

MODELO CONCEPTUAL GEOTERMICO PRELIMINAR DEL VOLCÁN SOCOMPA, Departamento de los Andes, Provincia de Salta, Argentina

**Alejandro Conde Serra, Raúl Seggiaro, Facundo Apaza,
Silvia Castro Godoy, Cintia Marquetti, Santiago Masa,
Guillermo Cozzi, Matteo Lelli, Brunella Raco, Liliana Guevara,
Noelia Carrizo, Diego Azcurra, Federico Carballo**



Laguna Socompa

MODELO CONCEPTUAL GEOTÉRMICO PRELIMINAR DEL VOLCÁN SOCOMPA

DEPARTAMENTO DE LOS ANDES, PROVINCIA DE SALTA. ARGENTINA

*Alejandro Conde Serra¹, Raúl Seggiaro¹, Facundo Apaza³,
Silvia Castro Godoy¹, Cintia Marquetti¹, Santiago Masa¹, Guillermo Cozzi²
Matteo Lelli⁴, Brunella Raco⁴, Liliana Guevara⁵, Noelia Carrizo¹,
Diego Azcurra¹, Federico Carballo¹.*

¹ Instituto de Geología y Recursos Minerales (IGRM), Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR)

² Instituto de Tecnología Minera (INTEMIN), Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR)

³ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) – Universidad Nacional de Salta (UNSA)

⁴ Istituto di Geoscienze e Georisorse (IGG), Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR), Italia

⁵ Instituto Nacional de Geología Isotópica, Departamento de Geofísica (INGEIS),
Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

Presidente: Dr. Eduardo O. Zappettini

Secretaria Ejecutiva: Lic. Silvia Chavez

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Director: Dr. Martín Gozavez

DIRECCIÓN DE RECURSOS GEOLÓGICO MINEROS

Directora: Lic. Dolores Álvarez

INSTITUTO DE GEOLOGÍA MINERA

Director: Lic. Guillermo A. Cozzi

REFERENCIA BIBLIOGRÁFICA

Esta publicación debe citarse como:

Conde Serra, A., Seggiaro, R., Apaza F.,
Castro Godoy S., Marquetti, C., Masa, S., Cozzi, G., Lelli, M.,
Raco, B., Guevara L., Carrizo, N., Azcurra, D., Carballo, F.
2020. Modelo Conceptual Geotérmico preliminar del Volcán
Socompa, Departamento de los Andes, Provincia de Salta.
Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales,
Servicio Geológico Minero Argentino.
Serie Contribuciones Técnicas Geotermia N° 2, 92 pp.
Buenos Aires

ISSN 0328-9052

ES PROPIEDAD DEL INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES – SEGEMAR
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN



Av. General Paz 5445 (Colectora provincia) 1650 - San Martín - Buenos Aires - República Argentina

Edificios 14 y 25 | (11) 5670-0100

www.segemar.gov.ar

BUENOS AIRES - 2020

CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN	1
2. MARCO GEOLÓGICO	3
3. GEOLOGÍA Y ESTRUCTURA DEL SECTOR DEL VOLCÁN SOCOMPA	4
3.1 Estratigrafía	4
3.2 Estructura	9
4. ESTUDIO DE LAS ALTERACIONES HIDROTERMALES DE SUPERFICIE	12
4.1 Metodología	12
4.1.1 Procesamiento Digital de Datos Satelitales: Análisis espectral	12
4.1.2 Espectrometría de Reflectancia SWIR	15
4.1.3 Difracción de Rayos X	15
4.2 Resultados	15
4.3 Discusión	23
5. PROSPECCIÓN DE GASES DIFUSOS	23
5.1 Metodología	23
5.1.1 Descripción del equipo de medición	24
5.1.2 Métodos adoptados para el procesamiento de datos	24
5.2 Resultados: desgasificación difusa de suelos del área del Volcán Soconpa	25
5.2.1 Análisis estadísticos de flujos de CO ₂	25
5.2.2 Análisis geoestadístico de los flujos de CO ₂ del suelo.....	33
5.3 Discusión	33
6. GEOQUÍMICA DE AGUAS SUPERFICIALES	35
6.1 Metodología	36
6.1.1 Trabajo geoquímico de campo y análisis de laboratorio	36
6.2 Resultados.....	36
6.2.1 Manifestaciones termales	36
6.2.1.1 Laguna Soconpa	36
6.2.1.2 Quebrada del Agua	38
6.2.1.3 Salar de Lullailaco	41
6.2.2 Química de aguas	42
6.2.3 Geotermometría	45
6.2.4 Geoquímica de isótopos	52
6.3 Discusión.....	54
7. CLIMATOLOGÍA E HIDROLOGÍA DE LA CUENCA LLULLAILLACO	54
7.1 Metodología	55
7.2 Resultados	55
7.2.1 Estaciones cercanas	55
7.2.1.1 Estación Rincón	57
7.2.2 Registros de WorldClim	59

7.2.3 Hidrología	65
7.2.4 Hidroquímica	65
7.3 Discusión	66
8. PROSPECCION GEOFISICA MAGNETOTELÚRICA	68
8.1 Metodología	68
8.2 Interpretación	69
9. ANÁLISIS DE INTERFEROMETRÍA RADAR	77
9.1 Metodología aplicada	77
9.2 Interpretación	78
10. MODELO CONCEPTUAL GEOTÉRMICO PRELIMINAR	79
11. TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO	87

1. INTRODUCCION

Se realizó un convenio de investigación y desarrollo geotérmico entre la empresa provincial Recursos Energéticos y Mineros de Salta (REMSA) y el Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR). En tal sentido se ejecutaron diversos estudios geocientíficos en orden y calidad según las normas de exploración geotérmica de la *International Geothermal Association* (IGA), a los efectos de crear documentos públicos, homologables ante cualquier comisión técnica de empresas, fondos de inversión e instituciones científicas que muestren interés sobre este prospecto.

Los estudios, si bien abarcaron toda la región bajo posible influencia de volcán activo Socompa, se enfocaron dentro de las zonas con permisos mineros de la empresa.

Se consumó un plan específico de exploración geológica a distintas escalas que implicó desde la verificación de rasgos de interés manifiestos en la Hoja Geológica 2569-II. Socompa, hasta el reconocimiento en detalle 1:20.000 con sus resultados volcados en mapas temáticos.

El relevamiento geológico se apoyó en el empleo de imágenes obtenidas por sensores remotos para identificar modelos estructurales, la geomorfología volcánica imperante, el contexto hidrológico e hidrogeológico y la presencia de áreas con alteraciones hidrotermales.

Mediante la técnica de interferometría satelital se seleccionaron imágenes inSAR (*interferometric Synthetic Aperture Radar*), cuyo procesamiento tuvo como objetivo determinar la cinemática estructural de la región.

Los trabajos geológicos de superficie tuvieron como objetivos la identificación de unidades litoestratigráficas permeables y sello, estructuras conductoras de fluidos termales y recargas de acuíferos, rasgos geomorfológicos asociados a la evolución del sistema volcánico, las expresiones hidrotermales resultantes y aquellos atributos estructurales que indiquen zonas con condiciones de actuar como trampas de reservorios.

La prospección geoquímica participó en la definición del tipo de sistema geotermal, para lo cual se colectaron muestras de cursos de aguas frías de recarga y surgencias termales. Para ello trabajó el Instituto de Geociencias y Recursos Naturales del Consejo de Investigaciones Nacionales de Italia (IGG-CNR, siglas en inglés).

El relevamiento hídrico e hidroquímico fue muy amplio alcanzando al vecino sistema termal del Volcán Lullaillaco. El motivo de este enfoque geotér-

mico regional y no distrital, se debió a la existencia de un vulcanismo coetáneo con indicios de un geotermalismo sincrónico muy vasto, con condiciones para prever la existencia de grandes fuentes de calor o cámaras magmáticas interconectadas.

El estudio hidroquímico contempló un muestreo de las aguas de todos los cursos presentes en la zona de estudio y en las inmediaciones de la cuenca, para cuantificar también isótopos estables. Con ello se buscó cerrar el modelo dinámico hidrogeológico del sistema geotermal.

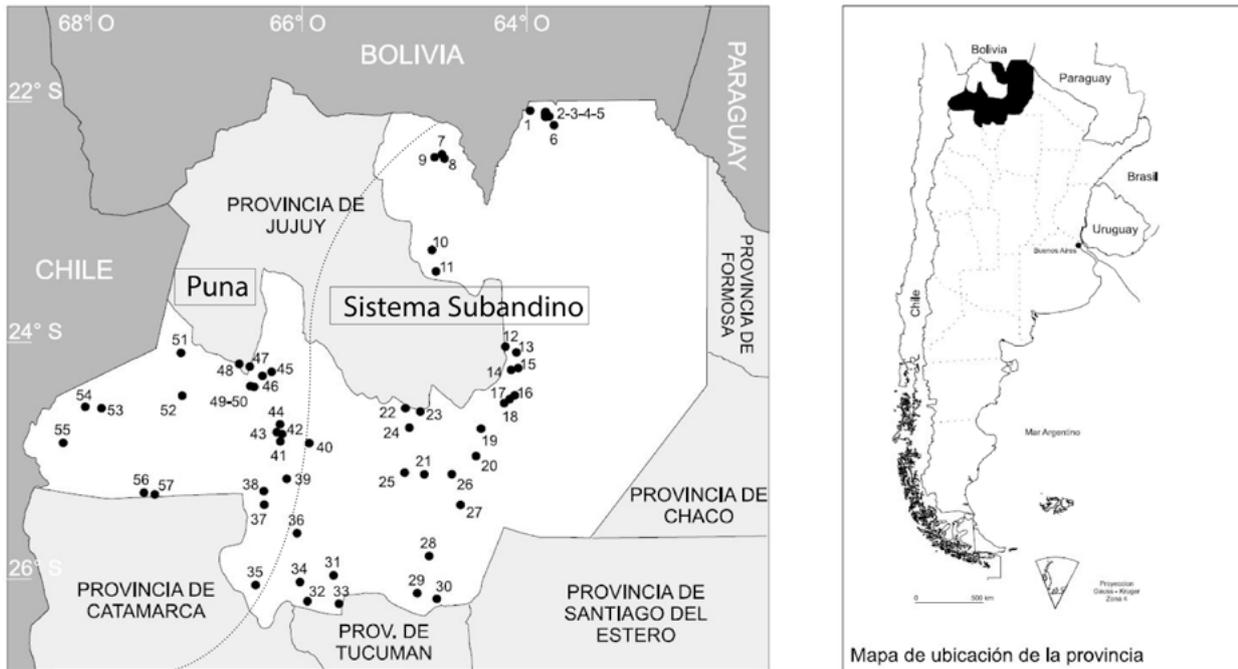
La prospección de gases difusos fue realizada con la intención de hallar estructuras abiertas y zonas de probable permeabilidad de emanaciones gaseosas del reservorio. Este estudio específico también fue ejecutado por profesionales del Instituto de Geociencias y Recursos Naturales del Consejo de Investigaciones Nacionales de Italia.

La toma de muestras de rocas con las alteraciones hidrotermales más evidentes para su caracterización mineralógica tuvo por objeto definir la tipología del sistema, su evolución físico-química y su área de influencia. Los estudios de identificación de especies minerales se llevaron a cabo mediante las técnicas de Espectrometría de Reflectancia SWIR y Difractometría de Rayos X.

Por último, una prospección geofísica bajo el método Audio Magneto Telúrico tuvo por finalidad hallar expeditivamente, anomalías asociables a estructuras profundas, deducir potencias aparentes de rocas que actúan de cobertura de reservorios (*caprocks*) y niveles sello de reservorios (*capclays*).

Todos los resultados alcanzados, interrelacionados e interpretados de una manera integral, conforman lo que se presenta en este trabajo como un primer modelo conceptual geotérmico del Volcán Socompa. Está concebido que para alcanzar una definición plena del modelo se requerirá desarrollar más etapas del programa de exploración.

La provincia de Salta cuenta con manifestaciones de aguas termales (Fig. 1) que pueden ser agrupadas en dos regiones diferenciadas, las vinculadas al arco magmático en sentido amplio localizadas en la Puna y las que se emplazan a lo largo de la franja oriental de la faja plegada y fallada de antepaís que integra el sistema Cordillera Oriental y Sierras Subandinas. Estos dos ambientes geológicos con diferencias genéticas y estructurales cuentan con potenciales campos geotérmicos para generación de energía eléctrica o de usos directos. Mientras que en la Puna los campos termales están asociados a gradientes térmicos elevados por el magmatismo y a estructuras



Manifestaciones termales de la Provincia de Salta

- | | | |
|-------------------------|---|--|
| 1. Río Itaú | 22. Baños El Sauce | 39. La Paya |
| 2. Río Carapari | 23. Aguas Calientes (Baños de Fleming) | 40. El Potrero |
| 3. Río Itangué | 24. Baños El Saladillo | 41. Santa Elena |
| 4. Arroyo Agua Blanca | 25. El Coro | 42. La Salinita |
| 5. Río Itaqué | 26. Pozo Las Cañas 282-U-1 | 43. Quebrada del Porongo |
| 6. Tobantirenda | 27. Baños El Galpón (Termas de Inti) | 44. Quebrada Paya |
| 7. Río San José | 28. Termas de Rosario de La Frontera | 45. Baños de Pompeya |
| 8. Baños de Lipeón | 29. Baños El Ceibal | 46. Baños de Incachule |
| 9. El Cayotal | 30. Morenillo | 47. Tocomar |
| 10. Río Paraná | 31. La Punilla | 48. Antuco |
| 11. Arroyo Agua Blanca | 32. Cerro Cajón | 49. Baños de Pastos Grandes |
| 12. Arroyo Laurel | 33. Puesto Aguadas | 50. Aguas Calientes de Corral Colorado |
| 13. Puesto La Laguna | 34. Puesto La Cueva | 51. Salar de Rincón |
| 14. Arroyo Las Tortugas | 35. Luyingo | 52. El Macón |
| 15. Chorro de Mealla | 36. El Carmen | 53. Vega Salar Arizaro |
| 16. Manantial El Gallo | 37. Cuchiyaco | 54. Socompa |
| 17. Pozo Río Dorado 1 | 38. Agua Caliente o La Hoyada (Baños de Cabrería) | 55. Salar Llullaillaco |
| 18. Barrialito | | 56. Vega Antofallita |
| 19. El Espinillo | | 57. El Hervidero |
| 20. Pozo Candelaria 1 | | |
| 21. Baños de Lumbera | | |

Figura 1. Manifestaciones termales de la provincia de Salta (Pesce y Miranda, 2003). Con flecha se señala la ubicación de la manifestación termal correspondiente al prospecto volcán Socompa registrada según el catálogo.

volcánicas o cuerpos intrusivos, en el sistema subandino los modelos geotérmicos están vinculados a la circulación de aguas hacia la superficie siguiendo fallas profundas (Seggiaro, 1997, 2015; Chiodi, 2012)

y al contacto con fluidos de origen astenosférico que calientan el ámbito rocoso.

El ambiente de la Puna cuenta naturalmente con las variables necesarias para configurar un campo

geotérmico clásico: fuentes de calor proporcionadas por cámaras magmáticas activas o en proceso de extinción, unidades sedimentarias y volcano-sedimentarias que cumplen con las condiciones litológicas para constituirse en rocas reservorio y rocas sello, áreas de recargas hídricas a partir de sierras y picos nevados y fallas o zonas de fallas que conectan los reservorios con la superficie por donde emanar las aguas termales. Así mismo también en estos ambientes es natural presentarse sistemas no conectados o con restringida fluencia de calor a superficie. Son los denominados sistemas ciegos y que por lo general almacenan aguas y vapores sometidos a altas presiones de confinamiento.

Los alrededores del volcán Socompa reúnen la mayoría de estas características que, sumadas a la presencia de manifestaciones termales, configuran una región con potencial favorable para la existencia de un campo geotérmico (Galliski, 1987).

El Socompa (24,40°S - 68,25°O) es un volcán compuesto, de edad cuaternaria localizado sobre el arco volcánico activo, a lo largo del límite entre Argentina y Chile, entre 24,2° y 25,0° S (Fig. 2 y 3). En esta zona, además, se emplazan otros numerosos volcanes compuestos del Mioceno superior-Plioceno (Grosse, 2017). La posibilidad de presencia de fuentes de calor es alta y diversa.

El desarrollo del volcán Socompa incluye flujos de lava, domos y depósitos menores de caída y un notable colapso sectorial que produjo una avalancha de flujo de detritos de 25 km³ datada en 7.200 años

AP (Ramírez, 1988). Sus lavas son predominantemente dacíticas y andesíticas (Deruelle, 1978; Ramírez, 1988; Zappettini y Blasco, 2001) y se apoyan sobre ignimbritas datadas en 3,2 y 2,5 Ma (Ramírez, 1988) las que a su vez suprayacen a la Formación Salín del Mioceno medio-superior. Sólo se han determinado cuatro edades absolutas que están en el rango de 2 a 0,5 Ma (Galliski, 1987), sin embargo, la edad de la avalancha de flujo de detritos y la presencia de actividad posterior al colapso incluyendo domos de lava y flujos de lava, permiten incluir al Socompa en la categoría de volcán activo cuyo indicio más evidente es la existencia de actividad fumarólica en las cercanías de su cráter (Galliski, 1987; Halloy, 1991; Costello, 2009).

La ladera nororiental del volcán, preservada del colapso de su edificio, así como gran parte de sus alrededores se encuentran tapizados por depósitos inconsolidados de caída de composición bimodal, posiblemente emitidos durante la erupción que disparó el flujo de detritos.

Asociadas al volcán se registran manifestaciones termales en la laguna Socompa como evidencias de la existencia de un gradiente térmico anómalo que quizás está relacionado a su cámara magmática.

2. MARCO GEOLOGICO

La Puna argentina es una altiplanicie con elevación media de 3.700 m s.n.m. El clima de tipo

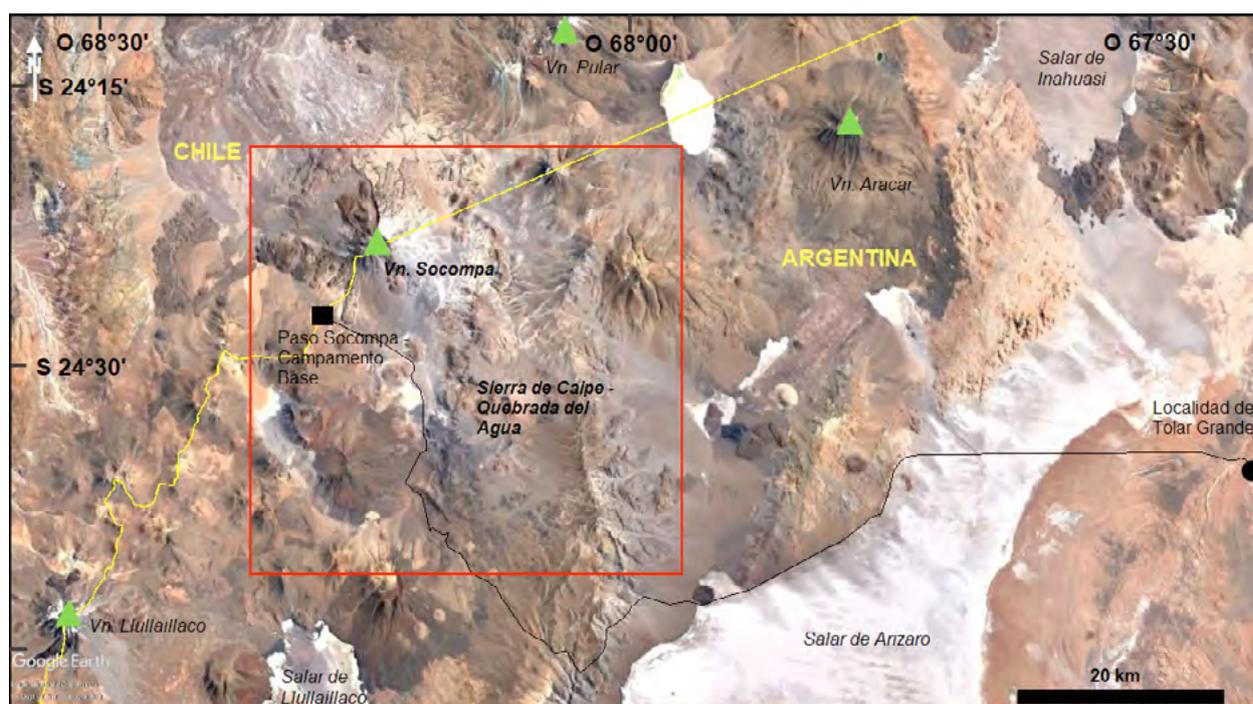


Figura 2. Ubicación del área de estudio (recuadro rojo) y acceso principal (línea negra) desde la localidad de Tolar Grande.

continental andino desértico se caracteriza por su extrema sequedad, elevada componente de evaporación, vientos constantes, bajas temperaturas y pronunciada amplitud térmica. Se encuentra dentro de los Andes Centrales y está limitada al oeste por la Cordillera Occidental en Chile, donde se ubica el arco magmático-volcánico activo y al este (en las latitudes estudiadas en este trabajo) por la Cordillera Oriental (Fig. 3).

Su actual morfología se caracteriza por la presencia de edificios volcánicos de gran altitud, sierras con rumbos submeridianos compuestas por rocas paleozoicas y/o cenozoicas y valles rellenos por



Figura 3. Principales provincias geológicas de los Andes centrales: Altiplano y Puna Plateau, Cordillera Occidental (WC), Cordillera Oriental (EC), Sierras Subandinas (SA), Sierras Pampeanas (SP). El triángulo rojo indica la ubicación del volcán Socompa. (Modificado de Trumbull et al. 2006).

sedimentitas y volcanitas neógenas y cuaternarias donde se emplazan salares resultantes de cuencas endorreicas con extrema evaporación.

Junto al Altiplano boliviano la Puna integra parte del orógeno andino donde la placa de Nazca subduce a la Sudamericana con aproximadamente 30° E (Jordan, 1983; Pardo, Casas y Molnar, 1987). La elevación de la Puna es atribuida a la interacción de varios procesos entre los que se destacan el acortamiento tectónico y el espesamiento de la corteza inferior por adición magmática (Allmendinger, 1997; Isacks, 1988; Molnar y Garzzone, 2007; Sobolev, 2006).

Forma parte de la Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC) localizada entre los 15° S y 28° S (Thorpe, 1984; Stern, 2004) compuesta por extensos afloramientos de volcanitas del Mioceno medio-

superior emitidas a partir de estratovolcanes (Grosse, 2017), calderas de colapso (Guzmán, 2017) y centros monogenéticos (Maro, 2017).

En el segmento entre $21-24^{\circ}$ S se ubica el Complejo Volcánico Altiplano-Puna (CVAP) (De Silva, 2006) caracterizado por extensos mantos de ignimbritas en su mayoría dacíticas a riódacíticas calcoalcalinas (p.ej. Guzmán, 2017 y trabajos allí citados) que alcanzan un volumen estimado en > 12.800 km³. En este sector se han identificado aproximadamente 20 calderas de colapso originadas desde los ~ 17 Ma (p.ej. Caldera Cerro Aguas Calientes) hasta los ~ 5.000 años AP (p.ej. Caldera Cerro Blanco) a partir de las cuales fueron emitidas gran parte de las ignimbritas dispersas en el CVAP.

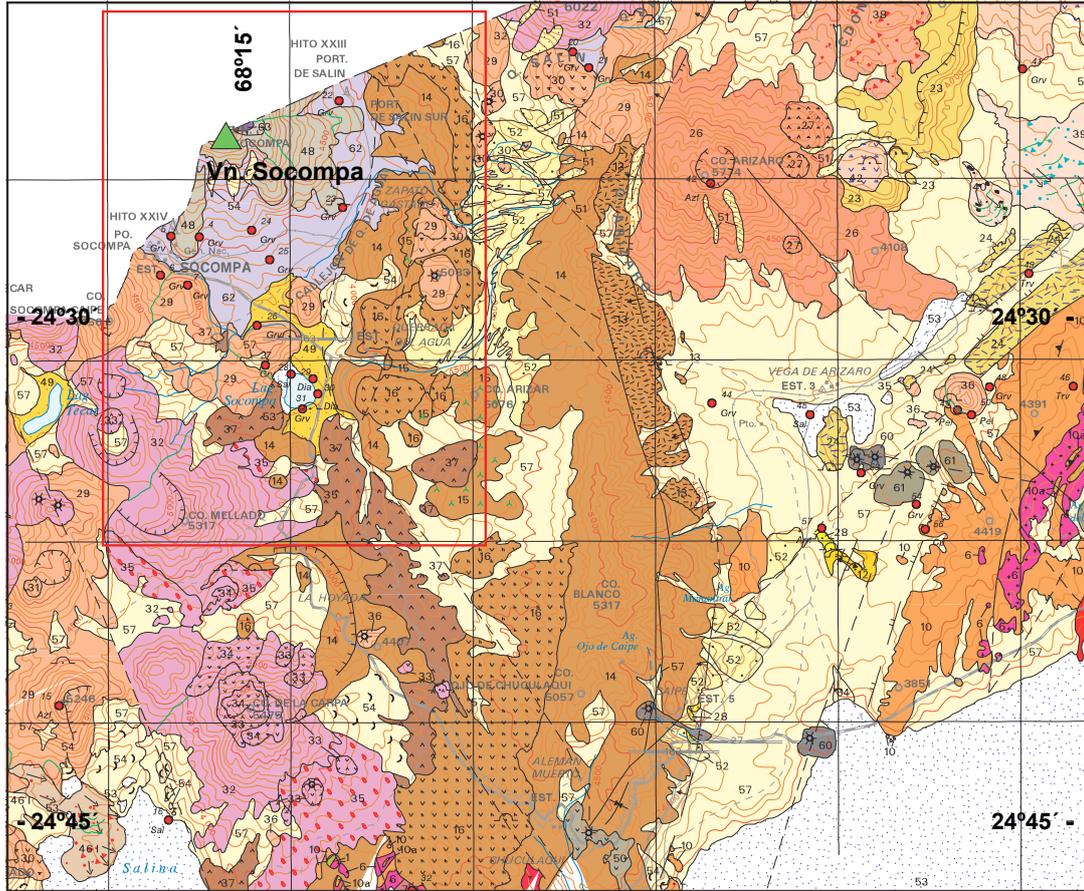
La mayoría de los centros volcánicos y en particular las calderas de la Puna presentan evidencias de control estructural a partir de fallas con rumbos dominantes N-S, NE-SO y NO-SE. Las calderas Cerro Galán (Sparks, 1985), Vilama (Soler, 2007), Aguas Calientes (Petrinovic, 2010), Negra Muerta (Riller, 2001), Coranzulí (Seggiaro, 1994), Luingo (Guzmán, 2009) están asociadas a la intersección de lineamientos transversales NO-SE con fallas de rumbo NS, mientras que otras como la caldera Cerro Blanco (Seggiaro, 2000) están asociadas a lineamientos NE-SO (Montero López, 2010; Báez, 2015).

Las frecuentes manifestaciones termales en los bordes o en el interior de las calderas como en los casos de Cerro Galán, Aguas Calientes, Coranzulí, Cerro Blanco y Laguna Amarga entre otras, constituyen evidencias de sistemas geotérmicos entrampados en su interior (Mpodozis, 2006), por lo que su estudio desde el punto de vista estructural y litoestratigráfico adquiere una importante relevancia en la exploración geotérmica. Y constituye un precedente.

3. GEOLOGIA Y ESTRUCTURA DEL VOLCAN SOCOMPA

3.1 ESTRATIGRAFÍA

La columna estratigráfica general de la región está integrada por un basamento cristalino paleozoico sobre el que se apoyan diferentes unidades cenozoicas que abarcan desde el Paleógeno hasta el Cuaternario (Fig. 4). Las unidades cenozoicas están compuestas por volcanitas y diques dacíticos riódacíticos y riolíticos del Complejo Volcánico Santa Inés (Eoceno-Oligoceno medio), conglomerados polimícticos y areniscas de color rojo del Grupo Pastos Grandes y conglomerados y volcanitas del



CUADRO ESTRATIGRAFICO

CUATERNARIO	HOLOCENO	56, 57, 58, 59, 60, 61, 62, 63	
	PLEISTOCENO	53, 54, 55	
		49, 50, 51, 52	
		46 III	
		47	
		45, 46 II, 44	
	CENOZOICO	PLIOCENO SUPERIOR	41
			43/45, 44, 45, 46 I
		PLIOCENO INFERIOR	36, 37, 38
			32
MIOCENO SUPERIOR		29, 28	
		23, 24, 22, 21	
MIOCENO MEDIO		15, 16, 18, 17, 12	
		10	

- 62/63 COMPLEJO VOLCANICO SOCOMPA, 62: Lápllis, 63: Dacitas.
- 60/61 CENTROS ERUPTIVOS MONOGENICOS, 60: Basalto, 61: Andesitas.
- 59 AVALANCHA DE DETRITOS IV DEL LLULLAILLACO, Fanglomerados.
- 58 COMPLEJO VOLCANICO LLULLAILLACO, Dacita IIb.
- 57 DEPOSITOS DETRITICOS, DEPOSITOS ALUVIALES Y COLUVIALES, Rodados, arenas y arcillas.
- 56 DEPOSITOS DE ARCILLAS DE BORDE DE SALAR, Arcillas rojas.
- 55 CALIZAS HIDATOGENICAS, Traverlino y ónk.
- 54 DEPOSITOS DE REMOSION EN MASA, Fanglomerado.
- 53 DEPOSITOS EVAPORITICOS, Halita, boratos, sulfatos con intercalaciones de arcillas.
- 52 DEPOSITOS PEDEMONTANOS ANTIGUOS, Fanglomerados medianos a gruesos.
- 51 DEPOSITOS GLACIARIOS, Relictos morénicos.
- 50 BASALTOS CHUCULAQUI Y SAMENTA, Basalto olivínico.
- 49 FORMACION BLANCA LILA, Areniscas, tuftas, calizas y diatomitas.
- 48 COMPLEJO VOLCANICO SOCOMPA, Coladas andesíticas y dacíticas I a V.
- 47 COMPLEJO VOLCANICO LLULLAILLACO, Dacita IIa.
- 46 AVALANCHAS DE DETRITOS I, II y III DEL LLULLAILLACO, Fanglomerados.
- 44/45 COMPLEJO VOLCANICO LLULLAILLACO, 44: Dacita I, 45: Ignimbritas.
- 43 IGNIMBRITA LA CASUALIDAD, Ignimbritas dacíticas.
- 41/42 COMPLEJO VOLCANICO ARACAR, 41 Dacitas, 42 Andesitas.
- 39/40 AVALANCHA DE DETRITOS DE ARACAR, Fanglomerados.
- 38 AVALANCHA DE DETRITOS DE PULAR, Fanglomerados.
- 37 COLADAS FISURALES DE ARACAR, SOCOMPA y equivalentes. Melandesitas y basaltos.
- 36 FORMACION CERRITO BLANCO DE ARIZARO, Vidrio riolítico.
- 32/35 ESTRATOVOLCANES INCA, TECAR, SUR BAYO, MELLADO y equivalentes.
- 32: Andesitas, 33: Domos dacíticos, 34: Piroclastitas de caída, 35: Escoriales.
- 29/31 COMPLEJOS VOLCANICOS SOCOMPA CAIPE, DE LA CARPA, ROSADO y equivalentes.
- 29: Andesitas y dacitas, 30: Domos y coladas dacíticas, 31: Piroclastitas de caída, 31a: Basalto Pular, basalto olivínico.
- 28 FORMACION BATIN, Conglomerados y areniscas volcánicas.
- 26/27 COMPLEJO VOLCANICO ARIZARO, 26: Andesitas, 27: Domos riódacíticos.
- 25 ANDESITAS INCAHUASI, Andesitas piroxénicas.
- 23/24 VOLCANITAS CORDON DE ARIZARO, 23: Dacita, 24: Ignimbrita.
- 20/22 COMPLEJO VOLCANICO PORTOMAN, 20: Ignimbritas y tobas, 21: Dacitas y andesitas, 22: Domos riolíticos.
- 17/19 COMPLEJO VOLCANICO COPÍ, 17: Tobas y conglomerados, 18: Pórfiro tonalítico, 19: Andesita.
- 13/16 COMPLEJO VOLCANOSSEDIMENTARIO QUEBRADA DE AGUA, 13: Ignimbritas, 14: Aglomerados, tobas y lavas, 15: Pórfiro riódacítico, 16: Andesitas.
- 12 FORMACION VIZCACHERA, Areniscas, areniscas volcánicas, Ilmolitas, pelillas, tobas, yeso, halita.
- 11 FORMACION GESTE, Conglomerados polimicticos con intercalaciones de arenisca.
- 10 COMPLEJO VOLCANICO SANTA INES, Dacitas, Ignimbritas, tobas dacíticas.

Figura 4. Extracto del mapa geológico 2569-II Socompa (Zappettini y Blasco, 2001). El recuadro rojo indica la ubicación del área del campo geotérmico Socompa.

Complejo Volcano-Sedimentario Quebrada del Agua (CVSQA) (Oligoceno superior-Mioceno inferior, Zappettini y Blasco, 2001).

El CVSQA constituye la unidad más relevante del área de estudio por su extensión y su implicancia en el modelo geotérmico local, por lo que en este trabajo se la describe con detalle. Es la unidad más antigua aflorante dentro del área relevada en este trabajo. Zappettini y Blasco (2001) obtuvieron edades de 23 ± 1 Ma en la sección media y 15 ± 1 Ma en la sección superior. Se correlaciona con las formaciones Vizcachera al sur y Estratos de Salín (Gardeweg, 1993) en el lado chileno. Los distintos términos de esta unidad se apoyan en discordancia sobre un sustrato heterogéneo integrado por rocas magmáticas paleozoicas y el Complejo Volcánico Santa Inés.

En forma preliminar, se diferenciaron tres miembros de esta unidad a partir de observaciones realizadas en la ladera oriental de la sierra de Caipe y en la quebrada del Agua.

El miembro inferior (Fig. 5) está integrado por areniscas y conglomerados finos a medianos de coloración pardo rojiza, los clastos no exceden los 8 cm de diámetro, son subangulosos a subredondeados, están compuestos esencialmente por andesitas y en menor proporción por clastos de granitos paleozoicos. La matriz limosa le otorga al conjunto coloración pardo rojiza que lo diferencia notablemente del miembro medio suprayacente. El espesor parcial fue estimado en 110 metros.

El miembro medio (Fig. 6) está integrado por potentes bancos de conglomerados polimícticos gruesos a medianos; en la sección basal intercalan lavas fenodacíticas verdosas con abundantes fenocristales



Figura 5a. Miembro inferior reconocido en el CVSQA



Figura 5b. Conglomerados finos del miembro inferior del CVSQA

de anfíboles, plagioclasas y biotitas. Rodados de idéntica composición que estas lavas son abundantes en los conglomerados que integran este miembro. La matriz es tuftica de grano mediano de color gris, los clastos alcanzan los 30 cm de diámetro en las facies de conglomerados gruesos y 0,2 a 0,5 cm en los conglomerados finos. La geometría de los bancos es lenticular y erosiva y en algunos casos canalizadas. Presentan estratificación entrecruzada y paralela.

Hacia la parte superior de este miembro intercalan bancos de 2 a 4 m de espesor de ignimbritas (Fig. 6b) con elevado contenido de pómez de colores grises a blanquecinos. En estas últimas, alternan uni-



Figura 6a. Conglomerados del miembro medio



Figura 6b. Intercalaciones de depósitos piroclásticos en el miembro medio

dades retrabajadas de ignimbritas. El espesor parcial estimado es de 200 metros.

El miembro superior corresponde a una potente sucesión de depósitos piroclásticos que presenta buena exposición a lo largo de la quebrada del Agua (Fig. 7). La secuencia se inicia con depósitos de bloques y cenizas de composición dacítica (Fig. 7a). La matriz es proporcionalmente menor que el contenido de bloques y de igual composición. Los tamaños de bloques más abundantes se encuentran entre 30 y 50 cm, en menor proporción se destacan bloques que superan los dos metros de diámetro. Presentan estructuras de rompecabeza y de corteza de pan, indicativas de enfriamiento en la parte superficial durante el crecimiento de domos. Se diferencian en forma difusa superficies de separación entre paquetes de bloques y cenizas de aproximadamente 5 m de espesor que podrían corresponder a superficies de enfriamiento entre pulsos de emisión. Algunas separaciones entre paquetes de bloques y cenizas están definidas por canales de poco espesor.

La parte media a superior de la secuencia se diferencia del resto de la columna por la presencia



Figura 7a. Depósitos de bloques y cenizas del miembro superior



Figura 7b. Depósitos de surges en la quebrada del Agua

de abundantes pómez y de fragmentos lávicos conatos y accidentales oxidados junto a los bloques de domos dacíticos. Las diferencias litológicas de los fragmentos sugieren una posible procedencia a partir de la ruptura de un estrato volcán, donde los bloques dacíticos corresponderían al crecimiento de un domo interno, los lávicos no alterados habrían sido arrancados de las paredes del volcán y los rodados alterados por meteorización corresponderían a fragmentos accidentales recogidos de sus laderas y alrededores. La secuencia de bloques y cenizas en la base y de coignimbritas en la parte media y superior tiene un espesor aproximado de 70 a 80 metros.

Le suceden aproximadamente 200 m de depósitos que varían sustancialmente con respecto a los de la base integrados por piroclastos de caída integrados por pómez redondeadas y bien seleccionadas seguidos de una sucesión de ignimbritas en facies proximales, surges húmedos posiblemente freatomagmáticos (Fig. 7b), bloques y cenizas y lahares con escasas intercalaciones de canales sedimentarios erosivos de poco espesor.

En los alrededores de la estación Chuculaquí, a unos 50 km al sureste de Socompa, el CVSQA está integrado en su mayor parte por potentes depósitos de ignimbritas en facies intermedias a distales del centro de emisión (Fig. 8).

En el borde oriental del salar de Llullaillaco el CVSQA se dispone en discordancia sobre el Comple-



Figura 8. Ignimbritas de facies distales del miembro superior

jo Volcánico Santa Inés con un buzamiento de 30° O (Fig. 9). En este sector la secuencia está compuesta por ignimbritas y surges surcados por depósitos de conglomerados gruesos canalizados (Fig. 10a-d). Los conglomerados presentan clastos y bloques subredondeados de hasta 1 m de volcanitas dacíticas, granitoides y fragmentos de pómez. Las ignimbritas de aproximadamente 3,5 metros de espesor, masivas de color blanco y con abundante presencia de pómez



Figura 9. Discordancia (línea amarilla) entre el Complejo Volcano-sedimentario Quebrada del Agua (CVsQA) y el Complejo Volcánico Santa Inés (CVSI), zona oriental del salar de Llullaillaco

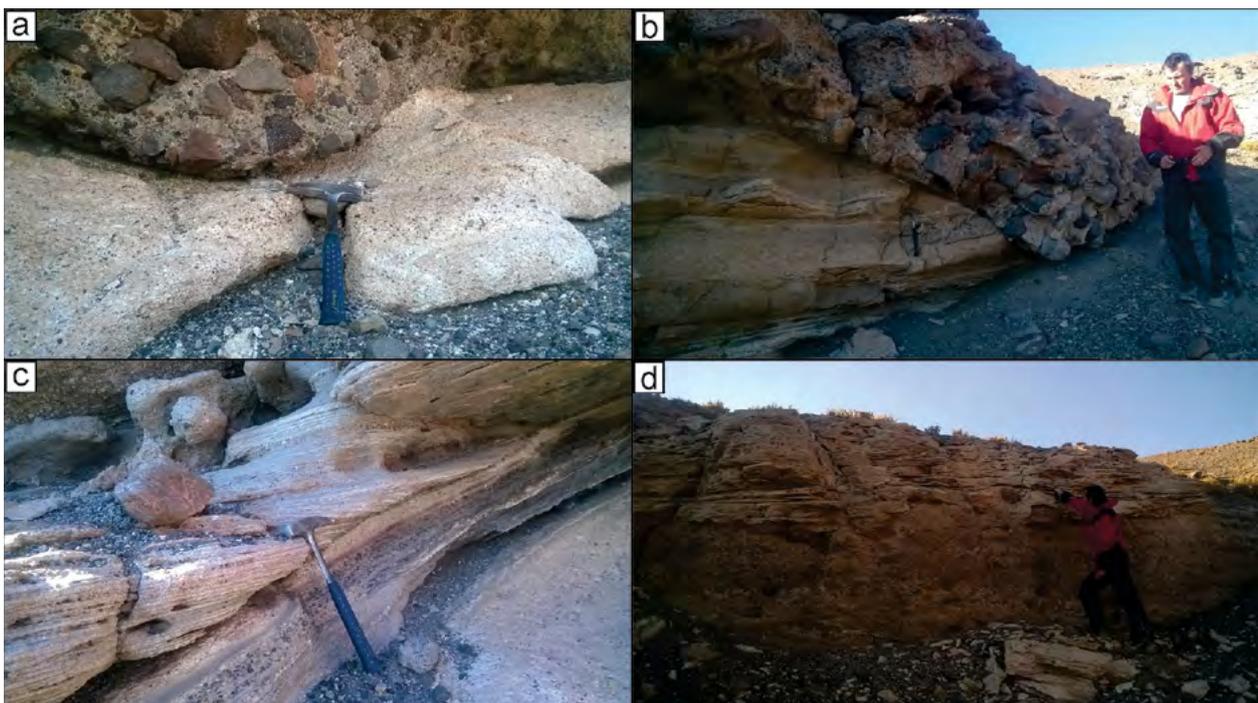


Figura 10. Unidades del CVsQA identificadas en el borde oriental del salar de Llullaillaco. 10a. Ignebrita blanca surcada por un conglomerado (piqueta como escala); 10b. Surges surcado por un conglomerado (persona como escala); 10c. Detalle de surges; 10d. Ignebritas apoyadas sobre conglomerados.

y líticas de volcanitas, alternan con surges de hasta 50 cm de espesor con laminaciones entrecruzada.

Se destaca la presencia de clastos de pelitas rojas y areniscas entre los que resalta un bloque anguloso de aproximadamente 80 cm de diámetro asignable a secciones intermedias del Grupo Pastos Grandes (Fig. 11).

En el borde sur oriental del salar de Llullaillaco, se reconocieron unidades volcanosedimentarias, conformadas por conglomerados polimícticos gruesos con clastos y bloques compuestos por volcanitas dacíticas y andesíticas, de matriz areno-cuarzosa, en los que intercalan lavas de igual composición que los clastos.

Sobre el CVSQA se apoyan en discordancia lavas andesíticas y dacíticas que rellenan parcialmente el bajo estructural donde se aloja la laguna Socompa (Fig. 12).

Domos dacíticos del Mioceno superior (Blasco, 2001) intruyen el CVSQA. Un domo riolítico, emplazado en la desembocadura de la quebrada del Agua, de más de 50 m de ancho por cientos de metros de largo en dirección norte sur, intruye las lavas andesíticas formando una aureola de contacto de aproximadamente 10 m de espesor. Además, se presentan coladas fisurales pliocenas (Zappettini y Blasco, 2001).

En el bajo comprendido entre la sierra de Caipe y el límite con Chile, donde se erige el Volcán Socompa se destaca la presencia de domos y lava-domos dacíticos alineados bordeando el bajo laguna Socompa.

3.2 ESTRUCTURA

La tectónica cenozoica de los Andes centrales estuvo dominada por deformación contraccional debido a la convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana (DeCelles y Horton, 2003; Deeken, 2006; Strecker, 2007). Los esfuerzos compresivos propagaron hacia el este un sistema de corrimientos que avanzó sobre una cuenca de antepaís fragmentada (Del Papa, 2013; Hongn, 2007; Seggiaro y Apaza, 2017). Los corrimientos se iniciaron en la Puna a partir del Oligoceno y alcanzaron la Cordillera Oriental en el Mioceno superior – Plioceno.

Simultáneamente a la compresión, en las partes más elevadas del orógeno localizada en el sector occidental de la Puna, se desarrolló una tectónica extensional donde se registran sistemas de fallas normales con rumbos meridianos (Tibaldi y Bonali, 2018). Sobre estas fallas se emplazan en parte los aparatos volcánicos y domos que integran el arco volcánico activo.

Este abrupto cambio de estilo estructural donde las fallas extensionales se superponen a los corrimientos, revela una modificación local en la dirección de los vectores de esfuerzos que Tibaldi y Bonali (2018) interpretaron como producto de la tensión generada por el colapso orogénico.

La coincidencia de fallas normales en el sector más elevado de la Puna, entre los 4.000 y 5.000 m s.n.m. en contraposición con las altitudes de la faja plegada y fallada ubicada al este, entre 3.000 y 4.200 m s.n.m, es consistente con esta interpretación.

En la región comprendida entre el salar de Poci-tos y el volcán Socompa los dominios de estructuras contraccionales y extensionales están limitados por la sierra de Caipe (Fig. 13).

Al este de la sierra, se desarrolló un sistema de corrimientos imbricados con despegues en las unidades del Grupo Pastos Grandes. La expresión morfológica más occidental del sistema de corrimientos lo constituye la misma sierra de Caipe, elevada por un pliegue de propagación con vergencia oriental que generó una escarpa de más de 100 m en su ladera este.



Figura 11. Bloque de arenisca pelítica en una ignimbrita lítica (piqueta como escala), borde oriental del salar de Llullaillaco

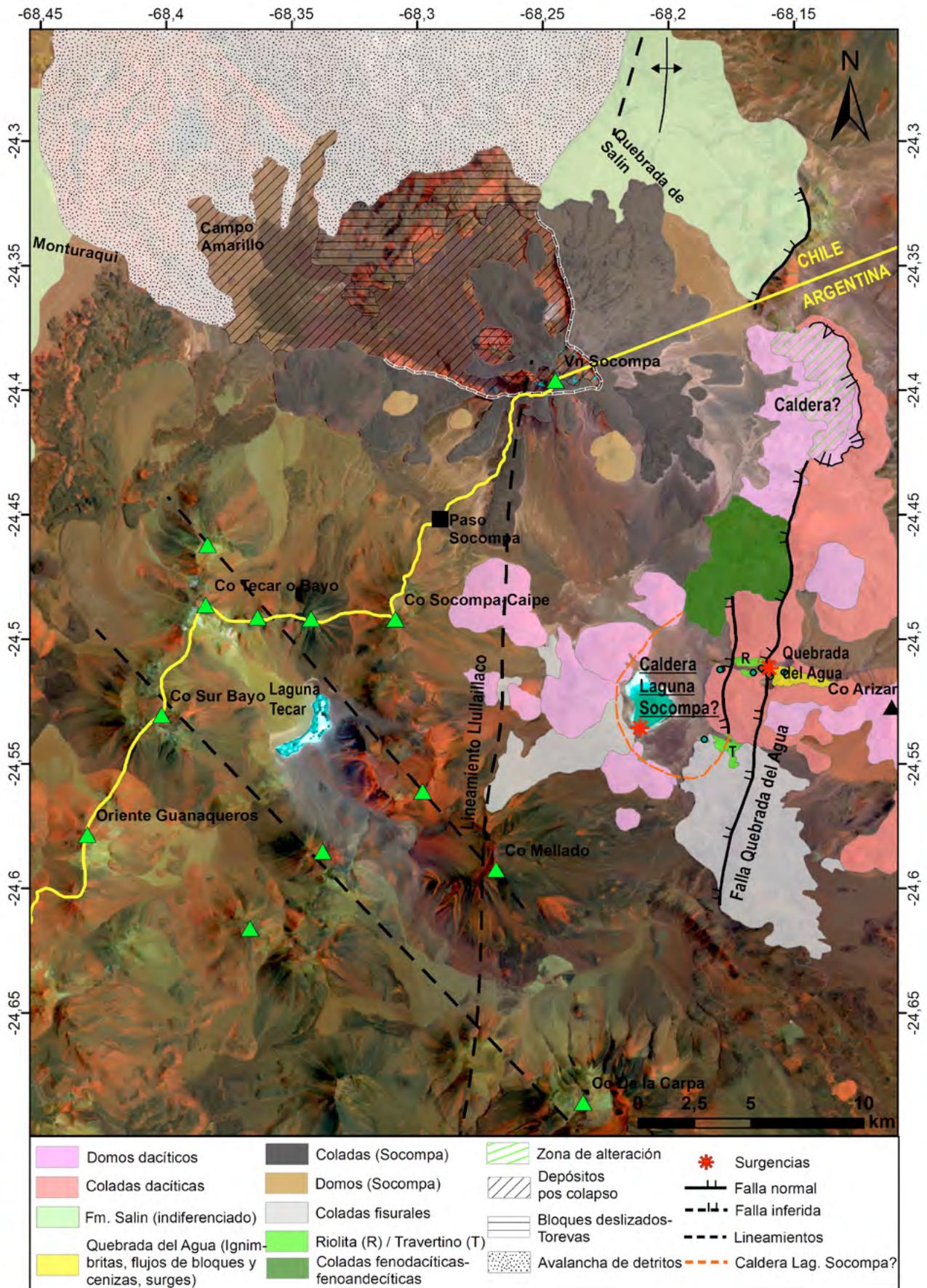


Figura 12. Principales estructuras y unidades geológicas de interés identificadas en el área del campo geotérmico Socompa

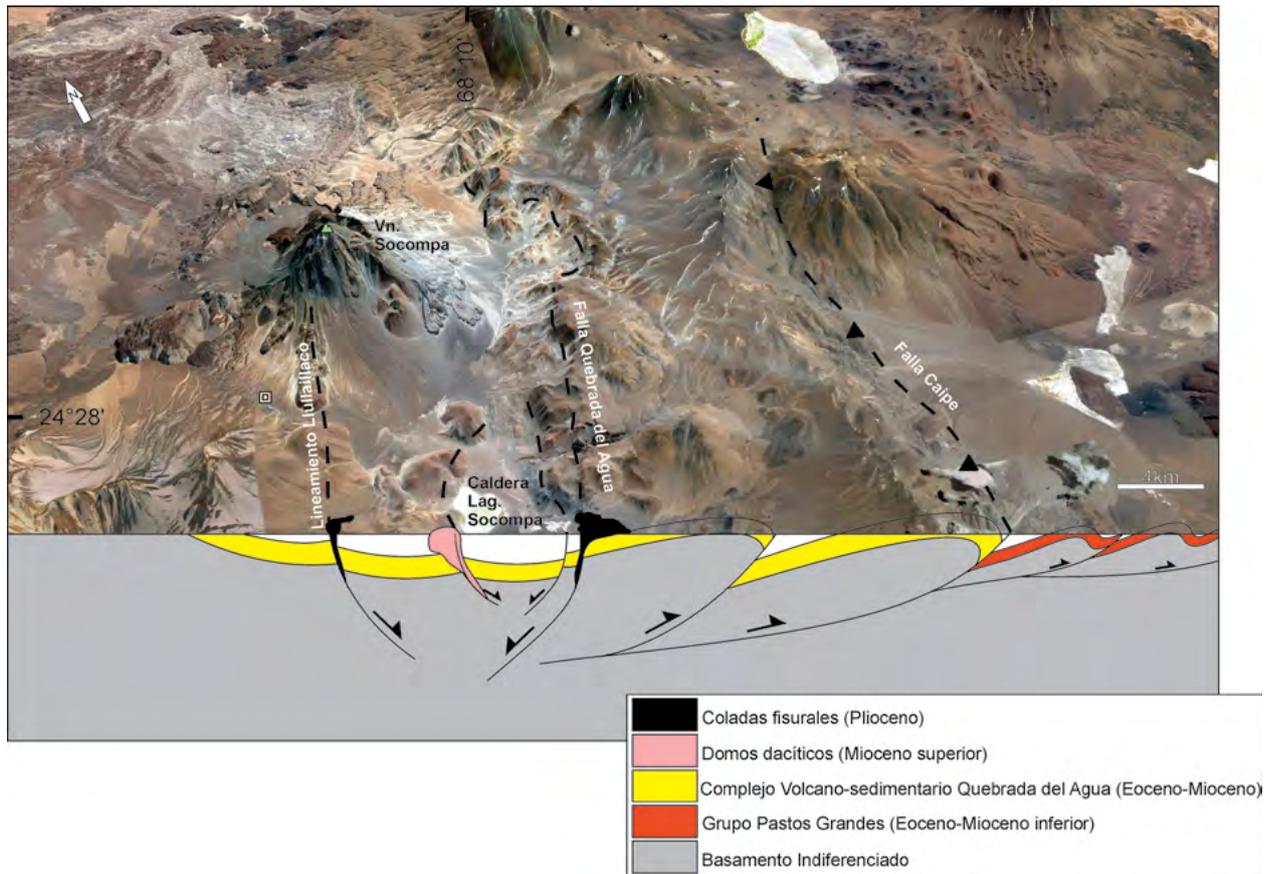


Figura 13. Esquema estructural de la sierra de Caipe y el área del volcán Socompa. Se entiende que la rastra color blanco corresponde a derrubio moderno piro-epiclástico

El bloque colgante del corrimiento Caipe está integrado por el CVSQA en discordancia sobre la Formación Santa Inés y granitoides ordovícicos, mientras que, en el bloque yacente, se apoyan sobre el basamento unidades del Grupo Pastos Grandes y no se registran afloramientos del CVSQA.

