



ACERCA DEL CONTROL ESTRUCTURAL DE INTRUSIVOS EOCENOS Y PORFIDOS CUPRIFEROS EN LA REGION DE POTRERILLOS-EL SALVADOR

Constantino MPODOZIS¹, Andrew J. TOMLINSON¹, y Paula C. CORNEJO¹

INTRODUCCION

En los Andes Centrales del Norte de Chile, los intrusivos mesozoicos y cenozoicos se distribuyen en fajas con edades decrecientes hacia el este^{1,2,3} que, en algunos casos muestran una estrecha relación con sistemas de fallas transcurentes^{4,5}. A menor escala, la posición de los intrusivos puede estar controlada por estructuras regionales o locales, lo que es especialmente notable para los pórfidos cupríferos del Eoceno-Oligoceno asociados al Sistema de Fallas de Domeyko⁴. En este trabajo presentamos un ejemplo de esas relaciones, en la región de El Salvador-Potreriillos, donde estudios recientes⁶ han permitido documentar la relación existente entre fallas, dominios estructurales e intrusivos eocenos, incluyendo los pórfidos cupríferos de Potrerillos y El Salvador. Dichos intrusivos se emplazaron antes o durante una fase de deformación, asociada a transpresión sinistral en el Sistema de Fallas Sierra Castillo-Agua Amarga y acortamiento en la Faja Plegada y Corrida de Potrerillos (FPCP)^{6,7}. Entre los intrusivos eocenos de la zona de Potrerillos-El Salvador, con edades K-Ar comprendidas entre 49 y 37 Ma se encuentran stocks granodiorítico-monzodioríticos, pórfidos andesíticos y dacíticos; pórfidos dacíticos gruesos de anfíbola, entre los cuales se incluye el "Pórfido Cobre" de la mina Vieja de Potrerillos, y los pórfidos cuarceíferos y granodioríticos asociados a la mineralización de El Salvador (Fig. 1). Fuera de las facies intrusivas, en la zona de Quebrada Indagua y Tinajas afloran algunos domos extrusivos riódacíticos, asociados a anillos de piroclastos, que representan, prácticamente, los únicos ejemplos de actividad volcánica extrusiva para el período⁶.

INTRUSIVOS EOCENOS Y SU RELACION CON EL SISTEMA ESTRUCTURAL REGIONAL

Stocks granodiorítico-monzodioríticos (49-39 Ma)

Este grupo, que incluye los intrusivos de

mayores dimensiones dentro del conjunto eoceno, se concentra en la región al sur de Potrerillos (Fig. 1). Al oeste de la Falla Agua Amarga incluye el complejo intrusivo de Cerro Vicuña (granodioritas y monzogranitos rosados) que forma un anillo de 20 km de diámetro en la base del macizo de Cerro Vicuña y Sierra Buenos Aires, intruyendo a rocas probablemente cretácicas y domos dacíticos paleocenos, y el stock del cerro Pingo-Pingo, al sur de la quebrada Chañaral Alto. Al este de la Falla Agua Amarga aparecen stocks aislados, de menores dimensiones (1-10 km²), de formas elongadas N-S, emplazados en rocas mesozoicas (stocks Agua Amarga, Sombrerito, Mocobi y La Ciénaga). Las variaciones composicionales son leves desde granodioritas hasta monzodioritas, con texturas porfídicas o microcristalinas, características de emplazamiento epizonal y sólo localmente, texturas faneríticas de granulometría media; el stock monzodiorítico de Quebrada La Ciénaga presenta una aureola de metamorfismo de contacto con la formación de un skarn en las rocas carbonatadas mesozoicas (Fig. 1).

