



Geología y mineralogía de alteración en una sucesión volcano-sedimentaria en la Zona Volcánica Sur Central, Chile. Evidencias de un paleo-sistema volcánico y geotermal en la Formación Cura-Mallín

Vladimir Vicencio^{1,2*}, Martin Reich^{1,2*} y Diego Morata^{1,2*}

(1) Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile

(2) Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA), Universidad de Chile, Santiago, Chile

Correo: Vladimir.vicencio@gmail.com

Resumen. La Formación Cura-Mallin, compuesta por unidades volcano-sedimentarias de edad miocena, goza de gran interés actual por su promisoría capacidad de albergar sistemas geotermales en profundidad, asociados con los sistemas volcánicos de la ZVSC, de los cuales constituye su basamento. Sin embargo, existe poca información disponible acerca de sus características litológicas y mineralógicas, y cómo estas interactúan con los sistemas volcánicos y estructurales actuales. En particular, es incierto el papel que juega la heterogeneidad litológica en los procesos que pueden controlar la evolución del sistema volcánico/geotermal, como la permeabilidad dinámica, mineralogía de alteración y circulación de fluidos. Presentamos un estudio litológico y mineralógico de una sucesión volcano-sedimentaria (Sucesión Cordón Maravilla) del miembro volcánico Guapitrio (Fm. Cura-Mallin), ubicada 8 km al NE de la ciudad de Lonquimay. Los resultados muestran que esta sucesión representa la zona superficial (< 1 km) de un paleo-sistema volcánico y geotermal. Su mineralogía consiste en la asociación mineral sme-C/S + mor ± heu ± cpt ± qz ± cal, y es característica de un gradiente termal elevado (100-160°C/km) típico de complejos de caldera. Las texturas minerales indican que los procesos de alteración hidrotermal de la secuencia fueron clave en la evolución de la permeabilidad dinámica del sistema, probablemente asociados a periodos de mayor actividad volcánica y/o circulación de fluidos.

Palabras clave: Formación Cura-Mallín, paleo-sistema geotermal, ceolitización tipo caldera, mordenita

I. Introducción

La Formación Cura-Mallin (Suárez & Emparán, 1997) corresponde a una sucesión de rocas volcano-sedimentarias, de edad oligocena-miocena y espesor aproximado de 2 a 4 km (Radic, 2010). Su génesis la establece la actividad del arco mioceno entre los 37.8°S y 38.5°S, cuyos productos fueron distribuidos mediante procesos volcánicos y erosivos a lo largo de sistemas de cuenca de intra-arco (Suárez y Emparán, 1995, 1997), constituyendo en la actualidad, gran parte del basamento del volcanismo cuaternario a esa latitud.

Esta formación, junto al volcanismo cuaternario del vn. Tolhuaca y vn. Lonquimay, han sido recientemente

estudiados por su relación con el contexto estructural y tectónico regional (Cembrano & Lara, 2009), y por su promisoría capacidad de albergar sistemas geotermales, evidenciado por 1) la presencia en superficie de manifestaciones termales (Risacher y Hauser, 2011), 2) alteración hidrotermal de intensidad moderada a débil, cuya mineralogía incluye ceolitas, interestratificados de clorita/esmectita, calcita, cuarzo y calcedonia, entre otros (ej. Suárez & Emparán, 1997; SKM, 2012), y 3) la presencia de sistemas geotermales de alta entalpía como el Sistema Geotermal Tolhuaca (Melosh, 2012). Este último corresponde a un sistema geotermal activo, asociado a la terminación norte del Sistema de Falla de Liquiñe-Ofqui (SFLO) (Cembrano & Lara, 2009; Melosh, 2012), el cual se encuentra particionado mineralógica y estructuralmente (Lizama, 2013; Sánchez et al., 2013). La capa sello del sistema corresponde a una zona intermedia con alteración de tipo sub-propilítica, rica en interestratificados de clorita/esmectita, en una sucesión de rocas volcanoclásticas, pertenecientes posiblemente a la Fm. Malleco – Fm. Cura-Mallín (Lizama, 2013). Sin embargo, quedan interrogantes respecto al papel que juegan las características litológicas de ésta en la presencia de alteración hidrotermal y su relación con la circulación de fluidos y la distribución de permeabilidad del sistema.

