

# ACTIVIDAD EXPLOSIVA POSTGLACIAL EN EL VOLCAN LLAIMA, ANDES DEL SUR (38°45'S)

JOSE A. NARANJO

Servicio Nacional de Geología y Minería, Casilla 10465, Santiago, Chile

HUGO MORENO

## RESUMEN

El Llaima es uno de los mayores volcanes de los Andes del Sur (37°-46°S) con un área de ca. 500 km<sup>2</sup> y un volumen de ca. 400 km<sup>3</sup>. Es un volcán compuesto, mixto y de escudo con una caldera cubierta y 40 conos adventicios de escoria. Se encuentra activo desde el Pleistoceno superior y en él se reconocen dos unidades principales, de las cuales la superior es enteramente postglacial. El volcán tiene una mayor proporción de lavas respecto de piroclastos, con una composición principalmente basáltica a andesítica (51-59% SiO<sub>2</sub>) y, en menor proporción, productos andesíticos silíceos a dacíticos (60-65% SiO<sub>2</sub>). Dentro de la base de la unidad postglaciaria se destaca una sucesión que revela una intensa actividad explosiva entre los ca. 13.200 y 7200 a A.P. La evolución de esta etapa comienza con el emplazamiento de la Ignimbrita Curacautín de composición basáltica a andesítica (51-58% SiO<sub>2</sub>) rellenando el fondo de los valles alrededor del volcán y extendiéndose hacia la Depresión Central hasta más de 100 km al oeste. Abarca un área de unos 2.200 km<sup>2</sup> y se estima que tiene un volumen de ca. 24 km<sup>3</sup>, con espesores máximos expuestos de hasta 50 m. Esta ignimbrita habría estado ligada a la generación de una caldera. La sucesión incluye depósitos de caída de pómez, los cuales representan los productos más silíceos del volcán (65% SiO<sub>2</sub>) y que fueron eyectados a los ca. 8.800 a A.P. mediante una erupción pliniana cuya columna habría alcanzado unos 40 km de altura. La erupción piroclástica culmina con depósitos de oleadas piroclásticas de base de composición andesítica y andesítica silícea (59-62% SiO<sub>2</sub>), originados, probablemente, debido al colapso de la columna pliniana hacia el sureste, dando lugar a acumulaciones de 6-8 m de espesor promedio. La etapa de actividad altamente explosiva del Llaima culminó a los ca. 7.200 a A.P. con el emplazamiento de oleadas piroclásticas menores hacia el sector oriental. El tiempo transcurrido desde entonces al presente, tiene una implicancia relevante en la modalidad de vigilancia que el volcán requiere, siendo particularmente importante investigar el tamaño actual o heredado de su cámara magmática.

*Palabras claves:* Volcanología, Actividad explosiva, Depósitos piroclásticos, Edades C<sup>14</sup>, Postglacial, Volcán Llaima, Andes del Sur, Chile.

## ABSTRACT

The Llaima is one of the largest Andean volcanoes, with an area of ca. 500 km<sup>2</sup> and a volume of ca. 400 km<sup>3</sup>. It is a complex composite-shield volcano, with a buried caldera and 40 parasitic scoria cones. The volcano is active since the Late Pleistocene and two main units can be distinguished: an older one, deeply eroded during the last glaciation, and a younger one entirely Post-glacial. The volcano is composed mainly of lava flows with a small amount of pyroclasts, of basaltic to andesitic composition (51-59% SiO<sub>2</sub>). Silicic andesites to dacites are very scarce (60-65% SiO<sub>2</sub>). Within the base of the Postglacial unit, a remarkable pyroclastic succession discloses an intense explosive activity between ca. 13,200 and 7,200 a B.P. This evolutive stage starts with the emplacement of a large pyroclastic flow (Curacautín Ignimbrite) of basaltic to andesitic composition (51-58% SiO<sub>2</sub>), filling the valley bottoms around the volcano and spreading into the Central Depression for more than 100 km to the west. It covers around 2,200 km<sup>2</sup> and has an estimated volume of ca. 24 km<sup>3</sup>, with 50 m thick maximum exposures. This ignimbrite probably formed an 8 km diameter caldera as a remnant of the primitive collapsed stratovolcano. Above, within the succession, a conspicuous plinian pumice air-fall deposit dates ca. 8,800 a B.P. The eruption column reached around 40 km high and the wind dispersed the plume toward the south-east. About 4 km<sup>3</sup> of dacitic pumice (65% SiO<sub>2</sub>) were erupted and it represents the most silicic products recognized in the whole volcano stratigraphy. This explosive event ended with 6-8 m thick base surge deposits, with an andesitic to silicic andesite composition (59-62% SiO<sub>2</sub>). They were probably generated as the plinian column collapsed toward the south-east. The explosive stage of Llaima volcano ended about 7,200 a B.P. with the emplacement of small surge deposits toward the east. After this 6,000 years long explosive period, an effusive stage took place building the present volcanic edifice through strombolian, hawaiian and minor subplinian-type eruptions. The pyroclastic deposit volumes and the eruptive behaviour suggest that Llaima has a large magma chamber that deserves geophysical and geodetic research and continuous monitoring.

*Key words:* Volcanology, Explosive activity, Pyroclastic deposits, <sup>14</sup>C datings, Postglacial, Llaima Volcano, Southern Andes, Chile.