Las diferentes relaciones estratigráficas en ambos bloques indican la supresión del Grupo Pastos Grande en la sierra de Caipe y a la vez que esta habría constituido una barrera topográfica que limitó los depósitos del CVSQA hacia el este. Por otra parte, estas relaciones permiten acotar temporalmente el corrimiento de Caipe en el tiempo comprendido entre la depositación del Grupo Pastos Grandes y el CVSQA.

El flanco occidental de la sierra de Caipe está limitado por la falla Quebrada del Agua (FQA) inclinada al oeste y con alto ángulo. El desplazamiento de esta falla, determinado a partir de la medición de indicadores cinemáticos sobre el plano principal, es normal con componente oblicua dextral. Su traza presenta aproximadamente 20 km de largo en dirección N-S con una escarpa de más de 80 metros.

El bloque yacente, está integrado por el CVSQA y lavas andesíticas y dacíticas suprayacentes.

Sobre la traza de la FQA, se destacan lavas basálticas fisurales y travertinos en su extremo sur, un domo riolítico en su parte media, lavas andesíticas fisurales en el sector norte y una zona de alteración intensa sobre una serie de domos dacíticos que truncan la falla en el extremo norte (Fig. 12). Estos afloramientos constituyen evidencias de sucesivas etapas de circulación magmática y de fluidos hidrotermales siguiendo la zona de falla. Las lavas fisurales descienden a partir de la zona de falla hacia el bajo laguna Socompa y lo rellenan parcialmente.

El desplazamiento vertical de la FQA fue estimado en 230 m a partir de la identificación de un nivel guía en ambos bloques.

Al noroeste del Volcán Socompa, en territorio chileno, Van Wyk de Vries (2001) describe una sucesión de pliegues y fallas con rumbos NE-SO y NS que convergen con la falla Quebrada del Agua. La proyección hacia el sur de estas fallas coincide con el aparato del volcán Socompa, por lo

que los autores mencionados infieren que habrían controlado su emplazamiento.

Entre el volcán Socompa y el salar Lullaillaco al sur, es posible seguir un lineamiento de rumbo NS integrado por domos dacíticos, cráteres fracturados y centros volcánicos monogenéticos. La traza de este lineamiento es coincidente con surgencias de aguas termales en el borde occidental de salar Lullaillaco.

En base a las escasas observaciones de indicadores cinemáticos y a orientaciones de lineamientos observados en imágenes satelitales, en este trabajo se interpreta en forma preliminar, que el área comprendida entre la FQA y el lineamiento Lullaillaco, configura una faja de deformación transcurrente dextral.

En los sistemas transcurrentes, los campos extensionales que inducen la apertura de fracturas y la migración de fluidos están concentrados en dos sectores preferenciales: 1) en los puntos de terminación de fallas (*tips*) y 2) en las zonas de relevo entre dos fallas (*jogs*).

El primer caso podría corresponder a la estructura generada en el extremo norte de la FQA (Fig. 12) donde la misma es truncada por una escarpa subcircular en cuyo interior aflora un sistema de domos dacíticos intensamente alterados. Esta estructura podría corresponder al borde de una caldera donde los domos dacíticos y la alteración habrían ocupado su interior durante la etapa de resurgencia e hidrotermalismo de poscolapso. La ocurrencia de alteración por sistemas hidrotermales antiguos o activos en zonas de intracaldera o próximas a sus bordes constituye un rasgo común en la mayoría de las calderas de la Puna (p.ej. Cerro Panizos, Incapillo, Coranzulí, Cerro Galán, Aguas Calientes, Laguna Amarga, Luingo, Cerro Blanco, entre otras) (Guzmán 2017 y trabajos ahí citados).

En el segundo caso, la FQA y el lineamiento Lullaillaco presentarían una zona de relevo extensional coincidente con el bajo de la laguna Socompa, donde una falla circular habría controlado el ascenso de los domos dacíticos que lo delimitan.

El lineamiento de domos emplazados sobre la falla circular, sumado al carácter proximal de los potentes depósitos piroclásticos (coladas de bloques y cenizas, surges y co-ignimbritas) del CVSQA aflorante en la quebrada del Agua, constituyen argumentos que permiten inferir la presencia de una caldera críptica coincidente con el bajo de la laguna Socompa.

En este modelo (Fig. 13), los domos dacíticos se habrían intruído en los bordes de la caldera durante la etapa resurgente de post colapso, tal como se registra en la mayoría de las calderas de la Puna.

4. ESTUDIO DE ALTERACIONES HIDROTERMALES DE SUPERFICIE

4.1. METODOLOGÍA

4.1.1. PROCESAMIENTO DIGITAL DE DATOS SATELITALES: ANÁLISIS ESPECTRAL

Se utilizó una imagen ASTER, obtenida de la base de datos del Servicio Geológico Japonés (MADAS-GSJ).

ASTER tiene 14 bandas espectrales: 3 bandas en el visible e infrarrojo cercano (VNIR), 6 bandas en el infrarrojo de onda corta (SWIR) y 5 bandas en el infrarrojo térmico (TIR) con 15 m, 30 m y 90 m de resolución espacial respectivamente lo que permitió la detección de las superficies con alteraciones hidrotermales. Con las bandas del infrarrojo cercano se generó el modelo digital de elevaciones (30 m) para cada escena cuyas dimensiones son de 60 x 60 kilómetros.

Al respecto se realizaron las siguientes combinaciones de color de bandas de la imagen ASTER:

- RGB: 3,2,1
- RGB: 6,3,1
- RGB: 4,6,8

Luego cada banda fue calibrada a radiancia según la fórmula $(DN-1) \cdot \text{coeficiente de conversión}$. Posteriormente, las bandas 1 a 9 de la región del espectro visible, infrarrojo cercano y de onda corta fueron convertidas a reflectancia a partir del módulo FLAASH del programa ENVI. Se expresa que este módulo utiliza el modelo MODTRAN (Matthew, 2000) para realizar las correcciones atmosféricas a la imagen y requiere entonces de parámetros que deben ser ingresados por un operador. Al respecto estos últimos, en su mayoría, fueron obtenidos a partir de los metadatos presentes en las imágenes, con excepción de la altura promedio del área que abarca la imagen y del modelo atmosférico adecuado para el área obtenida. El cálculo de la altura promedio se efectuó a partir del modelo de elevación digital propio de ASTER, mientras que la selección del modelo atmosférico se concretó en base a datos de vapor de agua obtenidos a partir de imágenes MODIS, para la fecha de la adquisición de la imagen ASTER.

Las bandas 10 a 14, correspondientes a la región del infrarrojo térmico del espectro electromagnético, fueron convertidas a emisividad por el método de normalización (Gillespie, 1985). Este consiste en el cálculo de la temperatura de superficie para cada

banda usando el mismo valor de emisividad de referencia. El valor máximo de temperatura de superficie calculado es el que se considerará entonces como la temperatura con la que se calculará la emisividad en cada banda (Sobrin, 2002).

A partir de estos datos corregidos se desarrolló la interpretación de las zonas afectadas por alteración hidrotermal y se obtuvo:

1 imagen de alteración argílica con resolución espacial de 30 metros.

1 imagen de alteración filica con resolución espacial de 30 metros.

1 imagen de alteración silíceica con resolución espacial de 90 metros.

1 imagen de alteración propilítica con resolución espacial de 30 metros.

La detección de las alteraciones anteriormente citadas se realizó mediante la aplicación de índices espectrales, a través de álgebra y relaciones lógicas entre bandas, con el establecimiento de umbrales (Mars y Rowan, 2006; Mars, 2010) aplicando la herramienta *Band Math* del programa ENVI y teniendo en cuenta las siguientes características espectrales (Fig. 14):

- Alteración argílica: los minerales presentes como montmorillonita y caolinita presentan absorción a los 2,20 micrones (banda 6 de ASTER).

- Alteración argílica avanzada: detecta alunita/pirofilita debido a la absorción en 2,169 micrones (banda 5 de ASTER).

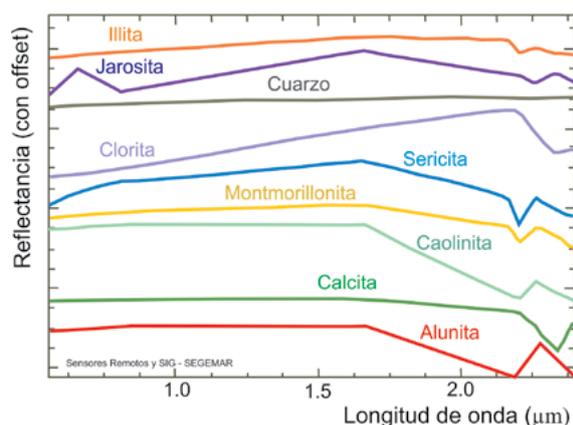


Figura 14. Absorciones de minerales de alteración en bandas de ASTER

- Alteración filica: dominio de illita/muscovita, presenta una fuerte absorción a los 2,20 micrones (banda 6 de ASTER) y una menor absorción a los 2,38 micrones (banda 8 de ASTER).

- Alteración propilítica: los minerales como calcita, clorita y epidoto presentes en este tipo de alteración muestran picos de absorción situados en los 2,31 a 2,33 micrones (banda 8 de ASTER).

- Alteración silíceica: en este caso la sílice presenta un pico de absorción a los 9,09 micrones (banda 12 de ASTER). Y el algoritmo utilizado permite diferenciar sílice hidrotermal de no hidrotermal utilizando bandas del SWIR además de las bandas térmicas.

Para detectar óxidos e hidróxidos de hierro se utilizaron las bandas del VNIR ya que estos minerales presentan una característica de absorción típica en banda 1 y mayor respuesta en banda 2 por lo que se utilizó el cociente 2/1.

Los resultados fueron vectorizados y compilados en un Sistema de Información Geográfica (SIG) y se generó un mapa preliminar (Fig. 15). Como resultado se observa una distribución de las zonas de alteración en: Zona 1) ubicada sobre el volcán Socompa y desarrollada en el cráter y flancos del mismo, Zona 2) ubicada sobre la Falla Quebrada del Agua y desarrollada sobre una faja paralela a esta, de dirección norte-sur, Zona 3) ubicada hacia el sur de la anterior, de menor desarrollo y en las quebradas oblicuas a las fallas y una Zona 4) ubicada alrededor de la laguna Socompa, desarrollada sobre una falla circular.

A partir de este mapa se ejecutó un primer muestreo en la zona 4 (laguna Socompa) donde se colectaron 3 muestras (muestras 1, 2 y 3) y en la zona 2, hacia el este del volcán donde se recolectaron 8 muestras (muestras 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10 y 11; Fig. 15).

Posteriormente, en una etapa más avanzada del procesamiento se analizaron los patrones espectrales de minerales a partir de la base de datos del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS). Al respecto se aplicó el algoritmo de clasificación espectral *Spectral Angle Mapper* (SAM) (Kruse, 1993) para hallar espectros en la imagen que sean semejantes a espectros de referencia (*endmember*) en n-dimensiones (bandas). Los espectros de referencia o *endmember* utilizados en primera instancia pertenecen a la base espectral del USGS (alunita, montmorillonita, illita, muscovita, clorita, etc.). En ese sentido el SAM compara el ángulo espectral entre el *endmember* y cada píxel vector en el espacio n-dimensional de la imagen ASTER (9 bandas). Cuando los ángulos de búsqueda son más pequeños mejor se ajusta el espectro de la imagen al espectro de referencia. Esta técnica fue utilizada sobre datos calibrados lo que la hace relativamente insensible a los efectos de iluminación y albedo.

Se empleó el modelo digital de ASTER para obtener un sombreado de relieve de azimut 90° y elevación 30° que fue utilizado para la interpretación de lineamientos topográficos.

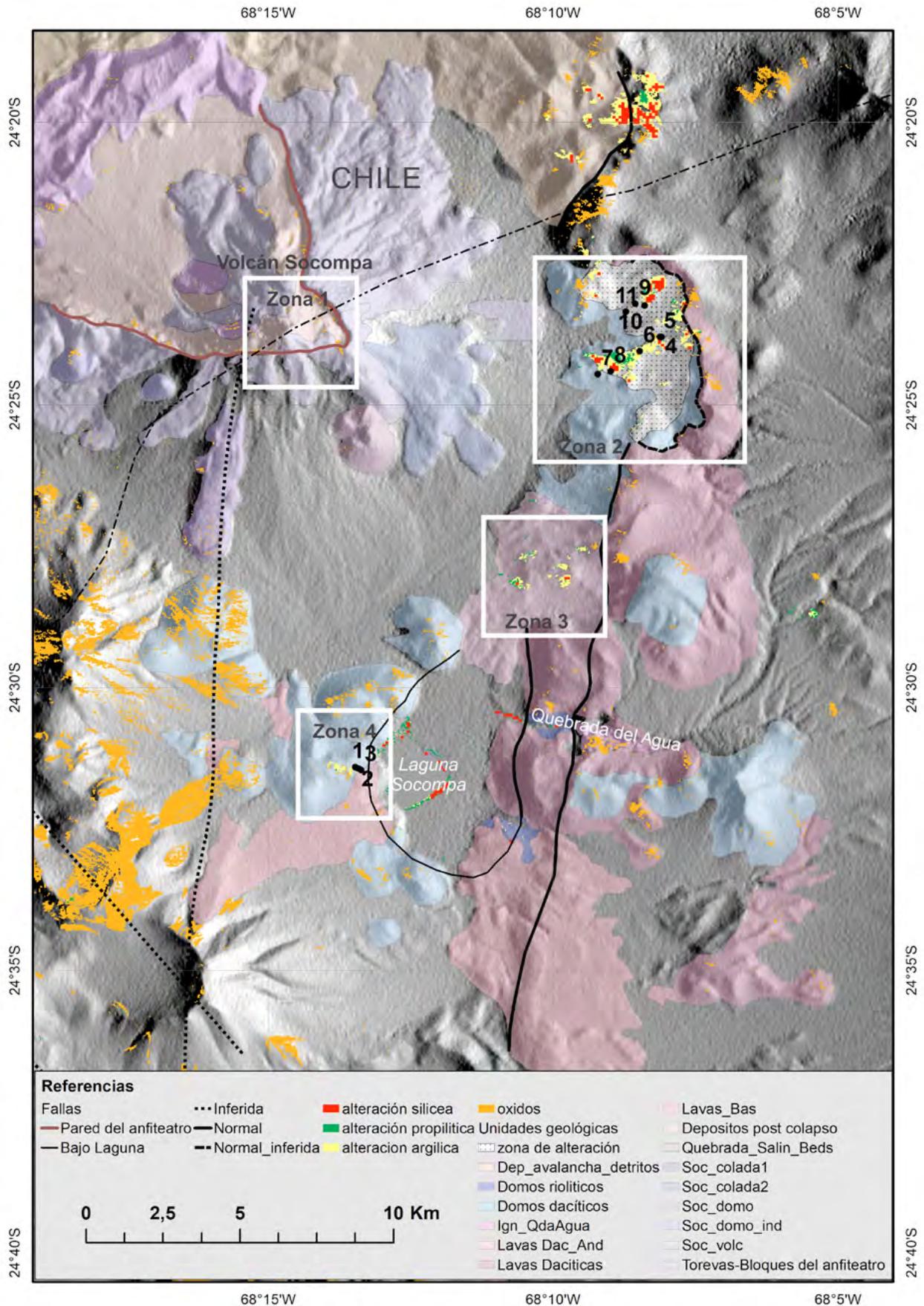


Figura 15. Mapa preliminar de alteraciones hidrotermales del sistema geotermal del volcán Socompa obtenidas a través de la aplicación de índices en imágenes ASTER y puntos de muestreo.

4.1.2 ESPECTROMETRÍA DE REFLECTANCIA SWIR

Esta técnica utiliza la energía de las regiones del espectro electromagnético de la luz visible, el infrarrojo cercano y de onda corta, basándose en las propiedades espectrales de los minerales. Ciertos átomos y moléculas absorben energía como una función de su estructura atómica, y reflejan un espectro con características particulares en su diseño y absorción a lo largo de las distintas longitudes de onda.

La espectroscopía del infrarrojo de onda corta detecta la energía generada por las vibraciones de los enlaces moleculares (Fig. 16). Este es el rango del espectro electromagnético más sensible a la respuesta de ciertas moléculas y radicales como:

-OH, H₂O, NH₄⁺, catión-OH (Mg-OH, Al-OH y Fe-OH), CO₃⁼

Las muestras de roca estudiadas fueron del tamaño de un puño, donde una cara plana se apoyó sobre la lente de un espectrómetro PIMA (*Portable Infrared Mineral Analyzer*). El mismo captó la reflectancia de los minerales presentes en la muestra seleccionada lo que dio como resultado un espectro o firma espectral.

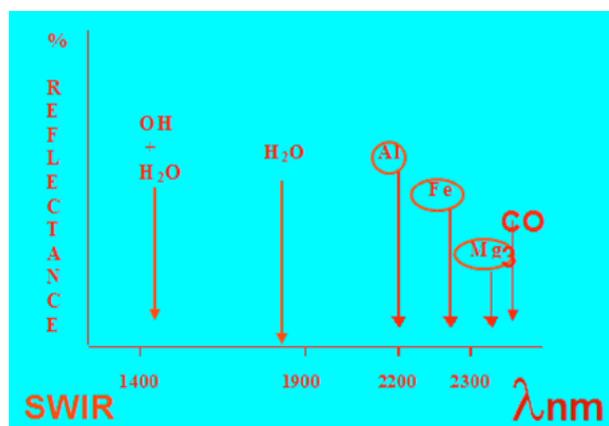


Figura 16. Absorción de diferentes moléculas en el rango del infrarrojo cercano y de onda corta del espectro electromagnético

Para la determinación de las sustancias presentes en una muestra, se hicieron comparaciones espectrales con patrones tabulados en una base de datos o “Librería Espectral”.

Es de destacar que tanto la proporción mineral en la muestra de roca como la fuerza espectral de cada mineral influyen en la cantidad de rasgos característicos y diseño del espectro.

Como premisa las proporciones mayores al 10% de mineral en una mezcla y que sean típicamente reflectivos, pueden ser identificados con cierta facilidad.

4.1.3 DIFRACCIÓN DE RAYOS X

Porciones de las muestras colectadas fueron molidas por debajo de tamiz ASTM N° 35 (0,5 mm), se homogeneizaron y se obtuvieron por cuarteo dos fracciones, una para análisis de roca total (RT) y otra para análisis de la fracción arcillas (FA). El resto se reservó como muestra de archivo.

Para los preparados de roca total, se pulverizaron 10 g del molido en un mortero de ágata y se obtuvo así un preparado de polvo desorientado utilizando portamuestras circulares. La colección de datos se realizó en el intervalo de barrido 2θ comprendido entre 5 y 70° con paso/tiempo de 0,03°/2 s, *slit* de divergencia y anti-dispersión de 1° y *slit* de recepción de 0,2 milímetros.

Para la separación de la fracción arcillas, se disgregó en agua destilada 10 g del material molido con ayuda de un agitador magnético para formar así una suspensión del material arcilloso. Luego se tomó una alícuota de la fracción <2 μm, se la extendió sobre 3 vidrios circulares y se dejó secar al aire. Una preparación se conservó como tal (agregado normal, AN). Posteriormente se colocó en atmósfera de etindeglicol a 60 °C durante 1 hora y luego se dejó enfriar 12 hs dentro de un recipiente específico (agregados glicolado, AG). Y la tercera se calcinó a 550 °C durante 1 h (agregados calcinado, AC).

Las mediciones se realizaron en un difractómetro de rayos X (DRX) de polvo, marca Philips, modelo X'Pert MPD, con tubo de rayos X de cobre, a 40 Kv/40 mA, goniómetro vertical $\theta/2\theta$, monocromador secundario curvo de grafito y detector proporcional sellado de Xe y se utilizó dispositivo para la rotación de las muestras.

La colección de datos se ejecutó en el intervalo de barrido 2θ comprendido entre 2 y 30° con paso/tiempo de 0,03°/2 seg., *slit* de divergencia y antidispersión de 1/4° y *slit* de recepción de 0,2 milímetros.

El análisis de los difractogramas se desarrolló implementando el programa *High Score Plus* de *PANalytical* y utilizando la base de datos PDF del ICDD (1997). Las diferentes fases de los minerales de arcilla se identificaron siguiendo las recomendaciones de Moore y Reynold (2007).

4.2 RESULTADOS

La identificación de las áreas afectadas por alteración hidrotermal mediante imágenes ASTER, dio como resultado la generación de capas vectoriales de alteración argílica, propilitica y alteración silícea en una primera etapa, previo al viaje de campo. Fueron

detectadas utilizando la técnica de índices espectrales y operadores lógicos.

Luego complementando el análisis con la información obtenida, usando el equipo PIMA, Difracción de rayos X y las observaciones geológicas, se obtuvo un nuevo mapa de probabilidad de ocurrencia de minerales de alteración hidrotermal, mediante el empleo de la técnica de clasificación “mapeo de ángulo espectral (SAM)”.

Los resultados permitieron diferenciar 4 zonas principales:

Zona 1: ubicada en el cráter y flancos del volcán Socompa. Las aplicaciones de índices espectrales no identificaron alteración hidrotermal, mientras que con el método de clasificación espectral (SAM) se identificaron illita, alunita y jarosita (Fig. 17).

Zona 2: ubicada sobre la Falla Quebrada del Agua, en el sector de la falla circular correspondiente al colapso de caldera. Con el método de índices espectrales se identificaron zonas de alteración argílica, silícea y propilítica (Fig. 18a). La clasificación espectral SAM permitió identificar además alunita, illita, muscovita, montmorillonita y caolinita (Fig. 18b).

Zona 3: ubicada hacia el sur de la anterior, de menor desarrollo y en las quebradas oblicuas a la falla. Mediante la aplicación de índices se identificaron áreas de alteración argílica, silícea y propilítica (Fig. 15). La clasificación espectral identificó la presencia de alunita, muscovita, caolinita en menor proporción y jarosita.

Zona 4: ubicada alrededor de la laguna Socompa y desarrollada sobre la falla circular interpretada

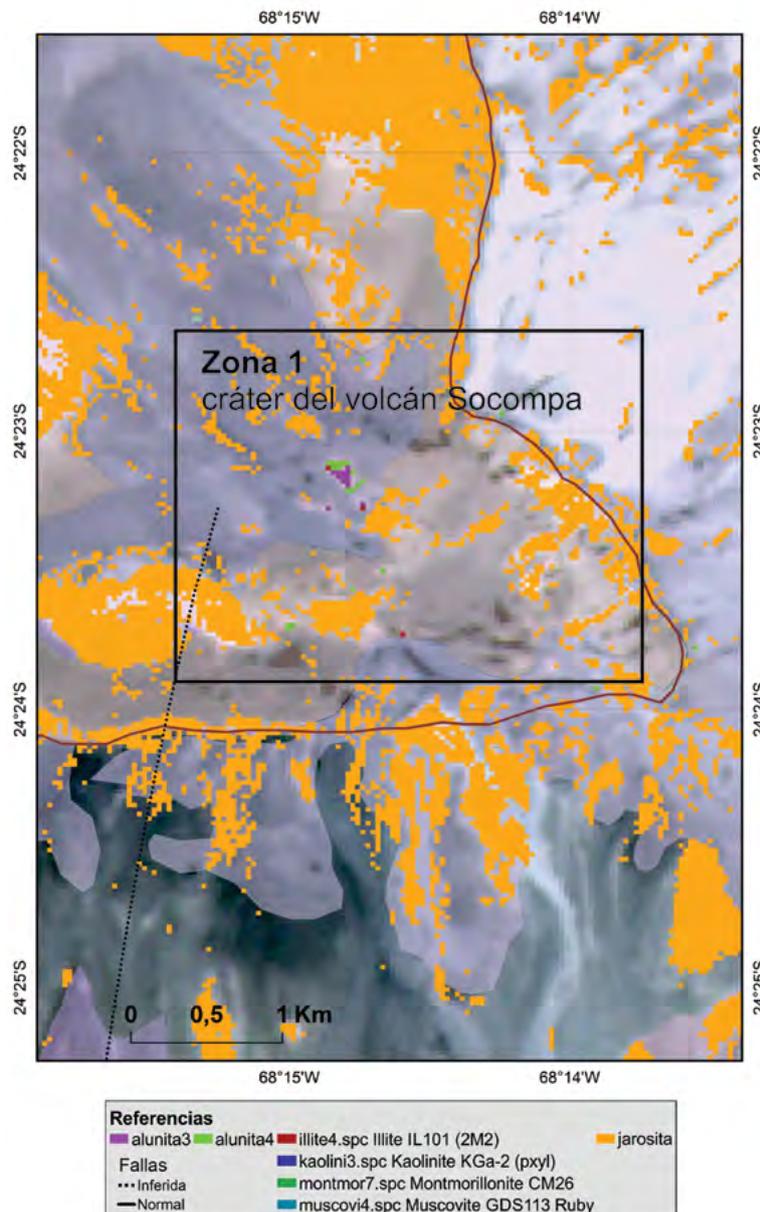


Figura 17. Clasificación espectral SAM en el área del cráter del volcán Socompa

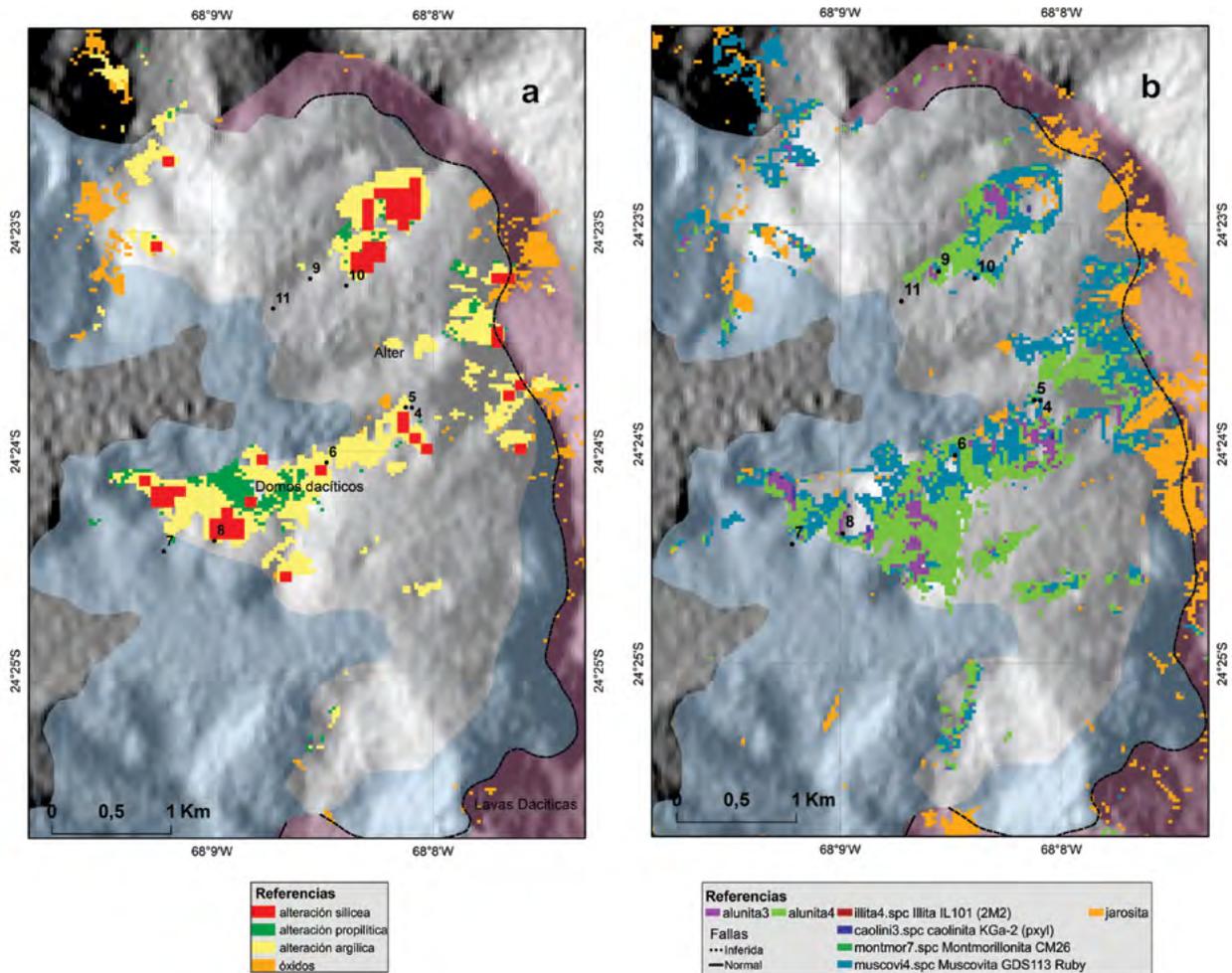


Figura 18. Detalle de alteraciones en zona 2 con dos metodologías y puntos de muestreo.
 18a. Índices espectrales; 18b. Clasificación espectral SAM.

como caldera crítica. Se identificó una zona de alteración argílica mediante la técnica de índices espectrales (Fig. 19a), mientras que la clasificación espectral SAM dió como resultado la presencia de alunite, muscovita e illita (Fig. 19b).

Se resumieron en un nuevo mapa los minerales identificados con el mapeador de ángulo espectral (SAM) y firmas de minerales puros de la base de datos espectral del USGS: alunite (variedad 3 y 4), illita (4), caolinita (3), montmorillonita (7), muscovita (4) y Jarosita (Fig. 20).

La mineralogía de las 11 muestras se analizó a través de espectrometría de reflectancia SWIR y difracción de rayos X de polvo, en preparados de roca total y de la fracción arcillas. Las rocas macroscópicamente muestran una alteración pervasiva, de moderada a fuerte, con escasos relictos de minerales y texturas primarias. Prevalecen coloraciones claras que varían entre los rosados a grisáceos y blanquecinos a excepción de la muestra 7 de coloración gris oscuro. A menudo pueden diferenciarse pátinas amarillas claras a verdosas de composición jarosíticas y pátinas superficiales rojizas hematíticas. En la

muestra 11 pueden reconocerse venillas de cuarzo de espesor milimétrico.

Los resultados de la espectrometría de reflectancia SWIR en las muestras provenientes de la zona 3 (muestras 1, 2 y 3), aledaño a la laguna Socompa, señalan un predominio de alunite, siendo consistente con la zona identificada por clasificación espectral de minerales (Tabla 1). Además, la alunite aparece acompañada por probable presencia de diásporo (muestra 1) y por fases minerales de filosilicatos hidratados (muestra 1, 2 y 3).

Las muestras recolectadas en la zona 2 (muestras de 4 a 11), presentan esmectitas (Sm, muestras 5, 7, 8, 11); interestratificados illita/esmectita (I-S, muestra 4), caolinita (Kln, muestra 6); illita (Ill, muestra 9) e illita y caolinita (muestra 10), como fases dominantes. El espectro de las esmectitas con rasgos de absorción en 1,4; 1,9 y 2,2 m es consistente con composiciones montmorilloníticas mientras que en la muestra 7 podría corresponder a beidellitas. Los minerales Sm e I-S y Kln se correlacionan con la zona de alteración argílica obtenida por sensores remotos.

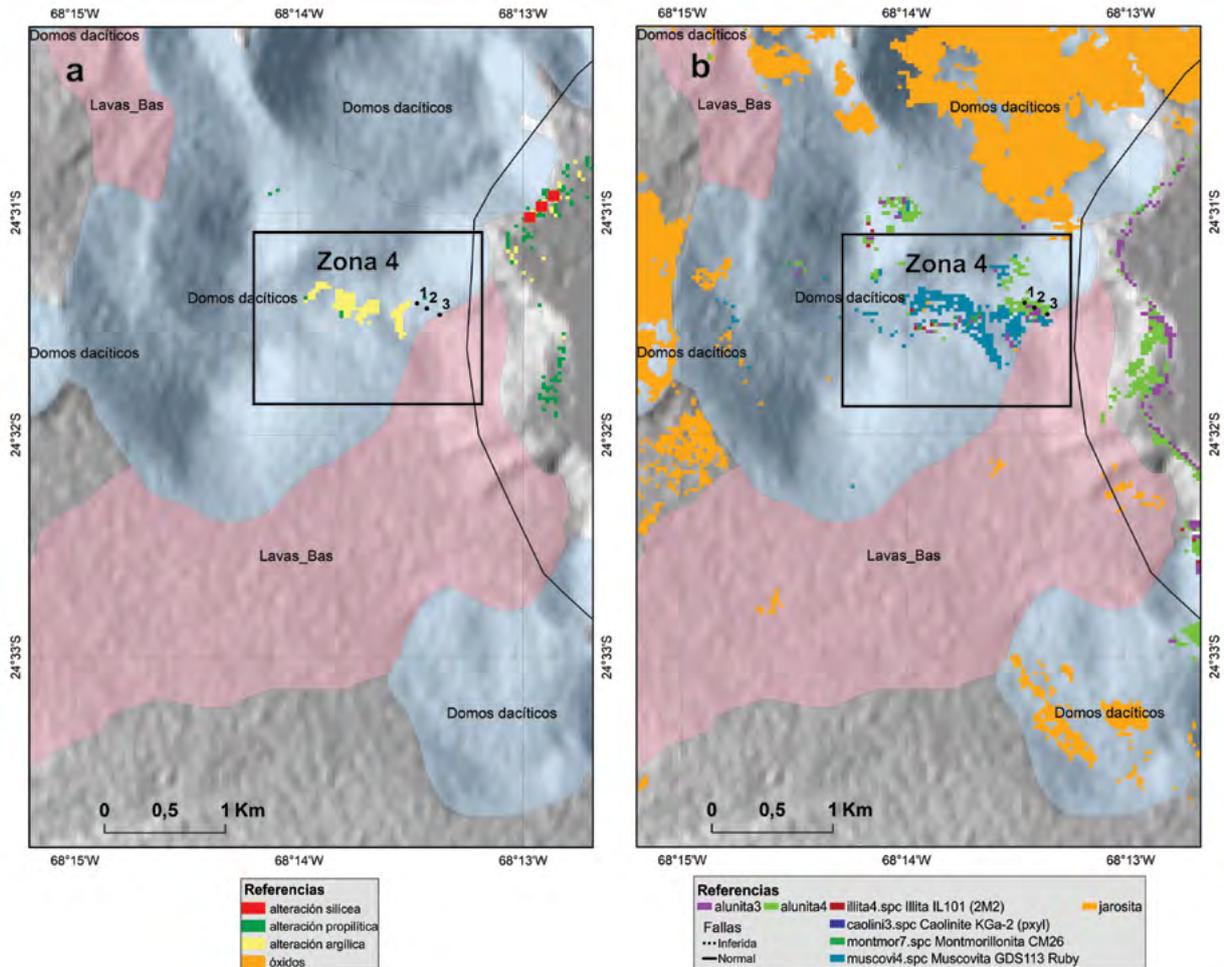


Figura 19. Detalle de alteraciones en zona 4 con dos metodologías y puntos de muestreo. 19a. Índices espectrales; 19b. Clasificación espectral SAM.

Los análisis de DRX que complementaron a los análisis de PIMA han identificado la mineralogía mayoritaria, minoritaria y trazas de las muestras. Ver mapa Fig. 20 y Tabla 1.

En los análisis de roca total de las muestras de la zona 3 (muestras 1, 2 y 3; Fig. 21), se identificó natroalunita como fase dominante acompañada de cristobalita, tridimita, minerales amorfos de sílice y filosilicatos en proporciones variables y cuarzo, yeso y jarosita en bajas proporciones. Además, se identificaron como trazas, plagioclasas y feldespatos K como relictos de la mineralogía primaria de los domos dacíticos.

Las muestras de la zona 2 (muestras 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10 y 11) presentan en general una mayor proporción de cuarzo, plagioclasas albitizadas y filosilicatos, acompañados de bajas proporciones de feldespato K (Fig. 22 y 23). Además, la mineralogía minoritaria se compone de jarosita-tridimita en la muestra 4, jarosita en la muestra 7 y jarosita-alunita en la muestra 10 con una alta proporción de halloysita. La halloysita fue diferenciada de la caolinita

por sus picos característicos a 4,45; 2,57; 2,22 y 1,69 Å siguiendo las recomendaciones de Moore y Reynold (1997).

En el análisis de los preparados orientados se resaltaron, en los diagramas, los ápices correspondientes a las diferentes fases de los filosilicatos o minerales de arcilla. En las muestras 1, 2 y 3 se identificó caolinita como fase dominante con sus picos característicos a 7,16 y 3,55 Å. En la muestra 3 la caolinita aparece acompañada de esmectita y posibles trazas de illita. La esmectita se identificó por el desplazamiento del vértice (001) de los 14 Å en el preparado AN a los 17 Å en el preparado AG y su colapso alrededor de los 10 Å en el preparado AC. Por su parte, la illita se asigna a un pico de baja intensidad a los 10 Å reconocido en los tres preparados.

Las muestras 4, 5 y 6 se componen principalmente de esmectita, acompañados de caolinitas en menor proporción siendo consistentes con los datos de PIMA, donde se determinó para las esmectitas composiciones montmorilloníticas. La esmectita y caolinita aparecen acompañadas en las muestras 4

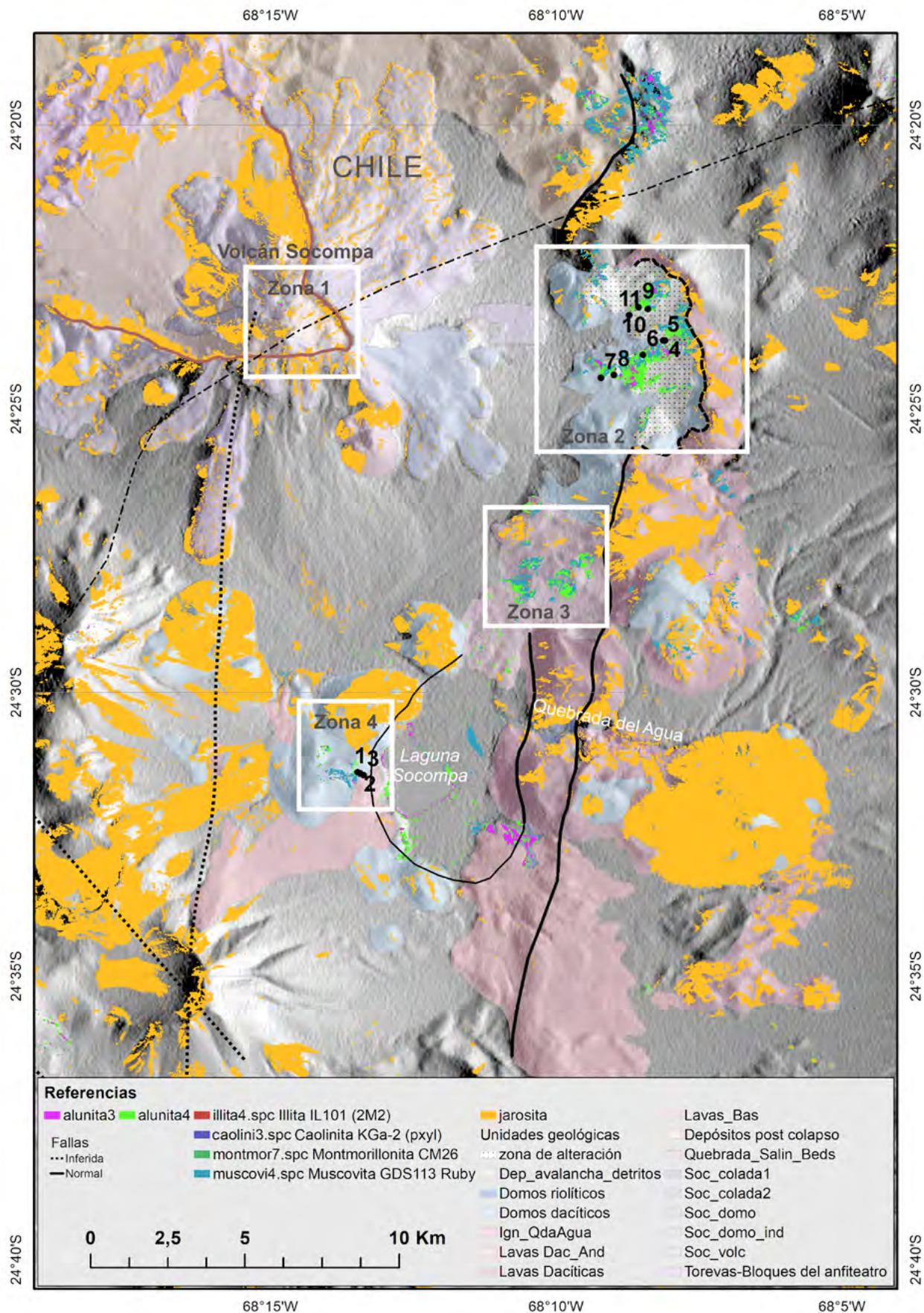


Figura 20. Mapa de alteraciones obtenido a partir de clasificación espectral complementando con información de PIMA y DRX sobre muestras colectadas en campo y mapa geológico

Muestra	MINERALOGIA ROCA TOTAL											FILOSILICATOS FRACCION ARCILLAS											
	IGRM	INTEMIN	Qz	Fil	Cr	Tr	FK	P	Natr	Alu	Jar	Y	Amf	Sm	I-S	Cl-Sm	Cl	K	Ha	I/M	K-S	Verm	
1	16585-1		x	x	xx	x	x	x	xxx	+		x	xx					xxx					
2	16585-2		x	x	tr	x		tr	xxx	+	x	x	xx					xxx					
3	16585-3		x		xx	x			xxx	+	x	x	xx	xxx				x		x			
4	16585-4		xx	xx		x	tr	xx			x			xxx	x(R1)	x		x					
5	16585-5		xx	xx		x	xx							xxx	x(R1)	x		x					
6	16585-6		xx	xx		x	xx							xxx	x(R1)	x		x	x	x			
7	16585-7		xxx	xxx		x	xxx							x		xxx	x			x		x	
8	16585-8		xx	xx			xx				x			x	x(R1+R3)	x	x	x				x	
9	16585-9		xx	xx			xx											x		xxx			
10	16585-10			xxx						x	x			x					xxx	x			
11	16585-11		xxx	xx		xx	xx							x		xxx	x						

Tabla 1. Tabla de minerales identificados en las zonas alteradas por DRX.

Referencias: Qz: Cuarzo; Fil: Filosilicatos; Cr: Cristobalita; Tr: Tridimita; FK: Potásico; P: Plagioclasas; Natr: Natroalunita; Alu: Alunita; Jar: Jarosita; Y: Yeso; Amf: amorfo; Sm: Esmeclitas; Cl-Sm: interestratificado Cl-Sm; Cl: Cloritas; K: Caolinita; Ha-7A: Halloysita 7A; I/M: Illita/Micas; Estimación contenido relativo: xxx: mayoritarios; xx: minoritarios; x: accesorios; Tr: Trazas; ?: componente dudoso.

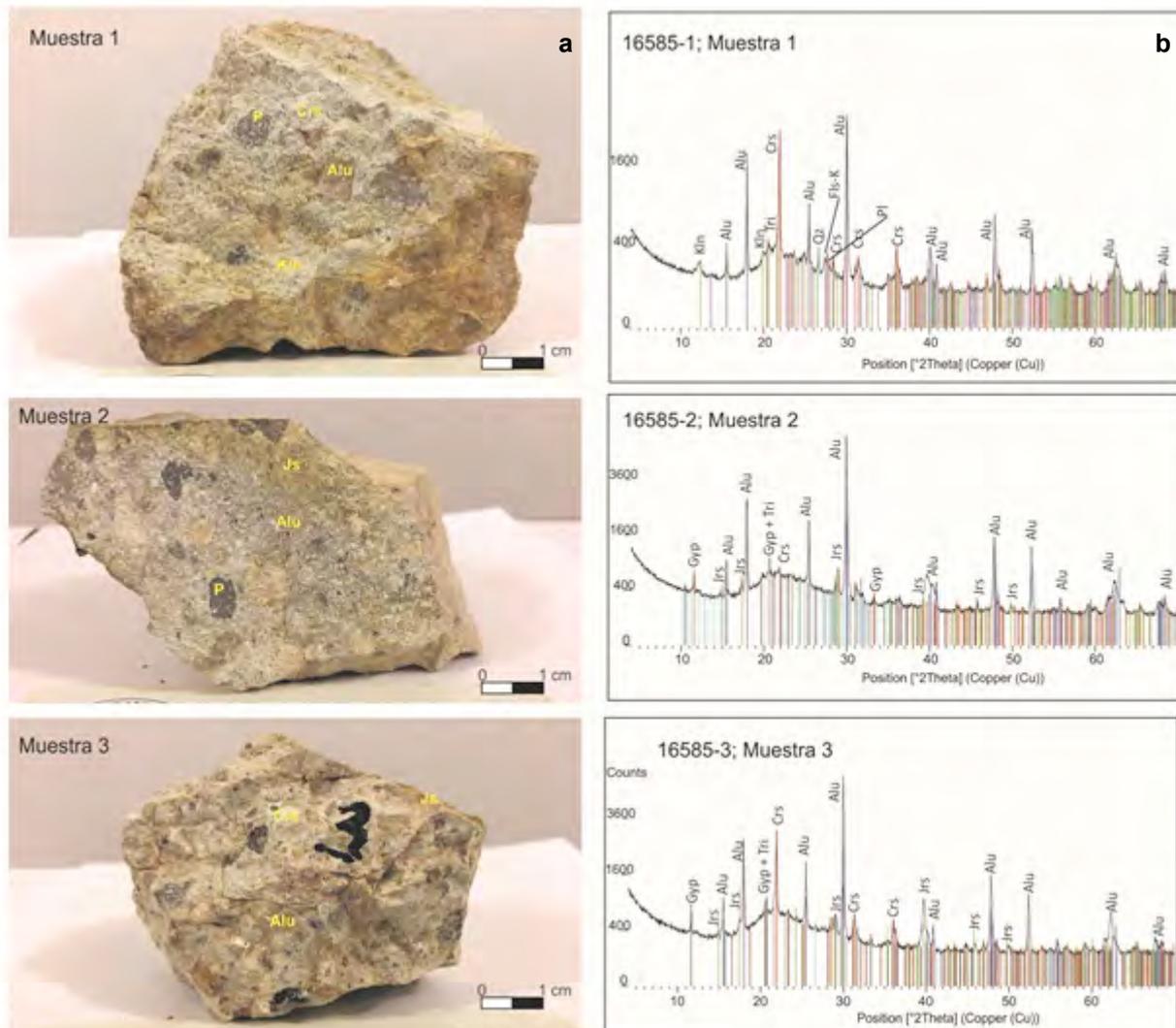


Figura 21. Muestras de la zona 3, aledaño a la laguna Socompa. 21a. Foto de las rocas alteradas. Alu: alunita; Js: jarosita; Kln: kaolinita; P: relicto pórfido dacítico; 21b. Diagrama de difracción de rayos X en roca total. Gyp: yeso; Tri: tridimita; Crs: cristobalita; Fil-K: feldespato potásico; Pl: plagioclasa; Qz: cuarzo.

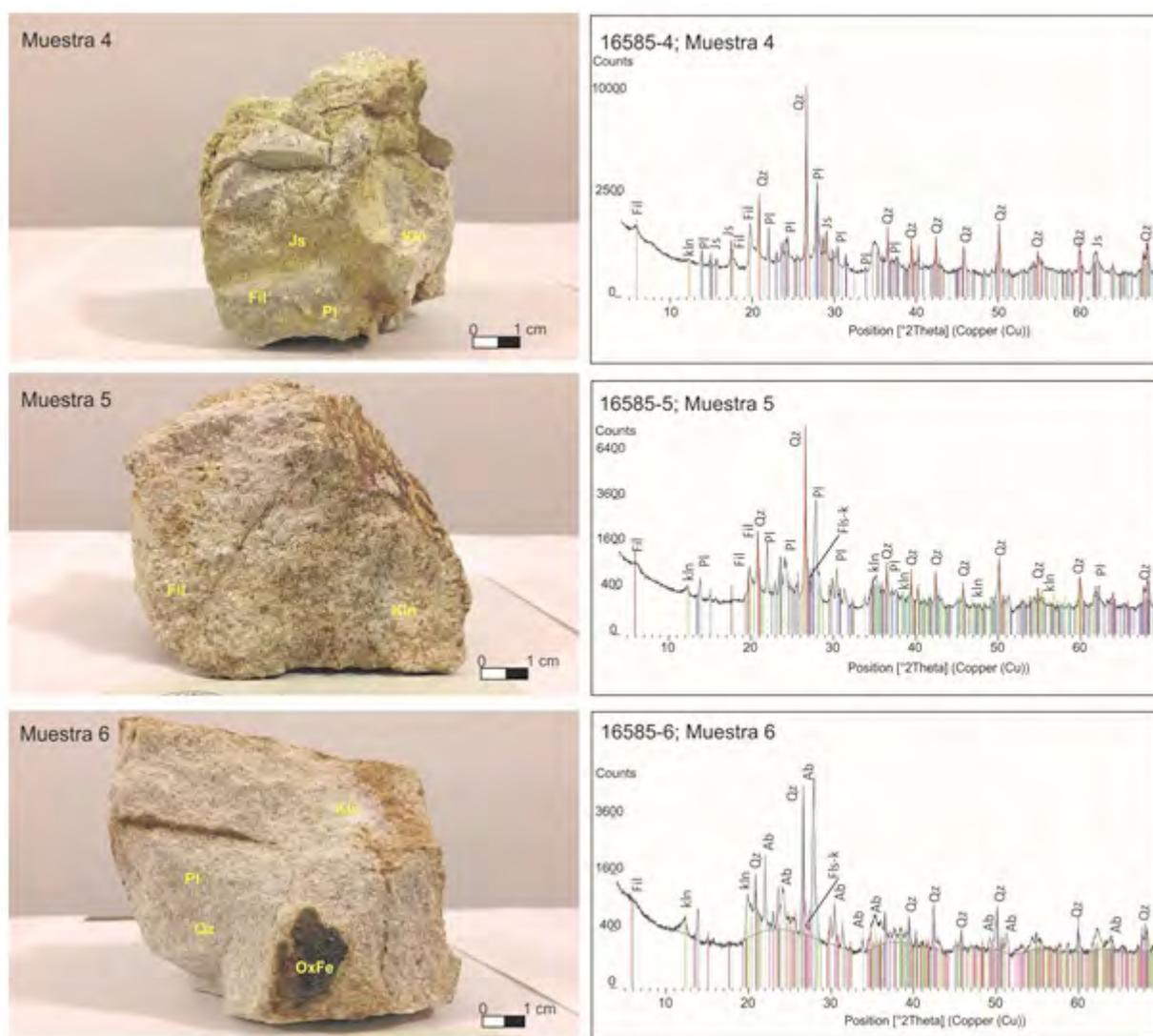


Figura 22. Muestras de la zona 2, aledaña a la falla Qda. del Agua. 22a. Foto de las rocas alteradas, Pl: plagioclasa; Ox. Fe: óxidos de hierro; Fil: filosilicatos; Js: jarosita; Kln: kaolinita Qz: cuarzo; 22b. Diagrama de difracción de rayos X en roca total. Gyp: yeso; Tri: tridimita; Crs: cristobalita; Fls-K: feldespato potásico; Ab: albita.

y 5 por interestratificados I-S con un ordenamiento tipo R1 e interestratificados C-S (clorita-esmectita) en menor proporción y en la muestra 6 por I-S, C-S e illita. El pico ancho entre los 5 y 8 2θ en el preparado normal, se desdobra en dos ápices en el preparado AG, a 17 Å corresponde a esmectita y a los 13,01 y 9,4 Å corresponde a I-S (R1). Por su parte, los interestratificados C-S es una fase minoritaria y sus cimas en el diagrama en los preparados AN y AG, quedan sobrepuestos a los picos de Sm e I-S pero si pueden identificarse en los diagramas calentados por el vértice observado a 12,8 Å luego del colapso de las esmectitas.

