

GEOLOGIA DEL AREA DE EMPLAZAMIENTO DE LOS DEPOSITOS DE CUARZO OLLA BLANCA, PROVINCIA DE CACHAPOAL

FRANCISCO CAMUS I.

Inmetal, Hundaya 46, Santiago.

RESUMEN

Estudios geológicos de evaluación realizados en los depósitos de cuarzo de Olla Blanca, destinados a definir su potencial económico como eventual fuente de sílice, para la Fundición de Caletones de la División El Teniente, de CODELCO, han resultado en el reconocimiento de un sistema volcánico caracterizado por la presencia de conos volcánicos centrales, cuellos volcánicos, diatremas, efusiones de lavas y piroclásticos y depósitos de fuentes termales. Todo este sistema ha sido estudiado en un área que se extiende desde la quebrada de Coya, en las cercanías del antiguo campamento Sewell, hasta el actual campamento de Coya, habiéndose concentrado el trabajo de detalle en la zona de Alto Colón.

En este informe se analizan las unidades de roca presentes en el área, su estructura, los centros volcánicos existentes y la presencia de una caldera con la cual se asocia una extensa zona de alteración hidrotermal conectada a depósitos de fuentes termales.

ABSTRACT

During the evaluation of the Olla Blanca quartz deposits, a potential source of silica for the Caletones Smelting of the Division El Teniente of CODELCO, a volcanic system characterized by the presence of central volcanic cones, volcanic necks, diatremes, pyroclastic and lava flows and thermal springs was recognized. This system has been studied in an area extending from the Quebrada Coya, near the old camp of Sewell, to the present camp of Coya. The detailed work was concentrated in the Alto Colón zone.

This paper deals with the type of rocks present in the area, their structure, the volcanic centres and the presence of a caldera which is associated with an extensive hydrothermal alteration zone related to thermal spring deposits.

INTRODUCCION

Este trabajo resume los resultados obtenidos de los estudios geológicos realizados en los depósitos de cuarzo Olla Blanca y en sus alrededores, los cuales tuvieron por objeto evaluar el potencial de estos yacimientos e incrementar el conocimiento geológico regional del área Olla Blanca.

Esta zona está ubicada a 3 km al noroeste del yacimiento El Teniente, provincia de Cachapoal, VI Región, y es de mucho interés para el Departamento de Geología de la Empresa conocer cada vez con mayor detalle el marco geológico regional de la mina. Se ha aprovechado, además,

de estudiar en forma preliminar, la relación entre Olla Blanca y las unidades estratigráficas reconocidas en el área, especialmente la Formación Farellones y los depósitos laháricos que cubren la zona de Alto Colón entre Caletones y la quebrada Codegua (Fig. 1). Este estudio se llevó a cabo durante la temporada febrero - marzo del año 1975, habiéndose cubierto la zona de emplazamiento de los cuerpos de cuarzo y una parte del área ubicada al sur y al oeste de Olla Blanca. Este informe es una descripción de las observaciones realizadas en terreno más un estudio petrográfico