La ZVS constituye un lugar ideal para estudiar la interacción de procesos tectónicos, estructurales y de circulación de fluidos en sistemas hidrotermales (ej. Sánchez et al., 2013), debido a que existe una superposición de estos procesos en la génesis y evolución del volcanismo actual y pasado. En particular, la Fm. Cura-Mallin presenta evidencias de la coexistencia en su génesis de procesos volcánicos, erosivos e hidrotermales. Es por esta razón que el estudio de sus características litológicas y mineralógicas, puede dar luces acerca de la evolución de los procesos de alteración de las sucesiones volcánicas desde su génesis como producto volcánico hasta que constituyen el basamento del sistema volcánico maduro.

El presente trabajo corresponde al estudio litológico y mineralógico en detalle de una sucesión representativa del Miembro Guapitrio de la Fm. Cura-Mallin, de

aproximadamente 900 m, conformada por rocas y depósitos volcano-sedimentarios (Sucesión Cordón Maravilla, SCM), y ubicada 20 km al sureste del volcán Tolhuaca (Cordillera de Lolco, Cordón Maravilla). Estas características hacen de la zona de estudio propuesta un lugar de relevancia, debido a su cercanía con centros volcánicos y campos geotérmicos, y por ser considerada como una sucesión “tipo” que alojaría reservorios geotermales en este segmento, permitiendo estudiar la arquitectura y características de la alteración en la sucesión, y la influencia de esta en la circulación de fluidos y la permeabilidad dinámica del sistema y su relación con paleo-actividad volcánica y geotermal.

II. Antecedentes geológicos

La Formación Cura-Mallín, corresponde a una unidad volcano-sedimentaria de edad miocena, que caracteriza el relleno de un sistema de cuencas extensionales (Cuenca de Cura-Mallín), durante la actividad de un arco volcánico, en presencia de numerosos ríos y lagos de distinto tamaño y duración (Suárez y Emparán, 1995), y un clima de temperaturas moderadas y humedad alta (Palma-Heldt, 1983). Fue formada con el material eruptivo del arco sometido a sucesivos procesos de erosión, transporte y redepositación. Esta formación la conforman dos miembros, Río Pedregoso, sedimentario lacustre, y Guapitrio, principalmente volcánico. Éste último miembro, constituye el remanente de un arco volcánico de orientación aproximada N-S, conformado principalmente por rocas piroclásticas, volcanoclásticas, lavas y sedimentos lacustres, además de diques y cuerpos intrusivos hipabisales, de edad miocena media a superior (Suárez y Emparán, 1995; 1997). Estos cuerpos hipabisales constituyen antiguos centros volcánicos, y se ubican de la zona de Cerros de Lanco en el norte, hasta Melipeuco en el sur (Suárez y Emparán, 1995). La zona de estudio (SCM) corresponde a una sucesión volcano-sedimentaria del Miembro Guapitrio, en cuyo extremo norte se encuentra una zona de alteración hidrotermal (Cerro Lolco, Suárez y Emparán, 1997), con alteración argílica asociada a un intrusivo hipabisal.

III. Metodología

En la zona de estudio se levantaron cuatro secciones estratigráficas de entre 125 a 425 m de potencia cada una, a lo largo de 8 km en la dirección N-S, correlacionables entre sí en una sucesión de aproximadamente 900 m de potencia. Se recolectaron 45 muestras representativas a las cuales se realizaron cortes transparentes pulidos, los cuales fueron analizados mediante microscopía óptica y microscopía electrónica de barrido (SEM-EDX-CL Quanta 250). Para efectos de reconocimiento mineral y textural, se utilizaron técnicas de imágenes SEM-BSE, catodoluminiscencia (SEM-CL) y análisis químico semi-cuantitativos de minerales mediante SEM-EDS. Todos los análisis SEM fueron realizados en los laboratorios del CEGA del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, mediante un equipo Quanta 250. La identificación mineral

se realizó mediante difracción de rayos X utilizando un difractómetro de rayos X Bruker D8 Advance (Depto. de Física, FCFM, Univ. de Chile) en agregados orientados y separación de fracción arcilla (<2 μ m).

