

## El volcán Copahue.

---

### ESTUDIO SOBRE LA GEOLOGIA Y LOS PROCESOS MAGMATICOS DE LA ZONA DE ESTE VOLCAN.

Por el Geólogo, Doctor CARLOS GERMAN KLOHN G.

---

Estratigrafía. Acontecimientos tectónicos. Procesos magmáticos. Plutonismo y volcanismo. El volcán antiguo y el actual. La terma del cráter. Cuadros y tablas.

La zona andina alrededor de 38° latitud sur que comprende el volcán Copahue se compone en la superficie de rocas sedimentarias y eruptivas, tanto marinas como terrestres, desde la Era Mesozoica hasta la actual.

En las formaciones del Mesozoico se presentan los sedimentos marinos compuestos preferentemente de conglomerados, areniscas, esquistos, margas, calizas y los de la así llamada serie porfirítica que es la facies eruptiva de grandes intrusiones magmáticas. Las erupciones porfiríticas submarinas produjeron potentes mantos de brechas, tobas y lavas.

El Neozoico de la zona está caracterizado por los productos de grandes erupciones de Andesitas y de Basaltos. Sólo en su base, al final del Cretáceo y principios del Terciario, en el Eoceno se depositaron sedimentos lacustres, los esquistos bituminosos, especialmente conocidos de Lonquimay.

En la zona de que tratamos también se presentan Granitos y Dioritas, cuyas intrusiones tuvieron lugar en el cretáceo medio y que penetraron en los estratos de esa edad dando origen a yacimientos metalíferos.

*El Mesozoico* se compone de las formaciones triásica, jurásica y cretácea (ver cuadro 1).

*La formación triásica* está representada en el lado oriental de la cordillera por una serie eruptiva de porfiritas y pórfiros. Existen también en esta serie algunas areniscas con fósiles marinos que determinan su edad triásica.

*La formación jurásica* que corresponde al segundo período de la era mesozoica se compone de una potente sucesión de estratos marinos arcillosos, arenosos y calcáreos intercalados con mantos de rocas volcánicas y de tobas. Existen calizas arcillosas gris-azuladas, pizarras negras arcillosas, arcillas arenosas verdosas, areniscas pardas y grises y areniscas calcáreas. Sedimentos de yeso acusan una regresión del mar que ocurrió en el jurásico superior.

*La formación cretácea*, última de la era mesozoica, se presenta con calizas arcillosas y arenosas multicolores, seguidas por areniscas y otros depósitos lacustres que testimonian las perturbaciones tectónicas del cretáceo medio cuando toda la serie de sedimentos anteriores quedaba fuertemente plegada y sollevada.

Cuadro 1.

Eras geológicas	Formaciones	Tiempos	Petrografía	Acontecimientos tectónicos
Neozoico.	Cuartario.	Postglacial.	Traquitas.	Fracturaciones y movimientos verticales de bloques.
		Glacial.	Basaltos.	
	Terciario	Plioceno	Basaltos.	3.º Movimiento del Terciario.
		Mioceno.	Basaltos.	2.º Movimiento del Terciario.
		.	.	
		Oligoceno.	Andesitas.	1.º Movimiento del Terciario.
	Eoceno.	Andesitas Sedimentos lacustres	Plegamiento del Cretaceo medio a superior, regresión definitiva del mar.	
Mesozoico.	Cretaceo		Sedimentos marinos.	Intrusión de Dioritas.
	Jurásico.		Sedimentos marinos	Regresión transitoria del mar en Jurásico superior.
	Triásico.		Porfiritas marinas	
Paleozoico			Basamento cristalino.	Fuertemente plegado Intrusión de Granitos

Formaciones en su orden geocronológico, su principal composición petrográfica y las fases de los movimientos orogénicos que formaron la estructura de la zona de Copahue.

Por el costado occidental de la cordillera de Copahue no aparecen (según los estudios hasta ahora hechos) los sedimentos marinos del mesozoico inferior. Aquí grandes intrusiones de rocas plutónicas —Dioritas— penetraron en sedimentos del mesocretáceo los cuales quedaron metamorfoseados donde entraron en contacto con aquellas.

En la zona del río Queuco superior y en el lugar de Trapa Trapa, al pie del volcán, existen extensos afloramientos de sedimentos marinos del cretáceo que merecen estudios mucho más detenidos que los resultantes de una breve gira de reconocimiento hasta ahora efectuada. Allí se encontrará la clave para interesantes problemas estratigráficos y tectónicos de importancia regional, y probablemente yacimientos de interés minero.

Una fase tectónica al final del mesozoico se documenta por la gran discordancia angular entre el cretáceo marino y el terciario terrestre. Debido al plegamiento de los estratos y a la elevación general de la zona, el mar ha debido retirarse definitivamente de la zona.

*La Era Mesozoica*, compuesta del Terciario y del Cuartario, se caracteriza por las rocas efusivas derivadas de un fuerte volcanismo que acompañaba y seguía a los movimientos tectónicos que durante el Terciario formaron, en varias etapas, la estructura y el relieve de la Cordillera de los Andes en esta zona.

Sólo al principio del *Terciario* fueron depositados sedimentos lacustres en bahías y lagos que llenaron las áreas entre los pliegues ya elevados. Forman estos sedimentos lacustres la serie de esquistos bituminosos que es de edad eocena. Estos esquistos fueron sepultados por lavas andesíticas cuyas efusiones comenzaron ya en la parte superior del *Eoceno*.

También después de nuevos movimientos tectónicos que acontecían al final del Eoceno se evadían lavas andesíticas durante todo el período del *Oligoceno*.

