

AVALANCHAS MULTIPLES DEL VOLCAN CHACO EN EL NORTE DE CHILE: UN MECANISMO DE DEGRADACION DE VOLCANES MIOCENOS

JOSE A. NARANJO
PAULA CORNEJO

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

RESUMEN

El volcán Chaco se ubica en el borde occidental de la cadena volcánica andina cenozoica del norte de Chile (25°27'S; 69°02'W). Constituye una estructura volcánica compuesta, de edad miocena (15-17 Ma), cuya altura actual llega a 5.045 m s.n.m. Sus rasgos morfológicos más destacados corresponden a tres calderas de avalancha, orientadas al sureste, noroeste y suroeste, en orden cronológico, las que contrastan con las formas originales, suaves, en el flanco noreste. Desde la base de estos anfiteatros se esparcieron depósitos de avalancha volcánica de detritos, con volúmenes estimados de 0,38; 0,63 y 2,45 km³, respectivamente, y coeficientes de fricción aparente (H/L) de 0,12; 0,11 y 0,07. Este último indica una alta movilidad para la avalancha más tardía, reflejada en una velocidad estimada de desplazamiento de 360 km/h, basado en su capacidad de ascenso.

Los fenómenos de avalancha volcánica de detritos del Chaco tuvieron una componente detonante principalmente magmática que, sumada a la presencia de vastas zonas de alteración hidrotermal, contribuyeron a la inestabilidad del edificio. Estos fenómenos representan la forma de degradación principal en la cadena cenozoica superior, caracterizada por condiciones climáticas extremadamente áridas.

Palabras claves: Avalancha volcánica de detritos, Caldera de avalancha, Cadena volcánica cenozoica, Norte de Chile.

ABSTRACT

The 5,045 m a.s.l. Chaco volcano is located in the western margin of the Cenozoic Andean volcanic chain, in northern Chile (25°27'S; 69°02'W). It is a compound Miocene (15-17 Ma) volcano, which shows three avalanche calderas orientated to the southeast, northwest and southwest, from older to younger. Volcanic debris avalanche deposits were spread from the base of each amphitheater, with estimated volumes of 0,38; 0,63 and 2,45 km³, respectively. Their apparent coefficients of friction (H/L) are 0,2; 0,11 and 0,07, denoting a high mobility for the latter avalanche, which is supported by an emplacement velocity of 360 km/h, estimated from its climbing ability.

The Chaco volcanic debris avalanches were probably triggered by magmatic activity within the volcano, in addition to the cone instability due to the presence of a vast hydrothermally altered core. These events constitute the main denudation mechanism of the Upper Cenozoic volcanic chain in a zone of extremely arid climate.

Key words: Volcanic debris avalanche, Avalanche caldera, Cenozoic volcanic chain, Northern Chile.

INTRODUCCION

El colapso gravitacional de un sector de un cono volcánico es un proceso dramático y catastrófico, que modela la forma y limita la altura de los volcanes. Ocasionalmente, estos fenómenos pueden desencadenar erupciones explosivas y avalanchas de detritos de devastadoras características. La erupción catastrófica del volcán Saint Helens en el estado de Washington, en mayo de 1980, ha

concentrado la atención de los volcanólogos, habiéndose reconocido alrededor de 200 situaciones de colapso y avalanchas holocenas de este proceso (Siebert *et al.*, 1987). Sin embargo, la identificación de estos fenómenos en tiempos geológicos más remotos se ve dificultada, principalmente, por efectos de la erosión.

El volcán Chaco (25°27'S; 69°02'W) es uno de

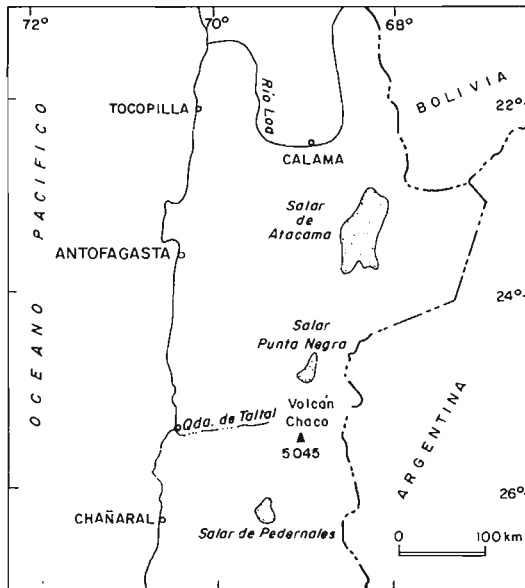


FIG. 1. Ubicación del volcán Chaco en los Andes del norte de Chile.

los mayores aparatos miocenos emplazados en el límite occidental de la Cordillera de los Andes del norte de Chile (Fig. 1). Esta zona se encuentra en el segmento central de la cadena volcánica del Cenozoico superior (Central Andes volcanic zone de Thorpe y Francis, 1979), cuya actividad se ha desarrollado en forma continua desde el Mioceno inferior al Reciente (Lahsen, 1982). Esta consiste, principalmente, en la construcción de grandes vol-

canes mixtos, andesíticos y dacíticos, junto con el desarrollo de estructuras de calderas de colapso, asociadas a extensos flujos ignimbríticos, que engranan temporal y espacialmente con los productos de los estrato-volcanes (Baker y Francis, 1978; Déruelle, 1978; Baker, 1981; Gardeweg y Ramírez, 1987). Existen, además, numerosas evidencias de que fenómenos de avalanchas volcánicas, similares a la ocurrida en mayo de 1980 en el volcán Saint Helens, habrían tenido destacada importancia en la evolución morfológica de este segmento de la cadena volcánica (Francis *et al.*, 1985; Francis y Self, 1987; Francis y Wells, 1988; Ramírez, en prep.).

