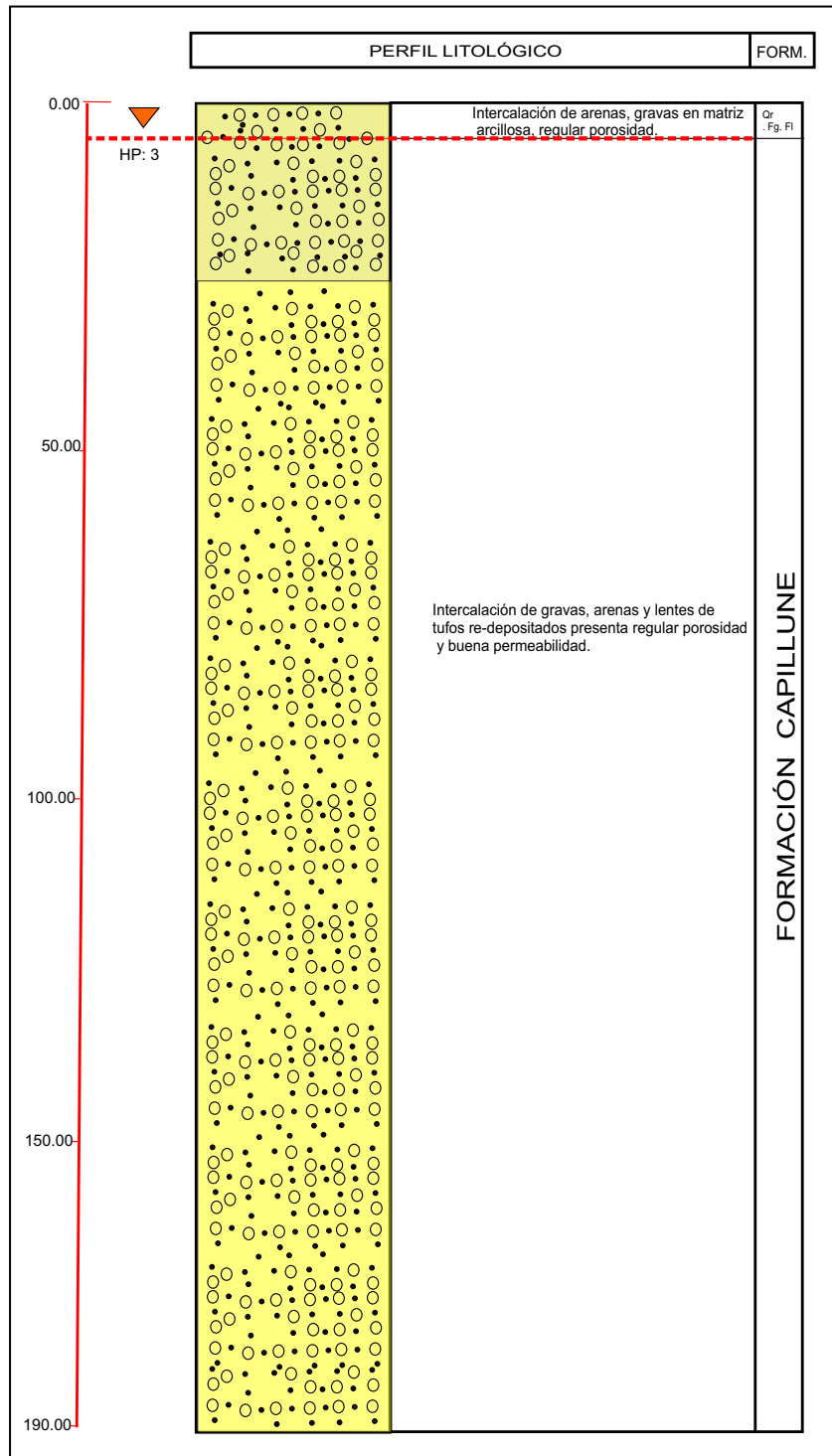
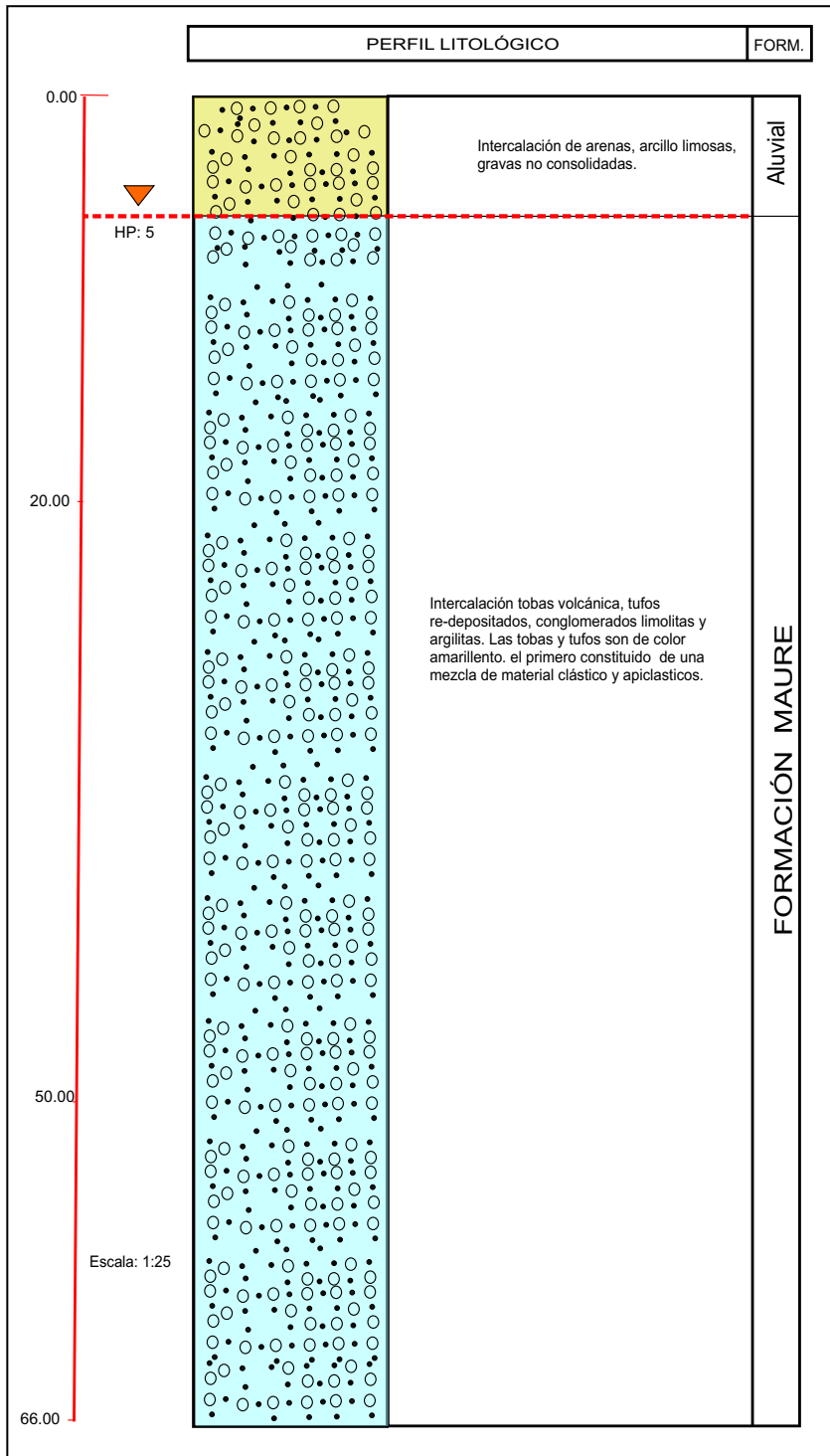