UBICACION Y MARCO GEOLOGICO REGIONAL DEL YACIMIENTO DE CUARZO OLLA BLANCA

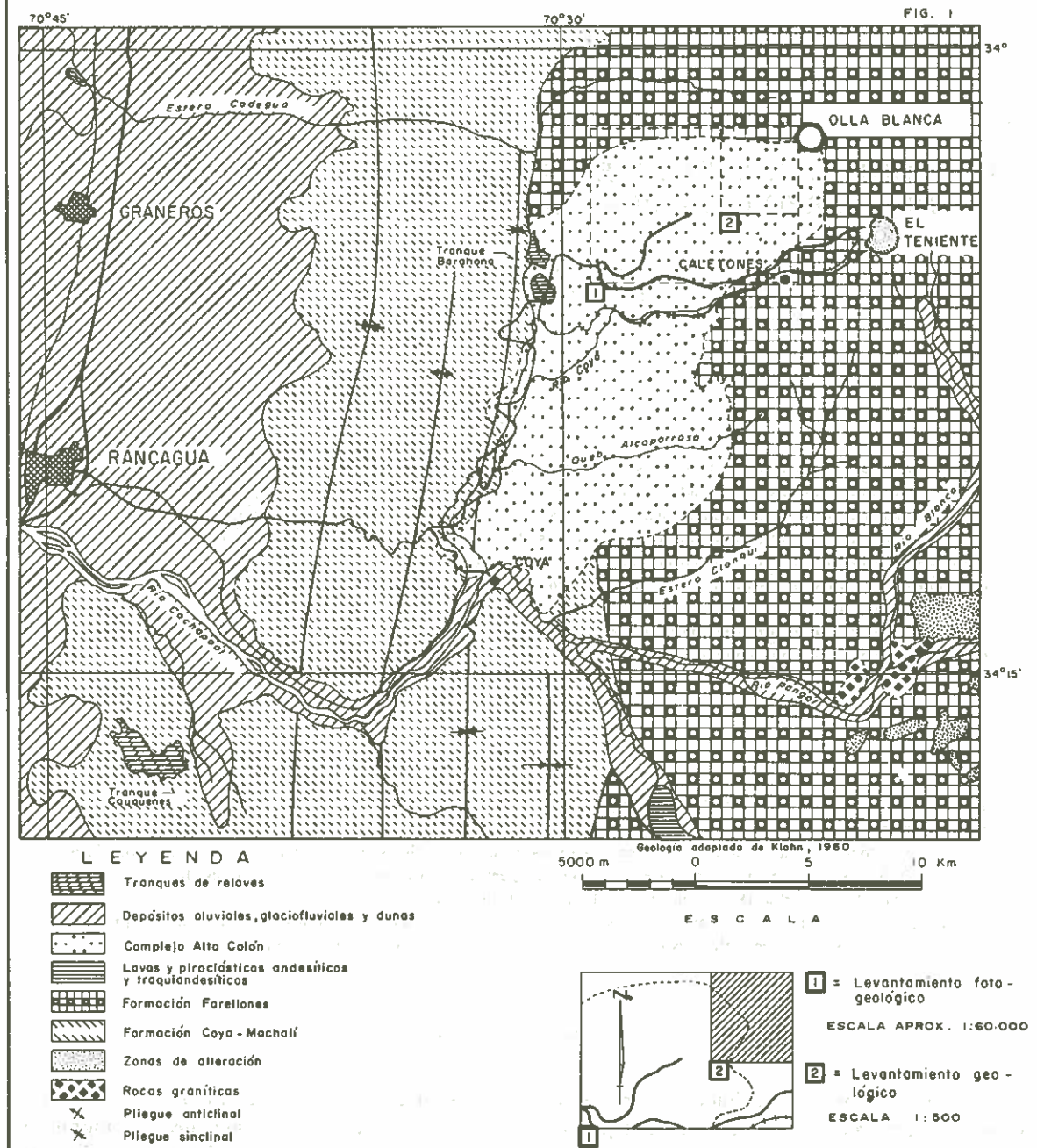


Fig. 1. Mapa de ubicación y marco geológico regional de los depósitos de cuarzo de Olla Blanca y del área estudiada.

de cortes delgados y 42 determinaciones mineralógicas por rayos X.

El método de trabajo empleado consultó un levantamiento geológico a escala 1:6.000, ayudado con fotos aéreas a escala 1:10.000. Los cuerpos de cuarzo fueron levantados a huincha y brújula a escala 1:500 con el objeto de realizar una cubicación detallada de ellos.

Los estudios anteriores efectuados en la zona se reducen a trabajos de evaluación de los depósitos de cuarzo llevados a cabo en 1969 por geólogos del Departamento de Geología de la División El Teniente y a estudios de suelos en el área de Alto Colón (Leite y Núñez, 1971; Enrione, 1972).

G geomorfología

La zona estudiada se caracteriza por tener un relieve con suaves lomajes, modelados por la acción glacial, con alturas que varían entre los 2.000 y 2.500 m s. n. m., que se destaca en un paisaje definido por la presencia de profundas quebradas y elevaciones muy abruptas. Constituye una planicie de gran extensión con una pendiente suave hacia el sur. Hacia el norte esta planicie está interrumpida por el estero Codegua. Hacia el oeste llega hasta la localidad donde se ubica el tranque Barahona y hacia el sur termina en la quebrada del río Coya, en los alrededores de Caletones. Hacia el oeste se interrumpe abruptamente por la presencia de la quebrada Coya (Figs. 1 y 3). En el extremo noreste de la zona existe un alto topográfico que alcanza elevaciones de hasta 3.400 m s. n. m. y que da lugar al sector denominado Olla Blanca. Esta elevación corresponde probablemente a una estructura volcánica cuyos flancos engranan hacia el sur y oeste con la planicie recién descrita y se interrumpe hacia el norte y este por la presencia de

las quebradas Codegua y Coya, respectivamente. Olla Blanca se eleva en una altura máxima de 700 a 800 m sobre la planicie mencionada. Presenta en su cumbre una depresión central de aproximadamente 1.500 m de diámetro. Dentro de los márgenes internos de esta depresión se ubican una serie de cuerpos de cuarzo, los cuales forman elevaciones positivas que se destacan a causa de la erosión diferencial ocurrida dentro de la depresión.

En general, toda la fisiografía del área está controlada por la litología existente. Hacia el este son las coladas andesíticas las que definen la topografía más abrupta, producto de la erosión glacial, y las elevaciones más importantes. Hacia el oeste y sur la planicie descrita es un reflejo de la depositación de importantes espesores de flujos de cenizas y depósitos laháricos que cubrieron toda el área de Alto Colón. A esto último hay que agregar el desarrollo de deslizamientos recientes de roca y suelo en los sectores central y sureste de la planicie (Fig. 3).
















Geología regional

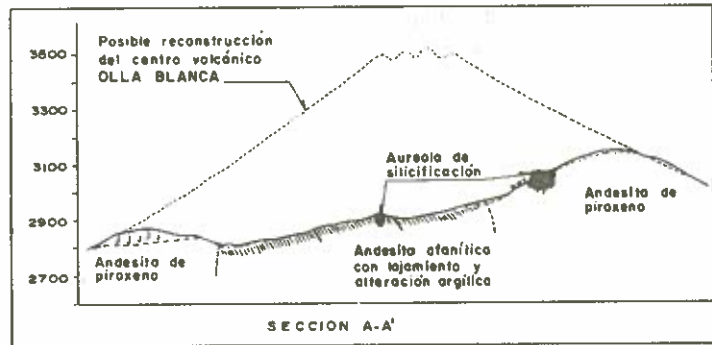
El área de emplazamiento de los depósitos de cuarzo de Olla Blanca forma parte de una unidad estratigráfica que se ha denominado en este trabajo Complejo Alto Colón, la cual está constituida por brechas laháricas, flujos de ceniza e intercalaciones de coladas andesíticas con potencias que varían entre 100 a 300 m y que se distribuye en una franja norte-sur de gran extensión areal que va desde la quebrada del estero Codegua, por el norte hasta la quebrada del río Pangal, por el sur, con una anchura media, en el sentido este-oeste, de 10 km. En total cubre una superficie de 200 km² (Fig. 1). A esta unidad se

le asigna tentativamente una edad cuaternaria (Enrione, 1972) y se ubica en discordancia de erosión, sobre las dos unidades estratigráficas más antiguas definidas en la zona. Estas unidades son la formación Coya-Machalí de edad maestrichtiana y la Formación Farellones de edad eocena (Klohn, 1960). La Formación Coya-Machalí es una secuencia muy plegada constituida por rocas sedimentarias continentales, principalmente lánicas, con intercalaciones de rocas efusivas y piroclásticas. Sobre esta unidad se ubica en discordancia angular la Formación Farellones, compuesta por una potente secuencia de



