



INSTITUTO DE
GEOLOGÍA Y
RECURSOS
MINERALES



SegemAR
Servicio Geológico Minero Argentino

GEOLOGÍA DEL PROYECTO GEOTÉRMICO SOCOMPA

Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR)
Raúl SEGGIARO
Facundo APAZA

Buenos Aires 2018

GEOLOGÍA DEL PROYECTO GEOTÉRMICO SOCOMPA

Raúl E. Seggiaro y Facundo D. Apaza

Resumen

Con el objetivo de realizar un nuevo reconocimiento del potencial geotérmico de la región, se efectuaron observaciones litoestratigráficas y estructurales expeditivas, en los alrededores de la laguna Socompa y a lo largo de la quebrada del Agua ubicada en la ladera occidental de la sierra de Caipe.

El Socompa (24,40°S - 68,25°O) es un volcán de edad cuaternaria categorizado como potencialmente activo ubicado en la Provincia de Salta, en el límite entre Argentina y Chile. La presencia de fumarolas próximas a su cráter y otras manifestaciones termales cercanas, en la laguna Socompa y en la quebrada del Agua, sugieren la existencia de un gradiente térmico anómalo en la región, probablemente asociado la cámara magmática que alimenta este volcán.

La sierra de Caipe, límite oriental del bajo topográfico que aloja a la laguna Socompa, expone unidades volcano sedimentarias y piroclásticas que integran el Complejo Volcano Sedimentario Quebrada del Agua (CVSQA) de edad miocena.

El límite entre la sierra de Caipe y el bajo de la laguna Socompa está definido por la falla normal Quebrada del Agua (FQA), buzante al oeste, con el bloque yaciente integrado por la sierra de Caipe y el colgante por el bajo de la Laguna Socompa. El desplazamiento vertical de la FQA fue estimado en aproximadamente 230 m a partir de un nivel guía presente en ambos bloques.

El bajo de la laguna Socompa está delimitado por un conjunto de domos dacíticos que delinean una estructura circular. Esta estructura combinada con la presencia en su borde oriental de potentes depósitos piroclásticos proximales del CVSQA, constituyen argumentos a partir de los cuales se infiere una caldera criptica miocena, coincidente con el bajo topográfico de la laguna Socompa.

Sobre la base de las observaciones realizadas se presenta un modelo geotérmico conceptual preliminar donde:

- La fuente de calor correspondería al magmatismo activo del volcán Socompa.
- La zona de recarga se encontraría en las cumbres cercanas, que contienen masas níveas la mayor parte del año.
- El reservorio estaría integrados por rocas conglomerádicas del miembro inferior del CVSQA, y/o la subyacente Formación Vizcachera, entrampado

estructuralmente en el interior de la "caldera" Laguna Socompa. De acuerdo a los espesores estimados en aforamientos y al desplazamiento de la FQA, el reservorio podría estar localizado entre los 700 m y 800 m de profundidad.

El ascenso de aguas termales a la superficie se produce por medio de la FQA y de la falla circular que delimita el borde sur de la laguna Socompa.

Introducción

En este informe se presentan los resultados de trabajos geológicos de superficie registrados a partir de una campaña a la región del volcán Socompa durante el mes de marzo de 2018, en el marco del convenio de investigación y desarrollo geotérmico firmado entre la empresa provincial Recursos Energéticos y Mineros de Salta (REMSA) y el Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR).

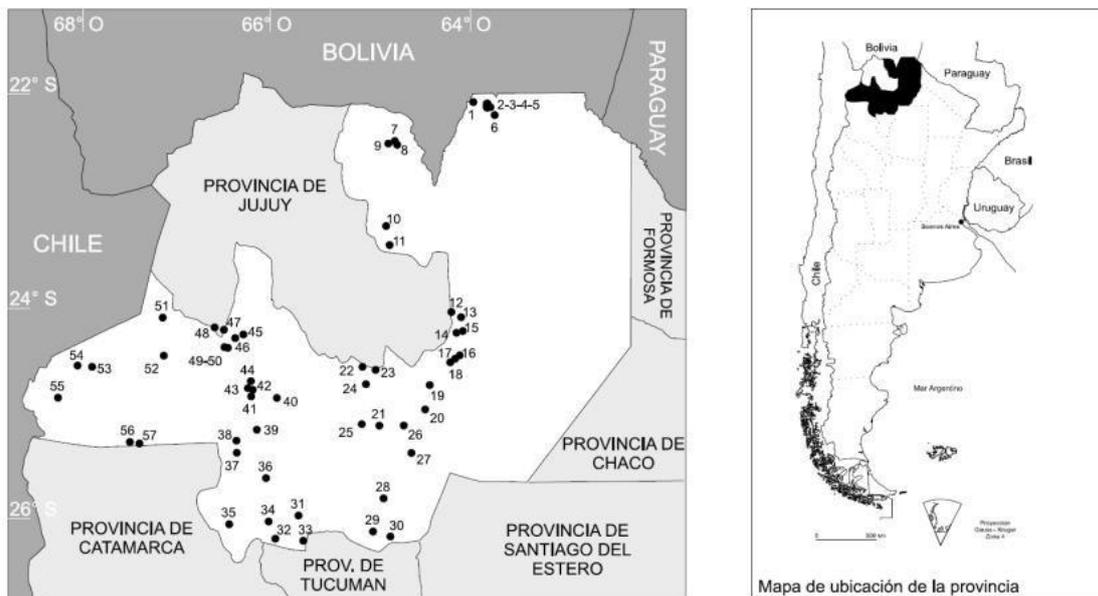
El noroeste argentino cuenta con manifestaciones de aguas termales que pueden ser agrupadas en dos regiones diferenciadas, las vinculadas al arco magmático en sentido amplio, localizadas en la Puna y las que se emplazan a lo largo de la franja oriental de la faja plegada y fallada de antepaís que integra el sistema subandino (Fig. 1). 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 volcánicas o cuerpos intrusivos, en el sistema subandino los modelos geotérmicos están vinculados a la rápida circulación de aguas hacia la superficie siguiendo fallas profundas (Seggiaro et al. 1997, 2015, Chiodi et al. 2012).