Entre éste y el *Mioceno*, y después de grandes cataclismos orogenéticos, se produjo un marcado cambio en el carácter mineralógico del magma expulsado, siendo el tipo de las lavas producidas al final del Terciario el de basaltos feldespáticos que contienen menor porcentaje de sílice y mayor de los componentes básicos.

Durante el primer período del *Cuartario*, es decir en la *Epoca Glacial*, seguían las efusiones de lava basáltica, formándose la estructura del volcán Copahue con mantos y escorias, aglomerados y tobas de este material.

El centro eruptivo de aquel tiempo lo forma un antiguo cráter, apagado desde el último tiempo interglacial, y cuyos bordes constituyen hoy en día la cumbre del volcán, de 2.977 metros de altura s. n. m., mientras que el cráter post-glacial, situado en el faldeo oriente del mismo, alcanza sólo a 2.815 metros.

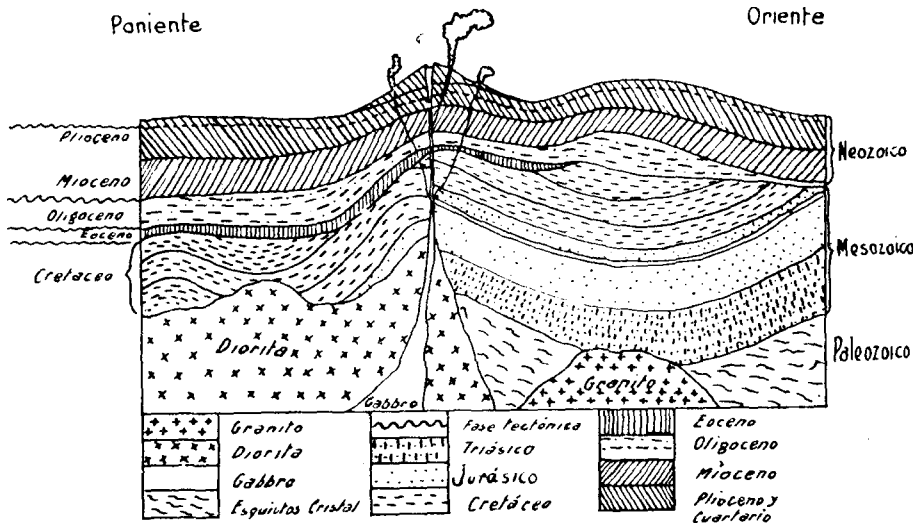
A los basaltos del Neogeno se sobrepusieron en el *Tiempo Postglacial* que es el actual y que se cuenta desde unos 7.000 años atrás, las efusiones de lava procedentes del actual cráter del volcán y de otras bocas accesorias que se abrieron en los faldeos. Las lavas producidas en el tiempo postglacial dieron

(según P. Groeber, Buenos Aires, 1941), traquitas y sus derivados de brechas y cenizas.

El cuadro 1 demuestra las condiciones tratadas en el capítulo anterior y las del capítulo siguiente.

**Acontecimientos tectónicos.** (Ver cuadro 1 y Fig. 2).

El basamento cristalino fué intensamente plegado durante la Era Paleozoica. Los sedimentos del Mesozoico se depositaron sobre la antigua estructura de aquel basamento denudado hasta dejar al descubierto (en territorio argentino, según Groeber) las intrusiones magnéticas de granitos de esa edad. Las intrusiones de granitos y dioritas que afloran al oeste de la zona son de edad mesozoica.



Perfil geológico esquematizado de la zona del volcán Copahue. Fases tectónicas. Estratos sedimentarios del Mesozoico y depósitos eruptivos del terciario y cuaternario, sobre cuerpos magnéticos profundos de diferentes facies mineralógicas.

Cráter antiguo del volcán apagado; post-glacial en estado de solfataras; dos zonas de fumarolas al pie del volcán.

Seguía sin perturbaciones de orden orogenético la sedimentación de materia volcánica y de depósitos marinos triásicos y jurásicos hasta el jurásico superior cuando, a raíz de una elevación general de la zona, el mar debió retirarse dejando en las áreas abandonadas una capa de yeso como residuo lagunar.

Este movimiento ascendente, sin embargo, se invirtió luego, y ya en el jurásico superior más alto nuevamente seguía la sedimentación de típicos estratos marinos en la misma zona que el mar había ocupado antes de su regresión.

Esta situación perduró sin interrupción hasta mediados del período cretáceo cuando se formaron las primeras elevaciones de la cordillera a raíz de

fuerteres movimientos tectónicos que plegaron a todo el conjunto de las formaciones anteriores. El mar abierto se retiraba definitivamente de esa zona y la facies marina de los sedimentos cambiaba entonces por la lacustre y terrestre.

Durante el cretáceo más joven y en el principio del terciario se produjo la erosión y denudación de las elevaciones recién formadas y en los bajos se depositaron los esquistos del eoceno que se cuenta como la primera formación del Terciario.

En la Era Neozoica, durante la formación terciaria, tuvieron lugar varias etapas de plegamiento y elevación de la zona que en suma dieron el relieve actual a la Cordillera. El primero de estos movimientos tectónicos aconteció al principio del Oligoceno y afectó no solamente a las andesitas ya depositadas en el Eoceno, sino también a los esquistos bituminosos de ese período y lo anteriormente plegado en el mesocretáceo.

Terminado este plegamiento y durante todo el resto del Oligoceno siguieron grandes efusiones de andesitas.

En las postrimerías de aquella formación y a principios de la siguiente, el Mioceno, sobrevino otro plegamiento de la Cordillera que produjo una discordancia angular entre los mantos de andesita y de los basaltos que les siguieron a consecuencia de las efusiones del Mioceno.