IV. Resultados

La Sucesión Cordón Maravilla (SCM) está conformada, en orden de abundancia, por rocas volcanoclásticas, volcánicas, sedimentarias y piroclásticas. Las rocas encontradas a lo largo de estas sucesiones corresponden en gran medida a una intercalación de: (a) paquetes métricos a decimétricos de rocas volcanoclásticas epiclásticas, principalmente brechas y conglomerados volcánicos macizos, con mala a muy mala selección, polimícticos y sin presencias de estructuras sedimentarias; (b) rocas volcánicas extrusivas alteradas, de textura porfírica y composición intermedia, subparalelas y de espesor menor a 10 m; (c) tobas cristalinas, vítreas, y una ignimbrita soldada de color blanco y 2 a 3 m de espesor; y (d) capas métricas de areniscas volcánicas, con presencia de estratificación paralela y estructuras sedimentarias. Todas estas rocas se encuentran intruídas por cuerpos subvolcánicos (diques y sills), con orientaciones N60°E, NS y N60° – 80°W (Fig. 1).

La alteración presente en la SCM es del tipo facies ceolita de baja T° (< 180°C), y se caracteriza por la asociación mineral esmectita/interestratificados C/S + mordenita \pm heulandita \pm clinoptiloita \pm cuarzo \pm calcita, relleno de cavidades, amígdalas y fisuras. Los minerales de arcilla son ubicuos en la sucesión, y predomina la esmectita por sobre los interestratificados, los cuales tienen un 50% de capas de clorita como máximo. Las ceolitas presentan una zonación, de base a techo, de mordenita + heulandita \rightarrow mordenita + clinoptiloita. La mordenita corresponde a la ceolita más abundante, y se observa relleno de cavidades y amígdalas con dos tipos de textura: coliforme y acicular-radial. La primera es la menos abundante, y se observa exclusivamente en cavidades de rocas de la sucesión C, como un borde interno irregular de espesor máximo 300 – 400 μ m, formado por esférulas cristalinas con continuidad óptica, y la segunda, generalmente rellena el espacio restante en cavidades, amígdalas y fisuras. La textura coliforme en la mordenita no exhibe bandas de crecimiento, y se observan evidencias de procesos de coalescencia entre cristales esféricos contiguos (Fig. 1).

V. Discusión y conclusiones

Este trabajo presenta evidencias litológicas y mineralógicas que indican que la SCM constituye el remanente de un complejo volcánico antiguo del arco mioceno, caracterizado por un paleo centro volcánico (estratovolcán), ubicado en la actual zona de alteración hidrotermal Cerro Lolco, junto a facies litológicas volcano-sedimentarias proximales a la fuente, conformada por las unidades de las sucesiones estudiadas.

Las rocas y las asociaciones de alteración, especialmente la

presencia ubicua de esmectita e interestratificados de C/S y la zonación en la ceolitización, sugiere que la SCM corresponde a la parte superior y más superficial de un paleo-sistema geotermal superficial asociado a la actividad del estratovolcán (acuífero colgado). Este sistema geotermal se encuentra dominado por la presencia de cuerpos intrusivos (diques y sills), estructuras, y anisotropías en la permeabilidad primaria, gracias a la distribución de arcillas en la sucesión. Las evidencias que soportan este modelo son: (1) volumen mayoritario de rocas volcanoclásticas; (2) extrema variabilidad en la textura (vesicularidad, composición, angulosidad de los clastos, porcentaje de matriz) y en la distribución lateral y vertical de las rocas volcanoclásticas; (3) escasez de depósitos y fragmentos piroclásticos “puros”, a excepción de la ignimbrita blanca; (4) abundante presencia de arcillas tipo esmectita; y (5) un relieve dominado por la erosión diferencial de cuerpos intrusivos, y por morfologías semi-circulares.