El ambiente de la Puna cuenta naturalmente con las variables necesarias para configurar un campo geotérmico clásico: fuentes de calor proporcionada por cámaras magmáticas activas o en proceso de extinción, unidades sedimentarias y volcano- sedimentarias que cumplen con las condiciones litológicas para constituirse en rocas reservorios y rocas sellos, 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 emanan las aguas termales.

Los alrededores del volcán Socompa reúne 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 et al. 1987).

El Socompa (24,40°S-68,25°O) es un imponente 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 (e.g. Grosse et al. 2017).



Manifestaciones termales de la Provincia de Salta

1. Río Itaú	22. Baños El Sauce	39. La Paya
2. Río Caraparí	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 Hoya-da (Baños de Cabrería)	55. Salar Llullaillaco
18. Barrialito		56. Vega Antofallita
19. El Espinillo		57. El Hervidero
20. Pozo Candelaria 1		
21. Baños de Lumbra		

Figura 1. Manifestaciones termales de la provincia de Salta (Pesce y Miranda 2003).

El desarrollo del volcán Socompa incluye flujos de lava, domos y depósitos menores de caída (Ramírez 1988) y un notable colapso sectorial que produjo una avalancha de flujo de detritos de 25 km³ datada en 7200 años AP (e.g. Ramirez

1988). Sus lavas son predominantemente dacíticas y andesíticas (Deruelle 1978, Ramírez 1988) 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 $2 \pm 1 \text{ Ma} < 0,5 \text{ Ma}$ (Galliski et al. 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 et al. 1987, Halloy 1991, Costello et al. 2009). La ladera norte 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. Asociadas al volcán se registran manifestaciones termales en la laguna Socompa y en la Quebrada del Agua como evidencias de la existencia de un gradiente térmico elevado que posiblemente estaría relacionado a su cámara magmática.

En este trabajo se analizan los diferentes componentes que podrían integrar el sistema geotérmico Socompa y se postula un modelo conceptual preliminar en base a información obtenida a partir de los antecedentes valorados y nuevos relevamientos geológicos de superficie.

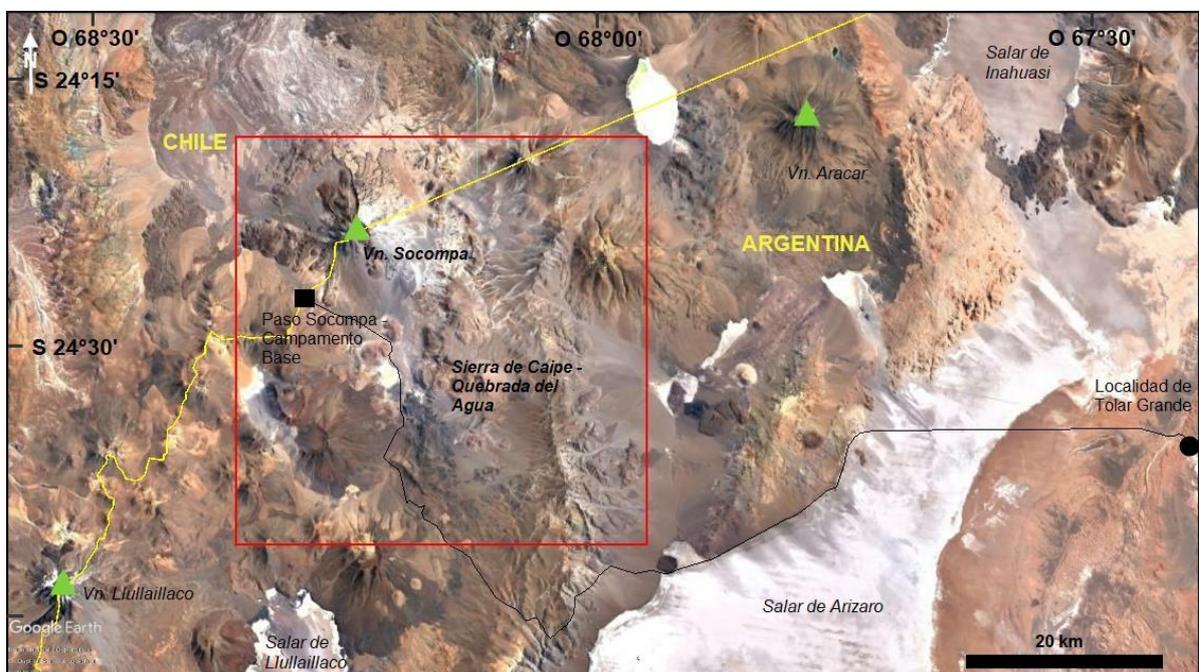


Figura 2. Ubicación del área de estudio (recuadro rojo) y acceso principal (línea negra) desde la localidad de Tolar Grande.

Marco Regional

La Puna argentina es una altiplanicie con elevación media de 3700 m.s.n.m. El clima de tipo 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 sedimentitas y volcanitas neógenas y cuaternarias donde se emplazan salares resultantes de cuencas endorreicas con extrema evaporación.