LEYENDA

-  Escombros de falda.
-  Cuerpos de cuarzo
-  Zonas con botones de cuarzo
-  Andesito porfírico de piroxeno en parte basálticas
-  Andesito afanítico
-  Andesitas silicificadas
-  Andesitas afaníticas con alteración argílica
-  Alteración propilítica
-  Zona con vetas de jaspe
-  Andesito porfírico brechoso
-  Brecha intrusiva
-  Estructura fluidal
-  Rumbo y manteo de capas
-  Rumbo y manteo de dióclisas
-  Falla indicando sentido del desplazamiento



0 100 300 500m
ESCALA GRAFICA

**PLANO GEOLOGICO
DEL
YACIMIENTO DE CUARZO
OLLA BLANCA**

SOCIEDAD MINERA EL TENIENTE
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Figura 2. Mapa geológico de detalle de los depósitos de cuarzo de Olla Blanca.

rocas sedimentarias continentales, lavas andesíticas y basálticas con intercalaciones de rocas piroclásticas que se disponen en forma horizontal a subhorizontal (véase figura 1).

En relación a la estructura, se han reconocido en la zona diferentes fases de plegamiento. Las fases más intensas han afectado a la Formación Coya-Machali, la cual aparece fuertemente comprimida, dando lugar a pliegues en parte isoclinales. Las capas de la Formación Farellones

están levemente inclinadas hacia el oeste, formando en el área del yacimiento El Teniente una estructura de domo. Aunque no se observan fallas de carácter regional, la zona de Olla Blanca se ubica en el extremo norte de un lineamiento estructural que se extiende según un eje de 80 km con una dirección N 5° W desde la latitud de la localidad de Baños del Flaco (Araya, R., en Camus, 1975).

MARCO GEOLOGICO LOCAL

El Complejo Alto Colón se puede subdividir en esta área de acuerdo a un criterio estrictamente litológico en dos grandes unidades que llamaremos Unidad Olla Blanca y Unidad Chapa Verde. La Unidad Olla Blanca está compuesta en su gran mayoría por coladas andesíticas, ubicadas en la localidad del mismo nombre; en cambio la Unidad Chapa Verde es mayormente piroclástica y cinerítica. La Unidad Olla Blanca es la mejor estudiada de la zona y a ella nos referiremos con mayor detalle. Respecto a la Unidad Chapa Verde, haremos una breve descripción geológica de sus características.

Unidad Chapa Verde

Está constituida por una secuencia de espesor variable entre 100 a 300 m de brechas laháricas, flujos de cenizas e intercalaciones de coladas andesíticas que en origen parecen estar ligadas en parte a la Unidad Olla Blanca con la cual los depósitos volcánicos de esta unidad se engranan. Toda esta unidad cubre una extensión superior a los 180 km² y cuyos límites son: el embalse Sapos por el este, la quebrada Codegua por el norte, el embalse Barahona por el oeste y la confluencia de las quebradas Coya y Pangal por el sur. Hacia el extremo este de esta unidad se han reconocido dos deslizamientos actualmente activos, denominados Sapos y Los Patos (Fig. 3). El deslizamiento Sapos corresponde a un movimiento de rocas producido a partir de una falla preexistente de rumbo N 50° E y manteo casi vertical y con un desplazamiento hacia el noroeste de por lo menos 20 m. El deslizamiento Los Patos corresponde más bien a una masa de suelo arcilloso movilizado por efecto de saturación de agua. Ambos deslizamientos se encuentran en con-

tacto, y sus ápices experimentan hacia el sur los mayores movimientos como consecuencia de una pendiente descendente en esa dirección.

Hacia el suroeste del embalse Sapos, ubicado en la Unidad Chapa Verde, se observan coladas de lavas, cenizas volcánicas, brechas y tobas que en la foto aérea del sector presentan fluidez, según una dirección suroeste, hacia la ubicación del actual embalse de relaves Barahona. Continuando hacia el sur del embalse Barahona se ha observado que estos depósitos se extienden hasta la confluencia de los ríos Pangal y Coya (véase Fig. 1). En este último sector la composición de esta unidad se hace predominantemente cinerítica.

El origen de la Unidad Chapa Verde estaría ligado a la presencia de fallas de rumbos variables N-S a N 45° E, las cuales habrían producido conos volcánicos y fisuras, generando los depósitos de la Unidad Chapa Verde. Por otro lado, el desarrollo de este volcanismo de fisura se vio incrementado por la formación de estratovolcanes, cuyos restos se evidencian por la presencia de conos volcánicos remanentes (Fig. 3). Este volcanismo central como asimismo el de fisura se evidencia además al considerar la distribución de los tipos litológicos que conforman la Unidad Chapa Verde. En efecto, las coladas andesíticas se concentran únicamente en el sector entre Olla Blanca y el embalse Sapos (Fig. 3). En cambio, hacia el sur y suroeste la litología está predominantemente constituida por flujos de cenizas. El hecho de tener en el área una concentración de coladas de lava en torno a los aparatos volcánicos centrales, los cuales gradarían a material piroclástico y cinerítico lejos de ellos, indicaría que en este sector se tendrían los centros volcánicos de aportes de material para toda el área. El desplazamiento de este material