Como tercera y última fase de esta evolución orogenética, al final del Terciario, se produjo entonces el último y definitivo plegamiento de la Cordillera que afectó nuevamente todas las áreas ya anteriormente plegadas incluso los basaltos depositados durante el Mioceno sobre las estructuras anteriores.

Con este último movimiento quedó definitivamente formada la estructura de la Cordillera de los Andes en esta zona, y empezó a desarrollarse el actual sistema fluvial y ya no se produjeron más plegamientos. El conjunto de los estratos sedimentarios y masas volcánicas había adquirido, con cada plegamiento, mayor rigidez y, oponiendo al embate de las fuerzas tectónicas una creciente resistencia, respondían a éstas solamente con el fracturamiento de las capas y movimientos verticales de bloques enteros.

La Fig. 2 representa en un perfil geológico la situación estratigráfica y tectónica de la zona.

### Procesos magmáticos.

Llámase volcanismo en general a todos los procesos relacionados con la ascensión y erupción del magma ígneo de la tierra.

En el magma residen grandes reservas de energía potencial. Al transformarse esta energía potencial en energía kinética se producen los fenómenos que en su conjunto se denominan volcanismo.

En el presente trabajo se distingue entre el volcanismo de profundidad o plutonismo y el volcanismo de superficie.

El *plutonismo* comprende lo relacionado con la intrusión de magma en la litósfera del globo con cuyo término se denomina la corteza terrestre de unos

60 kilómetros de espesor, rígida, fracturada y con fallas, y que descansa sobre la zona de consistencia semi-flúida o plástica donde no puede haber fracturas.

*El volcanismo de superficie* encierra todos los fenómenos derivados de la extrusión de magma a la superficie.

Los procesos magmáticos no se reducen a los fenómenos observados sobre nuestra tierra, siendo universales y cósmicos, pues las protuberancias del sol no son otra cosa que erupciones gaseosas que parten de la superficie de ese astro. Igualmente la superficie visible de la luna es de origen volcánico, y la astronomía proporciona multitud de pruebas de un volcanismo universal.

Sol, tierra y luna demuestran tres estados progresivos diferentes del desarrollo volcánico de un astro. En el cuerpo ígneo, gaseoso hasta líquido, del sol se producen sólo erupciones de gases —las protuberancias— que no dejan vestigios perdurables de la actividad volcánica. La tierra, con su corteza rocosa firme, representa el volcanismo en su desarrollo típico que aun hoy en día perdura, aunque estaba mucho más pronunciado en pasadas épocas geológicas. La contextura de la luna ha adquirido tal espesor y rigidez que los fenómenos volcánicos ya no pueden desarrollarse en su superficie que ofrece el aspecto típico del paisaje volcánico fósil, con volcanes, cráteres y efusiones de lava conservadas por la falta de erosión acuática o eólica en aquel satélite de la tierra, ya que carece de agua y de atmósfera.

Entre las fuerzas endógenas de la Tierra la más prepotente es el volcanismo. En épocas remotas, cuando recién se había formado una delgada corteza rocosa sobre el globo terráqueo, fué el volcanismo la única fuerza que dió relieves a la superficie. Cuando, a consecuencia del enfriamiento progresivo, esta corteza adquiría mayor espesor y rigidez, el volcanismo iba perdiendo en importancia, pues, a medida que se agregaba más magma solidificado, crecía la resistencia de la costra terrestre contra la ascensión del magma. Las mismas fuerzas causantes del volcanismo actuaban entonces sobre la corteza rígida, produciendo los fenómenos tectónicos. Hasta hoy en día observamos, y lo encontramos probado por la historia geológica, que las épocas orogénicas están acompañadas y seguidas por épocas de fuerte volcanismo.

En los largos intervalos entre las épocas relativamente episódicas de cataclismos telúricos quedan latentes las fuerzas tectónicas y el volcanismo decrece paulatinamente hasta que, obedeciendo a leyes o causas hasta hoy desconocidas, vuelven a manifestarse.

El volcanismo de las pasadas épocas geológicas ha sido de proporciones mucho mayores que en las actuales que sólo son un pálido reflejo de aquel. Las lavas y tobas volcánicas del pasado cubren vastas zonas regionales, mientras que hoy en día los fenómenos son reducidos y las zonas de volcanismo activo son limitadas.

Como manifestación de las fuerzas orogénicas el volcanismo está en íntima relación con el plegamiento de las montañas, y su consecuencia es la ubi-

cación de los volcanes en las zonas de la tierra debilitadas por éste, es decir, en los cordones de las montañas y en las zonas de rupturas y fallas geológicas.

Las mismas fuerzas compresoras de los estratos empujan al magma a las líneas de fractura y lo hacen ascender a la superficie.

El magma existe en nidos o focos aislados localizados dentro de la litósfera y no proviene de un núcleo central ígneo-flúido del globo, pues tal estado de la materia —por razones físicas— no puede existir en el centro de la tierra.

La Fig. 3 muestra un perfil geológico esquematizado de la probable composición de la costra terrestre en el borde occidental del continente sudamericano.