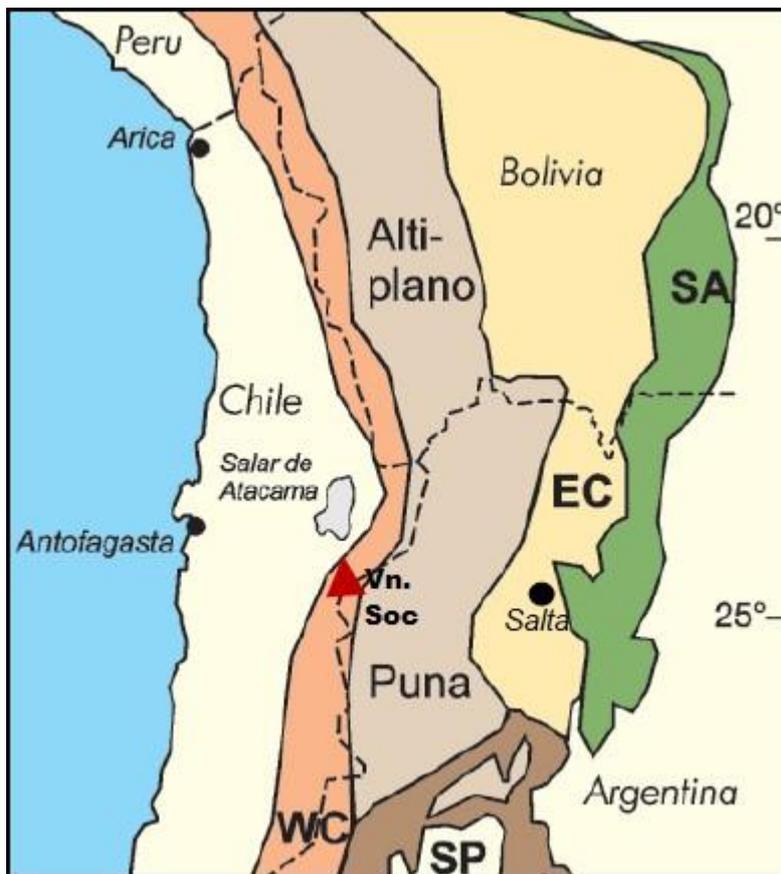


Figura 3. Principales provincias geológicas de los Andes Centrales: Altiplano y Puna Plateaus, Cordillera Occidental (WC), Cordillera Oriental (EC), Sierras Subandinas

(SA), Sierras Pampeanas (SP). El triángulo rojo indica la ubicación del volcán Socompa. (Modificado de Trumbull et al. 2006).

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 et al. 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 et al. 1997, Isacks 1988, Molnar y Garzzone 2007, Sobolev et al. 2006). Forma parte de la Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC) localizada entre los 15°S y 28 ° S (Thorpe et al. 1984, Stern 2004) compuesta por extensos afloramientos de volcanitas del Mioceno medio-superior (Fig. 3) emitidas a partir de estratovolcanes (Grosse et al. 2017), calderas de colapso (Guzmán et al. 2017) y centros monogenéticos (Maro et al. 2017).

En el segmento comprendido entre 21-24° S se ubica el Complejo Volcánico Altiplano-Puna (CVAP) (de Silva et al. 2006) caracterizado por extensos mantos de ignimbritas en su mayoría dacíticas a riodacíticas calcoalcalinas (e.g. Guzmán et al. 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 (e.g. Caldera Cerro Aguas Calientes) hasta los ~5.000 años AP (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 et al., 1985), Vilama (Soler et al., 2007), Aguas Calientes (Petrinovic et al. 2010), Negra Muerta (Riller et al., 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 et al. 2000) están asociadas a lineamientos NE-SO (Montero López et al. 2010, Báez et al. 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.

Estratigrafía

La columna estratigráfica generalizada de la región está integrada por el 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, riodacíticos y riolíticos del Complejo Volcánico Santa Inés (Eoceno-Oligoceno medio), conglomerados polimícticos y areniscas de color rojo del Grupo Pastos Grandes (Formaciones Geste y Vizcachera) (Eoceno superior – Mioceno) y conglomerados y volcanitas del 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 mayor 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. Sus unidades basales se correlacionan con la Formación Vizcachera al sur (con la cual tendría una relación de contacto transicional), y con la Formación Estratos de Salín (Mio - Plioceno) (Gardeweg et al.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 (Fig. 4).