Figura 5 Diseño final del perfil litológico del pozo PA5-El Ayro



**Figura 6**      Diseño final del perfil litológico del pozo PA6-El Ayro

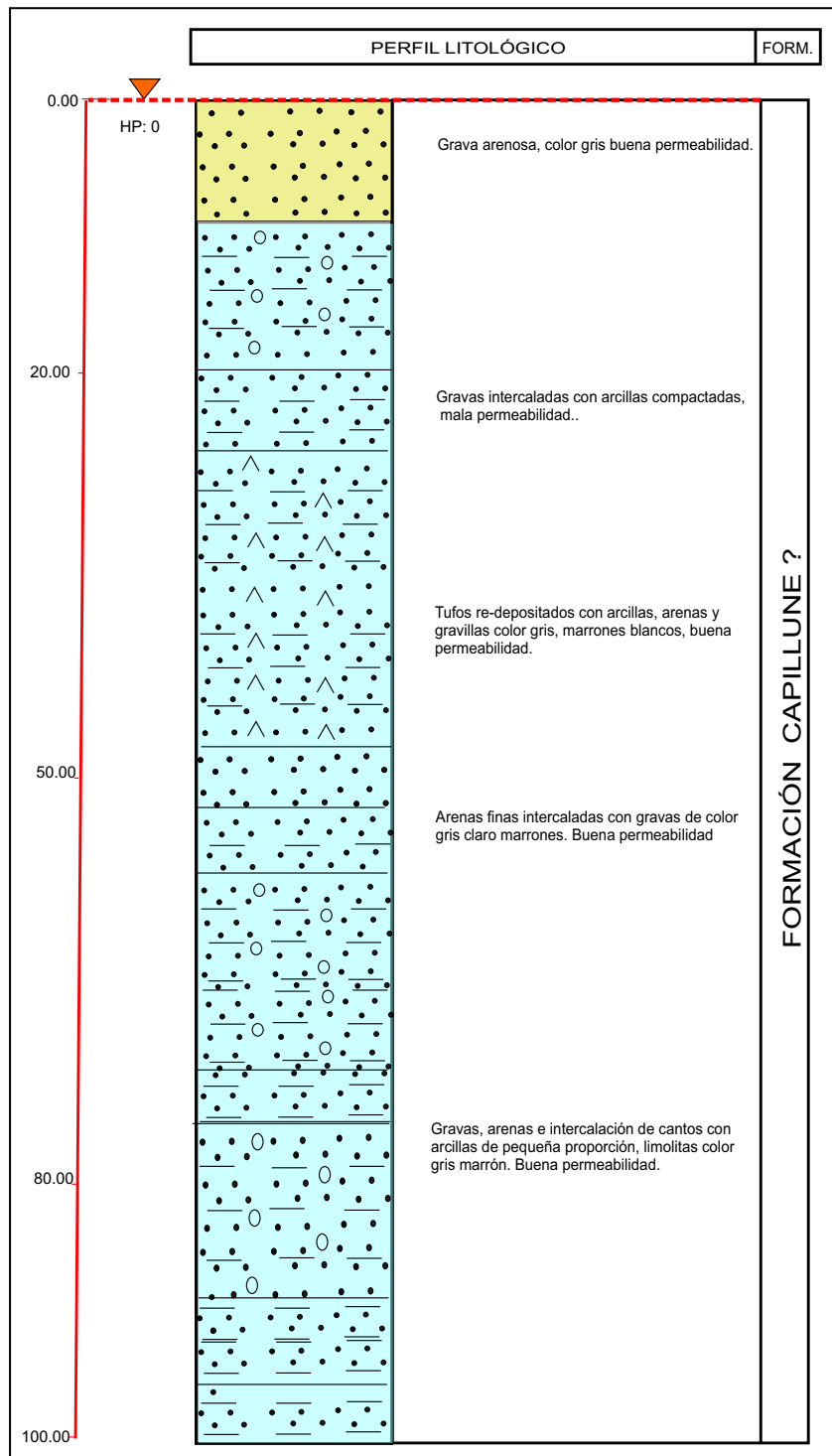
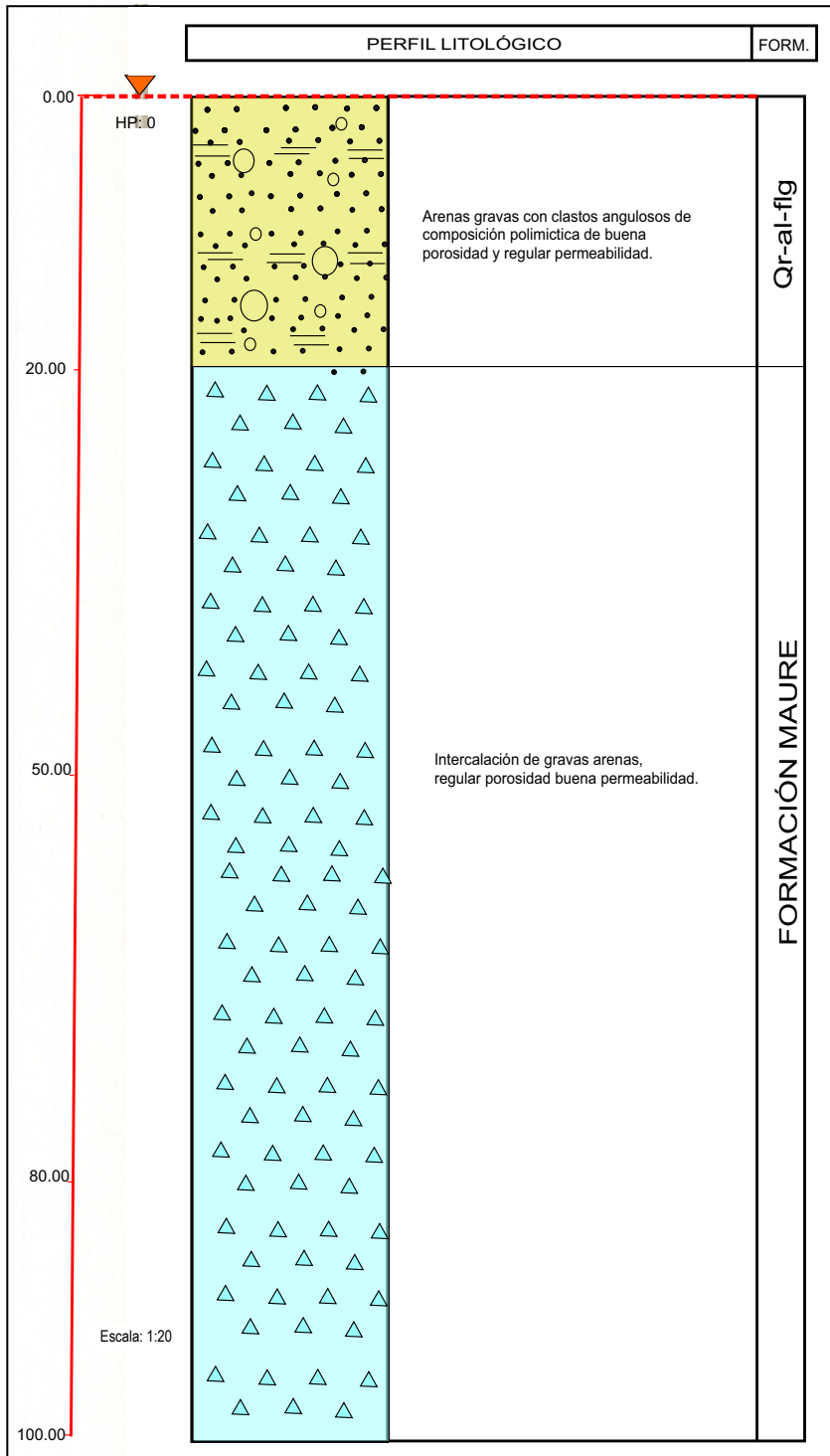