A base de la investigación geológica y petrográfica se ha llegado a trazar un cuadro general del desarrollo del volcanismo en la forma siguiente:

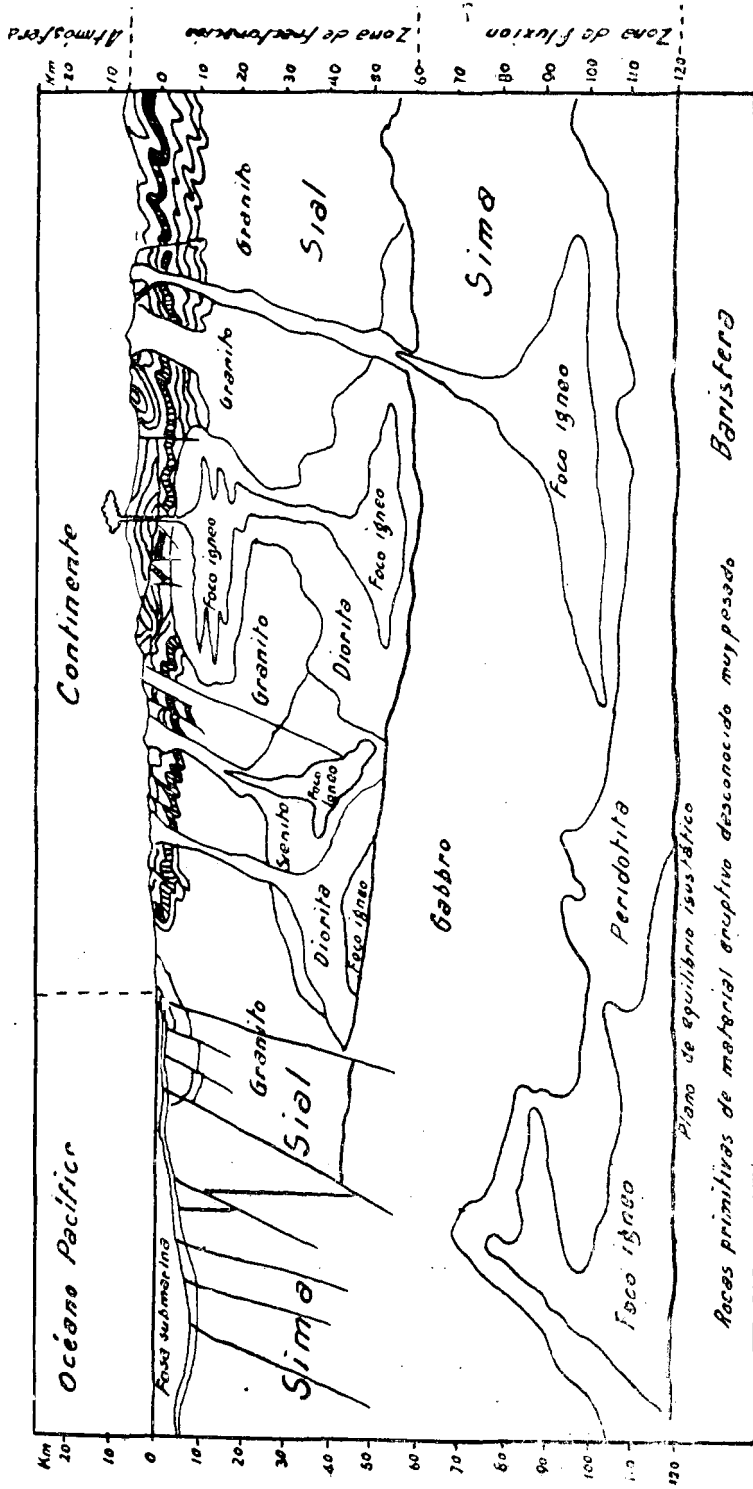
El magma líquido sube lentamente desde las profundidades hacia la superficie, aprovechando en parte fisuras y grietas pre-existentes. Al enfriarse y cristalizar el magma antes de llegar a la superficie, esa masa intrusiva se convierte en el así llamado “batolito”, rodeado de vetas o filones de la materia magmática solidificada, proceso que dura millones de años, debido a la poca conductibilidad del calor en el material circundante.

Cuando en alguno de los filones la masa ígnea llega cerca de la superficie, se produce el momento en que la tensión de los gases contenidos en el magma supera la presión del material rocoso superpuesto. Entonces se desprenden los gases diluidos violentamente produciéndose la explosión, cuya fuerza rompe y perfora el techo de rocas que todavía cubren el magma y se forma la chimenea de un volcán. Por ésta salen las erupciones de gases, lava flúida, escorias, cenizas volcánicas (que son lava pulverizada) cuya deposición forma el cono y la estructura del volcán.

El conocimiento del volcanismo se deriva del estudio de los volcanes activos y de los ya apagados que generalmente se destacan de otras montañas por su forma característica. El interior de los volcanes hasta sus raíces se presenta al estudio y observación en las así llamadas ruinas de volcanes que son restos de erosión de antiguos volcanes. Otros, los llamados embriones de volcanes, quedaron en el estado incial en que se abrió por violenta explosión la chimenea, sin que a eso siguieran más erupciones de material volcánico. Son muy frecuentes en la montaña alemana de Eiffel, donde se les denomina “Mar”.

Cuando la denudación (por erosión) ha removido todo el techo de un cuerpo magmático se nos revela la constitución geológica de la antigua intrusión plutónica, madre del volcanismo de superficie.

Dentro del presente trabajo no cabe disertar sobre las teorías referentes a los movimientos del magma ni a su dinámica. De todas maneras no cabe dudar de la existencia de relaciones directas entre el volcanismo y los procesos tectónicos. La presión orogenética debe ser una causa principal para el ascenso del magma. Otra causa es la elevada temperatura del magma (entre 1000° y



Perfil geológico esquematizado del borde occidental sudamericano (adaptado según Sieberg), demostrando el bloque continental del Sial (componentes principales: Silice y Aluminio) flotando sobre la zona del Sima, (Silicio y Magnesio) hasta la zona de compensación isostática. Está demostrada la repartición de cuerpos magnáticos y su penetración en la litósfera. Nótese las grandes fallas al borde del continente y en la fosa marina adyacente.



