

HIDROGEOLOGÍA DEL VALLE DEL RÍO COPIAPÓ ENTRE EL TRANQUE LAUTARO Y PIEDRA COLGADA

Igor Aguirre Araneda

La presente tesis se orientó principalmente a conocer y comprender el comportamiento hidrogeológico de un segmento de 100 km. a lo largo del valle del río Copiapó, entre el Tranque Lautaro y el sector de Piedra Colgada (III Región). Compromete una zona que en los últimos 15 años ha registrado un notable incremento en las actividades mineras y agrícolas que se refleja en un activo crecimiento poblacional. Ello ha derivado en el consiguiente incremento en las demandas del recurso hídrico subterráneo y superficial.

Para ello se caracterizaron las unidades geológicas que conforman tanto el relleno sedimentario del valle como su basamento rocoso impermeable, las que se clasificaron según sus potencialidades para experimentar recarga, almacenar y transmitir agua. Sus propiedades hidrogeológicas se deducen a partir de un catastro de pozos ya existente y mejorado para los objetivos de esta tesis. Se presenta y discute el comportamiento de los niveles estáticos y los caudales de explotación de los acuíferos. El estudio contempla una interpretación de datos geofísicos (SEV y gravimetría) a objeto de mejorar el conocimiento respecto del volumen y geometría acuífera y estimar los volúmenes de agua disponible. Mediante una serie de análisis químicos, isotópicos y conceptos hidrogeológicos, se determinan los tipos, calidad química, origen, evolución y procesos de mezcla que presentan las aguas subterráneas.

El mayor potencial hidrogeológico corresponde a secuencias sedimentarias no consolidadas y vinculadas con potenciales fuentes de recarga. Están conformados por

alternancias de ripios, gravas, arenas, limos y arcillas, genéticamente asociados a los cursos antecesores al río Copiapó o intermitentes episodios aluviales cuaternarios; pozos construidos en estas unidades generan caudales específicos cuyos promedios fluctúan entre 10 y 20 l/s/m. La gran capacidad de almacenamiento que alcanzan tanto las aguas subterráneas como las de escorrentía superficial que a ellos acceden, es su característica fundamental. Predominan valores de transmisibilidad del orden de 1.000 a 20.000 m³/día/m, con permeabilidades medias en el rango de 10⁻⁷ - 10⁻³ m/s; para ellos se estima una porosidad efectiva igual a un 10% como valor medio. El espesor que alcanzan estas secuencias, según sondajes mecánicos, es de hasta 180 m., los que interpretados como resultado de las mediciones geofísicas, comprenden valores del orden de 100 a 200 m. En torno a eventuales "cubetas tectónicas", situadas en grandes zonas de falla y/o fractura, las profundidades del basamento rocoso impermeable pueden llegar hasta más de 250-300 m. El volumen embalsado para el segmento estudiado, asumiendo un almacenamiento medio de un 10% y espesores saturados variables entre 105-155 m, es de 2.586 Mm³.

Las aguas subterráneas son predominantemente SO⁴ - Ca, de pH ligeramente básico a neutro. En general, y en el sentido de escurrimiento, exhiben un aumento gradual en sus concentraciones de sólidos disueltos. Entre las cabeceras del valle y Nantoco son dulces y relativamente duras a duras. Entre Nantoco y Copiapó las aguas subterrá-

neas son dulces y salobres. Entre Paipote y San Pedro son salobres y muy duras. Exceden las normas de calidad de agua potable en: SO_4 en todo el valle, en TSD desde Nantoco a San Pedro, regularmente en CI desde Copiapó a Piedra Colgada, puntualmente en Fe desde el Embalse Lautaro a San Pedro, e individualmente en Mn, Mg y Pb. Las aguas superficiales presentan un comportamiento similar. Ya sea por repentinas lluvias ácidas o por eventuales accidentes antropogénicos los acuíferos subsuperficiales son sensibles a contaminación por As, Fe, Cu y Hg. Las aguas provienen de los deshielos de la alta cordillera, especialmente de los glaciares Los Helados, Marancel y del Cerro del Potro, de cauces efímeros generados por lluvias esporádicas, de aguas subterráneas fuertemente mineralizadas provenientes de quebradas que tributan al río Copiapó, de aguas subterráneas radicadas en acuíferos rocosos recargados por precipitaciones pasadas, algunas con extensa circulación posiblemente a partir del Altiplano o de grandes profundidades. Asumiendo un cuadro de estratificación isotópica, se estimaron tiempos de residencia entre 20-200 e incluso hasta 700 años, en la sección basal de los acuíferos rocosos recargados por precipitaciones pasadas, algunas con extensa circulación posiblemente a partir del Altiplano o de grandes profundidades. Asumiendo un cuadro de estratificación isotópica, se estimaron tiempos de residencia entre 20-200 e incluso hasta 700 años, en la sección basal de los acuíferos del valle del río Copiapó. Eventualmente, en escasos niveles poco permeables radicados hacia aguas abajo de Paipote podrían alcanzar del

orden de mil años.