En la muestra 7, cloritas e illitas son las fases dominantes acompañadas de interestratificados C-S y posiblemente vermiculitas en menor proporción. La clorita se identificó por sus picos a 14,2; 7,10; 4,74 y 3,58 Å sin desplazamiento en los tres diagra-

mas, mientras que la identificación de la illita ya fue mencionada anteriormente en el texto. En la muestra 8, se identificaron interestratificados I-S del tipo R1 y R3 acompañados con interestratificados K-S (caolinita-esmectita). Los interestratificados I-S (R3) quedan definidos por crestas de diagrama a 11,1 y 9,9 Å en el preparado AG. Y los K-S fueron identificados por el pico a 22 Å en el preparado AN que se desplaza a los 23,5 Å en el preparado AG.

En la muestra 9 se identificó illita/mica acompañada de caolinita mientras que en la muestra 10 la illita es acompañada de halloysita. La diferenciación de los politipos del caolin, caolinita y halloysita fue realizada en los preparados de roca total.

En la muestra 11 se identificaron interestratificados de C-S (clorita-esmectita) con presencia de clorita y esmectita en menor proporción.

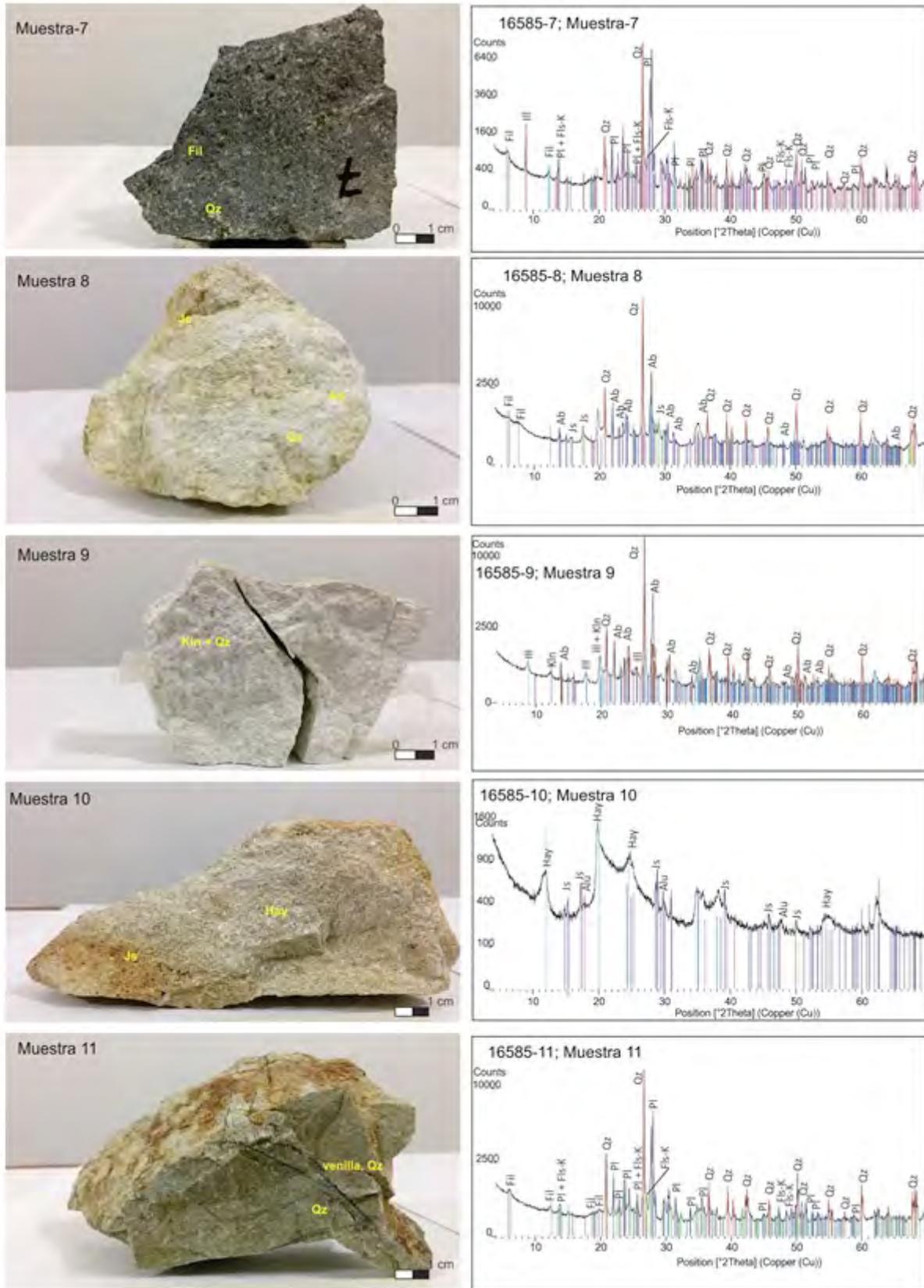


Figura 23. Muestras de la zona 2, aledaña a la falla Qda. del Agua. 23a. Foto de las rocas alteradas, Pl: plagioclasa; Ox. Fe: óxidos de hierro; Fil: filosilicatos; Js: jarosita; Kln: kaolinita Qz: cuarzo; 23b. Diagrama de difracción de rayos X en roca total. Gyp: yeso; Tri: tridimita; Crs: cristobalita; Fls-K: feldespato potásico; Ab: albita.

4.3 DISCUSIÓN

El estudio mineralógico del muestreo preliminar de las rocas alteradas del sistema geotermal del Volcán Socompa indica definitivamente la presencia de minerales hidrotermales como natro/alunita, minerales de arcillas, cristobalita/tridimita, cuarzo y plagioclasa albitizadas, acompañados de fases supergénicas como jarosita, yeso y halloysita, y algunos relictos de las fases primarias como plagioclasas Na-Ca, feldspatos K y cuarzo.

La distribución zonada de los minerales hidrotermales discriminada por sensores remotos y por DRX y PIMA permitió identificar diferentes asociaciones minerales que pueden ser agrupadas en cinco principales tipos de alteración:

- i) alteración silícea;
- ii) alteración argílica avanzada;
- iii) alteración argílica;
- iv) alteración clorítica y
- v) alteración supergénica.

Las zonas de alteración hidrotermal silícea fueron identificadas solamente por índices espectrales, sin muestreo de terreno.

En cuanto a la alteración argílica avanzada, presentó un dominio de natroalunita acompañada de caolinita y tridimita/cristobalita \pm cuarzo, amorfos de sílice (muestras 1; 2; 3 y 10) \pm jarosita y esmectita. Además, fue observada fuertemente pervasiva.

En lo referente a la alteración argílica se detectaron esmectitas, caolinitas, illitas, interestratificados I-S y C-S acompañados de jarositas. En esta zona se reconoció la serie illita-esmectita diferenciada en dos asociaciones transicionales de illita o I/S (R3) + caolinita (muestra 8 y 9) ubicadas ellas hacia el límite con las zonas ricas en alunita. Mientras que en sectores más alejados dominan esmectitas + caolinita, acompañado de interestratificados I-S (R1) + C-S \pm illita (muestras 4; 5).

La alteración clorítica presentó una moderada alteración pervasiva. Asimismo, interestratificados C-S acompañados de clorita e illita (muestras 7 y 11) con una alta proporción de plagioclasas albitizadas, cuarzo y feldspatos potásicos.

Y por último la alteración supergénica mostró jarosita como mineral dominante acompañada de yeso y halloysita. Esta alteración aparece sobrepuesta a las alteraciones argílica avanzada y argílica.

En esta etapa de la exploración geotérmica la interpretación de estos resultados reveló que la asociación de minerales alunita + caolinita + cristobalita (argílica avanzada) sería característica de fluidos del tipo *steam heated* de composición ácida y ricos en

HS- y CO₂. Esto generalmente asociado a manifestaciones en superficie de sistemas epitermales y/o *upflow* de sistemas geotermiales (Gifkins, 2005; Stimac, 2015).

Por su parte, la asociación de esmectitas + caolinitas + cuarzo (alteración argílica) es característica de fluidos de composición neutra y clorurados, asociados a zonas más externas a los conductos de fluidos y también propias de las zonas de *outflow* en sistemas geotermiales (Vázquez, 2014, 2016; Maza, 2018). La presencia de interestratificados I-S y C-S estarían relacionados con las series de transformación de esmectita dioctaédricas a illita y de esmectitas trioctaédricas a cloritas, respectivamente (Meunier, 2005).

Estas secuencias mineralógicas estarían relacionadas principalmente con un aumento de la temperatura, siendo las esmectitas di y trioctaédricas las fases más superficiales y de menor temperatura, mientras que las illitas y cloritas las fases más profundas y de mayor temperatura.

Por su parte, la presencia de plagioclasas albitizadas + cuarzo + feldspato potásico se relacionarían a fluidos neutros y alcalinos (Pirajno, 2009) representando los remanentes de los estadios iniciales de alteración metasomática alcalina. Mientras que la presencia de cloritas y C-S junto a estos minerales, apuntaría a fluidos neutros y clorurados, típico de las zonas más distales o periféricas del sistema, con la importante participación de fluidos meteóricos (Inoue, 2010).

La presencia de jarosita indicaría aguas ácidas (pH 2-3) y sulfatadas (Ercan, 2016). Jarosita, yeso y halloysita son fases formadas a partir de la disolución de alunita y caolinita generalmente acompañadas con geles de sílice amorfa.

5. PROSPECCIÓN DE GASES DIFUSOS

5.1 METODOLOGÍA

El Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), en colaboración con el Instituto de Geociencias y Recursos Naturales del Consejo de Investigaciones Nacionales de Italia (IGG-CNR, siglas en inglés) llevaron adelante el estudio del flujo de CO₂ en el área del prospecto geotérmico Volcán Socompa durante el mes de abril de 2018.

Las mediciones del gas difuso de CO₂ se realizaron en la interfase aire-suelo a través del método de la cámara de acumulación.

El objetivo fue evaluar la distribución estadística de puntos-resultado mediante el procesamiento de las mediciones adquiridas en campo y la aplicación de *software* de análisis estadístico.

5.1.1 DESCRIPCIÓN DEL EQUIPO DE MEDICIÓN

El instrumento de medición es un equipo portátil *Fluxmeter West System*, origen Italia, con alta exactitud de medición en corto tiempo de flujos difusos de CO₂ y CH₄ en suelos.

Esta metodología ha sido ampliamente utilizada para la cuantificación de la respiración de suelos en agronomía (p.ej. Parkinson, 1981) y en vulcanología para la desgasificación de suelos en áreas con actividad volcánica (Chiodini, 1998).

El equipo está constituido por (Fig. 24):

- Una cámara de acumulación.
- Un detector de dióxido de carbono.
- Un detector de metano.
- Una computadora portátil con GPS integrado.

El *logger West System Fluxmeter* contiene un detector de CO₂ marca LICOR LI-820 con un sensor de infrarrojo de doble haz compensado, para variaciones de temperatura en el rango de -10 a 45 °C y para variaciones de la presión atmosférica en el rango de 660-1060 HPa. Tiene un rango de medición para concentraciones del orden de 0-20.000 partes por millón en volumen (ppmv).

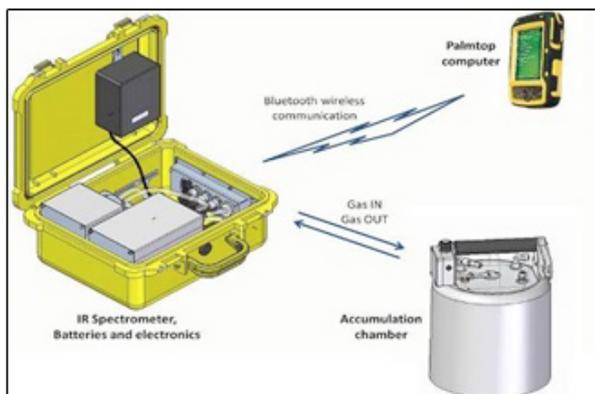


Figura 24. Aparatología para la adquisición de datos en campo

En lo referente al sistema de acumulación este consiste en dos cámaras de 200 mm de diámetro, 100 mm de altura y un peso de 1,5 kg cada una.

Un computador portátil *touchscreen* contiene un sistema operativo *Windows Mobile* con el *software* de registro, GPS integrado y comunicación inalámbrica *bluetooth* con el *fluxometer*.

En cuanto al WS-GPS que se haya adosado al computador portátil, permite georeferenciar cada estación de muestreo. Durante las mediciones de flujo los datos de posición/elevación son registrados por el programa *flux-manager* como latitud/longitud en grados (datum geodésico WGS84) y posteriormente con un post procesamiento son reportados como

coordenadas UTM. La cota se expresa en metros sobre el nivel del mar.

Es importante señalar que antes de iniciar la adquisición de datos el equipo requiere de un precalentamiento de 20 minutos. En adelante los tiempos de medición varían entre 2 a 4 minutos. Y la autonomía del *logger* es de aproximadamente 4 horas con una sola batería de NiMH de 4,5 A/h y 14.4 Volts. El instrumento posee dos baterías intercambiables.

El rango de flujo de detección se presenta en Tabla 2, a continuación.

Gas	Metodología	LDL	FS
		$10^{-3} \cdot [\text{mol m}^{-2} \text{d}^{-1}]$	$[\text{mol m}^{-2} \text{d}^{-1}]$
CO ₂	IR Spectrometry	2	300

Tabla 2 se muestran el rango de flujo (en mol m⁻² d⁻¹) para cada gas, como así también el límite de detección inferior (LDI) y el rango completo (RC).

5.1.2 MÉTODOS ADOPTADOS PARA EL PROCESAMIENTO DE DATOS

El procesamiento de datos consistió primeramente en un análisis estadístico destinado a evaluar la distribución del conjunto de datos. Se utilizaron dos códigos de *software* diferentes, *ProUCL* y *Statistica 7*, para investigar la distribución de frecuencia de los flujos de CO₂. Estos códigos de *software* también se emplearon para evaluar los principales parámetros estadísticos del gas medido y para procesar los datos con el fin de construir histogramas, diagramas de caja y gráficos de cuartil-cuartiles (gráficos Q-Q).

Los datos de flujo de CO₂ se dividieron siguiendo el enfoque de *Sinclair* (Sinclair, 1974, 1991). Los principales parámetros estadísticos se calcularon para cada población individual, incluida la Media Aritmética de los datos sin procesar (MADSP) y el intervalo de confianza del 95% de la media, que se obtuvo utilizando el estimador t de *Sichel* (Sichel, 1966). Los resultados de la división también se utilizaron para evaluar el umbral de fondo local de los flujos de CO₂ del suelo. Esta evaluación se realizó mediante el código de *software ProUCL*, siguiendo la indicación de US-EPA (*United States Environmental Protection Agency*), que supone el límite superior de tolerancia del 95% (UTL) de la segunda población estadística más alta como indicador sólido del umbral de fondo local de los flujos de CO₂ del suelo. Este valor es el flujo máximo de CO₂ del suelo esperado para la actividad bacteriana en la rizosfera y la respiración del suelo. Las medidas que excedieron este

umbral, que no pueden explicarse por las emisiones biogénicas del suelo, se consideraron como el producto de otras fuentes, presumiblemente profundas, incluida la desgasificación geotérmica.

Se utilizaron diagramas de *Box-Whisker* y un proceso analítico basado en el Teorema del Límite Central (Singh, 1993, 1997) para individualizar los posibles valores anómalos. Los valores por debajo del límite de detección instrumental (LD, igual a 0,002 mol m⁻² d⁻¹ para CO₂) se eliminaron del conjunto original de datos. En contraste, los valores anómalos potenciales y los valores por debajo de LD se asumieron como LD/2 y se incluyeron en la elaboración de datos geoestadísticos.

En lo que respecta al procesamiento de datos geoestadísticos, se empleó el paquete de *software* ISATIS que permitió la realización tanto del variograma experimental como del modelo de variograma. Se utilizó una prueba de “validación cruzada” para evaluar la bondad del modelo de variograma seleccionado (Devijver, 1982; Krige, 1951; Matheron, 1962, 1965, 1969, 1970; Matheron y Monget, 1969; David, 1977; Clark, 1979; Chauvet, 1982; Chauvet y Galli, 1982; Armstrong, 1984a, 1984b; Chauvet, 1991, 1993; Wackernagel, 1995).

5.2 RESULTADOS: DESGASIFICACIÓN DIFUSA DE SUELOS DEL ÁREA DEL VOLCÁN SOCOMPA

5.2.1 ANÁLISIS ESTADÍSTICOS DE FLUJOS DE CO₂

Los principales parámetros estadísticos de las 285 mediciones de los flujos difusos de CO₂ del suelo realizadas en el área del Volcán Socompa se muestran en la Tabla 3, mientras que su distribución geográfica se muestra en la Figura 25, junto con la indicación de las áreas investigadas. La Figura 26 ilustra con detalle la ubicación de las estaciones de medición donde el área A indica la zona que rodea la Laguna Socompa, el área B incluye el manantial "Quebrada del Agua", el área C está ubicada entre dos domos situados en la parte norte de la Laguna Socompa y el área D en la base del flujo de lava del volcán Socompa. Estos parámetros estadísticos se calcularon suponiendo que todas las mediciones por debajo de LD son iguales a LD/2, es decir 0,001 mol m⁻² d⁻¹.

A continuación, se muestra en la Tabla 4 que hay 62 mediciones de flujos de CO₂ por debajo de

	N	Media	Mediana	Mínimo	Máximo	Desv. Std.	Coef. Var.	Oblicuidad	Kurtosis
CO ₂ [mol m ⁻² d ⁻¹]	285	0.034	0,024	0,001	0,217	0,0358	105,1	1,47	2,84

Tabla 3. Estadísticas descriptivas de los flujos difusos de CO₂ del suelo en el área del volcán Socompa

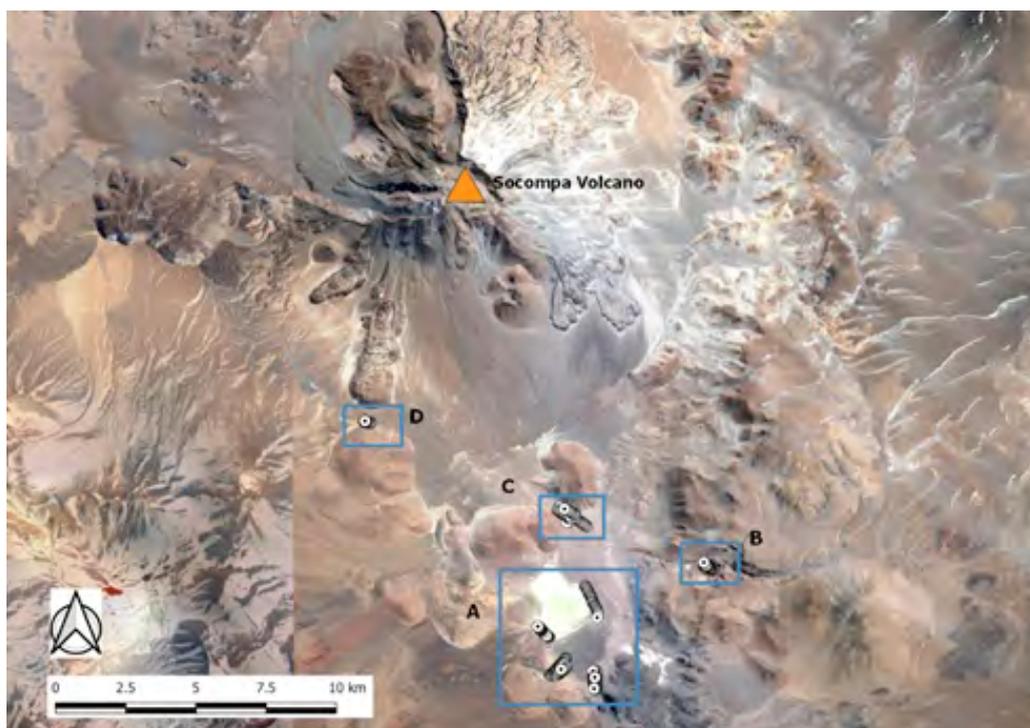


Figura 25. Ubicación geográfica de las medidas de flujo de CO₂. Se señalan las zonas A, B, C y D.

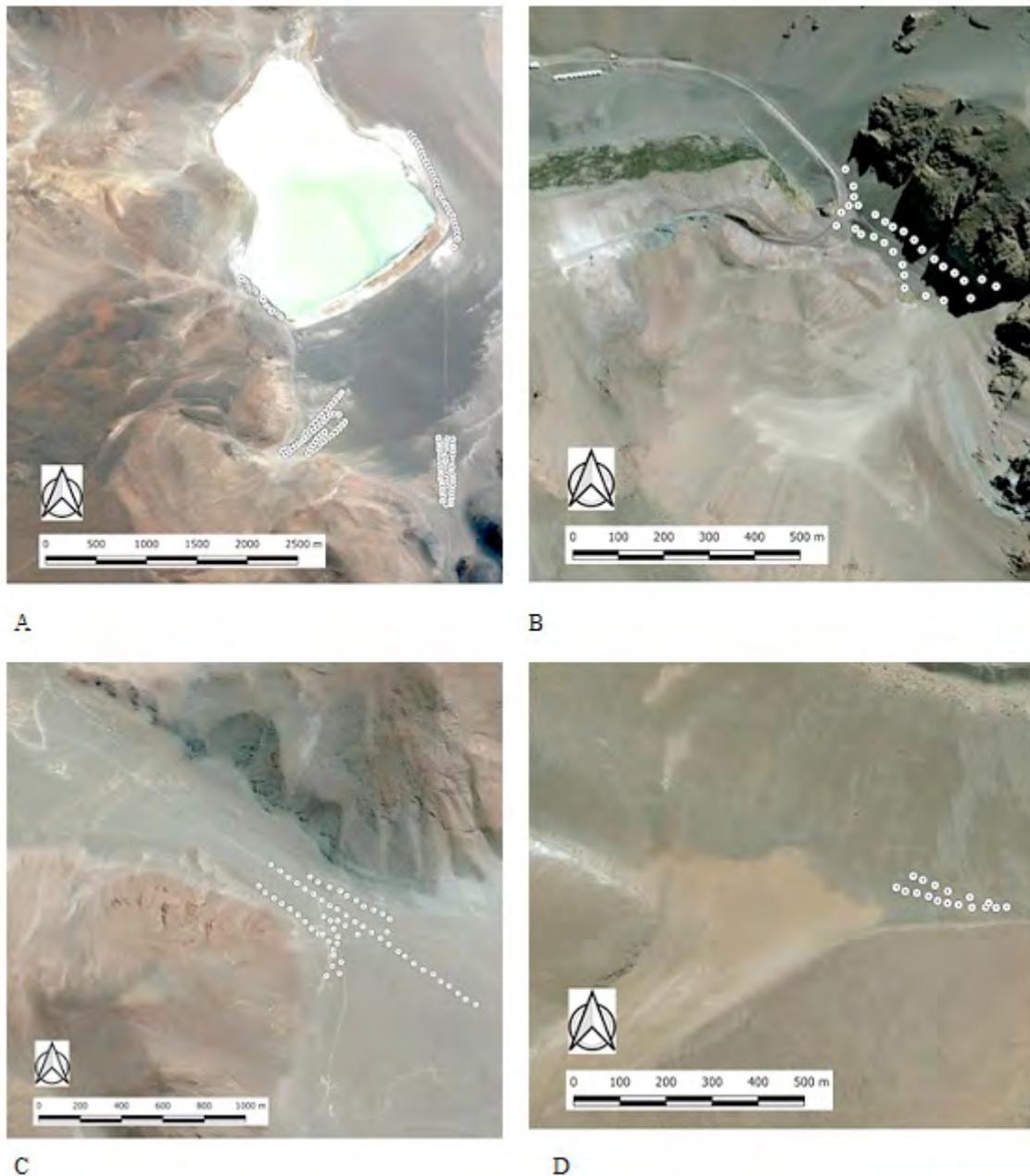


Figura 26. Detalles de cada zona de estudio

la LD, lo que indica que aproximadamente el 22 % del área de estudio no emite flujos de dióxido de carbono medibles.

Excluyendo los datos por debajo del límite de detección ($\leq 0,002$ mol m⁻² d⁻¹) y según la prueba

Rango	valido	Acumulado	%Valid	%Acum.
$x < 0,002$	62	62	21,75	21,75
$0,002 < x < 0,005$	14	76	4,91	26,67
$0,005 < x < 0,01$	25	101	8,77	35,44
$0,01 < x < 0,05$	104	205	36,49	71,93
$0,05 < x < 0,1$	64	269	22,46	94,39
$x < 0,2$	16	285	5,61	100

Tabla 4. Tabla de frecuencia para los flujos de CO₂ del suelo en el área del volcán Socompa. Rango en mol m⁻² d⁻¹

de *Kolgomov-Smirnov*, los mismos aparecen con una distribución tipo gamma. Esta hipótesis no está confirmada por la prueba de *Anderson-Darling*. Por tal motivo, todo el conjunto de datos se ha procesado mediante el tradicional método de partición.

Siguiendo el enfoque de *Sinclair*, la curva acumulativa se dividió en tres poblaciones individuales, que están compuestas por 60, 86 y 77 entradas, respectivamente. El gráfico de QQ se muestra en la Figura 27.

Los principales parámetros estadísticos de estas tres poblaciones individuales se presentan en la Tabla 5, a continuación.

La población más alta ($> 0,0616$ mol m⁻² d⁻¹) se estudió mediante el diagrama de caja (Fig. 28)

Población	N	Media	Mediana	Mínimo	Máximo	Diferencia	Desv.Std.	Coef.Var.	Oblicuidad	Kurtosis
1	60	0,0900	0,0786	0,0620	0,2168	0,00086	0,0293	32,52	2,147	5,603
2	86	0,0395	0,0382	0,0231	0,0616	0,00013	0,0115	29,08	0,293	-1,199
3	77	0,0110	0,0099	0,0020	0,0231	0,00004	0,0060	54,70	0,446	-0,810

Tabla 5. Principales parámetros estadísticos para las tres poblaciones individuales del flujo de CO₂ del suelo en el área del volcán Socompa, reconocidos mediante el procedimiento de partición de Sinclair (valores en mol m⁻² d⁻¹)

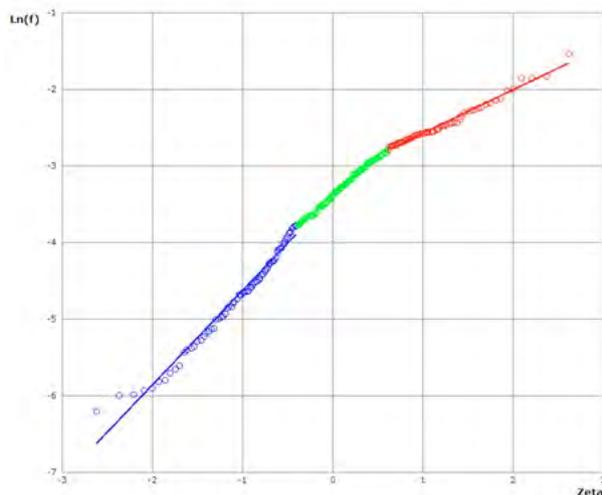


Figura 27. Gráficos de Q-Q para los flujos de CO₂ del suelo medidos en el área del volcán Socompa. El diagrama tiene en cuenta los datos por encima del límite de detección.

para verificar la presencia de posibles valores anómalos. De manera similar al gráfico Q-Q (Fig. 27), se adoptó la escala logarítmica para el eje de las ordenadas. El gráfico de caja de la Figura 28 sugiere que un valor de 0,217 mol m⁻² d⁻¹ es un valor potencial anómalo.

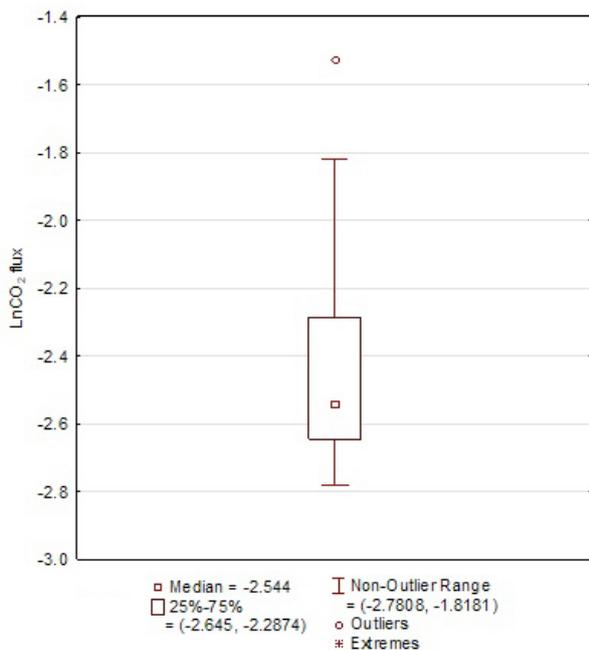


Figura 28. Diagrama de caja para la población 1 (> 0,0616 mol · m⁻² · d⁻¹) del flujo de CO₂ del suelo en el área del volcán Socompa

Por lo general, las poblaciones caracterizadas por valores más bajos pueden atribuirse principalmente a la actividad bacteriana natural en la rizosfera y la respiración del suelo, la variabilidad observada podría relacionarse con suelos con diferente vegetación y/o fertilidad y/o humedad. En un clima casi desértico, como en el Volcán Socompa, se espera que este tipo de contribución sea mucho menor que en una zona de clima templado. De todos modos, la presencia de micro vegetación puede ser el origen de las dos poblaciones más bajas 2 (0,0231-0,616 mol · m⁻² · d⁻¹) y 3 (0,002 - 0.0231 mol · m⁻² · d⁻¹). La población 1, caracterizada por valores más altos (> 0,062 mol · m⁻² · d⁻¹) estaría relacionada con una fuente de CO₂ diferente, cuya naturaleza podría estar vinculada a una fuente profunda.

En lo que respecta a las condiciones climáticas, vale la pena mencionar que se procesaron los datos de la estación meteorológica de Lullaillaco.

En la Figura 29, a continuación, se muestra la tendencia diaria de la temperatura y presión del aire durante todo el período del estudio de campo. La temperatura del aire, como se muestra en los gráficos, aumentó desde la madrugada hasta las 15:00/16: 00 hs,

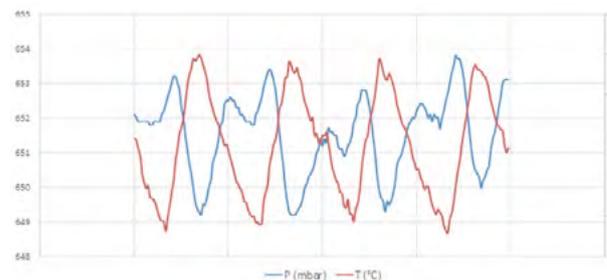


Figura 29. Tendencia diaria de la temperatura y presión del aire en la estación meteorológica de Lullaillaco

cuando comenzó el regreso al campamento Base. La presión de aire mostró un patrón inverso.

El grado de variabilidad de las condiciones meteorológicas influye en los procesos de desgasificación del suelo. Entre todos los parámetros climáticos, la presión atmosférica, la temperatura y la precipitación/humedad del suelo, son aquellos que juegan un rol importante en la interacción con sistemas como el considerado (Pinoult y Baubron,

1996). Las leyes físicas que rigen los procesos de desgasificación, muestran claramente que los cambios en la presión atmosférica, la temperatura del suelo y del aire, la velocidad del viento y la humedad del suelo pueden causar cambios significativos en el flujo de gas desde el suelo.

La comparación entre las mediciones de flujo y los parámetros ambientales, en particular, la temperatura del aire, la presión del aire y la luminosidad se muestra en las Figuras 30, 31, 32 y la Figura 33, donde las tendencias se separan para cada día del estudio de campo.

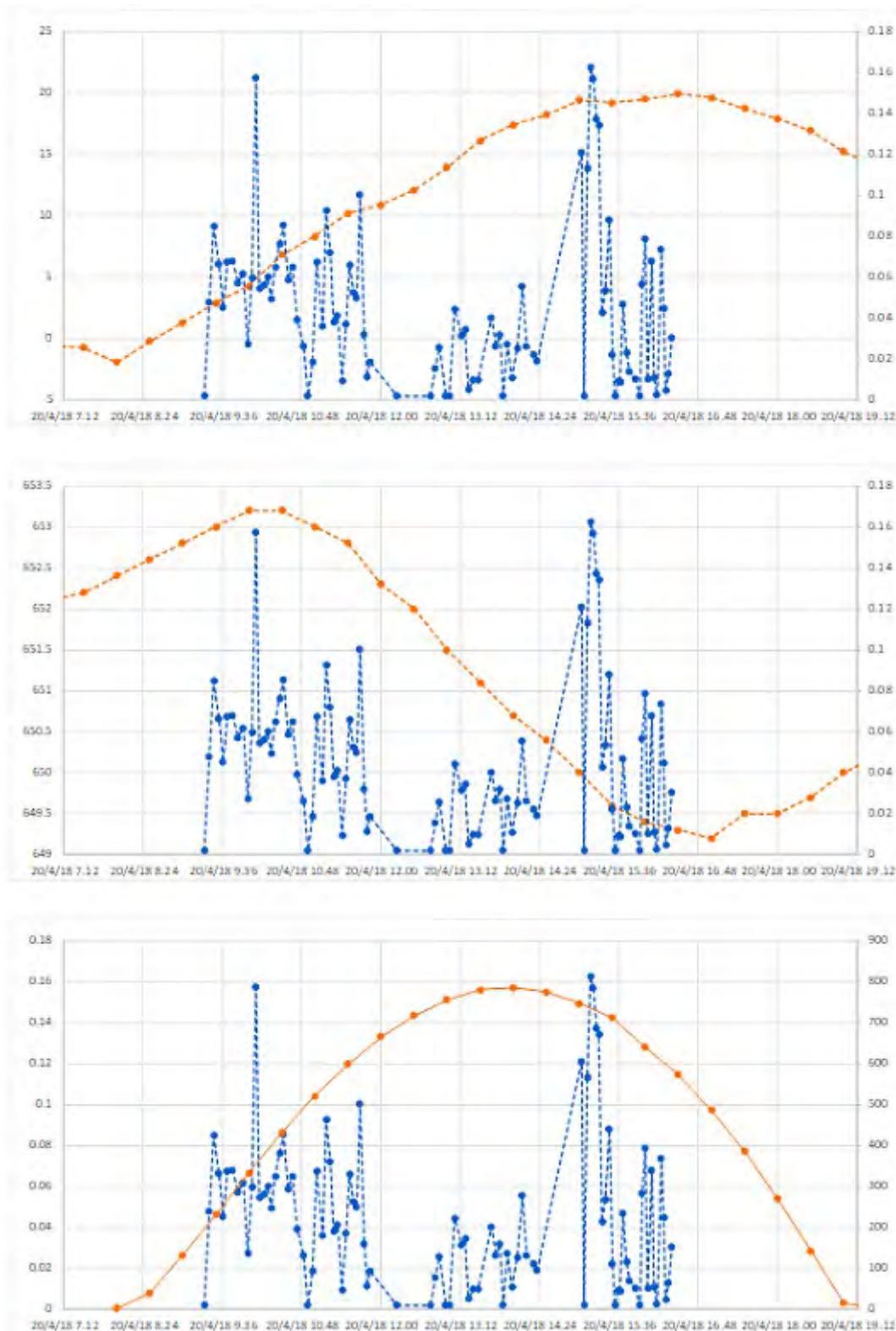


Figura 30. Tendencia de temperatura, presión y luminosidad, en comparación con las mediciones de flujo realizadas el 20 de abril de 2018.

El análisis de los datos mostró que la correlación entre los parámetros ambientales y las mediciones de flujo han sido bastante complejas. Por ejemplo, hubo fases de fluctuación sustancial del flujo contra la tendencia específica de la presión barométrica y la temperatura del aire y viceversa. Se observaron

periodos en los cuales las variaciones en la presión y/o en la temperatura han correspondido a una tendencia específica del flujo difuso.

La determinación de cuál es el área de aporte que está realmente dominando no ha sido fácil sin el apoyo de datos isotópicos. De todos modos, nor-

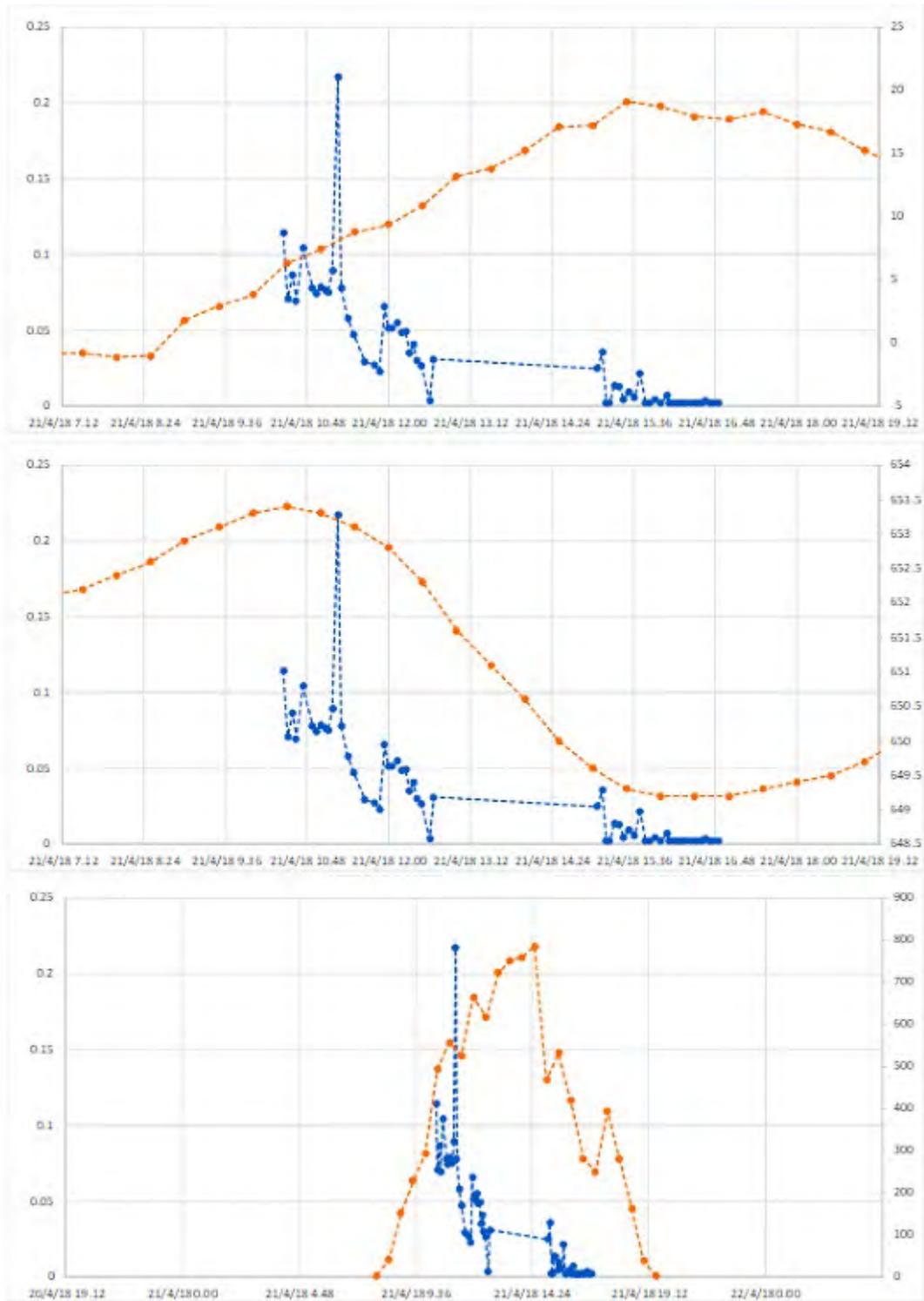


Figura 31. Tendencia de temperatura, presión y luminosidad, en comparación con las mediciones de flujo realizadas el 21 de abril de 2018.

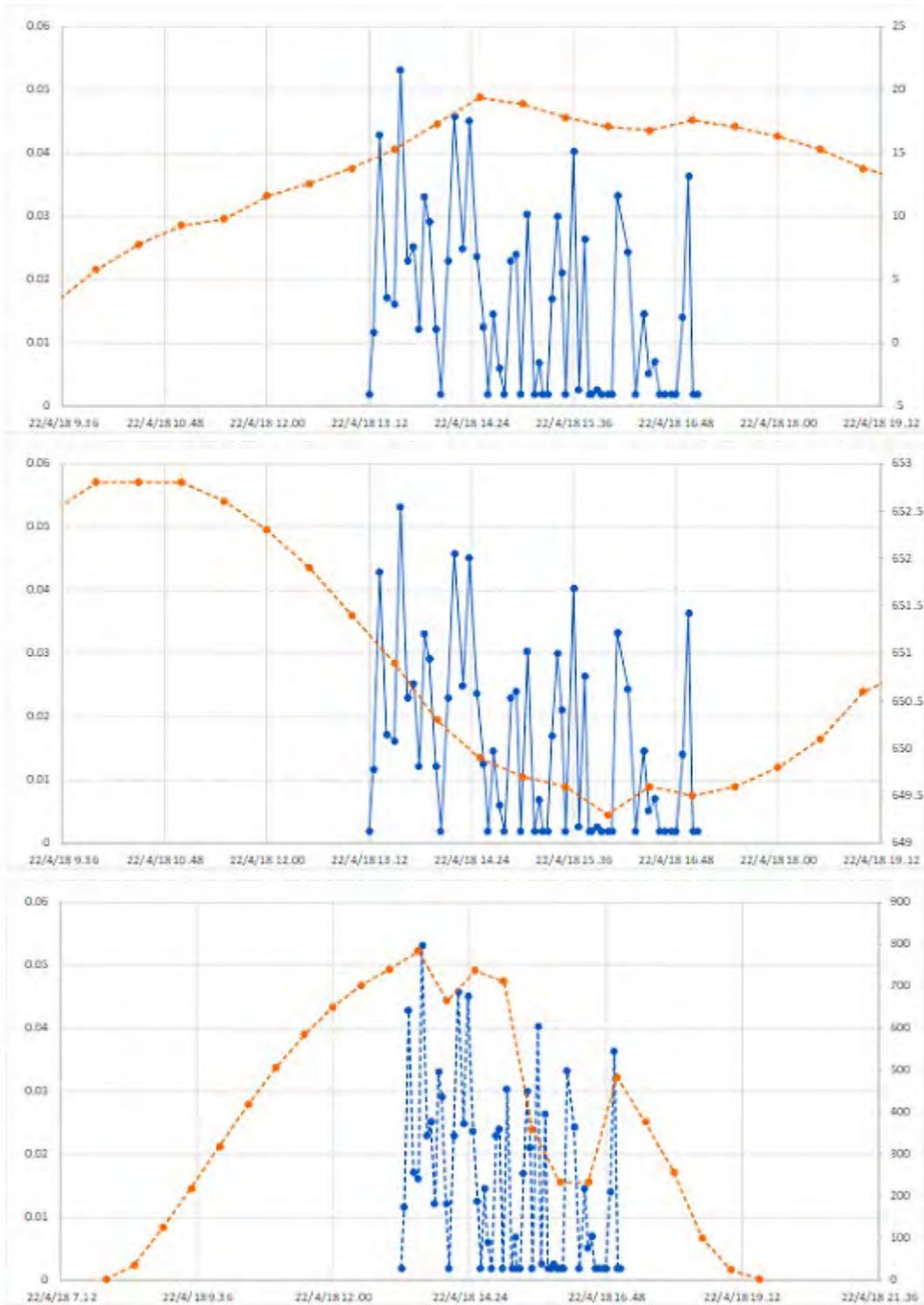


Figura 32. Tendencia de temperatura, presión y luminosidad, en comparación con las mediciones de flujo realizadas el 22 de abril de 2018.

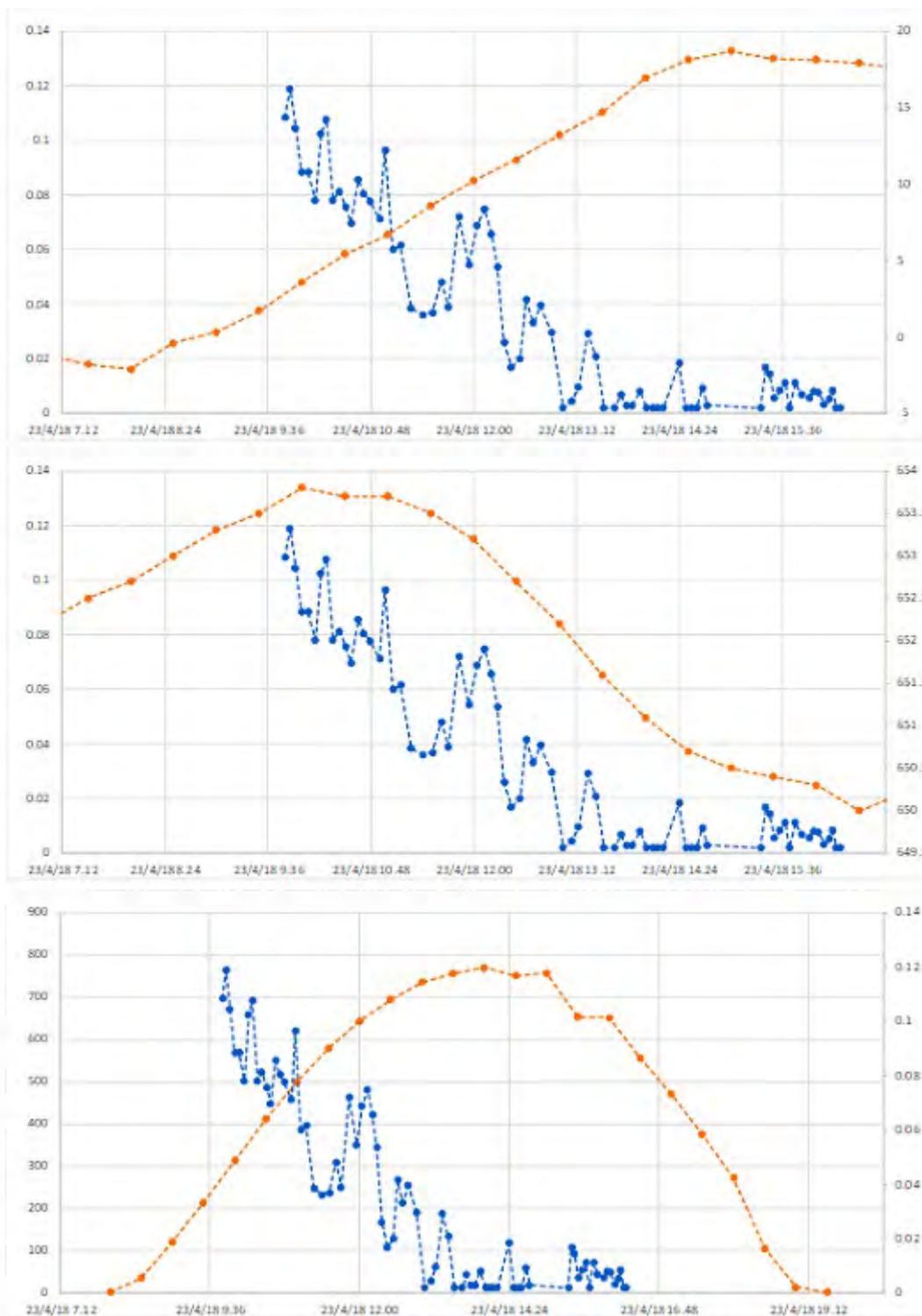


Figura 33. Tendencia de temperatura, presión y luminosidad, en comparación con las mediciones de flujo realizadas el 23 de abril de 2018.

malmente se esperaría que el aporte de una fuente profunda sea visible a gran escala y en relación con las estructuras geológicas existentes. Mientras que la actividad bacteriana se prevé con una distribución aleatoria y discontinua.

Teniendo en cuenta las poblaciones 2 y 3, el umbral de fondo local del flujo de CO_2 del suelo

($0,0587 \text{ mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$) junto con los umbrales entre las tres poblaciones reconocidas, se desarrolló una imagen de puntos que muestra la distribución espacial de los flujos de CO_2 medidos. Para ello se utilizó el *software ProUCL*.