1300° Celsius cuando sale a la superficie) capaz de fundir las rocas, abriéndose paso en la dirección de la menor resistencia.

Llegando a la superficie el magma, fusión principalmente de silicatos, se producen los fenómenos característicos de la erupción, cráteres, conos volcánicos y efusiones de lava, la cual se extiende siguiendo el relieve del terreno, y según su fluidez forma torrentes alargados y angostos o mantos de mayor o menor extensión. Iguales manifestaciones pueden producirse en tierra firme o en el fondo de los mares.

Así como en el plutonismo es la presión tectónica la que obra como agente dinámico, en el volcanismo de la superficie son los gases diluidos en el magma los que producen los fenómenos, causando la fase eruptiva, con su efusión de lavas y el lanzamiento de materia sólida, al igual a lo que sucede cuando se destapa una botella con un líquido gaseoso bajo presión. Al abrir ésta la presión disminuye y los gases diluidos se desprenden violentamente arrastrando parte del líquido.

La desgasificación que ya se produce en la chimenea de un volcán causa, según su mayor o menor violencia, la erupción efusiva, explosiva o mixta.

Los volcanes contemporáneos presentan estos tres tipos de erupción. Los de Islandia y de Haway tienen erupciones exclusivamente efusivas, tranquilas, de una lava muy fluída, pobre en gases, pero de temperatura muy elevada. En cambio el volcán Bandaisan, en el Japón, voló en 1888 por una sola enorme explosión que en pocos segundos pulverizó toda la cumbre de más de un kilómetro cúbico de volumen. El material arrojado cubrió toda la zona vecina con una capa de 10 metros de alto. Similar explosión hizo en 1883 el Krakatoa en el estrecho de Sonda.

La mayoría de los volcanes actuales presentan un tipo intermedio entre los dos extremos descritos. En ellos se producen explosiones y efusiones simultáneas o alternadas. Su prototipo es el Vesubio. A este tipo pertenecen también los volcanes activos chilenos y en especial el Copahue.

La materia que arrojan los volcanes se presenta en forma gaseosa, líquida o sólida. Estas últimas dos edifican el cono del volcán, desparramándose como corriente de agua la primera de ellas, y depositando bloques, bombas (materia que sale líquida del cráter y endurece por enfriamiento en el trayecto por el aire), lapilli (piedras hasta el tamaño de una nuez) y cenizas la segunda.

Los gases desprendidos de los volcanes son vapores de cloro, fluor, arsénico, bromo y fósforo acompañados de hidrógeno sulfurado, ácido fluorhídrico, amoníaco, ácido carbónico, etc., etc., variando la composición química de los gases en cada caso.

### El volcán Copahue.

Este volcán nació después del último plegamiento tectónico del tramo de la Cordillera de que forma parte. Este plegamiento ocurrido en el período del Plioceno afectó a todo el conjunto de efusiones basálticas del Mioceno y su base ya anteriormente plegada. El tramo de la Cordillera adquirió mayor altura y

los basaltos fueron doblados en amplio pliegue en cuya cúspide se formó por las erupciones volcánicas durante el período glacial la estructura del Copahue que pertenece al tipo de los estrato-volcanes, predominando en su estructura las efusiones de lava basáltica alternando con aglomerados y tobas del mismo material.

Aunque indudablemente existían numerosas bocas de salida de lava en los flancos del volcán y la disposición de las efusiones lo asemejan al tipo de volcán de domo, había y aun hay en su centro el orificio principal con un amplio cráter cuyos bordes forman actualmente las partes más altas del llamado “Cerro Copahue” de 2.977 metros sobre el nivel del mar.

Este cráter tiene forma ovalada y es ocupado por nieves eternas transformadas en hielo que entre los puntos más elevados de la cresta del cráter despiden lenguas de ventisqueros en varias direcciones que todos desaguan hacia el Océano Pacífico.

En el interior del cráter, en la parte Noroeste, se halla una laguna de forma alargada, proveniente de aguas de deshielo, cuyos bordes por tres lados están formados por el hielo del ventisquero, mientras que en su extremo norte se adosa a la pared misma del cráter que en esa parte es constituido por terreno alterado por la acción química de fumarolas, fenómeno observado en idéntica forma en las “Termas del Chanchocó” al pie del volcán.

En el cráter no se observa ninguna actividad actual visible del mismo, fuera del fenómeno, ciertamente extraño de la presencia, a estas alturas y en medio del hielo eterno, de una laguna de agua líquida, lo que sugiere la existencia de alguna fuente térmica en el fondo del cráter.

En la parte externa del borde meridional del cráter se nota un pronunciado olor a bióxido de azufre sobre un terreno también profundamente alterado por la acción de fumarolas. Buscando el origen de este gas entre el terreno en parte quebrado y sumamente suelto y blando, no se le encontró. Existe allí una veta importante de azufre puro cristalizado, amarillo y anaranjado.

La existencia de una laguna de hielo derretido en el antiguo cráter, el carácter alterado del terreno y el olor a  $S O_2$  sobre el mismo sugiere emanaciones gaseosas calientes también en este cráter antiguo que dista  $2\frac{1}{2}$  kilómetros del cráter actual del Copahue que a su vez se encuentra en el estado de solfatara. Como el antiguo cráter tuvo sus últimas erupciones unos 50.000 años atrás, en el último período interglacial, no es probable que tales emanaciones tengan todavía relación con la remota actividad de este cráter, siendo más probable que se relacionan con la fumarola del nuevo cráter. Es de suponer que una parte de los gases que ascienden del cuerpo ígneo profundo y cuya salida principal está hoy en día en el orificio del cráter nuevo, siga subiendo todavía por algunas grietas del viejo canal de erupción, que por lo demás se halla obstruido por una columna de lavas endurecidas.