El volcán Chaco presenta evidencias morfológicas de múltiples fenómenos de avalancha, con sus respectivos depósitos, cuya descripción e interpretación geológica es el objeto principal de este trabajo. Los antecedentes geológicos fueron obtenidos durante la elaboración de la Carta Geológica Salar de la Isla (Naranjo y Cornejo, en prep.), escala 1:250.000, del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), y se basan en el mapeo detallado de las estructuras volcánicas con apoyo de fotografías aéreas e imágenes Landsat, complementado por geoquímica, geocronología y petrografía, tendiente a determinar la evolución volcánica cenozoica de la zona. Los análisis radiométricos fueron realizados en el Laboratorio de Geocronología del SERNAGEOMIN.

ESTRUCTURA Y MORFOLOGIA DEL VOLCÁN CHACO

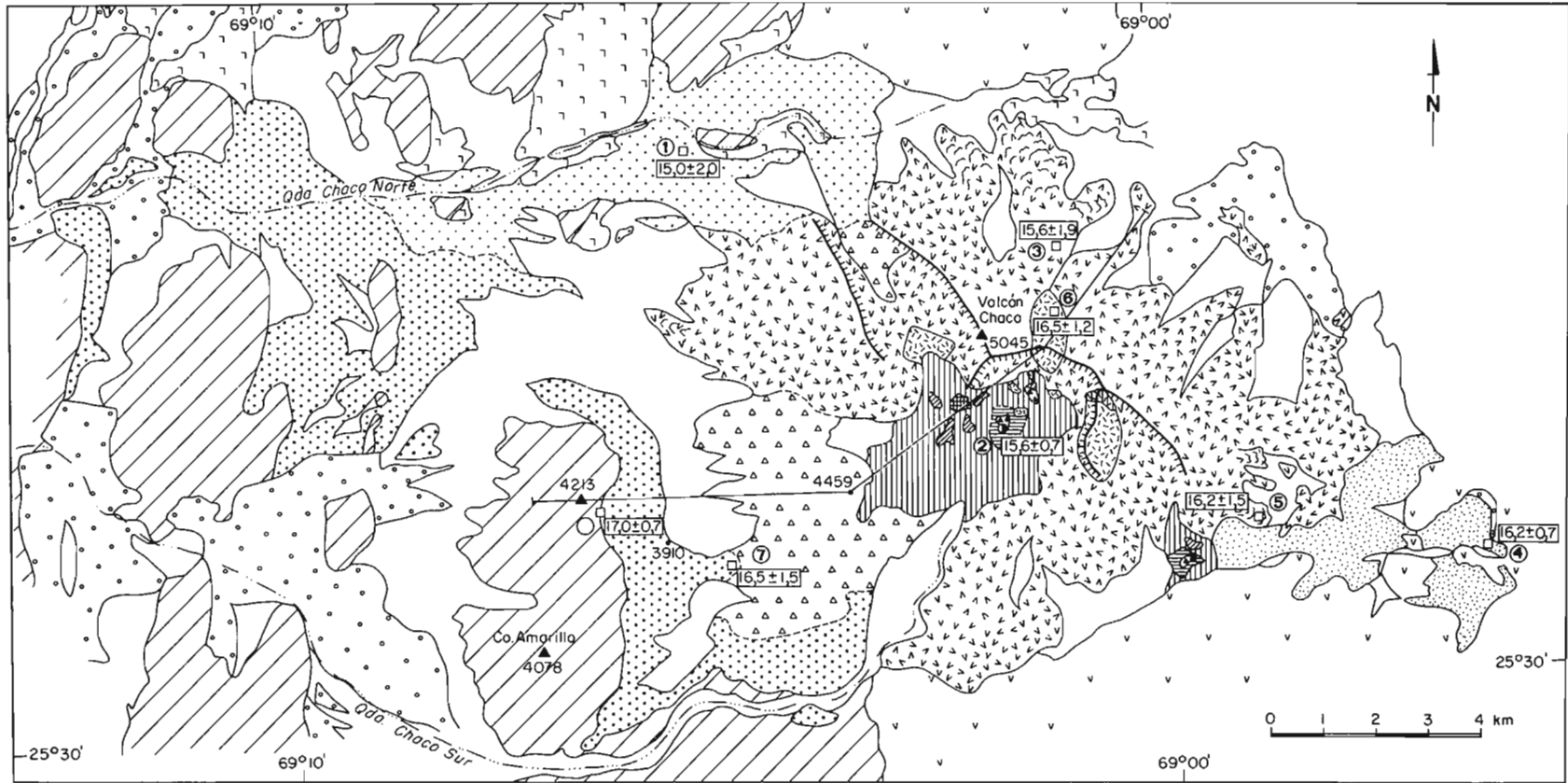
El volcán Chaco (5.045 m s.n.m.) corresponde a una estructura volcánica compuesta, en el sentido dado por Thorpe *et al.* (1982), la cual presenta dos unidades morfológicas o conos, originalmente alineados en dirección noroeste que, en conjunto, originan una forma elíptica carente de simetría radial (Fig. 2).

El rasgo morfológico más destacado corresponde a la existencia de tres calderas de avalancha o anfiteatros de paredes escarpadas, abiertas hacia el sureste, noroeste y suroeste. Las calderas de avalanchas tienen forma de herradura y se originan a causa de la combinación del colapso y explosión de un sector del volcán, que genera depresiones cuya morfología y origen difieren de las calderas formadas sólo por colapso, erosión o explosión

(Siebert, 1984).

La extrema aridez imperante en el norte de Chile a partir del Terciario inferior (Naranjo y Paskoff, 1985) ha permitido conservar algunas estructuras y rasgos morfológicos originales de los aparatos volcánicos de la zona; es así como el volcán Chaco, de edad miocena (Naranjo y Puig, 1984), conserva rasgos morfológicos en la superficie de los flujos de lava, derramados en los flancos norte, noreste y este (Fig. 3). Los contornos de estas lavas son lobulados, con frentes de unos 30 m de altura y de superficie rugosa, con bloques bien conservados y desarrollo escaso de suelo vegetal.