La variabilidad textural de las rocas volcanoclásticas puede resumirse considerando en ellas un extremo volcánico y uno sedimentario. El primero se caracteriza por clastos angulosos, un menor porcentaje de matriz y abundantes vesículas y cavidades, mientras que el segundo tiene un mayor porcentaje de matriz, de un color verde/rojizo y un presenta un mayor redondeamiento en los clastos. La mineralogía de alteración en la sucesión se asocia a cavidades y fisuras, presentes en mayor cantidad en lavas y zonas dominadas por el extremo volcánico de las rocas volcanoclásticas.

La gran variación en la distribución y textura de las unidades volcanoclásticas de la SCM sugiere un dominio de procesos de erosión gravitacional (flujos de detritos), con presencia moderada de agua como agente de transporte. Las variaciones en la cantidad de matriz indican anisotropías en la distribución de detritos y agua, debido a canales, fisuras y relieves de diferentes escalas espaciales y de duración. Estas características coinciden con las propuestas por Cas y Wright (1987) para una facies de estratovolcán, dominada por la creación de rocas volcánicas y piroclásticas durante periodos eruptivos, y por procesos epiclásticos erosivos durante periodos inter-eruptivos, siendo estos últimos los generadores del mayor volumen de rocas en la sucesión. Gran parte de la SCM presenta una alteración a arcillas del tipo sme-C/S (hasta un 50% de capas de clorita), con una predominancia de esmectita. Esta alteración es pervasiva y se observa tanto en la masa fundamental como en la red de fracturas y micro-fracturas. En el extremo volcánico de las rocas volcanoclásticas, la esmectita se asocia a superficies de clastos y cavidades, mientras que en el extremo sedimentario, se asocia principalmente a la matriz (color verdoso).

La mineralogía secundaria (facies ceolita, subfacies mordenita) es consistente con un tipo de alteración denominado “ceolitización tipo-caldera” (“caldera-type zeolitization; ej. Utada, 2001a,b”) que describe un tipo especial de alteración desarrollado en ambientes de caldera

con un elevado gradiente termal (ca. 100° - 160°C/km), y una gran cantidad de vidrio volcánico de composición intermedia a ácida. Esta mineralogía se desarrolla bajo temperaturas entre 25° - 200°C, condiciones de sobresaturación alta de SiO₂, pH > 8, y alcalinidad alta, las cuales podrían ser encontradas en el sistema hidrológico superficial de un sistema volcánico (acuíferos colgados, 0.5 a 1.5 km de profundidad).

Además, su zonación es consistente con un modelo de formación de mordenita y clinoptilolita a partir de vidrio volcánico a través de la siguiente evolución: vidrio → sme → mor, cpt → ópalo CT (ej. Chipera y Apps, 2001). Las reacciones minerales que forman esta secuencia se caracterizan por la meta-estabilidad de las fases en formación, regidas por la Ley de Ostwald (ej. Dibble y Tiller, 1981), que establece la evolución mineral del sistema mediante fases sucesivas que minimizan la energía libre de éste, y por procesos de Maduración de Ostwald, donde las fases cristalinas aumentan su orden interno mediante procesos sucesivos de precipitación y disolución mineral, con crecimiento de partículas grandes a expensas de otras más pequeñas (ej. Dibble y Tiller, 1981).

La información litológica y mineralógica de la SCM permitió establecer un modelo del paleo-sistema volcánico e hidrotermal, y un modelo de formación de las diferentes texturas observadas en la mordenita, relacionando sus características y manifestación con procesos de cambio de permeabilidad durante episodios eruptivos durante la vida del sistema volcánico ya extinto.