Figura 7 Diseño final del perfil litológico del pozo PA7-El Ayro





**Figura 8**      Diseño final del perfil litológico del pozo PA8 -El Ayro

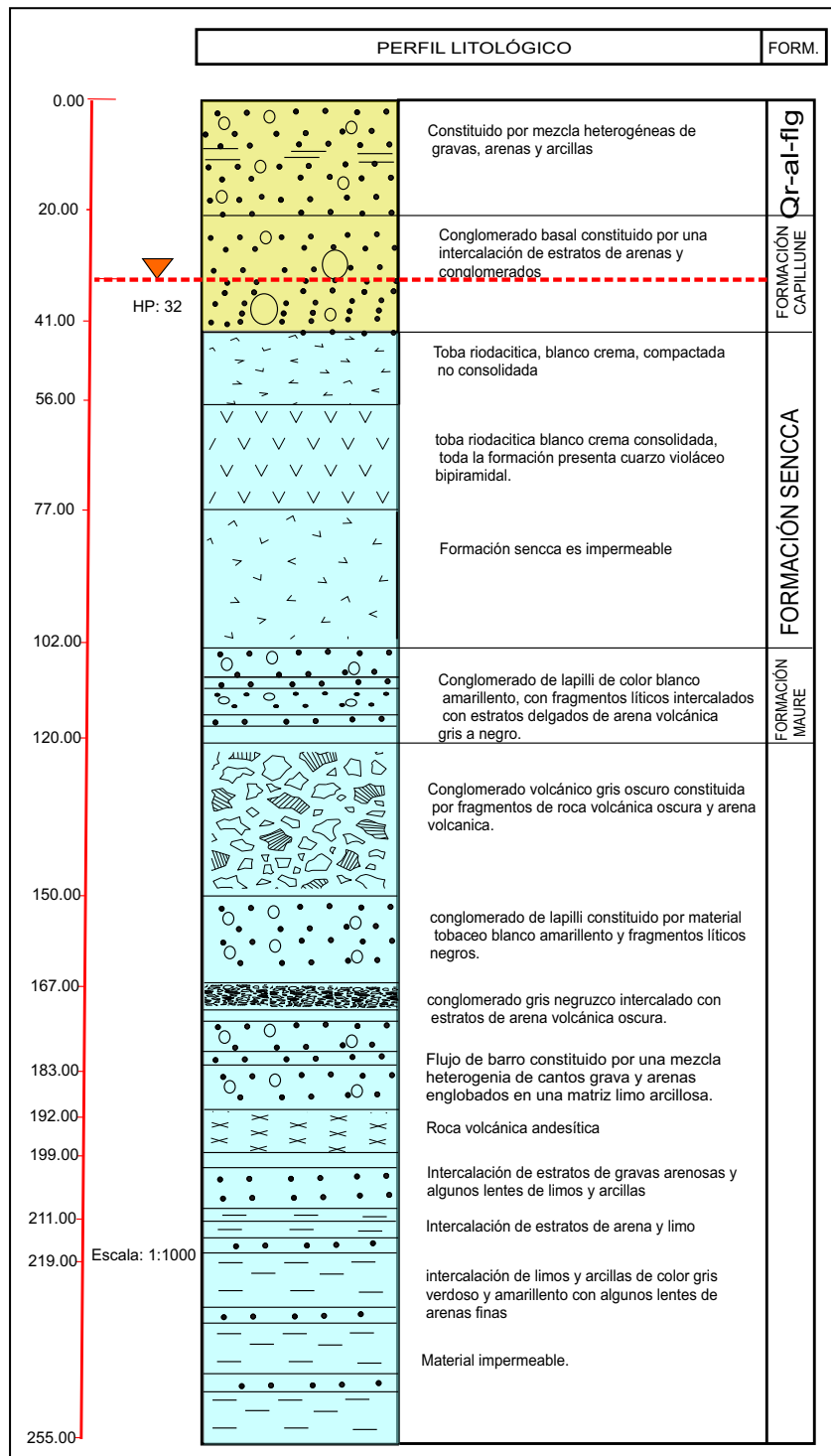


Figura 9 Diseño final del perfil litológico del pozo PA10 -El Ayro

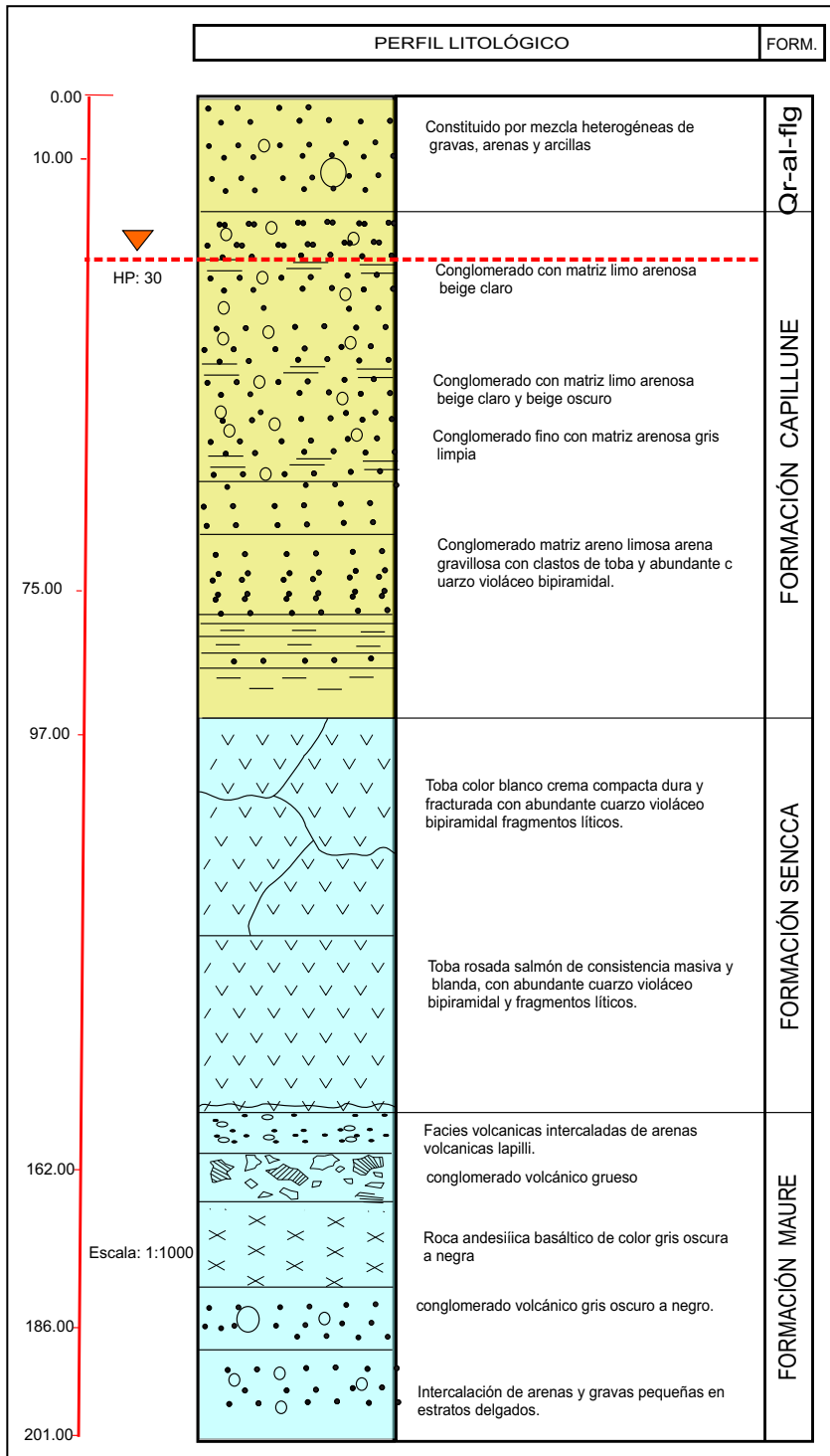