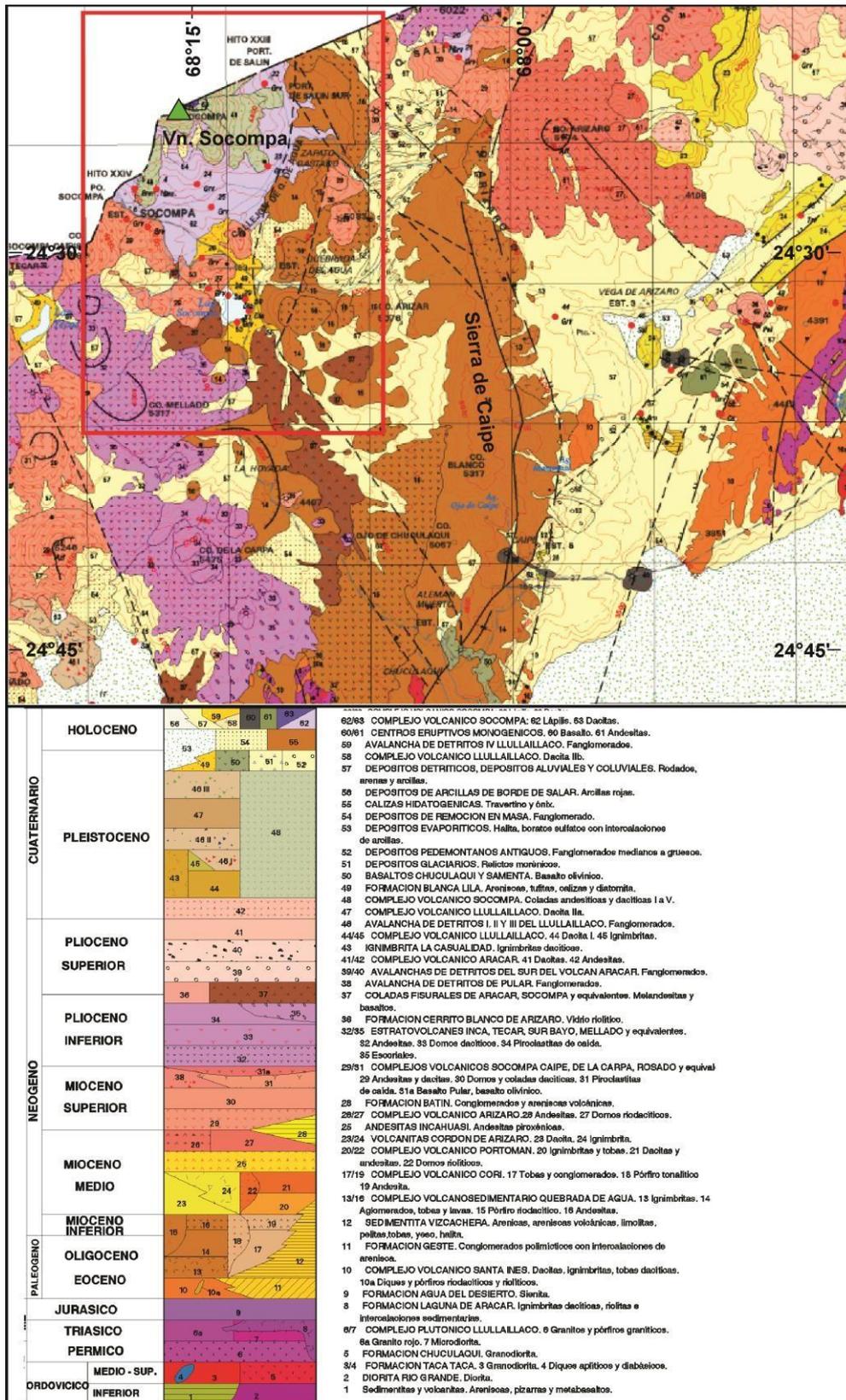


Figura 4. Extracto del mapa geológico 2569-II Socompa (modificado de Zappettini y Blasco 2001). El recuadro rojo indica la ubicación de la Figura 12.

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, ubicada en la ladera occidental.

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 fenodacitas-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 m (sin base expuesta).



Figura 5.a. *Miembro inferior* reconocido en el CVSQA.



Figura 5.b. *Conglomerados finos del miembro inferior del CVSQA.*

El *miembro medio* (Fig. 6) está integrado por potentes bancos de conglomerados polimícticos gruesos a medianos; en la sección basal intercalan lavas feno dacíticas verdosas con abundantes fenocristales de anfíboles, plagioclasas y biotitas. Rodados de idéntica composición que estas lavas son abundantes en los conglomerados que integran este miembro. La matriz es tuffítica 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. 6.b) con elevado contenido de pómez de colores grises a blanquecinos. En estas últimas, alternan unidades retrabajadas de ignimbritas. El espesor parcial estimado es de 200 metros.



Figura 6.a. Conglomerados del miembro medio.



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

El *miembro superior* corresponde a una potente sucesión de depósitos piroclásticos que presenta buena exposición a lo largo de la quebrada del Agua (Fig. 12). La secuencia se inicia con depósitos de bloques y cenizas de composición dacítica (Fig. 7.a). 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.



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

La parte media a superior de la secuencia se diferencia del resto de la columna por la presencia de abundantes pómez y de fragmentos lávicos connatos 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 m

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



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

En los alrededores de la estación Chuculaqui, a unos 35 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).



Figura 8. *Ignimbritas de facies distales del miembro superior.*

En el borde oriental del salar de Lullaillaco el CVSQA se dispone en discordancia sobre el Complejo 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. 10. a-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 y líticos de volcanitas, alternan con *surges* de hasta 50 cm de espesor con laminaciones entrecruzada.



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 Lullaillaco.