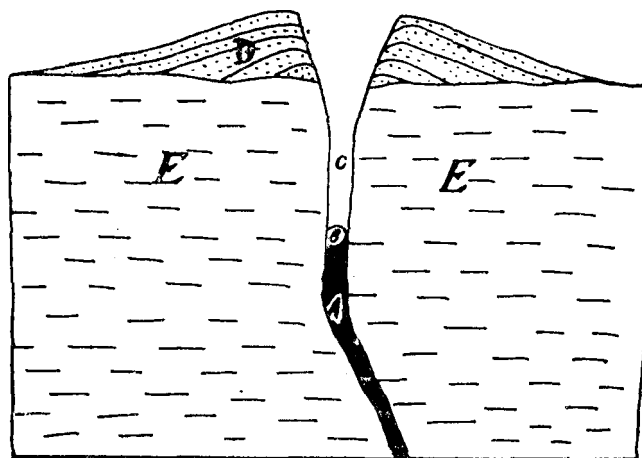
El estudio del cráter nuevo sugiere las siguientes deducciones respecto a su génesis: El cráter antiguo se apagó durante el último tiempo interglacial y su chimenea quedó obstruida por la columna de lavas enfriadas. Sus paredes

se habían derrumbado en parte, llenando la profunda cavidad del cráter emparejando sus formas antes abruptas. Habían bajado los bordes y todo el cono del volcán tomó formas más suaves por los efectos de la erosión durante los miles de años.

Cuando en la época postglacial el magma del cuerpo ígneo, todavía existente en las profundidades del volcán, volvió a subir, por causas desconocidas, encontró tapado el viejo canal de chimenea por las lavas solidificadas y, buscando salida por el punto de menor resistencia, la halló (probablemente ya dentro de las masas más sueltas del cono volcánico) hacia el lado del actual cráter nuevo, distante  $2\frac{1}{2}$  kilómetros del antiguo.

En el material heterogéneo existente y con los consiguientes cambios de presión sobre el magma, los gases empezaron a accionar, estallaron explosiones que deben haber sacudido a todo el volcán. Son estos sacudimientos los temblores en serie que suelen preceder a la erupción inminente de todo estrato-volcán.

Avanzando el magma hasta el punto crítico donde la tensión de los gases vence la presión del material rocoso superpuesto, se produce la última gran explosión que abre la chimenea casi circular del nuevo cráter, pulverizando y arrojando el material que ocupaba su lugar. (Ver Fig. 4).



Formación de un volcán: A. Conducto del magma ascendente. B. Punto teórico donde se produce la explosión de los gases. C. Chimenea y cráter abierto por la explosión. D. Cono del volcán formado por el material expulsado. E. Terreno pre-existente al volcán.

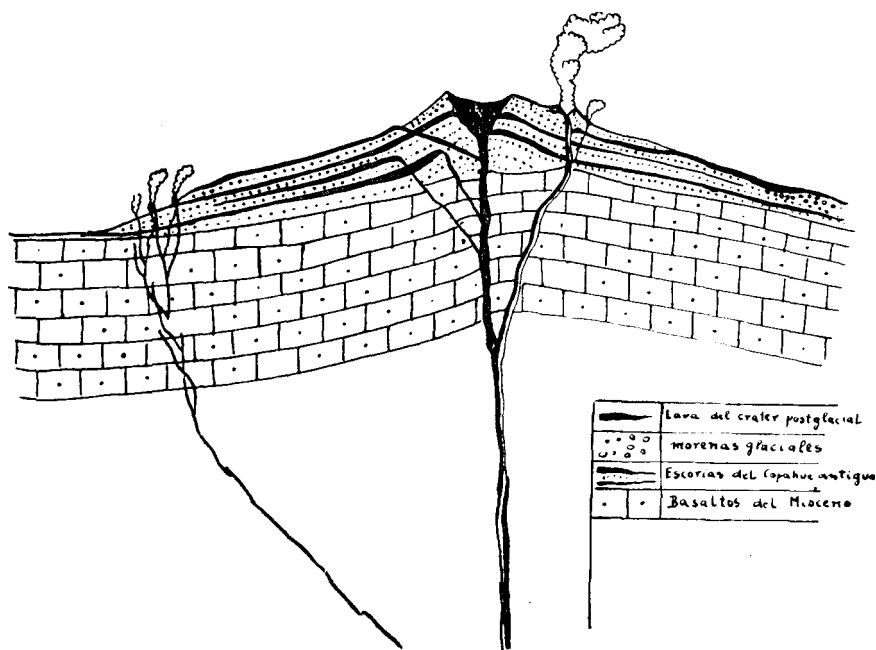
Sube la lava en el canal recién formado; en su superficie estallan continuamente gigantescas burbujas gaseosas; las partes de la lava lanzadas por estos estallidos vuelan por los aires y luego se depositan alrededor del orificio del cráter, formándose así el cono del nuevo estrato-volcán, que crece siempre

más con la acumulación de escorias, bombas, lapilli y cenizas. La lava fluída sube hasta rebalsar los bordes del cráter y se desparrama en grandes torrentes siguiendo el relieve y declive del terreno igual que un río.

En sacudidas continuadas se levantan del cráter enormes nubarrones de gases y vapores cargados de material pulverizado y se forma sobre el volcán una característica nube que en las grandes erupciones oscurece a toda la zona vecina.

Poco a poco declina la actividad del volcán y termina el período de erupción, cuando la energía cinética del magma ha quedado agotada. Sigue ahora un largo período de actividad latente, durante el cual sólo se desprenden gases en cantidad moderada que suben por el canal y por grietas en el terreno adyacente.