Para el complejo intrusivo de Cerro Vicuña se obtuvieron cuatro edades radiométricas K-Ar entre 49,7±3,8 y 46,6±1,5 Ma y para el stock de cerro Pingo-Pingo una edad de 46,5±1,3 Ma. Al este de la falla Agua Amarga se obtuvieron edades ligeramente más jóvenes: 45,3±1,3 Ma para el stock de Agua Amarga y 45,4±1,7; 44,7±1,7 y 43,2±1,5 Ma en la microdiorita de Quebrada La Ciénaga. El stock de Quebrada Ciénaga, es un cuerpo elongado en dirección N-S que forma un ángulo considerable con las fallas de rumbo NW que dominan la fábrica estructural de la zona (Fig. 1) sin que otros intrusivos del grupo muestren tampoco relación con estructuras mayores. Considerando que la deformación eocena existía en la zona de Potrerillos hace unos ~ 42 Ma y continuó hasta después de los 39 Ma^{6,7} y que la mayoría de las edades del grupo se ubica entre los 49 y 45 Ma, se puede inferir que estos intrusivos representan una asociación pre-tectónica lo que explicaría su errática distribución dentro de la región.

Pórfidos andesítico-dacíticos (40-37 Ma)

Familia de intrusivos que presentan gran variación textural, desde facies porfídicas gruesas a afaníticas, como también diversos modos de ocurrencia (stocks de mediano tamaño, sistemas de diques y sills). Los cuerpos de mayores dimensiones, que desarrollan