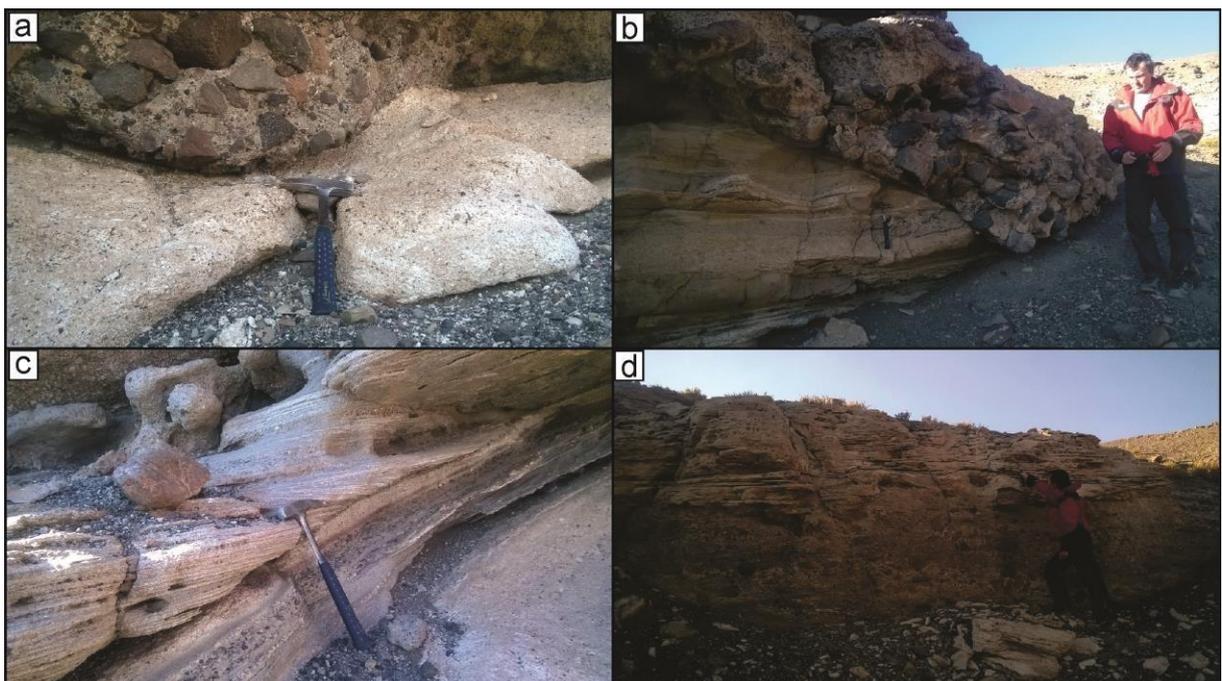


Figura 10. Unidades del CVSQA identificadas en el borde oriental del salar de Lullaillaco: a. ignimbrita blanca surcada por un conglomerado (piqueta como escala); b. surges surcado por un conglomerado (persona como escala); c. detalle de surges; d. ignimbritas apoyadas sobre conglomerados.

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



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

En el borde sur oriental del salar de Lullaillaco, 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 (Zappettini y 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 dacítico-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 topográfico 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.

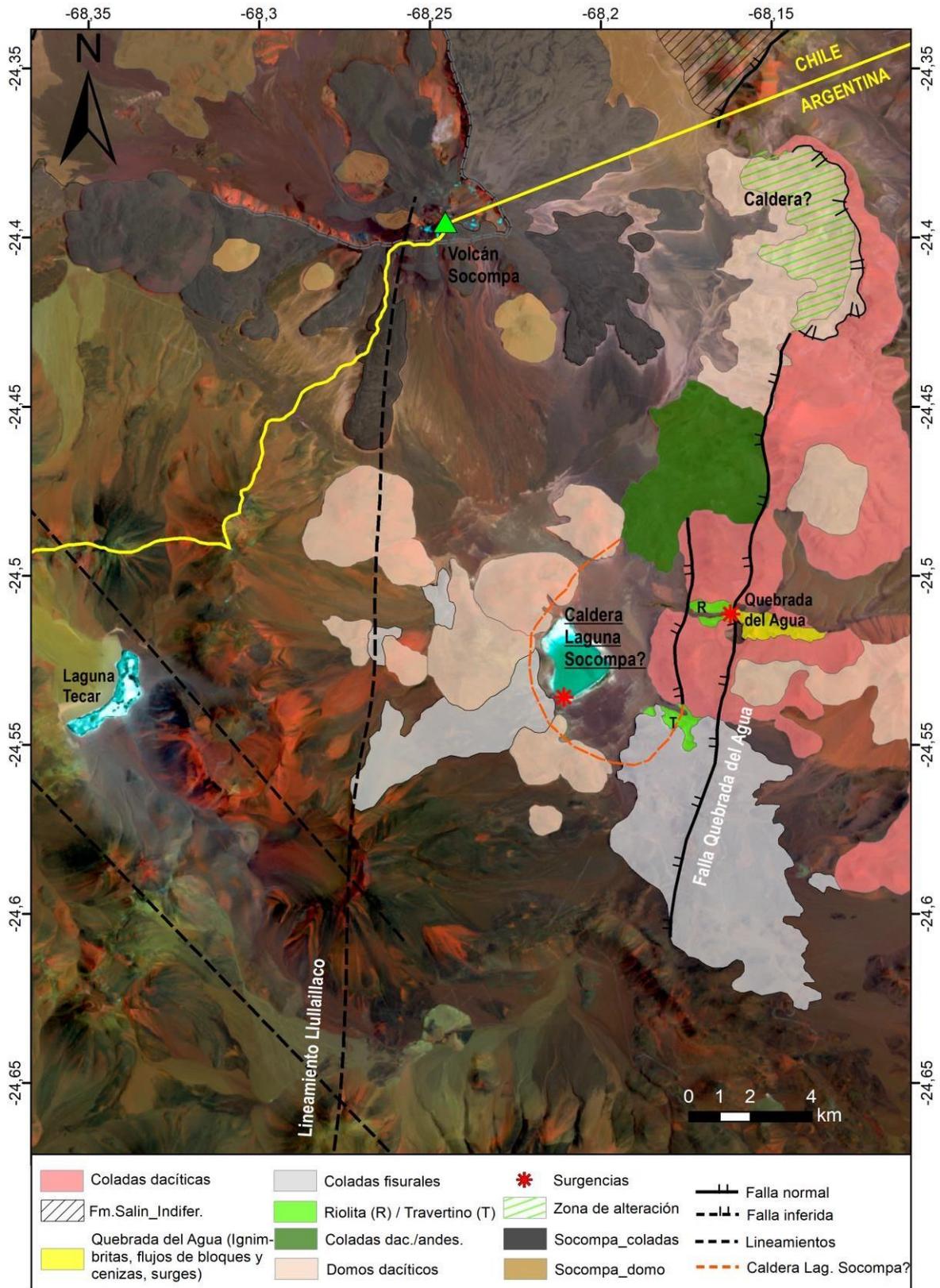


Figura 12. Mapa de las principales estructuras y unidades geológicas de interés identificadas en el área del campo geotérmico Socompa.