Según informaciones recopiladas para el año 1995, se concluye, que la demanda total de agua subterránea en el segmento estudiado alcanzó 109,47 $Mm^3/año$; 59% corresponden a uso en riego, 25% a uso minero y 16% a uso potable. Se destaca que el tramo comprometido con la mayor extracción de aguas subterráneas es el comprendido entre Mal Paso y Copiapó. Suponiendo que todos los pozos en uso al año 1995 utilizarán la totalidad de sus derechos de agua, el posible caudal de explotación sería igual a 362.72 $Mn^3/año$. De la misma forma, asumiendo una eventual explotación extrema que además considere los pozos sin uso, el caudal explotado totalizaría 476 $Mm^3/año$.

Sectores sensibles a registrar niveles de descarga mayores a su recarga son: La Puerta-Pabellón, Nantoco-San Fernando y Bodega-Chamonate. Con ello, el acuífero principal sería capaz de entregar recursos de su almacenamiento por un total de 28 $Mm^3/año$. Considerando un espesor saturado de 65 m (resultante de la profundidad media de los pozos) y un coeficiente de almacenamiento de un 10%, el volumen embalsado disponible sería igual a 1.220 Mm^3 . En la medida en que los niveles de descenso (0,75-4,50 m/año) se prolonguen indefinidamente, el acuífero comprendido entre el Embalse Lautaro y Piedra Colgada eventualmente podría agotar el agua subterránea disponible, al cabo de 44 años.

Prof. Guía: Gonzalo Yáñez
09.04.1999

GEOLOGÍA Y PALEOMAGNETISMO DEL BORDE ORIENTAL DE LA CORDILLERA DE DOMEYKO, ENTRE LOS 22°45' Y 23°30' LATITUD SUR. II REGIÓN CHILE

César Arriagada Ortega

La Cordillera de Domeyko (CD) es un elemento topográfico mayor que se extiende por más de 800 km entre las regiones de Atacama y Tarapacá. Su principal rasgo estructural lo constituye el Sistema de Fallas de Domeyko (SFD), uno de los grandes sistemas de fallas transcurrentes del norte chileno. Los estudios realizados durante la última década indican que el SFD posee una naturaleza segmentada. Para el segmento del SFD ubicado a la latitud del Salar de Atacama, los modelos tectónicos existentes a la fecha, plantean que la CD habría sufrido cizalle sinistral y rotaciones tectónicas de bloques en sentido horario durante el Eoceno.

En este contexto, el principal objetivo de este estudio es caracterizar la tectónica del SFD y su relación con las rotaciones tectónicas de bloques, a la latitud del Salar de Atacama, mediante un análisis paleomagnético-estructural. Debido a los escasos afloramientos, favorables para los estudios de paleomagnetismo, al interior de la CD, este estudio se concentró en el borde oriental de ésta, el cual coincide con el borde occidental del Salar de Atacama. En esta área aflora una potente secuencia sedimentaria con intercalaciones volcánicas, conocida en la literatura como Grupo Purilactis (GP). En algunos sectores el GP se encuentra intensamente deformado. Los sedimentos finos e intercalaciones volcánicas del GP constituyen excelentes afloramientos para los estudios de paleomagnetismo. Por otro lado, el estudio

de sus facies sedimentarias, permite analizar los efectos en la sedimentación, de los eventos tectónicos que afectaron a la adyacente CD.

La revisión de la estratigrafía interna del GP, apoyada en nuevos datos radioisotópicos y magnetoestratigráficos que se presentan en esta tesis, nos permite proponer un nuevo esquema estratigráfico para la región. Este esquema plantea que el GP estaría constituido por una sucesión de 7 unidades sedimentarias y volcánicas, acumuladas probablemente entre el Cretácico Inferior y el Oligoceno. Pese a que aún existen dudas en torno a la estratigrafía interna del GP, este esquema nos proporciona un marco estratigráfico que permite discutir la edad y la evolución estructural del SFD.