(1) Servicio Nacional de Geología y Minería. Avda. Santa María 0104, Santiago

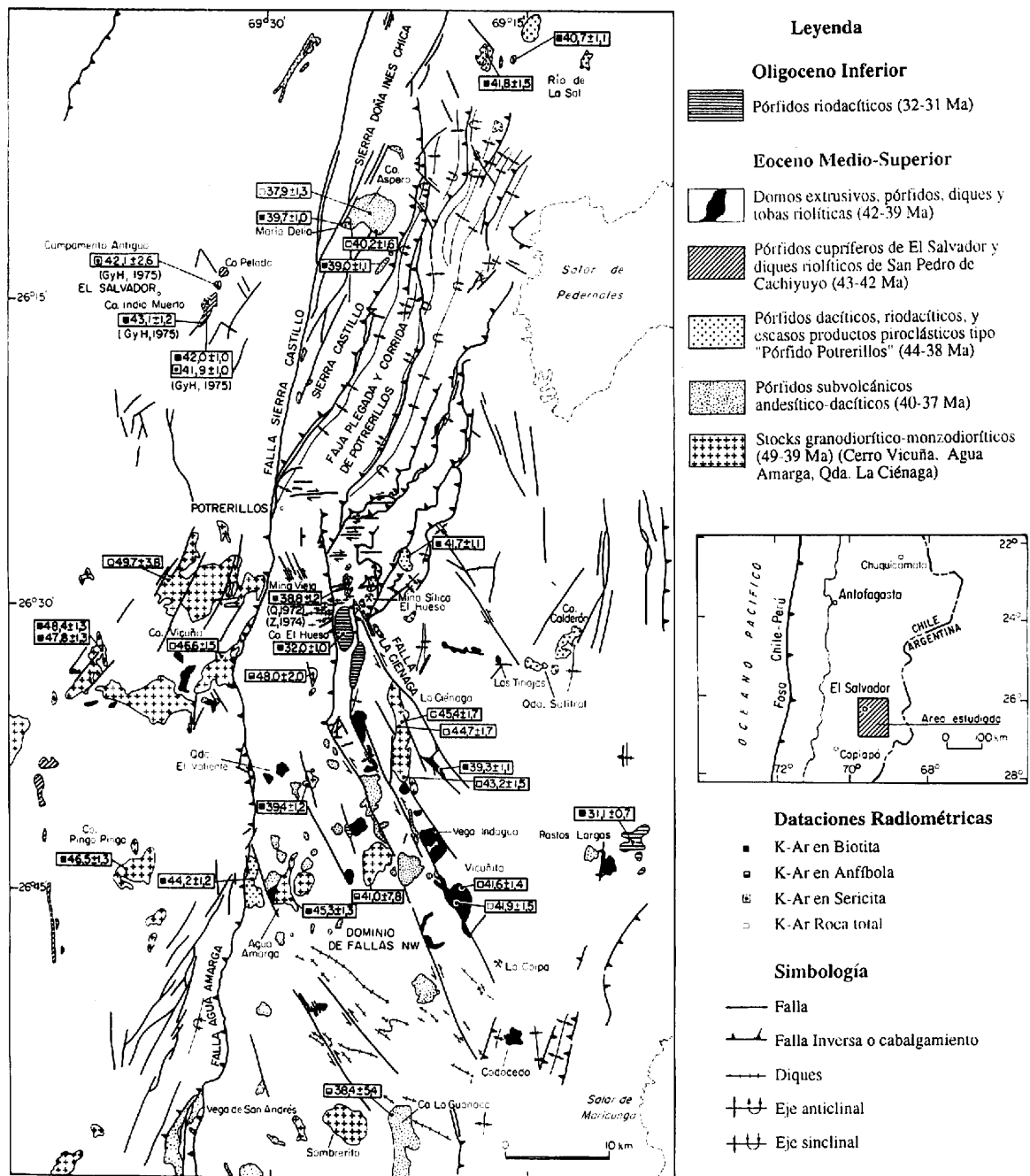


Figura 1. Distribución de los intrusivos del Eoceno Medio a Superior y del Oligoceno inferior, y las fallas del Eoceno o supuestamente de esa edad.

alteración hidrotermal periférica, corresponden a los stocks compuestos de Cerro La Guanaca al sur de quebrada San Andrés y Cerro Aspero, en el extremo norte de Sierra Castillo (Fig. 1). En Cerro La Guanaca se obtuvo una Edad K-Ar anfibola $38,4 \pm 5,4$ Ma y en Cerro Aspero $37,9 \pm 1,3$ Ma (roca total) mientras que para otros intrusivos en Sierra Castillo se obtuvieron edades de $40,2 \pm 1,6$ Ma (K-Ar, roca total) y $39,0 \pm 1,1$ Ma (biotita). La mayor parte de estos intrusivos se ubican al este de la falla Sierra Castillo-Agua Amarga, especialmente en dominio de fallas sinistralas de rumbo NW (Fig. 1) donde presentan una relación muy estrecha con las fallas, encontrándose varios cuerpos tabulares elongados paralelamente a las trazas mayores lo que indica un control estructural durante su emplazamiento.

Domos extrusivos, pórfidos y diques riolíticos (42-39 Ma)

Este conjunto constituye un grupo, composicionalmente, homogéneo de domos extrusivos e intrusivos subvolcánicos silíceos especialmente abundantes al este de la Falla Agua Amarga. Presentan un característico color blanco, debido a la intensa alteración argílica que los afecta. Algunos de ellos corresponden a diques emplazados a lo largo de las fallas sinistralas de orientación NNW (Fig. 1); sistemas de diques riolíticos NW afloran en la zona sur del área. Los domos extrusivos (Vega Indagua, Sierra San Emilio, Quebrada El Valiente, y Las Tinajas), de secciones subcirculares y diámetro variable entre 0,5 y 3 km tienen bandeamiento subparalelo y rasgos de fluidez convoluta y en su periferia se reconocen depósitos piroclásticos (anillos de brechas de explosión y tobas riolíticas, de bloques y pómez). Los cuerpos subvolcánicos consisten en un conjunto de pórfidos riolíticos de pequeñas dimensiones y sistemas de sills y diques de similar composición. Pórfidos riolíticos se encuentran emplazados en el margen de la Sierra de Agua Amarga y quebrada La Tola, mostrando halos de alteración argílica y, en las quebradas Codocedo y Pastos Largos (Fig. 1).