El volcán ha entrado en ese estado de solfatará en que hoy se presenta el Copahue. (Ver Fig. 5).



Perfil esquemático del Volcán Copahue, mostrando las relaciones entre el volcán antiguo del postplioceno, el cráter postglacial y las fumarolas.

Basaltos del mioceno abovedados. Formación del volcán antiguo sobre éstos. Actividad volcánica hasta el último período interglacial.

Erupciones postglaciales por un cráter nuevo cuyas lavas cubren las morenas glaciales. Fumarolas que suben por fisuras cuaternarias.

Toda esta evolución que acabamos de esbozar, debe haberse producido dentro de la época postglacial que comenzó hace unos 7000 años. Prueba esta afirmación el hecho de que las lavas del cráter nuevo y de otras bocas accesorias

cubren los depósitos de la época glacial y no han sido objeto de la erosión por los ventisqueros.

Sobre la duración de las erupciones que edificaron el actual cráter dentro del lapso transecurrido desde la última glaciación, no caben conjeturas.

Su estado actual, como se ha dicho, es el de solfatara, situación que probablemente durará siglos, declinando paulatinamente la fuerza eruptiva inherente al cuerpo magmático que existe debajo de la zona y que este foco ígneo se cristalice y solidifique por enfriamiento progresivo hasta quedar, en un futuro lejano, completamente apagado.

Sin embargo, y como en todo volcán, por apagado que aparezca, no queda totalmente excluida la posibilidad de que algún día vuelvan a activarse las fuerzas magmáticas hasta iniciarse un nuevo período de erupciones de gases, escorias y aun incluso lavas en alguna cantidad.

La pequeña reactivación de las fumarolas entre los años de 1941 a 1944 prueban pulsaciones de la actividad volcánica posibles hasta hoy en día en el Copahue. En esos años las fumarolas del cráter y de las termas en sus faldeos adquirieron mayores proporciones que durante muchos años anteriores, se produjeron nuevas fumarolas donde no las había habido y aparecieron nuevamente exhalaciones gaseosas en campos termales antiguos que se habían dado por apagados.

Muy probablemente estas manifestaciones han sido consecuencias secundarias del terremoto de la zona de Chillán en 1939 de tal modo que las fuerzas tectónicas causantes de aquel cataclismo con sus desplazamientos tan considerables de bloques de la litósfera, presionaron también sobre el gran cuerpo ígneo subcordillerano, en cuya consecuencia fueron expulsados mayores cantidades de gases por las fumarolas del Copahue.

No es, empero, posible precalcular la importancia que puedan adquirir tales cambios de actividad volcánica y menos aun determinar sus causas con alguna exactitud.

Pero esta reactivación volcánica siempre quedó dentro del límite del estado propio de las solfataras y fué de poca duración e importancia, pues ya desde fines del verano de 1944 declinó nuevamente la actividad para volver al estado normal y conocido. Estas condiciones normales son las de progresiva aunque muy lenta cesación, que requiere siglos, hasta que el volcán quede completamente apagado.

Manifestaciones del volcanismo agonizante son precisamente las fumarolas del Copahue. Un estado más avanzado en el proceso de enfriamiento del batolito oculto en profundidad incalculable debajo de la zona lo presentan las termas de aguas juveniles y mixtas del Colhue, situadas igualmente al pie del volcán, provenientes del mismo cuerpo magmático que alimenta las fumarolas, pero de otros sectores, ya más enfriados que aquel.

Para poder predecir con alguna probabilidad de certeza la erupción inminente de un volcán debe observarse los siguientes fenómenos:

Un aumento de la temperatura del terreno del cráter y de todo el volcán, indicaría que el magma oculto se ha recalentado o que ya viene ascendiendo. Pueden secarse fuentes y la nieve que cubre el volcán empieza a derretirse repentinamente. Aumento de las exhalaciones gaseosas que denotan mayor temperatura. Especialmente significativa es la aparición de vapores de cloro blancos que emanan a temperaturas cercanas a la de explosión de magma. Temblores en las inmediaciones del volcán indican la inminente erupción cuando suceden en series seguidas. Cambios de gravitación y del campo magnético local resultan de movimientos del magma y pueden ser registrados por los instrumentos (balanza de torsión y magnetómetro) para el control de erupciones.

Los rugidos y otros sonidos subterráneos se deben a causas muy variadas y no son necesariamente indicaciones de alguna erupción inminente. Las termas del Chanchocó (del araucano: agua de cerdos) derivan su nombre precisamente de los gruñidos que algunas veces emiten su fumarolas con mayor o menor intensidad.

#### La terma del cráter.

En el capítulo anterior se hizo referencia a la laguna de agua de deshielo, situado dentro del cráter antiguo del volcán Copahue. Por un extraño capricho de la naturaleza el nuevo cráter cuya formación se describió en el mismo capítulo anterior, también alberga una laguna. Sin embargo, ésta ofrece aspectos muy diferentes de los de aquella. En primer lugar, topográficamente hablando, llena por completo la extensión del cráter joven y tapa el orificio de la chimenea. Física y químicamente hablando también tiene caracteres muy peculiares. Sus aguas, aunque provienen del deshielo de un pequeño ventisquero y de las lluvias y nieves, tienen una temperatura muy superior a la que su origen haría esperar, temperatura que, según observaciones que abarcan los últimos 25 años, fluctúa entre los 20° a 25° C. que parece su temperatura normal, y el punto de ebullición que a esas alturas es de aproximadamente 90° C.

En lo químico cabe observar que las aguas de esta laguna ofrecen una concentración realmente extraordinaria de los más variados elementos minerales y de ácidos de los cuales nos ocuparemos más adelante.