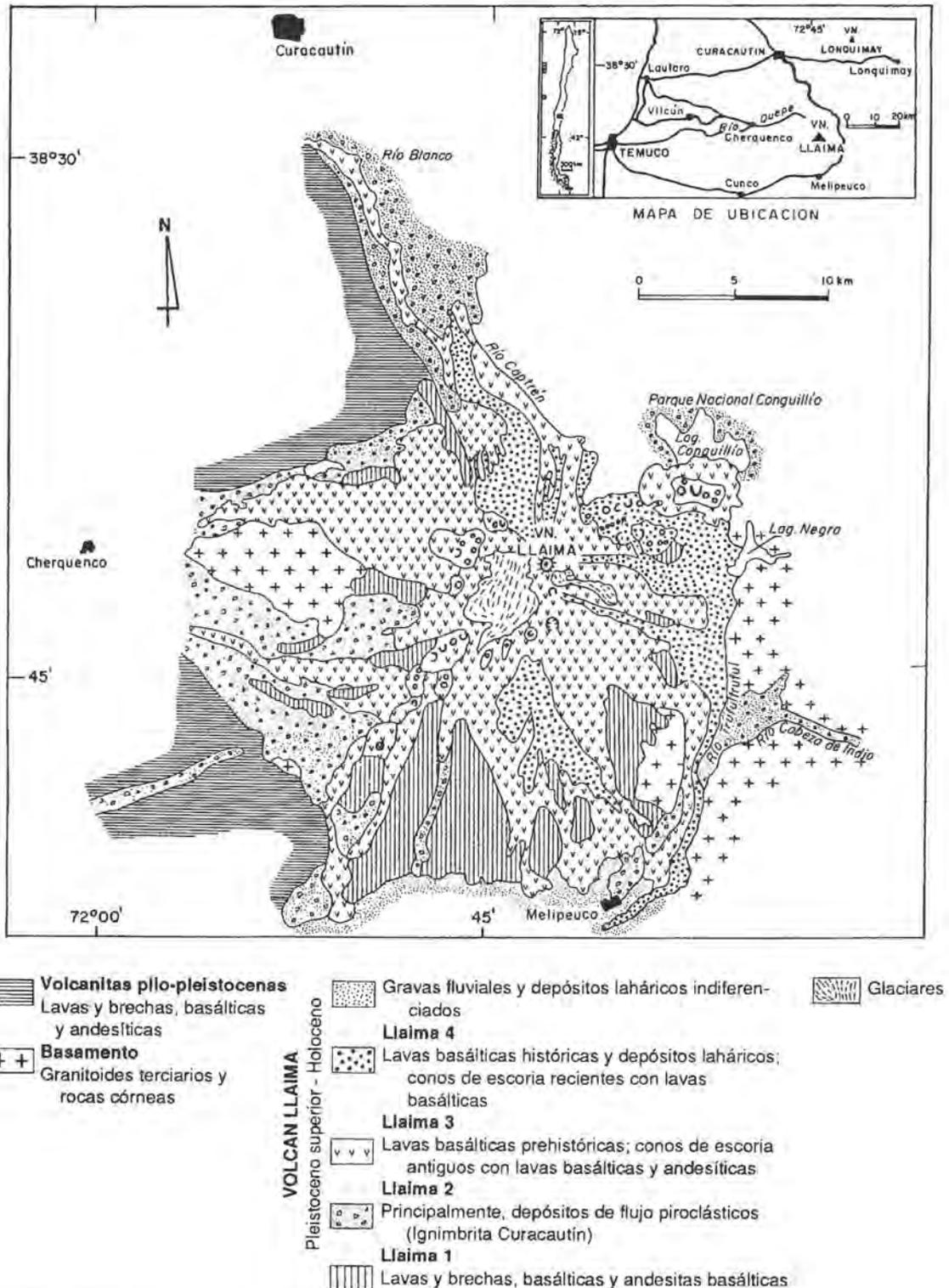


FIG. 1. Ubicación y esquema geológico del volcán Llaima.

## INTRODUCCION

El volcán Llaima se ubica en la Cordillera de los Andes de la IX Región de la Araucanía ( $38^{\circ}41'30''$  S,  $71^{\circ}44'$  W) y corresponde a uno de los volcanes más voluminosos (ca.  $400 \text{ km}^2$ ) de los Andes del Sur ( $37-46^{\circ}$  S). Abarca un área de aproximadamente  $500 \text{ km}^2$  (Fig 1). Es un complejo volcánico de escudo y mixto compuesto. Efectivamente, la estructura de escudo volcánico comprende la base desde aproximadamente los  $1.000 \text{ m s.n.m.}$  por el norte, oeste y este, y los  $450 \text{ m s.n.m.}$  por el sur, hasta la cota de los  $2.250 \text{ m}$ . Sobre esta altura se eleva un estratovolcán mixto compuesto de dos cimas principales, alineadas en dirección NNE, con  $3.125 \text{ m}$  la cima norte y  $2.920 \text{ m}$  la cima meridional. Unos 40 conos satélites de escoria se distribuyen sobre sus flancos. Se presenta activo desde el Pleistoceno superior, y en su evolución se distinguen dos etapas principales: la primera etapa, que en gran parte muestra erosión glaciaria profunda (Unidad Llaima 1) y la segunda, correspondiente al edificio principal, cuya edad es postglacial (unidades Llaima 2, 3 y 4) (Moreno y Naranjo, 1989; H. Moreno, J.A. Naranjo y L. López Escobar<sup>1</sup>; Moreno y Naranjo, en prensa) (Fig 1).

El volcán Llaima presenta un extenso registro eruptivo histórico desde el año 1640, en el que se destacan al menos unas 10 erupciones violentas con voluminosas emisiones de lavas y piroclastos, ade-

más de la generación de lahares. Desde el año 1852 han registrado unas 37 erupciones (Riffo<sup>2</sup>) con un promedio de una erupción cada tres años y medio. Las dos erupciones más violentas de este siglo tuvieron lugar en 1927 y 1957.

Los productos eruptivos del volcán Llaima corresponden principalmente a lavas, y en menor proporción, piroclastos, ambos de composición andesítica-basáltica ( $50-59\% \text{ SiO}_2$ ) y, escasamente, andesítica silíceo a dacítica ( $60-65\% \text{ SiO}_2$ ). Las rocas son porfídicas con fenocristales de plagioclasa + clinopiroxeno + olivino y, ocasionalmente, ortopiroxeno + magnetita.

Aunque en el volcán se observa una menor proporción de productos piroclásticos, su presencia en la base de la segunda etapa (Unidad Llaima 2) evidencia etapas de alta explosividad en su evolución. En este trabajo se expone la estratigrafía, los rasgos estructurales y texturales, distribución y cronología de la sucesión de depósitos generados por las erupciones explosivas postglaciales, de mayor magnitud, que ha tenido el volcán Llaima. Esta secuencia puede ser dividida en depósitos de flujo piroclástico (Ignimbrita Curacautín), depósitos de caída (airfall) pliniana y de oleada ('surge') piroclástica. Estos últimos están asociados entre sí, en espacio y tiempo, y son más jóvenes que la ignimbrita.