En particular, la evolución textural entre mordenita coliforme → mordenita acicular-radial, sugiere una cristalización a partir de un proceso de *quenching*, por mezcla de fluidos hidrotermales con fluidos meteóricos de menor temperatura, en la zona superficial del sistema hidrológico asociado al basamento del sistema volcánico. Las características de las esférulas de mordenita, sugieren procesos de nucleación a partir de suspensiones coloidales, capaces de estar en solución o como gel de acuerdo a la variación de las condiciones del sistema, siendo particularmente importante el grado de sobresaturación de SiO₂, la alcalinidad y el pH (ej. Hall, 1998).

Agradecimientos

El soporte financiero para este estudio fue provisto por el proyecto FONDAP 15090013, Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes “CEGA”, y por el FONDECYT n°1130030 dirigido por Martin Reich. Vladimir Vicencio agradece a CEGA por la beca de posgrado que permitió que este trabajo fuera realizado.

Referencias

Cembrano, J., & Lara, L. (2009). The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: a review. *Tectonophysics*, 471(1), 96-113.

- Chipera, S. J., & Apps, J. A. (2001). Geochemical stability of natural zeolites. *Re-views in mineralogy and geochemistry*, 45(1), 117-161.
- Dibble Jr, W. E., & Tiller, W. A. (1981). Kinetic model of zeolite paragenesis in tuffaceous sediments. *Clays and Clay Minerals*, 29(5), 323-330.
- Hall, A. (1998). Zeolitization of volcanoclastic sediments: the role of temperature and pH. *Journal of Sedimentary Research*, 68(5).
- Lizama, M. (2013). Alteración hidrotermal en el sistema geotermal Tolhuaca: Caso de estudio sondaje TOL-1. Memoria de título en Geología, Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago, 204 p.
- Radic, J. P. (2010). Las cuencas cenozoicas y su control en el volcanismo de los Complejos Nevados de Chillán y Copahue-Callaqui (Andes del Sur, 36-39 S). *Andean geology*, 37(1), 220-246.
- Risacher, F., Fritz, B., & Hauser, A. (2011). Origin of components in Chilean thermal waters. *Journal of South American Earth Sciences*, 31(1), 153-170.
- Rowland, J. V., & Simmons, S. F. (2012). Hydrologic, magmatic, and tectonic controls on hydrothermal flow, Taupo Volcanic Zone, New Zealand: implications for the formation of epithermal vein deposits. *Economic Geology*, 107(3), 427-457.
- Sanchez, P., Pérez-Flores, P., Reich, M., Arancibia, G., Cembrano, J., Campos, E., Lohmar, S., (2013b). The influence of fault-fracture network activity on fluid geochemistry and mineral precipitation at the Tolhuaca geothermal system, southern Chile. *Mineralogical Magazine*, 77(5), p. 2122.
- SKM. (2012). Surface reconnaissance of the Callaqui Geothermal prospect (versión 0). Unpublished report. Infinergeo SpA.
- Suárez, M., & Emparan, C. (1995). The stratigraphy, geochronology and paleo-physiography of a Miocene fresh-water interarc basin, southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(1), 17-31.
- Suárez, M., & Emparan, C. (1997). Hoja Curacautin: Regiones de la Araucanía y del Biobío. SERNAGEOMIN.
- Utada, M. (2001a). Zeolites in burial diagenesis and low-grade metamorphic rocks. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 45(1), 277-304.
- Utada, M. (2001b). Zeolites in hydrothermally altered rocks. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 45(1), 305-322.