Tanto la temperatura de las aguas como su contenido mineral y ácido provienen de una o varias fumarolas que desembocan en el fondo del cráter, tapado por las aguas, y que, al atravesar a éstas, las cargan y enriquecen con sus gases.

Las aguas de la laguna no tienen salida ya que la evaporación térmica equipara la pequeña cantidad de agua que se le viene a sumar por las precipitaciones atmosféricas y el hielo que se desprende del ventisquero.

Este volumen casi constante de la laguna y la falta de una salida que provocaría la renovación regular de sus aguas, son precisamente el motivo

de la concentración, casi increíble y nunca vista en tales aguas naturales, de las sustancias minerales y ácidos libres en ellas.

Las sustancias minerales, como ya se había dicho, provienen en parte de los gases magnéticos y en parte de lo que éstos, en su trayecto hacia la superficie, producen en su contacto con las paredes de las fisuras que atraviesan. Por otra parte el contenido mineral de las aguas proviene del material del mismo cráter que es continuamente atacado y disuelto por los ácidos que se producen por la acción de los gases sobre aquellas.

Se originan así, dentro de las aguas de la laguna, reacciones químicas sumamente complicadas por la acción recíproca de unos compuestos sobre otros. No sería imposible que precisamente a estas extraordinarias reacciones dentro de las aguas se deban sus sorprendentes efectos medicinales.

El hidrógeno sulfurado, el anhídrido sulfuroso y el cloro cuya acción asfixiante e irritante de la respiración se nota en la atmósfera del cráter provienen directamente de las fumarolas. La procedencia del silicio, aluminio, calcio, magnesio y hierro contenidos en abundancia en esas aguas debe atribuirse a las rocas volcánicas del mismo cráter, compuestas con preferencia de estos minerales. Son los feldespatos los que en primer lugar sucumben a la agresión por el ácido sulfúrico generado abundantemente en la laguna por los vapores sulfurosos, especialmente el hidrógeno sulfurado.

La íntima relación entre la actividad de la fumarola y la temperatura y mineralización de la laguna quedó genuinamente patente en los últimos cinco años. Desde 1914, se produjo un aumento progresivo de las exhalaciones y de su temperatura. Subió también la temperatura de la laguna (que normalmente se había mantenido entre 20° y 25° C) hasta entrar en ebullición y se produjo mayor evaporación de sus aguas y correlativamente la baja del nivel de éstas, prueba irrefutable de que son superficiales las aguas de esta terma y de que no son acarreadas por la fumarola.

Si no fuese así, habría aumentado el volumen de las aguas en concordancia con la mayor actividad de la fumarola.

Por otra parte aumentó la concentración del contenido mineral y de ácidos a medida de la evaporación progresiva del agua, causada por el aumento de temperatura de la fumarola.

El punto culminante de estos fenómenos fué alcanzado en el verano de 1944, cuando la fumarola expulsaba sus gases y vapores en forma eruptiva; desprendiendo enormes nubarrones, y el nivel de la laguna bajó en 40 metros y el agua estaba en constante estado de violenta ebullición.

Ya a fines del mismo verano estos procesos quedaron invertidos; la actividad de la fumarola decrecía; la temperatura y la evaporación bajaban; el nivel de la laguna subía por efecto de las precipitaciones atmosféricas, y la concentración mineral del agua disminuía.

Este proceso regresivo continuaba en 1945. En enero de este año la temperatura de la laguna había bajado a 31° C. y el nivel del agua alcanzó

21 metros debajo del normal. En Abril la temperatura era de 25° C. y éste quedó a 19 metros bajo su posición normal. En igual relación varió el estado de mineralización del agua en las respectivas fechas.

Se puede suponer que continuará bajando la temperatura del agua, subiendo el nivel del lago y diluyéndose la concentración química mineral, hasta que los tres factores hayan vuelto a sus condiciones normales, conocidas hace muchos años.

---

#### Explicación de algunos términos científicos.

Para la orientación del lector sobre el significado de algunos términos técnicos usados en este trabajo, se da su definición como sigue:

**AGUAS JUVENILES:** Aguas condensadas de vapores volcánicos, por consiguiente tales que por primera vez entran en la circulación hidrográfica.

**ANDESITA:** Facies volcánicas de la roca plutónica llamada "Diorita".

**BOMBAS VOLCANICAS:** Partes de lava arrojadas por un volcán y que en su caída endurecen en forma más o menos esférica.

**BRECHA:** Conglomerado de piedras cuando éstas son de contornos angulares.

**DIORITA:** Roca plutónica de magma ácido.

**FOCO O NIDO IGNEO:** Masa de magma, alojadas en la Litósfera.

**FUMAROLA:** Emanación de gases o vapores de alta temperatura que acompañan o siguen a la actividad de un volcán.

**GABBRO:** Roca plutónica de color oscuro.

**LAPILLI:** Pequeñas piedras arrojadas por un volcán.

**LITOSFERA:** Zona fracturada de la corteza terrestre, de unos 60 kilómetros de espesor.

**MAGMA:** Material ígneo líquido, alojado en la litósfera, compuesto de silicatos, etc., etc., y gases diluídos.

**OROGENETICO:** Referente a la formación de las montañas.

**SIAL:** Roca compuesta preferentemente de Silicio y Aluminio (forma, junto con el Sima, el manto exterior del planeta).

**SIENITA:** Roca plutónica de magma ácido.

**SIMA:** Roca compuesta preferentemente de Silicio y Magnesio. (Véase observación bajo SIAL).

**SOLFATARA:** Emanación de vapores sulfurosos en los volcanes semi - apagados.

**TRAQUITA:** Facies volcánicas de la roca plutónica llamada "Sienita".