La edad más confiable para este grupo corresponde a una datación K-Ar (biotita) de $39,3 \pm 1,1$ Ma proveniente un dique riolítico, emplazado en una de las fallas NNW, en las nacientes de Quebrada Ciénaga. Quirt⁸ y Zentilli⁹ dató (K-Ar, roca total) uno de los domos riolíticos afectado por alteración cuarzo-sericitica, en las nacientes de la quebrada Vicuña, obteniendo un valor de $42,6 \pm 1,4$ Ma (recalculada). Dos muestras recolectadas en este cuerpo, entregaron edades K-Ar (roca total) de $41,9 \pm 1,5$ y $39,8 \pm 1,9$ Ma correspondientes, probablemente, a edades mínimas que reflejan, el evento de alteración hidrotermal que afectó a los domos, inmediatamente después de su emplazamiento. Los pórfidos y domos de este grupo se concentran especialmente en el dominio de fallas sinistralas NW al sureste de Potrerillos (Fig. 1). Domos y diques riolíticos se alinean con las fallas, encontrándose diques riolíticos

emplazados directamente sobre las zonas de fallas. Algunos de los domos y sus productos piroclásticos están afectados por fallas, mientras que otros están depositados sobre ellas, señalando que estos se emplazaron, durante una fase activa de deformación sinistral.

PÓRFIDOS CUPRIFEROS E INTRUSIVOS RELACIONADOS

El sistema de pórfidos cupríferos de El Salvador (43-42 Ma)

Otro de los complejos intrusivos eocenos de la zona de El Salvador-Potrerillos es el grupo de intrusivos epizonales del yacimiento El Salvador, ubicado al oeste de la Falla Sierra Castillo (Fig. 1) y formado según Gustafson y Hunt¹⁰ por stocks y diques de pórfidos cuarcíferos (riolitas cuarcíferas) y pórfidos granodioríticos y dacíticos, asociados al evento principal de alteración y mineralización cuprífera. Los pórfidos cuarcíferos de El Salvador se alinean en una zona de fallas de rumbo NNE de 5 km de largo y se emplazan, al sur, en el domo riolítico paleoceno (~55 Ma) de Cerro Indio Muerto y, al norte de éste, en una secuencia volcanoclástica, probablemente cretácica (formación Llanta), concentrándose los pórfidos mineralizados en la intersección de la línea de pórfidos cuarcíferos en el Domo Indio Muerto. La edad (K-Ar sericitica, recalculada¹⁰) de un pórfido cuarcífero alterado del sector del Campamento Antiguo indicó un valor de $42,1 \pm 2,6$ Ma. Para los intrusivos portadores de mineralización de El Salvador, se cuenta con edades entre $43,2 \pm 2,6$ Ma y $40,1 \pm 0,7$ Ma (edades recalculadas^{8,10,11}). Los diques latíticos, no alterados, posteriores a los pórfidos cupríferos, dieron una edad K-Ar biotita de $42,0 \pm 1,0$ Ma (recalculada¹⁰) lo que permitiría acotar el rango de edad para el sistema de de El Salvador al lapso 43-42 Ma.

Pórfidos dacíticos y riodacíticos gruesos tipo "Pórfido Potrerillos" (44-38 Ma)

En los alrededores de la mina Vieja de Potrerillos y El Hueso, formando un "cluster" en la zona de intersección entre los cabalgamientos de rumbo NNE de la FPCP con el dominio de fallas NW sinistralas de la zona de Potrerillos-La Coipa, aflora un conjunto de intrusivos subvolcánicos, dacíticos a riodacíticos, que muestran una distintiva textura porfídica gruesa (0,5-20 mm) y abundantes fenocristales de plagioclasa y biotita (\pm cuarzo) (Fig. 1). Entre ellos se encuentra el "Pórfido Cobre", de la mina Vieja de Potrerillos, un pequeño grupo de intrusivos porfídicos que se exponen entre la mina y Sílica del Hueso, y un depósito aislado de bloques y cenizas formada por fragmentos monogénéticos de pórfidos de similar composición y edad ($41,7 \pm 1,1$ Ma⁶ y $39,2 \pm 0,6$ Ma¹²). Tres cuerpos de similares características se encuentran al este, en Quebrada Salitral y Cerro Calderón. Otros afloran al norte de Quebrada San Andrés, al este de

la falla Agua Amarga (que lo corta), en el Prospecto María Delia, en Sierra Castillo y nacientes del Río de La Sal (Fig. 1).