Como resultado del estudio paleomagnético-estructural realizado se puede indicar que los sedimentos de los miembros inferiores del GP, presentan una magnetización de polaridad normal, bien definida, asociada probablemente a diagénesis temprana de los sedimentos. Esta magnetización habría sido adquirida durante el largo período de polaridad normal del Cretácico. A su vez, se observan grandes variaciones en las declinaciones paleomagnéticas obtenidas con respecto a las esperadas para el continente estable de Sudamérica. Esto agrega nuevas evidencias de rotaciones tectónicas de bloques en torno a ejes verticales, en sentido horario, asociadas a deformación terciaria en la CD. A su vez, nuestros datos confirman que las

rotaciones tectónicas en sentido horario, son una característica estructural importante en los Andes del norte de Chile.

En el área de estudio, de norte a sur, se observa una variación en la magnitud de las rotaciones, con un máximo en la zona central, siendo en algunos casos superiores a los 60° en sentido horario. Estas rotaciones están probablemente asociadas a deformación transpresional que afectó segmentos de la CD durante la fase de deformación Incaica del Eoceno. El gradiente en la magnitud de las rotaciones tectónicas, se debería a que

bloques de basamento constituirían núcleos rígidos que actuaron como "indenter" al momento de la deformación del GP. Un desplazamiento diferencial de estos bloques debido a heterogeneidades en el basamento, causaría un mayor acortamiento en el frente de estos núcleos y mayor rotación horaria en su borde sur.

Profes. Guías:
Constantino Mpodozis
Pierrick Roperch
20.12.1999

ESTUDIO GEOLÓGICO-GEOQUÍMICO EN EL DISTRITO MINERO ANTENA, CORDILLERA DE LA COSTA, V REGIÓN, CHILE: UN CASO DE EXPLORACIÓN GEOLÓGICA-GEOQUÍMICA EN ZONAS CUBIERTAS

Rodrigo Hurtado Galleguillos

El distrito aurífero Antena se encuentra ubicado en la región de Valparaíso, aproximadamente a 100 km. al NO de la ciudad de Santiago y sus coordenadas UTM son aproximadamente N 6.337.300 - N 6.325.300 y E 278.400 - E 267.100.

En el Distrito Antena las rocas más antiguas que afloran corresponden a metapelitas asignadas al Carbonífero-Triásico, intruidas fundamentalmente por tonalitas y granitos de biotita-anfíbola, del Jurásico Medio a Superior (150-162 Ma). Estas rocas están intruidas por stocks y diques de composición variable entre diorita y granitoides ricos en cuarzo y muscovita greisenizados. Los diques félsicos greisenizados de granitoides ricos en cuarzo y muscovita (DFG) presentan una potencia de hasta 30 cm., una orientación N40°E a N60°E y manteo subvertical a 70°S. Aparecen en franjas continuas de

enjambres de diques, con un ancho máximo de 10 metros, y representan entre 5% y 30% de metro lineal de roca. En muy raras ocasiones se encuentran débilmente cizallados.

Las fallas que existen en la zona de estudio, corresponden principalmente a estructuras de orientación N40°W - N60°W, N30°E - N50°E y EW.

Como la zona presenta oro grueso, el mejor método de análisis químico del oro para las muestras de sedimento en el Distrito Antena, es el concentrador físico (ya sea challeo, Gold-Screw o Knelson). El peso óptimo de una muestra geoquímica, para que ésta sea estadísticamente representativa es de 70 kilogramos.

A partir de la información geoquímica y los estudios morfoscópicos de granos de oro realizados previamente, se ha logrado definir tres zonas de interés en oro, que consti-

tuyen potenciales blancos para una exploración futura más detallada. En total, en estas zonas se determinó la probable existencia de a lo menos cinco cuerpos mineralizados. Estos corresponden a tonalitas y granitos jurásicos, cortados por numerosos DFG, vetas y vetillas de cuarzo. Estas últimas tienen la misma orientación que los DFG, y se ubican en los márgenes o dentro de los diques. Los probables cuerpos se presentan elongados en dirección NE, con largo inferido entre 100 y 240 m., y un ancho aproximado de 15 a 40 m. La mineralización de oro se presenta en los DFG y en vetas (5-20 cm de potencia) y vetillas de cuarzo (milimétricas a 5 cm de potencia), asociados a estos diques.