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 and Horton, 2003; Deeken et al., 2006; Strecker et al., 2007). Los esfuerzos compresivos propagaron hacia el este un sistema de corrimientos que avanzó sobre una cuenca de antepaís fragmentada (Del Papa et al. 2013, Hongn et al. 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 esfuerzos que Tibaldi y Bonali (2018) interpretan como producto de la tensión generada por colapso orogénico.

La coincidencia de fallas normales en el sector más elevado de la Puna, entre los 4000 y 5000 m.s.n.m., en contraposición con las altitudes de la faja plegada y fallada ubicada al este, entre 3000 y 4200 msnm, es consistente con esta interpretación.

En la región comprendida entre el salar de Pocitos 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 mas de 100 m en su ladera este.

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 m. 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 et al. (2001) describen 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 volcán Socompa, por lo que los autores arriba mencionados infieren que habrían controlado su emplazamiento.

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

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 Llullaillaco 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*) (de Jousineau et al. 2003).

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 posterior al colapso. 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 (e.g. Cerro Panizos, Incapillo, Coranzulí, Cerro Galán, Aguas Calientes, Laguna Amarga, Luingo, Cerro Blanco, entre otras) (Guzmán et al. 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 criptica coincidente con el bajo topográfico de la laguna Socompa.

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

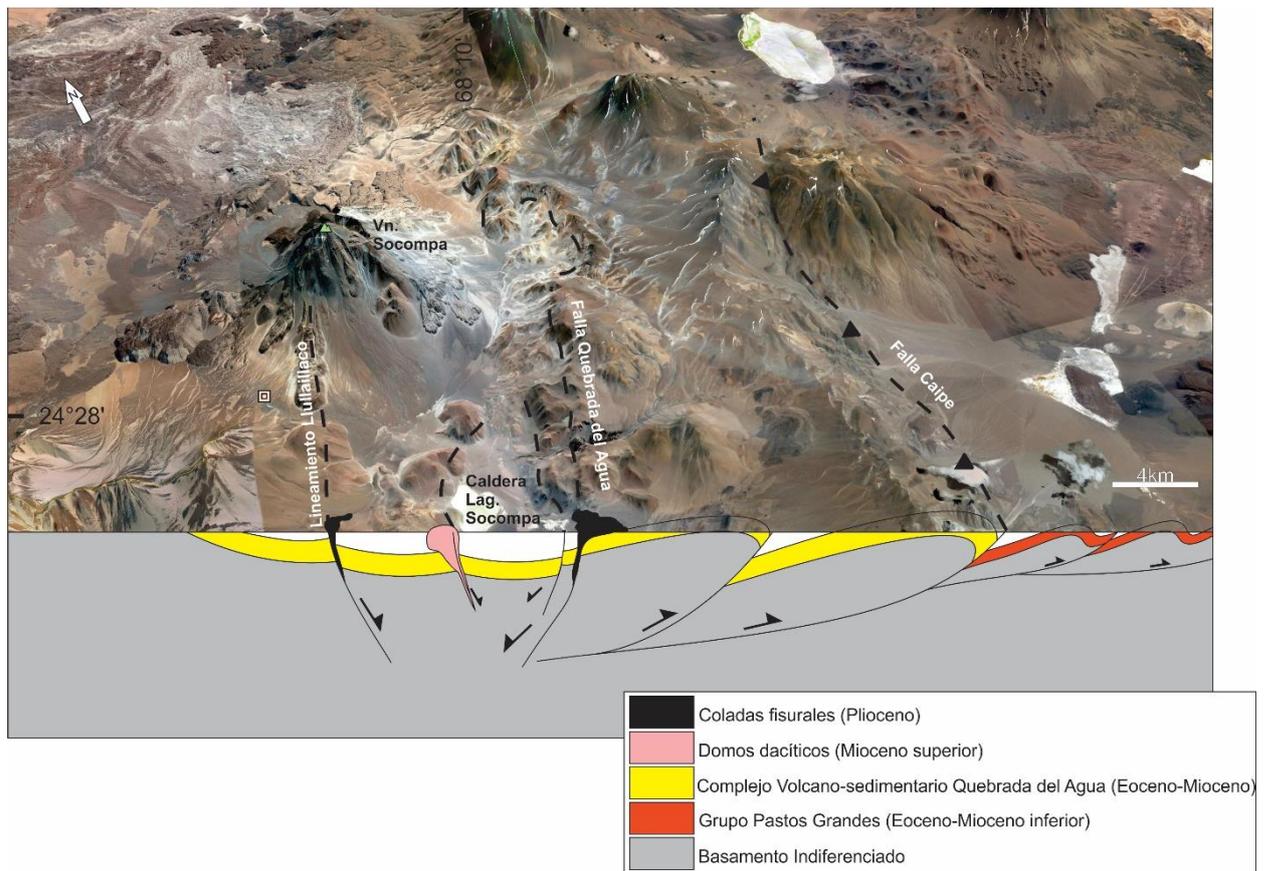


Figura 13. Esquema estructural de la sierra de Caipe y el área del volcán Socompa.

Modelo geotérmico preliminar

En base a la estratigrafía y a las observaciones estructurales realizadas se postula en forma preliminar, un modelo geotérmico en el que la fuente de calor correspondería a la cámara magmática que alimenta el volcán Socompa.