## DEPOSITOS PIROCLASTICOS DE LAS ERUPCIONES DE GRAN MAGNITUD

La preservación y calidad de exposición de los depósitos piroclásticos postglaciales del volcán Llaima, están principalmente determinadas por la mayor acumulación de tefra en el sector sotavento, además de la topografía local. Los sucesivos mantos de tefra han actuado como protección de los flujos y oleadas piroclásticas, dificultando su intemperización y erosión (Fig.2). También se distinguen áreas fisiográficas diferentes, siendo el sector sotavento relativamente más frío, considerando su posición suroccidental con respecto al edificio volcánico.

### IGNIMBRITA CURACAUTIN

Sobre el fondo de los valles radialmente distribui-

dos alrededor del volcán Llaima, afloran los depósitos de flujo piroclástico, tipo escoria y ceniza, que constituyen lo que, en este trabajo, se denomina 'Ignimbrita Curacautín'. Esta cubre un área de unos  $2.200 \text{ km}^2$ , y sus afloramientos se han reconocido a distancias que sobrepasan los  $100 \text{ km}$  desde el volcán (*i.e.* hacia el oeste de Temuco-Quepe) (Fig. 3), aunque los depósitos volcanoclasticos re TRABAJADOS que la sobreyacen alcanzan distancias relativamente mayores. Sus espesores máximos registrados llegan a  $50 \text{ m}$  a  $15 \text{ km}$  del volcán (máximo espesor medido al oeste), variando según la topografía preexistente. En los sectores más occidentales (*i.e.* Quepe) se midieron espesores de hasta  $1.5 \text{ m}$ . El volumen total de esta ignimbrita se estima del orden

<sup>1</sup> 1991. Volcán Llaima: Geología, Petrología y Riesgo Volcánico, Informe Final Proyecto FONDECYT N°1048/89-90 (Inédito).

<sup>2</sup> 1990. Historia eruptiva del volcán Llaima-Cronología preliminar. FONDECYT, Informe Final, Proyecto 1048-89/90 (Inédito), 234 p.

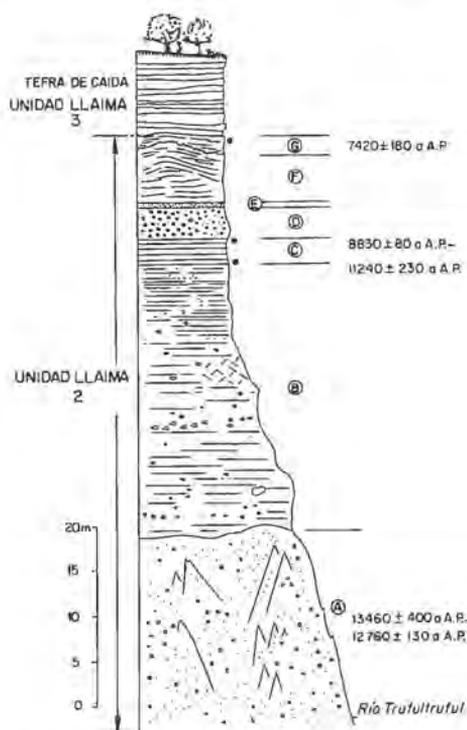


FIG. 2. Secuencia representativa de los depósitos piroclásticos postglaciales del Llaima en el borde oriental del río Trufultruful, al este del volcán. (A) Ignimbrita Curacautín; (B) Arenas y gravas volcanoclásticas re trabajadas; (C) Depósitos de tefras de erupciones subplinianas alternados con paleosuelos; (D) Depósito de pómez pliniano; (E) Nivel enriquecido en fragmentos escoriáceos densos; (F) Depósito de oleada piroclástica inferior; (G) Depósito de oleada piroclástica superior (discordante).

de 24 km<sup>3</sup>, considerando un espesor medio de aproximadamente 11 m.

La Ignimbrita Curacautín es internamente homogénea y maciza, con abundante matriz soportante. Los fragmentos juveniles corresponden a bombas y lapilli escoriáceos de composición basáltica a andesítica (51-58% SiO<sub>2</sub>), con fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno. A menudo algunos fragmentos son bien redondeados debido a la abrasión durante el transporte. En particular, el tamaño de éstos incluye lapilli de grano medio (16-32 mm) y grueso (32-64 mm), además de bombas (en porcentajes de 3-20% en volumen), excepcionalmente, de hasta 70 cm de diámetro. Los fragmentos accidentales incluidos corresponden, principalmente, a granitoides y localmente constituyen hasta un 30% de los clastos. La matriz se presenta parcialmente consolidada, algo alterada y comprende una prepon-

derante fracción de ceniza, además de lapilli fino (2-16 mm), que en conjunto muestra un color ocre característico.

En el valle del río Trufultruful y hasta unos 20 km del volcán, afloran secciones con características singulares de esta ignimbrita (Fig. 4). Sus máximos espesores expuestos alcanzan a 15 m. Estos depósitos de flujo piroclástico tienen un color gris oscuro con fragmentos juveniles de andesitas y andesitas basálticas (40% de lapilli y 3% de bombas), e incluyen partículas densas de hasta 20 cm de diámetro. Los fragmentos accidentales de granitoides y accesorios son abundantes, alcanzando hasta un 30%, debido a la proximidad de la roca fundamental. La matriz es fresca, y pobremente consolidada, correspondiendo a ceniza de grano medio a grueso. En este lugar ha sido posible identificar dos unidades de flujo separadas por un contacto nítido, si bien niveles basales de grano fino no están bien desarrollados (Fig. 5). Aquí se han encontrado, además, pipas de segregación gaseosa que sugieren un cierto grado de fluidización de los flujos (Wilson, 1980). Fragmentos carbonizados de ramas y troncos, se han encontrado en distintos niveles del depósito, localmente entre concentraciones en rosarios o filas de bombas escoriáceas de la parte superior de las unidades de flujo (Fig. 5).