El cono compuesto del volcán Chaco está constituido casi exclusivamente por lavas andesíticas de gran uniformidad petrográfica, con niveles de la-



VOLCAN CHACO

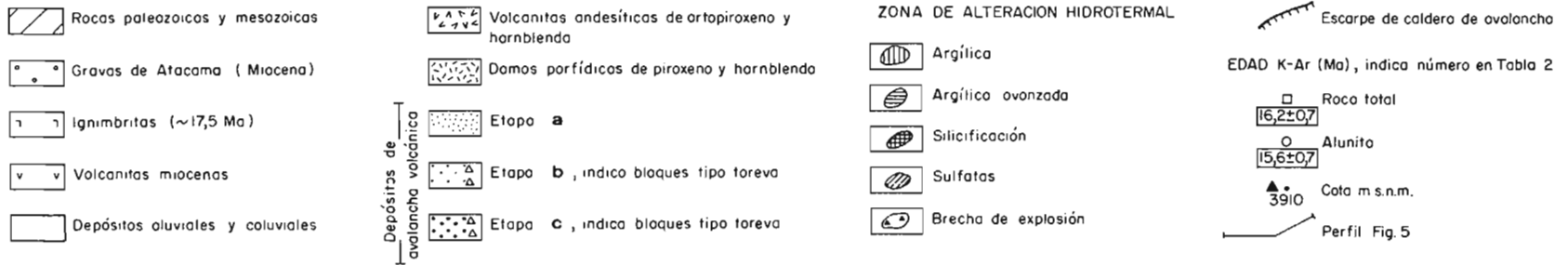


FIG. 2. Mapa geológico simplificado del volcán Chaco y distribución de sus avalanchas.



FIG. 3. Flanco norte del volcán Chaco que muestra los rasgos morfológicos primarios, como coladas de lava. Se distinguen los dos conos originales, entre los cuales se emplazó un domo daci-andesítico.

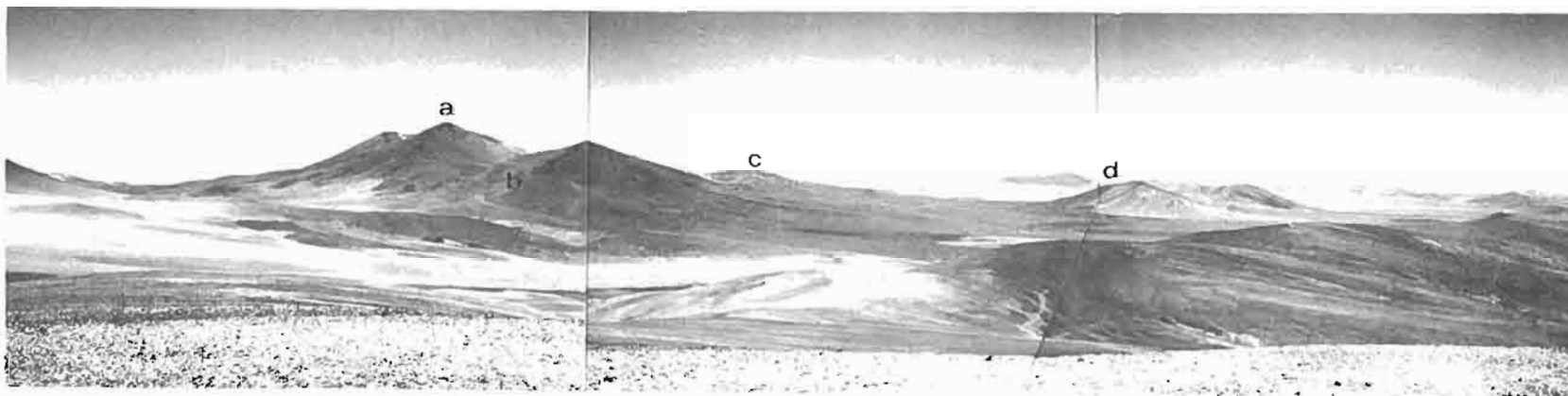


FIG. 4. Vista panorámica desde el noroeste del volcán Chaco. Se observa su cima a 5.045 m (a); la abertura hacia el noroeste (b); megabloques tipo toreva, provenientes del anfiteatro suroccidental (c); y depósitos de la última avalancha, que ascendieron la ladera oriental del cerro Amarillo (d).

vas brechosas y tobas andesíticas de menor distribución. La petrografía dominante corresponde a andesita de ortopiroxeno y hornblenda, que contiene fenocristales de plagioclasa con texturas cribadas de reabsorción y cúmulos de clinopiroxeno con magnetita.

En el sector central del aparato volcánico, afloran cuerpos de domos andesíticos de texturas porfídicas, con hornblenda y biotita, fuertemente oxidada. Alrededor de estos domos se encuentra una amplia zona de alteración hidrotermal, en el núcleo de la estructura volcánica mayor. En ella las rocas andesíticas aparecen fuertemente blanqueadas con desarrollo de asociaciones minerales de tipo argílico, argílico avanzado y de silicificación extrema. Esta última, asociada a cuerpos de brechas hidrotermales y 'vent' silíceos con alunita y ópalo.