En el distrito Antena la alteración hidrotermal de carácter hipógeno, se encuentra restringida fundamentalmente en los DFG. Esta se dividió en la etapa tardimagmática (ET) (a la cual se asocia fundamentalmente el oro) y la etapa hidrotermal (EH).

La ET consiste en mineralización de magnetita+oro, la cual está diseminada y en suturas de cuarzo, en los DFG y en las vetas de cuarzo-mica blanca, asociada a una alteración magmática hidrotermal tipo greisen (cuarzo-mica blanca). La EH contiene escasa mineralización diseminada de piritita ± oro, asociada a una débil alteración de cuarzo-sericita. La etapa supérgena consiste en mineralización de hematita + goethita + cao-

lín ± jarosita ± jaspe, que afecta fundamentalmente a las tonalitas y granitos jurásicos.

Se estima que la alteración tardimagmática (greisen) y la mineralización de oro, ocurrieron en el rango de edad comprendido entre los 156,7±3,6 Ma. y 151±3,2 Ma.

A partir de las características termodinámicas obtenidas en este trabajo, se define el depósito de oro del Distrito Antena como a un depósito mesotermal vetiforme tipo greisen rico en oro, de edad Jurásico Superior.

Se estimó que entre los 162 y 150 Ma., en la zona de estudio, se produce un posible alzamiento regional, generando fusión parcial de las metapelitas, producto de la descompresión y el incremento de la temperatura, originando un magma representado por los diques félsicos. La mineralización aurífera probablemente proviene de una lixiviación de oro de las metapelitas, las cuales presentan hasta 20 ppb de oro, superando en promedio aproximadamente 2 a 2,5 veces los valores background mundiales.

Considerando los cinco probables cuerpos estudiados, se estima que el potencial del distrito Antena es de aproximadamente 700.000 onzas de oro. Se recomienda en las zonas anómalas en oro realizar sondeos con el fin de obtener el potencial real del área de estudio.

Prof. Guía: Carlos Palacios
16.08.1999

NEOTECTÓNICA DE LA FRANJA COSTERA Y APORTES A LA GEOLOGÍA REGIONAL ENTRE CALDERA Y CALETA PAJONAL (27° - 27°45'S) III REGIÓN DE ATACAMA, CHILE

Carlos Marquardt Román

El presente trabajo tuvo como objetivo estudiar la estratigrafía, geomorfología y evolución tectónica de las unidades del Cenozoico Superior de la franja costera, entre los 27° y 27°45' Lat. Sur.

Las rocas más antiguas que afloran en el área, constituyen un complejo epimetamórfico de edad devónica-carbonífera, el cual está intruido por unidades plutónicas, graníticas a dioríticas, del Jurásico. Sobreyacen discordantemente a estas rocas, depósitos de gravas continentales del Neógeno y depósitos marinos del Mioceno Medio a Plioceno.

Los depósitos continentales neógenos, definidos informalmente en este estudio como Gravas de Angostura y Gravas del Copiapó, son equivalentes con las Gravas de Atacama. Las primeras, restringidas al Mioceno Temprano, están formadas por gravas rojas depositadas en ambiente deltaico de abanico aluvial y que se disponen bajo niveles marinos transgresivos del Mioceno Medio. Las segundas, se restringen al Mioceno Medio - Plioceno Temprano y están constituidas por gravas, arenas y limos depositados en ambiente fluvioaluvial que, en parte, engranan con la Formación Bahía Inglesa.

Los depósitos marinos neógenos están constituidos por la Formación Bahía Inglesa y por la unidad Coquinas de Agua Amarga. La primera unidad, aquí redefinida y reasignada al Mioceno Medio - Plioceno Temprano, contiene litofacies de fangolitas, arenas, coquinas

y brechas, relacionadas con ambiente plataformal. La segunda unidad, asignada tentativamente al Plioceno, está formada por coquinas y calizas oolíticas litorales, en gran parte deleznable, que se desarrollan entre los 200 y 350 m s.n.m. La unidad se caracteriza por el contenido de *Chlamys* sp., *Anomia* sp. y *Ostrea* sp., y representarían la máxima transgresión pliocena.

La cubierta cuaternaria está formada tanto por depósitos litorales, que ocurren en plataformas de abrasión marina, como por depósitos continentales de tipo aluvial, eólico y fluvial que forman el relleno de abanicos aluviales, cauces y llanuras de inundación. Los depósitos litorales se caracterizan por contener fósiles de *Argopecten purpuratus* y *Concholepas concholepas*.