En la mayoría de los afloramientos, la ignimbrita está cubierta por un depósito de material volcanoclástico re trabajado, generado por erosión de la ignimbrita. El espesor de este depósito es muy variable, desde unos 25 m en facies proximales (Fig. 4), hasta menos de 0,5 m en facies distales. La estructura interna de los mismos presenta una delgada estratificación paralela horizontal con alternancias de arenas y gravas angulosas subordinadas. Individualmente algunos niveles presentan gradación normal o inversa, los cuales se interpretan como flujos de detritos finamente estratificados, aunque en algunas secciones expuestas a lo largo del río Trufultruful se observan canales festoneados que sobrepasan los 20 m de ancho y 5 m de profundidad. Están constituidos principalmente por fragmentos volcánicos y de granitoides y escoria juvenil, que ocasionalmente incluyen bloques angulosos de hasta 2m de diámetro. La presencia de canales y de grandes bloques líticos es particularmente abundante en sectores al pie de cerros de granitoides, que constituyen el basamento local.

Se recolectaron varias muestras de madera carbonizada en la Ignimbrita Curacautín obteniéndose

cinco edades de radiocarbono. Una muestra del sector suroccidental dio una edad de  $13.200 \pm 150$  a A.P. Por otra parte en un nivel de paleosuelo inmediatamente sobre esta ignimbrita, se obtuvo una edad de  $11.240 \pm 230$  a A.P. en el sector del río Cabeza de Indio, al este del volcán Llaima. Una muestra de carbón obtenida en la parte superior del depósito de una unidad de flujo en el sector del río Trufultruful dio una edad de  $13.260 \pm 200$  a A.P., que es notablemente concordante con la edad del sector suroccidental. Finalmente, en el sector norte se han obtenido dos dataciones. Una para los afloramientos del río Blanco, 7 km al sureste de Curacautín, con  $13.460 \pm 400$  a A.P., y otra de un afloramiento de la ignimbrita sobre depósitos morrénicos, con  $12.760 \pm 130$  a A.P. (Fig. 3).

### DEPOSITOS DE TEFRA DE CAIDA

Al oriente del volcán Llaima y a lo largo del valle del río Trufultruful, se ha reconocido una sucesión estratificada de unos 50 m de espesor que incluye en forma discontinua, aproximadamente 20 m de capas de tefra (Fig. 4). La mayoría de los niveles individuales varían entre 10 y 90 cm de potencia y consisten

en lapilli escoriáceo, con fracciones de ceniza y fragmentos de bombas. Los horizontes delgados de suelo entre estas capas de tefra, sugieren discontinuidades temporales mínimas entre erupciones durante el Holoceno. La dispersión eólica de la tefra ha sido, principalmente, hacia el cuadrante suroriental, con vientos dominantes del noroeste. Es importante destacar que esta condición ha perdurado hasta el Presente (Moreno y Naranjo, 1990, Fig.17). Se identificaron capas prehistóricas de escorias andesíticas, que contienen bombas de hasta 24 cm de diámetro a una distancia de 6 km al este del volcán. Los líticos constituyen menos del 10% en volumen, y corresponden principalmente a fragmentos accesorios de lavas y unos pocos accidentales de granitoides. Las tefras de las erupciones de 1927 y 1957 consisten en escoria negra juvenil, tamaño lapilli, con espesores de 30 y 15 cm respectivamente, a una distancia de 5 km al este del volcán.

En la parte media a superior de la secuencia, se destaca notablemente un depósito de pómez de unos 4 m de espesor, con bombas de hasta 28 cm de diámetro. Este horizonte sobresale, además, por su color blanco y por su distribución virtualmente continua a lo largo del corte labrado en el lado oriental del

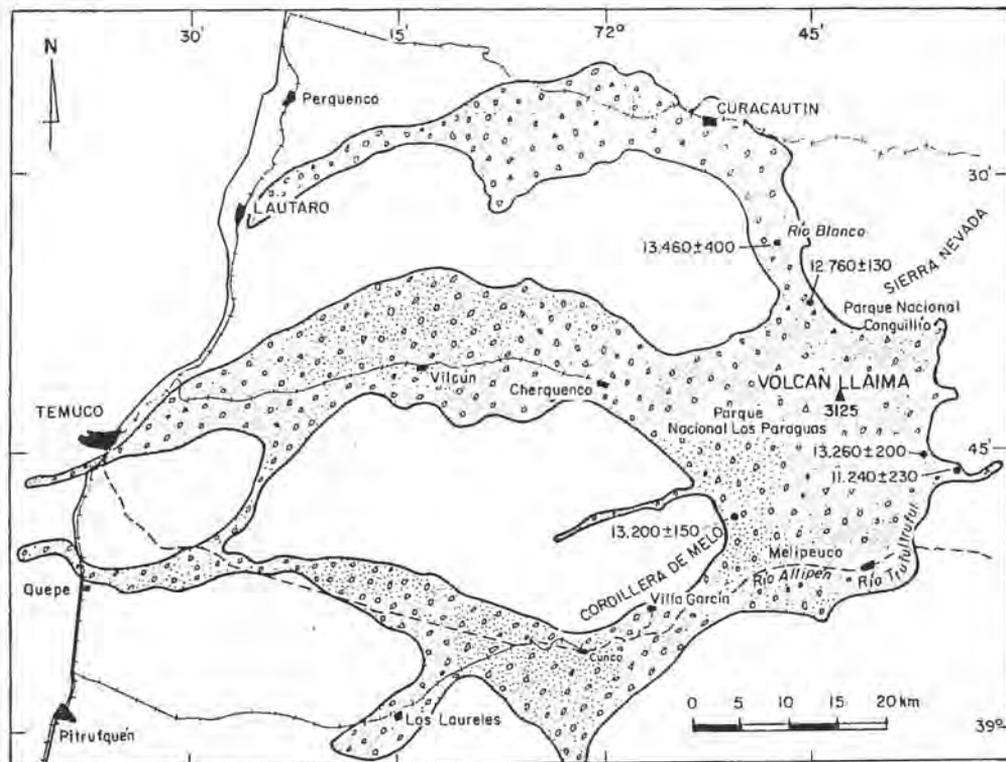


FIG. 3. Distribución de la Ignimbrita Curacautín en los alrededores del volcán Llaima y la Depresión Central.

río. Sobreyace al depósito de flujo piroclástico y su respectivo nivel de materiales retrabajados, del cual lo separan unos 2,5-3 m de capas de tefra (Fig. 4). Estas se presentan interestratificadas con seis niveles de paleosuelos y dos estratos menores de caída de pómez. Una datación de radiocarbón en una muestra del paleosuelo más alto, sobre el cual se acumuló el depósito principal, entregó una edad de  $8.830 \pm 80$  a A.P.