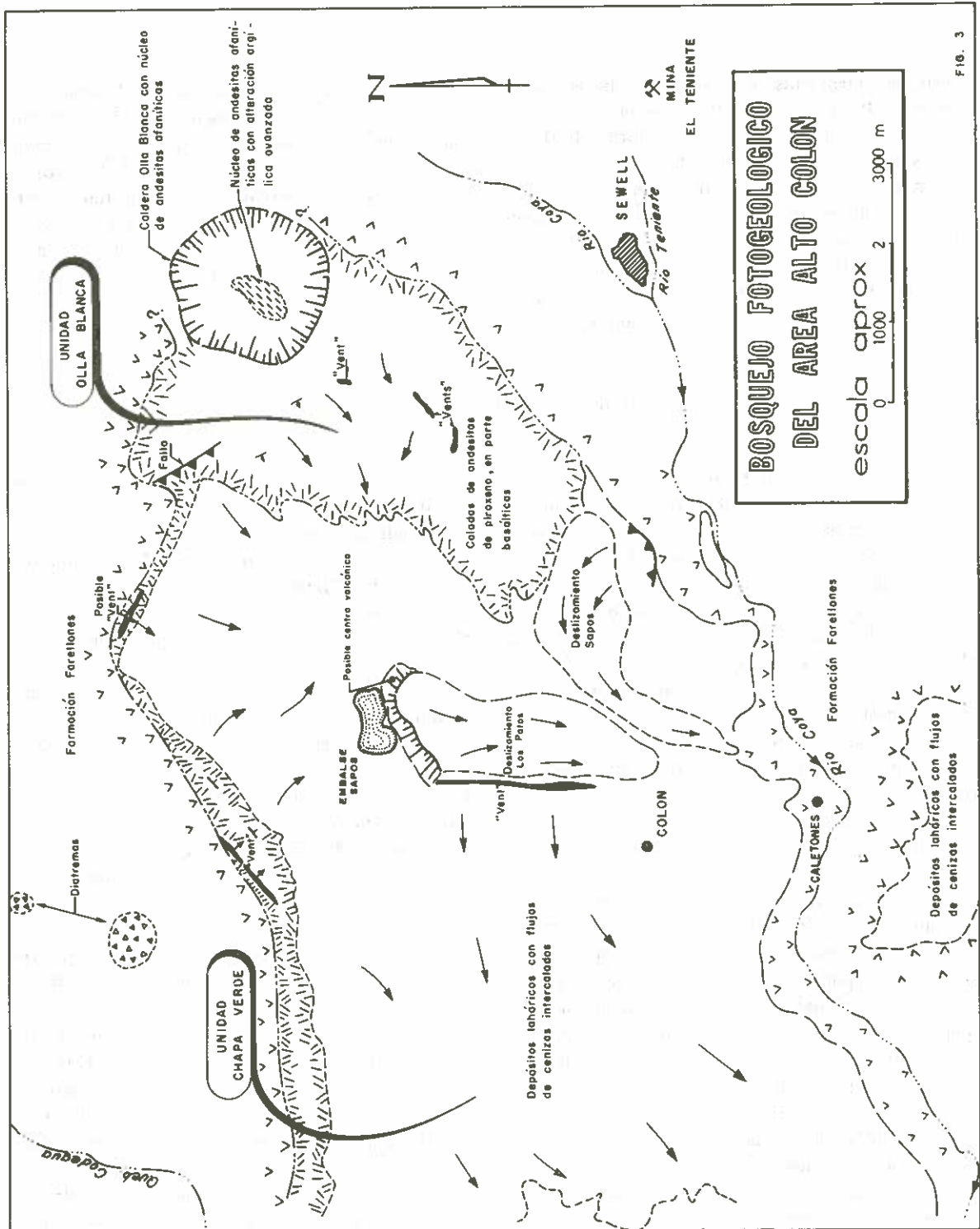


FIG. 3

Figura 3. Bosquejo fotogeológico del área de Alto Colón mostrando los principales elementos geológicos que constituyen el sistema volcánico estudiado.

habría sido ayudado por la formación de lahares durante los períodos de actividad volcánica.

Unidad Olla Blanca

Esta unidad se ubica en el sector noreste del área estudiada y corresponde a la zona mapeada en detalle durante este trabajo. Cubre una extensión aproximada de 20 km² y en ella se distinguen los siguientes rasgos geológicos importantes: caldera volcánica de explosión, coladas andesíticas, cuerpos de brecha, cuerpos de cuarzo y alteración hidrotermal.

Caldera volcánica de explosión

Este rasgo corresponde a una estructura circular que se ha reconocido fundamentalmente en base a antecedentes geomorfológicos, estructurales y petrológicos. Esta caldera se ubica como un alto topográfico positivo limitado hacia los flancos norte y este por las quebradas Coya y Codegua, y hacia sus flancos oeste y sur se engranan los materiales que constituyen sus paredes con los depósitos volcánicos de la Unidad Chapa Verde.

Las rocas que conforman las paredes de la caldera son coladas andesíticas, en parte basálticas, que se disponen en su gran mayoría con rumbos variables entre E - W y N 45° W, y manteos de 10° a 20° al sur. Estas rocas se ubican constituyendo una estructura circular con un diámetro de 1,5 km. Petrográficamente se trata de andesitas de piroxeno, en parte con desarrollo de amígdalas y textura porfírica con masa fundamental fina que varía de intergranular a pilotaxítica. En algunos sectores la masa fundamental de estas andesitas se hace muy gruesa, especialmente en las partes más elevadas del extremo este de la caldera. El porcentaje de fenocristales varía entre 30 a 40%, siendo el resto masa fundamental. El tamaño de los fenocristales fluctúa entre 1 a 4 mm, siendo el promedio de 1 a 2 mm, y en su mayoría son euhedrales. Los feldespatos, tanto de la masa fundamental como de los fenocristales, corresponden a plagioclasas del tipo andesina-labradorita y se presentan como cristales limpios y muy débilmente alterados. Localmente presentan estructuras cataclásticas. La zonación, si es que existe, es oscilatoria. Los ferromagnesianos son clinopiroxeno (augita) y localmente olivino, los cuales ocurren tanto alterados como limpios.