Se observan 7 niveles de terrazas marinas cuaternarias a lo largo de la costa ubicadas a alturas aproximadas de 20, 40, 60, 100, 140, 160 y 200 m s.n.m., las cuales se preservan con características geomorfológicas, sedimentológicas y paleontológicas bien definidas, debido al predominio de clima árido y alzamiento constante de la costa durante el Cuaternario. Estas terrazas se correlacionan, tentativamente, con los interglaciares del Pleistoceno.

La presencia de los fósiles *Donax peruvianus* y *Trachycardium procerum* en el nivel de terraza ubicado aproximadamente a 140 m s.n.m., refleja condiciones climáticas de aguas cálidas, produci-

das, tentativamente, durante el período interglacial de ~400 ka.

El estudio del escalonamiento de las terrazas marinas cuaternarias permitió la estimación de tasas de alzamiento para la franja costera que oscilan entre 0,4 y 0,3 m/ka para los últimos ~400 ka. Estas tasas, consideradas como altas, varían tanto en el tiempo como en el espacio, son comparables con las obtenidas en Península de Mejillones (23°S) y representan valores tres veces mayores a los estimados en la zona de Coquimbo (30°S).

La deformación frágil, durante el Neógeno, está dominada por un régimen

tectónico en compresión, compatible con una dirección de acortamiento NW-SE.

Durante el Pleistoceno Medio a Tardío, la deformación está evidenciada por fallas normales compatibles con una dirección de extensión promedio NW-SE. Se interpreta que estas estructuras resultan de la reactivación cosísmica de fallas preexistentes, probablemente relacionadas con el alzamiento de la franja costera y migración del antearco proximal en dirección a la fosa.

Prof. Guía: Alain Lavenu
26.07.1999

MORFOSCOPIA Y GEOQUÍMICA DE PARTÍCULAS DE ORO EN AMBIENTE SUPERGENO (V REGIÓN COSTA). APLICACIÓN AL SEGUIMIENTO DE LA DISPERSIÓN DEL ORO Y A LA PROSPECCIÓN

Rodrigo Orellana Torres

El Distrito Antena (V región, Costa) presenta importantes contenidos de oro en sedimentos activos, lo que convierte a este sector en un interesante blanco de exploración minera. Sin embargo, los métodos geoquímicos empleados comúnmente para determinar anomalías en la exploración de nuevos depósitos de oro, no indican las probables características mineralógicas del depósito y la distancia que separa la anomalía de la fuente primaria. El objetivo del presente trabajo pretende determinar las variaciones composicionales y morfológicas de los granos de oro durante procesos supérgenos y caracterizar geoquímicamente estos granos en el distrito Antena, con el fin de establecer relaciones de distancia y características geológicas entre anomalía supergénica y fuente primaria.

Se analizaron un total de 1502 granos de oro por morfología y 44 por composición química. En general los granos de oro recuperados del área de Antena son de largo, ancho y espesor menores a 500 μm . Alrededor del 82% de los granos de oro posee valores de índice de aplastamiento inferiores a 4, lo que indica que estas partículas aproximadamente son globulares, insinuando un escaso transporte. Las evidencias de granulometría, morfología y la ausencia de disolución y recristalización en las partículas de oro, permite sugerir fuertemente que la fuente primaria del oro se encuentra cercana a los sedimentos y/o suelos en los que se recuperaron las partículas estudiadas.

Considerando la composición química de centro de granos de oro, tanto de sedimentos como cárcava, no es posible diferenciar

químicamente las muestras que representan estos ambientes; lo anterior probablemente refleja que las cárcavas y sedimentos corresponden a erosión muy reciente, con la consiguiente concentración de granos de oro. El tratamiento estadístico de los datos de análisis muestra una correlación inversa muy clara oro - plata, lo que refuerza el hecho de la existencia de una fuente primaria única.

Los granos de oro no presentan huellas de impacto, descartándose un transporte o retrabajo importante. Esto se interpreta como la existencia de una fuente primaria de oro cercana. No existen evidencias de corrosión ni precipitación de oro en los granos, lo que permite descartar que haya ocurrido en ambiente supérgeno, disolución y precipitación del metal precioso. Se reconoce, en cambio, una corona de purificación de oro causada por difusión iónica supérgena.

Esta corona, reconocida aproximadamente en un 66% de los granos analizados, sugiere que una porción importante de estos granos proviene de un suelo no transportado y antiguo. La otra porción, donde no existe esta corona, proviene directamente de la fuente primaria. Lo anterior se interpreta como que en las cercanías de las muestras se erosionó y se está erosionando un depósito aurífero.