El depósito de caída de pómez es, en general, bien seleccionado y levemente estratificado, con una gradación inversa en la base y normal hacia arriba (Fig. 6), lo cual sugiere discontinuidad o variaciones de la actividad eruptiva que lo generó (Bond y Sparks, 1976). Efectivamente, el contenido de clastos juveniles escoriáceos densos (60%  $\text{SiO}_2$ ) se incrementa hacia la parte superior del depósito hasta formar una zona enriquecida en líticos que corresponde a aproximadamente entre un 10% y 38% del espesor total (Fig. 7), alcanzando un máximo observado de 40 cm, unos 12 km hacia el sureste del volcán. El nivel intermedio principal de pómez blanca, representa un espesor de aproximadamente el 50-60% del depósito y comprende esencialmente fragmentos subangulosos a angulosos de lapilli grueso (32-64 mm) y bombas fracturadas de hasta 30 cm de diámetro. Su composición es dacítica (65%  $\text{SiO}_2$ ) con densidades medias de 0,6-0,7  $\text{g/cm}^3$ . Además del nivel intermedio principal de pómez blanca, y sólo en las facies proximales (ríos Trifultruful y Allipén), comúnmente se presenta un nivel basal de pómez angulosas bandeadas de color gris pálido y blanco, íntimamente mezcladas como pequeñas franjas. Estos rasgos son característicos de mezclas de dos magmas de distintas viscosidades (Blake *et al.*, 1964; Kouchi y Sunagawa, 1983). Este nivel, que llega a constituir un 35-40% del depósito, tiene un grado de compactación mayor que las restantes partes y se reconoce en él una cierta gradación inversa (Fig. 7). En todas las localidades donde aflora el contacto inferior del depósito de pómez, se ha encontrado un horizonte inicial de la erupción, correspondiente a una delgada capa de grano fino bien desarrollada. Consiste en un nivel muy fisible, de color gris oscuro, de líticos y pómez muy fragmentada tamaño ceniza fina a lapilli fino. Su espesor es variable de 0,5-3 cm, con máximos de 9 cm.

El depósito de pómez del Llaima tiene características notables que típicamente corresponden a un depósito de actividad pliniana (Walker, 1981). Efectivamente, tiene un alto contenido de material pumíceo juvenil; su gran dispersión revela una alta tasa de

descarga eruptiva acompañada por una elevada columna; sus fragmentos pumíceos son gruesos y es un depósito pobremente estratificado y relativamente homogéneo a través de su espesor, aunque muestra ciertos rasgos de gradación inversa a normal. Estas características son comunes en otros depósitos plinianos bien descritos como en las Islas Azores (Walker y Croasdale, 1971), en Santorín, Grecia (Bond y Sparks, 1976), o en el volcán Santa María, Guatemala (Williams y Self, 1983).

El espesor máximo conocido hasta ahora del depósito de pómez del Llaima (T máx.) es de 4 m (Fig. 8). La isópaca de 50 cm encierra un área de unos 1.800  $\text{km}^2$ , lo que implica que el valor de dispersión D, definido por Walker (1973) como el área dentro de la isópaca 0,01 del espesor máximo (T máx.), es decir la isópaca de 4 cm, debe ser, obviamente, mucho mayor que 1.000  $\text{km}^2$ , el cual es el valor mínimo de D para depósitos plinianos. El depósito de pómez es, en consecuencia, típicamente pliniano, aunque no se dispone de antecedentes que permitan conocer el grado de fragmentación F del mismo, definido como el porcentaje más fino que 1 mm en la intersección de la isópaca 0,01 T máx. con el eje de dispersión (Walker, 1973). Tentativamente se ha estimado en ca. 4  $\text{km}^3$  el volumen del depósito de pómez eyectado a través de esta erupción. La distribución del tamaño máximo de los líticos (ML), en particular de las isópetas 1,6 y 3,2 cm y de acuerdo con el modelo de Carey y Sparks (1986, Fig. 16), la altura de la columna de esta erupción pliniana habría alcanzado unos 40 km.

## DEPOSITOS DE OLEADAS PIROCLASTICAS

Solamente en el pie este, sureste y sur del volcán Llaima se han reconocido depósitos producidos por oleadas piroclásticas. Estos ocurrieron directamente sobre el nivel enriquecido en líticos del depósito pliniano de pómez blancas (Figs. 4, 7). Corresponden a depósitos de grano más fino, mal seleccionados y bien estratificados que afloran principalmente en la pared oriental del río Trifultruful y canalizados hacia el sector de la quebrada del río Cabeza de Indio, en forma discontinua. En la secuencia se distinguen dos depósitos de oleadas piroclásticas superpuestas.

El depósito inferior, es más potente y tiene una mayor distribución. Presenta color gris claro y alcanza hasta unos 12 m de espesor con una media de 6-8 m, decreciendo a 4 m, 12 km al este por el valle del río Cabeza de Indio. Muestra estructuras de estratifica-



FIG. 4. Corte en el borde oriental del río Trufultruful a 12 km al sureste del volcán, que muestra cárcavas y pináculos en la Ignimbrita Curacautín, que infrayace a depósitos retrabajados. Se destaca el nivel blanco del depósito pliniano de pómez (ca. 4 m de espesor) que subyace a depósitos de oleada piroclástica, con estructuras de dunas.



FIG. 5. Unidades de flujo separadas por un contacto nítidamente definido, hasta el cual se desarrollan pipas de escape de gases (mitad inferior). Se observa una gradación inversa en el nivel medio (1,4 m de espesor), con concentración de bombas en la parte más alta del flujo por efecto de elutriación. En la parte superior se destaca un depósito de flujo secundario que incluye bloques líticos del basamento local.

FIG. 6. Depósito de pómez (0,65m) que muestra gradación inversa-normal (desde la base hacia arriba) con enriquecimiento de juveniles densos escoriáceos en la parte alta. Afloramiento ubicado 20 km al este del volcán sobre depósitos del flujo piroclástico (Ignimbrita Curacautín).