Figura 10 Diseño final del perfil litológico del pozo PA11 -El Ayro

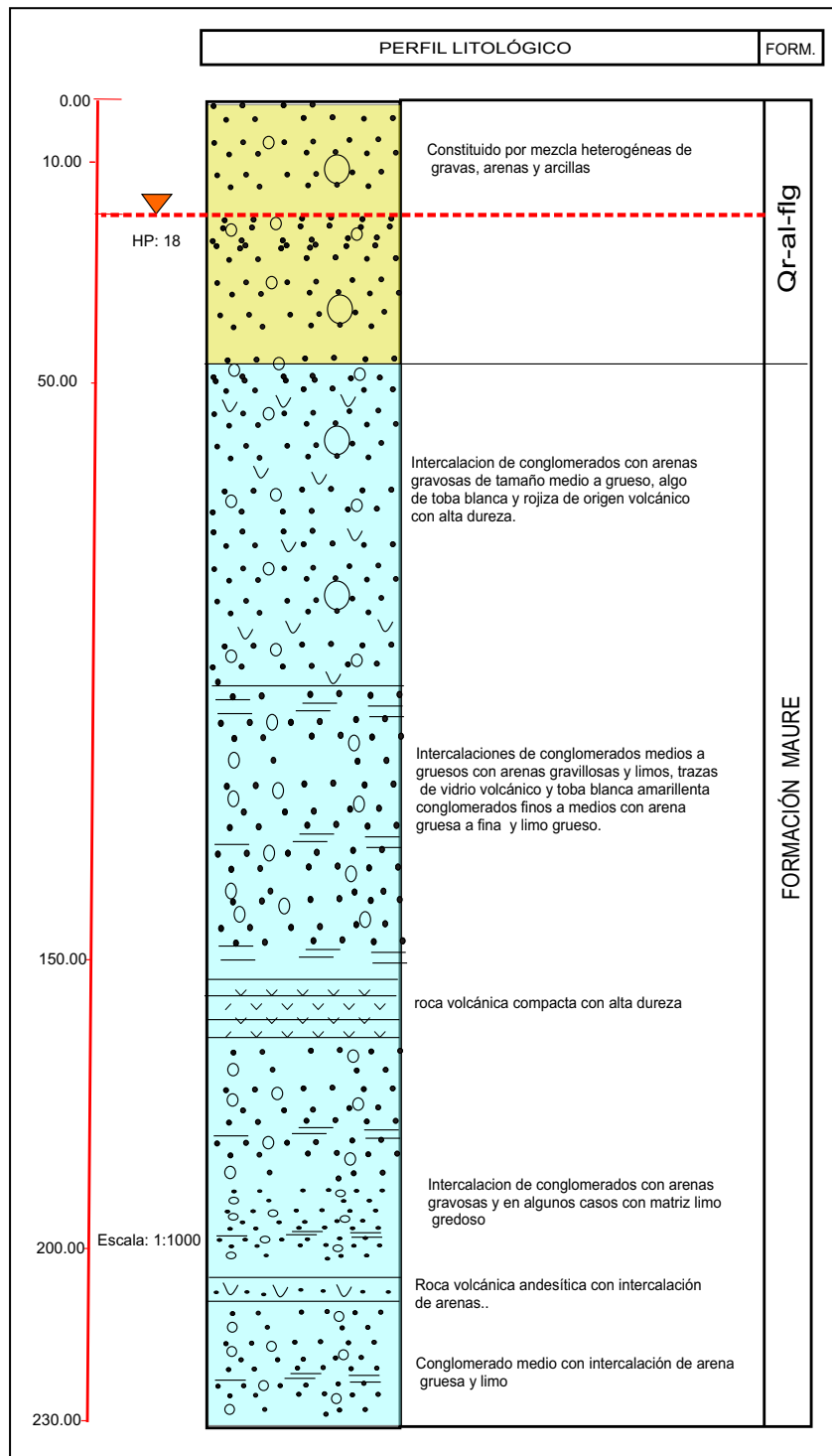


Figura 11 Diseño final del perfil litológico del pozo PA13 -El Ayro

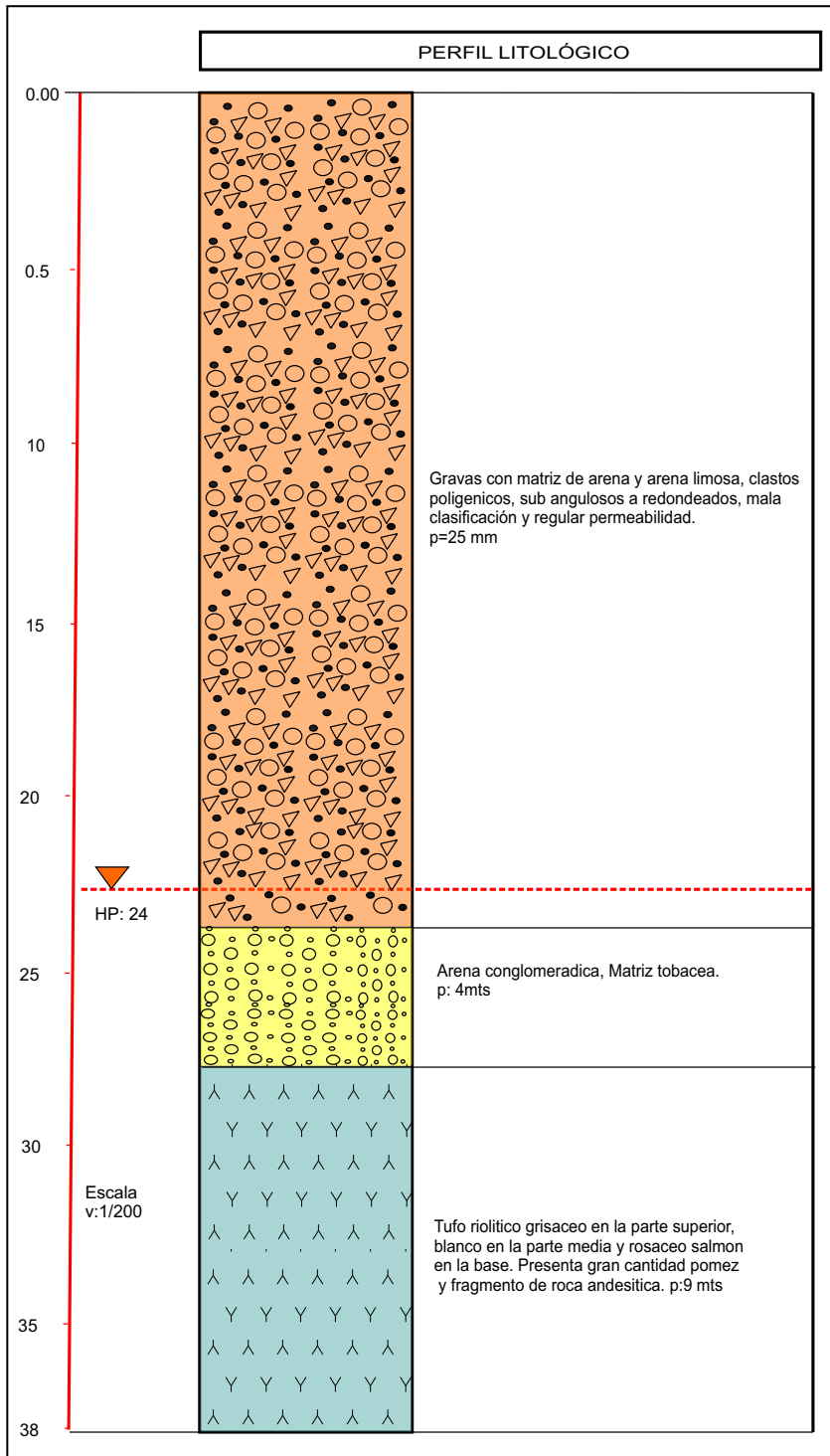
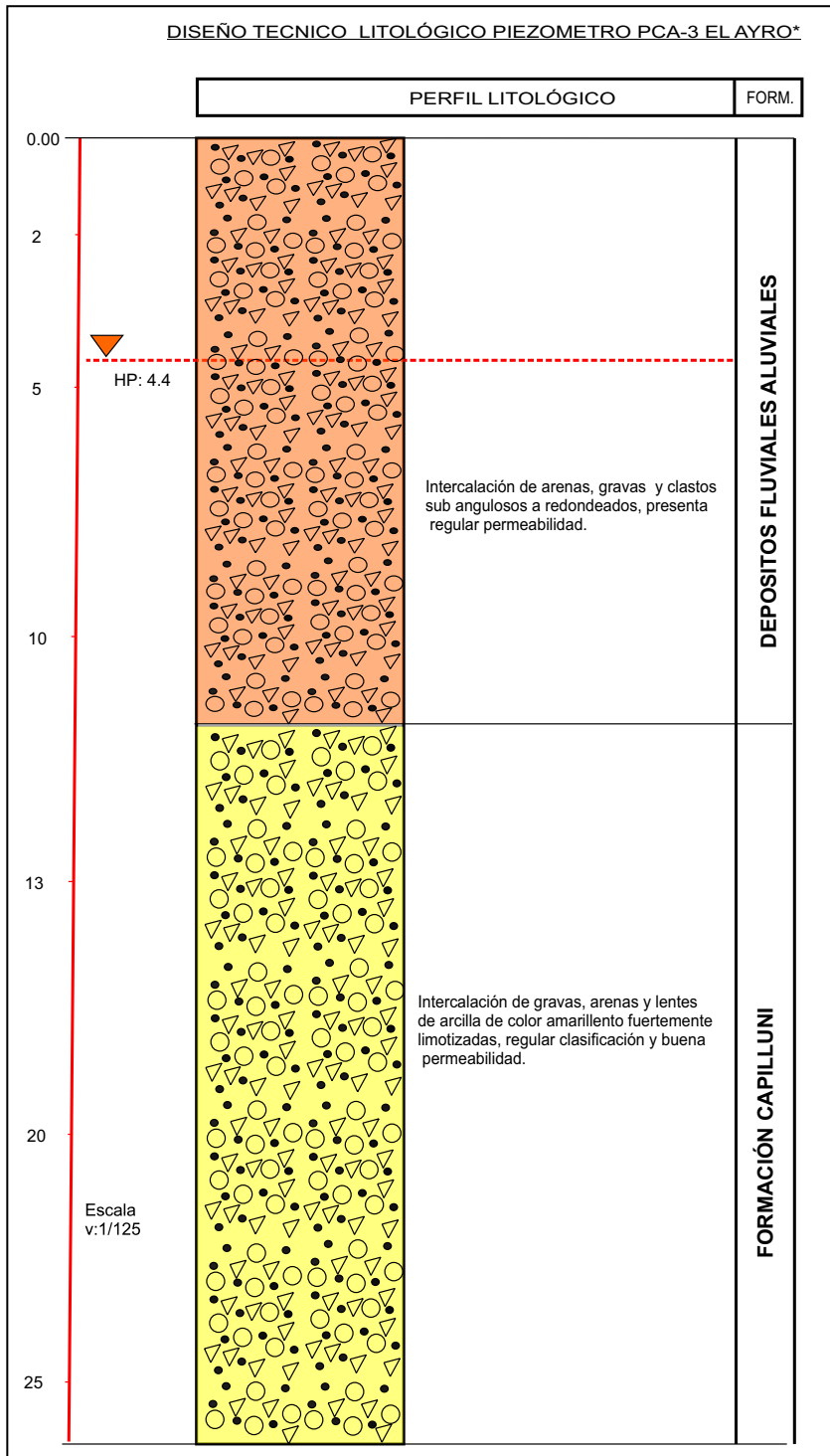