Sustentado por evidencias morfológicas y geoquímicas se determinaron tres rangos de transporte, con respecto a la fuente primaria, para los granos de oro del distrito Antena, transporte cercano (0- 50 m; 17% de los granos de oro), transporte próximal (50-300 m; 71% de los granos de oro) y transporte distal (>300 m; 12% de los granos de oro).

Prof. Guía: Carlos Palacios

05.07.1999

EVOLUCIÓN TECTÓNICA Y GEOMORFOLÓGICA CENOZOICA DEL BORDE OCCIDENTAL DEL ALTIPLANO Y SU REGISTRO SEDIMENTARIO ENTRE LOS 19°08' - 19°27'S (REGIÓN DE TARAPACÁ, CHILE)

Luisa Pinto Lincoñir

La zona de estudio está ubicada en la Región de Tarapacá, en la transición entre el borde occidental del Altiplano y el borde oriental de la Depresión Central, a los 19°15'S, en los alrededores de Moquella. El objetivo de este estudio fue proponer un modelo evolutivo de la interacción entre deformación tectónica, formación del relieve y sedimentación, sobre la base de un estudio geológico de las unidades litológicas, estructuras y rasgos geomorfológicos presentes en esta región.

En la zona están expuestos los depósitos del piedemonte andino, de edad miocena inferior-medio, que se correlacionan con la

Formación Altos de Pica, tal como fue definida en la región de Pica. La secuencia de piedemonte representa un período de sedimentación contemporáneo al alzamiento andino con intercalaciones episódicas de actividad piroclástica. La composición de los sedimentos en esta secuencia es variable y estuvo controlada por la distribución de las unidades preexistentes, la actividad volcánica contemporánea y por los efectos del alzamiento andino en la exhumación de las unidades y la distribución del drenaje en las regiones ubicadas al este.

La deformación cenozoica en la zona está representada por una flexura, denominada

en este trabajo Flexura Moquella, la cual pertenece al sistema de cabalgamientos de vergencia al oeste del borde occidental del Altiplano. Esta flexura, fue producida por la actividad de una falla inversa ciega de vergencia al oeste que afectaría al substrato mesozoico expuesto en el área de estudio. La Flexura Moquella tiene orientación N20°W, con su eje de un largo mínimo de ca. 13 km y un máximo, probable, de ca. 30 km. Este flexuramiento generó un relieve oriental elevado y una depresión hacia el oeste, con un desnivel de aproximadamente 300 m, medido en el sector de Moquella.

Sobre la base de la distribución progradante hacia el oeste de los depósitos respecto a la Flexura Moquella, la geometría de crecimiento de los estratos y las facies correspondientes a sistemas de abanicos aluviales de la secuencia de piedemonte, se propone que ésta corresponde a una secuencia sedimentaria sintectónica asociada tanto a una deformación local como regional, cuyos depósitos rellenaron la parte deprimida generada por la flexura.

La distribución, la composición, la geometría de los estratos, las facies y la edad de las unidades de la secuencia de piedemonte y la distribución de afloramientos del substrato mesozoico, indican que la actividad de la Flexura Moquella comenzó antes de los ca. 21 Ma y produjo un desnivel diferencial a lo largo de su eje, generando una

mayor deformación y una mayor erosión en el sector sur del área de estudio, concentrada donde se haya el actual cañón de la Quebrada Camiña. Además, la geometría en traslapo ("overlap") hacia el este de los estratos de los niveles más superiores de la secuencia de piedemonte por sobre el eje de la flexura, en toda la zona de estudio, y la edad de una lava que cubre estos depósitos, indican que existió un período de colmatación de la "cuenca" tecto-sedimentaria, asociado a un período de disminución de la actividad tectónica, antes de los ca. 8-9 Ma.

La Flexura Moquella se reconoció claramente en el sector sur de la zona de estudio. En cambio, sobre su prolongación hacia el norte, se observaron dos sectores con restos de deslizamientos superficiales producidos, probablemente, sobre la parte gravitacionalmente más inestable del relieve que habría sido generado por la flexura. Estos procesos afectaron principalmente a una potente ignimbrita soldada intercalada en la secuencia de piedemonte, en el sector norte y centro de la zona, donde los restos de los materiales deslizados cubren áreas de aproximadamente 57 km² y 36 km², respectivamente. En el frente de estos deslizamientos destacan estructuras de presión asociadas al avance de los bloques deslizados.