En la Figura 34 (a y b) se ilustra que los valores más altos, que se refieren a la población 1

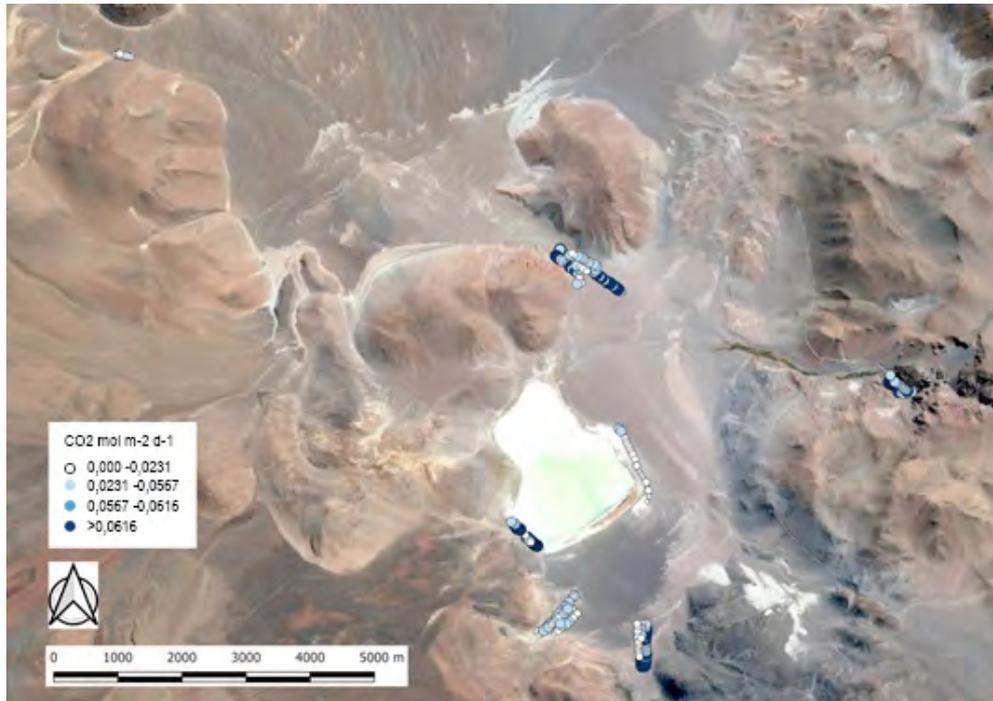


Figura 34a. Ubicación de las tres poblaciones

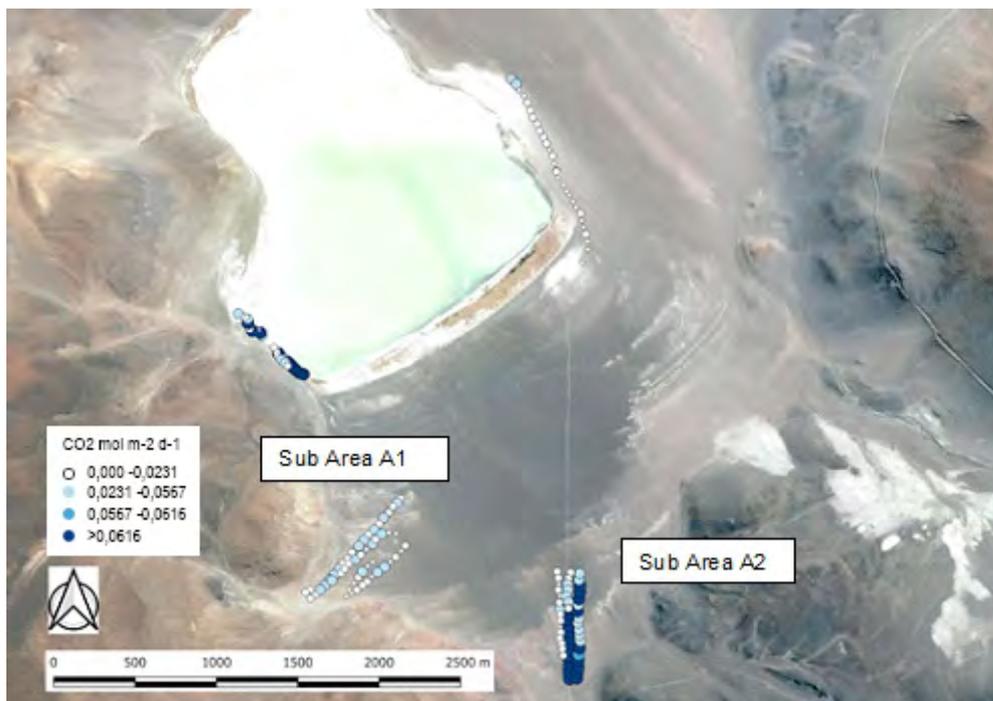


Figura 34b. Ubicación de las poblaciones para cada sub-área investigada de la Zona A

(puntos azules), se pueden encontrar en las zonas A, B y C, mientras que están totalmente ausentes en la zona D. En la zona A no hay valores pertenecientes a Población 1 en el borde oriental de la laguna de Socompa y en el sector suroeste entre los dos domos.

Los valores del flujo de CO₂ se representan con su umbral de una manera integral a través del histograma de la Figura 35.

5.2.2 ANÁLISIS GEOESTADÍSTICO DE LOS FLUJOS DE CO₂ DEL SUELO.

El procesamiento geoestadístico se realizó considerando sólo el conjunto de datos relacionados con la Zona A, en particular para la sub-área A 1 y la sub-área A 2. El procedimiento adoptado tuvo como objetivo elaborar un mapa de flujo de iso-CO₂.

La elaboración de datos geoestadísticos se ha realizado considerando datos no transformados, donde el variograma experimental omnidireccional (Fig. 36) se obtuvo para un valor de retardo de 55 m, que representa un ancho promedio del paso de medición. El variograma relacionado con los datos de la sub-área A 1 muestra la única presencia de "efecto pepita" por esta razón no es posible construir un modelo matemático representativo de la continuidad espacial.

El mismo procesamiento de datos se ha realizado para la sub-área A 2. El variograma se muestra

en la Figuras 37 y 38. Solo dos parejas representan el primer punto, no obstante, se ha intentado un modelo matemático utilizando un modelo esférico.

La confiabilidad del modelo matemático se probó mediante validación cruzada, un procedimiento que utiliza el modelo de variograma para volver a calcular cada medición. Los resultados de este procedimiento se muestran en diagramas de validación cruzada (Fig. 39). La comparación entre los valores estimados y medidos muestra que el modelo no es apto para describir la variabilidad espacial del sistema. Esto está de acuerdo con el variograma experimental de que excluir el primer punto muestra la presencia de sólo el "efecto pepita".

5.3 DISCUSIÓN

El flujo de CO₂ se procesó al dividir la población acumulada de la gráfica Q-Q, adoptando el enfoque de *Sinclair*. Este método, desde el innovador estudio de Chiodini (1998), fue adoptado en diferentes áreas geotérmicas en todo el mundo y, por lo tanto, fue probado exhaustivamente. Sin embargo, la distinción entre CO₂ biogénico de fondo y CO₂ profundo tiene una incertidumbre inherente. El umbral de fondo local de los flujos de CO₂ del suelo obtenidos para el prospecto del volcán Socompa es de aproximadamente 0,06 mol · m⁻² · d⁻¹. Este valor está en buen acuerdo con 0,05

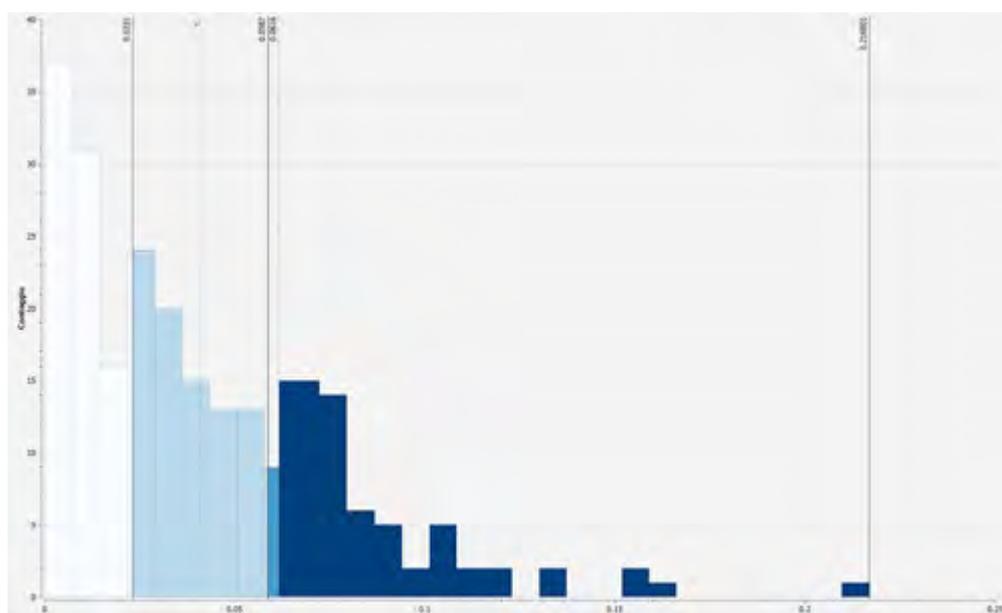


Figura 35. Histograma del valor del flujo de CO₂ con la representación de los límites de umbral calculados

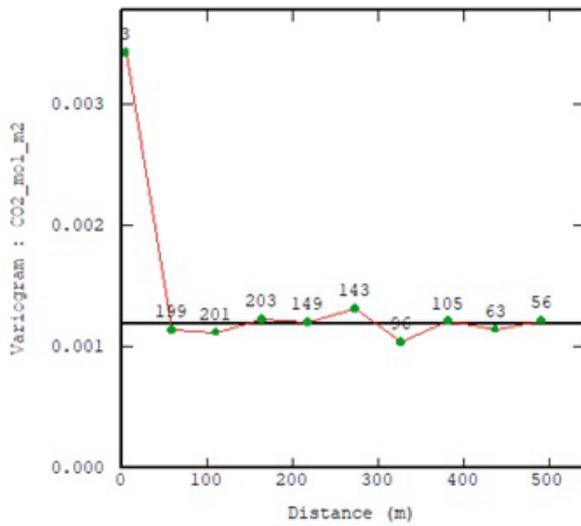


Figura 36. Variograma experimental omnidireccional (línea roja con puntos verdes) para los flujos de CO₂ del suelo en la sub-área A1. Las etiquetas cercanas a los puntos del variograma experimental indican el número de parejas de flujo de CO₂.

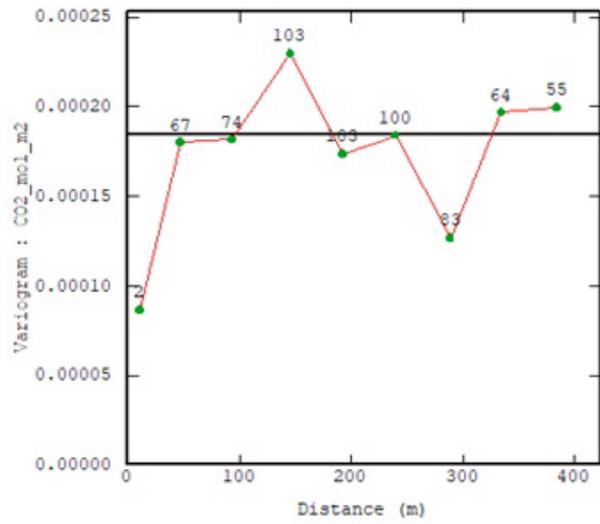


Figura 37. Variograma experimental omnidireccional (línea roja con puntos verdes) para los flujos de CO₂ del suelo en la sub-área A2. Las etiquetas cercanas a los puntos del variograma experimental indican el número de parejas de flujo de CO₂.

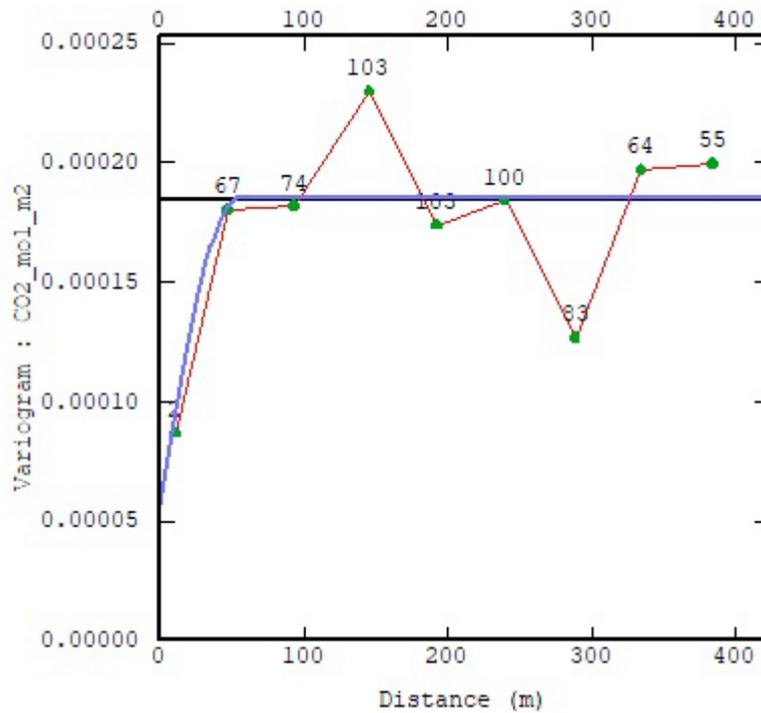


Figura 38. Variograma experimental omnidireccional (línea roja con puntos verdes) y modelo de variograma ajustado (línea azul) para los flujos de CO₂ del suelo en la sub-área A2. Las etiquetas cercanas a los puntos de variogramas experimentales indican el número de parejas de flujo de CO₂ que impulsan cada punto.

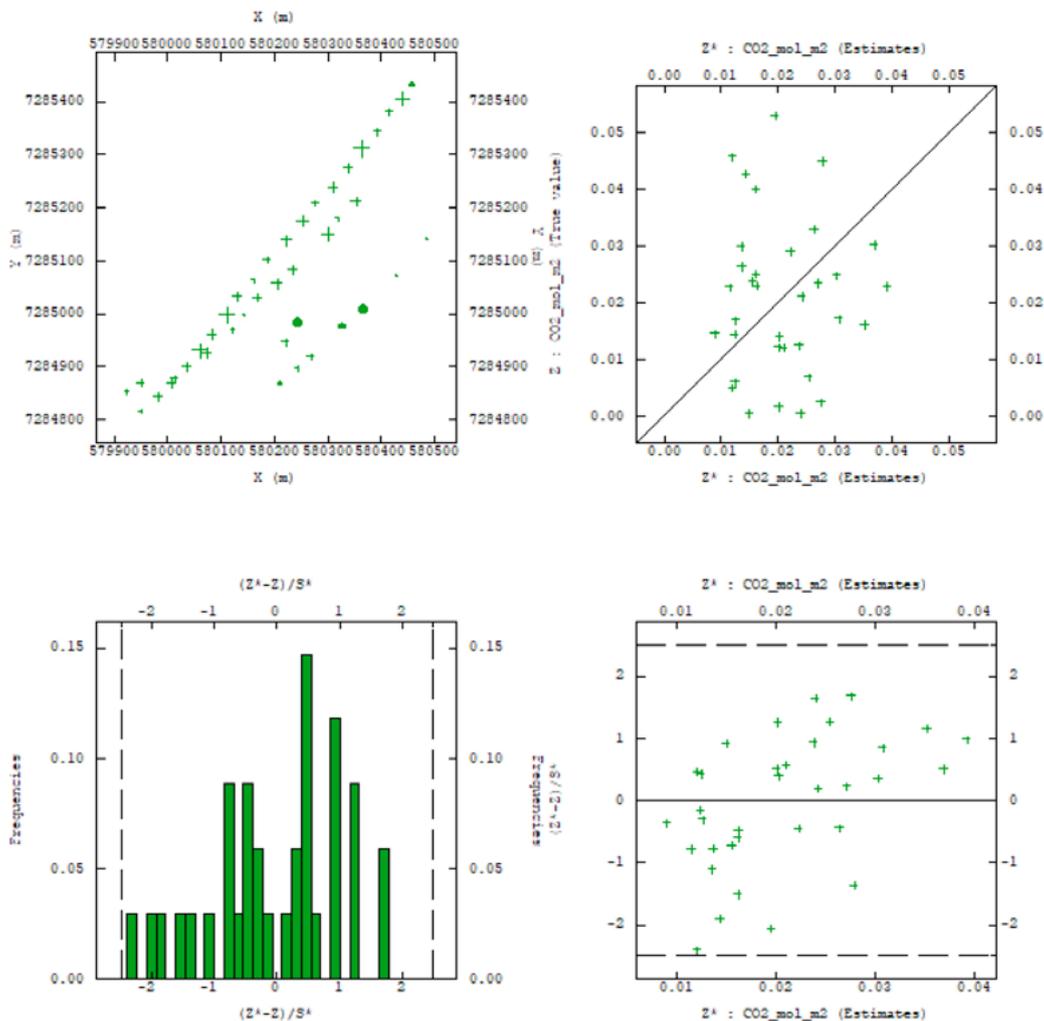


Figura 39. Diagramas de validación cruzada para el modelo de variograma de los flujos de CO₂ del suelo en la sub-área A 2. Los círculos verdes identifican las mediciones para las cuales la diferencia entre los valores medidos y computados excede 2,5 σ .

mol · m⁻² · d⁻¹ evaluado por ejemplo para lo que fue el prospecto de Cerro Pabellón (Taussi, 2018, comunicación personal) y con 0,05 reportados por Raich & Schlesinger (1992) y referidos a matorrales del desierto (ubicados en el Estados Federales de Utah y Nuevo México, Estados Unidos).

Las mediciones que superan el umbral de fondo probablemente estén vinculadas a la presencia de una actividad radical más intensa o, nuevamente, a diferentes condiciones climáticas. Una contribución de fuente profunda parecería improbable en esta primera prospección, quizás porque la fuente es muy profunda, o porque existe una eficiente *capclay* o capa sello. Se recuerda que el sistema geotermal estaría clasificado preliminarmente como del tipo ciego.

Por otra parte, desde el punto de vista tectónico en el ámbito de la Falla Qda. del Agua, las mediciones realizadas de CO₂ transversales a la alineación de los domos arrojaron resultados preliminares que ratifican la presencia de esta falla como estructura mínimamente abierta.

6. GEOQUÍMICA DE AGUAS SUPERFICIALES

Este estudio fue territorialmente amplio y abarcó análisis químicos e isotópicos de muestras de aguas frías y termales.

Los antecedentes de exploración geoquímica para este prospecto son escasos (solo se cuenta con

el estudio de aguas termales de Galliski, 1987), por tal razón para conocer más el origen y evolución de las aguas termales presentes en la región se consideró la necesidad de:

- Identificar y muestrear las aguas frías de manantiales para estudiar el área de origen. En ese sentido se tomaron las muestras (SO14, SO15 y SO16) alejadas del prospecto para analizar isótopos y comprender así la evolución de las aguas que alimentan los circuitos termales locales.
- Ampliar la investigación geoquímica a los manantiales ubicados en las áreas circundantes del proyecto, en especial aquellos ubicados en el Salar de Llullaillaco (35 km. al S-SO del volcán Socompa).
- Incluir para el análisis datos previos de muestras de lluvia y agua superficial que han sido recolectadas en la cuenca cerrada del desierto de Atacama por Alpers y Whittemore (1990).

6.1 METODOLOGÍA

6.1.1 TRABAJO GEOQUÍMICO DE CAMPO Y ANÁLISIS DE LABORATORIO

La campaña de muestreo consistió en recolectar un total de 24 muestras: 12 de fuentes termales, 1 de un pozo térmico ubicado en el Salar de Llullaillaco, 1 de la Laguna Socompa, 6 de manantiales fríos y 4 de manantiales salados ubicados alrededor de ella (ver Figs. 40 y 41). Los gases de las fumarolas ubicadas cerca de la cumbre del volcán Socompa no pudieron ser muestreadas debido a inclemencias climáticas.

Por cada punto de muestreo se recolectaron dos alícuotas (una filtrada y acidificada y otra sin tratar) en recipientes de polietileno de 50 ml y de 125 milímetros. El filtrado se realizó utilizando membranas de acetato de celulosa de 0,45 μm y la acidificación mediante la adición de HNO_3 1:1 (1 ml en 50 ml).

Para los manantiales de aguas termales se agregó una muestra más acidificada con 1 ml. de HCl 1:1 y recolectada en botellas de vidrio ámbar para analizar NH_3 .

Los parámetros como temperatura, pH, alcalinidad total (titulación acidimétrica) y conductividad eléctrica fueron medidos en el campo por medio de instrumentos portátiles (ver Figs. 42 y 43). Y donde fue posible también se midió caudal.

El pHmetro fue calibrado a partir de dos pH *buffer* con valores nominales 4 y 7. El valor de incerteza analítica para pH fue menor de 0,05 unidades,

Los parámetros físico-químicos medidos en el campo se reportan en la Tabla 6.

Los análisis fueron realizados en el laboratorio del Instituto de Geociencias y Georecursos de la Tierra perteneciente al Consejo Nacional de Investigaciones en Pisa, Italia (IGG-CNR). Se procedió a la determinación de:

(i) Li^+ , Na^+ , K^+ , Mg_2^+ , Ca_2^+ y B en la alícuota acidificada y filtrada, mediante espectrometría de emisión óptica de plasma acoplado inductivamente, usando un ICP-OES *Perkin-Elmer Optima 2000 DV*;

(ii) Cl^- , Br^- , F^- , SO_4^{2-} , y NO_3^- en la alícuota no tratada, por cromatografía iónica (IC) utilizando un IC *Metrohm 883 Plus*;

(iii) NH_4^+ en la alícuota acidificada mediante electrodos selectivos de iones, utilizando un medidor de pH-mV denominado Analizador Iónico Expandible para Investigación, *Orion EA920*;

(iv) SiO_2 disuelta en la alícuota acidificada y filtrada, mediante espectrofotometría visible usando un UV-VIS Espectrofotómetro *Jasco V-530*;

(v) las relaciones isotópicas $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ y $\text{D}/^1\text{H}$ de agua en la alícuota no tratada por Espectrometría de masas, utilizando un *MS Europa Scientific - mod. Geo 2020* y *Los Gatos Research DL-100*.

La precisión analítica fue del 2% para los análisis ICP-OES, 3- 5% para determinaciones IC e ISE, y cerca de 5% para espectrofotometría visible. La incertidumbre en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y δD fue de $\pm 0,05 \text{ ‰}$ y $\pm 1 \text{ ‰}$, respectivamente. Los resultados de los análisis de agua se presentan en la Tabla 7 a continuación, con sus balances de cargas (< al 3% para todas las muestras).

6.2 RESULTADOS

6.2.1 MANIFESTACIONES TERMALES

Las aguas termales en toda la región prospectada se distribuyen principalmente alrededor de la laguna Socompa (Fig. 44), en la Quebrada del Agua y alrededor del salar de Llullaillaco (Fig. 45).

6.2.1.1 Laguna Socompa

Se observaron depósitos típicos de la actividad hidrotermal, capas horizontales de diatomita blanca en los bordes, junto con depósitos de sulfato de sodio.

Las aguas termales se hallaron en la orilla suroeste y oeste de la laguna (Fig. 44). Las temperaturas máximas medidas fueron cercanas a 26 °C. El caudal



Figura 40. Imagen de la región de prospección geoquímica. Símbolos amarillos representan las los puntos de colectado de muestras para este trabajo. Los símbolos azules representan los puntos de muestreo del trabajo desarrollado por Alpers y Whittemore en 1990 en el área de influencia en Chile del volcán Socompa.



Figura 41. Ubicación de las muestras de aguas colectadas inclusive en el ámbito del volcán LLullillaco



Figura 42. Muestreo de manantial frío en orillas de la laguna Socompa



Figura 43. Muestreo de manantial termal en el salar de Llullaillaco

medido para las muestras SO1 y SO2 fue de 35 y 10 l/seg, respectivamente. Fue difícil establecer el caudal global de las aguas termales, porque algunos manantiales surgen en el fondo de la laguna. A tal respecto es notable la alineación de focos de surgencia de agua termal ubicados justamente sobre una línea a 30 m de distancia al pelo de agua de la laguna. Los mismos surgen probablemente controlados por una fractura aledaña al domo. La muestra SO10 al situarse en una zona vegetada fue imposible de alcanzar el punto de descarga principal, por lo que su temperatura (20 °C) podría estar influenciada por la temperatura del aire (12 °C). Asimismo, se observó presencia de filtraciones y mezclas con agua salobre de la laguna.

6.2.1.2 Quebrada del Agua

El manantial Quebrada del Agua se ubicó en la desembocadura del río, al inicio de la planicie de la laguna Socompa (Fig. 44). Este manantial se consideró como termal porque su temperatura (18 °C) de surgencia fue mayor a la temperatura media anual (-5 °C; Houston y Hartley, 2003). El caudal fue estimado en 0,6 l/seg. a la salida del punto de la muestra SO11, pero se detectaron varios puntos de descargas que podrían aumentar este valor. Se localizó una tubería que distribuye el agua desde el manantial hasta el molino de un antiguo edificio, cerca de la vía del ferrocarril. El caudal relativo de la perforación de dicha descarga fue de 1,8 l/seg., ya que se identificaron varias fugas.

#	Ubicación	Fecha	X UTM WGS84	Y UTM WGS84	Cota (m.s.n.m.)	Caudal (l/seg.)	T °C	pH	Conductividad. µS/cm	Alcalinidad Total (meq/l)
SO1	Laguna Socompa	20/04/2018	579923	7286205	3570	30-40*	24,9	7,48	1034	2,77
SO2	Laguna Socompa	20/04/2018	579961	7286189	3570	10	25,7	7,46	863	2,46
SO3	Laguna Socompa	20/04/2018	579872	7286263	3570	-	25,5	8,63	20400	8,30
SO4	Laguna Socompa	20/04/2018	579871	7286260	3566	-	25,5	7,40	1120	3,05
SO5	Laguna Socompa	20/04/2018	579876	7286264	3568	-	22,7	8,18	98700	15,0
SO6	Laguna Socompa	20/04/2018	579760	7286368	3570	0.0075	21,6	7,58	1753	2,67
SO7	Laguna Socompa	20/04/2018	579803	7286334	3572	-	16	7,59	1769	4,15
SO8	Laguna Socompa	21/04/2018	579596	7286667	3573	-	9,2	7,65	1701	2,52
SO9	Laguna Socompa	21/04/2018	580925	7286679	3564	-	10,2	7,06	306	1,50
SO10	Laguna Socompa	21/04/2018	580040	7286149	3565	0,1	19,7	7,55	907	2,95
SO11	Quebrada del Agua	21/04/2018	585118	7288593	3850	0,55	18	7,32	109	0,63
SO11bis	Quebrada del Agua	21/04/2018	584903	7288778	3810	-	16,8	n.m.	110	n.m.
SO12	Quebrada del Agua	21/04/2018	584861	7288822	3800	-	14,6	n.m.	n.m.	1,80
LL1	Llullaillaco	22/04/2018	574416	7263007	3765	30	18,2	7,90	22800	1,60
LL2	Llullaillaco	22/04/2018	574482	7262869	3765	-	16	7,88	30300	1,40
LL3	Llullaillaco	23/04/2018	566057	7255160	3765	0,5	26,5	7,46	14130	2,03
LL4	Llullaillaco	23/04/2018	565931	7254843	3774	-	14,5	7,90	13000	2,51
LL5	Llullaillaco	23/04/2018	565532	7254773	3791	-	29,6	7,51	27500	1,89
LL6	Llullaillaco	23/04/2018	565839	7256080	3765	5-10*	26	7,44	18000	3,49
LL7	Llullaillaco	23/04/2018	567553	7249787	3765	3-4*	21,2	7,67	10800	2,38
SO13	Llullaillaco	24/04/2018	594789	7263098	4271	1,5	11,5	8,00	221	1,55
SO14	Chorillos	24/04/2018	756825	7320057	4540	-	5,2	n.m.	n.m.	0,85
SO15	San Antonio de Los Cobres	25/04/2018	771756	7318829	3795	-	7,1	n.m.	435	n.m.
SO16	San Antonio de Los Cobres	25/04/2018	771327	7318540	3834	-	8	n.m.	303	1,80

n.m. - no medidos

* - Valores estimados

Tabla 6 – Parámetros físico-químicos medidos en campo

Todas las concentraciones mayores y menores son expresadas en mg/l. Asimismo la composición en isótopos de oxígeno y deuterio son referidos a V-SMOW.

#	Na	K	Ca	Mg	Li	Cl	NO ₃	SO ₄	HCO ₃	SiO ₂	B	Sr	F	Br	NH ₄	δ ¹⁸ O‰	δD‰	Charge Unbalance %
SO1	100	10,4	57,5	21	0,3	130	5,6	117	169	61,6	2,58	0,31	0,27	<0,2	<0,1	-9,34	-76,21	1,7475
SO2	81,3	10,6	43,4	19,4	0,27	97,3	6,4	104	151	65,9	2,38	0,27	0,27	<0,2	<0,1	-9,32	-76,8	0,9237
SO3	8471	1168	130	820	24,1	9176	<0,2	9850	506	85,6	117	1,1	1,47	9,6	0,2	-5,87	-59,14	0,3785
SO4	101	12,2	67,7	24,8	0,32	137	5,7	137	186	63,8	3,02	0,34	0,25	0,4	<0,1	-9,3	-76,34	1,6356
SO5	37200	5010	318	3042	88,7	40094	<0,1	42305	914	101	444	3,26	3,92	28,9	0,71	0,32	-28,86	-0,038
SO6	213	33,9	84,7	31,4	0,35	281	5,9	292	163	63,7	3,9	0,43	0,29	0,51	<0,1	-9,49	-78,71	0,7488
SO7	203	19	98,1	34,5	0,41	230	<0,1	267	253	34	4,43	0,54	0,31	0,47	n.a.	-9,5	-77,92	2,8315
SO8	220,3	37,3	83,8	28,6	0,37	285	<0,1	295	154	66,3	3,56	0,42	0,35	0,27	<0,1	-9,52	-77,59	1,3193
SO9	30,8	4,63	22	4,11	0,05	26,6	2,6	31,4	91,7	57,7	0,45	0,11	0,3	<0,2	n.a.	-8,89	-76,15	-0,6914
SO10	81,2	11,5	58,5	21,7	0,29	113	4,4	114	180	73,6	2,63	0,31	0,31	<0,2	<0,1	-9,19	-75,98	0,0139
SO11	13,6	1,3	4,53	2,13	0,02	2,57	3,93	11	38,5	63,7	0,22	0,03	0,25	<0,2	<0,1	-8,81	-71,13	1,7940
SO11_bis	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	-8,74	-71,04	-
SO12	23,2	8,7	7,8	3,5	0,04	5,5	<0,1	3,92	110	50	0,32	0,06	0,36	<0,2	n.a.	-8,34	-68,93	-2,9843
LL1	5507	593	112,3	232	16,9	9286	<0,5	971	97,6	66,7	26	0,87	0,72	<0,2	<0,1	-8,53	-72,55	-0,3253
LL2	6097	557	92,5	262	19,7	10718	<0,5	1030	85,4	41,3	36,4	0,74	<0,2	<0,2	n.a.	-8,69	-74,24	-2,6265
LL3	2772	301	218,4	121	8,82	4727	<0,5	818	124	58,3	42,8	1,39	1,01	1,52	n.a.	-6,8	-63,45	-0,6318
LL4	2800	255	331	154	8,7	4760	<0,5	951	153	38	38,5	2,09	1,15	1,03	n.a.	-6,46	-62,91	0,7354
LL5	5805	649	217	228	18,7	9800	<0,5	995	115	75,4	40,9	1,42	0,91	2,01	n.a.	-6,39	-61,97	0,4089
LL6	3752	438	296	216	13,1	6580	<0,5	876	213	90,9	39,9	2,28	0,98	2,22	<0,1	-6,7	-63,4	0,3966
LL7	2166	257	83,2	109	6,38	3481	<0,5	695	145	83,4	10,3	0,44	0,86	<0,2	<0,1	-7,83	-68,5	-0,0756
SO13	13,6	3,3	23	3,6	0,01	10,4	1,5	18	94,7	41,3	0,33	0,12	0,28	<0,2	n.a.	-8,3	-68,76	-2,6519
SO14	11,1	4,94	36,4	7,77	<0,01	16,5	0,8	75,9	51,9	n.a.	0,83	0,26	0,2	<0,2	n.a.	-11,38	-81,35	2,8647
SO15	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	-9,58	-69,78	-
SO16	40,0	3,76	20,0	4,04	0,18	20,5	<0,1	32	110	15	0,84	0,19	0,6	<0,2	n.a.	-11,39	-79,79	2,5421

n.a. – no analizado

Tabla 7. Composición química e isotópica de muestras de aguas correspondientes al prospecto volcán Socompa y volcán Llullillaco



Figura 44. Ubicación de las muestras correspondientes al sitio laguna Socompa



Figura 45. Ubicación de las muestras en el ámbito del salar de Lullaillaco

El agua que mana del manantial Quebrada del Agua se insume por debajo del terraplén del ferrocarril y emerge hacia el lado opuesto, donde se forma un pequeño río que fluye hacia la laguna Socompa. La salinidad medida del agua fue calificada de muy baja (STD = 141 mg/l).

6.2.1.3 Salar de Lullaillaco

En su ribera occidental y suroccidental se descubrieron algunas fuentes termales con temperaturas máximas cercanas a los 26 °C (ver Fig. 45). Cabe mencionar que una temperatura de 29,6 °C se midió dentro de un antiguo piezómetro ubicado en el lado

occidental del salar (muestra LL5). Por otra parte, varios manantiales y filtraciones fueron localizados en el lado este con temperaturas entre 16-18 °C (anómalas teniendo en cuenta la temperatura media del aire local).

Muestras colectadas alrededor del salar de Lullaillaco presentaron una salinidad muy elevada, alcanzando un valor máximo de 17.000 mg/l (como STD). Las mediciones de caudal realizadas en algunos puntos (LL1, LL6 y LL7), presentaron valores de 30, 8 y 4,0 l/seg., respectivamente.

6.2.2 QUÍMICA DE AGUAS

Se realizaron determinaciones en términos de la concentración relativa de los aniones principales (HCO_3^- , SO_4^- y Cl^-) y cationes principales (Na^+ , K^+ , Ca^{++} y Mg^{++}) por medio de los convencionales diagramas triangulares de *Langelier-Ludwig* (LL) y diagramas de secciones transversales (Langelier y Ludwig, 1942; Tonani, 1982). En los diagramas de concentraciones LL, las muestras se graficaron usando un coeficiente R_i , calculado a partir de las concentraciones (C_i) expresadas en eq/l:

$$R(\text{Na} + \text{K}) = 50 * \frac{(C_{\text{Na}} + C_{\text{K}})}{(C_{\text{Na}} + C_{\text{K}} + C_{\text{Ca}} + C_{\text{Mg}})}$$

$$R(\text{Ca} + \text{Mg}) = 50 * \frac{(C_{\text{Ca}} + C_{\text{Mg}})}{(C_{\text{Na}} + C_{\text{K}} + C_{\text{Ca}} + C_{\text{Mg}})}$$

$$R(\text{HCO}_3) = 50 * \frac{(C_{\text{HCO}_3})}{(C_{\text{HCO}_3} + C_{\text{Cl}} + C_{\text{SO}_4})}$$

$$R(\text{HCO}_3 + \text{SO}_4) = 50 * \frac{(C_{\text{HCO}_3} + C_{\text{SO}_4})}{(C_{\text{HCO}_3} + C_{\text{Cl}} + C_{\text{SO}_4})}$$

$$R(\text{HCO}_3 + \text{Cl}) = 50 * \frac{(C_{\text{HCO}_3} + C_{\text{Cl}})}{(C_{\text{HCO}_3} + C_{\text{Cl}} + C_{\text{SO}_4})}$$

En las Figuras 46, 47 y 48 se puede observar marcados agrupamientos de las muestras de Lullaillaco por un lado y del área del Socompa por el otro. Por ejemplo, las recolectadas alrededor del salar de Lullaillaco se desplazan hacia el vértice de altas concentraciones de Cl y Na . La muestra SO5 (recogida directamente de laguna Socompa) y SO3 son también aguas ricas en Cl , pero se separan de las de Lullaillaco por la mayor concentración en SO4 (influenciadas por la presencia de depósitos/formaciones de sal).

Las aguas termales colectadas cerca de la laguna Socompa (SO1, SO2, SO4 y SO10), se presentan en el gráfico en la parte central con concentraciones similares de Cl , SO_4 y HCO_3 . La muestra fría SO13 es rica en HCO_3Ca al igual que la SO11 y SO12 (localizada en una vega), de la Qda. del Agua que muestra una composición química parecida, perteneciente al “tipo de aguas ricas en HCO_3 ”. La muestra SO9 (ubicada cerca del pelo de agua de la laguna), es también fría (10,2 °C) pero su posición en la gráfica parecería no estar afectada por la presencia de depósitos de sal y/o agua salada. Lo contrario sucede con las muestras SO6, SO7 y SO8, que se observan desplazadas hacia una componente más clorurada al igual que SO3 y SO5.

En general, los diagramas LL (ver Fig. 46, 47 y 48 muestran un agrupamiento químico diferente para las muestras de “aguas termales” en comparación con las demás, sugiriendo diferentes tendencias de origen y/o evolución.

En la Figura 49 (a y b), se muestran gráficos LL con isolíneas de salinidad iónica. Las aguas colectadas presentan valores entre 2 y 4000 meq/l, siendo el más bajo el correspondiente a la muestra SO11, (agua termal de la Quebrada del Agua). Y el más alto el referido a la muestra SO5 (agua de la Laguna Socompa). La muestra SO3 representa claramente una mezcla entre el agua de la laguna y el agua caracterizada por una menor salinidad. El resto de las aguas frías y termales recogidas en el prospecto Socompa (SO1, SO2, SO4, SO6, SO7, SO8, SO9 y SO10) exhibieron valores bajos de salinidad total (ver Fig. 41b), desde 6 meq/l (SO9), 13-20 meq/l (SO1, SO2, SO4 y SO10) y 33 meq/l (SO6, SO7 y SO8).

Las muestras de Lullaillaco presentan una muy buena alineación, entre la mayor y menor salinidad de las muestras recolectadas, LL2 (STD \approx 640 meq/l) y LL7 (STD \approx 240 meq/l) respectivamente. Están claramente diferenciadas de las muestras SO sugiriendo un origen y evolución probablemente diferentes de los fluidos.

Cada componente químico se graficó en relación al cloruro. Estos gráficos resultan útiles para investigar tanto el comportamiento de los componentes químicos analizados, como las relaciones entre las muestras de agua muestreadas en el prospecto Socompa. Y, por otra parte, son esenciales para individualizar procesos activos (por ejemplo, mezcla, separación de fases sólidas, etc.). Este es un paso preliminar para el abordaje de la geotermometría química.

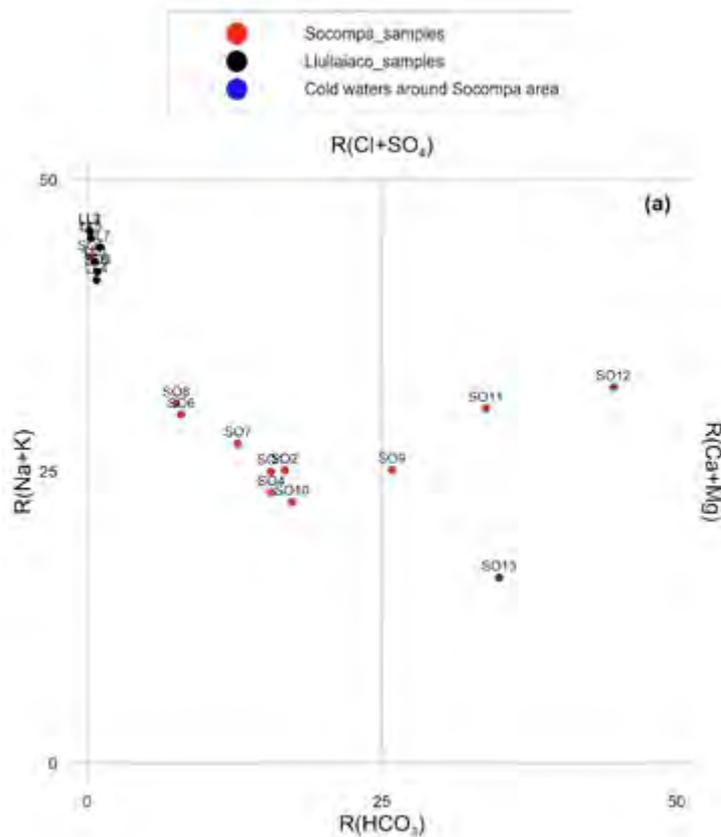


Figura 46. Diagrama LL HCO₃ para aguas colectadas en el prospecto geotérmico volcán Socompa

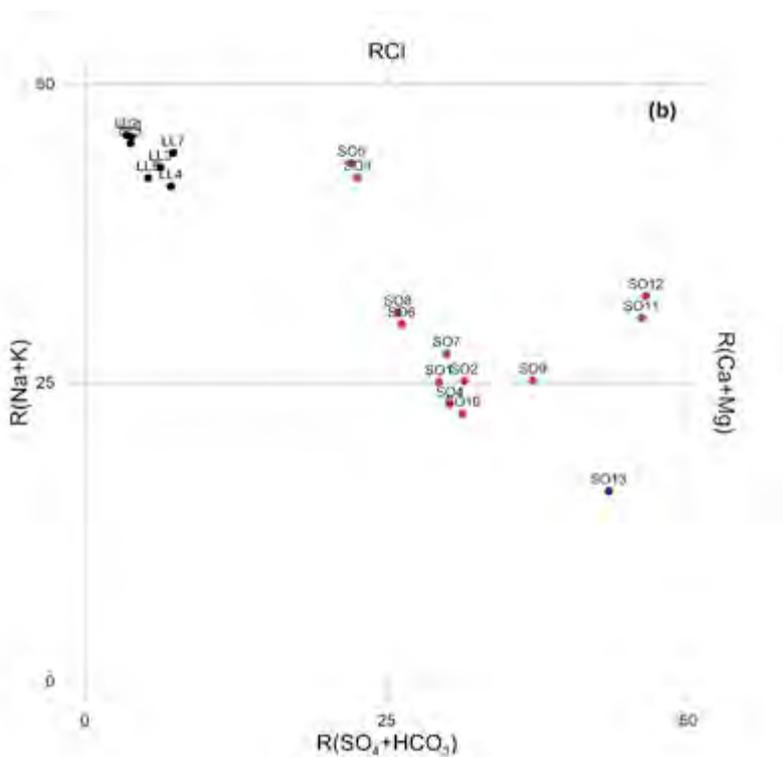


Figura 47. Diagrama LL Cl para aguas colectadas en el prospecto geotérmico volcán Socompa

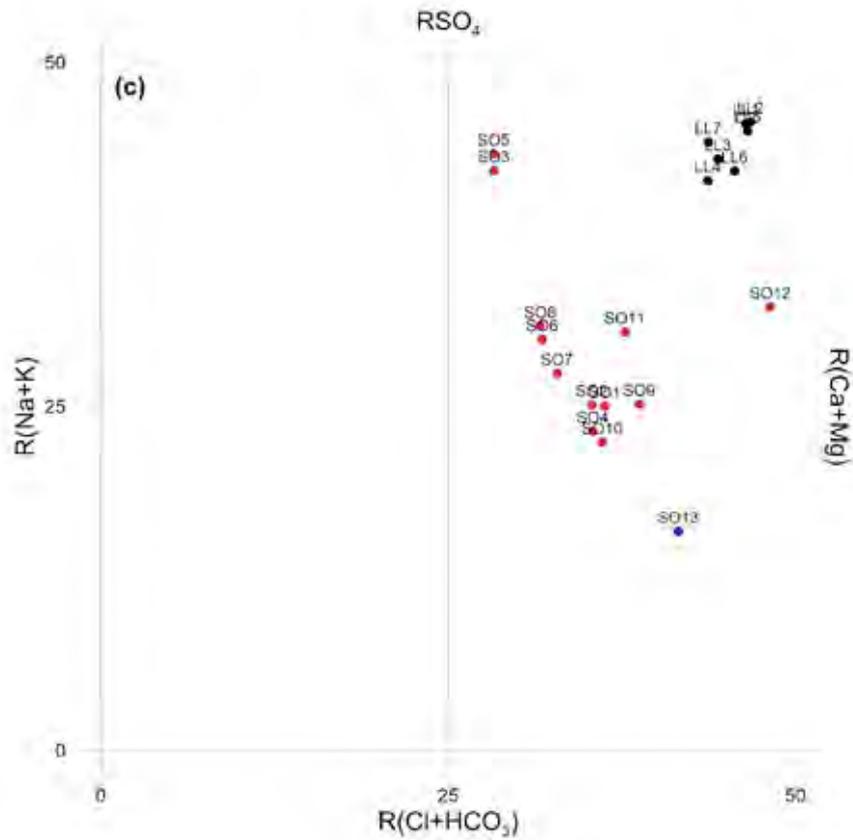


Figura 48. Diagrama LL SO₄ para aguas colectadas en el prospecto geotérmico volcán Socompa

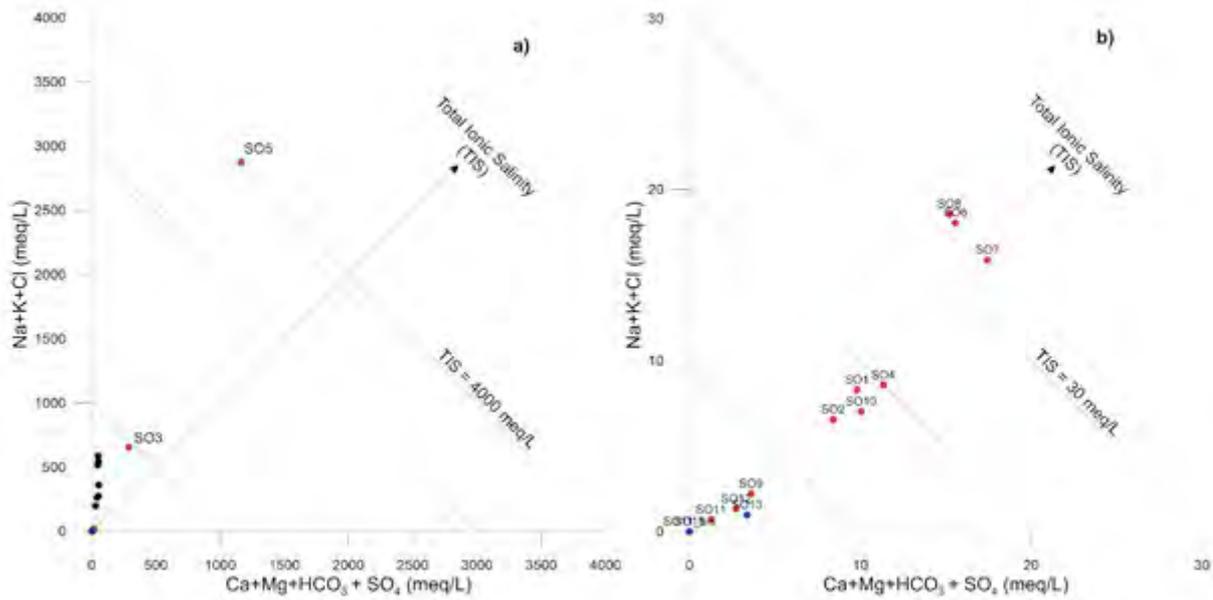


Figura 49. a) Sección triangular del diagrama de composiciones LL. Las líneas representan valores de iso-salinidad. Los símbolos son como en la Fig. 46. b) Detalle del diagrama en (a) para valores de salinidad superiores a 30 meq/L.

La influencia de los depósitos de sal y el agua salada fueron evidente en todos los diagramas binarios de la Figura 50, donde también se observó una "línea de mezcla conservativa" entre SO5 y el promedio de SO1, SO2, SO4 y SO10. La muestra SO3 representó una mezcla entre el agua de la laguna Socompa y un agua más diluida, similar a las muestras SO1, SO2, SO4 y SO10. Las muestras SO6, SO7 y SO8 están distribuidas cerca de la línea de mezcla, sugiriendo también para estas aguas una interacción/disolución de sales y/o mezcla con agua salada (como SO5). Sin embargo, sus isótopos estables presentaron una composición menor en comparación con las "aguas termales" SO1, SO2, SO4 y SO10 (ver Fig. 50g y h), sugiriendo ser un posible miembro extremo de agua dulce (infiltración a alturas más elevadas) o procesos físico-químicos bastante complicados en las zonas de alimentación (es decir, fusión de capas de hielo, congelación, etc). La influencia de los depósitos/incrustaciones de sal es también sugerida por la observación del mapa geológico (Zappettini y Blasco, 2001) en el cual varias formaciones geológicas contienen yeso, caliza y halita.

Las aguas más termales identificadas en el prospecto, están representadas por las muestras SO1, SO2, SO4, SO10 y SO11, mostrando valores bajos de STD (aguas diluidas). Depósitos/formaciones de sal o aguas saladas están ampliamente presentes en el ámbito del prospecto, en tales condiciones, las características químicas originales del agua de circulación pueden ser modificadas, dificultando así el estudio de la evolución de los componentes termales profundos. Esta ocurrencia se muestra en las gráficas de cloruros de las Figuras 50a-h, en las que no fue posible identificar una clara "tendencia de evolución geoquímica" para las aguas termales SO1, SO2, SO4, SO10 y SO11. El agua fría SO8 presentó valores de STD muy cercanos a los de las aguas termales, destacando la influencia de los depósitos de sal. Esta situación parece caracterizar también al salar de Lullaillaco en el cual las aguas termales (LL3, LL5, LL6 y LL7) tienen valores de STD menores que los valores de las otras aguas.

En el gráfico de SiO₂ vs. Cl (Fig. 50f), la dispersión de puntos podría deberse a la precipitación de sílice la cual puede ocurrir muy rápido cerca del punto de descarga de las fuentes termales y no termales. De hecho, las rocas presentes en el área estudiada son ricas en sílice, estando representadas por productos volcánicos, la mayoría compuestas por vidrio volcánico. Las aguas de circulación (incluidas las frías) pueden disolver altos contenido de sílice de las rocas y sobresaturar el polimorfo de sílice (ejemplo sílice

amorfa, ópalo o cristobalita β, calcedonia). Este es un proceso relativamente rápido que, al alcanzar la saturación con respecto a estas fases minerales, desencadena un enfriamiento conductivo de las aguas termales. De hecho, la mayoría de las aguas termales graficadas, se acercaron a la curva de solubilidad del ópalo en el gráfico de correlación de sílice frente a temperatura (Fig. 51), corroborando esta hipótesis.

Algunas muestras de agua del salar de Lullaillaco presentaron mayores concentraciones de Ca, Sr y SO₄ en comparación con las aguas recolectadas en el prospecto Socompa, como se muestra en la Figura 50a, b y c. Esto se debió probablemente a la interacción con las diferentes formaciones geológicas y/o mineralizaciones, ricas en estos componentes químicos. Esta condición está respaldada por el mapa geológico (Zappettini y Blasco, 2001) en el que las muestras LL3, LL4, LL5, LL6 y LL7 están ubicadas en el lado oeste del salar de Lullaillaco, caracterizadas por la presencia de diferentes formaciones geológicas comparadas con las que afloran en el lado este. Fue interesante observar que los manantiales LL (Salar de Lullaillaco) están ubicados en la traza, o muy cerca de ella, de fallas regionales (ver Fig. 52). Sin embargo, la dispersión de puntos en las Figura 53a, b, c y d se pueden explicar en términos de procesos de reequilibrio, como la precipitación de calcita (Fig. 53a, b y d). Los Índices de Saturación de calcita (IS, calculado utilizando el paquete del *software* EQ3NR - Wolery y Jarek, 2003) para las muestras LL1 (-0,22) y LL4 (0,48) parecen estar confirmando esta hipótesis. Los valores de ISi cercanos a 0, <0 o >0, definen respectivamente condiciones cercanas, por debajo o por encima de la saturación de una fase mineral genérica i.