Figura 12 Diseño final del perfil litológico piezómetro PCA-1-El Ayro







**Figura 14** Diseño final del perfil litológico piezómetro PCA-3-El Ayro

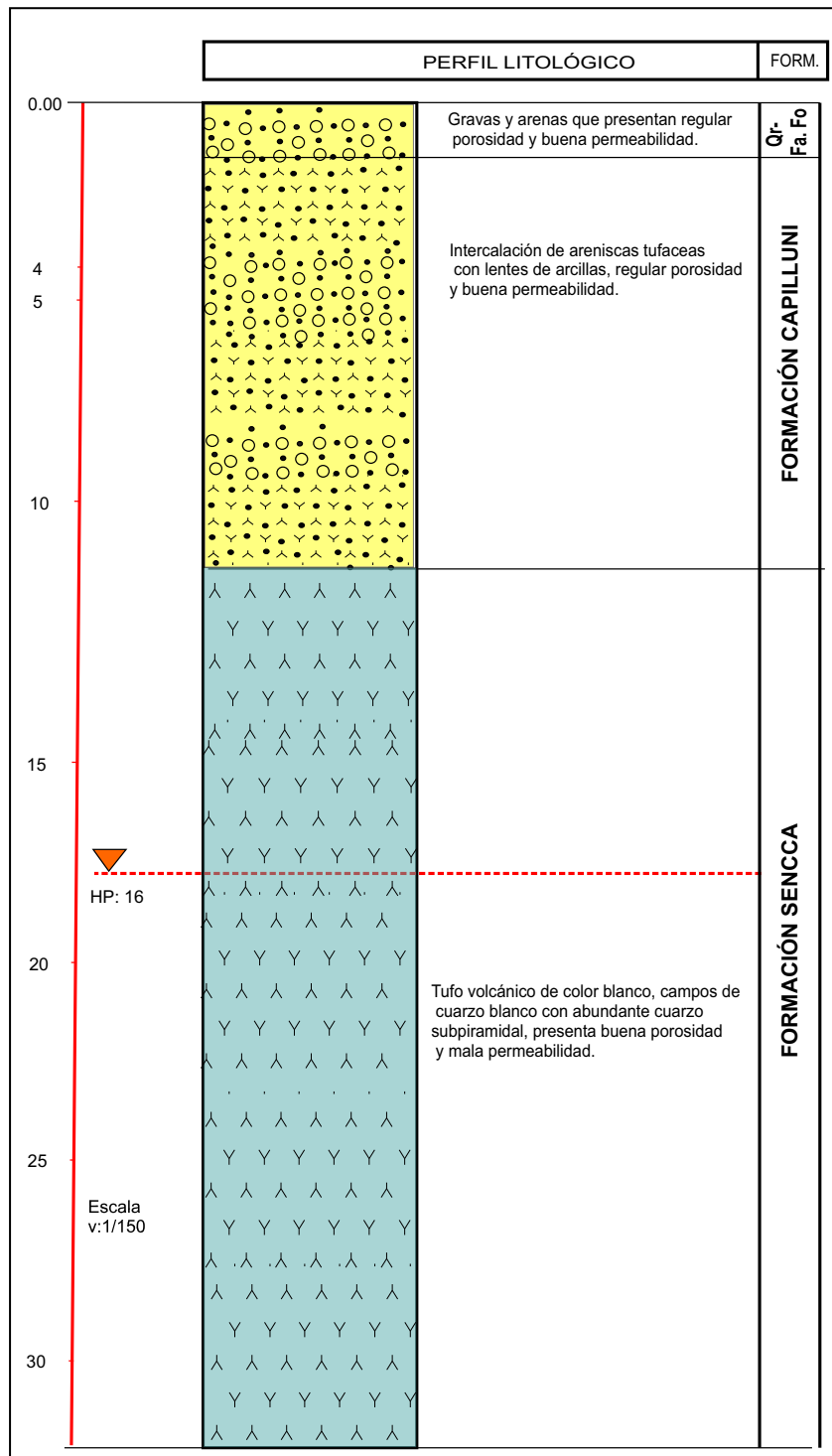


Figura 15 Diseño final del perfil litológico piezómetro PCA-4-El Ayro

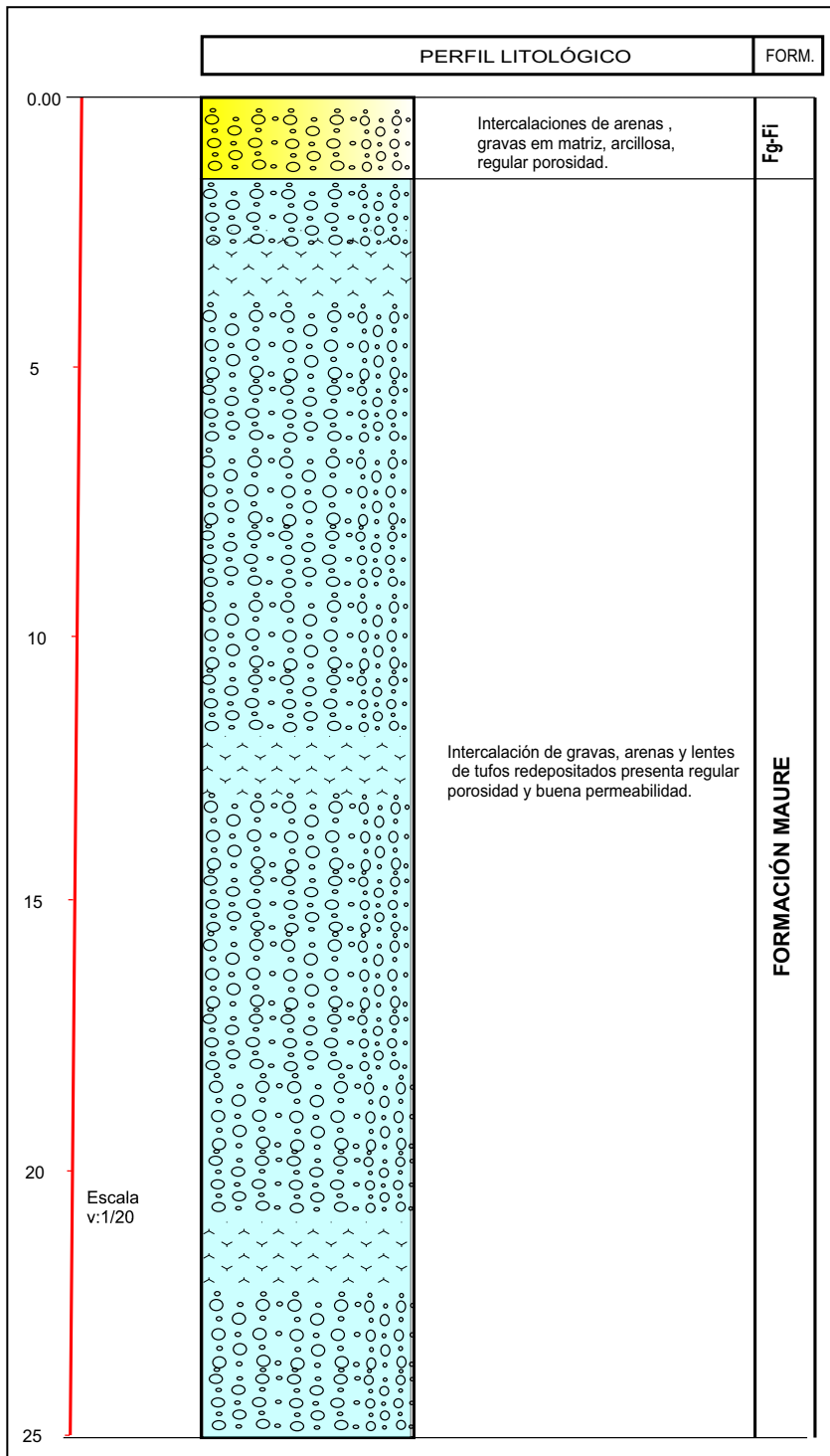


Figura 16 Diseño final del perfil litológico piezómetro PCA-5-El Ayro

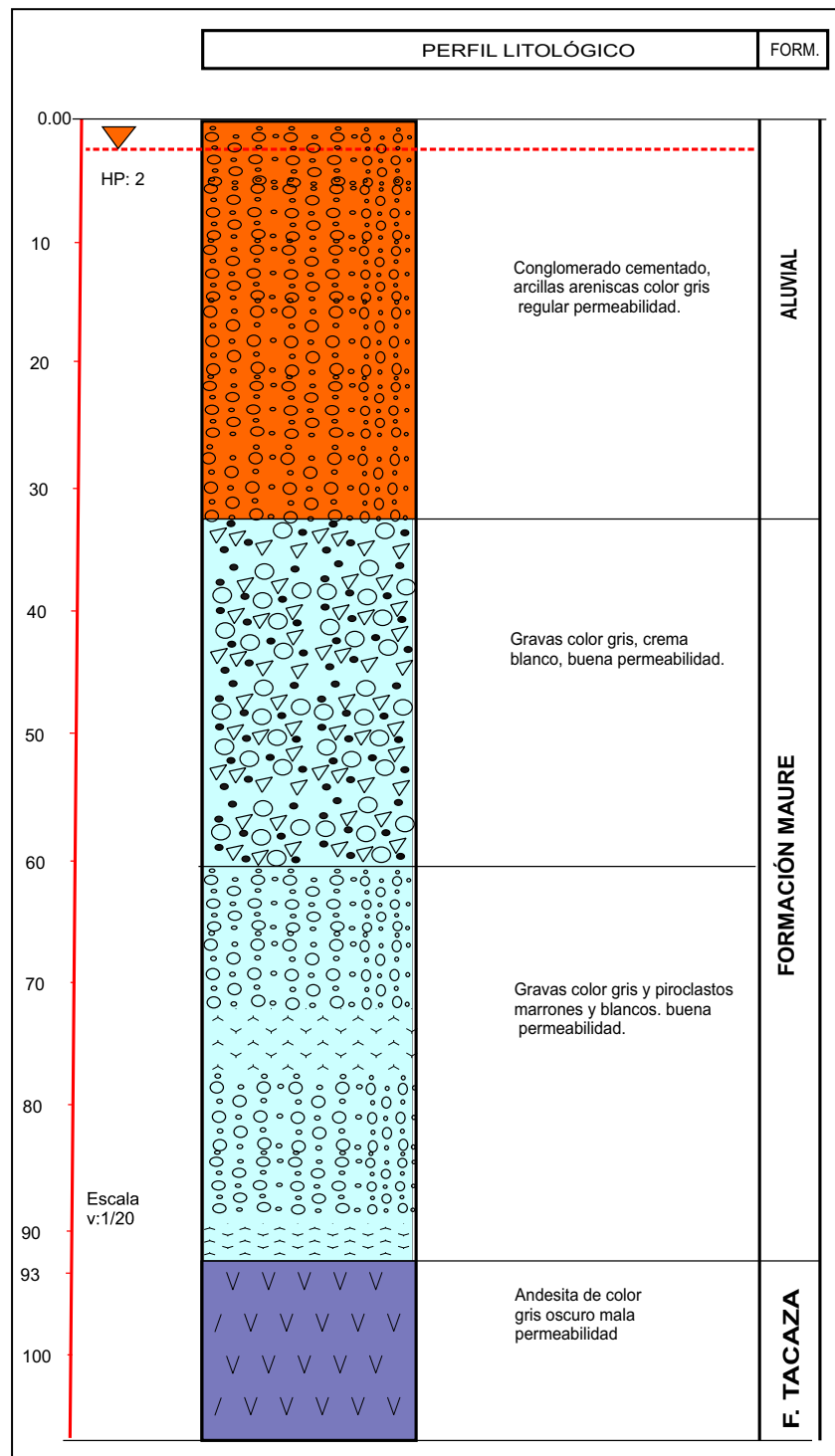


Figura 17 Diseño final del perfil litológico piezómetro PCA-6-El Ayro



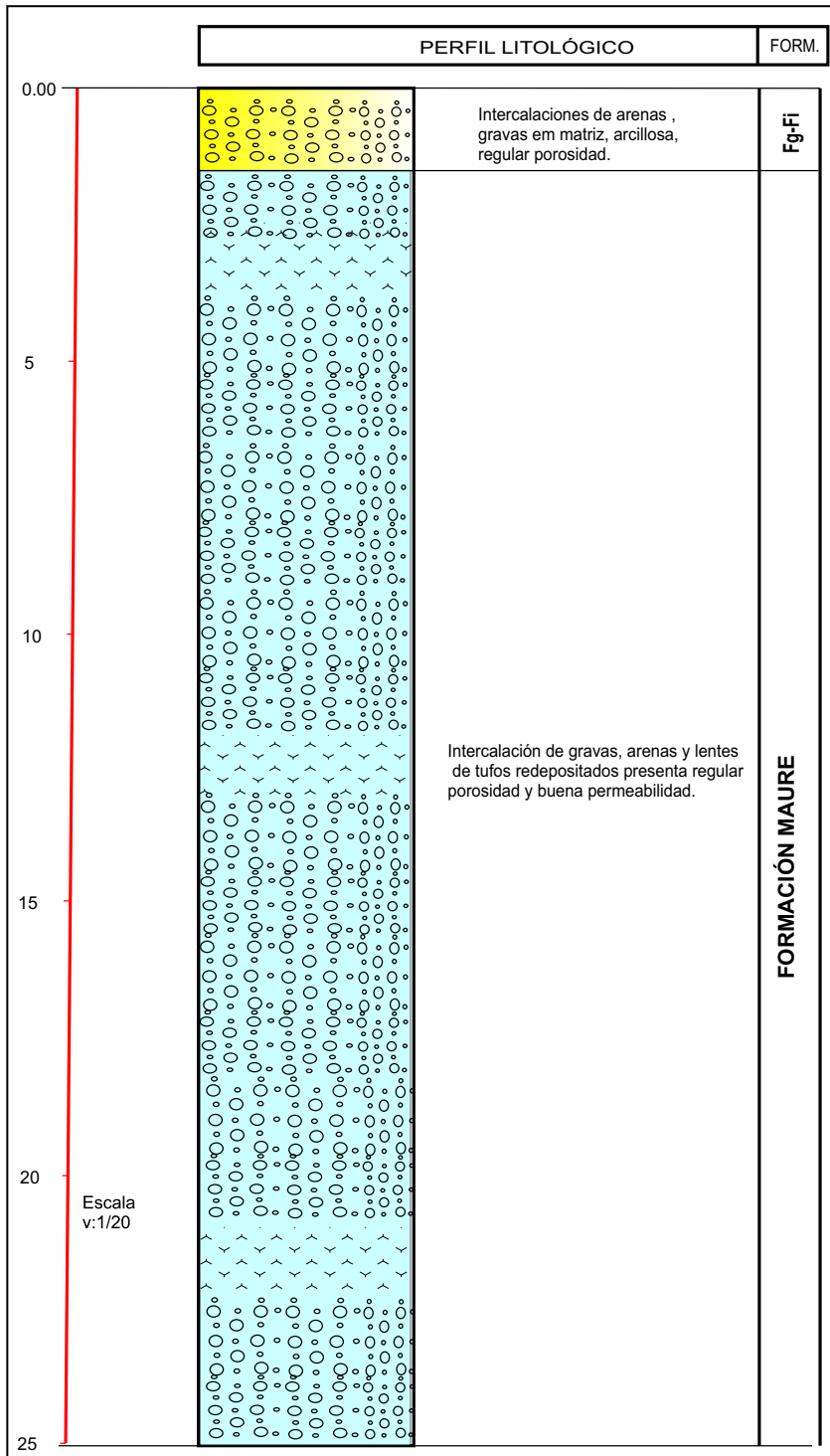


Figura 18 Diseño final del perfil litológico piezómetro PCA-7-El Ayro

# RELACIÓN DE MAPAS E ILUSTRACIONES

## Mapas a escala 1:25000

**Mapa N° 1** Mapa geológico y sección longitudinal para el sistema geotermal Paucarani.

## Mapas a escala 1:50000

**Mapa N° 2** Mapa de inventario de fuentes de agua en la zona geotermal de Paucarani.

**Mapa N° 3** Mapa hidrogeológico de la zona geotermal de Paucarani.

**Mapa N° 4** Mapa de distribución del diagrama Stiff para la zona geotermal de Paucarani.

## Figuras

**Figura 1.1** Mapa de zonas geotérmicas promisorias de la región Tacna, donde se observa manifestaciones geotérmicas.

**Figura 1.2** Mapa geotérmico del Perú.

**Figura 1.3** Muestras recolectadas por fuente termal en la zona geotermal de Paucarani.

**Figura 1.4** Multiparámetro para medición de Temperatura, pH, Conductividad Eléctrica

**Figura 2.1** Mapa de ubicación del área de estudio de la zona geotermal de Paucarani.

**Figura 2.2** Mapa geomorfológico para el área de estudio y alrededores de la zona geotermal de Paucarani.

**Figura 3.1** Mapa de tipos de climas.

**Figura 3.2** Mapa de clasificación de suelos

**Figura 3.3** Mapa ecológico del Perú.

**Figura 3.4** Diagrama bioclimático para la clasificación de zonas de vida en el mundo.

**Figura 3.5** Mapa hidrológico para la zona geotermal de Paucarani.

**Figura 3.6** Precipitación mensual para las estaciones de; Paucarani, Tarata, Chuapalca y Challapalca.

**Figura 3.7** Precipitación medio anual según estaciones meteorológicas para la zona de estudio.

**Figura 3.8** Temperatura anual según estaciones meteorológicas para la zona de estudio.

**Figura 4.1** (A) Mapa geológico regional del área de estudio Paucarani y alrededores. (B) Sección geológica (A-A') entre los cerros Potino y Pacocahua.

**Figura 4.2** Estratigrafía regional basada en información bibliográfica.

**Figura 4.3** Mapa de anomalía de temperaturas superficiales y lineamientos generados con filtros direccionales.

**Figura 4.4** Mapa de anomalías magnéticas, áreas de dominios magnéticos y generación de lineamientos.

**Figura 4.5** Columna estratigráfica del Grupo Maure en el cerro Pacocahua.

**Figura 4.6** Columnas estratigráficas en la zona sur y norte de la quebrada Curimani y zona este Condorpico

**Figura 4.7** (A) Mapa estructural en la zona geotérmica de Paucarani. (B) Modelo teórico en transtensión.

- Figura 5.1** Distribución de clases de fuentes de agua inventariada.
- Figura 5.2** Isolíneas de contorno de CE que muestran los valores medidos en la zona de estudio.