El tamaño de ellos es variable, fluctuando

entre 2 y 3 mm. Son generalmente euhedrales a subhedrales. La masa fundamental presenta microlitos de plagioclasa con un tamaño medio inferior a 1 mm entremezclados con ferromagnesianos. Como accesorios se han reconocido magnetita, rutilo y apatita.

La alteración que afecta a estas andesitas está dada por la asociación mineralógica de calcita-clorita con menores cantidades de epidota y hematita. Estos minerales afectan tanto a los fenocristales como a la masa fundamental.

En los sectores en que las andesitas de piroxeno presentan estructura amigdaloidal, éstas están constituidas por calcita, cuarzo, opalocalcedonia y clorita con menores cantidades de hematita, yeso y pirofilita. No todos estos minerales ocurren simultáneamente. Las amígdalas más comunes tienen cuarzo, calcita y clorita. El tamaño medio de las amígdalas varía entre 0,5 a 1 mm, habiéndose reconocido amígdalas hasta 30 cm. Coincidiendo con los sectores andesíticos amigdaloidales existe un gran desarrollo de vetas de jaspe de hasta 10 cm de espesor que presentan bandas cloritizadas en torno a ellas. Estas vetas aparecen atravesando las andesitas amigdaloidales, y donde la densidad de vetas de jaspe se hace muy grande el efecto de las bandas cloritizadas se suma, dando como resultado una roca con sus feldespatos fuertemente calcitizados y la masa fundamental totalmente transformada a clorita y en menor grado epidota. En algunos sectores se observó en estas andesitas un cierto grado de albitización de las plagioclasas.

El fracturamiento de las andesitas de piroxeno es normalmente paralelo a la superficie de enfriamiento. Sin embargo, en la parte sur de la caldera (véase Fig. 2) se desarrolla un diaclasamiento de tipo concéntrico, de carácter esferoidal (Fig. 4).

En la parte central de la caldera se ha reconocido la presencia de un conjunto de rocas afáníticas que han sido definidas petrográficamente como andesitas, las cuales conforman fisiográficamente una estructura de domo que sobresale dentro de la depresión central de la caldera. Característico de estas andesitas es un fuerte lajamiento casi vertical con rumbos variables entre E-W y N-S y con manteos de 40 a 60° tanto al este como al oeste. Estas rocas tienen una textura afánítica, pero al microscopio se observan granos que muestran contornos difusos que sugieren la presencia de fenocristales. La roca es un agregado

xenomórfico de cuarzo y clorita con algo de sericita. Gran parte de este conjunto de andesitas ocurre fuertemente argilizado. Como consecuencia de esta alteración la roca es un agregado de masas irregulares de cuarzo y caolinita con trazas de pirofilita. Acompañando a esta alteración se observa una fuerte limonitización en fracturas compuestas por geotita, jarosita y hematita. Considerando la posición relativa de estas rocas en la caldera y sus características petrográficas y estructurales es posible pensar que este conjunto de andesitas corresponden a un domo volcánico (Billings, 1942).

Desde el punto de vista estructural el único rasgo reconocible en la caldera es el diaclasamiento de intensidad variable existente tanto dentro como en los márgenes de ella. No existe fallamiento que sugiera la existencia de fenómenos de colapso o subsidencia en el interior de la caldera. Sin embargo, aunque reconocemos el hecho que la denominación caldera implica génesis, el gran tamaño del edificio volcánico, su geomorfología y los grandes volúmenes de material piroclástico que rodean a la estructura constituyendo la Unidad Chapa Verde, sugieren la idea de una caldera, y probablemente de origen explosivo. La sección A-A' de la figura 2 es una posible reconstrucción del centro volcánico de Olla Blanca.

Coladas Andesíticas

En los faldeos ubicados al sur y suroeste de la caldera se reconocen una serie de coladas separables unas de otras y perfectamente diferenciables de aquellas que conforman la caldera (Fig. 3). Se han reconocido hasta 10 coladas con potencias variables entre 1 y 10 m que se disponen con rumbos variables entre E-W y N 20° W. Los manteos varían entre 10 y 20° al sur y suroeste y corresponden a las inclinaciones de las laderas de la caldera. Un estudio detallado de cada colada permite reconocer el siguiente perfil:

Parte superior: Andesita porfírica fuertemente vesicular con rellenos de cuarzo, calcita, clorita, laumontita, vermiculita.

Parte central: Andesita porfírica con textura y masa fundamental pilotaxítica.

Parte inferior: Andesita porfírica débilmente vesicular. Localmente presenta fragmentos epi-clásticos.

Este perfil se repite sistemáticamente varian-

do solamente en el grado de intensidad de la vesiculación. En algunas coladas el porcentaje de vesículas llega a ser cercano al 50% de la roca. En estos casos se observa claramente una orientación preferencial de las vesículas que coincide con la dirección de flujo de las coladas marcadas por su estructura fluidal. Petrográficamente todas estas rocas corresponden a andesitas de piroxeno porfíricas con masa fundamental pilotaxítica. La granulometría de la masa fundamental se hace más gruesa hacia el nacimiento de las coladas y más fina hacia su extremo. El grado de intensidad de la alteración es ligeramente menor que el de las andesitas que conforman las paredes de la caldera. Sin embargo, la mineralogía es parecida y está compuesta principalmente por hematita, clorita y calcita. La hematita es muy abundante. La presencia de zeolitas en las vesículas de estas andesitas de piroxeno señala la única diferencia mineralógica marcada con las andesitas de piroxeno que conforman las paredes de la caldera.