6.2.3 GEOTERMOMETRÍA

Como lo sugiere Giggenbach (1986 y 1988), existen varias técnicas gráficas capaces de identificar aguas que han alcanzado condiciones máximas de equilibrio (PCO₂, T fijadas por reacción univariante que involucra calcita, silicato de calcio-aluminio, feldespato-K, moscovita y calcedonia (Giggenbach, 1984, 1986 y 1988) con minerales termodinámicamente estables en el conjunto de aguas inmaduras menos evolucionadas. Sin embargo, los estudios de exploración geoquímica realizados en muchos sistemas geotérmicos han demostrado que los procesos secundarios activos durante el aumento de un componente geotérmico profundo, como la separación de fases minerales, la lixiviación y la disolución, la pérdida o ganancia de vapor, la dilución y mezcla,

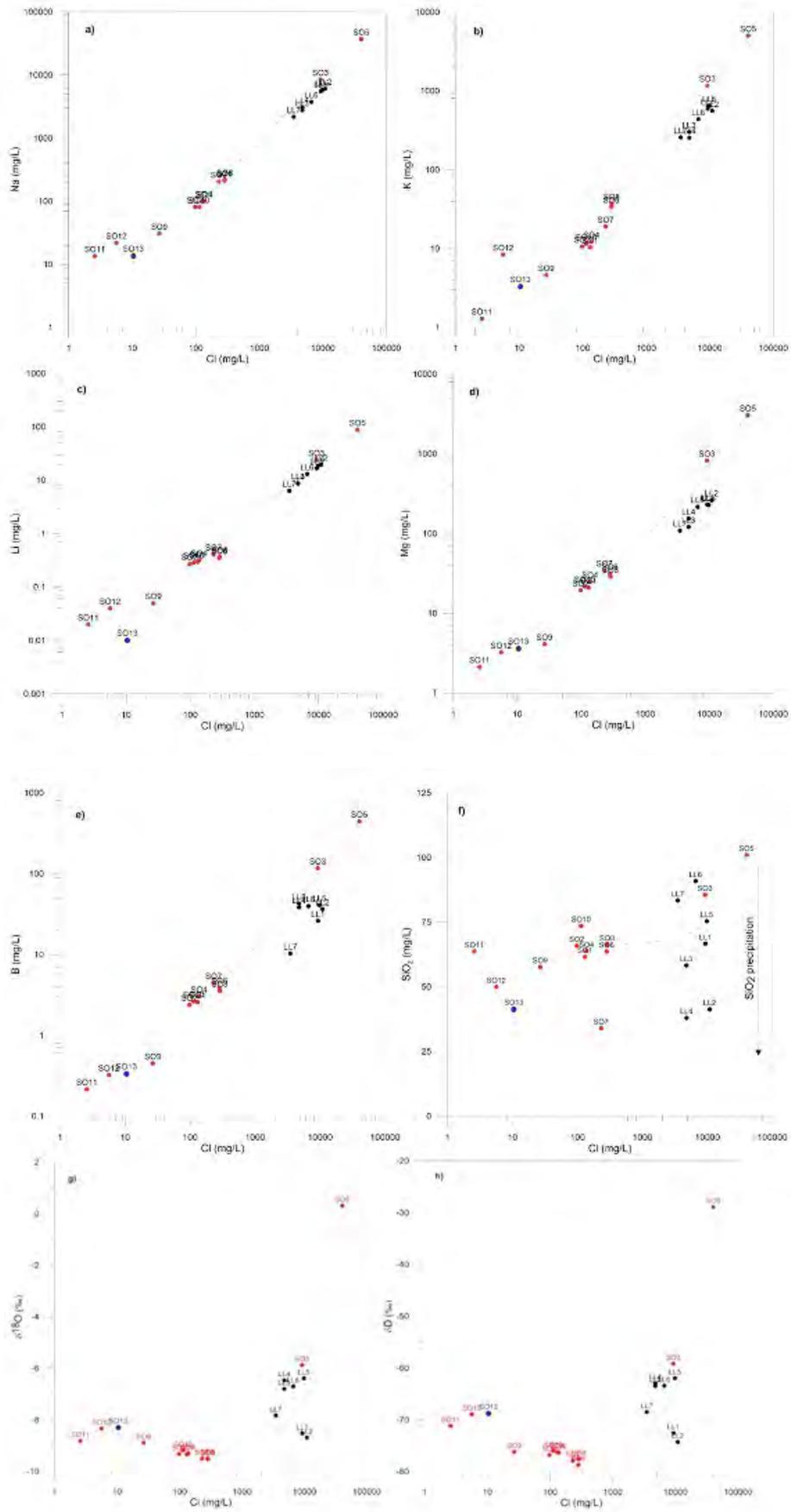


Figura 50. Diagramas de concentración de cloruro versus concentración de a) Na, b) K, c) Li, d) Mg, e) B, f) SiO₂, g) δ¹⁸O y h) δD.

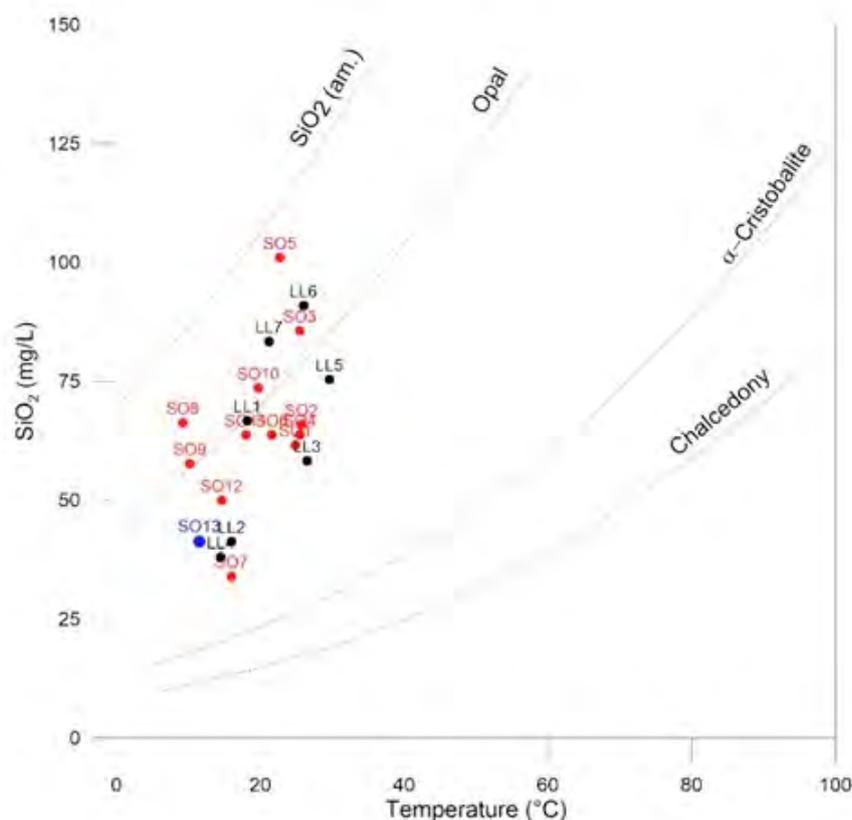


Figura 51. Diagrama binario SiO₂ vs. Temperatura

son capaces de limitar la aplicabilidad de las técnicas geotermométricas.

Teniendo en cuenta estos procesos se agregaron para el análisis, tres herramientas gráficas propuestas por Giggenbach (1988 y 1994).

Dos de estas herramientas utilizadas son el diagrama triangular Na-K-Mg^{1/2} y el gráfico de correlación Mg/(Mg + Ca) vs. K/(K + Na) (Fig. 54a, b y Fig. 55). En todos los gráficos, los datos analíticos de las muestras recolectadas durante este estudio fueron comparadas con:

(i) solución acuosa en máximo equilibrio con minerales hidrotermales secundarios formados mediante recristalización isoquímica de una roca cortical promedio, a diferentes temperaturas de reservorio;

(ii) las composiciones de la solución acuosa esperadas a través de la disolución de granito, basalto y roca cortical promedio.

La Figura 54a muestra que todas las aguas termales (SO1, SO2, SO4, SO10, LL3, LL5 y LL6) se encuentran en el campo de las llamadas aguas inmaduras, cerca del vértice del Mg^{1/2}, donde se posicionan las aguas frías. Esta agrupación de puntos confirmó el enriquecimiento relativo en Mg, que podría deberse a la incorporación de aguas frías poco profundas o a la adquisición preferencial de Mg al enfriarse, o a ambos procesos. El desplazamiento de

algunas muestras hacia la línea de equilibrio ha sido principalmente aquellas con valores altos de STD, proceso que estaría mayormente influenciado por la disolución de sal o la mezcla con aguas salobres (como SO5) y no por el máximo equilibrio entre la solución acuosa y los minerales hidrotermales secundarios.

La Figura 54b presentó características similares, con todas las muestras distribuidas en el campo de aguas inmaduras. Solo las aguas frías SO9 y SO13 se desplazaron hacia la línea de equilibrio total, pero tal desplazamiento probablemente se debió a la adquisición no solo de Mg sino también de Ca.

Sumado a lo que se discutió en la sección anterior con respecto a la influencia de i) depósitos de sales (ricos en Na-Cl-SO₄), ii) mezcla con aguas salobres y también iii) dilución con aguas frías superficiales; las estimaciones de temperatura realizadas con las ecuaciones Na-K y Na-K-Ca son discutibles.

La Figura 55 presenta otra clase de gráfico, que combina dos subsistemas químicos que responden más rápidamente a los cambios de temperatura, es decir, aquellos basados en sílice disuelta y en la relación K²/Mg (Giggenbach, 1994). Todas las aguas termales del prospecto Socompa (SO1, SO2, SO4 y SO10) se ubicaron entre las líneas de máximo equilibrio (enfriamiento conductivo y enfriamiento adiabático)

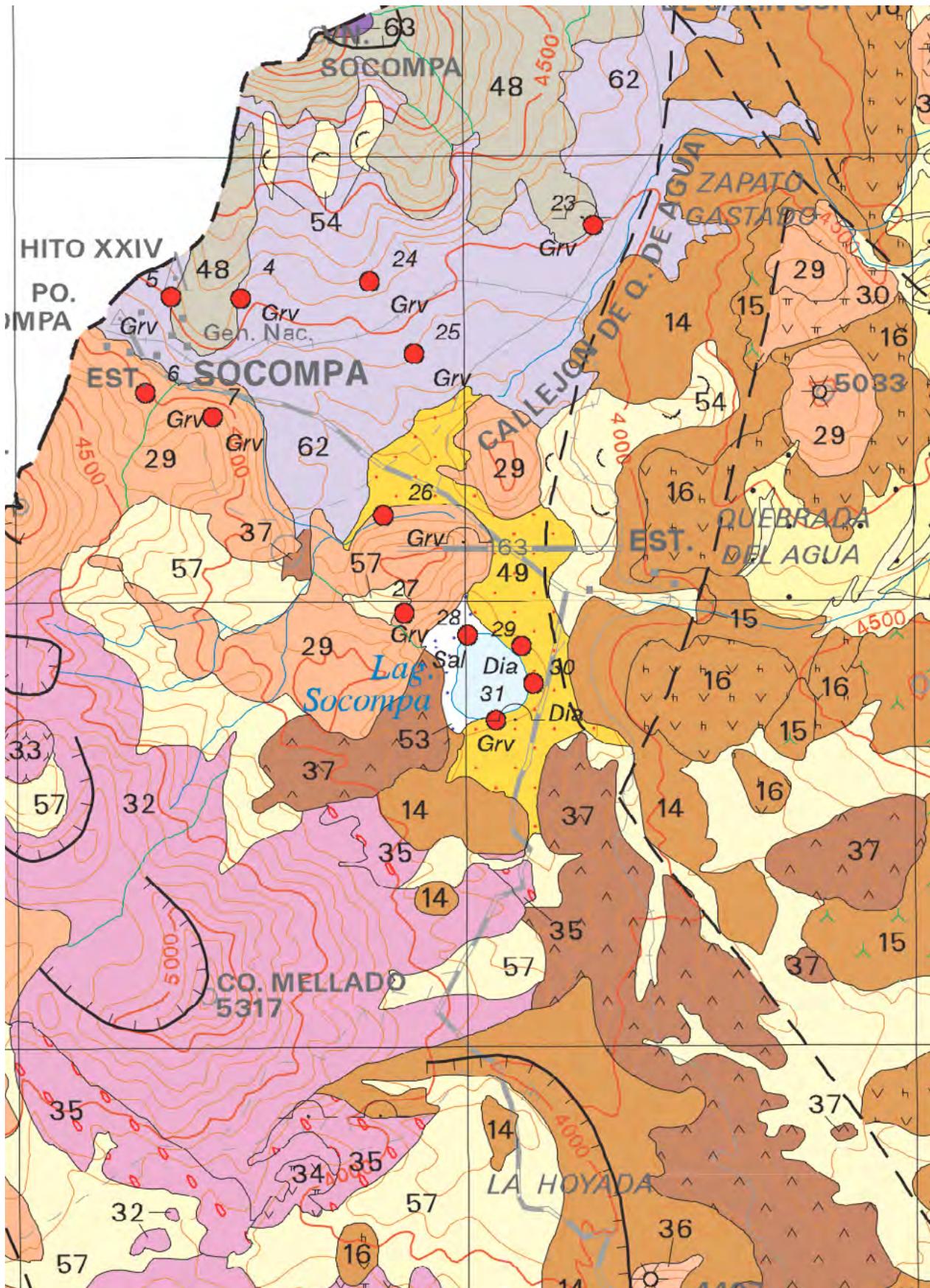


Figura 52. Mapa geológico de la región que contiene al prospecto Socompa y Lullaillaco (Zappettini y Blasco, 2001):
 a) Laguna Socompa. La ubicación de los manantiales termales están controlados por las fallascircundantes a los domos.

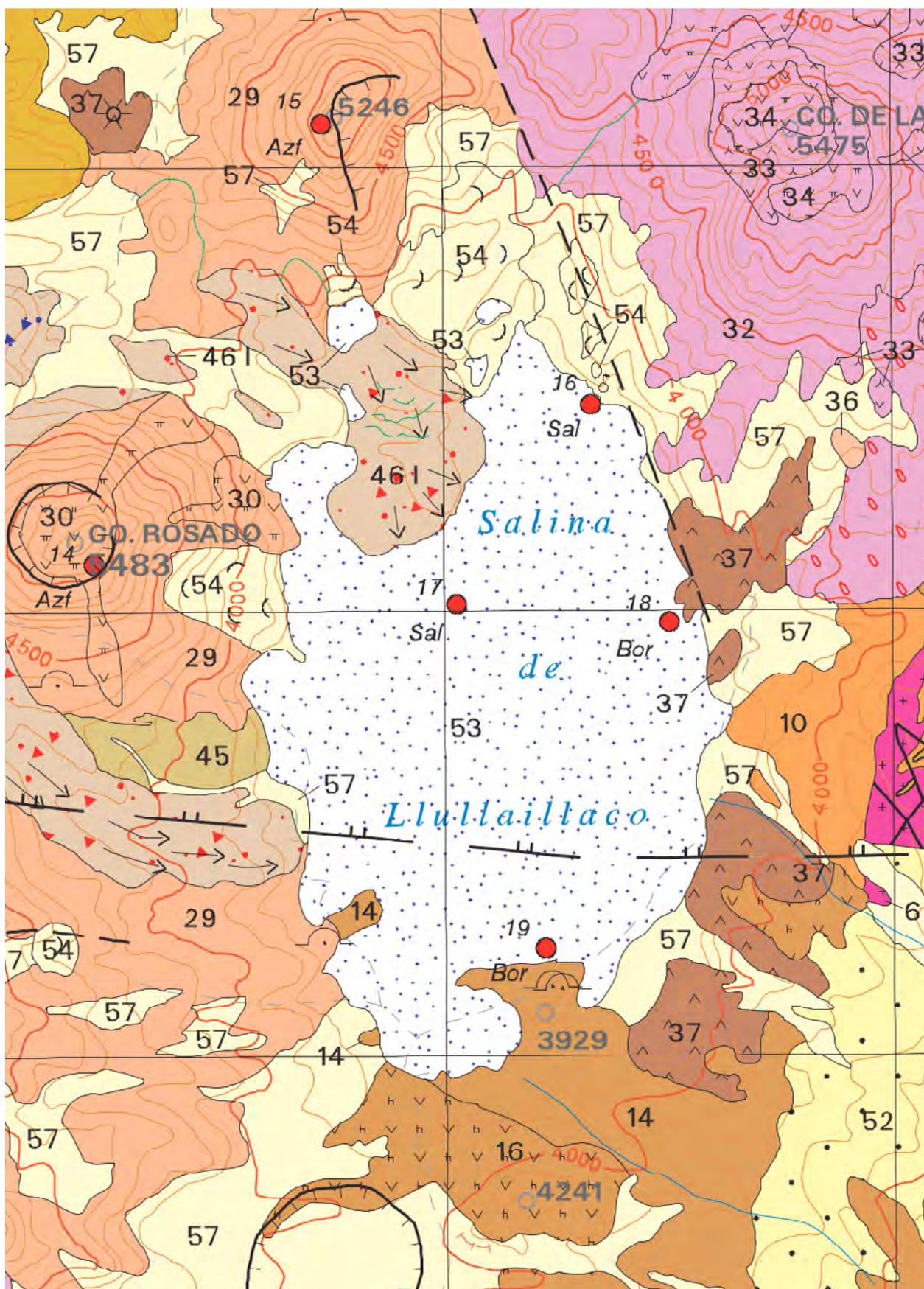


Figura 52. Mapa geológico de la región que contiene al prospecto Socompa y Lullailaco (Zappettini y Blasco, 2001):
 b) Salar Lullailaco. Los manantiales termales están cercanos a las fallas de rumbo NO-SE.

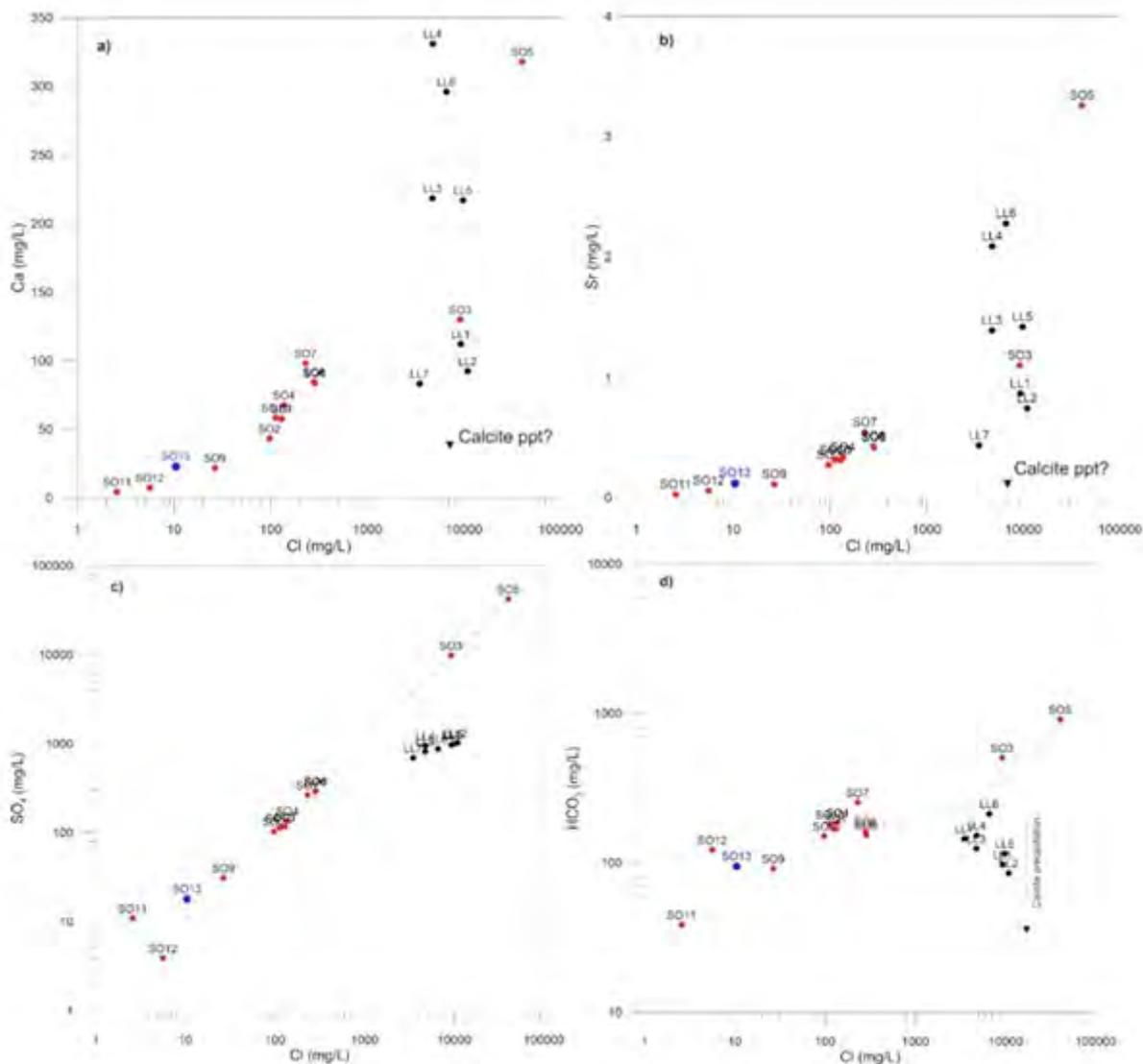


Figura 53. Diagramas de contenido de cloruro frente al contenido de a) calcio, b) estroncio, c) sulfato, d) bicarbonato.

y la línea de sílice amorfa. Esta dispersión de puntos pudo atribuirse a (i) la saturación con un polimorfo de sílice de solubilidad intermedia (por ejemplo, ópalo CT como se ve en la Fig. 51) o (ii) desequilibrio entre los dos subsistemas químicos debido a la dilución de aguas termales o la adquisición preferencial de Mg al enfriarse o a ambos procesos, como ya se mencionó anteriormente. Las aguas caracterizadas por altos valores de STD se distribuyen a la derecha de la línea de máximo equilibrio por enfriamiento conductivo. Esto se debe probablemente a la interacción/disolución de las sales (el contenido de sílice de la mayoría de las aguas salobres es del mismo orden de magnitud que las de aguas diluidas, incluidas las aguas termales) y/o la precipitación de calcita. Además, la dispersión de puntos hacia los menores valores de Log (SiO_2)

es compatible con la precipitación de sílice (como se describió en la sección anterior).

Aunque no se hayan recolectado muestras de “aguas maduras” adecuadas para la aplicación de geotermómetros, se podría intentar obtener algunas estimaciones de temperatura de las aguas termales, probablemente menos afectadas por la presencia de sales (muestras SO1, SO2, SO4 y SO10). Considerando SiO_2 (am) y Ópalo la temperatura probable está próxima a la medida en los puntos de salida ($\approx 25\text{-}26\text{ }^\circ\text{C}$ - ver Fig. 51),

Evaluando cristobalita α o calcedonia las máximas temperaturas alcanzan alrededor de $70\text{ }^\circ\text{C}$ y $95\text{ }^\circ\text{C}$, (muestra SO10, Fig. 51) respectivamente. Entonces, teniendo en cuenta las características hidrogeoquímicas de las muestras recolectadas, la

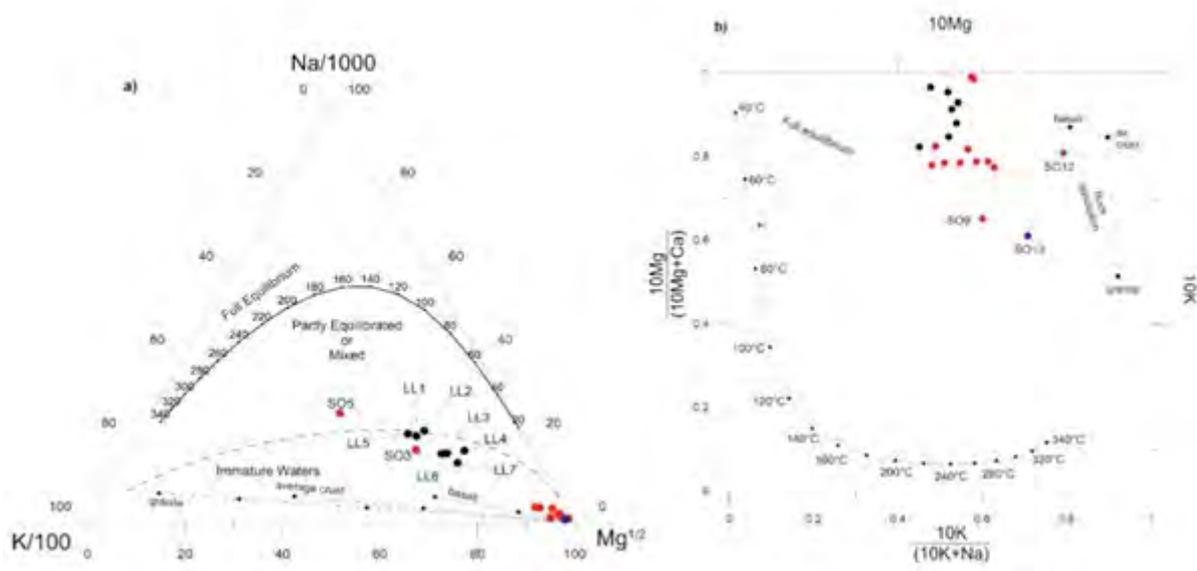


Figura 54. a) Diagrama triangular de Na-K-Mg^{1/2} y b) gráfico de correlación de 10 Mg/(10 Mg + Ca) vs. 10 K/(10 K + Na).

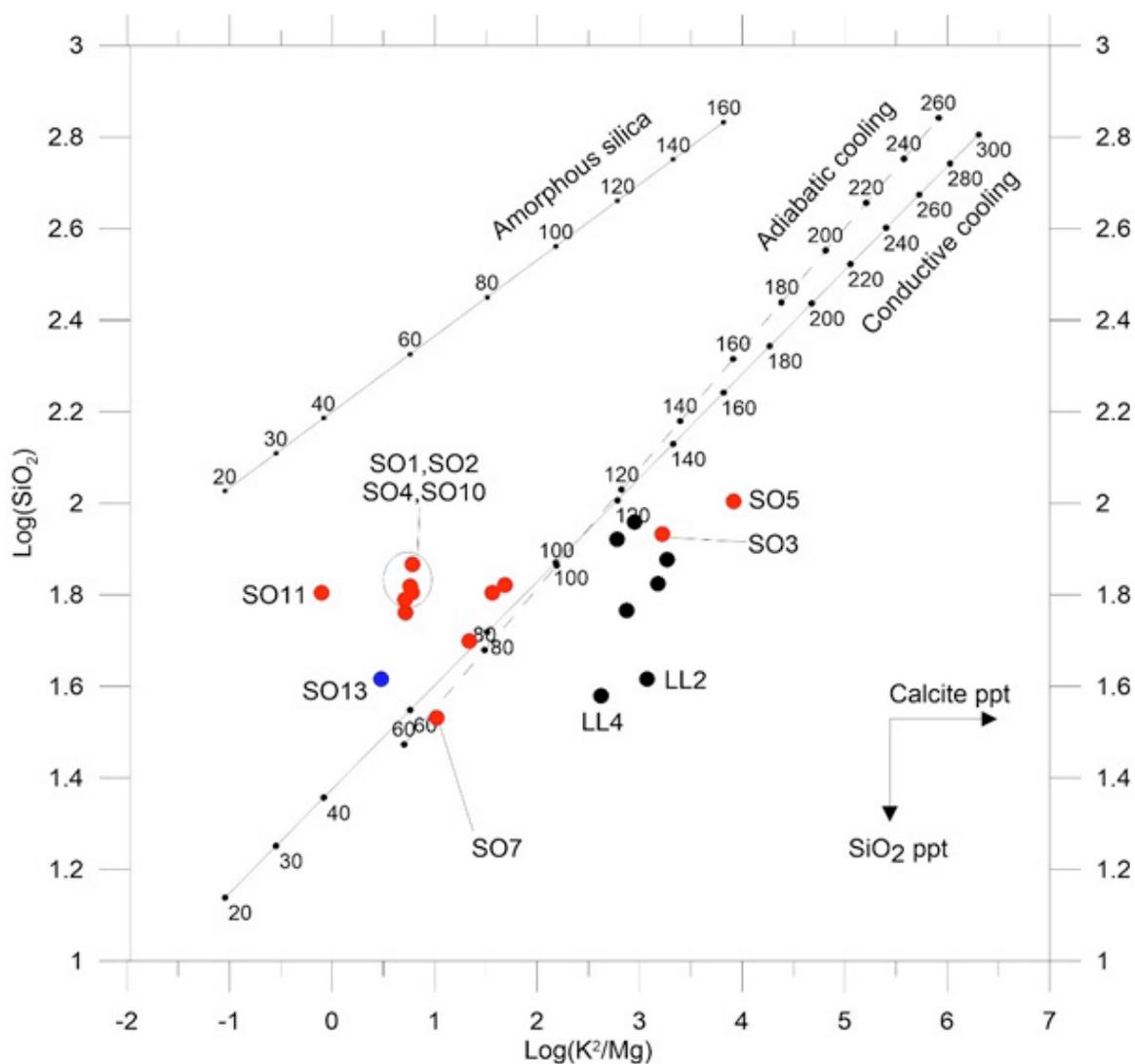


Figura 55. Diagrama de log (K²/Mg) vs. log (SiO₂) (Giggenbach, 1994)

hipótesis del equilibrio con el cuarzo enfriado a una temperatura más alta es muy cuestionable.

La temperatura estimada con el geotermómetro K^2/Mg proporcionó valores bajos (≈ 60 °C, Fig. 51). Esto no es extraño ya que la relación K^2/Mg se re-equilibra más rápidamente al enfriarse (Giggenbach, 1986, 1988).

En las Figuras 56a y b se presenta un enfoque diferente de la geotermometría química, los "Índices de Saturación" (IS), que muestran la variación del IS de los principales minerales respecto a las temperaturas; los valores para graficar se obtuvieron mediante el paquete de *software EQ3/6* (Wolery, 1983; Wolery y Jarek, 2003). Para el análisis se consideraron los manantiales con mayor temperatura de descarga SO2 y SO11, por lo tanto, si se observa la curva del Ópalo, el IS = 0 para este mineral, se logra a una temperatura de 25 °C para ambas muestras. Para la calcita, solo en la muestra SO2, la intercepción de la curva con la del ópalo en un IS = 0 se produce a 38 °C. Se puede sugerir que ésta es la última temperatura de equilibrio alcanzada por el agua antes de la descarga, incluso cuando todas las fases minerales muestran una condición de desequilibrio general.

6.2.4 GEOQUÍMICA DE ISÓTOPOS

Para el análisis se incluyeron datos de bibliografía de aguas pluviales locales, nivales, aguas superficiales de deshielo y pozos ubicadas en el lado oeste y noroeste del volcán Lullailaco (Alpers y Whittemore, 1990). Y para complementarlo se tomaron muestras de aguas frías en puntos ubicados lejos del PGS y a diferentes alturas (SO14, SO15, SO16).

En el clásico diagrama de correlación $\delta^{18}O$ vs. δD (Fig. 57) se graficaron la Línea de Agua Meteorológica Regional (L.A.M.R. - $\delta D = 7,3\delta^{18}O + 7,99$) determinada por Fritz (1978) para la precipitación cercana al Salar de Atacama y la Línea de Agua Meteorológica Mundial (L.A.M.M. - $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$). En acuerdo con Alper y Whittemore (1990), el "exceso de deuterio" para estas aguas pluviales han sido superiores a los valores promedio globales de precipitación ($d = + 10\%$ - Yurtsever y Gat, 1981). Estas características parecen ser compatibles con los efectos de evaporación no equilibradas (Gat y Carmi, 1970; Yurtsever y Gat, 1981) contribuyendo al alto exceso de deuterio en las precipitaciones de la región hiper árida de Atacama (Alpers y Whittemore, 1990).

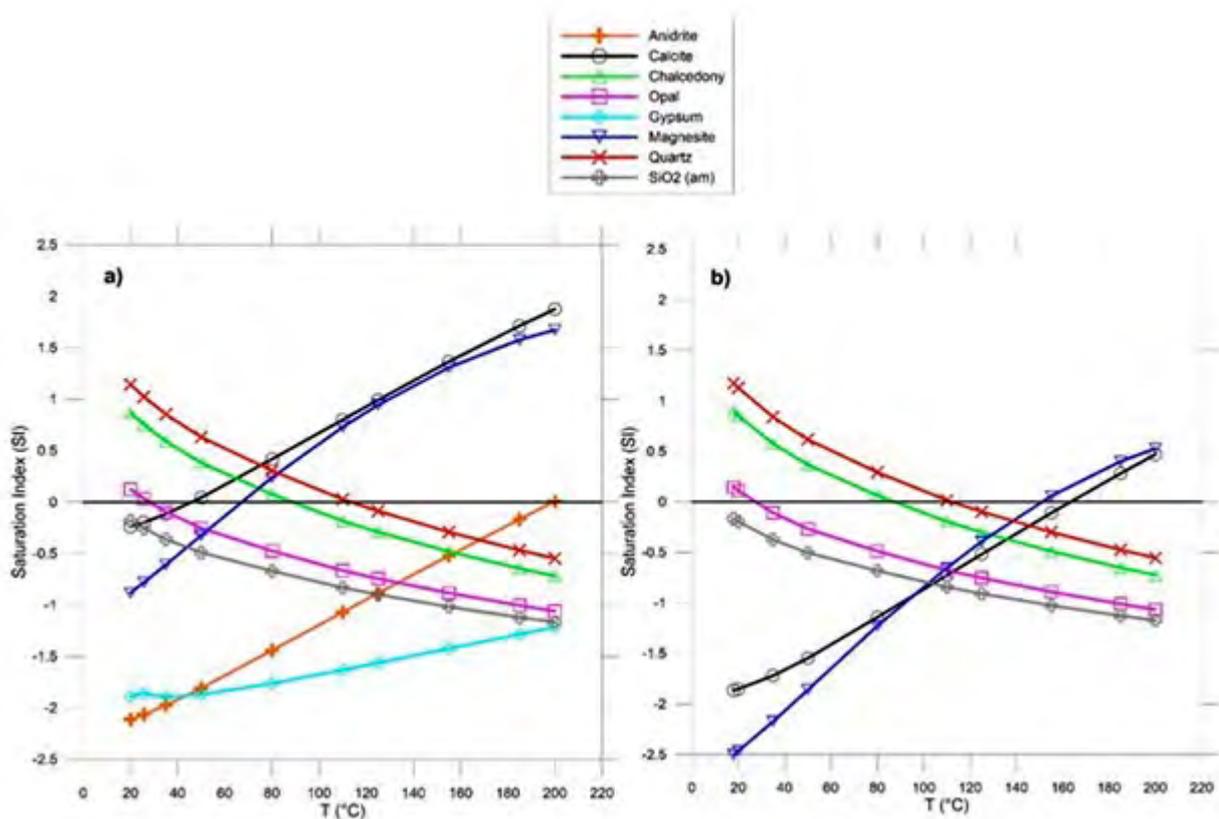


Figura 56. Evolución del índice de saturación (IS) en función de la temperatura para las fuentes termales a) SO2 y b) SO11.

En el gráfico se representó con puntos azules las aguas frías, estas se ubican cercanas a la L.A.M.M. mostrando una alineación caracterizada por una pendiente de 4,16 (ver la línea azul en la Figura 57). La diferencia entre los valores de δD y ^{18}O de estos manantiales probablemente refleja la diferencia en la altitud de infiltración (3.795 m s.n.m. para SO15 y 4.540 m s.n.m. para SO14) pero también pueden deberse a la precipitación, evaporación y sublimación (Kendall y McDonnell, 1998). Estos procesos pueden cambiar, de acuerdo a la temperatura, a la composición de los isótopos estables de las fuentes de vapor de agua y a las características de la superficie que afectan el balance de energía y los procesos de evaporación/sublimación.

Las aguas frías y termales que descargan en la laguna Socompa mostraron composiciones isotópicas estables similares, sugiriendo una misma zona de alimentación, incluso los manantiales ubicados en el lado sur y sureste de la misma (SO1, SO2, SO4, SO9 y SO10) tienen una composición isotópica ligeramente más pesada en comparación con las otras.

El agua de la laguna (SO5) sería una excepción, ya que se ve afectada por una fuerte evaporación en la superficie. La muestra SO3, representa una mezcla

entre el agua de la laguna (SO5) y un componente similar a SO1, SO2, SO4 o SO10, desplazándose hacia la muestra SO5 siguiendo una línea de mezcla (esta característica se confirma en los diagramas ^{18}O vs. Cl y D vs. Cl). El enriquecimiento isotópico que presentaron las aguas termales de la Quebrada del Agua (SO11 y SO11 bis) sugeriría que la zona de alimentación y flujo son diferentes en comparación con las aguas termales de Socompa.

Esta hipótesis es confirmada por sus características químicas observadas en los diagramas de clasificación y en los gráficos de cloruros.

Es interesante hacer notar que las muestras recolectadas cerca de la laguna Socompa y alrededor del salar de Lullailaco definen una alineación con una pendiente de 5,13 (línea roja en la Fig. 57) muy similar a la pendiente 4,97 para la alineación obtenida para el agua de la Cuenca Punta Negra (de Alpers y Whittemore, 1990 - línea verde en la Fig. 57).

Esto podría sugerir procesos físicos similares que afectaron la evolución del agua en esta región. Incluso si las zonas de alimentación fuesen similares, pueden presentarse grandes diferencias en las composiciones isotópicas en manantiales o ríos ubicados en una cuenca cerrada alimentados por agua de deshielo

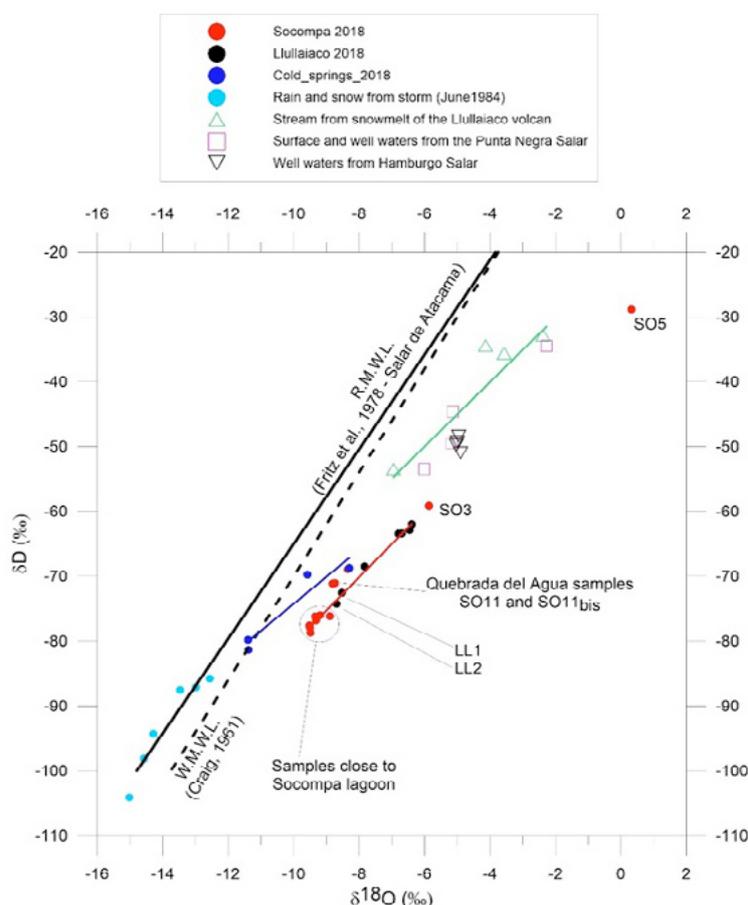


Figura 57. Correlación $\delta^{18}O$ vs. δD y valores para las muestras recolectadas en este estudio. Las líneas mundiales y regionales de agua meteórica también son reportadas.

(como en varias regiones ubicadas a gran altura en los Andes).

Durante los inicios de la temporada de fusión, los isótopos livianos (^{16}O y H) se concentran en el agua líquida y los isótopos pesados (^{18}O y D) en la capa de nieve. Este proceso, conocido como elución isotópica (Ohlanders, 2013), puede ser responsable de la variación de la composición isotópica por encima de los 4-8 ‰ en $\delta^{18}\text{O}$ (Taylor, 2001; Unnikrishna, 2002; Cooper, 1993). La elución isotópica, junto con la evaporación en las regiones hiperáridas, podría explicar el amplio rango de variación en la composición de los isótopos estables de las muestras recolectadas.

Los valores isotópicos para las muestras SO6, SO7, SO8, LL1 y LL2 indicaron que probablemente el área fuente está ubicada a mayor altitud que las otras muestras recolectadas alrededor del salar de Lullaillaco (Figs. 50g, 50h y 57).

Por lo que se discutió anteriormente, las características isotópicas de las aguas termales en el prospecto volcán Socompa parecen ser atribuibles a procesos físicos complejos (es decir, diversos grados de evaporación, sublimación, diferente altitud, elución isotópica), ocurridos inmediatamente después de la infiltración de las aguas, y también por la mezcla con aguas saladas. Por estos motivos, no se observó un desplazamiento o “*shift*” aparentes de los isótopos de oxígeno. La presencia de un “*shift*” en los isótopos de oxígeno es una característica de muchas aguas geotermales y puede deberse al intercambio de este isótopo durante la interacción agua-roca a alta temperatura ($> 150\text{ }^{\circ}\text{C}$) o a la interacción o adición de agua magmática andesítica (tipo arco), la cual fue originalmente definido por Giggenbach (1992a). Sin embargo, la falta de este “*shift*” de oxígeno no es necesariamente una indicación negativa.

6.3 DISCUSIÓN

El volcán Socompa se clasifica como un volcán activo, cerca de la cima se exhiben fumarolas frías, tenues y suelos con vapores difusos (*steaming ground*) con temperaturas cercanas a los $25\text{ }^{\circ}\text{C}$. Esta temperatura está cerca de la temperatura máxima medida en las aguas termales ($25,7\text{ }^{\circ}\text{C}$) y en el suelo ($23,5\text{ }^{\circ}\text{C}$) al oeste de la laguna Socompa. Esta característica sugiere la presencia de un flujo de calor no despreciable, que podría ser responsable, al menos en parte, del calentamiento de las aguas mediante transferencia conductiva. Esto parece ser un proceso bastante extendido, que demuestra la extensión considerable de la “anomalía térmica”.

Las gráficas de cloruros sugieren que las descargas de agua alrededor de la laguna Socompa se ven afectadas por la mezcla de agua dulce-salada y/o la interacción con depósitos/incrustaciones de sal proveniente de la litología circundante. En términos generales, el termalismo es bajo, pero no puede considerarse despreciable teniendo en cuenta la altitud y la temperatura media anual ($-5\text{ }^{\circ}\text{C}$; Houston y Hartley, 2003).

Debido a las características químicas de las aguas termales recolectadas en este estudio (aguas diluidas y muy inmaduras) hay pocas posibilidades de obtener estimaciones geotermométricas significativas, con algunos de los métodos ya planteados.

Las composiciones de isótopos estables sugieren una recarga meteórica para todas las aguas, las variaciones en las concentraciones de $\delta^{18}\text{O}$ y δD podrían deberse a la altura de infiltración, la evaporación, la sublimación y la recongelación.

La falta de manifestaciones termales en superficie y, en general, de evidencias claras de sistemas geotérmicos profundos no es necesariamente negativo. Probablemente este sistema se defina como un campo geotermal ciego quizás similar al paradigmático caso de Cerro Pabellón, ubicado en Pampa de Apacheta, Chile, donde actualmente se generan 48 MWe.

7. CLIMATOLOGIA E HIDROLOGIA DE LA CUENCA LLULLAILLACO

Se desarrolló una evaluación preliminar de la información existente para el área que abarca la Cuenca Lullaillaco inclusive, y se generó en adelante el siguiente estudio que resultó inédito para esta región.

Se consideró las siguientes acciones para elaborar el presente:

- Recopilación y análisis de datos meteorológicos de estaciones próximas a la cuenca.
- Empleo de los registros meteorológicos a partir de sensores satelitales (formato *raster*) para obtener los datos mensuales de temperatura, precipitación y velocidad del viento para un periodo de tiempo determinado.
- Con los datos colectados, la confección de histogramas, climogramas y la inherente cartografía,
 - Delimitación de la cuenca, la red hidrográfica y una definición de los parámetros morfométricos,
 - Incorporación de datos hidroquímicos a la cuenca y establecer un esquema de circulación del agua, áreas de recarga y descarga.

7.1 METODOLOGÍA

Consistió para una primera etapa, en la búsqueda de estaciones meteorológicas cercanas operativas. Al respecto, se identificaron estaciones pertenecientes a la empresa ADY Resources Limited ubicadas a 130 km al ENE del volcán Socompa y otras bajo control de la firma LSC Lithium Corporation, ubicada a 60 km al sur del prospecto.

En vista a que el volumen de datos para una base estadística fue muy escaso, se optó por utilizar la serie continua (años 1990-2000) que ofrece para su descarga la página *worldclim* (<http://worldclim.org/version2>). Esta información es provista como *archivos raster* de extensión *GeoTiff* con resolución espacial de 30 segundos (~1 km²).

Se apeló a las recomendaciones de Fick y Hijmans (2017), donde resultó eficaz aplicar interpolaciones con el método “*spline de placas delgadas*” entre 9.000 y 60.000 estaciones meteorológicas distribuidas en el mundo. Las covariables utilizadas incluyeron elevación, distancia a la costa y las provistas por la plataforma satelital *MODIS* en lo referente a temperatura máxima y mínima de la superficie terrestre y de la cubierta de nubes.

Posteriormente con el *software ArcGis 10.1* se analizaron e interpretaron las *imágenes raster* (promedios mensuales de precipitación, temperatura media y velocidad del viento) en el entorno de *ArcMap*.

Mediante la herramienta de Extracción por Mascar de la Herramienta de Análisis Espacial, se separó el área donde se halla la cuenca. Con la *Calculadora Raster* se obtuvo la precipitación total, la temperatura y el viento promedio anual.

Una vez procesada toda esta información, se procedió a confeccionar la cartografía de contornos regulares de distribución aplicando la herramienta de Contorno a intervalos de 10 mm para isoyetas (Fig. 64); 2 °C isotermas (Fig. 65) y 0,5 m/s para vientos (Fig. 66).

Por último, se determinaron sitios de interés, de los cuales empleando la herramienta Extracción por Muestra, se obtuvieron los registros climáticos puntuales. Con el programa *Excel* se realizaron gráficos lineales, radiales y de columnas y utilizando el programa *WRPLOT 8.02* se dibujó una rosa de los vientos (Fig. 63).

Dado que existen pocas referencias de la aplicación de la metodología planteada para un análisis climático en regiones áridas, se realizó una recopilación de antecedentes bibliográficos para validar estos resultados.

Como ejemplo se consideró a Halloy (1991) que entre noviembre y diciembre de 1984, calculó los primeros parámetros climáticos en el ámbito del volcán Socompa (temperatura, humedad, precipitación, presión y evaporación) mediante un termohigrografo ubicado a 60 cm de la superficie. Consistió en un cilindro plástico de 17 cm de profundidad por 6 cm de diámetro para la medición pluvial, una platina circular metálica de 15 cm de diámetro y 3 cm de profundidad llenada con agua de deshielo a 2 mm debajo del borde, para la medición de la evaporación. La presión fue calculada mediante la transformación de la temperatura de ebullición del agua de nieve a la presión mediante una tabla (Babor e Ibarz-Aymares, 1977).

Los resultados se presentan en las Tablas 8 y 9.

En cuanto a las temperatura medias diurnas del aire las curvas de la Figura 58 expresan sus variaciones.

Utilizando como referencia el gráfico (Fig. 59) elaborado por Minetti (2005), para una altura promedio de la cuenca de 4.400 m s.n.m., se pudieron hacer correlaciones (línea roja) con una precipitación aproximada de 400 milímetros.

Para la evaluación hidrológica se descargó el *shape file* que delimita la cuenca Lullaillaco propuesta por el INTA (Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria) y en relación a este polígono se calculó mediante el *software GIS* los parámetros morfométricos principales. Con el conjunto de herramientas de Hidrología provenientes de la caja de herramienta del Análisis Espacial del sistema *GIS*, se realizó la confección de la red hidrológica (Fig. 73), corroborando con imágenes satelitales la correcta demarcación de los cauces.

7.2 RESULTADOS

7.2.1 ESTACIONES CERCANAS

El área que abarca la cuenca Lullaillaco no cuenta con estaciones meteorológicas, las más cercanas al volcán Socompa y a modo de referencia, son las que se detallan a continuación pero que no fueron objeto de análisis ya que no disponían de un registro apropiado de mediciones:

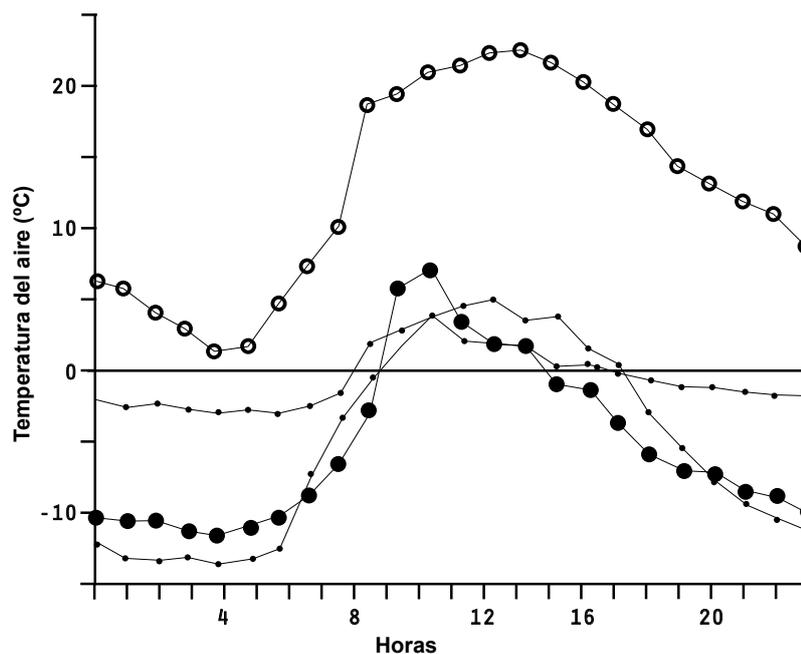
- Estación Rincón, perteneciente a la empresa ADY Resources Limited a 130 km al ENE del volcán (2009-2017).
- Estación meteorológica de la empresa LSC Lithium Corporation a 60 km al sur (2018).

	Días medidos	Temperatura °C					HR			
		Min	Max	Amp diurna	Amp 24hs	Prom 24hs	Min	Max	Prom 24hs	24hs
Socompa (6060 m)	8	-12,1	9,0	21,1	18,8	-5,5	32	100	51	78
Socompa (3850 m)	2	0,0	22,9	22,0	21,0	12,3	0	90	75	35

Tabla 8. Valores de temperatura y humedad relativa

Variables			
Presión de Vapor	Evaporación	Velocidad y dirección del viento	Precipitación
489,2 mbar	A 5500m: 7,5 mm/d cumbre: > 3.6 mm/d	14-28 m/seg Oeste	No registradas, solo inferidas mediante las evidencias geomorfológicas, la presencia de la laguna y comparando con lo que se conoce de otros cerros. El total anual probable es de 400 milímetros (Halloy 1983 y 1985)

Tabla 9. Parámetros calculados



58. Temperatura media diurna del aire medido a 60 cm sobre el suelo. Puntos: cima del volcán Socompa a 6.060 m s.n.m, lejos de la zona de fumarolas y suelo caliente. Círculos: base del Socompa a 3.850 m s.n.m. (noviembre de 1984).