Las edades radiométricas de este grupo se ubican entre los 44 y 38 Ma. Las edades más antiguas corresponden al pórfido de Quebrada San Andrés (K-Ar biotita, $44,2 \pm 1,2$ Ma), y pórfidos de las nacientes del Río de La Sal (K-Ar biotita $41,8 \pm 1,5$ y $40,7 \pm 1,1$ Ma). Los pórfidos de la zona de Potrerillos-El Hueso son aparentemente más jóvenes; para el Pórfido Cobre se dispone de una edad en biotita de la zona de alteración potásica de $37,0 \pm 1,0$ Ma¹² mientras que otro dato, publicado por Quir⁸, fue recalculado en $38,8 \pm 1,2$ Ma.

DISCUSION

De las observaciones expuestas anteriormente se concluye que habrían dos controles estructurales principales para el emplazamiento de intrusivos y focos extrusivos durante el Eoceno: (1) el estado regional de stress y estilo de fallamiento (fallas subverticales) y (2) la existencia de centros de actividad magmática previos, como es el caso del cerro Indio Muerto y cerro Vicuña. La segunda situación debe ser considerada más bien de carácter estructural, que petrológico, ya que los antecedentes estratigráficos regionales, geoquímicos y geocronológicos indican que el evento volcánico paleoceno es diferente petrogenéticamente y separado en el tiempo del evento intrusivo eoceno¹³.

La coincidencia espacial de domos paleocenos e intrusivos eocenos en el yacimiento El Salvador indica que canales de ascenso magmáticos paleocenos fueron reutilizados en Eoceno y señala que uno de los controles para el emplazamientos de intrusivos eocenos sería la presencia de un centro de actividad magmática previa. Esta situación es de común ocurrencia en otros sistemas de pórfidos cupríferos del norte de Chile como La Escondida o El Abra, los que se ubican en zonas que muestran diversos pulsos de actividad magmática en el Terciario inferior^{14,15}. La presencia de zonas de fracturas frágiles, es uno de los controles más importante para el transporte de magmas en los niveles altos de la corteza continental^{16,17,18}. En El Salvador el domo riolítico paleoceno del Cerro Indio Muerto se emplazó en la intersección de un sistema de fallas de rumbo NNE, generado probablemente en el Cretácico superior-Paleoceno y que se extiende hacia el sur hasta Inca de Oro^{19,20}, con una zona de fracturamiento, asociada al colapso inicial de la caldera paleocena El Salvador (Cornejo et al., en prep.). Esta zona de cruce estructural y fracturamiento intenso parece haber sido reutilizada para el ascenso de los pórfidos eocenos, que se alinean en dirección NNE entre Cerro Indio Muerto y Cerro Pelado siguiendo la dirección del sistema estructural "antiguo", pero que, a escala del yacimiento muestran un notable sistema de vetas, stockworks de vetillas y diques de latita

post-minerales NW orientadas paralelamente a la dirección de acortamiento máximo eoceno (7,10; M.Mendez, en prep.).

Al este de la falla Sierra Castillo-Agua Amarga, las relaciones entre estructura e intrusivos eocenos son especialmente evidentes. Los intrusivos, que se concentran al sur de Potrerillos, en el dominio de fallas sinistres subverticales NW, son casi inexistentes en la FPCP (Fig. 1). Esa diferencia parece ser función de las variaciones en la geometría de las fallas y estado de stress al momento de emplazarse los intrusivos. Si se aplican los criterios de Anderson²¹ durante la deformación en la FPCP, el stress principal mínimo (S3) debe haber sido subvertical. En esas condiciones, cuerpos de magma pueden quedar atrapados en la corteza para formar intrusivos tabulares subhorizontales y sills. La FPCP, particularmente en su zona oriental constituye un sistema "thin-skinned" con rampas y flats convergiendo en un nivel de despegue inclinado al oeste, originalmente subhorizontal⁷ que no alcanzó a penetrar niveles corticales profundos donde podría haber interceptado reservorios magmáticos. En la zona occidental de la FPCP, en cambio, la deformación varía hacia un estilo "thick-skinned" con fallas inversas de alto ángulo que afectan al basamento^{6,7}. Esta pueden haber penetrado hasta niveles corticales más profundos permitiendo el ascenso de algunos cuerpos magmáticos como los que originaron el stock de Cerro Aspero-María Delia, en Sierra Castillo (Fig. 1).