El diaclasamiento de estas rocas es variable a lo largo de una colada tomada individualmente. En la parte correspondiente a la zona de escurrimiento el fracturamiento es paralelo a la superficie de enfriamiento pero en el extremo de la colada se produce un marcado diaclasamiento concéntrico que coincide con un engrosamiento de la colada (Fig. 4). Esta característica es muy típica de todas las coladas ubicadas en las pendientes de la caldera. Esta estructura concéntrica se refleja también en la estructura fluidal de las coladas. En efecto, se observa una clara orientación de los fenocristales de estas andesitas, los cuales se orientan paralelamente a las diaclasas.

Cuerpos de Brechas

Tanto dentro de la caldera volcánica como en el faldeo suroeste, se han reconocido varios cuerpos de brecha los cuales han sido interpretados como cuellos volcánicos (*vents*) o como diatremas. La mayor concentración de estas brechas está en el sector sur de la Unidad Olla Blanca, donde se han reconocido 3 cuerpos cuyas dimensiones varían entre 20 y 150 m de longitud y entre 10 y 40 m de ancho. Se trata de cuerpos elongados en el sentido longitudinal según un rumbo aproximado de N 45° E. La mayoría de estos cuerpos de brecha ocurren cubiertos parcialmente por coladas andesíticas las cuales aparecen constituyendo ver-

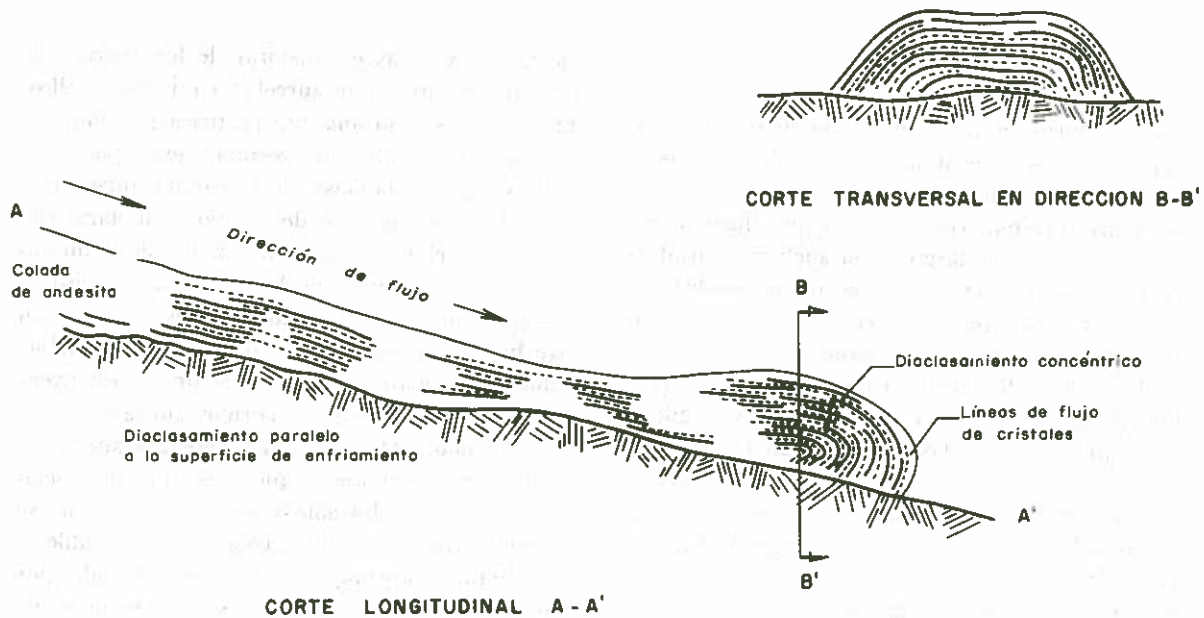


Figura 4. Corte longitudinal y transversal mostrando las variaciones en el diaclasamiento de una colada de andesita. Nótese el diaclasamiento concéntrico en el extremo inferior de la colada.

daderas caperuzas sobre las brechas. El diaclasamiento de estas coladas es concéntrico y semeja pliegues en torno al cuerpo brechiforme.

El relleno de estos cuellos volcánicos brechosos es variable. En algunos casos la composición de los fragmentos corresponde en un 100% a los tipos litológicos atravesados; en otros casos este porcentaje no llega al 50%. El domamiento de las rocas cobertizas es una respuesta al efecto de la presión positiva ejercida por la formación posterior de la brecha, la cual no fue suficiente para superar la presión litostática y romper la cubierta suprayacente. Estas brechas terminan gradualmente en profundidad. Los cuerpos de brecha que ocurren en el margen interior norte de la caldera corresponden a cuerpos cilíndricos con características similares al ya descrito pero se diferencian en que las rocas cobertizas fueron cortadas de manera que el cuello volcánico constituye un diatrema. Estos diatremas tienen dimensiones máximas de 30 × 20 metros.