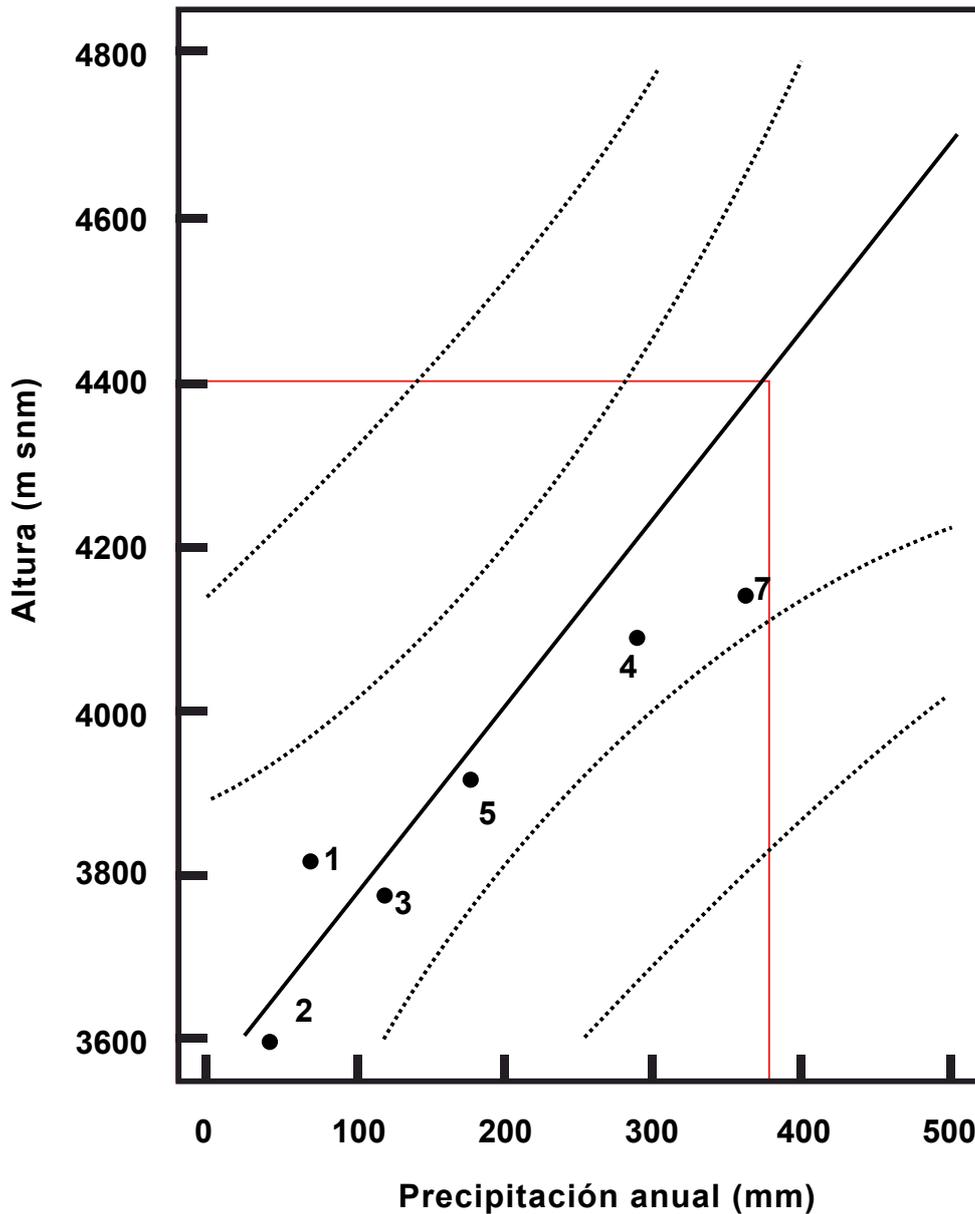


Figura 59. Modelo lineal de variación de las precipitaciones con la altura entre La Puna y las principales elevaciones divisorias de agua/vapor en el oriente. 1: Olacapato, 2: Salar de Pocito, 3: S.A. de Los Cobres, 4: Coranzulli, 5: Sey, 6: Mina Aguilar, 7: Lulunchayoc.

7.2.1.1 Estación Rincón

Las características de este tipo de estación meteorológica marca *Davis Instruments*, origen EE.UU, es que colecta los datos de manera automática. Al respecto contó con un registro de mediciones desde el 1 de junio del 2009 al 31 de diciembre del 2017, en los siguientes parámetros:

- Temperatura del aire exterior (°C, Fig. 60)
- Humedad Relativa exterior (% , Fig. 61)

- Presión Barométrica (hPa, Fig. 62)
- Velocidad (m/s) y dirección del viento (Fig. 63)
- Índice de calor
- Precipitación (mm)
- Radiación Solar (W/m^2)
- A partir de estos datos calculan otras variables tales como:
 - Punto de Rocío (°C)
 - Evapotranspiración (mm)

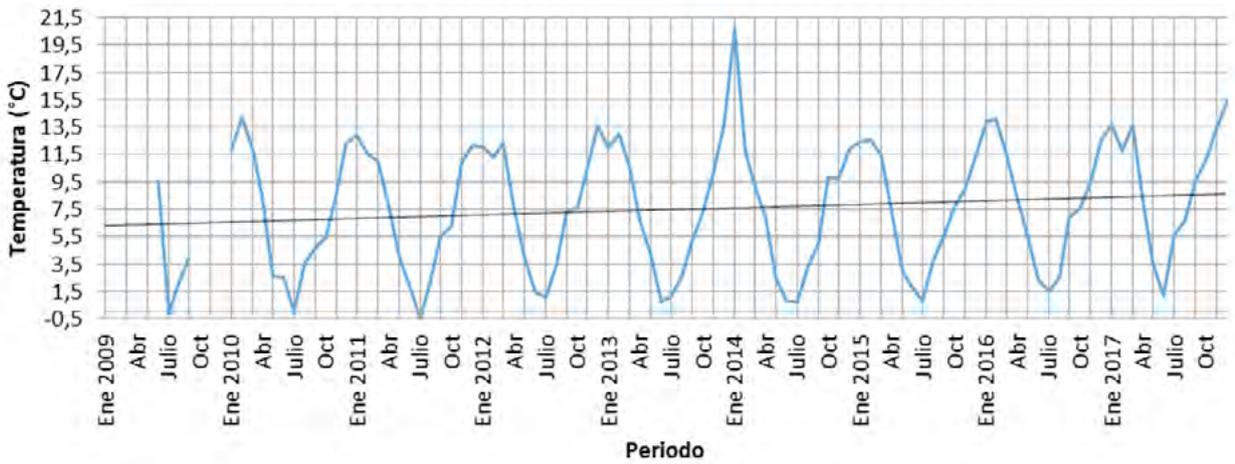


Figura 60. Temperatura del aire en la Estación Rincón

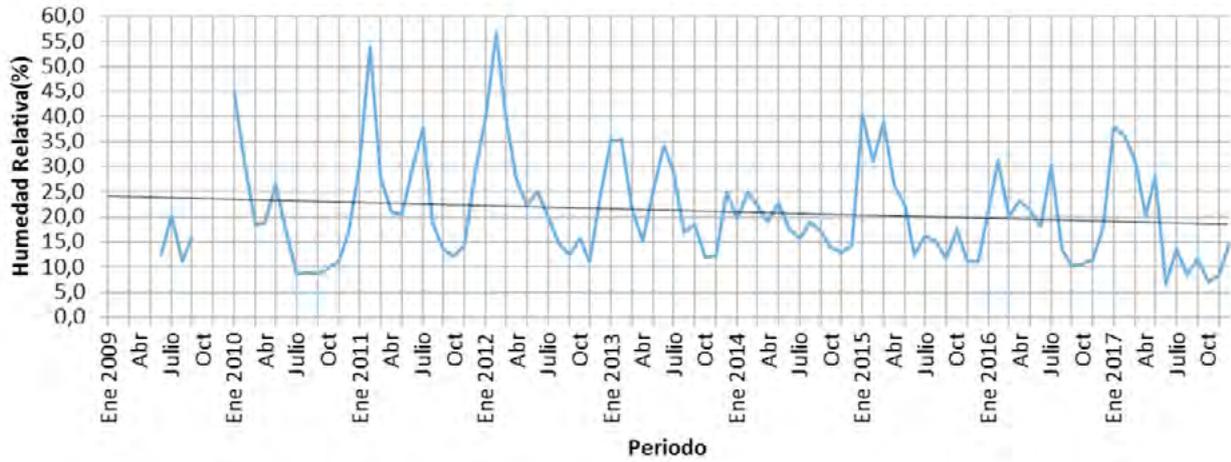


Figura 61. Humedad Relativa en la Estación Rincón

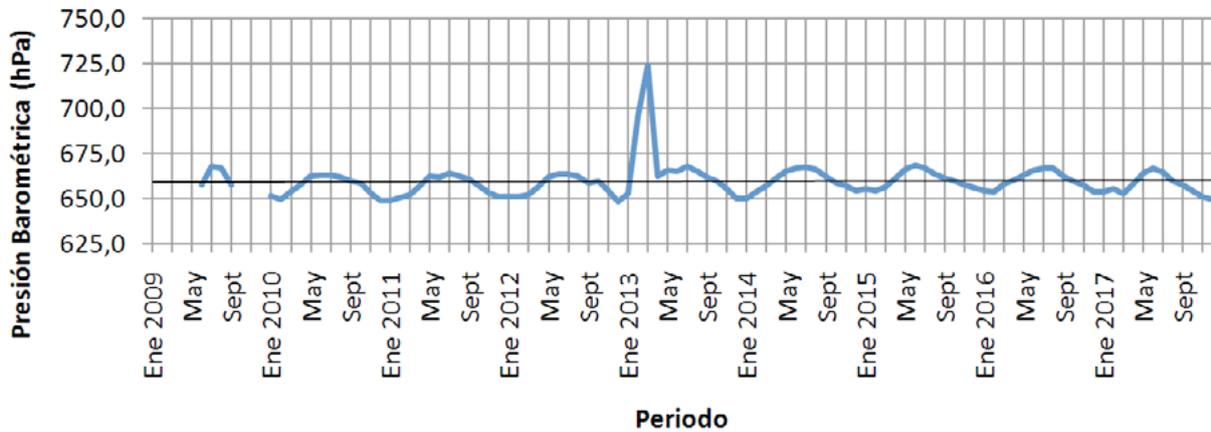


Figura 62. Presión Barométrica en la Estación Rincón

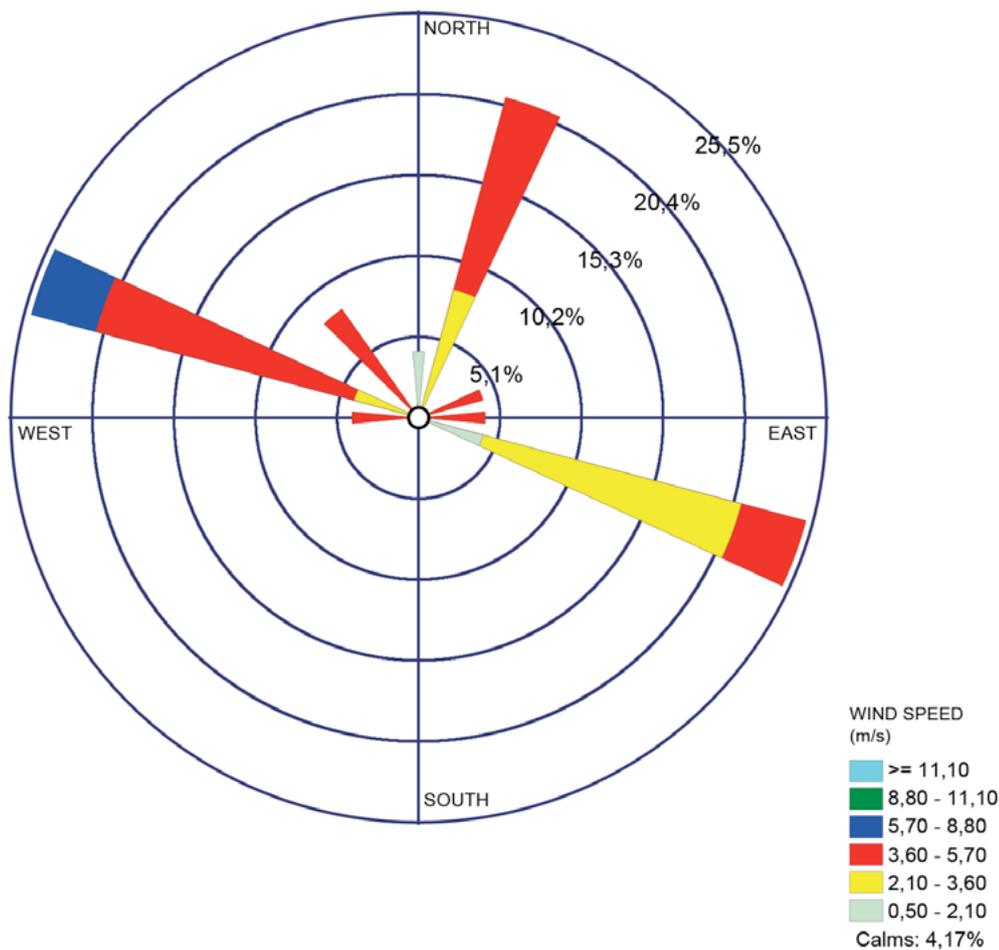


Figura 63. Velocidad y dirección del viento graficado por la estación marca *Davids Instruments*, origen EE. UU.

A continuación, se presentan los parámetros más representativos, no mostrándose la precipitación ya que la estación registró valores de 0 para todo el periodo.

7.2.2 REGISTROS DE WORLDCLIM

Del análisis de los *raster* procesados con *ArcGis* y la extracción de la información para el análisis en *Excel* se resumieron los resultados en la Tabla 10. Se puede observar que las máximas precipitaciones coincidieron con el periodo estival pero llamativamente las mínimas precipitaciones no han coincidido precisamente con el periodo invernal. En meses como Junio y Julio se registraron de 1 a 3 milímetros, interpretándose que son el resultado de precipitaciones sólidas.

La cartografía resultante como parte del análisis de los *raster*, son las que se muestran en las Figuras

64 (mapa de isoyetas), 65 (mapa de isotermas) y 66 (mapa de vientos).

Se ilustra en las Figuras 67, 68 y 69 la distribución de temperaturas y precipitaciones. Así mismo el climograma de relación de estos elementos climáticos evidencian sus dominios según los sitios del distrito en exploración.

Los dominios de velocidad del viento señalan los meses de preponderancia a través de los climogramas radiales de las Figuras 70 y 71.

Con todo lo expuesto se concluye que la región Puna, donde se ubica el prospecto geotérmico, se caracteriza por su clima seco y frío, con grandes variaciones térmicas diarias.

Las precipitaciones anuales son escasas, concentrándose las lluvias en los meses de verano, con un promedio que varía entre 40 mm en las zonas deprimidas y 80 mm en las zonas elevadas. Esta

sequedad ambiental estaría acentuada por una fuerte irradiación solar.

Otro rasgo a considerar es que, en los meses de invierno, los fuertes vientos azotan las cumbres con velocidades superiores a 6,5 m/seg y en los valles la velocidad estaría por debajo de los 5 m/seg para el resto del año.

Si se observan las isolíneas de máximas velocidades de la Figura 66, se puede considerar, que los vientos provienen del O - SO y del NE, impactando fuertemente a barlovento y disminuyendo a sotavento.

La temperatura media anual para el período 1970 - 2000 fue de 4,2 °C. El mes más caluroso (enero)

tuvo una temperatura media mensual para la serie, de 7,5 °C. Mientras que para el más frío (junio) fue de -0,04 °C.

Según la clasificación de *Köppen* de acuerdo al comportamiento de las temperaturas y las precipitaciones en la zona, la clasificación correspondería a BWk' (árido de desierto muy frío, según Mendoza y González, 2011).

Y en acuerdo a la caracterización de Cabrera (1968), se clasificaría la región del prospecto como ubicado en Puna seca, indefectiblemente definido con la presencia de la laguna Socompa y los salares (100-400 mm).

Registros Meteorológicos Cuenca Llullaillaco Periodo 1970-2000		
Parámetros	Precipitación Acumulada Anual (mm)	417
	Precipitación Máxima (mm)	27 (Febrero)
	Precipitación Mínima (mm)	0
	Temperatura Promedio Anual (°C)	4,2
	Temperatura Máxima Promedio (°C)	12,2 (Enero)
	Temperatura Mínima Promedio (°C)	-7,1 (Julio)
	Velocidad del Viento Promedio Anual (m/seg)	5,83
	Velocidad del Viento Máxima (m/seg)	8,80 (Junio)
	Velocidad del Viento Mínima (m/seg)	4,50 (Febrero)

Tabla 10. Registros meteorológicos para la Cuenca Llullaillaco

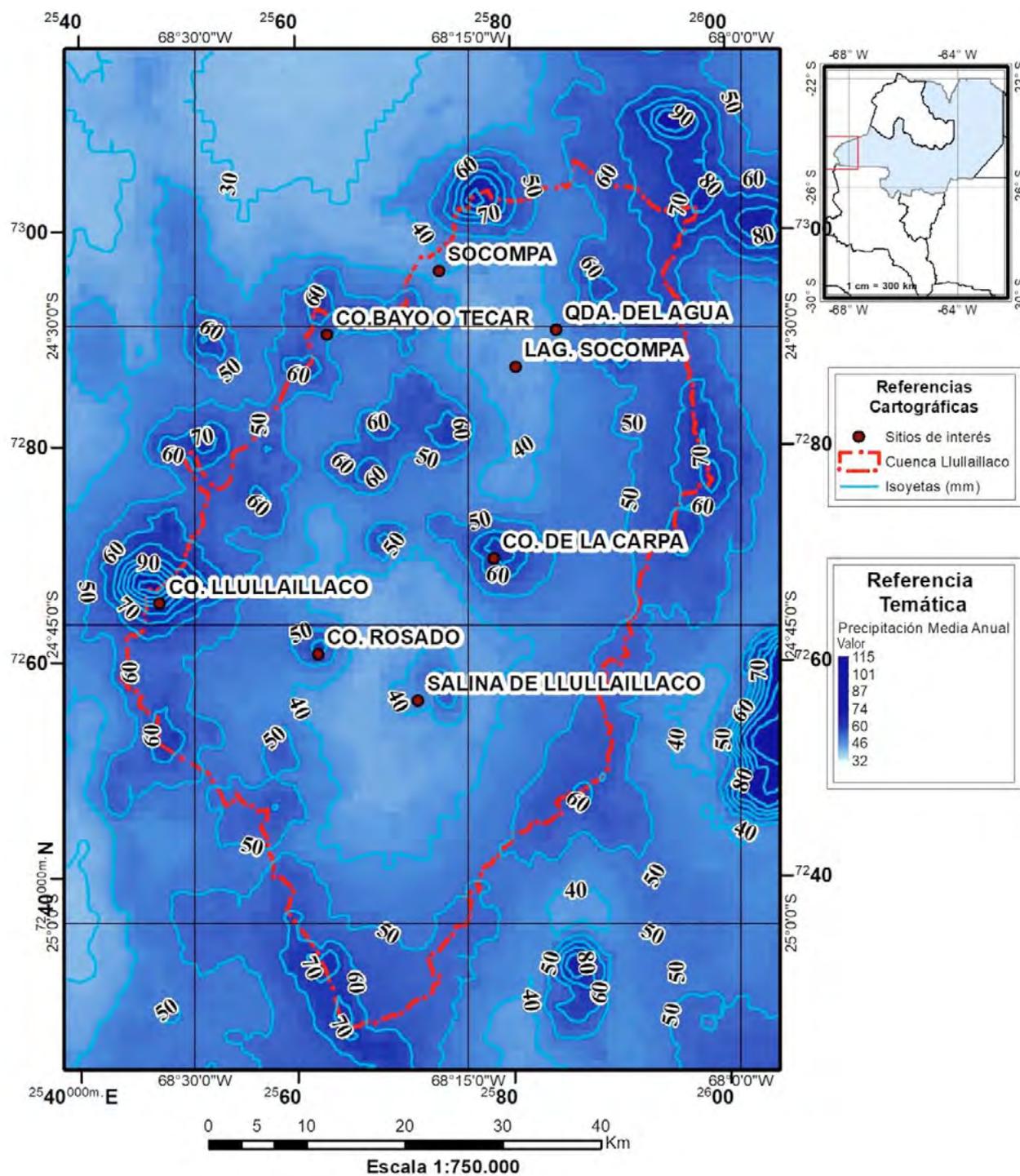


Figura 64. Mapa de Isoyetas de la Cuenca de Lullailaco del período 1970-2000 (Word Clim, versión 2.0). Resolución espacial 30 segundos. Sistema de referencia POSGAR94, Datum WGS84.

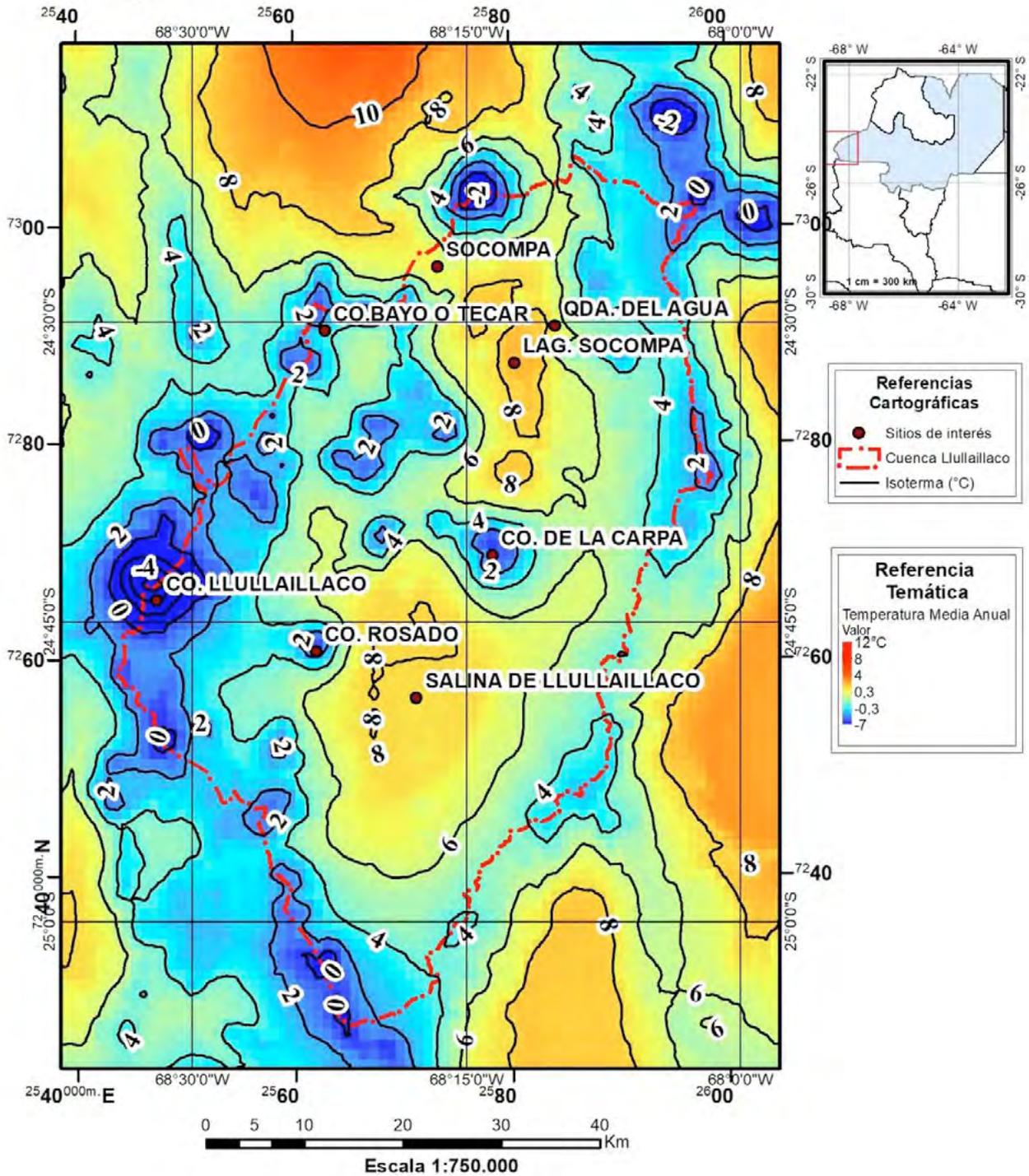


Figura 65. Mapa de Isothermas de la Cuenca de LLullailaco del período 1970-2000 (Word Clim, versión 2.0). Resolución espacial 30 segundos. Sistema de referencia POSGAR94, Datum WGS84.

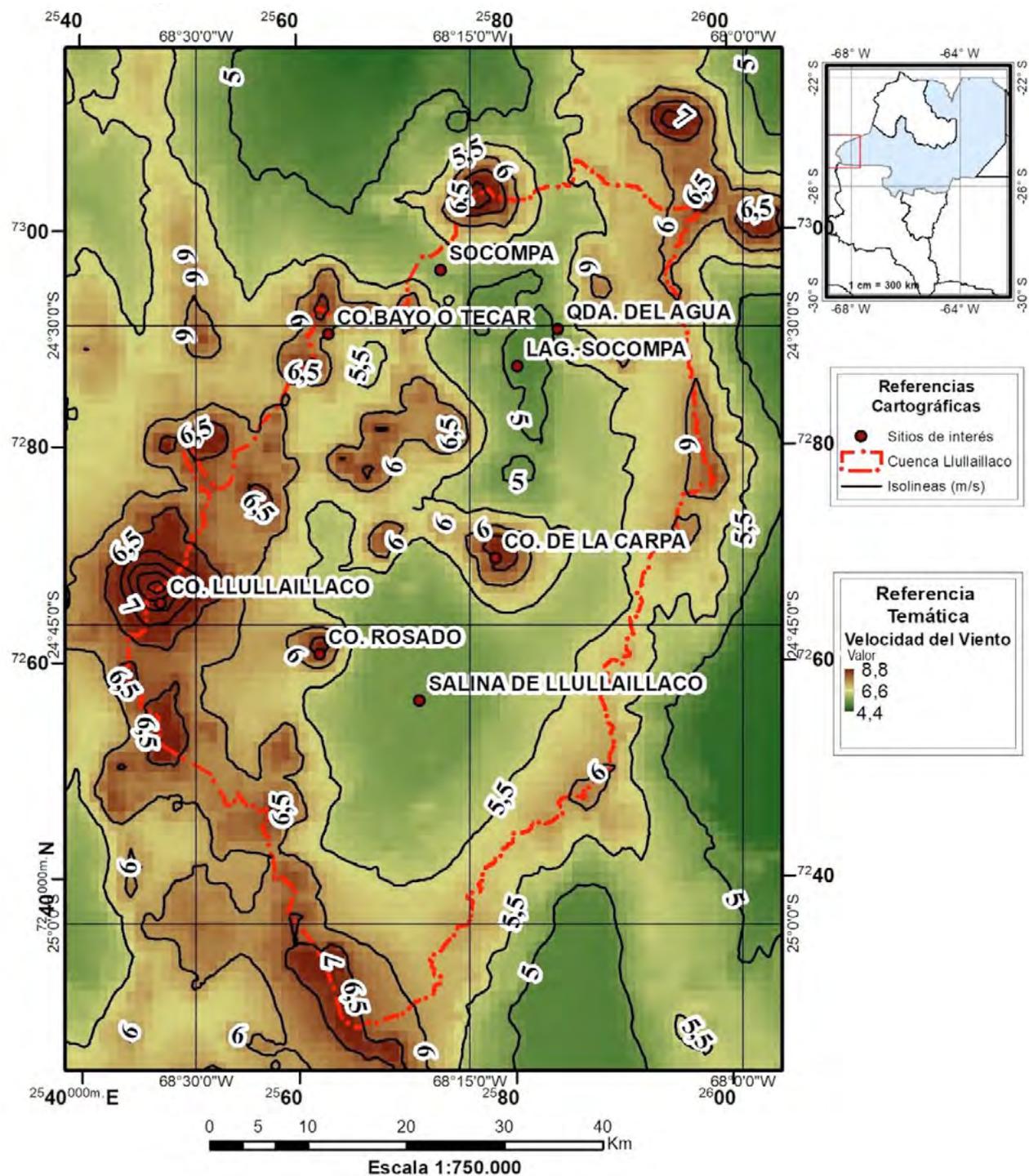


Figura 66. Mapa de vientos de la Cuenca de Lullailaco del período 1970-2000 (Word Clim, versión 2.0). Resolución espacial 30 segundos. Sistema de referencia POSGAR94, Datum WGS84.

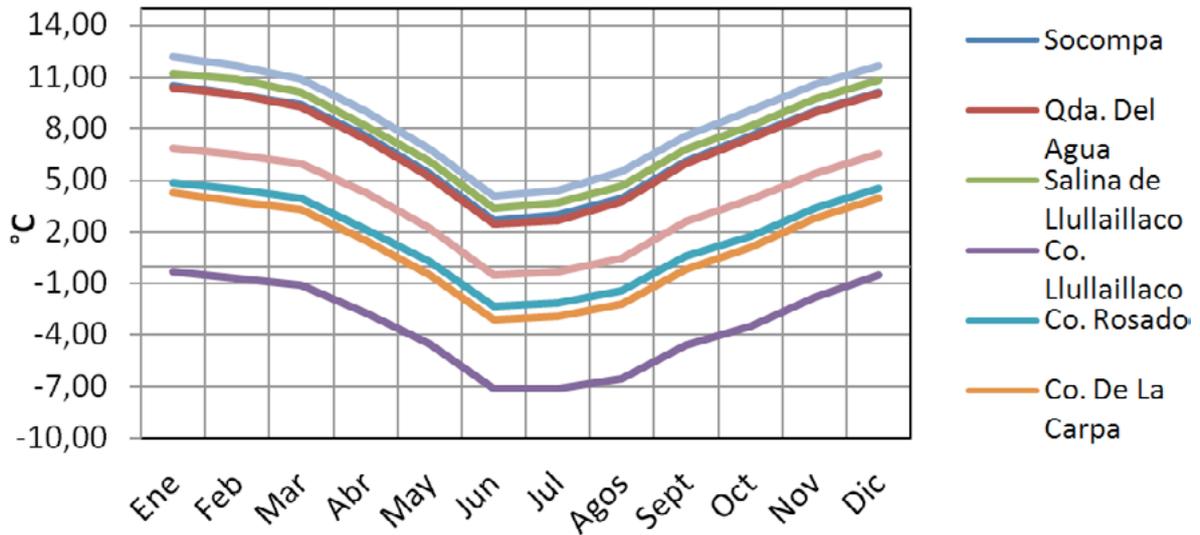


Figura 67. Histograma de Temperaturas Medias Mensuales. Años 1970-2000.

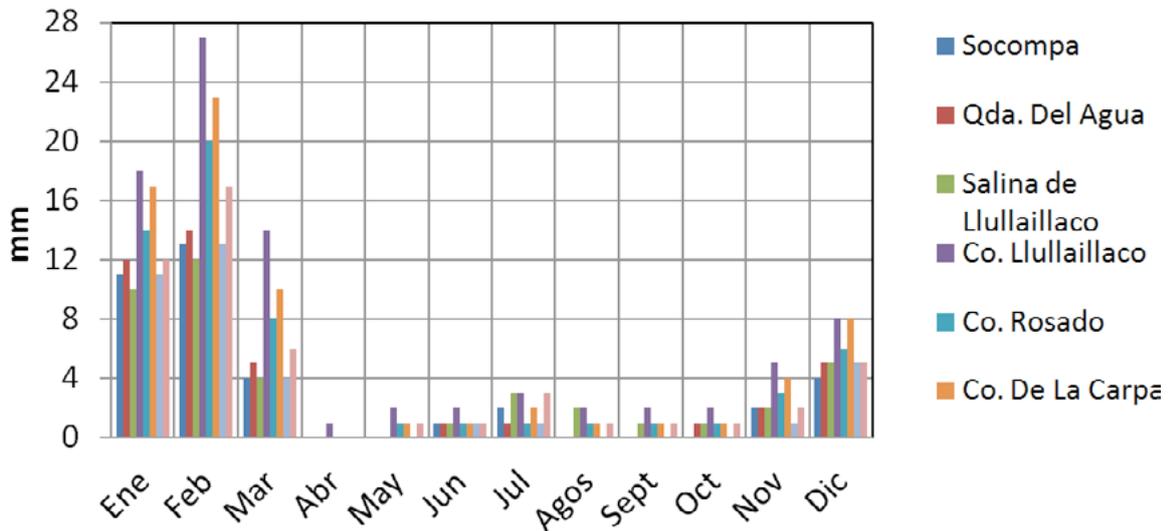


Figura 68. Histograma de Precipitaciones Medias Mensuales. Años 1970-2000.

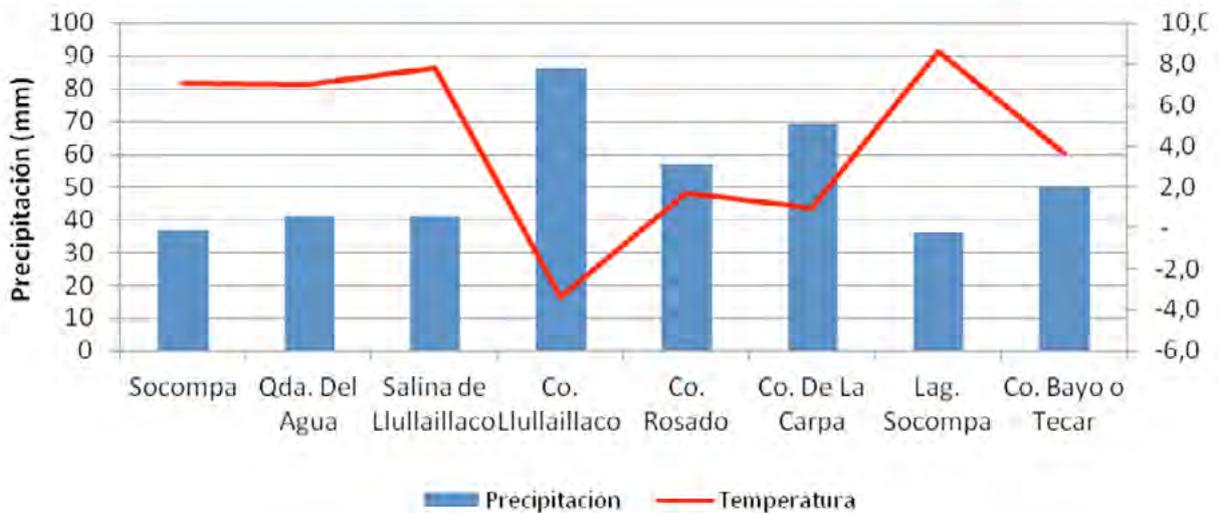


Figura 69. Climograma, precipitaciones acumuladas anual versus temperatura media anual. Años 1970-2000.



Figura 70. Diagrama Radial de Velocidad del Viento. Años 1970-2000.

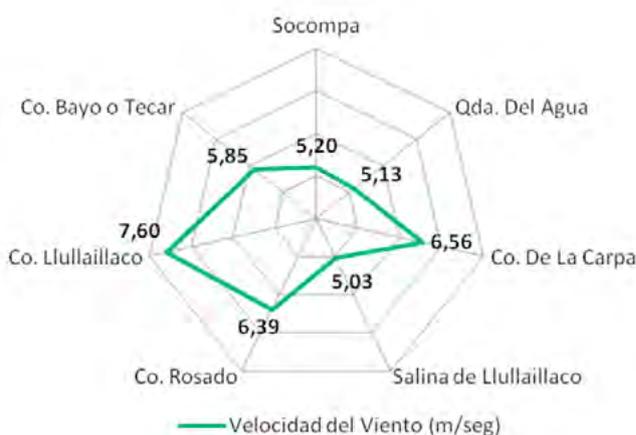


Figura 71. Diagrama Radial de Estimación de Dirección del Viento. Años 1970-2000.

7.2.3 HIDROLOGÍA

La cuenca Lullaillaco es un sistema hidrográfico endorreico, con el desarrollo de depresiones salinas (Salar de Lullaillaco) y lagunas (Laguna Socompa y Tecar) donde está presente de forma temporal o permanente, cuerpo lagunares.

Las escasas precipitaciones son principalmente estivales y de carácter torrencial, las cuales erosionan fuertemente el terreno por donde discurren, formando cauces muy marcados.

En los cordones montañosos de mayor altitud, en periodos nivales, las precipitaciones ocurren en forma de nieve o granizo, que luego se derriten y circulan aguas abajo.

Si los caudales son mínimos, dada la elevada temperatura imperante durante el día y a la baja humedad relativa del aire, el agua retorna a la atmósfera por evaporación, o se incorpora rápidamente al subsuelo, sufriendo una rápida infiltración en las potentes acumulaciones aluviales, coluviales y fan-glomerádicas que ocupan los sectores de pedemonte del volcán. Sin embargo, en ciertas áreas cuando el nivel freático alcanza la superficie, vuelve a aflorar en forma de vegas o lagunas, como la vega de la Quebrada del Agua y la laguna Socompa.

A continuación, la Tabla 11 resume los parámetros morfológicos más significativos.

Área (km ²)	Perímetro (km ²)	Altura máxima	Altura mínima	Altura media
2.457	316	6.736	3.554	4.348

Tabla 11. Parámetros morfológicos de la cuenca

7.2.4 HIDROQUÍMICA

Del análisis hidrológico, geológico y climático, se deduce que el área de recarga de la cuenca se encuentra en el sector NE y E de la misma donde se observó la mayor densidad de la red de drenaje (Fig. 73) y las máximas precipitaciones (Fig. 64); como las temperaturas en esos sectores no son altas (Fig. 65) se puede establecer entonces que, dada la permeabilidad de las formaciones cuaternarias, lo que precipita logra infiltrarse y ser una fuente de aporte a los acuíferos.

Como se observa en el *diagrama de Piper* (Fig. 72), se pudo establecer principalmente tres familias de aguas, las que han respondido a aguas de recarga, las que se hallaron alrededor del salar de Lullaillaco y las correspondientes a la ribera de la laguna Socompa.

Sus características químicas permitieron apreciar que estos grupos han presentado un origen y evolución diferente, caracterizado por el ambiente geológico por donde circulan.

Los estudios de geoquímica de fluidos permitieron exponer que: la muestra SO12 de la Quebrada del Agua, presentó un carácter bicarbonatado sódico y sus resultados isotópicos confirmaron la proximidad con la línea meteórica mundial (Craig, 1961). Por lo tanto, esta muestra fue la más representativa del agua de lluvia, indicando que no se presentó evaporación ni mezcla con otras aguas.

La muestra SO9, también bicarbonatada sódica, evidenció mayor concentración iónica por su mayor recorrido y posible mezcla entre SO12 y SO1.

La muestra SO1 representó a un agua clorurada-bicarbonatada sódica, se encontraría en el campo de

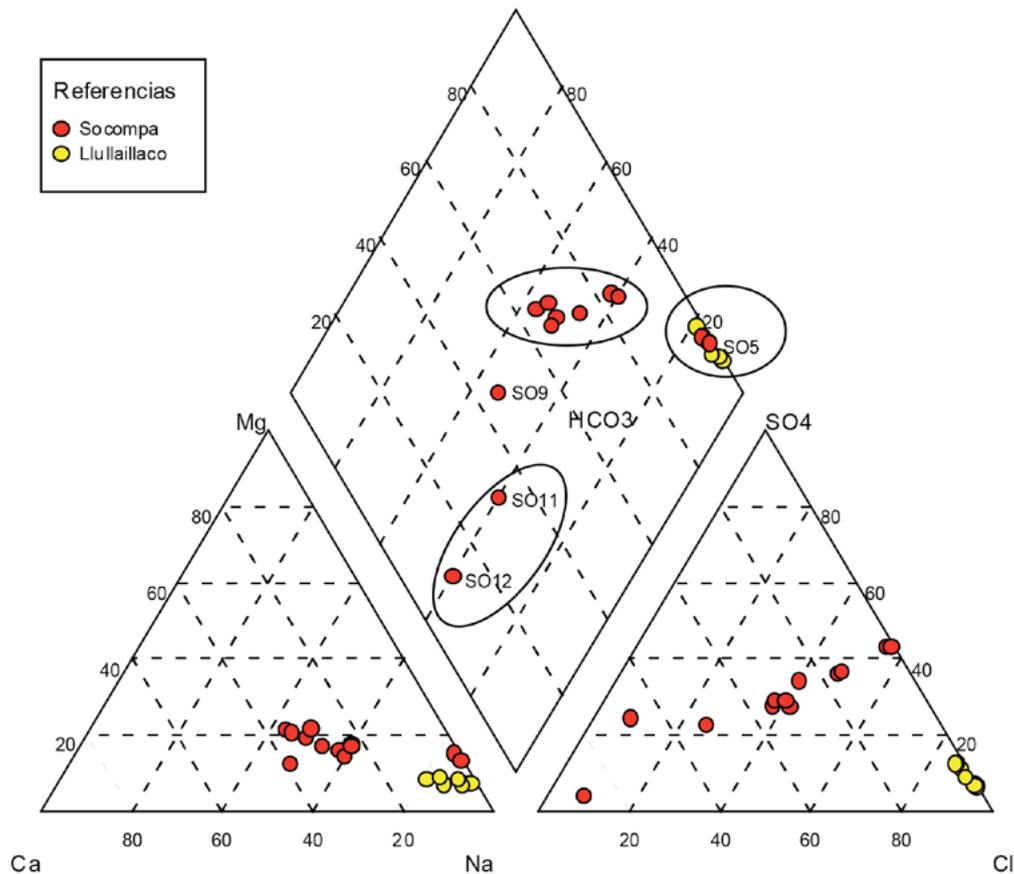


Figura 72. Diagrama de Piper con indicación de las familias de aguas

las aguas de mezcla, posiblemente influenciada con el agua de la laguna.

La muestra SO5 manifestó ser clorurada-sulfatada sódica, muy concentrada iónicamente. No presentó signos de mezcla y según sus isótopos mostraría un enriquecimiento importante lo que se interpretaría como un agua evaporada sin contacto de un acuífero profundo.

La muestra SO3 fue también del tipo clorurada-sulfatada sódica, pero con menos concentración iónica e isotópica que la SO5. Representa en evolución hacia la evaporación.

La muestra SO8, de carácter clorurado-sulfatado sódico, sería efectivamente un agua de mezcla. Indicando empobrecimiento isotópico con tendencia a la evaporación.

La muestra LL2, LL6 y LL7 se constituyeron como cloruradas sódicas con altas concentraciones de Cl⁻, precisamente la LL2 se ubicó al pie del Cerro de la Carpa, siendo un agua empobrecida isotópicamente lo que demostró la existencia de una zona de recarga próxima pero con la capacidad de incorporar iones a su paso. En cambio, la muestra LL6, sería un agua que acreditaría tendencia a la evaporación y la LL7 expuso

un agua isotópicamente intermedia a las demás, pero con menor concentración de iones que el resto.

En todos los casos las muestras correspondieron a aguas inmaduras, en el caso de SO5 fue más bien de una mezcla, que de un agua con tendencia al equilibrio. En la Figura 73 se ilustra la ubicación de las muestras caracterizadas.

7.3 CONSIDERACIONES FINALES

Los aspectos específicos en cuanto al carácter climático de sequedad de la región donde se ubica el proyecto serán de importancia al momento de evaluar la potencialidad del contenido de fluidos a hallar ahora en un hipotético reservorio. Indefectiblemente la serie temporal de evolución climática deberá ser más amplia al momento de alcanzar el modelo geotérmico definitivo. Pero son consideraciones a tener presente e imaginar, ante la posible presencia de unidades profundas permeables con contenidos de fluidos fósiles, en renovación permanente, o unidades acuíferas-reservorio de roca seca caliente.

Del análisis hidroquímico se puede concluir que en la cuenca se distinguieron tres familias de aguas,

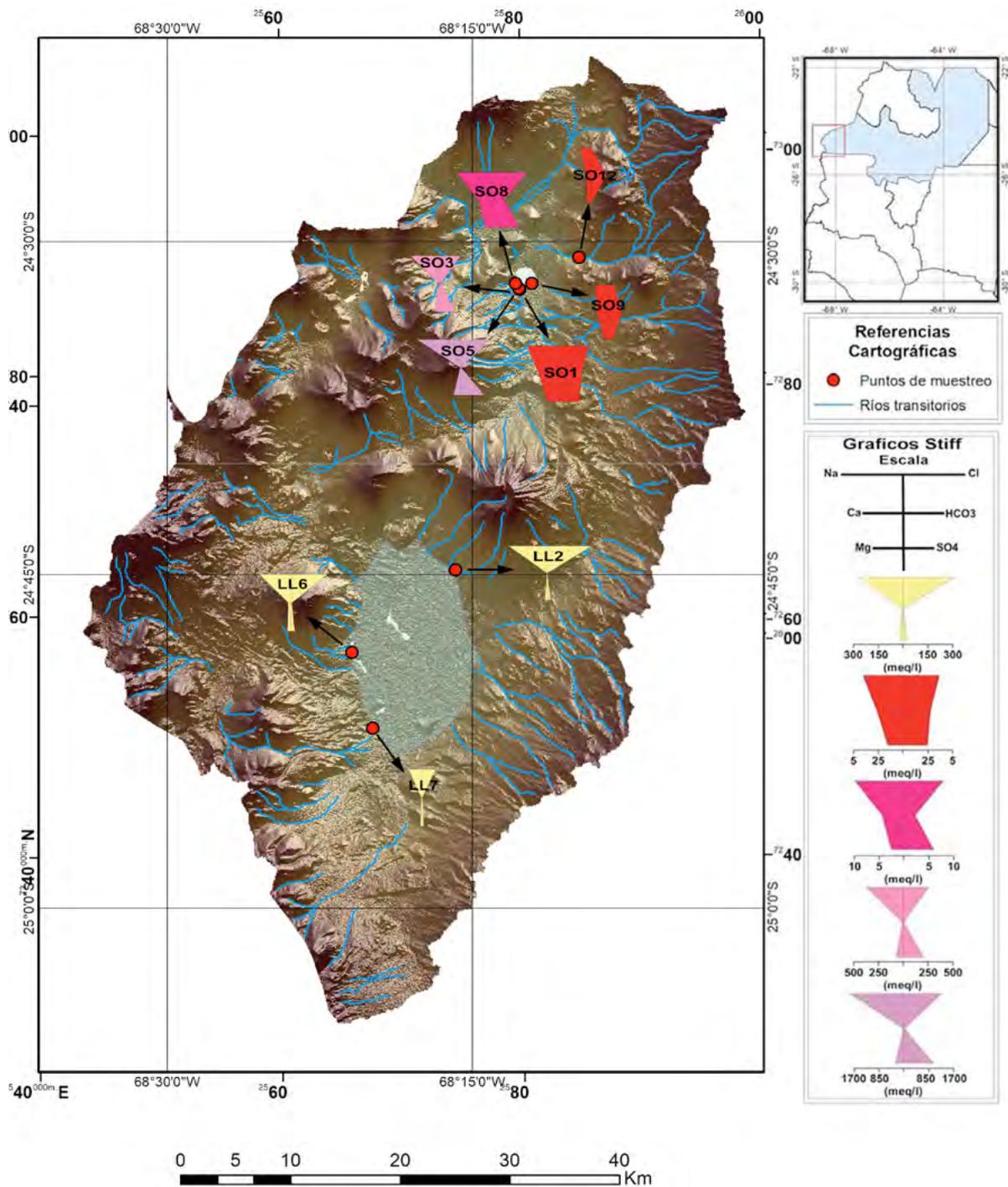


Figura 73. Mapa Hidrológico e Hidroquímico de la Cuenca Lullaillaco. Sistema de referencia POSGAR94, Datum WGS84.

las que responden a aguas de recarga, las que se encuentran alrededor del salar de Lullaillaco y las de la cuenca imbrífera que contiene a laguna Socompa. Sus características químicas indican que estos grupos presentan un origen y evolución diferente, caracterizadas por el ambiente geológico por donde circulan.

El carácter clorurado estaría dado por una mezcla con el agua de la laguna o el salar respectivamente; el carácter sulfatado, podría indicar el propio ambiente volcánico, mayor tiempo de circulación favoreciendo

el intercambio iónico, o un origen a partir de un acuífero profundo. Las aguas bicarbonatadas representan la recarga que localmente se daría en los puntos más elevados .

Los resultados climáticos, hidrológicos (dirección de flujo, pendientes) e hidroquímicos (recarga y descarga) permitirían dividir a la cuenca Lullaillaco en dos principales subcuencas. Se propone a la subcuenca “Socompa”, con un área aproximada de 660 km², para los futuros trabajo de campo y gabinete.

8. PROSPECCION GEOFÍSICA MAGNETOTELÚRICA

8.1 METODOLOGÍA

En el mes de diciembre de 2017 se ejecutó una primera etapa del programa de prospección geofísica según métodos magnetotelúricos (MT), específicamente en el rango de frecuencias de audiomagnetotelúrica (AMT).

La elección de esta técnica para el relevamiento geoelectrico subterráneo se basó en su comprobada eficacia en diversos proyectos de exploración geotérmica en el mundo (citas). El rango de frecuencia de esta técnica AMT varía entre los 92.000 a 0,1 Hz, alcanzando los 2.000 m de profundidad dependiendo de la conductividad eléctrica del subsuelo.

Por tratarse de un sistema geotermal ciego (*blind geothermal system*) la aplicación de estos métodos geofísicos de alcance profundo se constituyen en herramientas aptas para la detección de evidencias vinculadas a la existencia de reservorios hidrotermales activos.

Se posicionaron 34 estaciones de medición en el rango de frecuencia de 0,1 a 10.000 Hz, distribuidas en una superficie del orden de los 18 km², denominada Paño I, en un sector de la cuenca imbrífera que contiene a la laguna Socompa, específicamente aquel que se ubica dentro de la depresión correspondiente a la criptocaldera mencionada en el capítulo de geología de superficie. La selección de esta primera área de prospección geofísica fue de consuno con el equipo de geólogos del proyecto, en vista a que dicho sector guarda las mejores condiciones hidrogeológicas para contener acuíferos profundos y presentar un marco estructural de probable trampa de reservorios geotérmicos.

Este ámbito de trabajo estuvo delimitado por la geoforma Loma Colorada (domos dacíticos) al oeste, Filo Caipe y la Falla Quebrada del Agua al este. También dentro de ese contorno, es donde se han hallado las primeras manifestaciones termales, reforzándose con ello la elección de esta zona como la más atractiva para ejecutar la primera prospección geofísica.

Se consideró también que los resultados que se obtengan podrían ser útiles como elementos de parametrización de las anomalías que se hallen en los futuros trabajos del programa de geofísica MT.

La expectativa fue obtener un primer resultado que indentifique rasgos de interés geotérmico y deducir si los mismos son proyectables más allá del Paño I .

Desde el punto de vista de la capacidad de auscultamiento de la técnica y tratándose de un territorio sin información en cuanto a las dimensiones en profundidad de las unidades litológicas a explorar, se consideró pertinente a que el objetivo inicial a caracterizar podría observarse a una profundidad (Z) entre los 800 a 1.000 metros.

Por otra parte, con una mirada enfocada a la calidad de resolución de los rasgos esperados a descubrir en profundidad, se consideró el *Teorema del Muestreo de Nyquist*, en el caso de que el espaciamiento entre estaciones sea grande, la señal original no podría recuperarse. Es decir, si Δd es la distancia entre estaciones, las mismas no podrán recuperar estructuras menores que $2\Delta d$. Bajo este principio es que se estableció una separación entre estaciones 400 metros.