El circuito hidrogeológico consistiría en zonas de recargas en los picos del volcán Socompa y otros cercanos que se encuentran nevados gran parte del año, a partir de los cuales el agua meteórica se infiltra y acumula en acuíferos alojados en los bajos de Socompa y Laguna Socompa.

En el bajo de la Laguna Socompa, los acuíferos estarían integrados por niveles medios e inferiores del CVSQA y/o en la Formación Vizcachera, que de acuerdo a los espesores estimados en afloramientos y al desplazamiento estimado de la FQA, podrían estar localizados entre los 700 m y 800 m de profundidad. En la base del volcán Socompa, Van Wyk de Vries et al. (2001) registran 200 m de espesor para la Formación Salín, la cual es equivalente a los niveles superiores del CVSQA.

Estos acuíferos estarían entrampados en el interior de la caldera Laguna Socompa y 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 medio de zonas de daño estructural generados por la FQA y el borde sur de la caldera laguna Socompa.

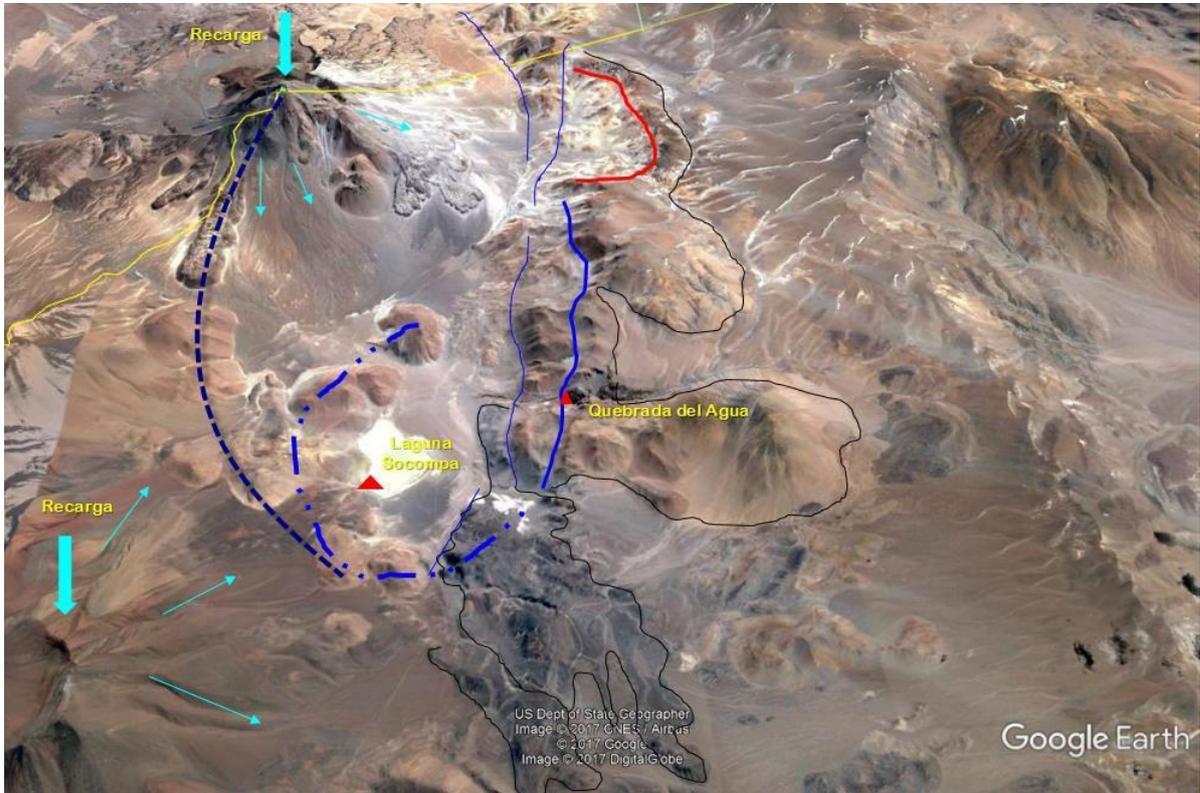


Figura 14. Esquema del modelo geotérmico preliminar.