Los cuerpos de brecha de mayores dimensiones se ubican a aproximadamente 1 km al sur de la caldera de Olla Blanca. El cuerpo de mayor dimensión tiene un largo de 150 m y un ancho medio de 50 m. El relleno de estos cuerpos es litológi-

camente muy heterogéneo y su clasificación es mala. Presenta rellenos tanto tobáceos como aglomerádicos, predominando estos últimos. El espacio entre los fragmentos puede estar relleno por material más fino o bien cementado con minerales secundarios como zeolitas (laumontita y metaestilbita), calcita, cuarzo y clorita. En muchos casos la matriz aparece recristalizada presentando cristales bien formados. Los fragmentos son subangulares a subredondeados. En las zonas de contactos con las rocas encajadoras del cuerpo se observan fragmentos de estas últimas, incorporados en él. Estos cuerpos de brecha ocurren cubiertos en algunos sectores por rocas andesíticas cobertizas pero en otros casos estas rocas han sido atravesadas. Sus características texturales y estructurales sugieren que se trata de cuellos volcánicos (*vents*) generados a partir de fisuras. Estructuras brechiformes con características muy similares a las descritas han sido reconocidas por el autor en la ladera sur de la quebrada Codegua, ubicada al norte de Olla Blanca y se señalan en la figura 3. Se cree que a partir de estos cuellos volcánicos se habría producido parte del volcanismo que constituye el Complejo Alto Colón.

Cuerpos de Cuarzo

Tanto dentro de la caldera como en su flanco exterior este, se ubican un total de 26 cuerpos de cuarzo masivo microcristalino, de color gris claro a gris marrón, con tamaños que fluctúan entre 10 y 120 m de largo y con anchuras variables entre 5 y 40 m. Cada uno de estos cuerpos de cuarzo corresponde probablemente a un relleno de fracturas, aparentemente paralelas a los bordes de la caldera. Rodeando a los mismos se ha producido una aureola de silicificación y argilización que afecta a las rocas encajadoras andesíticas, las cuales aparecen transformadas a cuarzo secundario y caolinita, manteniendo, eso sí, todavía su textura porfírica original (Fig. 2). El fracturamiento de los cuerpos de cuarzo es moderado y presenta limonitas en las fracturas. Estas limonitas son principalmente goetita con menores proporciones de jarosita y hematita. La presencia de estos depósitos silíceos sugiere la idea de que ellos representan las últimas fases fumarólicas o solfatáricas del sistema volcánico de la Unidad Olla Blanca y que estos yacimientos corresponden a depósitos de fuentes termales. El siguiente cuadro ilustra los contenidos promedios de SiO_2 , Al_2O_3 y Fe_2O_3 para estos depósitos de cuarzo como asimismo las andesitas encajadoras:

Cuadro 1

	% SiO_2	% Al_2O_3	% Fe_2O_3
Depósito de cuarzo	89,54	3,72	3,11
Andesita encajadora alterada	64,81	20,72	3,74

Alteración hidrotermal

Dos asociaciones de alteración hidrotermal han sido reconocidas en la Unidad Olla Blanca. Estas asociaciones son argílicas y propiliticas. La asociación argílica cubre un área aproximada de $0,5 \text{ km}^2$ y está definida por la presencia de caolinita, cuarzo y menores cantidades de pirofilita y natroalunita. Esta asociación de alteración

afecta a las rocas encajadoras de los cuerpos de cuarzo constituyendo aureolas en torno a ellos. En estos casos, la andesita porfírica presenta sus fenocristales totalmente reemplazados por caolinita y cuarzo y la masa fundamental ocurre transformada a un mosaico de cuarzo secundario con algo de sericita. El mayor desarrollo de la alteración argílica ocurre en las andesitas afaníticas ubicadas dentro de la caldera (Figs. 2 y 3). En este lugar, las rocas originales han sido transformadas totalmente a cuarzo y caolinita destruyendo casi totalmente la textura original de la roca.

Rodeando a las rocas que presentan alteración argílica se ubican rocas que presentan la asociación propilitica formando una aureola que se extiende a todo el ámbito geográfico de la caldera. La alteración propilitica está representada por clorita y calcita con menores proporciones de epidota, albita y hematita. La clorita tiene una composición principalmente rica en hierro. Peninita, la clorita rica en magnesio, es escasa y ocurre sólo en el flanco este de la caldera. La albita se presenta como delgadas venillas en las plagioclasas. La epidota, cuando aparece reemplaza a la plagioclasa. La calcita es muy abundante tanto como reemplazo de feldespato como de ferromagnesianos. El mayor desarrollo de la alteración propilitica se produce a partir de vetillas de jaspe en torno a las cuales se producen halos de clorita, calcita y cuarzo. Si el número de vetillas aumenta, igual cosa sucede con la penetratividad de la alteración, de forma que el producto resultante es una roca casi completamente transformada a clorita, cuarzo y calcita. Este alto grado de extensividad de la alteración propilitica es típica de ciertos sectores del área estudiada (Fig. 2) y aparentemente está ligada al desarrollo de los depósitos de fuentes termales existentes en la caldera. El grado de extensividad de la alteración propilitica disminuye con la distancia a la caldera. Las coladas andesíticas que se ubican en los faldeos sur y suroeste presentan una propilitización muy poco extensa y a los minerales de alteración ya nombrados se les agregan zeolitas del tipo leonardita-laumontita, correspondientes a un ambiente de bajo contenido en sílice, en contraposición a la caldera, donde el ambiente era muy rico.

DISCUSION

A pesar de no disponer de la información analítica de las muestras de roca tomadas en el área, se incluye en este informe una interpretación preliminar de los resultados obtenidos.