En la región al sureste de Potrerillos, el predominio de fallas sinistres NW y diques subverticales indica que durante la deformación el stress principal intermedio (S2) fué subvertical y (S3) subhorizontal²¹, cambio que puede ser mejor explicado si a nivel regional (S1)>(S2)=(S3). Como en el dominio de fallas NW (S3) se ubicó en el plano horizontal, los magmas pudieron subir hacia niveles superficiales con mayor facilidad que en la FPCP. El carácter subvertical de las fallas y su gran continuidad lateral indica además, que estas habrían alcanzado hasta niveles corticales relativamente profundos, canalizando efectivamente magmas a partir de diferentes reservorios magmáticos, situación que explicaría no sólo la concentración, sino que la heterogeneidad de los intrusivos eocenos al sureste de Potrerillos.

El Pórfido Cobre de Potrerillos se emplazó en forma sintectónica, asociado con los primeros movimientos del cabalgamiento de Mina Potrerillos²², y se ubica, además sobre la proyección en la FPCP, de la traza de la falla La Ciénaga, una de las mayores del sistema de fallas NW (Fig. 1). Considerando que el importante desplazamiento sinistral que a ella se asocia en la zona sureste de la falla, es probable que la falla se prolongue hacia el noroeste como una estructura ciega bajo la faja de cabalgamientos. De ser ello efectivo, es posible sugerir, como hipótesis de trabajo, que el Pórfido Cobre (y otros del "cluster" de Potrerillos) habría

ascendido a lo largo de la zona ciega de la falla La Ciénaga hasta interceptar la faja de cabalgamientos, para emplazarse finalmente en niveles cercanos a la superficie.

CONCLUSIONES

De la discusión precedente se deduce que la existencia de extensión regional (S1 vertical) o transtensión no parece ser condición necesaria para el emplazamiento de intrusivos epizonales. La presencia de fallas o zonas de fracturas profundas que, independientemente de su origen, permitan el ascenso de burbujas de magmas a través de la corteza superior, parece ser en cambio, una condicionante de primer orden. Dentro de la región, las zonas con (S3) subhorizontal fueron aprovechadas preferentemente a las zonas con (S3) subvertical para el emplazamiento de intrusivos. Si bien los intrusivos eocenos se emplazaron muy cerca de la superficie bajo un régimen tectónico regional de transpresión sinistral⁷, no están asociados a rocas volcánicas cogenéticas, las que son prácticamente inexistentes en la zona de Potrerillos-El Salvador. Esta situación difiere con lo ocurrido en el Paleoceno, donde los procesos volcánicos a gran escala fueron dominantes y se asocian a un régimen tectónico, probablemente extensional¹³.

Agradecimientos: Este trabajo se realizó gracias a un convenio de trabajo entre CODELCO-Chile y el Servicio Nacional de Geología y Minería. Se presenta como una contribución al proyecto IGCP 345: "Andean Lithospheric Evolution".