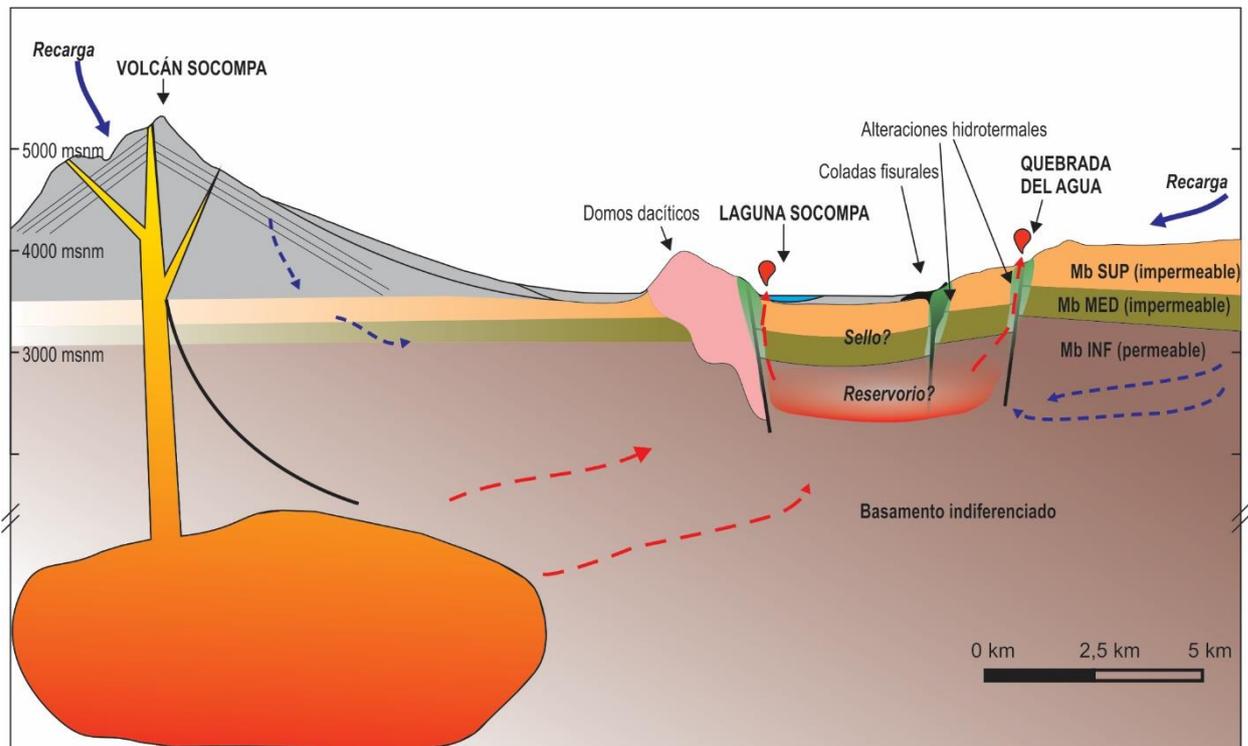


Figura 15. Perfil esquemático del modelo conceptual geotérmico preliminar.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Allmendiger, R., Jordan, T., Kay, S.M. e Isacks, B. 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 25: 139-174.

Báez, W., Arnosio, M., Chiodi, A., Yañez-Ortiz, A., Viramonte, J., Bustos, E., Guido, G. y López, F. 2015. Estratigrafía y evolución del Complejo Volcánico Cerro Blanco, Puna Austral, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 31: 29-49.

Chiodi, A., Tassi, F., Baez, W., Maffucci, R., di Paolo, L. y 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.

Costello, E.K., Halloy, S.R.P., Reed, S.C., Sowell, P. y Schmidt, S.K. 2009. Fumarole- Supported Islands of Biodiversity within a Hyperarid, High-Elevation Landscape on Socompa Volcano, Puna de Atacama, Andes. *Applied and Environmental Microbiology* 75: 735–747.

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.

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).

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.

DeCelles, 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 Jossineau, G., Petit, J. P., y Gauthier, B. D. 2003. Photoelastic and numerical investigation of stress distributions around fault models under biaxial compressive loading conditions. *Tectonophysics*, 363(1-2), 19-43.

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.

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. Volcanol. Geotherm. Res.* 3:281-298.

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.A., Arias, J., Coira, B. y Fuentes, A. 1987. Reconocimiento geotérmico del área Socompa, provincia de Salta, República Argentina. *Revista del Instituto de Geología y Minería* 7: 37-53.

Gardeweg, M., Ramírez, C. y Davidson, J. 1993. Mapa geológico del área del salar de Punta Negra y del volcán Lullaillaco (1:100.000). Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, Documentos de trabajo 5, Santiago.

Ghislain de Jossineau, Jean-Pierre Petit, Bertrand D.M. Gauthier, 2003. Photoelastic and numerical investigation of stress distributions around fault models under biaxial compressive loading conditions. *Tectonophysics* 363: 19–43

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*, San Miguel de Tucumán: 518-547.

Halloy, S. 1991. Islands of life at 6000 m altitude—the environment of the highest autotrophic communities on Earth (Socompa Volcano, Andes). *Arct. Alp. Res.* 23:247– 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 preexisting heterogeneities on the pattern of initial Andean shortening. *Geology*, 35 (3): 271-274.

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, Guilbaud M-N. 2008. Topographic reflection of the Socompa debris avalanche, Chile. *Bull Volcanol* 70:1169–1187. doi:10.1007/s00445-008-0201-6

Koukharsky, M. 1969. Informe preliminar sobre la estratigrafía de la Hoja 6a Socompa, Provincia de Salta. Instituto Nacional de Geología y Minería, 22p., (inédito). Buenos Aires.

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 p. Buenos Aires.

Molnar, P. y Garzione, 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.

Mpodozis, C. 2006. Marco tectónico de los grandes sistemas geotérmicos de los andes chilenos. 11° Congreso Geológico Chileno. Simposio Geotermia V2: 589-591. Antofagasta.

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.

Pardo-Casas, F. y Molnar, P. 1987. Relative Motion of the Nazca (farallon) and South American Plates Since Late Cretaceous Time. *Tectonics*, Vol. 6. p: 233 - 248.

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.

Ramírez, 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.

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. 8º Congreso Geológico Chileno, Actas 6: 390-394, Antofagasta.

Seggiaro, R., Hongn, F., Folguera, A. y Clavero, J. 2000. Hoja Geológica 2769-II, Paso de San Francisco. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 294, Buenos Aires, 76 pp.

Seggiaro, R., Gallardo, E., Aguilera, N., Vitulli, N., Brandan, E., Bercheñi, V., Celedón, M., Villagran, 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.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.

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, pp. 509–531.

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.

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. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 35, 747-787.

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.

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.

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 Research*, 105(3), 225-247.

Wadge G, Francis PW, Ramirez CF (1995) The Socompa collapse and avalanche event. *J Volcanol Geotherm Res* 66:309–336.

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.