Tratando de respetar tanto la mencionada separación, como la distribución 3D de las mismas, es que se determinaron 34 sitios de lectura, en lugar de los 20 previstos en el plan original de estudio. La separación seleccionada fue suficiente como para obtener una resolución 3D que permita asociar las anomalías de resistividad con la litoloestratigrafía imperante, inclusive prever la posibilidad de hallar *outflows* bajo control estructural y que respondan a las expresiones termales observadas en superficie.

Por otro lado, como las heterogeneidades superficiales de menor dimensión pueden distorsionar la definición de las estructuras profundas, fue por ello que se consideró para este trabajo no interpretar las anomalías que sean definidas por una sola estación.

Para la medición de las impedancias tensoriales se empleó un equipo marca *Geometrics*, modelo *Stratagem* EH4-II, origen EE.UU. (Fig. 74) tanto en su configuración habitual, como con sensores de alto período, considerando a ese fin barras de campo magnético H_x y H_y marca *Schlumberger*, origen EE.UU., que usualmente se emplean en dispositivos magnetotelúricos de baja frecuencia MT (Fig. 75). Se señala que la aplicación de sensores originalmente diseñados para lecturas en bajas frecuencias, es técnicamente compatible para *loggers* AMT. Y su uso está permitido y homologado por el fabricante *Geometrics*.

El arreglo del tendido fue mediante el montaje de dipolos E_x e E_y , orientados N-S y W-E, respectivamente. Se usaron electrodos metálicos en la banda 1Hz a 10.000 Hz con una separación de 50 m y electrodos impolarizables (conformes para instrumentos MT de baja frecuencia) impregnados en solución sobresaturada de cloruro de plomo, en la banda 0,1 – 10 Hz, con una separación de 60 metros (ver Figs. 76 y 77).

El *software* de adquisición utilizado fue el *IMAGE-GEM*, licencia EE.UU., con la capacidad de realizar un preprocesamiento en terreno, filtrar la señal, ajustar la ganancia por cada canal en los campos eléctrico y magnético, y permitir la obtención del tensor de impedancia complejo (Z_{ij}).

Por cada banda de frecuencia se aplicaron más de 50 segmentos de series de tiempo, alcanzando así un análisis robusto automático de la señal (mejorando la relación señal-ruido).

El umbral de coherencia para ambos campos fue de 0,7. No obstante en gabinete se seleccionaron manualmente los segmentos de las series temporales y se incrementó el umbral de coherencia para los campos (H_x , H_y , E_x y E_y) a 0,9.

El tiempo de adquisición de datos en campo fue de aproximadamente 30 a 45 minutos entre bandas.

En cuanto a los trabajos de procesamiento e inversión, con los cuales se elaboraron los modelos 2D y 3D, se utilizó el *software WingGLink* desarrollado por Geosystem de Italia que también se emplea para editar, rotar y ver la consistencia entre Amplitud y Fase de los tensores de impedancia (para ello se aplicaron los algoritmos D+Sutarno). Como es sabido, a partir de los tensores de impedancia se calculan

las resistividades aparentes y las fases. Al respecto, se tuvo especial cuidado en verificar la compatibilidad entre resistividad aparente y fase, para corregir aquellos errores derivados de la heterogeneidad superficial del subsuelo.

Específicamente para la inversión 3D de los datos magnetotéluricos se empleó el *código ModEM* de Egbert y Kelbert (2012). Éste emplea el método del gradiente conjugado no lineal (NLCG), invirtiendo el tensor de impedancias, Z_{ij} .

Los modelos iniciales se construyeron mediante el *software 3D Grid* que ayudó a la visualización de los datos, la interpolación de los mismos para la obtención de iguales períodos en todos los sitios de medición y graficar parte de los resultados, entre otras tareas.

Para comprender la ubicación y dimensión del área de prospección de esta etapa de la exploración, la Figura 78 ilustra claramente.

8.2 INTERPRETACIÓN

Desde el punto de vista geoelectrico los parámetros obtenidos responden a un predominio electrostratigráfico de resistividades medias a altas (100 a 500



Figura 74: *Logger* de medición *Stratagem EH4-II* con una batería de alimentación de 12 volts



Figura 75: Barras de lectura del campo magnético de baja frecuencia. La barra izquierda está señalizada para ubicarse en sentido E-W y la barra de la derecha para una ubicación en sentido N-S.



Figura 76: Nodo de conexión de los 2 sensores magnéticos (barras H_x y H_y) con orientación N-S y E-W, y los 4 dipolos (E_x e E_y) con orientación N-S y E-W



Figura 77: Electrodo impolarizable correspondiente al arreglo de registros para bajas frecuencias MT

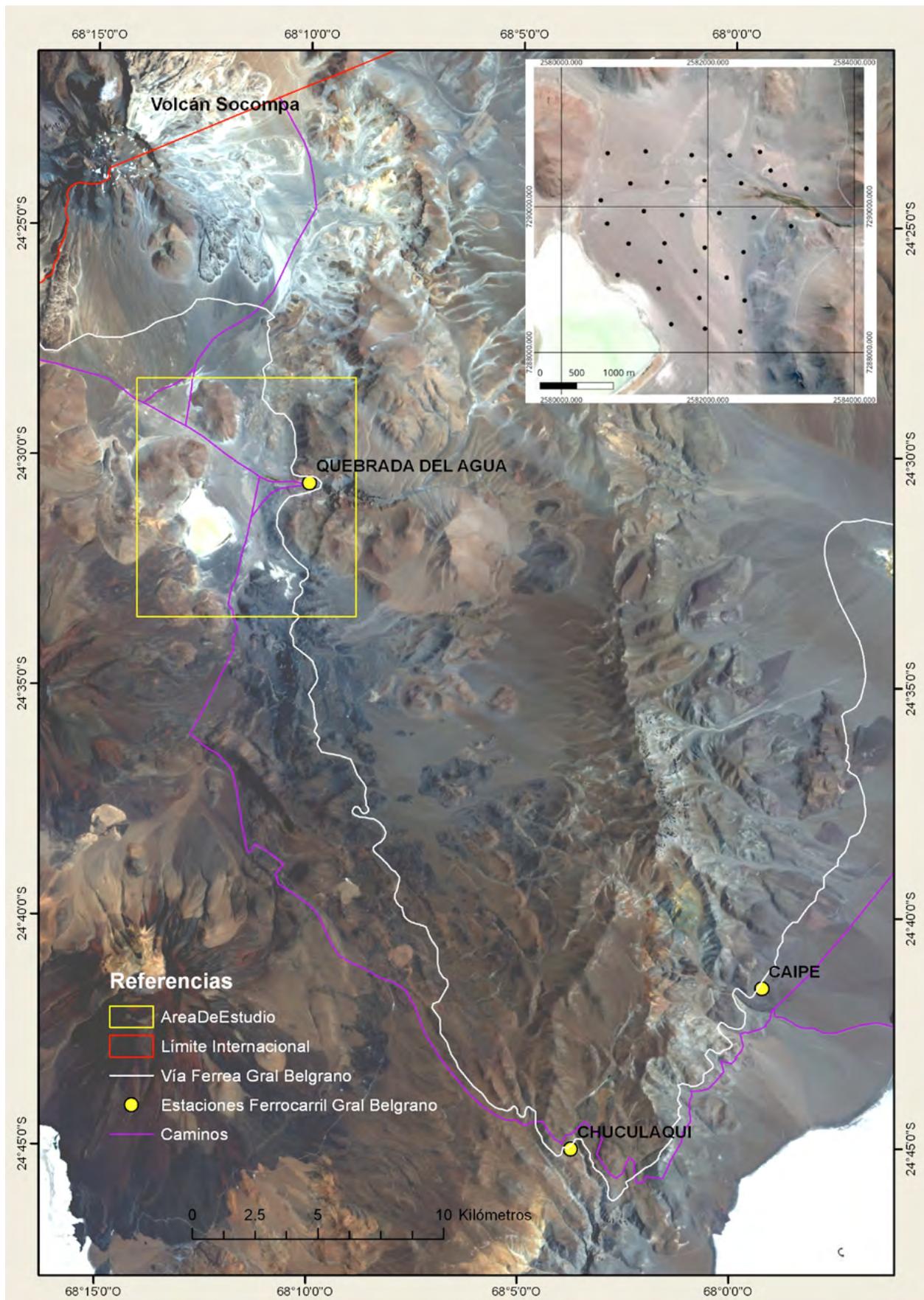


Figura 78. Imagen general del área del prospecto con ubicación del área de estudio geofísico

ohm.m) pero con la singularidad de haber hallado una única anomalía electroconductiva extrema (≤ 5 ohm.m) con una particular ubicuidad espacial. Su distribución y morfología se ilustran en las Figuras 79, 80, 81, 82 y 83. Al respecto se destaca su persistencia areal a la profundidad de 600 metros (Fig. 79)

Sean las imágenes (2D) en planta XY (Figs. 80 y 81), como las secciones (XZ) más significativas que se muestran en el bloque diagrama de la Figura 82 y los diagramas corpóreos de la Figura 83, se interpreta que probablemente su forma esté sujeta a algún tipo de control litoestratigráfico.

Por otra parte, es característica su morfología en cuanto a la presencia de prolongaciones ascendentes,

como se ilustra en la gráfica 3D de la Figura 83. Estos apéndices se seccionan con las representaciones planares XY (en anomalías aisladas) desde la profundidad de 200 m hasta los 500 metros

Con todo ello se propone dos posibles interpretaciones geológicas sobre la razón de existencia de esta conspicua anomalía conductiva.

(1) Se trataría de un nivel acuífero cuya posición coincidiría estratigráficamente con los Miembros Medios e Inferior de la Formación Quebrada del Agua, tal vez rico en sales, donde soluciones electrolíticas coadyuvan a las bajas resistividades halladas. Las proyecciones de baja resistividad de la unidad electroconductiva de fondo, podrían

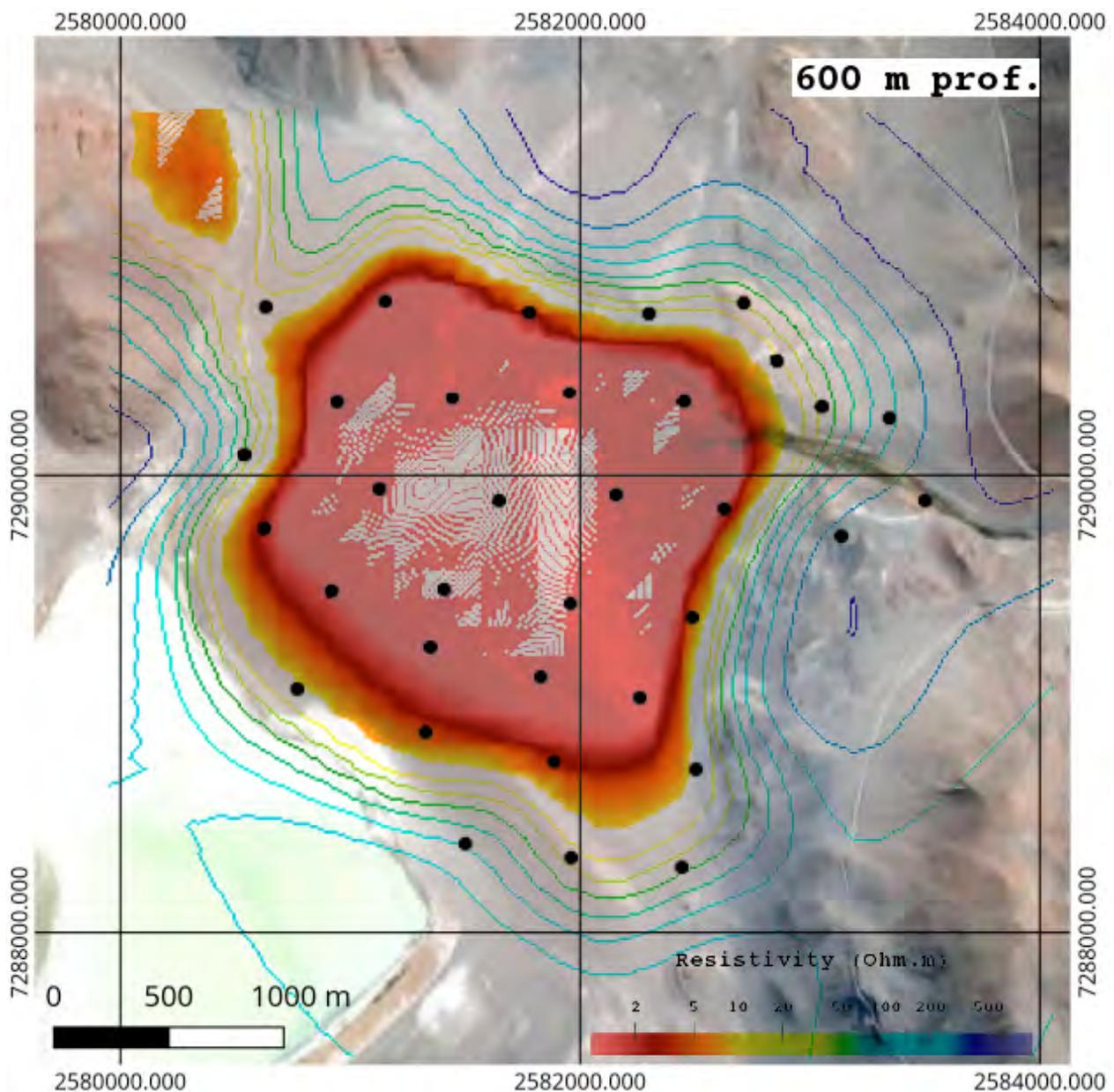


Figura 79. Anomalía conductiva con valores < 5 ohm.m. Mapa en coordenadas POSGAR94, Datum WGS84.

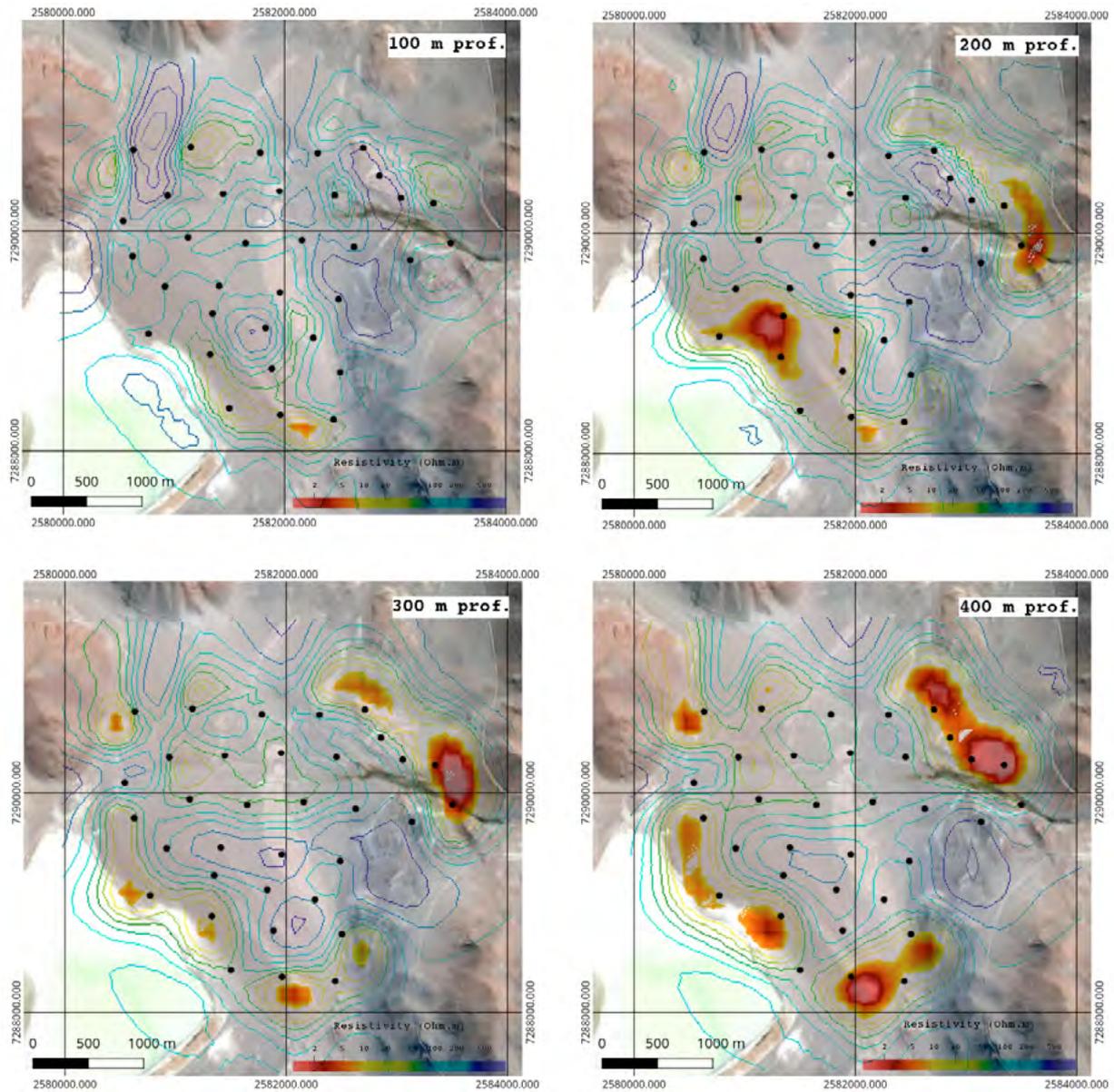


Fig. 80: Anomalías conductivas en cercanías de la Laguna Socompa (LS) donde se hallan manaderos surgentes de agua termal y la vertiente de Quebrada del Agua (QA). Mapas en coordenadas POSGAR94, Datum WGS84.

asociarse a percolaciones de aguas meteóricas cargadas con sales de la cuenca, que ingresarían al acuífero a través de estructuras abiertas como fallas y fracturas. O bien (2) esta anomalía extrema conductiva de fondo podría relacionarse con un nivel de fuerte alteración hidrotermal. Los techos sello o *capclay* de posibles reservorios geotermales o acuíferos sometidos al calor ascendente serían responsables de fenómenos de desvitrificación. En este caso, la temperatura y el calor actuarían de catalizadores de la cinética química desvitrificando los componentes vítreos de los miembros de la Formación Quebrada del Agua, generando así minerales aluminosilicatos electroconductivos

(esmetitas?). Si además se le adiciona sales en solución, indefectiblemente la resistividad del medio rocoso se reduciría superlativamente.

Son numerosos los antecedentes de estudios geofísicos MT que presentan modelos con este tipo anomalías electroconductivas profundas que se asocian a alteraciones hidrotermales argílicas que conforman los mencionados *capclays* o techos sellantes impermeables de reservorios.

En este caso se ubicaría entre los 600 a 700 m de profundidad en los niveles medios a inferiores de la citada formación geológica.

Siguiendo este razonamiento la posición espacial de las anomalías de baja resistividad con formas de

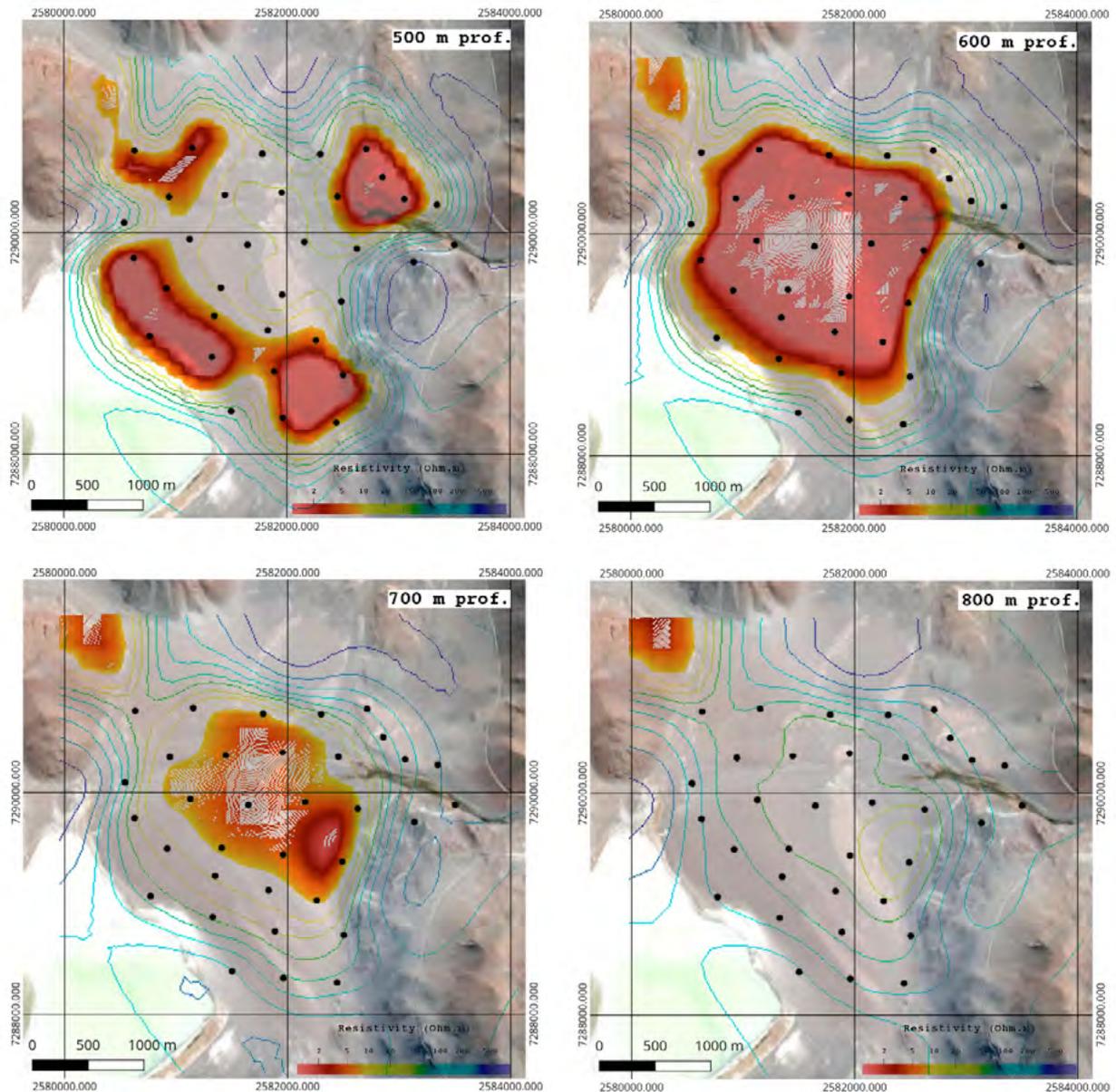


Fig. 81: Anomalia conductiva que se extingue alrededor de los 700 m de profundidad

apéndices podrían representar *outflows* con surgencias de fluidos geotermales que alteran la roca de caja. Su ubicación coincidiría con los hallazgos de manifestaciones termales.

Un dato a tener presente es que la anomalía conductiva está acotada solo a la resolución algorítmica del *software* sobre la grilla de estaciones. Es decir, los límites de la anomalía están abiertos tanto en sentido N-S como O-E. Ampliando la grilla de medición no solo se definiría la extensión areal del conductivo de fondo, sino que hasta podría modificar la morfología de las prolongaciones conductivas halladas al momento. En otras palabras, ejecutar una prospección AMT en derredor de la laguna a ese fin y sobre el resto del área de influencia del aparato volcánico tendría por objeto averiguar qué nivel de persistencia areal tendría tal anomalía

electroconductiva de fondo. Asimismo, dilucidar si la anomalía corresponde a un acuífero salino, si es un vector de calor conductivo y si está acotada estructuralmente a la criptocaldera que contiene a la laguna Socompa. Con ello se podría definir si responde a una primera unidad reservorio con alteración hidrotermal de su *caprock*.

En lo que respecta a desarrollar un programa de prospección mediante MT de baja frecuencia será importante para determinar si a profundidades mayores al alcance del AMT (hasta los 8 a 12 km) se descubre otra unidad reservorio, plumas de fluencia magmática, la propia cámara y rasgos estructurales profundos de control del hipotético sistema

A continuación la Tabla 12 enlista las posiciones en coordenadas latitud y longitud de cada estación de medición.

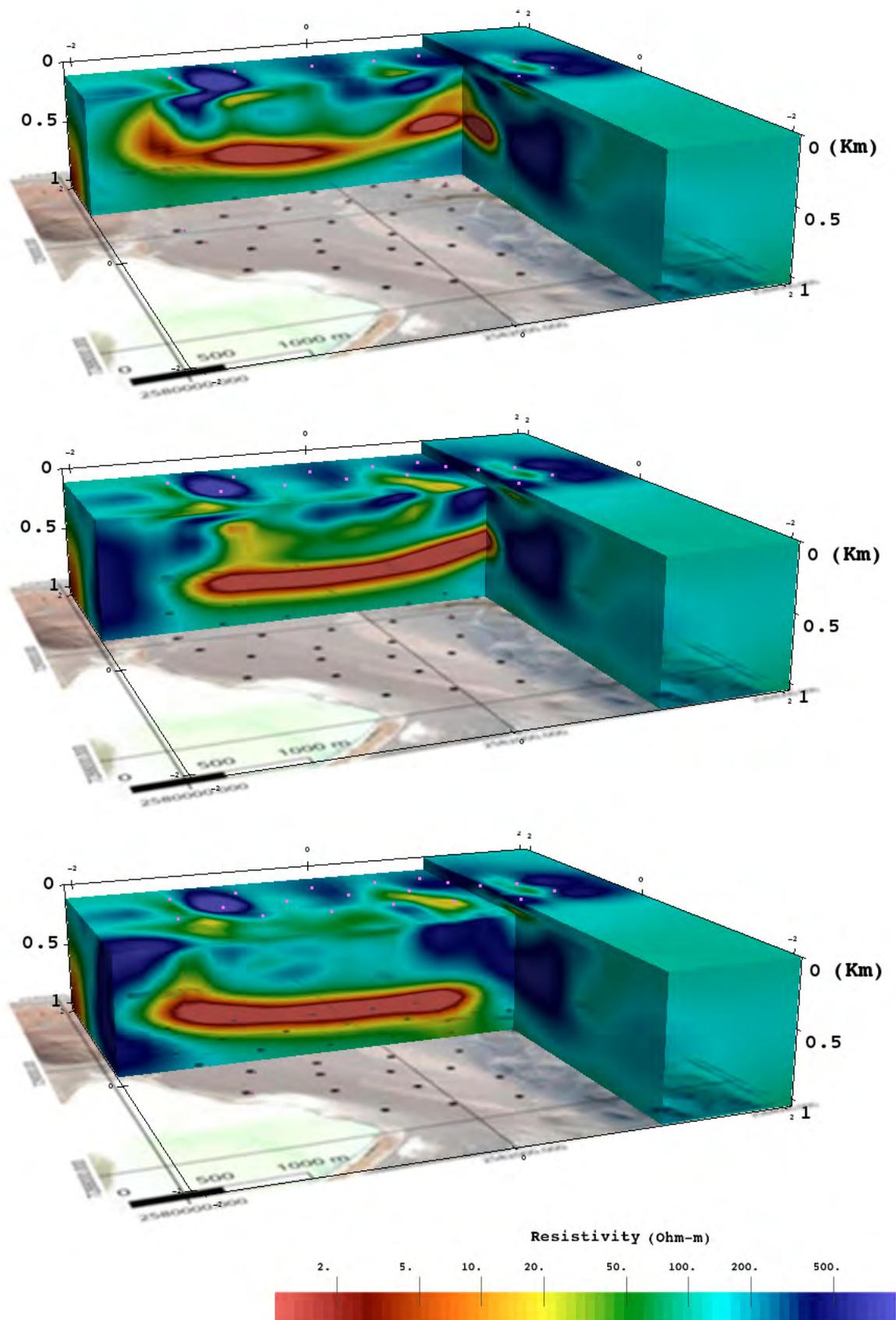


Fig. 82. Secciones del bloque diagrama que ilustran la anomalía electroconductiva de fondo en profundidades del orden de los 700 a 800 m y con valores de resistividad < a los 5 ohm por metros.

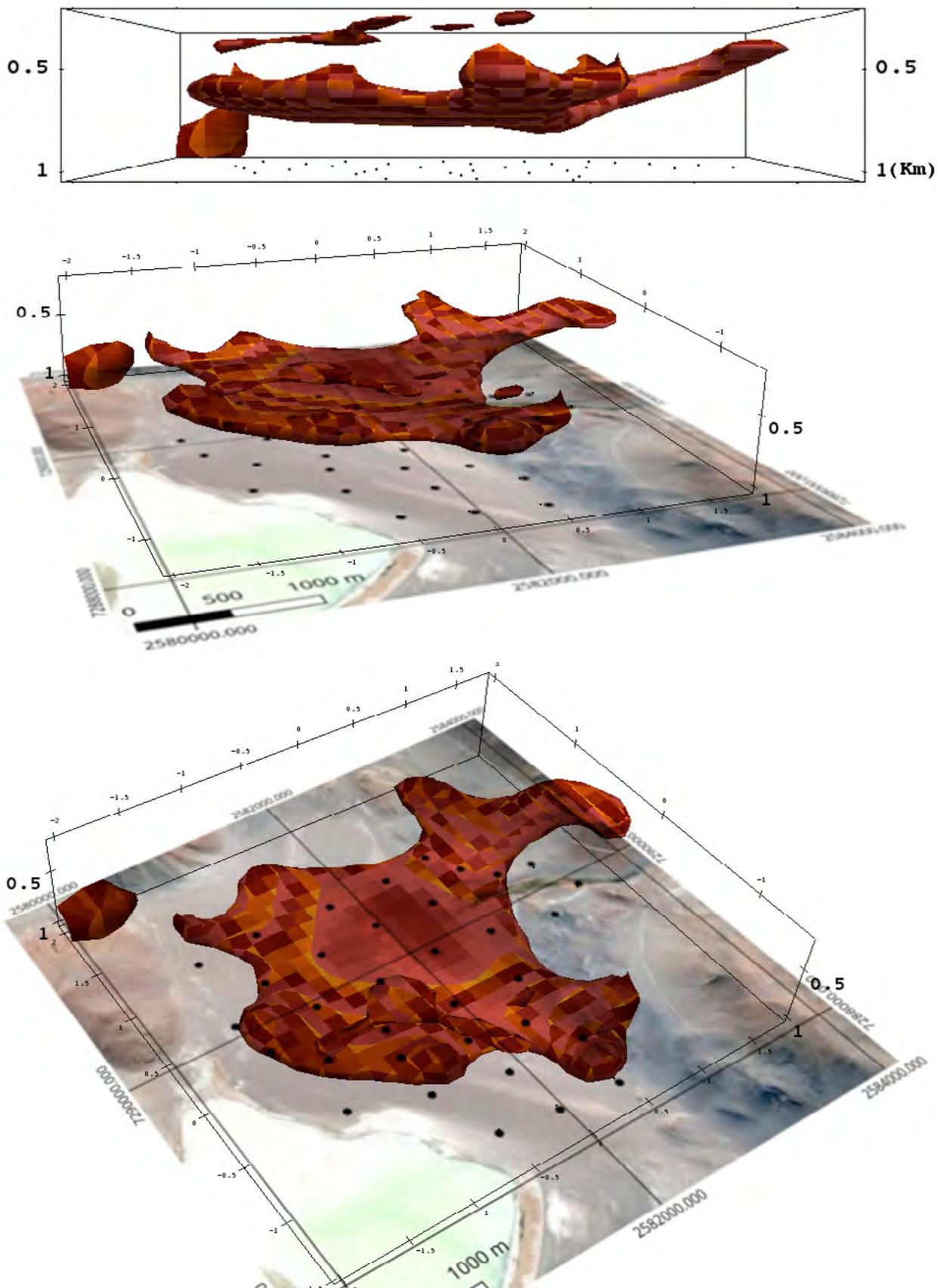


Fig. 83. Imágenes corpóreas de la unidad electroconductiva. Es interesante observar como los apéndices de la misma se proyectan hacia la Laguna Socompa (LS) y son coincidentes con las surgencias termales.

Estac. AMT	Lat. S	Long. W
sc001	-24,502889	-68,204444
sc020	-24,506722	-68,201389
sc030	-24,502667	-68,199278
sc040	-24,506472	-68,196389
sc050	-24,503056	-68,193139
sc060	-24,506251	-68,191389
sc070	-24,503056	-68,187972
sc080	-24,506611	-68,186501
sc090	-24,502667	-68,183917
sc095	-24,504889	-68,182472
sc100	-24,506778	-68,180556
sc105	-24,507222	-68,177639
sc110	-24,510444	-68,176111
sc120	-24,511889	-68,179722
sc150	-24,510806	-68,184722
sc160	-24,510306	-68,189389
sc170	-24,510528	-68,194361
sc180	-24,510139	-68,199501
sc190	-24,508806	-68,205333
sc195	-24,511722	-68,204472
sc200	-24,514194	-68,201583
sc210	-24,514056	-68,196722
sc220	-24,514611	-68,191278
sc230	-24,515083	-68,186083
sc250	-24,518278	-68,188306
sc260	-24,517528	-68,192528
sc270	-24,516389	-68,197251
sc275	-24,518056	-68,203028
sc280	-24,519722	-68,197444
sc290	-24,520833	-68,191944
sc300	-24,521139	-68,185889
sc330	-24,524944	-68,186444
sc340	-24,524583	-68,191194
sc350	-24,524111	-68,195722

Tabla 12. Estaciones AMT y su posición

9. ANÁLISIS DE INTERFEROMETRIA RADAR

Se aplicó la técnica de Interferometría de Radar de Apertura Sintética Diferencial (DInSAR, por sus siglas en inglés) con el fin de procurar la detección

de las deformaciones consecuencia de la actividad volcánica y tectónica en la región donde se halla el volcán Socompa.

Dentro de la técnica se aplicó el método de interferometría de Difusores Permanentes (PSI, *Permanent Scatterers Inteferometric*) basado en el trabajo de Hooper (2004), donde aplicando el paquete de software *STaMPS (Stanford Method for Pemanent Scatterers)* se realizó un procesamiento estadístico de múltiples interferogramas diferenciales. Con ello se propuso obtener información de la deformación en relación con puntos topográficos que permanecieron estables a lo largo de un período de tiempo (en este caso reflectores estables naturales como son algunos afloramientos rocosos).

En este trabajo se realizó una nueva selección de PSI utilizando características de fase adecuadas para hallar objetivos naturales de baja amplitud, específicamente con estabilidad de fase. Se corrigió la contribución atmosférica que enmascara pequeñas deformaciones y con ello alcanzar una precisión por debajo del centímetro.

9.1 METODOLOGÍA APLICADA

Se procesaron 18 imágenes SAR (Tabla 13) obtenidas con el satélite *Sentinel – 1* de banda C de la Agencia Espacial Europea (*European Spacial Agency*) con la combinación de software *SNAP (Sentinel Application Platform) – STaMPS*.

Desde el punto de vista estadístico se seleccionó como imagen master la correspondiente al 30 de octubre de 2017.

Tratamientos adicionales implicó la ampliación de la capacidad interferométrica *SNAP* y con ello se elaboraron análisis de PSI a través de “enlaces” con paquetes de software de código abierto existentes y específicamente con el *STaMPS*.

La Figura 84 resume los procesos realizados con el software *SNAP* en el cual se obtuvieron imágenes aptas para su posterior procesamiento en *STaMPS*. Así mismo se ejecutaron ajustes orbitales, la mencionada selección de la imagen maestra, la pertinente corrección y la generación de interferogramas correspondientes para cada par interferométrico.

Posteriormente se exportaron los datos a un formato compatible con el mencionado *STaMPS*. Como así también se procedió a la extracción de los parámetros del sensor y de la adquisición, la detección de los candidatos iniciales de PSI y la obtención de los datos relevantes (fase, altura, etc.) de los puntos elegidos para su procesamiento con el *STaMPS* (Fig. 85).

Satélite	Modo	Tipo de Dato	Fecha	Orbita
S1B	IW	SLC	16 mar 2017	Descendente
S1B	IW	SLC	09 abr 2017	Descendente
S1B	IW	SLC	15 may 2017	Descendente
S1B	IW	SLC	08 jun 2017	Descendente
S1B	IW	SLC	14 jul 2017	Descendente
S1B	IW	SLC	31 ago 2017	Descendente
S1B	IW	SLC	30 oct 2017	Descendente
S1B	IW	SLC	11 nov 2017	Descendente
S1B	IW	SLC	23 nov 2017	Descendente
S1B	IW	SLC	10 ene 2018	Descendente
S1B	IW	SLC	22 ene 2018	Descendente
S1B	IW	SLC	04 abr 2018	Descendente
S1B	IW	SLC	10 may 2018	Descendente
S1B	IW	SLC	22 may 2018	Descendente
S1B	IW	SLC	11 oct 2016	Descendente
S1B	IW	SLC	04 nov 2016	Descendente

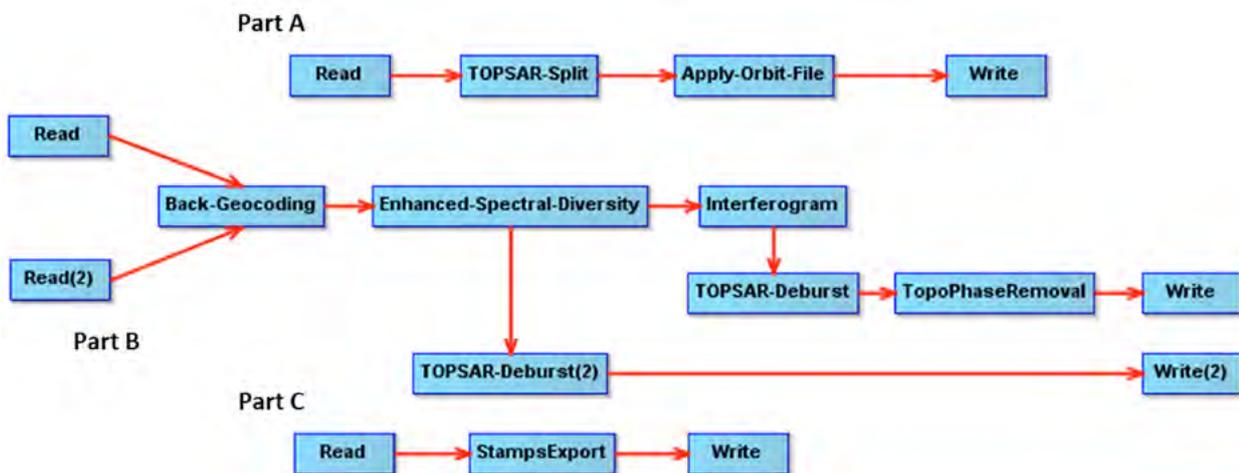
Tabla 13. Imágenes SAR *Sentinel 1* utilizadas

Figura 84. Diagrama de flujo del paso 1 (Part A) del SNAP

9.2 INTERPRETACIÓN

Se analizaron los interferogramas y las fases desarrolladas (Figuras 86 y 87), con sus correspondientes correcciones.

En el caso de los resultados obtenidos por el par interferométrico de las imágenes del 16 de marzo de 2017 y el 30 de octubre de 2017 (fig. 88), la fase des-

plegada mostró una deflación en las partes elevadas que corresponden a los volcanes y las sierras, al igual que en su interferograma. Sin embargo, este fenómeno se relacionaría con nevadas ocurridas en la región para esa fecha, deducido de la comparación con la imagen maestra, donde la presencia de nieve es menor.

Por otra parte, los resultados adquiridos por el par interferométrico del 30 de octubre y el 11

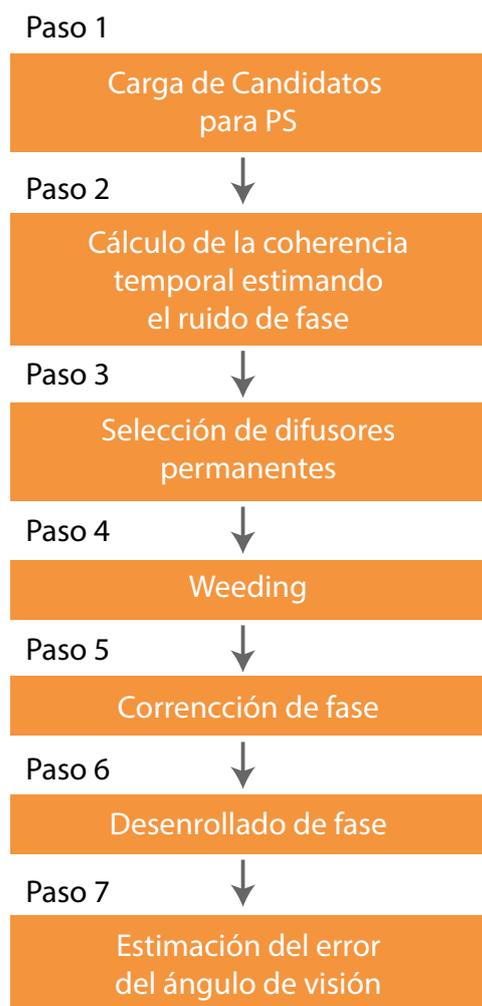


Figura 85. Diagrama de flujo de procesamiento con STaMPS

de noviembre del 2017 (Fig. 89), la fase exhibida presentó una inflación en las partes elevadas que corresponderían a los volcanes y sierras. Con todo, la fase del interferograma no evidenció rasgos que puedan relacionarse a un fenómeno geológico, sino que se debió al ruido que existió entre ambas escenas.

Además, en los resultados alcanzados para el 22 de enero del 2017 (Fig. 90) la fase mostrada también presentó una inflación en las partes elevadas. Este fenómeno se relacionaría a nevadas ocurridas en esa época.

Cabe señalar finalmente que los valores de velocidad resultantes, con las correcciones correspondientes, reflejaron velocidades de movimiento cercanas a 0 mm/año (Fig. 91).

Se concluye que en base a los resultados analizados por las imágenes *Sentinel1A* adquiridas en el período de octubre 2016 a marzo 2018, no se observó ninguna evidencia de deformación por actividad volcánica ni tectónica. Con todo es definida la necesidad de extender el período de análisis a años anteriores al 2016 a los efectos de averiguar en su historial algún movimiento de interés.

10. MODELO CONCEPTUAL GEOTÉRMICO PRELIMINAR

A partir de los resultados preliminares obtenidos de los relevamientos geológicos de superficie, prospección geofísica y geoquímica se postula, a modo de hipótesis, un modelo conceptual para el campo geotérmico del volcán Socompa.

El relevamiento geológico de superficie se centró en cuatro aspectos principales:

- Levantamiento litoestratigráfico expeditivo a los fines de caracterizar el ambiente geológico de depositación e identificar las potenciales unidades de cobertura (*caprock*) del potencial reservorio y reservorio del sistema geotermal.

- Análisis y construcción de perfiles estructurales mediante los cuales se obtuvo el posible diseño geométrico del reservorio en profundidad.

- Relevamiento geomorfológico a los fines de identificar las potenciales áreas de recarga y el modelo de circulación de aguas meteóricas que alimentan al sistema.

- Identificación y caracterización de las unidades volcánicas antiguas y recientes a los fines de estimar la localización de posibles centros de emisión como calderas crípticas antiguas y la fuente de calor relacionada al volcanismo activo.

Sobre la base del conocimiento geológico adquirido en esta etapa se seleccionó un área acotada al bajo de la laguna Socompa para la realización de sondeos magnetotéluricos. El criterio de selección de la superficie de prospección geofísica se basó en aspectos morfológicos y estructurales que delimitan el bajo. Estos rasgos sumados a las secuencias piroclásticas observadas en la quebrada del Agua sugieren la existencia de una caldera críptica que ocupa el bajo de la laguna Socompa, con manifestaciones termales en sus bordes.

Los resultados de la prospección magneto telúrica revelaron la existencia de anomalías de resistividad a diferentes profundidades. De acuerdo a la disposición de las unidades litoestratigráficas obtenidas a partir del modelo estructural se destaca que la anomalía más profunda podría corresponder a un acuífero aproximadamente coincidente con la disposición de estratos permeables de la formación Quebrada del Agua mientras que la anomalía registrada en niveles inmediatos superiores presenta señales asimilables a una zona de alteración hidrotermal (*capclay?*).