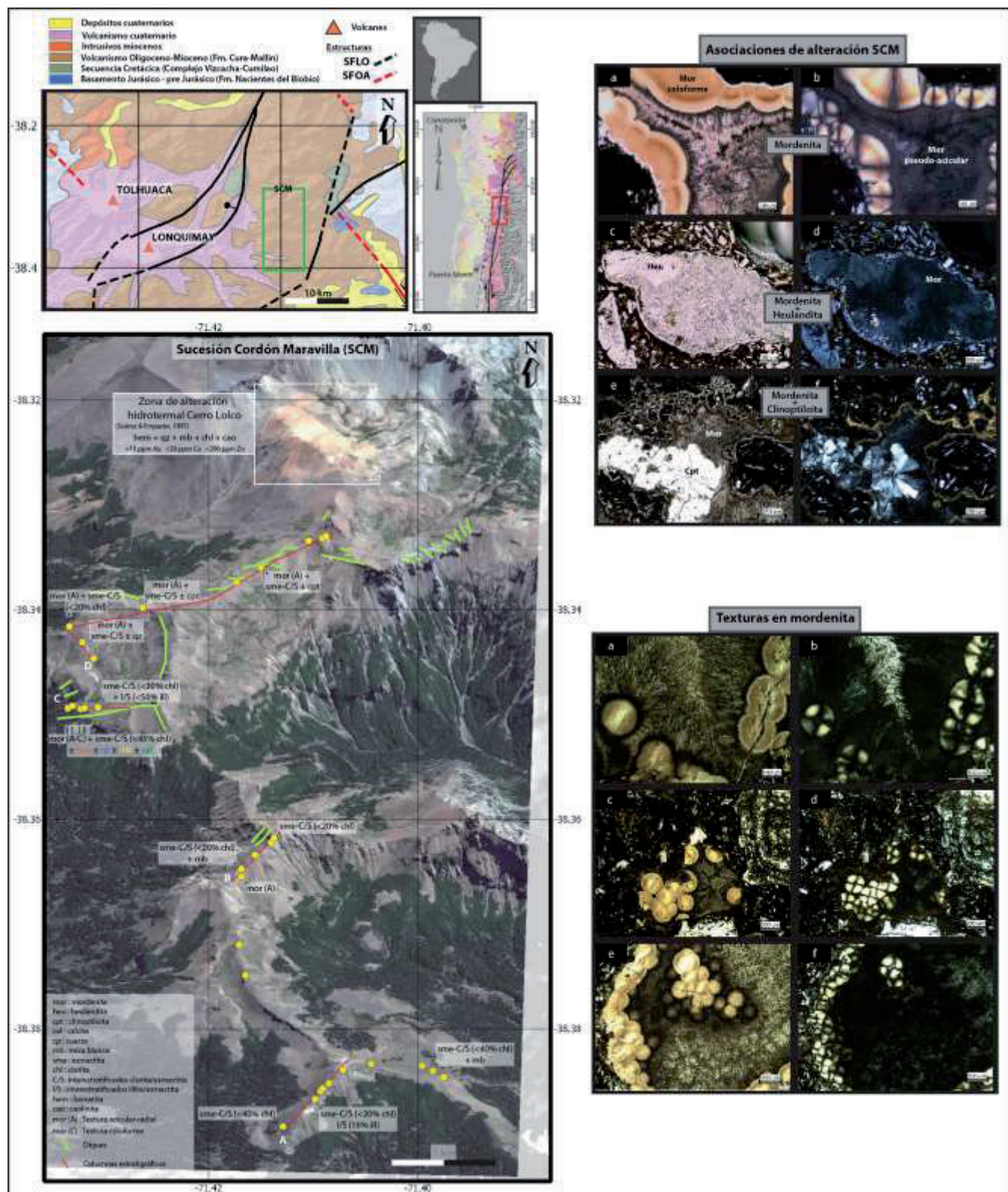


Figura 1. Información geológica y mineralógica de la Sucesión Cordón Maravilla (SCM). Arriba izq: mapa geológico de la zona de estudio; abajo-izq: imagen quick-bird de la SCM, con la mineralogía de alteración, diques y perfiles donde se realizaron las 4 columnas estratigráficas; arriba-der: fotomicrografías ópticas de las asociaciones de minerales secundarios; abajo-der: texturas coliforme y acicular en mordenita.