- Figura 5.3** Gráfico de isovalores de pH en la zona de estudio.
- Figura 5.4** Gráfico de isovalores de temperatura en el sector de pampas El Ayro.
- Figura 5.5** Gráfico de isovalores conductividad eléctrica (CE) vs temperatura (°C).
- Figura 5.6** Relación pH vs temperatura
- Figura 5.7** Conductividad eléctrica vs pH.
- Figura 5.8** Líneas de flujo de agua subterránea en la zona de estudio.
- Figura 5.9** Niveles estáticos (m) del acuífero El Ayro de N. (PA-13) a S. (PE-01).
- Figura 5.10** Niveles Estáticos (m) del acuífero El Ayro de NO (CA4M) a SE (PA-5).
- Figura 6.1** Diagrama de variación de temperatura.
- Figura 6.2** Diagrama de variación de pH.
- Figura 6.3** Diagrama binario de Altitud vs pH.
- Figura 6.4** Diagrama de variación de CE.
- Figura 6.5** Diagrama binario de Cl vs pH.
- Figura 6.6** Diagrama binario de SO<sub>4</sub> vs pH.
- Figura 6.7** Diagrama binario SO<sub>4</sub>/Cl vs pH para las aguas asociada al sistema geotermal de Paucarani.
- Figura 6.8** Diagrama de Langelier – Ludwig (Langelier y Ludwig 1942) para las aguas termales y frías asociadas al sistema geotermal de Paucarani.
- Figura 6.9** A. Diagrama de clasificación de Piper para fuentes termales, B. Diagrama de clasificación de Piper para manantiales; C. Diagrama de clasificación de Piper para pozos, D. Diagrama de clasificación de Piper para aguas superficiales.
- Figura 6.10** Contenido relativo de Cl, SO<sub>4</sub> y HCO<sub>3</sub> para las muestras de aguas termales y frías asociada al sistema geotermal de Paucarani.
- Figura 6.11** Diagrama ternario Cl-Li-B (clasificación con elementos conservativos).
- Figura 6.12** Diagrama Boro vs Cloruro (Wrage et al., 2017).
- Figura 6.13** Contenido relativo de Li, Rb y Cs para las aguas termales y frías asociada al sistema geotermal Paucarani (Giggenbach y Goguel, 1989).
- Figura 6.14** Temperaturas de geotermómetros de Sílice para las aguas termales asociadas al sistema geotermal Paucarani.
- Figura 6.15** Diagrama ternario propuesto por Giggenbach (1988) para las aguas termales asociadas al sistema geotermal Paucarani.
- Figura 6.16** Geotermómetro comparativo de K/Mg y K/Ca extrapolado con Log (K2/Mg).
- Figura 6.17** Geoindicador de Na-K/Mg-Ca (Giggenbach, 1988).
- Figura 6.18** Diagrama de equilibrio SiO<sub>2</sub> versus log K<sup>2</sup>/Mg (Giggenbach et al., 1994).
- Figura 6.19** Entalpía de geotermómetro de cuarzo vs Cloruro para las aguas termales asociada al sistema geotermal Paucarani.
- Figura 6.20** SiO<sub>2</sub> vs Entalpía para las aguas termales y frías asociadas al sistema geotermal Paucarani.
- Figura 6.21** <sup>2</sup>H vs <sup>18</sup>O para las aguas termales y frías asociada al sistema geotermal Paucarani.
- Figura 6.22** Perfil NO-SE de la zona geotermal de Paucarani.
- Figura 6.23** Variación de los elementos mayoritarios Cl-SO<sub>4</sub> y HCO<sub>3</sub> en la zona de Paucarani.
- Figura 6.24** Variación de los elementos mayoritarios Na-Mg-K-Ca-SiO<sub>2</sub> en la zona de Paucarani.