REFERENCIAS

- Mpodozis, C.; y Ramos, V.A., 1990. The Andes of Chile and Argentina. Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, v 11, p 59-90.
- Sillitoe, R.H., 1981. Regional aspects of the Andean porphyry copper belt in Chile and Argentina: Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy, v. 90, p. B15-B36.
- Sillitoe, R.H., 1988. Epochs of intrusion-related copper mineralization in the Andes: Journal of South American Earth Sciences, v. 1, p. 89-108.
- Boric, R.; Díaz, F.; y MaksaeV, V., 1990. Geología y yacimientos metalíferos de la Región de Antofagasta: Santiago, Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín, p. 246.
- Mpodozis, C.; Marinovic, N.; Smoje, I.; y Cuitiño, L., 1993. Estudio Geológico - Estructural de la Cordillera de Domeyko entre Sierra Limón Verde y Sierra Mariposas Región de Antofagasta: Santiago, Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería-CODELCO, informe inédito, p. 231.
- Cornejo, P.; Mpodozis, C.; Ramirez, C.F.; y Tomlinson, A.J., 1993. Estudio Geológico de la región de Potrerillos y El Salvador (26°-27° Lat. S): Santiago, Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería-CODELCO, informe inédito, p. 258.
- Tomlinson, A.J.; Mpodozis, C.; Cornejo, P.; Ramirez, C.F.; y Dumitru, T., 1994. El sistema de fallas Sierra Castillo-Agua Amarga: Transpresión sinistral Eocena en la Precordillera de Potrerillos-El Salvador. Este Congreso.
- Quirt, G.S., 1972. A potassium-argon geochronological investigation of the Andean mobile belt of north-central Chile: Ph.D Thesis, p 234, Queen's University, Kingston, Ontario, Canada.
- Zentilli, M., 1974. Geological evolution and metallogenetic relationships in the Andes of Northern Chile between 26° and 29° south. Queen's University, Ontario, Canada, Ph.D. Thesis, p. 460.
- Gustafson, L.B.; y Hunt, J., 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. Economic Geology, v. 70, p. 857-912.
- Tobar, A., 1977. Stratigraphy and structure of the El Salvador-Potrerillos region, Atacama, Chile. Ph.D Thesis: Univ. of California, Berkeley, p. 153.
- Olson, S.F., 1983. Geology of the Potrerillos district, Atacama, Chile. Ph.D, Stanford Univ., p 190
- Cornejo, P.C.; Mpodozis, C.; Kay, S.M.; y Tomlinson, A.J., 1994. Volcanismo bimodal potásico en régimen extensional del Cretácico Superior - Eoceno en la región de El Salvador (26°-27° S), Chile. Este Congreso.
- MaksaeV, V., 1990. Metallogeny, geological evolution, and thermochronology of the Chilean Andes between latitudes 21° and 26° S, and the origin of major porphyry copper deposits. Ph.D Thesis, p 554, Dalhousie Univ., Halifax, Canada.
- Marinovic, N.; Smoje, I.; Hervé, M.; y Mpodozis, C., 1992. Hoja Aguas Blancas. Santiago, Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile 70.
- Shaw, H.R., 1980. The fracture mechanisms of magma transport from the mantle to the surface: In Hargraves, R.B., Physics of Magmatic Processes. Princeton, N.J., Princeton Univ. Press, p. 201-264.
- Hutton, D.H.W., 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies: Trans. of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, v. 79, p. 245-255.
- D'Lemos, R.S.; Brown, M.; y Strachan, R.A., 1992. Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen: Jour. of the Geol. Society of London, v. 149, p. 487-490.
- Sylvester, H.; y Palacios, C., 1992. Transpressional structures in the Andes between the Atacama fault zone and the West Fissure system at 27° S, northern Chile: Zentralblatt für Geologie und Palaontologie, v. 6, p. 1645-1658.
- Palacios, C.; Lahsen, A.; y Townley, B., 1993. Mineralización en la franja Inca de Oro, III Región, Chile: Comunicaciones, v. 44, p. 3-15.
- Anderson, E. M., 1951. The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain: Edinburgh, Oliver & Boyd, 206 p.
- Tomlinson, A.J., 1994. Relaciones entre el pórfido cuprífero y la falla inversa de la Mina de Potrerillos: un caso de intrusión sintectónica. Este Congreso.