Las calderas de avalancha del Chaco contrastan con las formas originales, suaves y bien preservadas, desarrolladas hacia el flanco noreste del volcán. Los anfiteatros presentan una erosión incisiva profunda que ha obliterado su piso. La evolución de estas estructuras ha sido, sin duda, compleja. No obstante, considerando las relaciones de sobreposición, la conservación relativa de las formas y los depósitos asociados, se pueden determinar las siguientes etapas, de más antigua a más joven:

- a. Caldera hacia el sureste, de la cual sólo se conserva parcialmente la pared nororiental del anfiteatro, en cuyo piso se anidó un domo andesítico de hornblenda y piroxeno. De este cuerpo se conserva la sección más oriental, con un diámetro máximo de 1,7 km y una altura que excede los 160 m. Es factible presumir que la sección occidental fue removida por el desarrollo de una nueva caldera de avalancha, ubicada inmediatamente al oeste (Fig. 2). En la base de la abertura (etapa a) hacia el sureste, se encuentra una zona de alteración hidrotermal de ca. 1 km², con un cuerpo central de brecha hidrotermal rodeado de rocas argilizadas con sulfatos.
- b. Caldera hacia el noroeste, ubicada en el sentido opuesto a la anterior, corresponde a una caldera de avalancha de 3,5 km de largo y una profundidad original estimada de 350 m, considerando la acción erosiva posterior. Su ancho varía de 2 km en la parte alta, a 1,5 km en la base (Fig. 4). Hacia la boca de la caldera se reconoce un es-

calón u hombrera, que se caracteriza por un aumento de la pendiente. El cierre semicircular del anfiteatro aparece truncado por la sobreposición de la caldera más joven, asignada a una etapa posterior (etapa c). En la base erosionada del anfiteatro, aflora un domo andesítico de características similares al observado en la estructura del flanco sureste (etapa a).

- c. Caldera hacia el suroeste. Presenta una forma típica de herradura, desarrollada perpendicularmente a los ejes de los colapsos anteriores, truncando a dichas estructuras. Es así como su pared oriental desarrolla un escarpe profundo en el domo anidado, perteneciente a la primera caldera de avalancha (etapa a). La pared posterior también corta un domo localizado entre las dos estructuras cónicas coalescentes del volcán original. El diámetro de este anfiteatro se estima en 2,5 km y su base ha sido erosionada por incisión fluvial. Esta caldera de avalancha es la de mayor tamaño y se formó a expensas de los dos conos originales que componen el volcán Chaco, exponiendo su núcleo hasta 700 m de profundidad. El anfiteatro muestra una extensa zona de alteración hidrotermal centrada en el núcleo de la estructura volcánica, que define un cuerpo irregular de 10 km² de base y 400 m de altura. Dentro de ella existen cuerpos no alterados de andesita de piroxeno de unos 0,04 km² que se interpretan como remanentes de cuellos alimentadores magmáticos (Fig. 5).

En la zona de alteración, las rocas andesíticas y los bancos de brechas piroclásticas presentan asociaciones argílicas y argílicas avanzadas, producto de alteración hidrotermal en condiciones tipo ácido-sulfato (Cornejo, 1987). En la base del anfiteatro afloran algunos cuerpos de brechas hidrotermales de secciones circulares (20-40 m de diámetro), compuestas por fragmentos heterogéneos de rocas andesíticas, con cierto redondeamiento y silicificación, cementadas por alunita, cuarzo y sílice amorfo (ópalo), dejando numerosas oquedades de desgasificación. Las brechas presentan halos de alteración argílica avanzada con gruesas costras de sulfatos supérgenos. Estos cuerpos se formaron por la acción de explosiones hidrotermales, sin que ellos incluyeran material magmático juvenil. Las explosiones provocaron la rápida evacuación de fluidos hidrotermales sobrecalentados por la proximidad de la cámara magmática, presente en

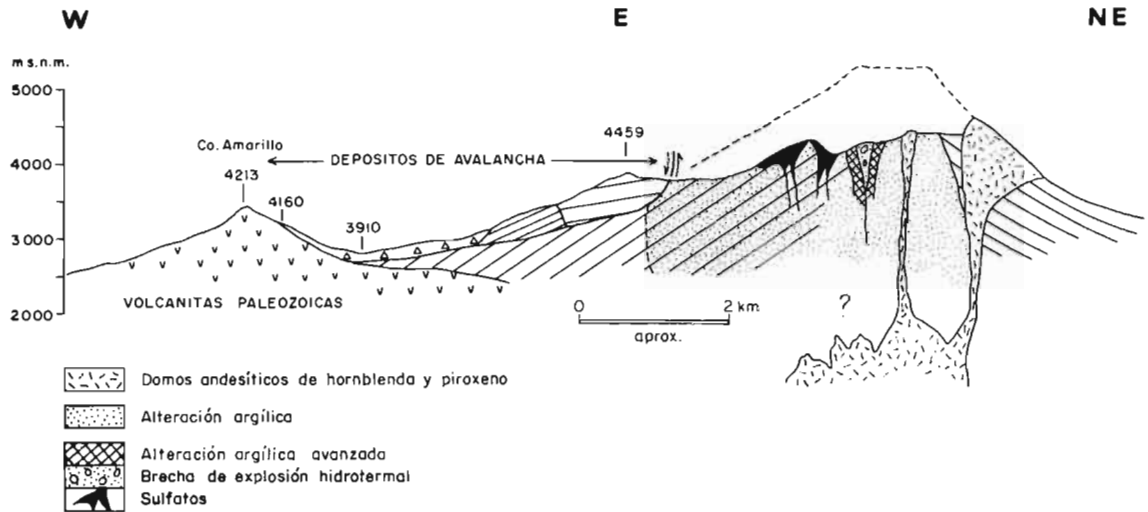


FIG. 5. Sección W-E-NE esquemática del volcán Chaco (ver orientación en Fig. 2), que muestra la zona de alteración hidrotermal y un perfil (exageración vertical 2x) parcialmente destruido por las avalanchas.

el núcleo del aparato volcánico.

Una datación radiométrica realizada en un concentrado de alunita del cemento de las brechas, indica una edad de formación del mineral de $15,6 \pm 0,5$ Ma, concordante con el conjunto de edades del complejo volcánico (ver Tabla 2). Esto implica

que el sistema hidrotermal, alojado en el núcleo del volcán Chaco, estuvo activo durante su evolución y que las explosiones hidrotermales, generadoras de las brechas, estuvieron relacionadas también con su actividad magmática.