- Figura 6.25** Variación de los elementos minoritarios B-Fe-Al-Li-As en la zona de Paucarani.
- Figura 6.26** Variación de los elementos minoritarios F-Sr-Ba-Zn-Rb-Cs-Mn en la zona de Paucarani.
- Figura 7.1** Disposición en terreno de las bobinas y electrodos con el MTU5A y su orientación del sistema de coordenadas utilizado en el campo geotérmico de Paucarani.
- Figura 7.2** Equipo empleado para los estudios de MT en la zona geotérmica Paucarani.
- Figura 7.3** Mapa de Ubicación de la red de estaciones magnetotéluricas en el área geotérmica de Paucarani.
- Figura 7.4** (A) Correcta instalación de los electrodos polarizables (Phoenix Geophysics Limited, 2010). (B) Instalación de los electrodos no polarizables en la zona geotérmica de Paucarani.
- Figura 7.5** Ejemplo de las series de tiempo de los primeros 0.5 segundos medidos de la estación MT-10A, para los campos horizontales eléctrico y magnético, así como el campo magnético vertical. Las componentes Hx, Hy, Hz, muestran una buena señal, más aún las componentes eléctricas Ex y Ey muestran una señal débil. Las series de tiempo son visualizadas usando el programa robusto de procesamiento (SSMT).
- Figura 7.6** Se observan los resultados de la resistividad aparente y de fase de la estación L318F, L433F, L322F y L430F valor de resistividad varía entre los rangos de 1-100 Ohm\*m. La resistividad aparente (?a) es planteada versus el periodo (s). Los círculos rojos es la resistividad en la dirección xy (xy), los círculos azules es la resistividad en la dirección yx (?yx). Los registros tuvieron un periodo de 12 horas (T>100 seg).
- Figura 7.7** Vector de inducción para 10 Hz.
- Figura 7.8** Diagramas polares del tensor impedancia a frecuencias de 10Hz y 0.1Hz por debajo de cada estación de MT. Las líneas negras indican la impedancia principal en las diagonales Z\_xy y las líneas rojas indican las impedancias diagonales en Z\_xx.
- Figura 7.9** Se observan (izquierda) resistividad aparente y de fase de la estación L539F. La representación del modelo de inversión 1D de la resistividad (modelo de inversión Occam's) varía entre los rangos de 4-80 Ohm\*m. La resistividad aparente en esta estación MT despliega 4 capas.
- Figura 7.10** Mapa de reducción al polo nivelado al IGRF, se observan variaciones del campo magnético probablemente causadas por las rocas magnetizadas en la corteza (o componentes de altas frecuencias del campo generado en el interior de la tierra).
- Figura 7.11** Mapa de lineamientos magnéticos a partir de la gradiente horizontal, superpuesto con la reducción al polo magnético.
- Figura 7.12** Modelo magnetotélurico 2D (Perfil 1), las flechas amarillas indican el posible patrón de circulación de los fluidos.
- Figura 7.13** Modelo magnetotélurico 2D (Perfil 2), zona de ascenso las flechas amarillas indican el posible patrón de circulación de los fluidos.
- Figura 7.14** Modelo magnetotélurico 2D (Perfil 3), donde se muestra la capa sello desarrollada con resistividades <10 Ohm\*m.
- Figura 7.15** Mapas de distribución de resistividad eléctrica a diferentes profundidades, donde se muestran las áreas potenciales para realizar pozos exploratorios (línea azul entrecortada).
- Figura 7.16** Mapa de reducción al polo con interpretación donde se muestra la anomalía de bajo magnético.
- Figura 7.17** Mapa de interpretación magnética y anomalía de resistividad.
- Figura 7.18** Modelo geofísico conceptual (Perfil 1), de la Zona geotérmica Paucarani
- Figura 8.1** Modelo conceptual integrado de la zona geotermal de Paucarni sección transversal SO-NE en correlación con el modelo geofísico.
- Figura 8.2** Modelo conceptual integrado en 3D de la zona geotermal de Paucarni.
- Figura 9.1** Mapa de resistividad para el cálculo del potencial geotérmico.
- Figura 9.2** Curva de probabilidades de potencial eléctrico estimado para el sistema geotérmico Paucarani
- Figura 9.3** Resultados de sensibilidad para el sistema geotérmico de Paucarani.

## **Fotografía**

- Fotografía 2.1** Vista al oeste de la Cordillera del Barroso, en los niveles superiores se aprecia montañas con cobertura glaciar. Debajo de las nieves perpetuas se observan afloramientos de roca con alteración hidrotermal.
- Fotografía 2.1** Vista al oeste de la Cordillera del Barroso, en los niveles superiores se aprecia montañas con cobertura glaciar. Debajo de las nieves perpetuas se observan afloramientos de roca con alteración hidrotermal.
- Fotografía 2.2** Vista al sur oeste desde el nevado Paucarani, la actividad hidrotermal de los suelos vaporizantes afecta a las rocas volcánicas produciendo zonas de suelos blancos y presencia de azufre
- Fotografía 2.3** Vista al oeste del cerro Condorpico, en los niveles superiores las capas de lavas presentan buzamiento de forma radial, corresponden al estratovolcán Condorpico.
- Fotografía 2.4** Vista al norte de afloramientos glacio-fluviales, se encuentran en forma de piedemonte a la base de los conos volcánicos en estado de erosión.
- Fotografía 2.5** Vista al norte al nevado Paucarani, en la imagen de fondo se observan en amarillo los bofedales interconectados con la represa Paucarani.
- Fotografía 3.1** Bofedal de la región Paramosólica o Andosólica en la cuenca del río Uchusuma.
- Fotografía 4.1** (A) Afloramiento de tobas de cristales de la Formación Sencca, (B) Areniscas tobáceas con paleocanales de conglomerados heterogéneos.
- Fotografía 4.2** Vista a secuencias volcánicas al sur de la quebrada Curimani donde se diferencian tres secuencias de lavas andesíticas del Grupo Barroso.
- Fotografía 4.3** (A) Facies epiclásticas de areniscas volcanoclásticas, (B) Brechas piroclásticas intercaladas con lavas andesíticas. (C) Fotomicrografía: mosaico de fragmentos líticos I: Fragmentos líticos de composición andesítica, se distinguen plagioclasas: PGLs, y piroxenos: PXs; además como cemento se observan micas y óxidos de hierro: MCs-OXsFe. También se distinguen microporos.
- Fotografía 4.4** (A) Vista al oeste de secuencias de lavas andesítica con alteración hidrotermal, coloraciones anaranjadas y blancas, (B) Secuencias tabulares de lavas andesítica con alteración hidrotermal argílica.
- Fotografía 4.5** Vista al sur de secuencias de lavas andesíticas con alteración hidrotermal, sobreyacen otra secuencia de lavas andesíticas con menor grado de alteración hidrotermal (en líneas entrecortados)
- Fotografía 4.6** (A) Afloramiento de lavas con aspecto de lajas (B) Afloramiento de autobrechas generadas por el flujo de lavas y posibles colapsos.
- Fotografía 4.7** (A) Afloramiento de lava andesítica textura porfirítica, granos gruesos con cristales de plagioclasa, anfíbol y biotita. (B) Lava andesítica textura porfirítica, inequigranular cristales de plagioclasa, anfíbol y biotita; fragmentos marrones volcánicos.
- Fotografía 4.8** (A) Afloramientos de lavas andesíticas con diaclasas (líneas entrecortadas rojas) (B) Las lavas andesíticas contienen fragmentos volcánicos subredondeados.
- Fotografía 4.9** (A) Contacto entre lavas andesíticas con diaclasas y emplazamiento de lavas andesíticas gris oscuro (B) Matriz gris con textura porfirítica, cristales de plagioclasa y anfíbol, presenta fragmentos volcánicos (señalado con flechas). (C) Fotomicrografía: Cristales subhedrales de plagioclasas: PGL, piroxenos: PXs y olivinos: OLVs, dispuestos en una matriz constituida por microcristales de plagioclasas, vidrio y piroxenos: PGLs-vd-PXs.
- Fotografía 4.10** (A) Secuencias tabulares de lava andesítica con laminaciones (B) Vista al este de lavas andesíticas provenientes del cerro Condorpico. (C) Fotomicrografías: Cristales subhedrales de plagioclasas: PGLs y piroxenos: PXs, por sectores en agregados de cristales de piroxenos (círculo rojo), dispuestos en una matriz constituida por microcristales de plagioclasas, anfíboles y piroxenos, además de vidrio intersticial: PGLs-vd-ANFs-PXs.
- Fotografía 4.11** Vista al noroeste del domo cerro Blanco.