FIG. 7. Depósito de pómez (blanco) que exhibe un nivel superior (oscuro) rico en clastos juveniles escoriáceos densos, y un nivel inferior (gris claro) de pómez bandeadas (de mezcla).



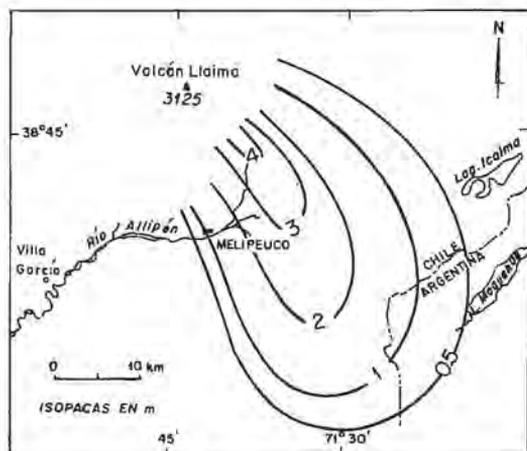


FIG. 8. Isopacas (m) del depósito de pómez pliniano de  $8.830 \pm 80$  a A.P. de más de  $2.000 \text{ km}^2$ , distribuido hacia el sureste.

ción sedimentaria unidireccional, como estratificación cruzada y truncaciones de bajo ángulo, y laminación ondulatoria con formas de dunas (Fig. 4). Hacia la parte alta es más común la estratificación laminada paralela. Una capa de 15 cm de espesor muestra ondas de pendientes suaves de 3,7 m de longitud y 20 cm de alto. Texturalmente, este depósito está caracterizado por una alternancia de lapilli fino (2-16 mm) y medio (16-32 mm) con intercalaciones lenticulares más gruesas. Las láminas individuales presentan mejor selección, pero el depósito como un todo es mal seleccionado. Está compuesto de pómez andesítica (escoriácea) y líticos juveniles densos, angulosos y monolitológicos, de composición andesítica a andesítica-silíceá ( $59-62\% \text{ SiO}_2$ ) que, excepcionalmente, alcanzan tamaños de bloques de hasta 20 cm de diámetro (normalmente son menores que 10 cm). En todos los estratos la fracción más fina es escasa y corresponde a ceniza gris clara. En su parte inferior son comunes las acumulaciones lenticulares o bolsones de lapilli medio (16-32 mm) a grueso (32-64 mm). Si bien escasas, las estructuras

de dunas tienen perfiles característicos en secciones a lo largo de la dirección de flujo. Son asimétricas y muestran lentes gruesos bien seleccionados, en el flanco de sotavento de la cresta (Fig. 5). Esta, a su vez, parece migrar corriente abajo como dunas trepadoras (Fig. 4).

Las características generales de este depósito como su espesor, textura, estructura y composición, indican que corresponde a un depósito de oleada de base ('base surge', Moore, 1967), generado a partir de una fase eruptiva freatomagmática donde una gran cantidad de agua superficial y subsuperficial habría tenido acceso a la fuente magmática. Generalmente las oleadas de base son relativamente frías comparadas con las temperaturas magmáticas. Su temperatura afecta directamente el carácter húmedo o seco del fenómeno (menor o mayor temperatura, respectivamente). Las pómez de este depósito presentan una orientación de magnetismo termorremanente sin dispersión, indicando una temperatura de emplazamiento mayor que  $400^\circ\text{C}$ . Por lo tanto, el depósito de oleada de base inferior del Llaima fue seco y consecuentemente empobrecido en finos. Además, su textura es notablemente menos gruesa que el depósito pliniano al cual se asocia, lo que demostraría su origen en una fase más débil que la precedente (Walker, 1984).

El depósito de oleada piroclástica superior aflora sólo en el corte del río Trufultruful, 9 km al ESE de la cima del volcán Llaima. Con un espesor máximo de 5 m, se dispone discordantemente sobre una superficie erosionada desarrollada sobre el depósito de oleada anterior, que en este sector presenta un aspecto más macizo (Fig. 10). Su distribución es restringida y tiene un color gris oscuro con bandas de color ocre correspondiente a alternancias de ceniza alterada. En gran parte está compuesto de pómez y fragmentos accesorios, de tamaño lapilli fino a medio, con clastos excepcionales de lapilli grueso de hasta 5 cm de diámetro. Su aspecto global es el de

FIG. 9. Estructuras de dunas asimétricas con lentes gruesos bien seleccionados en el depósito de oleada piroclástica inferior, a 12 km al sureste del volcán.

FIG. 10. Depósito de oleada piroclástica superior plásticamente deformado por deslizamientos penecontemporáneos, dispuesto discordantemente sobre el depósito de la oleada inferior.

FIG. 11. Canal de erosión con forma de U, relleno por ceniza ocre alterada, de oleadas sucesivas.

FIG. 12. Cenizas y lapilli del depósito de oleada superior, adheridos a superficie de gran pendiente, labrada en el depósito de oleada inferior.

FIG. 13. Capas grises de ceniza gruesa con lapilli acrecionario e improntas de hojas con nervadura fina (ver recuadro).



un depósito de oleada de estratificación planar, aunque muestra truncaciones de bajo ángulo, además de notables canales de erosión con forma de U, los cuales fueron rápidamente cubiertos por depósitos de explosiones penecontemporáneas (Fig. 11). Estas estructuras son características en depósitos de oleada de base y son excavadas por lóbulos turbulentos individuales que poseen una mayor energía y concentración de partículas que las hendiduras de sus bordes en el frente de una oleada (Fisher, 1977). Las capas de la oleada de base de estratificación planar se engrosan dentro de los canales. El depósito de relleno muestra algunas evidencias de haber sido húmedo y 'viscoso' cuando se depositó. Efectiva-

mente, éstos se presentan apoyados y adheridos a superficies de gran pendiente (Fig. 12), así como en capas plásticamente deformadas por deslizamientos internos penecontemporáneos (Fig. 10).