Los estudios mineralógicos de las rocas alteradas y aflorantes indican la presencia de un sistema hidrotermal complejo con una distribución espacial

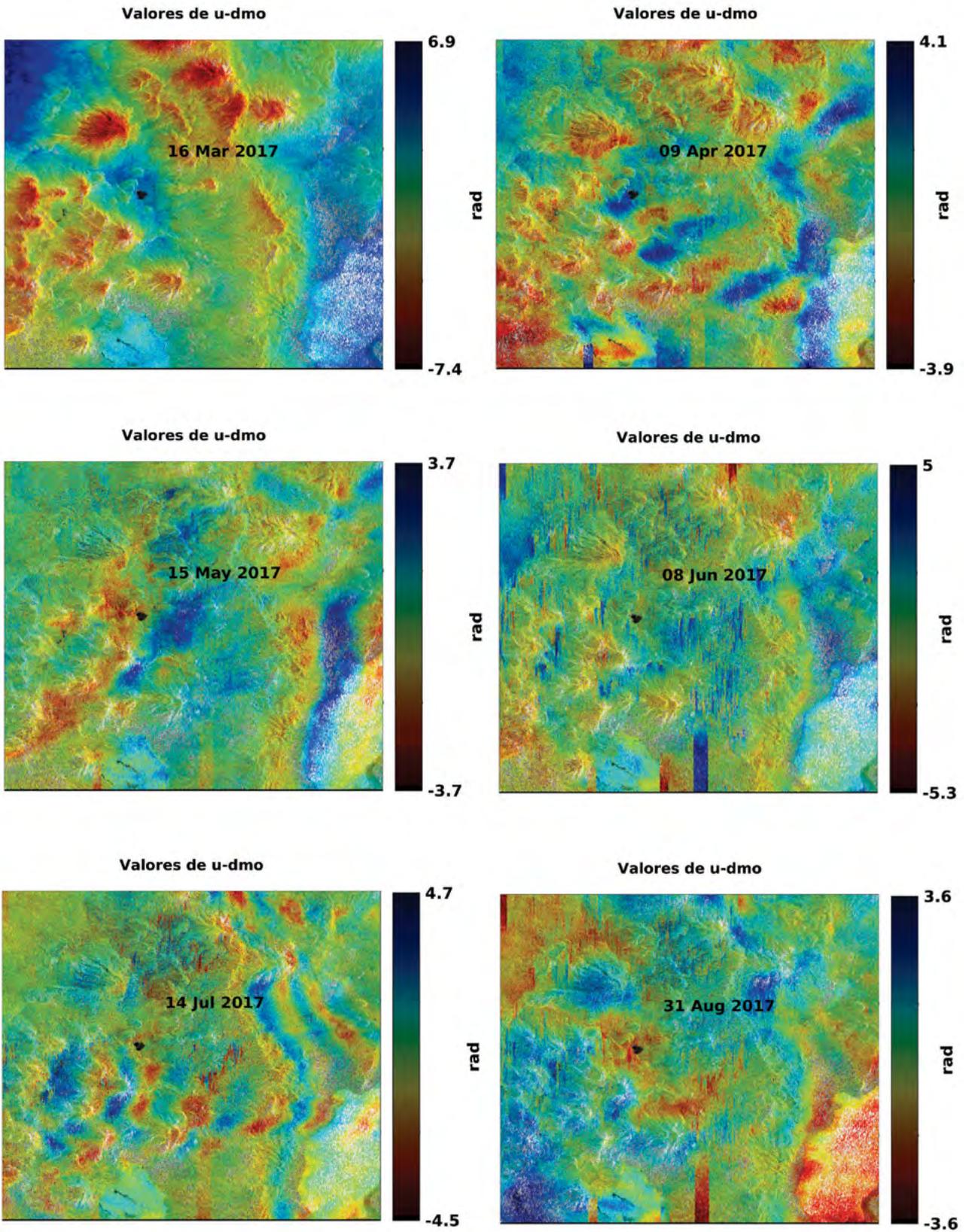


Figura 86. Fase desenrollada corregida por topografía y efectos orbitales y atmosféricos

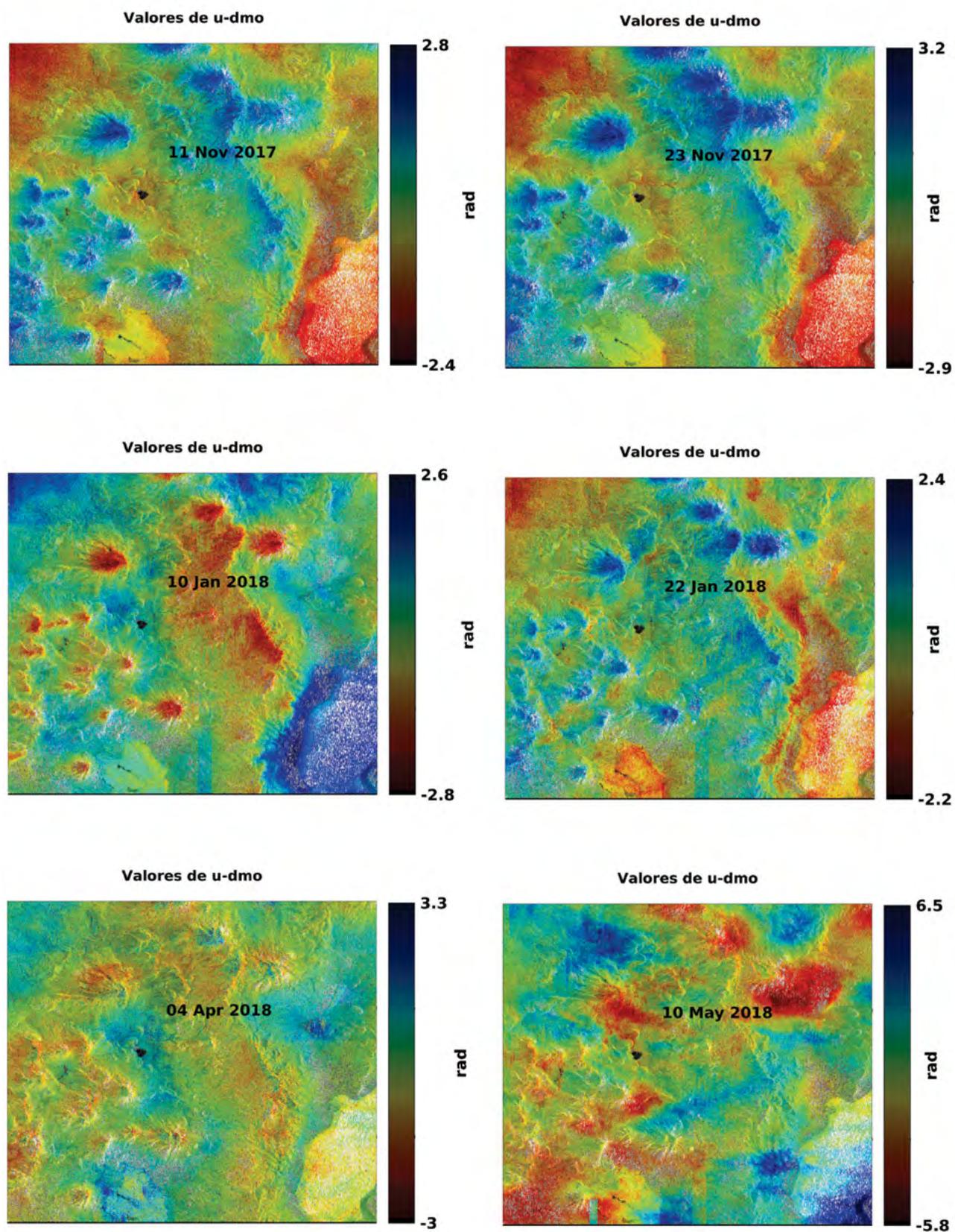
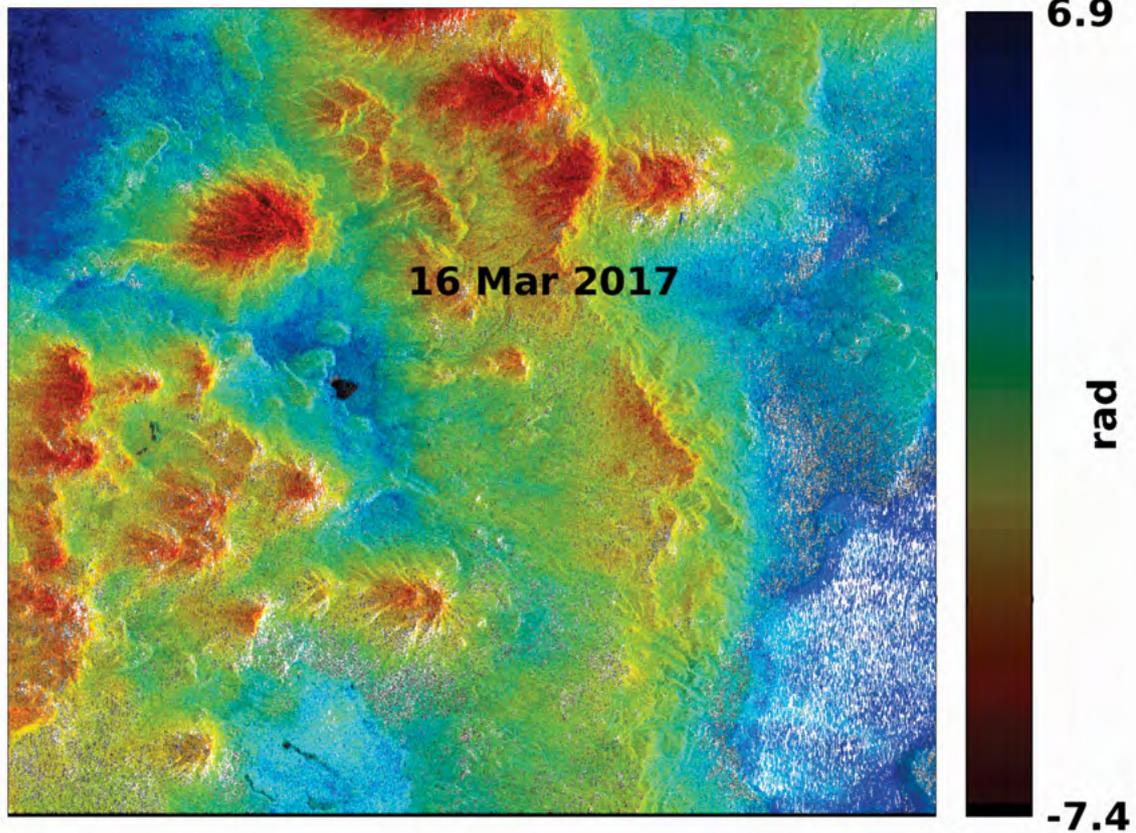


Figura 87. Fase desenrollada corregida por topografía y efectos orbitales y atmosféricos

Valores de u-dmo

A)



B)

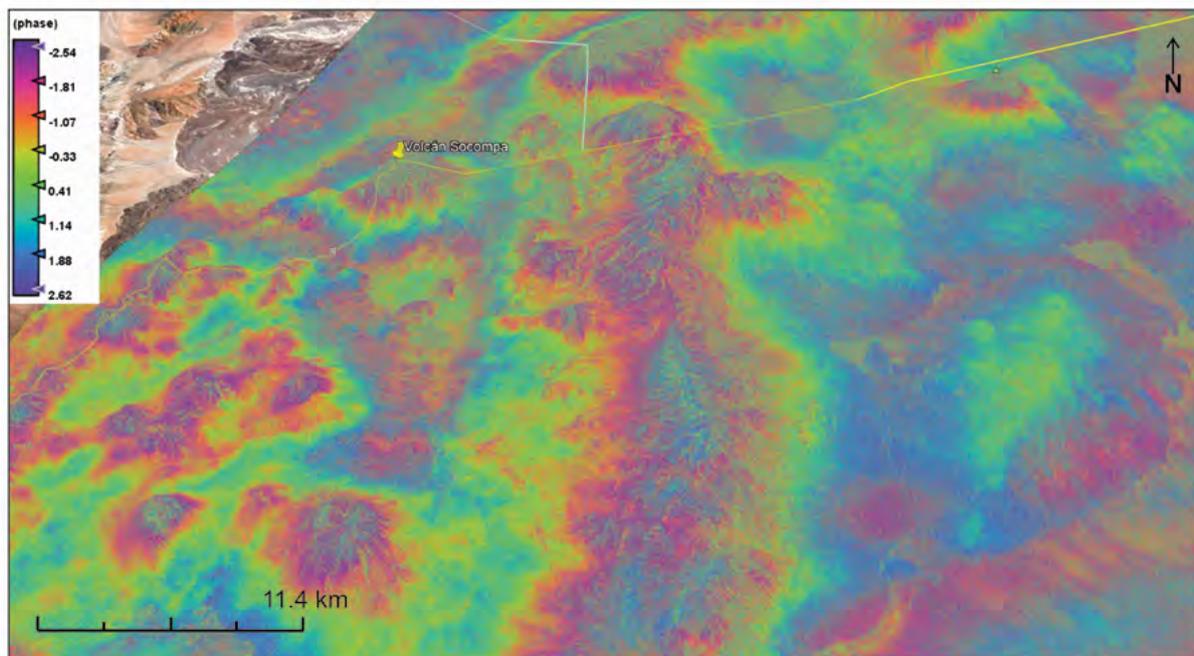
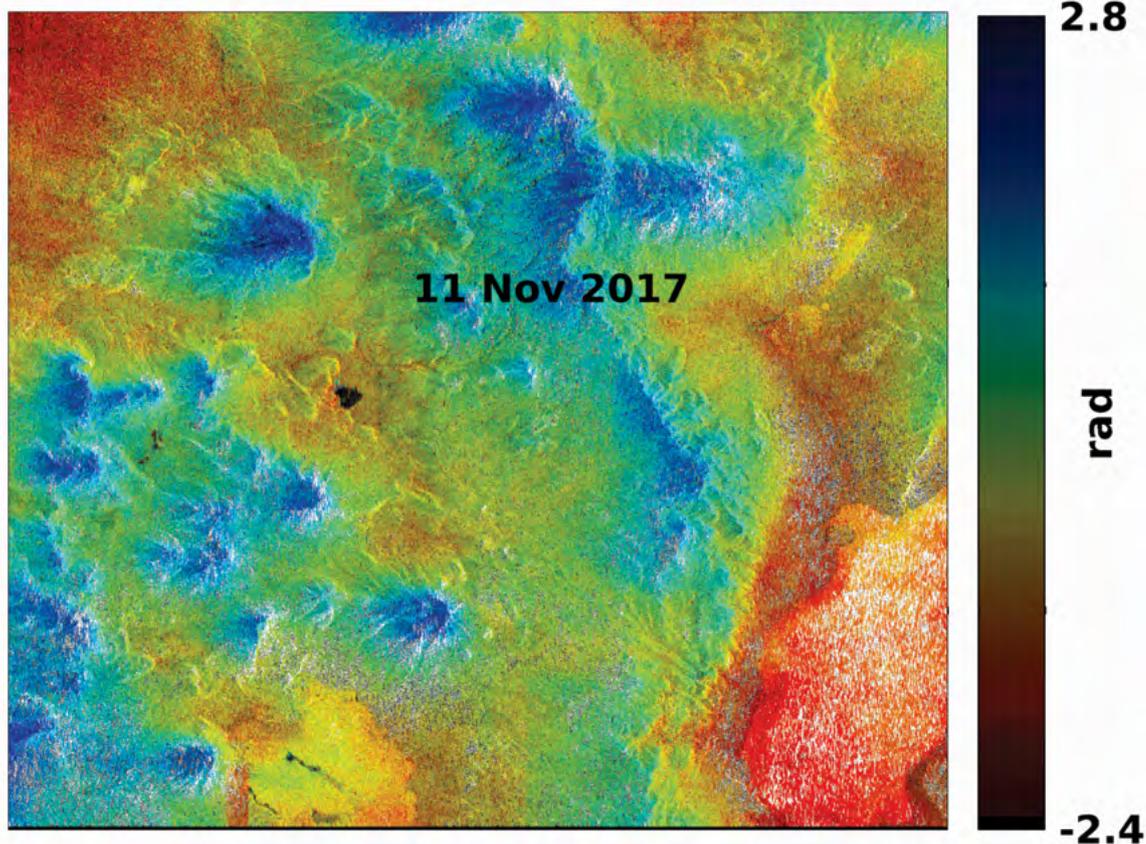


Figura 88. Se observa para el par interferométrico 30 de octubre y 16 de marzo de 2017, a) fase exhibida y corregida por el MDE, rampa orbital, efecto atmosférico y orbital de la imagen master. b) Fase interferométrica.

Valores de u-dmo

A)



B)

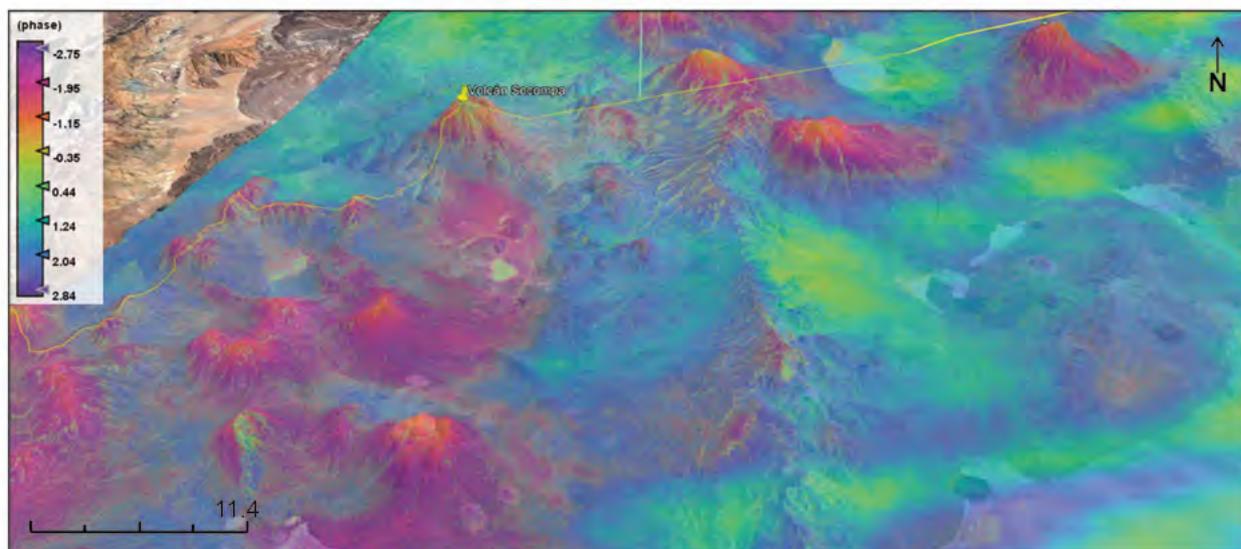


Figura 89. Se observa para el par interferométrico 30 de octubre y 11 de noviembre de 2017, a) fase exhibida y corregida por el MDE, rampa orbital, efecto atmosférico y orbital de la imagen master. b) Fase inerferométrica.

Valores de u-dmo

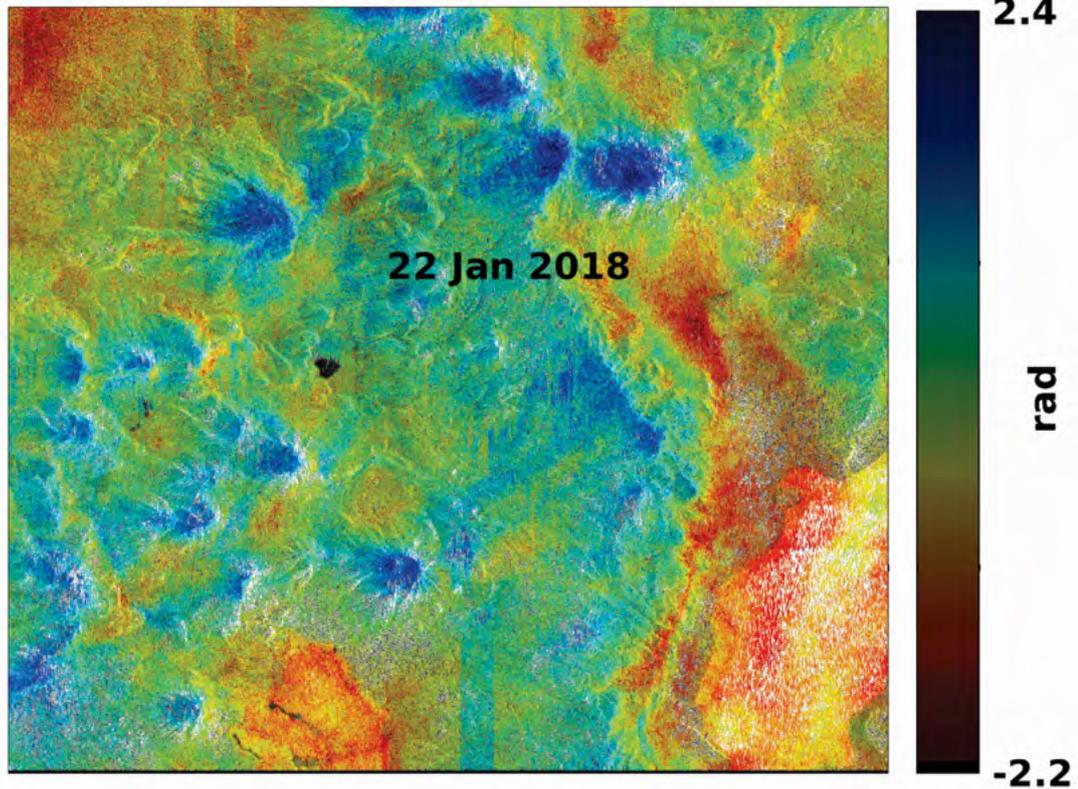
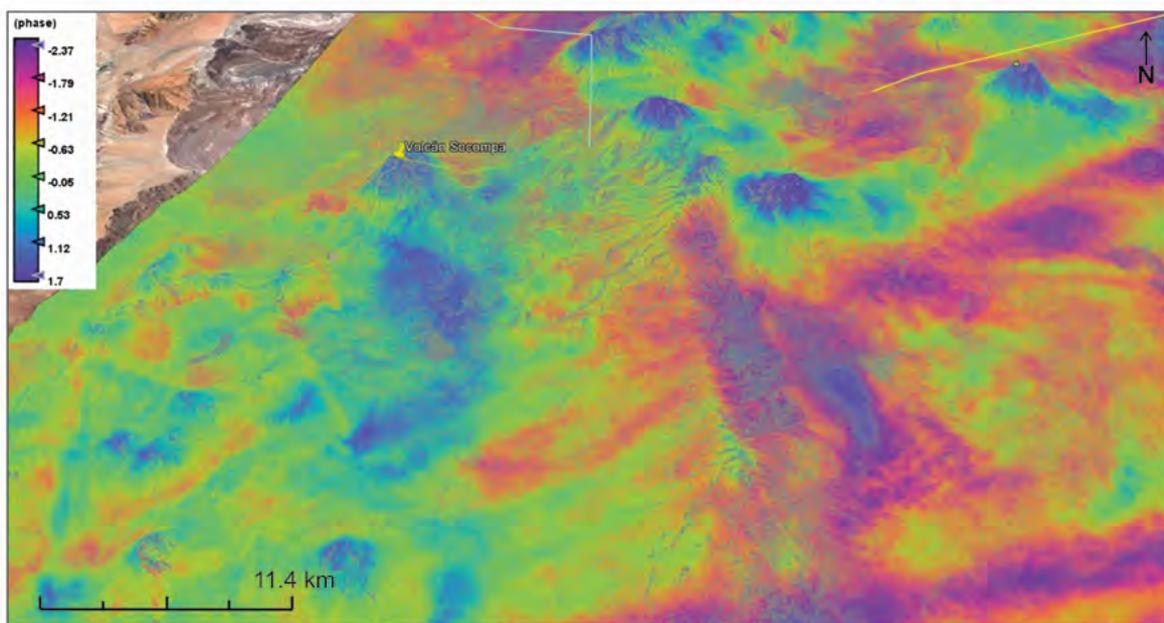
A)**B)**

Figura 90. Se observa para el par interferométrico 30 de octubre y 22 de enero de 2018, a) fase exhibida y corregida por el MDE, rampa orbital, efecto atmosférico y orbital de la imagen master. b) Fase interferométrica.

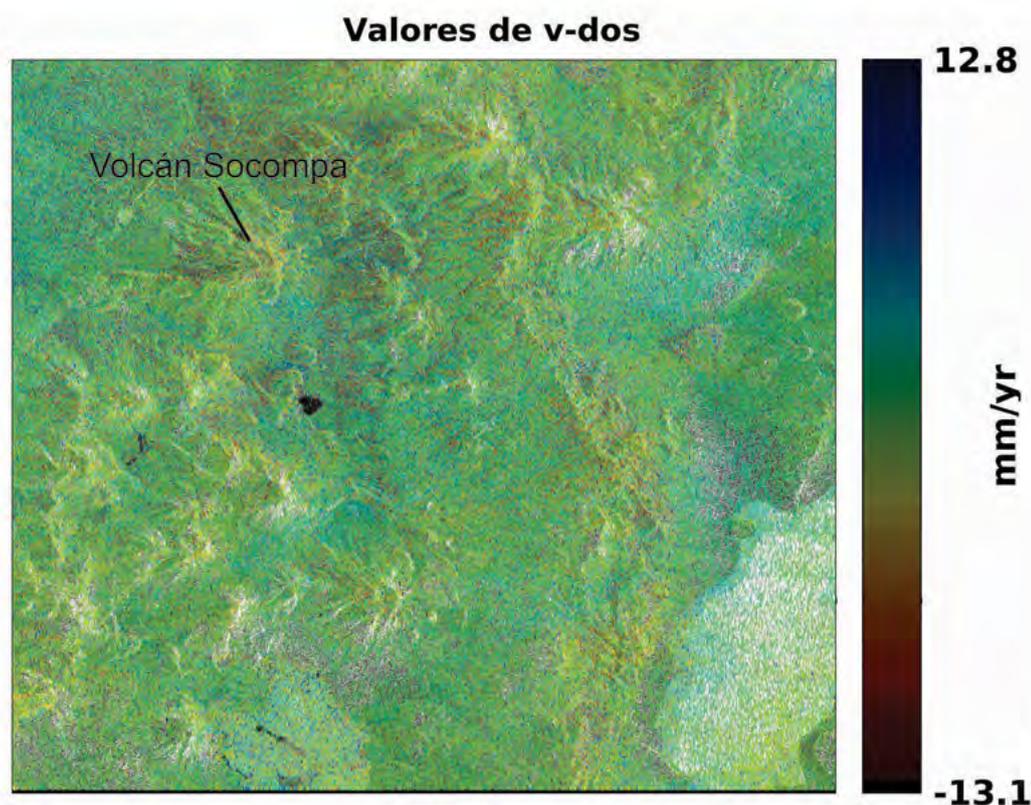


Figura 91. Valores de velocidad resultantes del área de interés

que revela el historial de ascenso de fluidos calientes, sean de la fuente magmática como de posibles reservorios sobrecalentados.

Los estudios geoquímicos de aguas frías y termales, no brindaron resultados confiables para caracterizar el origen y circulación de las fuentes termales como así tampoco para realizar un adecuado análisis geotermométrico. Esto se debió a la intensa precipitación salina dentro de la cuenca imbrífera y a la mezcla de aguas de origen geotermal con aguas meteóricas en los *outflows* de ascenso a la superficie.

Se realizaron también mediciones de gases difusos a lo largo de transectas perpendiculares a las potenciales zonas que delimitarían el borde de la caldera laguna Socompa. Los resultados de circulación de CO₂ fueron negativos, los que indicaría la inexistencia de fallas activas en el sector prospectado.

De lo atendido se determina que el diseño del Modelo Conceptual Geotérmico Preliminar estaría resumido en los rasgos ilustrados en la Figura 92, donde se presupone lo siguiente:

- Una fuente de calor que proviene de la cámara magmática del Volcán Socompa, activo y con emanaciones de fluidos en su cráter.
- Un circuito hidrogeológico de alimentación consistente en zonas de recargas en los picos del volcán Socompa y otras cumbres cercanas, que contienen masas níveas la mayor parte del año. Aguas meteóricas que se infiltran y circulan por sedimentos permeables hacia los bajos del volcán Socompa y la laguna Socompa.
- Los acuíferos en el bajo Laguna Socompa estarían integrados por niveles medios e inferiores del CVSQA que de acuerdo a los espesores estimados en afloramientos y al desplazamiento calculado para la FQA, podrían estar localizados entre los 700 m y 800 m de profundidad.
- Los acuíferos estarían estructuralmente atrapados en el interior de la "caldera" Laguna Socompa.
- El ascenso de aguas termales a la superficie en la quebrada del Agua y en el borde sur oriental de la laguna Socompa se produciría por la fracturación generadas por la FQA y las potenciales fallas del borde sur de la caldera laguna Socompa.

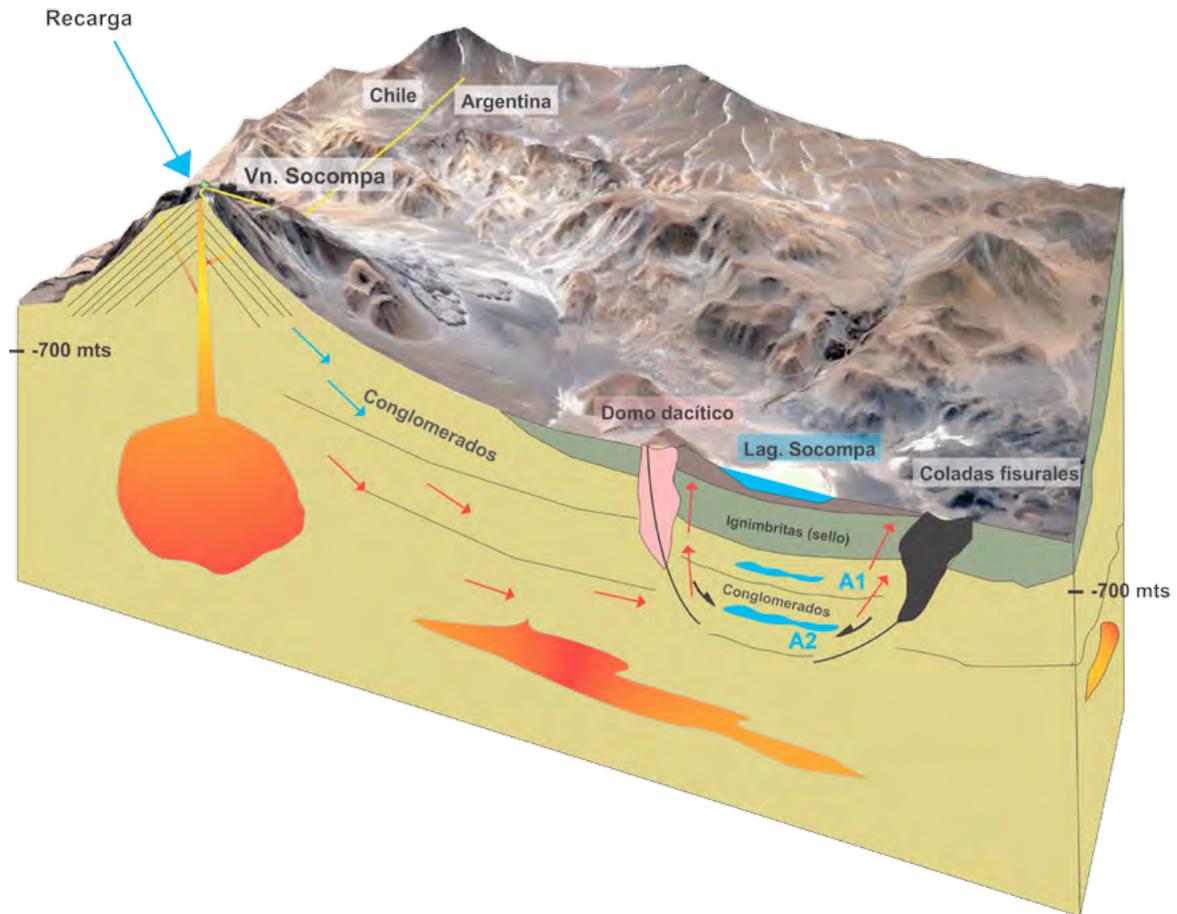


Figura 92. Esquema del modelo geotérmico preliminar. "A1": Acuífero - Reservorio1, "A 2": Acuífero - Reservorio 2.

En síntesis, los estudios realizados al momento en el área del volcán Socompa conllevan a interpretar en forma preliminar la existencia de un modelo geotermal ciego (*blind geothermal system*) cuya

fFuente de calor estaría proporcionada por la cámara magmática activa del Volcán Socompa y dos reservorios superpuestos alojados a partir de los 700 m de profundidad.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allmendiger, R., Jordan, T., Kay, S.M., Isacks, B., 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 25: 139-174.
- Alonso, R.N., 2000. El terciario de la Puna en tiempos de la ingresión marina paranense. *INSUGEO, Serie Correlación Geológica*, 14: 163-180, Tucumán.
- Alpers C., Whittemore D., (1990). Hydrogeochemistry and stable isotopes of ground and surface waters from two adjacent closed basins, Atacama Desert, northern Chile. *Applied Geochemistry*, 5: 719-734.
- Armstrong, M., 1984a. Problems with universal Kriging. *Mathematical Geology*, 16(1): 101-108.
- Armstrong, M., 1984b. Problems with universal Kriging. *Mathematical Geology*, 16(3): 305-316.
- Babor J.A., Ibarz-Aymares J., 1977. *Química General Moderna* 8th edición. Editorial Marín SA., 1144 pp. Barcelona.
- Báez, W., Arnosio, M., Chiodi, A., Yañez-Ortiz, A., Viramonte, J., Bustos, E., Guido, G., López, F., 2015. Estratigrafía y evolución del Complejo Volcánico Cerro Blanco, Puna Austral, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 31: 29-49.
- Bona, P., 2017. Misión de Enfoque al Volcán Socompa. Salta. Argentina. Consultoría en Exploración Geotérmica, CEPAL – ONU (inédito). 12 pp.
- Burke, H.H., Kaiser, R.D., Miller, D.P., 2000. Status of Atmospheric Correction Using a MODTRAN4-based Algorithm. *SPIE Proceedings, Algorithms for Multispectral, Hyperspectral, and Ultraspectral Imagery VI*. Vol. 4049, 199-207.
- Cabrera, A., 1968. Geo-ecología vegetal de las regiones montañosas de las Américas tropicales. *Colloquium Geographicum*, 9: 91-116.
- Chauvet, P., 1982. The variogram cloud. En: Johnson TB & Barnes RJ (Eds.). 17th APCOM. Society of Mining Engineers: 757 – 764.
- Chauvet, P., 1991. Aide mémoire de géostatistique linéaire, *Chaiers de Géostatistique, Fascicule 2*. Ecole des Mines de Paris, Fontainebleau, 210 pp.
- Chauvet, P., 1993. Processing data with a spatial support: geostatistics and its method, *Chaiers de Géostatistique, Fascicule 4*. Ecole des Mines de Paris, Fontainebleau, 57 pp.
- Chauvet, P., Galli, A., 1982. Universal Kriging, *Publication n. C – 96*, Centre de Géostatistique. Ecole des Mines de Paris, Fontainebleau, 40 pp.
- Chiodi, A., Tassi, F., Baez, W., Maffucci, R., di Paolo, L., Viramonte, J., 2012. Chemical and isotope characteristics of the Rosario de la Frontera geothermal fluids, La Candelaria Range (Salta, Argentina). *Societa Geologica Italiana* 21: 800-801.
- Chiodini, G., Cioni, R., Guidi, M., Marini L., Raco, B., 1998. Soil CO₂ flux measurements in volcanic and geothermal areas. *Applied Geochemistry*, 13: 543-552.
- Clark, I., 1979. *Practical Geostatistics*. Department of Mineral Resources Engineering, Royal School of Mines, Imperial College of Science and Technology, London, 129 pp.
- Cooper, L.W., Solis, C., Kane, D.L., Hinzman, L.D., 1993. Application of Oxygen-18 Tracer Techniques to Arctic Hydrology. *Process, Arctic Alpine Research*, 25: 247-255.
- Costello, E., Halloy, S., Reed, S., Sowell, P., Schmidt, S., 2009. Fumarole-Supported Islands of Biodiversity within a Hyperarid, High-Elevation Landscape on Socompa Volcano, Puna de Atacama, Andes. *Applied and Environmental Microbiology*: 735–747.
- Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133 (3465): 1702-1703.
- David M., 1977. *Geostatistical Ore Reserve Estimation*, Elsevier Science., New York, 364 pp.
- Davies, T., McSaveney, M. y Kelfoun, K., 2010. Runout of the Socompa volcanic debris avalanche, Chile: a mechanical explanation for low basal shear resistance. *Bulletin of Volcanology*, 72(8): 933-944.
- De Celles, P.G. y Horton, B.K., 2003. Early to middle Tertiary foreland basin development and the history of Andean crustal shortening in Bolivia. *Geological Society of America Bulletin*, 115(1): 58-77.
- De Silva, S.L., Zandt, G., Trumbull, R., Viramonte, J.G., Salas, G. y Jimenez, N., 2006. Large ignimbrite eruptions and volcano-tectonic depressions

- in the Central Andes: a thermomechanical perspective. En: Troise, C., De Natale, G. y Kilburn, C.R.J. (Eds.). *Mechanisms of Activity and Unrest at Large Calderas*. Geological Society of London, Special Publications, 269: 47-63.
- De Vries, B.V.W., Self, S., Francis, P.W. y Keszthelyi, L., 2001. A gravitational spreading origin for the Socompa debris avalanche. *Journal of Volcanology and Geothermal Resources*, 105(3): 225-247.
- Deeken, A., Sobel, E.R., Coutand, I., Haschke, M., Riller, U. y Strecker, M.R., 2006. Development of the southern Eastern Cordillera, NW Argentina, constrained by apatite fission track thermochronology: From early Cretaceous extension to middle Miocene shortening: *Tectonics*, 25(6), TC6003, doi:10.1029/2005TC001894.
- Del Papa, C., Hongn, F., Payrola Bosio, P., Powell, J., Deraco, V. y Herrera, C. 2013. Relaciones Estratigráficas de las Formaciones Quebrada de los Colorados y Angastaco (Paleógeno-Neógeno), Valles Calchaquíes, Salta (Argentina): significado en el análisis de la cuenca del Grupo Payogastilla. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*, 20(1): 51-64.
- Deruelle, B., 1978. Calc-alkaline and shoshonitic lavas from five Andean volcanoes (between latitudes 21°45' and 24°30'S) and the distribution of the Plio-Quaternary volcanism of the south-central and southern Andes. *J. Volcanology and Geothermal Resources*, 3:281-298.
- Devijver, P.A., Kittler, J., 1982. *Pattern Recognition: A Statistical Approach*. Prentice-Hall, London, 491 pp.
- Ercan, H.Ü., Ece, Ö.I., Schroeder, P.A. & Karacik, Z., 2016. Differentiating styles of alteration within kaolin-alunite hydrothermal deposits of çanakkale, NW Turkey. *Clays and clay minerals*, 64(3), 245-274.
- Farías, M., Rascovan, N., Toneatti, D., Albarracín, V., Flores, M., Poire, D., Collavino, M., Aguila, M., Vazquez, M., Polerecky, L., 2013. The Discovery of Stromatolites Developing at 3570 m above Sea Level in a High-Altitude Volcanic Lake Socompa, Argentinean Andes. *PLOS ONE* 8(1): e53497. doi:10.1371/journal.pone.0053497.
- Fick, S.E. y Hijmans, R.J., 2017. WorldClim 2: new 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas. *International Journal of Climatology* 37(12): 4302-4315.
- Francis, P.W., Gardeweg, M., Ramirez, C.F. y Rothery, D.A. 1985. Catastrophic debris avalanche deposit of Socompa volcano, northern Chile. *Geology* 13(9): 600-603.
- Galliski, M., Arias, J.E., Coira, B. y Fuertes, A., 1987. Reconocimiento geotérmico del área Socompa, Provincia de Salta, República Argentina. *Revista del Instituto de geología y Minería*, 7: 37-53. Universidad Nacional de Jujuy. República Argentina.
- Gardeweg, M., Ramírez, C. y Davidson, J., 1993. Mapa geológico del área del salar de Punta Negra y del volcán Llullaillaco. 1 mapa 1:100.000. Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, Documentos de trabajo 5, Santiago.
- Gat, J.R. y Carmi, I., 1970. Evolution of the isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea Area. *Journal Geophysical Research*, 75: 3039-3048.
- Ghislain de Jousseineau, J.P.P., Bertrand, D.M., 2003. Photoelastic and numerical investigation of stress distributions around fault models under biaxial compressive loading conditions. *Tectonophysics*, 363: 19– 43.
- Gifkins, C., Herrmann, W. y Large, R. (editors) 2005. *Altered Volcanic Rocks – A Guide to Description and Interpretation*. Centre for Ore Deposit Research. University of Tasmania, Hobart, 288 pp.
- Giggenbach, W.F., 1986. Graphical techniques for the evaluation of water/rock equilibration conditions by use of Na, K, Mg, Ca-contents of discharge waters. *Proceedings, 8th. New Zealand Geothermal Workshop*: 37-44.
- Giggenbach, W.F., 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. *Geochimica et Cosmochimica, Acta*, vol. 52: 2749-2765.
- Giggenbach, W.F., 1991b. Isotopic composition of geothermal water and steam discharges. In *Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development*. (F. D'Amore, coordinator), UNITAR, 253-273.
- Giggenbach, W.F., Sheppard, D.S., Robinson, B.W., Stewart, M.K. y Lyon, G.L., 1994. Geochemical structure and position of the Waitapu geothermal field, New Zealand. *Geothermics*, 23: 599-644.

- Giggenbach, W.F., 1992a. Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. *Earth Planet Sciences Letter*, 113: 495-510.
- Grosse, P., Guzmán, S. y Petrinovic, I.A., 2017. Volcanes compuestos cenozoicos del noroeste argentino. En: Muruaga, C.M. y Grosse, P. (Eds.), *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. Relatorio del XX Congreso Geológico Argentino*, San Miguel de Tucumán: 484-517. ISBN 978-987-42-6666 8.
- Guzmán, S., 2009. Petrología y relaciones tectono-magmáticas del Complejo Volcánico Pucarilla – Cerro Tipillas, Provincia de Salta. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédita), 220 pp, Salta.
- Guzmán, S., Grosse, P., Martí, J., Petrinovic, I.A. y Seggiaro, R., 2017. Calderas cenozoicas argentinas de la Zona Volcánica Central de los Andes – procesos eruptivos y dinámica: una revisión. En: Muruaga, C.M. y Grosse, P. (Eds.), *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. Relatorio del XX. Congreso Geológico Argentino*: 518-547. San Miguel de Tucumán.
- Halloy, S., 1983. El límite superior de aridez, límite de vegetación y el problema de los lagos, nevés y glaciares activos en el "Núcleo Árido" de la Cordillera Andina. *Actas 1era Reunión Grupo Periglacial Argentino*, Anales 83, IANIGLA, 5: 91-108. Mendoza.
- Halloy, S., 1985. High mountain climatology and edaphology in relation to the composition and adaptations of biotic communities (with special reference to the Cumbres Calchaquies, Tucumán, Argentina). (Spanish text). *Ann Arbor, Mich.: University Microfilms International* 85-02967, 839 pp.
- Halloy, S., 1991. Islands of life at 6000 m altitude: the environment of the highest autotrophic communities on Earth (Socompa Volcano, Andes). *Arctic and Alpine Research*, 23(3), 247-262.
- Hongn, F.D., Del Papa, C., Powell, J., Petrinovic, I., Mon, R. y Deraco, V., 2007. Middle Eocene deformation and sedimentation in the Puna-Eastern Cordillera transition (23°-26°S): Control by pre-existing heterogeneities on the pattern of initial Andean shortening. *Geology*, 35 (3): 271-274.
- Hooper, H., Zebker, P., Segall, B., 2004. "A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatterers". *Journal of Geophysical Research*, 31 (23).
- Houston, J. y Hartley, A.J., 2003. The central Andean West-slope rainshadow and its potential contribution to the origin of hyper-aridity in the Atacama Desert. *International Climatology Journal*, 23: 1453-1464.
- Inoue, A., Kurokawa, K. y Hatta, T., 2010. Application of chlorite geothermometry to hydrothermal alteration in Toyoha Geothermal System, southwestern Hokkaido, Japan. *Resource Geology*, 60: 52–70.
- Isacks, B.L., 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research*, 93: 3211–3231.
- Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A. y Ando, C.J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *GSA Bulletin* 94, 341–361.
- Kelfoun, K., Druitt, T., Van Wyk de Vries, B., Guibaud, M.N., 2008. Topographic reflection of the Socompa debris avalanche, Chile. *Bulletin Volcanology*, 70:1169–1187. doi:10.1007/s00445-008-0201-6.
- Kendall, C., y McDonnell, J., 1998. *Isotope tracers in catchment hydrology*. Amsterdam, Elsevier: 839.
- Koukharsky, M., 1969. Informe preliminar sobre la estratigrafía de la Hoja 6a Socompa, Provincia de Salta. Instituto Nacional de Geología y Minería, (inédito). Buenos Aires. 22 pp.
- Koukharsky, M., 1988. Geología de la Puna en la región que media entre el cerro Socompa y el cerro Tul Tul, provincia de Salta. Tesis doctoral N° 2166. Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, 87 pp. Buenos Aires.
- Krige, D.G., 1951. A statistical approach to some basic mine valuation problems on the Witwatersrand. *Journal of the Chemical, Metallurgical and Mining Society of South Africa*, 52:119-139.
- Kruse, F.A., Lefkoff, J.B., Boardman, K.B., Heidebrecht, A.T., Shapiro, P.J., Barloon, A. y Goetz, A.F.H., 1993. The Spectral Image Processing System (SIPS) - Interactive Visualization and Analysis of Imaging spectrometer Data. *Remote Sensing of Environment* 44: 145-163.

- Langelier, W.F. y Ludwig, H.F., 1942. Graphical methods for indicating the mineral character of natural waters. *J.A. Water Works Association*, 34: 335.
- Maro, G., Caffè, P.J. y Báez, W., 2017. Volcanismo monogenético máfico cenozoico de la Puna. En: Muruaga, C.M. y Grosse, P. (Eds.), *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. Relatorio del XX Congreso Geológico Argentino*, San Miguel de Tucumán: 548-577.
- Mars, J.C., 2013. Hydrothermal alteration maps of the central and southern Basin and Range province of the United States compiled from Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data ver 1.1, April 8, 2014. U.S. Geological Survey Open-File Report 2013-1139, 6 p., 13 plates, scale 1:1,300,000, <http://dx.doi.org/10.3133/ofr20131139>.
- Mars, J.C., y Rowan, L.C., 2006. Regional mapping of phyllic- and argillic-altered rocks in the Zagros magmatic arc, Iran, using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data and logical operator algorithms: *Geosphere* 2: 161-186, 2 plates, doi:10.1130/GES00044.1.
- Matheron, G., 1962. *Traité de géostatistique appliquée. Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Tomo 1. Ecole des Mines de Paris*, p.14.
- Matheron, G., 1965. Les variables régionalisées et leur estimation: une application de la théorie des fonctions aléatoires aux sciences de la nature. Paris, Masson: 306.
- Matheron, G., 1969. Le krigeage universel. Les cahiers du CMM de Fontainebleau, Fasc. 1, Ecole des Mines de Paris. 4 pp.
- Matheron, G., 1970. The theory of regionalized variables and its applications, Fascicule n. 5, Les Cahiers du Centre De Morphologie Mathématique, Ecole des Mines de Paris, Fontainebleau, 211.
- Matheron, G., Monget J.M., 1969. Théorie des variables régionalisées. C-46, Ecole des Mines de Paris, p 5.
- Maza, S.N., Collo, G., Morata, D., Lizana, C., Camus, E., Taussi, M., Renzulli, A., Mattioli, M., Godoy, B., Alvear, B., Pizarro, M., Ramírez, C. y Rivera, G., 2018. Clay minerals associations in the clay cap unit from the blind geothermal system of Cerro Pabellón, Andean Cordillera of Northern Chile. *Clay Minerals* 53, pp. 117-143. DOI: 10.1180/clm.2018.9.
- Mendoza, E., González, J., 2011. Las ecorregiones del noroeste argentino: basadas en la clasificación climática de Köppen. *Fundación Miguel Lillo.SCN19*. 44 pp.
- Meunier, A., 2005. Hydrothermal process – thermal metamorphism. *Springer Science & Business Media, Berlin*: 379-415.
- Minetti, J., Acuña L., Nieva, J., 2005. Capítulo 9 El régimen pluviométrico del noroeste argentino. *El clima del noroeste argentino*, pág. 169. Laboratorio Climatológico Sudamericano. Fundación Carl C. zon Caldenius, Tucumán.
- Molnar, P. y Garzzone, C. 2007. Bounds on the viscosity coefficient of continental lithosphere from removal of mantle lithosphere beneath the Altiplano and Eastern Cordillera. *Tectonics* 26, TC2013.
- Montero López, M.C., Hongn, F., Marrett, R., Seggiaro, R., Strecker, M. y Sudo, M. 2010a. Late Miocene–Pliocene onset of N–S extension along the southern margin of the Central Andean Puna Plateau from magmatic, geochronological and structural evidence. *Tectonophysics* 494(1-2): 48-63.
- Moore, D.M. y Reynolds, Jr. R.C., editors, 1997. *X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. 2nd edition. Oxford University Press, New York, 378 pp.
- Mpodozis, C., 2006. Marco tectónico de los grandes sistemas geotérmicos de los andes chilenos. 11° Congreso Geológico Chileno. Simposio Geotermia V2: 589-591. Antofagasta.
- Ohlanders, N., Rodriguez, M., McPhee, J., 2013. Stable isotope variation in a Central Andean watershed dominated by glacier and snowmelt. *Hydrological Earth Systems. Science*, 17: 1035-1050.
- Pardo-Casas, F. y Molnar, P., 1987. Relative Motion of the Nazca (farallon) and South American Plates since Late Cretaceous Time. *Tectonics*, Vol. 6: 233 - 248.
- Parkinson, K.J., 1981. An improved method for measuring soil respiration in the field. *J. Appl. Ecology*, 18, 221-228.

- Pesce, A. y Miranda, F., 2003. Catálogo de manifestaciones termales de la República Argentina. Vol. I-II Región Noroeste. SEGEMAR, Buenos Aires, 1666-3462.
- Petrinovic, I.A., Martí, J., Aguirre-Díaz, G., Guzmán, S., Geyer, A. y Salado Paz, N., 2010. The Cerro Aguas Calientes caldera, NW Argentina: an example of a tectonically controlled, polygenetic collapse caldera, and its regional significance. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 194: 15-26.
- Pinault, J.-L. y Baubron, J.C., 1996. Signal processing of soil gas radon, atmospheric pressure, moisture, and soil temperature data: A new approach for radon concentration modeling, *Journal of Geophysical Research*, 101, 3157-3171.
- Pirajno, F., 2009. Hydrothermal processes and minerals systems. Springer, 1148pp.
- Raich, J.W. y Schlesinger, W.H., 1992. The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus*, 44B: 81-99.
- Ramirez, C.F., 1988. The geology of Socompa volcano and its debris avalanche deposit, northern Chile. MSc dissertation, Open University, Milton Keynes, UK.
- Riller, U., Petrinovic, I., Ramelow, J., Strecker, M. y Oncken, O., 2001. Late Cenozoic tectonism, collapse caldera and plateau formation in the central Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 188: 299-311.
- Rodhe, A., 1998. Snowmelt-dominated systems, in: *Isotope tracers in catchment hydrology*, edited by: Kendall, C. and McDonnell, J.J., Elsevier, Amsterdam, The Netherlands and Oxford, UK: 391-434.
- Seggiaro, R., 1994. Petrología, Geoquímica y Mecanismos de Erupción del Complejo Volcánico Coranzulí. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédita), 137 pp, Salta.
- Seggiaro, R., Aguilera, N., Ferretti, J. y Gallardo, E., 1997. Estructura del área geotérmica de Rosario de la Frontera. Salta, Argentina. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 6: 390-394, Antofagasta.
- Seggiaro, R., Gallardo, E., Aguilera, N., Vitulli, N., Brandan, E., Bercheñi, V., Celedón, M., Villagrán, A., 2015. Modelo estructural del área termal de la Sierra La Candelaria, departamento Rosario de la frontera, Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 72(2), 265-278.
- Seggiaro, R., Hongn, F., Folguera, A. y Clavero, J., 2000. Hoja Geológica 2769-II, Paso de San Francisco (preliminar). Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 294, Buenos Aires, 76 pp.
- Seggiaro, R.E., Villagrán, C.A., Celedón, M.R., Barrabino, E. y Apaza, F.D., 2017. Reactivación de fallas paleozoicas durante la tectónica andina en la Cordillera Oriental-noroeste argentino. En: Muruaga, C.M. y Grosse, P. (Eds.), *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. Relatorio del XX Congreso Geológico Argentino*, San Miguel de Tucumán: 595-616.
- Sichel, H.S., 1966. The estimation of means and associated confidence limits for small samples for lognormal population. *Proceedings. 1966 Symposium. South African Institute of Mining and Metallurgy*: 106-123.
- Sinclair, A.J., 1974. Selection of threshold values in geochemical data using probability graphs. *Journal of Geochemical Exploration*, 3:129 – 149.
- Sinclair, A.J., 1991. A fundamental approach to threshold estimation in exploration geochemistry: probability plots revisited. *Journal of Geochemical Exploration*. 41:1 – 22.
- Singh, A., 1993. Omnibus Robust Procedures for Assessment of Multivariate Normality and Detection of Multivariate Outliers. In *Multivariate Environmental Statistics*, Patil G.P. and Rao, C.R., Editors: 445-488. Elsevier science Publishers.
- Singh, A.K. and Engelhardt, M., 1997. The Lognormal Distribution in Environmental Applications, EPA/600/R-97/006.
- Sobolev, S.V., Babeyko, A.Y., Koulakov, I., Oncken, O. y Vietor, T., 2006. Mechanism of the Andean orogeny: Insight from the numerical modeling. In: Oncken, O., et al. (Ed.). *The Andes: Active Subduction Orogeny*. *Frontiers Earth Science*, 1. Springer, New York: 509–531.
- Sobrino, J.A., Li, Z.L., Soria, G. y Jimenez, J.C., 2002. Land surface temperature and emissivity retrieval from remote sensing data. *Recent Research Developments in Geophysics*, Vol. 4: 21-44.

- Soler, M., Caffè, P., Coira, B., Onoe, A. y Kay, S., 2007. Geology of the Vilama caldera: a new interpretation of a large-scale explosive event in the Central Andean plateau during the Upper Miocene. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 164: 27-53.
- Sparks, S.R., Francis, P., Hamer, R., Pankhurst, R., O'Callaghan, L., Thorpe, R.S. y Page, R., 1985. Ignimbrites of the Cerro Galán caldera, NW Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 24: 205-224.
- Stern, C.R., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile* 31(2): 161-206.
- Stimac, J., Goff, F. y Goff, C., 2015. Intrusion-related geothermal systems. *The Encyclopedia of Volcanoes*. Elsevier, Amsterdam: 799-822.
- Strecker, M.R., Alonso, R.N., Bookhagen, B., Carrapa, B., Hilley, G.E., Sobel, E.R., y Trauth, M.H., 2007. Tectonics and climate of the southern central Andes. *Annual Rev. Earth Planet. Sci.*, 35: 747-787.
- Taylor, S., Feng, X., Kirchner J.W., Osterhuber R., Klaue B. y Renshaw, C.E., 2001. Isotopic evolution of a seasonal snowpack and its melt and became progressively enriched and the dependence can be reproduced the observed progressive, *Water Resources. Res.*, 37: 759-769.
- Thorpe, R.S., Francis, P.W. y O'Callaghan, L.O., 1984. Relative roles of source composition, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 310: 675-692.
- Tibaldi, A. y Bonali, F.L., 2018. Contemporary recent extension and compression in the central Andes. *Journal of Structural Geology*, 107: 73-92.
- Tonani, F.B., 1982. Evaluation of geochemical data for Island of Nysiros. IGME report. *Geochemical Project GRE/77/007* (inédito), 19pp.
- Trumbull, R., Riller, U., Oncken, O., Scheuber, E., Munier, K. y Hongn, F., 2006. The time-space distribution of Cenozoic arc volcanism in the Central Andes: a new data compilation and some tectonic considerations. En: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H-J., Ramos, V., Strecker, M. y Wigger, P. (Eds.), *The Andes Active Subduction Orogeny: 29-43*. *Frontiers in Earth Science Series 1*. Springer-Verlag, Berlin.
- Unnikrishna, P.V., McDonnell J.J., y Kendall, C., 2002. Isotope variations in a Sierra Nevada snowpack and their relation to meltwater, *Journal of Hydrology*, 260: 38-57.
- Vázquez, M., Bauluz, B., Nieto, F. y Morata, D., 2016. Illitization sequence controlled by temperature in volcanic geothermal systems: The Tinguiririca geothermal field, Andean Cordillera, Central Chile. *Applied Clay Science*, 134: 221-234.
- Vázquez, M., Nieto, F., Morata, D., Droguett, B., Carrillo-Rosúa, F.J. y Morales S., 2014. Evolution of clay mineral assemblages in the Tinguiririca geothermal field, Andean Cordillera of central Chile: an XRD and HRTEM-AEM study. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 282: 43-59.
- Wadge, G, Francis, P.W, Ramirez, C.F., 1995. The Socompa collapse and avalanche event. *Journal of Volcanology and Geothermal Resources*, 66:309-336.
- Wolery, T.J., 1983. EQ3NR. A computer program for geochemical aqueous speciation-solubility calculations: user's guide and documentation. Lawrence Livermore Laboratory. Report UCRL-53414, 191 pp.
- Wolery, T.W. y Jarek, R.L., 2003. Software user's manual. EQ3/6, Version 8.0, Sandia National Laboratories – U.S. Dept. of Energy, p376.
- Yamaguchi, A.B., Kahle, H., Tsu, T., Kawakami, M., 1998. Overview of Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER)", *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensors*, (36), no. 4: 1062-1071.
- Yurtsever, Y. y Gat, J.R., 1981. Atmospheric waters. In *Stable Isotope Hydrology: Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle* (eds. J.R. Gat and R. Gonfiantini), IAEA Tech. Rep. Ser., 210: 103-142.
- Zappettini, E. y Blasco, G., 2001. Hoja Geológica 2569- II, Socompa, provincia de Salta. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 260, Buenos Aires, 62 pp.