DEPOSITOS DE AVALANCHA VOLCANICA DE DETRITOS

Desde la base de los anfiteatros del volcán Chaco y en los terrenos adyacentes, se reconocieron depósitos de avalancha volcánica de detritos. La morfología superficial de estos depósitos se muestra notablemente obliterada por efecto de los procesos de pedimentación, que afectaron a gran parte del desierto de Atacama, durante el Mioceno Medio a Superior (Naranjo y Paskoff, 1985). Por lo tanto, los espesores reales de los depósitos y su extensión original han experimentado modificaciones que impiden estimar, con exactitud, el volumen de material involucrado en estos fenómenos de avalancha.

Los diferentes depósitos presentan características morfológicas y texturales comunes, que constituyen la fábrica de éstos y permiten describirlos como un conjunto coherente. Están constituidos por una mezcla mal seleccionada de fragmentos

brechizados y angulosos, que incluyen megabloques (toreva), parcialmente desintegrados, localizados en la base de las calderas de avalancha; bloques del orden de decenas de metros, esparcidos en toda la superficie de los depósitos; y una alta proporción de fragmentos menores, meteorizados, que constituyen la matriz de los mismos.

Los depósitos de avalancha del Chaco contienen proporciones variables de líticos y material volcánico juvenil. Los primeros incluyen lavas y brechas piroclásticas del edificio volcánico, junto a numerosos bloques de rocas con alteración hidrotermal. En el material juvenil son comunes los bloques con diaclasamiento prismático de rocas andesíticas porfídicas, de aspecto fresco. Estos bloques presentan una amplia variabilidad de tamaño con ejemplares desde algunos centímetros hasta 6 m de diámetro (Fig. 6). Se reconocieron, ade-



FIG. 6. Bloques cuyo diaclasamiento prismático, característico del margen, se ha producido al enfriarse, una vez depositados. Los fragmentos calzan entre sí como rompecabezas.

más, algunos relictos de megabloques, en las proximidades del anfiteatro noroccidental (etapa **b**), donde se conservan grandes bloques que, en conjunto, ocupan una superficie de 1 km² (Fig. 4). Hacia el oeste, en cambio, se distingue una masa rocosa de aproximadamente 1,5-2 km² que, aparentemente, fue transportada en esa dirección a través de 3,5 km, y que corresponde a un bloque del flanco del volcán, removido durante la etapa **c** (Figs. 4, 7).

En la zona central de los depósitos como en sus partes distales, se encuentran bloques juveniles con marcado diaclasamiento prismático. Es así

como en la quebrada Chaco Norte, entre 15 y 20 km del volcán, se encuentra una extensa área donde predominan bloques de dimensiones variables de hasta varios metros de diámetro, mezclados con bloques y material más fino. Este conjunto de rasgos texturales observados en los depósitos del Chaco, son similares a los descritos por Siebert (1984), tanto en los grandes depósitos de avalanchas volcánicas modernas, como para depósitos más antiguos con evidencia de erosión y modelación.

El área actual que ocupan los depósitos de avalancha del Chaco corresponde a unos 110 km² en

TABLA 1. RESUMEN DE DATOS DE LAS AVALANCHAS DEL VOLCAN CHACO

	Etapa		
	a	b	c
Altura actual del volcán (m s.n.m.)	5.045	5.045	5.045
Area del depósito de avalancha (km ²)	15	25	70
Espesor del depósito (m)	25	20	35
Elevación al pie de la avalancha (m s.n.m.)	3.950	3.650	3.450
Máxima altura descendida (H, m)	1.100	1.400	1.600
Largo del anfiteatro (km)	2,5	3,5	2,0?
Ancho del anfiteatro (km)	-	2,0	2,5
Distancia máxima de transporte (L, km)	9,5	13	23
Coefficiente de fricción aparente (H/L)	0,12	0,11	0,07
Distancia de transporte excesivo (Le = L - H/tan 32° (km)	7,7	10,7	20,4
Altura ganada durante ascenso (h, m)	-	-	250
Volumen mínimo estimado (km ³)	0,38	0,63	2,45