Hacia la parte media y alta del depósito existe evidencia de un cambio en la conducta eruptiva. En efecto, el depósito de oleada piroclástica exhibe alternancias de capas grises (10 cm) de ceniza gruesa con lapilli acrecionario de 2-4 mm, 10 nucleados, que incluyen improntas de hojas con nervadura fina (Fig. 13) y vesículas, y capas de color ocre correspondientes a cenizas finas, que incluyen algunos restos de madera carbonizada datados en  $7.420 \pm 180$  a A.P.

## DISCUSION

Los resultados cronológicos obtenidos (de muestras de carbón) en distintos niveles de la sucesión piroclástica postglacial del volcán Llaima (Unidad Llaima 2), permiten señalar que una de sus etapas de mayor magnitud explosiva se desarrolló aproximadamente entre los 13.200 y 7.200 a A.P. La evacuación súbita de unos 24 km<sup>3</sup> de piroclastos a través de la erupción que generó la Ignimbrita Curacautín, probablemente dio origen a una caldera de unos 8 km de diámetro considerando el colapso de la parte superior de un edificio volcánico de dimensiones similares al actual volcán Llaima. La composición basáltica y andesítica de esta ignimbrita (51-58% SiO<sub>2</sub>) sumada al gran volumen y extensión que ella representa (sobrepasando los 100 km desde su fuente), contrasta con otras descritas a nivel mundial en donde sus dimensiones corresponden a flujos piroclásticos de composición intermedia a ácida (andesítica a riolítica) (Fisher y Schmincke, 1984; Cas y Wright, 1987).

La actividad explosiva postglacial de gran magnitud del volcán Llaima, representa una etapa evolutiva que fue responsable de transformaciones catastróficas de una vasta zona de lo que hoy corresponde a la Región de la Araucanía. El emplazamiento de la ignimbrita a través de valles glaciares y quebradas, habría producido, además, el represamiento de numerosos ríos. El nivel continuo de material volcanoclástico sobre los depósitos de esta ignimbrita, se habría originado por el rompimiento abrupto de las

represas naturales. De ese modo se generaron grandes y violentas inundaciones siguiendo los sectores más deprimidos, llegando a sobrepasar, incluso, a aquéllos más elevados del depósito ignimbrito. Las características estructurales y textuales de este depósito volcanoclástico son semejantes a aquéllas de los depósitos de inundaciones producidas en otros sectores de los Andes, como por ejemplo, de los depósitos generados por el abrupto rompimiento de la laguna de la Laja durante el Postglacial (H. Moreno, A. Lahsen, J. Varela y M. Vergara<sup>3</sup>; Varela *et al.*, 1988).

Con posterioridad a la erupción de la Ignimbrita Curacautín, se produjo la mayor diferenciación en la cámara magmática del Llaima. Durante un período de 4.000 años, ésta habría reducido sus dimensiones debido al colapso de la estructura previa. Aunque se produjeron erupciones subplinianas en ese lapso, éstas no fueron lo suficientemente vigorosas como para descomprimir la cámara rellena con magmas cada vez más silíceos, cuya elevada viscosidad favorecía un alto potencial de explosividad eruptiva. Esta se manifestó a través de una gran erupción pliniana (pómez de 65% SiO<sub>2</sub>) a los 8.800 a A.P. desencadenada, probablemente, por procesos de mezcla debido al influjo de magmas más básicos y más calientes (Sparks *et al.*, 1977; Huppert *et al.*, 1982). El colapso definitivo de la columna eruptiva pliniana se produjo hacia el sector de sotavento, generando violentas oleadas de base, de altas tempe-

<sup>3</sup> Estudio geológico del Grupo Volcánico Antuco-Sierra Velluda. Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica/ENDESA (Inédito).

raturas y secas. El cambio de estilo eruptivo quedó marcado por una zona de transición en la que comienzan a predominar los fragmentos juveniles escoriáceos y densos, en la parte alta del depósito pliniano.

La depositación de la oleada de base superior a los 7.400 a A.P., representa la etapa de culminación de la actividad explosiva postglacial más violenta del volcán Llaima. La interstratificación de niveles de

características disímiles en este depósito, implicaría un emplazamiento alternante de distintas unidades de flujo, unas de textura gruesa y 'húmedas', y otras de ceniza caliente y secas (oleadas de nube de ceniza; Fisher, 1979). Según Sheridan y Wohletz (1981) una razón alta agua/masa magmática de la explosión freatomagmática original, podría generar oleadas de base relativamente húmedas y frías.

## CONCLUSIONES

El volcán Llaima, activo desde el Pleistoceno superior hasta el Presente, es un gran edificio volcánico de composición esencialmente andesítica-basáltica, con un comportamiento eruptivo efusivo predominante. No obstante, entre los ca. 13.200 y 7.200 a A.P. tuvo lugar una etapa fuertemente explosiva, durante la cual se generaron ignimbritas, depósitos de pómez de caída y oleadas piroclásticas mediante erupciones plinianas.

El inicio de la etapa explosiva comenzó con la erupción de la Ignimbrita Curacautín de composición basáltico-andesítica (51-58%  $\text{SiO}_2$ ), que cubrió un área de 2.200  $\text{km}^2$  alcanzando más de 100 km de longitud en la Depresión Central y cuyo volumen se estima en ca. 24  $\text{km}^3$ . La erupción habría generado una caldera de unos 8 km de diámetro en el primitivo edificio del volcán Llaima. Según el método  $\text{C}^{14}$ , cuatro muestras dieron una edad media de 13.170 a A.P. para este depósito.

Con posterioridad y a los ca. 8.800 a A.P., una gran erupción pliniana eyectó pómez de composición dacítica (65%  $\text{SiO}_2$ ), con un volumen estimado en ca. 4  $\text{km}^3$ , cuya dispersión se produjo hacia el sureste cubriendo más de 2.000  $\text{km}^2$ . La columna de esta violenta erupción habría alcanzado unos 40 km de altura de acuerdo con las isópletas de los líticos (ML). Esta pómez representa los productos más silíceos reconocidos en el volcán Llaima. Cabe señalar, que volcanes vecinos al Llaima y de composición andesítico-basáltica, predominante, como el Villarrica y

Sollipulli, también presentan depósitos pumíceos dacíticos generados mediante erupciones plinianas durante el Postglacial y corresponden a los productos más silíceos emitidos por ambos volcanes. La erupción pliniana finalizó con el colapso de la columna, generando violentas oleadas piroclásticas de una composición andesítica a andesítico-silícea (59-62%  $\text{SiO}_2$ ) en dirección sureste. Más tarde, tuvo lugar otra oleada piroclástica cuya composición y distribución fue similar a la anterior, siendo su edad mínima de 7.240 a A.P.