Prof. Guía: Gérard Hérail
02.09.1999

GEOQUIMICA DEL GRUPO VOLCANICO CARRAN-LOS VENADOS ANDES DEL SUR, X REGIÓN. 40,3°S.

Carolina Rodríguez Soto

El presente estudio forma parte del proyecto FONDECYT "Volcanismo asociado a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui: Clave para conocer los magmas primitivos y la genera-

ción de estratovolcanes en los Andes del Sur". El objetivo central de este estudio ha sido determinar las características químicas de los magmas del Grupo Volcánico Carrán-

Los Venados (GVCLV), modelar su evolución geoquímica y discutir la evolución de dicho grupo como sistema volcánico, dado su emplazamiento y geometría.

El GVCLV está localizado en los Andes del Sur (40,3°S). Se compone de unos setenta centros eruptivos menores correspondientes a conos de piroclásticos, mares y lavas de carácter basáltico y andesítico-basáltico, cuya distribución se asocia a un sistema de fracturas de orientación N60°-70°E, el cual intersecta a la Zona de Falla Liqueñe-Ofqui (ZFLO) de orientación N10°E. La actividad volcánica registrada en el GVCLV incluye manifestaciones freatomagmáticas y estrombolianas.

Morfológicamente, el GVCLV constituye un campo de conos monogenéticos particular. Incluye tres centros eruptivos reactivados durante el siglo XX, localizados en la intersección del sistema N60° - 70°E con la ZFLO. La orientación del sistema de fracturas que controla al GVCLV es paralela al stress principal horizontal postulado para la región. Lo anterior favorece la disipación de los esfuerzos producidos en la corteza por el ascenso de un pulso magmático y por tanto, disminuye la coalescencia de fracturas necesarias para la creación de rutas de ascenso estables del magma hacia la superficie, la cual favorece el desarrollo del volcanismo poligenético. La ausencia de información cuantitativa acerca de la tasa de deformación regional y tasas de aporte magmático, limita la discusión acerca de la evolución del GVCLV al plano teórico.

Geoquímicamente, las rocas del GVCLV son subalcalinas, con contenidos bajos a medios de potasio. Dentro del grupo volcánico en estudio se han distinguido tres subgrupos que tienen representatividad temporal y espacial. El Subgrupo 1, incluye las primeras manifestaciones volcánicas asociadas al sistema N60° - 70° E. Las rocas de este subgrupo corresponden a basaltos con

bajos contenidos de aluminio y potasio. El Subgrupo 2, incluye a las unidades volcánicas desarrolladas a continuación de las del Subgrupo 1. Las lavas de este subgrupo corresponden a rocas basálticas y andesítico-basálticas de alto aluminio. Por último, los Centro Satélites, compuestos por el estratovolcán Los Guindos y el volcán Media Luna, ambos asociados a la ZFLO, incluyen basaltos calcoalcalinos con altos contenidos de magnesio.

La abundancia y los patrones de tierras raras de las muestras en estudio, así como las bajas razones. La/Yb y las razones isotópicas de estroncio y neodimio disponibles, son consistentes con un origen a partir de un manto astenosférico, libre de granate, como fuente de los magmas del GVCLV.

Diagramas de identificación de procesos seguidos por la aplicación de modelos petrogenéticos de fusión parcial fraccionada no modal y cristalización fraccionada de Rayleigh, indican que las muestras de los Centros Satélites son consistentes con procesos dominados por grados variables de fusión parcial fraccionada. Los Subgrupos 1 y 2, en tanto, presentan una evolución dada por distintos grados de fusión parcial, seguida por procesos restringidos de cristalización fraccionada. La fusión parcial de la fuente alcanza un mayor grado en las muestras del Subgrupo 2 (10%), respecto de las del Subgrupo 1 (5%). La cristalización fraccionada ocurre de manera restringida. Las muestras del Subgrupo 1 no alcanzan mayor diferenciación que basaltos. En el Subgrupo 2, donde la diferenciación alcanza a andesitas-basálticas, la cristalización fraccionada es dominada por fases de olivino y clinopiroxeno.