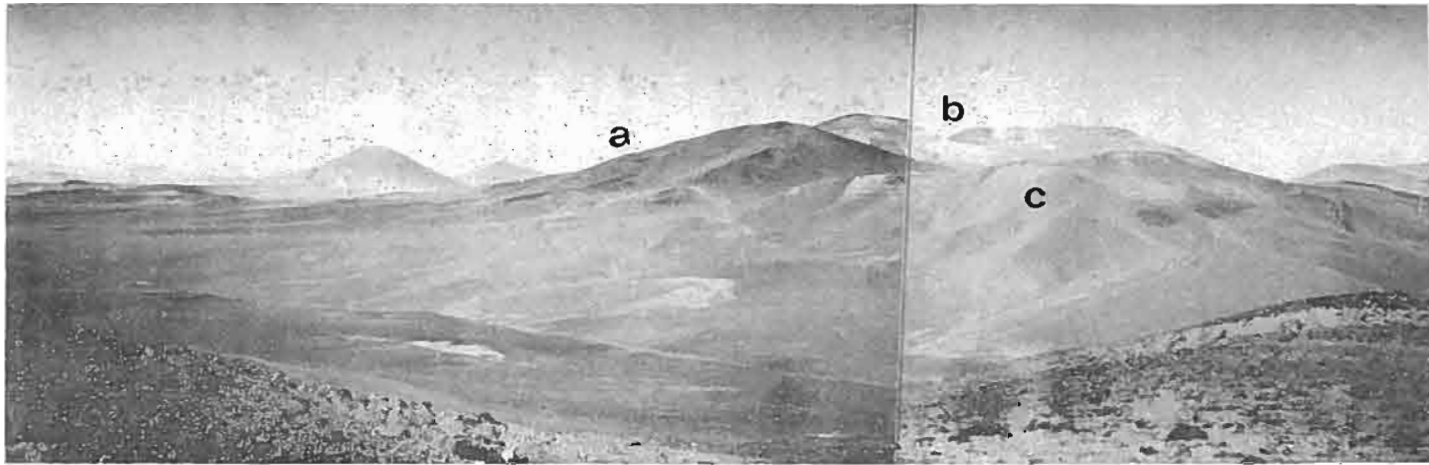


Fig. 7. Vista del flanco occidental del volcán Chaco, en la que se destaca un remanente de la ladera noroeste original (a); la zona de alteración hidrotermal (b), expuesta en el piso de la última caldera, al fondo; y los megabloques con alteración que fueron transportados hasta 3,5 km hacia el oeste (c).

TABLA 2. DATOS ANALITICOS EDADES K-Ar, VOLCAN CHACO

No. Muestra (correlativo - terreno)	Ubicación Lat.S - Long.W	Tipo de roca analizado	Material analizado	%K Total	Vol. ⁴⁰ Ar rad(nl/g)	% ⁴⁰ Ar Atm.	Edad(*) ± 2σ (Ma)	Unidad
1	GN-701 25°24,2' - 69°05,03'	Andesita de orto y clinopiroxeno	Roca total	1,592	0,932	86	150 ± 2,0	Bloque avalancha (b)
2	GH-140 25°27,5' - 69°01,8'	Brecha hidrotermal	Alunita	3,164	1,926	61	156 ± 0,7	Zona alteración hidrotermal
3	GH-137 24°25,5' - 69°01,1'	Andesita de piroxeno y hornblenda	Roca total	1,350	0,824	85	156 ± 1,9	Lava flanco norte
4	GN-342A 25°28,7' - 68°56,4'	Daci-andesita de hornblenda y biotita	Roca total	2,195	1,388	53	162 ± 0,7	Bloque avalancha (a)
5	GN-345 25°28,2' - 68°59,0'	Andesita de piroxeno y hornblenda	Roca total	1,495	0,947	83	162 ± 1,5	Lava flanco oriental
6	GH-136 25°26,1' - 69°01,2'	Daci-andesita de hornblenda y biotita	Roca total	2,006	1,2895	75,8	165 ± 1,2	Domo norte
7	JN-567B 25°28,5' - 69°05,0'	Andesita de orto y clinopiroxeno	Roca total	2,183	1,406	80	165 ± 1,5	Bloque avalancha (c)
8	GN-356A 25°27,9' - 69°06,7'	Andesita de orto y clinopiroxeno	Roca total	1,271	0,8441	43,1	170 ± 0,7	Bloque avalancha (c)

* Constantes usadas: $\lambda_{\text{K}} = 0,581 \times 10^{-10} \text{a}^{-1}$; $\lambda_{\text{Ar}} = 4,96 \times 10^{-10} \text{a}^{-1}$; $^{40}\text{K}/\text{K} = 0,01167$

total. La individualización de ellos y sus espesores se presenta como un problema complejo, ya que, en superficie, muestran un efecto de pedimentación que erosionó y homogenizó coluvios antiguos con los depósitos. Sin embargo, se cuenta con algunas medidas puntuales de espesores mínimos expuestos de las avalanchas (Tabla 1). Para la etapa **a** se asigna un depósito ubicado al sureste del anfiteatro respectivo, que cubre una superficie aproximada de 15 km². En un borde del depósito, a 7,5 km de la fuente, se midieron espesores de 25 m. Para la etapa **b**, se define un depósito más extenso (25 km²), emplazado hacia el noroeste del volcán, el cual se encuentra bien expuesto en las nacientes de la quebrada Chaco Norte, con un espesor de 20 m. La etapa **c**, es la mejor conservada y de mayor distribución. Sus depósitos alcanzan una superficie de 70 km², esparcidos a lo ancho de la vertiente occidental del volcán cubriendo una extensa zona de ignimbritas que se extienden hacia el oeste. Uno de los márgenes de esta avalancha, logró ascender hasta 250 m por la ladera del cerro Amarillo (4.213 m) perteneciente a los contrafuertes de la Cordillera de Domeyko, compuesto por riolitas del Paleozoico superior (Fig. 4). Allí se encuentran numerosos bloques con diaclasamiento prismático junto a rocas alteradas y fragmentadas provenientes del edificio volcánico, ado-

sadas a las laderas orientales del cerro, fuertemente inclinadas. A una distancia de 15 km del anfiteatro, se midieron espesores de 35 m en esta avalancha (Fig. 8).



FIG. 8. Depósito caótico de la avalancha (c) proveniente del volcán Chaco al fondo, que alcanza a 35 m de espesor en la quebrada Chaco Norte. En primer plano se destaca un bloque diaclasado por enfriamiento.

GEOCRONOLOGIA K-Ar

El volcán Chaco y sus depósitos de avalancha fueron emplazados sobre un depósito ignimbrítico de amplia distribución en la zona, que cuenta con diversas dataciones, muy concordantes, con edades de alrededor de 17,5 Ma (Naranjo y Cornejo, en prep.). En el volcán Chaco, se han realizado ocho dataciones de las diferentes unidades, incluyendo coladas de lava, domos, bloques de diaclasamiento prismático de las avalanchas y alunitas de la zona de alteración hidrotermal. Todas esas edades son concordantes entre sí y se ubican en el intervalo 17,0 - 15,0 Ma (Tabla 2).