Actividad eruptiva

El reconocimiento en toda el área estudiada, de centros volcánicos, coladas de lava, flujos de cenizas, etc., sugiere la existencia en toda esta zona de un proceso volcánico continuo donde se han sucedido episodios de carácter volcánico explosivo con la expulsión de abundante material piroclástico, con otros episodios más tranquilos, representados por efusiones de coladas andesíticas. Toda esta actividad se ha desarrollado a través de conos centrales y de cuellos volcánicos (*vents*) controlados por fisuras. La actividad más violenta la ilustran los diatremas reconocidos al sur de la quebrada Codegua (Fig. 3). El centro de actividad volcánica más importante de la zona, en volumen, lo constituye la caldera de Olla Blanca. A través de ella, se habrían producido las efusiones más importantes de lavas, piroclásticos y flujos de cenizas. La formación de esta caldera se cree que está ligada a un origen explosivo, basado en el gran volumen de material piroclástico que existe en torno a ella. No hay evidencias estructurales que permitan explicar un origen por colapso de su superestructura.

Se suman a la actividad de tipo central las efusiones volcánicas producidas a través de cuellos volcánicos (*vents*), las cuales tienen su mejor expresión hacia el oeste de la caldera Olla Blanca, especialmente en los sectores ubicados al sur de la quebrada Codegua y al oeste del embalse Sapos (Fig. 3).

La gran extensión que cubren los depósitos volcánicos de la zona, se explica por el desarrollo simultáneo de corrientes de barro de carácter lahárico, las cuales habrían sido el principal agente que ayudó al transporte de los materiales piroclásticos hasta sus actuales ubicaciones. En total se estima que el volumen del material efusivo y piroclástico producido a partir de todo este sistema volcánico alcanzó aproximadamente los 40 a 50 mil millones de m³.

Actividad termal

El término de la actividad volcánica eruptiva fue seguida, en Olla Blanca, por un gran desarrollo

de actividad termal. La presencia en el interior de la caldera, como asimismo en su flanco este, de numerosos depósitos de fuentes termales de carácter silíceo que constituyen los yacimientos de cuarzo que motivaron esta contribución, ilustran este evento. Esta actividad termal fue acompañada por una extensa alteración de carácter argílico y propilítico.

El mecanismo de formación de estos depósitos de sílice se explica según Ellis (1967), a partir de aguas calientes profundas las cuales estarían saturadas en sílice. Durante la fase de pérdida de vapor por ebullición y concentración de aguas termales, la solubilidad de la sílice amorfa es sobrepasada a temperaturas bajo 115°-160° para el caso de diferentes campos geotérmicos estudiados en distintas partes del mundo. Esta condición conduce a la depositación, cerca y en la superficie, de ópalo y geysirita por simple enfriamiento. Por otra parte se ha demostrado que a temperaturas entre 250° a 350° C la solubilidad de la sílice contenida en rocas volcánicas (desde basaltos a riolitas) se acerca a la solubilidad de la sílice amorfa. En consecuencia, aguas calientes que circulan a través de rocas volcánicas frescas pueden producir una extensa disolución de sílice desde estas rocas, creando importantes concentraciones que posteriormente pueden depositarse como cuarzo en o cerca de la superficie.

Las aureolas de alteración argílica y silicificación que existen en torno a los cuerpos de cuarzo se habrían producido a consecuencia de un fuerte metasomatismo de hidrógeno posterior a la depositación del cuarzo. Fournier (1967) explica este mecanismo de formación, el cual determina un equilibrio entre la depositación de cuarzo en fisuras y la formación de caolinita y cuarzo en las rocas encajadoras. Este mecanismo, creemos, sería aplicable al caso de Olla Blanca.

Rodeando a toda la zona central de alteración argílica se produjo en las rocas andesíticas adyacentes a esta zona una extensa alteración hidrotermal de tipo propilítico, caracterizada principalmente por la presencia de calcita, clorita y epidota, con menor cantidad de laumontita y albita. Esta asociación de minerales de alteración es típica de sistemas geotermales localizados en rocas andesíticas y basálticas (Ellis, 1967). Cabe hacer notar que esta alteración ha sido con-

trolada casi totalmente por estructuras rellenas con sílice (jaspe, calcedonia, etc.), y por lo tanto no debe ser confundida con algún proceso de metamorfismo de bajo grado, cuya mineralogía es similar. La depositación de los minerales señalados, según Ellis (*op. cit.*) se produce en el momento en que se separa por ebullición la fase

de vapor elevándose en consecuencia el pH de la solución hidrotermal residual. La gran cantidad de calcita presente como mineral de alteración de feldespatos en la zona propilitica, se explica dentro de este contexto, por la remoción del CO₂, durante la vaporización de la solución (Holland, 1967).

REFERENCIAS

- BILLINGS, M. 1942. Structural Geology. 473 p. Prentice Hall, New York.
- CAMUS, F. 1975. Geology of El Teniente orebody with emphasis on wallrock alteration. Econ. Geol. **70**, 1341-1372.
- ENRIGONE, A. 1972. Estabilidad de los terrenos del área de Alto Colón. Depto. Geología, Soc. Min. El Teniente. Informe Inédito.
- ELLIS, A. J. 1967. The chemistry of some explored geothermal systems. En: Barnes, H. L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits. p. 465-511. Holt, Rinehart and Winston Inc., New York.
- FOURNIER, R. C. 1967. The porphyry copper deposit exposed in the Liberty open-pit mine near Ely, Nevada. Econ. Geol. **62**, 57-81.
- HOLLAND, H. D. 1967. Gangue minerals in hydrothermal deposits. En: Barnes, H. L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits. p. 382-436. Holt Rinehart and Winston, Inc. New York.
- KLOHN, C. 1960. Geología de la cordillera de los Andes de Chile Central, provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. Inst. Invest. Geológicas, Bol. 8, 97 p.
- LEITE, C. y NÚÑEZ, A. 1971. El suelo de fundación de Alto Colón. Inst. Invest. Geológicas. Informe Inédito.