- Fotografía 4.12** Vista al norte al Nevado Paucarani, donde se identifican los domos Paucarani, las coladas de lava y domo Paucarani como parte del último evento.
- Fotografía 4.13** (A) Vista al oeste de quebrada Piscullane de terrazas de óxidos rodeadas de manantiales fríos (B) Precipitaciones de óxidos en formas cónicas.
- Fotografía 4.14** (A) Rocas con alteración argílica avanzada y azufre, (B) Suelos blancos en azufre Gloria.
- Fotografía 4.15** (A y B) Agujeros ocasionados por la exhalación de vapor y presencia de lodo, a sus alrededores se encuentran precipitados blancos y amarillos.
- Fotografía 4.16** (A) Capas de sinter silíceo en la quebrada Curimani. (B) Precipitados de sal en la quebrada Ancochaullavira.
- Fotografía 4.17** (A) fragmento de roca volcánica gris subredondeado en cemento blanco arcilloso. (B) Clastos blancos angulosos en matriz gris.
- Fotografía 4.18** (A) Brechas con clastos polilíticos subangulosos en cemento con óxidos de jarosita y hematita. Afloramiento en quebrada Huancune (B) Brecha con clastos monolíticos blancos angulosos silicificados en cemento rojizo compuesto de minerales de goethita, afloramiento en quebrada Piscullane.
- Fotografía 5.1** A) Pozo de lodo ácido hirviente, B) Fumarolas; C y D) Fuentes termales.
- Fotografía 5.2** A y B) Fuentes termales, C y D) Zona de emisión de fumarolas y precipitado de azufre.
- Fotografía 5.3** A) Fumarola; B) Pozas de lodo hirviente; C, D) Fuentes termales.
- Fotografía 5.4** Vista de depósitos porosos no consolidados que se encuentran relleno de las quebradas compuesto por gravas medias a gruesas en matriz arenosa que están saturadas de agua con una cobertura parcial de Bofedales.
- Fotografía 5.5** Corte del Grupo Maure en el que se puede observar el conglomerado lapillítico en matriz arenosa tufácea de color amarillento.
- Fotografía 5.6** Manantiales de la quebrada Achuco que surge de andesitas porfíricas del Grupo Barroso que forman escorrentía y se mezclan con fuentes termales aguas abajo.
- Fotografía 5.7** Manantiales de la quebrada Uncalluta que surge de andesitas porfíricas muy fracturadas del Grupo Barroso y aportan al río Uncalluta.
- Fotografía 5.8** Afloramiento de la Formación Sencca a la salida del túnel de descarga de la represa Paucarani, también se encuentra en la base del embalse, lo que propicia el represamiento del agua.
- Fotografía 5.9** A) vista lateral del cerro Pacocahua.; B) Cerro Pacocahua; nótese los colores grises verdoso del afloramiento de la formación Tacaza.
- Fotografía 7.1** (A) Instrumentación empleada para la prospección MT. (B) Calibración y configuración de equipos y las bobinas en campo.
- Fotografía 7.2** (A) Instalación y nivelación en terreno de la bobina vertical. (B) Instalación de la bobina horizontal para realizar las mediciones del campo magnético horizontal
- Fotografía 7.3** (A) Verificación de las conexiones del equipo de MT. (B) Personal geofísico iniciando la programación de recolección de datos MT.

## Cuadros

- Cuadro 1.1** Criterio de aceptación del Balance Iónico
- Cuadro 3.1** Balance Hídrico de la región Tacna.
- Cuadro 5.1** Inventario de fuentes de agua para la zona de estudio.
- Cuadro 5.2** Parámetros fisicoquímicos medidos en campo de las manifestaciones termales y frías asociadas al sistema geotermal de Paucarani.
- Cuadro 5.3** Parámetros fisicoquímicos medidos durante el inventario de las fuentes termales.

<b>Cuadro 5.4</b>	Tabla de características hidrogeológicas según la clasificación de la Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea (2009)
<b>Cuadro 5.5</b>	Clasificación de Unidades Hidrogeológicas en función de las unidades geológicas
<b>Cuadro 5.6</b>	Resumen de Parámetros Hidrogeológicos recopilados de pruebas de bombeo ejecutadas por el Proyecto Especial Tacna
<b>Cuadro 6.1</b>	Composición química de las manifestaciones termales y frías asociadas al sistema geotermal Paucarani.
<b>Cuadro 6.2</b>	Composición química (elementos menores) de las manifestaciones termales y frías asociadas al sistema geotermal Paucarani (nd= no determinado).
<b>Cuadro 6.3</b>	Temperatura (°C) de los geotermómetros de sílice (resultados de las aguas termales) para el sistema geotermal Paucarani.
<b>Cuadro 6.4</b>	Resultados de estimación de temperaturas (°C) por geotermómetros en fase líquida para el sistema geotermal Paucarani.
<b>Cuadro 6.5</b>	Resultados de la composición isotópica $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ para las aguas termales y frías asociadas al sistema geotermal Paucarani.
<b>Cuadro 7.1</b>	Desglosa las coordenadas de 46 estaciones de MT registradas utilizando el GPS diferencial propio del instrumento durante la recolección de datos de campo. Las coordenadas Este y Norte están referidas al datum WGS 84 UTM 19S y la elevación de la estación se da en metros.
<b>Cuadro 8.1</b>	Elementos del modelo conceptual para el sistema geotermal de Paucarani.
<b>Cuadro 9.1</b>	Valores utilizados para la estimación del potencial geotérmico de Paucarani.
<b>Cuadro 9.2</b>	Valores de potencial geotérmico de Paucarani.

## Anexos

<b>Anexo 1</b>	Resultado de análisis mineralógico y químico de rocas y precipitados de fuentes termales en la zona geotermal de Paucarani.
<b>Anexo 2</b>	Inventario de manifestaciones termales en la zona geotermal de Paucarani.
<b>Anexo 3</b>	Inventario de pozos en las pampas El Ayro.
<b>Anexo 4</b>	Inventario de manantiales en la zona geotermal de Paucarani.
<b>Anexo 5</b>	Inventario de reservorios y escorrentías en la zona geotermal de Paucarani.
<b>Anexo 6</b>	Pozos ubicados dentro de la zona de estudio.
<b>Figura 1:</b>	Variación temporal de los volúmenes de extracción de aguas subterráneas – $\text{Hm}^3$ (Periodo 1992-2017)
<b>Figura 2:</b>	Caudal de bombeo histórico ( $\text{m}^3/\text{s}$ ) de los acuíferos en la pampa de El Ayro.
<b>Cuadro 1:</b>	Aforo de pozos en operación – setiembre del 2017
<b>Cuadro 2:</b>	Determinación de la altura de los niveles estáticos de los pozos del Proyecto Especial Tacna (PET) ubicados dentro de la zona de estudio
<b>Anexo 7</b>	Diseños de perfiles litológicos dados por el Proyecto Especial Afianzamiento y Ampliación de los Recursos Hídricos de Tacna (1993 y 1997).
<b>Figura 1:</b>	Diseño final del perfil litológico del pozo PA1-El Ayro
<b>Figura 2:</b>	Diseño final del perfil litológico del pozo PA2-El Ayro
<b>Figura 3:</b>	Diseño final del perfil litológico del pozo PA3-El Ayro
<b>Figura 4:</b>	Diseño final del perfil litológico del pozo PA4-El Ayro

- Figura 5:** Diseño final del perfil litológico del pozo PA5-El Ayro
- Figura 6:** Diseño final del perfil litológico del pozo PA6-El Ayro
- Figura 7:** Diseño final del perfil litológico del pozo PA7-El Ayro
- Figura 8:** Diseño final del perfil litológico del pozo PA8 -El Ayro
- Figura 9:** Diseño final del perfil litológico del pozo PA10 -El Ayro
- Figura 10:** Diseño final del perfil litológico del pozo PA11 -El Ayro
- Figura 11:** Diseño final del perfil litológico del pozo PA13 -El Ayro
- Figura 12:** Diseño final del perfil litológico Piezómetro PCA-1-El Ayro
- Figura 13:** Diseño final del perfil litológico Piezómetro PCA-2-El Ayro
- Figura 14:** Diseño final del perfil litológico Piezómetro PCA-3-El Ayro
- Figura 15:** Diseño final del perfil litológico Piezómetro PCA-4-El Ayro
- Figura 16:** Diseño final del perfil litológico Piezómetro PCA-5-El Ayro
- Figura 17:** Diseño final del perfil litológico Piezómetro PCA-6-El Ayro
- Figura 18:** Diseño final del perfil litológico Piezómetro PCA-7-El Ayro





Av. Canadá 1470 - San Borja, Lima 41, Perú

Teléfono: 051 - 1- 618 9800

Fax: 051-1-225-3063 | 051-1-225-4540

[www.ingemmet.gob.pe](http://www.ingemmet.gob.pe)

[comunicacion@ingemmet.gob.pe](mailto:comunicacion@ingemmet.gob.pe)