La composición, extensión y volumen de la Ignimbrita Curacautín contrasta con otras descritas a nivel mundial y, en su tipo, sería una de las más voluminosas reconocidas hasta la fecha. Cabe destacar que el emplazamiento de esta ignimbrita a los ca. 13.200 a A.P. se produjo en valles radiales en torno al volcán Llaima, desprovistos de glaciares de la última glaciación. Más aún, el depósito sobreyace a lavas que rellenaron los valles glaciares y que muestran sus superficies 'aa' intactas. Por lo tanto, el Postglacial en esta latitud y a elevaciones mayores que 700 m s.n.m., ya habría comenzado hace unos 14.000 años.

Los resultados obtenidos sugieren que el volcán Llaima posee una cámara magmática de grandes dimensiones, la cual justifica estudios específicos de prospección geofísica, de monitoreo sísmico y de deformación, con el fin de determinar su forma, profundidad y comportamiento.

## AGRADECIMIENTOS

El financiamiento del FONDECYT, Proyecto 1048-89/90 y, parcialmente, de la Fundación Andes, Proyecto C-11001, hicieron posible la realización de este trabajo. Asimismo, ha existido un apoyo com-

plementario de los proyectos FONDECYT Nos. 1247-91 y 0110-91, a través de los cuales se ha obtenido información volcanológica que ha enriquecido la discusión y conclusiones de este estudio. Los auto-

res desean expresar su reconocimiento al Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile, al Servicio Nacional de Geología y Minería, a la CONAF IX Región y a la Ilustre Municipalidad de Curacautín, por el apoyo prestado en gabinete y en terreno, como asimismo al Office of Foreign Disaster Assistance (OFDA) y al Volcano Early Warning and Disaster Assistance Program (VDAP) por la informa-

ción referente a algunas dataciones C<sup>14</sup>. Deseamos manifestar nuestra gratitud a los colegas N. Banks (Cascade Volcano Observatory, U.S. Geological Survey), M. Gardeweg y C.F. Ramirez (Servicio Nacional de Geología y Minería) y a M. Vergara (Universidad de Chile) por sus importantes sugerencias a este trabajo. Este artículo es una contribución al Proyecto No. 249 del IGCP.

## REFERENCIAS

- Blake, D.H.; Elwell, R.W.D.; Gibson, I.L.; Skelhorn, R.R.; Walker, G.P.L. 1964. Some relationships resulting from the intimate association of acid and basic magmas. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, No. 121, p. 31-49.
- Bond, A.; Sparks, R.S.J. 1976. The Minoan eruption of Santorini, Greece. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 132, p. 1-16.
- Carey, S.; Sparks, R.S.J., 1986. Quantitative model of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. *Bulletin of Volcanology*, Vol. 48, p. 109-125.
- Cas, R.A.F.; Wright, J.V. 1987. Volcanic successions, modern and ancient. *Allen & Unwin*, 528 p. London
- Fisher, R.V. 1977. Erosion by volcanic base-surge density currents: U-shaped channels. *Geological Society of America, Bulletin*, No. 88, p.1 287-1297.
- Fisher, R.V. 1979. Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 6, p. 305-318.
- Fisher, R.V.; Schminke, H.U. 1984. Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, 472 p. Berlin.
- Huppert, H.E.; Sparks, R.S.J.; Turner, J.S. 1982. Effects of volatiles on mixing in calc-alkaline magma systems. *Nature*, No. 297, p. 554-557.
- Kouchi, A.; Sunagawa, I. 1983. Mixing basaltic and dacitic magmas by forced convection. *Nature*, No. 304, 527-528.
- Moore, J.G. 1967. Base surge in recent eruptions. *Bulletin of Volcanology*, Vol. 30, p. 337-363.
- Moreno, H.; Naranjo, J.A. 1989. Llaima volcano: Holocene pyroclastic flow and surge deposits, Southern Andes 38°45'S. In *Continental Magmatism IAVCEI International Meeting*, Poster Session. Santa Fe, U.S.A.
- Moreno, H.; Naranjo, J.A. 1990. In *Bulletin of the Global Volcanism Network, Smithsonian Institution*, Washington, D.C., Vol. 15, No. 4, p. 2-13.
- Moreno, H. y Naranjo, J.A. (En prensa). Síntesis geológica del volcán Llaima, Andes del Sur (38°45'S) e implicancias de riesgos. In *Congreso Geológico Chileno, No. 6, Actas*. Viña del Mar.
- Sheridan, M.F.; Wohletz, K.H. 1981. Hydrovolcanic explosions: the systematics of water-pyroclast equilibration. *Science*, No. 212, p. 387-1389.
- Sparks, R.S.J.; Sigurdsson, H.; Wilson, L. 1977. Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature*, No.267, p. 315-318.
- Varela, J.; Moreno, H.; Lahsen, A.; Vergara, M. 1988. Los depósitos de relleno cuaternario del curso superior del río Laja (VIII Región). In *Congreso Geológico Chileno, No. 5, Actas*, Vol. 2D, p.159-177, Santiago.
- Walker, G.P.L. 1973. Explosive volcanic eruptions a new classification scheme. *Geologische Rundschau*, Vol. 62, p. 431-446.
- Walker, G.P.L. 1981. Plinian eruptions and their products. *Bulletin of Volcanology*, Vol. 44, p. 223-240.
- Walker, G.P.L. 1984. Downsag calderas, ring faults, caldera sizes, and incremental caldera growth. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 89, p. 8407-8416.
- Walker, G.P.L.; Croasdale, R. 1971. Two Plinian-type eruptions in the Azores. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 127, p. 17-55.
- Williams, S.N.; Self, S. 1983. The October 1902 plinian eruptions of Santa María volcano, Guatemala. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 16, p. 33-56.
- Wilson, C.J.N. 1980. The role of fluidisation in the emplacement of pyroclastic flows: an experimental approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 8, p. 231-249.