Prof.s.: Leopoldo López

Hugo Moreno

13.08.1999

**LA FORMACIÓN ABANICO EN EL CUADRÁNGULO SANTIAGO
(33°15'-33°30'S; 70°30'-70°45'O), CHILE CENTRAL.
ESTRATIGRAFÍA Y GEOQUÍMICA**

Daniel Sellés Mathieu

El presente trabajo tuvo como objetivo central la confección de cartografía geológica (escala 1:50.000) de las serranías que se extienden al norte de la ciudad de Santiago, con énfasis en la estratigrafía local. Sobre la base de dicha cartografía, se estudió la geoquímica y petrología de las unidades individualizadas.

En el Cuadrángulo Santiago afloran rocas volcánicas y volcanoclásticas de edad principalmente terciaria, que alcanzan un espesor total aproximado de 1.800 m, de preferencia con manteos suaves al este y afectadas por fallas normales de salto reducido y rumbo cercanamente norte-sur. Se definieron y cartografiaron cuatro unidades informales separadas por contacto angulares, de los cuales sólo aquel que pone en contacto rocas asignadas al Cretácico Superior con otras del Terciario ha sido interpretado como de origen tectónico.

Las edades radiométricas disponibles en la literatura y las obtenidas para el presente trabajo permiten asignar a gran parte de la secuencia una edad Oligoceno Tardío a Mioceno más temprano, consistente con la edad que se le atribuye actualmente a la franja occidental de la Formación Abanico y a su equivalente meridional, la Formación Coya-Machalí. Sólo los afloramientos más occidentales de la zona estudiada, en el Cerro Colorado de Renca, son asignados a la Formación Lo Valle del Cretácico Superior.

La secuencia volcánica terciaria está constituida fundamentalmente por lavas calcoalcalinas de tendencia toleítica, de com-

posición basáltica a dacítica, si bien las andesitas son predominantes. Unidades piroclásticas ácidas han sido reconocidas intercaladas en la base y en el tercio superior de la columna. Secuencias volcanosedimentarias portadoras de flora fósil han sido reconocidas engranando con las lavas, principalmente hacia el este de ellas.

Los numerosos cuerpos subvolcánicos (stocks, diques) que cortan la secuencia estratificada han sido divididos en dos conjuntos, sobre la base de sus características químicas y petrográficas. El primero de dichos conjuntos contiene cuerpos de composición básica a intermedia, cogenéticos a las lavas que intruyen, y cuyas edades radiométricas resultan cercanas a los 21 Ma. El segundo conjunto se compone de cuerpos intermedios a ácidos, sin equivalentes extrusivos en la zona, que han entregado edades un tanto dispersas, pero sistemáticamente más jóvenes que 19,5 Ma.

Considerando que la secuencia volcánica y los intrusivos cogenéticos constituyen una serie magmática, ésta tiene características químicas consistentes con una génesis mediante fusión parcial de manto astenosférico y posterior evolución mediante fraccionamiento de fases minerales típicas de series calcoalcalinas (olivino, magnetita, piroxeno y, en menor medida, anfíbola y plagioclasa). Entre las lavas, sin embargo, destaca un conjunto de coladas de composición bimodal con patrón de diferenciación tí-

picamente toleítico, indicando magmas parentales anhidros. Tales lavas se corresponderían temporalmente a un período de muy baja tasa de convergencia entre la placa oceánica y el continente sudamericano, y, consecuentemente, de reducido aporte de fluidos a la zona de fusión.

A diferencia de la serie volcánica, los cuerpos intrusivos tardíos tienen patrones químicos que indican presencia de granate como fase residual estable en su fuente. La participación de esta fase mineral no parece reflejar un engrosamiento gradual de la corteza, sino que indicaría un súbito aporte de fundidos provenientes de una fuente distinta a la del magmatismo previo. En particular, es posible que tales cuerpos representen magmas derivados de la fusión parcial de corteza oceánica subductada en facies metamórficas granatíferas, lo que en la literatura geológica se conoce con el nombre

de 'adakitas'. Se plantea como hipótesis que la fusión de la placa oceánica podría haberse alcanzado luego del período de lenta convergencia, durante el cual se habría acentuado el gradiente térmico de la placa por calentamiento conductivo.

En su conjunto, las rocas que afloran en el Cuadrángulo Santiago representan los restos de centros volcánicos subaéreos activos desde el Oligoceno al Mioceno más temprano, y al este de los cuales se desarrolló una cuenca lacustre rellena por material piro y epiclástico. La intrusión de los cuerpos de características adakíticas representa el último evento magmático registrado en la zona, previo o simultáneamente a la migración hacia el este del frente volcánico.

Prof. Guía: Estanislao Godoy
22.04.1999