Las avalanchas volcánicas del Chaco son coetáneas con los productos de la denudación de relieves producidos por el alzamiento principal andino, los que han sido denominados Gravas de Ata-

cama (Mortimer, 1973; Naranjo y Paskoff, 1980; 1985) y no presentan deformaciones tectónicas. Estos depósitos incluyen material volcánico proveniente de las avalanchas del volcán Chaco y aún es posible reconocer en ellos fragmentos de bloques de diaclasamiento prismático, piroclastos menores y bloques subredondeados de volcanitas alteradas, mezcladas con fragmentos del basamento.

Como contraparte de los procesos de alzamiento andino, extensos pedimentos de erosión areal se formaron hace ca. 10 Ma, principalmente a expensas de las Gravas de Atacama (Naranjo y Paskoff, 1985) y, localmente, a expensas de los depósitos de avalancha del volcán Chaco.

VELOCIDAD E INDICADORES DE MOVILIDAD

Por su alta velocidad y gran movilidad, las avalanchas constituyen uno de los riesgos volcánicos

más temidos. La observación de la avalancha del volcán Saint Helens, en Mayo de 1980, permitió co-

roborear su alta velocidad de desplazamiento, de más de 50 m/s ó 180 km/hr (Voight *et al.*, 1981). Para las avalanchas producidas en tiempos prehistóricos, en cambio, es muy difícil determinar a qué velocidad se movilizaron. En términos absolutos y tentativamente, sin embargo, es posible inferir la velocidad de desplazamiento de una avalancha por su capacidad de ascenso. En efecto, considerando la altura descendida con la máxima de ascenso, se puede calcular la pérdida de energía por fricción (Francis y Baker, 1977). El porcentaje global de pérdida por la fricción (F) para la avalancha **c** es:

$$F = 100 [1 - (h/H)^{0.5}]$$

donde h = altura ganada (250 m) y H = altura perdida (1.000 m).

Con la expresión:

$$v = 10 (2gh/100-F)^{0.5}$$

donde g = aceleración de gravedad (10 m/s²), se puede estimar una velocidad (v) de 100 m/s ó 360 km/hr para la avalancha (c) del volcán Chaco.

La distancia máxima de transporte (L) de las avalanchas es una función del descenso o caída vertical (H) y del volumen de las mismas (Siebert *et al.*, 1987). Se ha sugerido una correlación entre el coeficiente aparente de fricción (H/L) de las avalanchas volcánicas y su volumen (Ui, 1983). Los coeficientes H/L son de 0,12 y 0,11 para las avalanchas **a** y **b**, respectivamente, y de 0,07 para la última avalancha, **c** (Tabla 1). Estos valores se ubican en el campo de las avalanchas volcánicas cuando son relacionados con sus respectivos volúmenes (Fig. 9). La alta movilidad de las avalan-

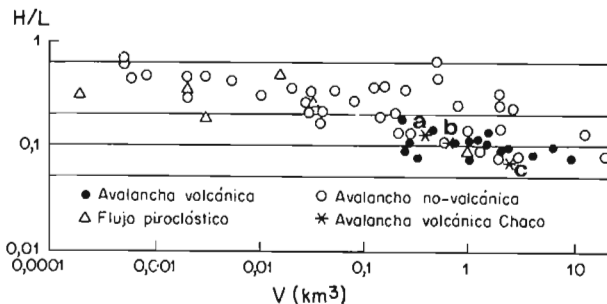


Fig. 9. Relación entre el coeficiente de fricción aparente (H/L) y el volumen de depósitos de avalanchas y de flujos piroclásticos (Ui, 1983). Las avalanchas del Chaco se ubican en el campo de las avalanchas volcánicas.

chas del volcán Chaco se muestra claramente en la figura 10, en la cual se observa que las respectivas razones H/L son menores que los promedios de avalanchas cuaternarias (Siebert *et al.*, 1987), de 0,13 para volúmenes de entre 0,1 y 1 km³, y 0,09 para volúmenes mayores que 1 km³. Esto es particularmente notable para la avalancha **c**, lo que concuerda con su alta velocidad estimada.

Otro indicador de movilidad utilizado para ava-

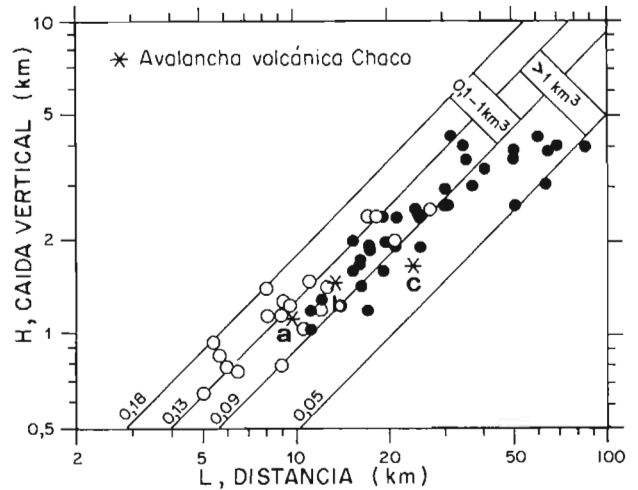
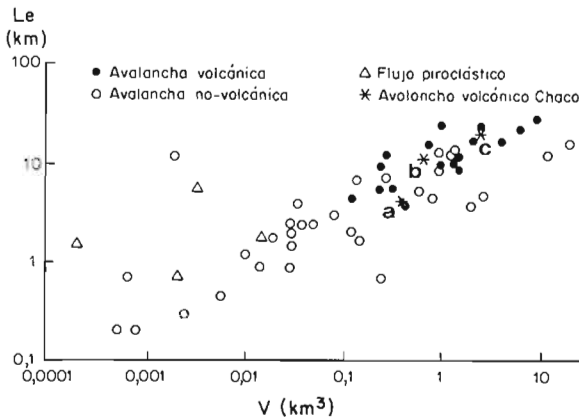


FIG. 10. Distancias de transporte (L) de avalanchas cuaternarias de detritos en relación a la caída vertical (H) respectiva (Siebert *et al.*, 1987). Volúmenes de 0,1-1 km³, en símbolos vacíos; volúmenes > 1 km³ en símbolos rellenos. Las líneas diagonales corresponden a las razones H/L para esos intervalos de volumen (0,09-0,18 con promedio 0,13 y 0,05-0,13 con promedio 0,09, respectivamente). Considerando sus volúmenes, la alta movilidad de las avalanchas del Chaco (en asteriscos) es manifiesta.

lanchas de detritos es el parámetro denominado 'distancia de transporte excesivo' (Hsü, 1975). Este se ha definido como la distancia horizontal en que la parte más distal de la avalancha se desplazó 'en exceso' respecto de la distancia calculada para una masa deslizante no lubricada, con un coeficiente de fricción 'normal' de tan 32°, expresada así:

$$Le = L - H/\tan 32^\circ$$

La 'distancia de transporte excesivo' resultante para las avalanchas **a**, **b** y **c** del Chaco son 7,7; 10,7 y 20,4 km, respectivamente (Tabla 1), siendo también especialmente mayor para la avalancha **c**



en comparación con la mayoría de las avalanchas volcánicas de volumen comparable (Ui, 1983; Fig. 11).

FIG. 11. Diagrama de variación de la distancia de transporte excesivo (Le) respecto del volumen (V) (Ui, 1983) mostrando la alta movilidad de la avalancha **c** del volcán Chaco en relación a otras avalanchas y flujos piroclásticos.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

Actualmente, los volcanólogos piensan que el colapso en masa de un sector de un volcán debe considerarse como un fenómeno normal en su ciclo de vida. Sin embargo, estos fenómenos no son necesariamente frecuentes y pueden estar ausentes en la evolución de un volcán. Es, por lo tanto, útil para el manejo de los riesgos, conocer los registros geológicos de avalanchas volcánicas y los antecedentes que éstos aportan. Las avalanchas del volcán Chaco son en sí un fenómeno poco común, pues si bien, en otros lugares, se ha reconocido que el colapso puede ser reiterativo, en este caso se ha repetido al menos tres veces y en distintas direcciones. Además, a pesar de su antigüedad, dichas avalanchas preservan extraordinariamente bien la mayoría de los rasgos típicos, como megabloques, bloques con diaclasamiento prismático y los anfiteatros de la fuente, aunque los rasgos superficiales de los depósitos han sido obliterados por procesos de pedimentación.

Siendo tan antiguos los colapsos que destruyeron al volcán Chaco, sólo se puede inferir que el detonante para las avalanchas **a** y **b** tuvo una componente magmática importante, lo que está apoyado por la presencia de grandes bloques de diaclasamiento prismático, que fueron transportados y depositados en estado semifundido. Además, esos fenómenos eruptivos culminaron con la edificación de domos de lava en los anfiteatros. En los casos de las avalanchas **a** y **c**, aunque también hubo una componente magmática, podrían agregarse, además, otros factores que contribuyeron a la

inestabilidad del edificio volcánico. En efecto, las aberturas **a** y **c** exponen zonas de alteración hidrotermal, que probablemente debilitaron al cono volcánico. Esto ha sido citado como un factor de inestabilidad preponderante en varios ejemplos holocenos (ver Siebert, 1984), como los volcanes Chokai y Yatsugatake en Japón, los domos de Chaos Crags y el volcán Saint Helens en EE.UU. En este último, la resistencia del edificio se vio notablemente reducida debido a la saturación por fluidos hidrotermales, favorecida por el intenso fracturamiento y las crecientes presiones de fluidos inducidas por intrusiones magmáticas a un nivel alto (Voight *et al.*, 1983).

En la cadena volcánica andina, entre los 25° y 26°S, se ha comprobado que las avalanchas de edificios volcánicos colapsados constituyen la forma de degradación principal (Naranjo y Cornejo, en prep.). Las otras formas de erosión han actuado en un grado muy reducido desde el Terciario inferior (Naranjo y Paskoff, 1985), debido a las condiciones extremadamente áridas imperantes en la zona.

Las numerosas dataciones K-Ar realizadas en el volcán Chaco permiten concluir que este aparato se edificó y destruyó entre los 17 y 15 Ma. El hecho que ninguno de los depósitos de sus avalanchas exhiba perturbaciones tectónicas, y que la avalancha **c** haya remontado por 250 m al contrafuerte oriental de la Cordillera de Domeyko, aporta un nuevo antecedente a la cronología del alzamiento principal andino, iniciado hace ca. 25 Ma (Naran-

jo *et al.*, en prep.). De este modo, los depósitos del Chaco sellaron el paleorrelieve andino a los 17 Ma, en este sector.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a H. Moreno (Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile), J. Muñoz y C.F. Ramírez (Servicio Nacional

de Geología y Minería), la lectura crítica de este artículo. Esta es una contribución al Proyecto No. 249 del PICG.

REFERENCIAS

- Baker, M.C.W. 1981. The nature and distribution of Upper Cenozoic ignimbrite centres in the central Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 11, No. 2-4, p. 293-315.
- Baker, M.C.; Francis, P.W. 1978. Upper Cenozoic volcanism in the central Andes; ages and volumes. *Earth Planetary Science Letters*, Vol. 41, No. 2, p. 175-187.
- Cornejo, P. 1987. Hydrothermal alteration zones and sulphur deposit in Upper Cenozoic volcanoes of Salar de Górriza, Andes of northern Chile. *Pacific Rim Congress 87, Proceedings*, p. 877-885.
- Déruelle, B. 1978. Calc-alkaline and shoshonitic lavas from five andean volcanoes (between latitude 21°45' and 24°30'S) and distribution of Plio-Quaternary volcanism of the south-central and southern Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, No. 3, p. 281-298.
- Francis, P.W.; Baker, M.C.W. 1977. Mobility of pyroclastic flows. *Nature*, Vol. 270, No. 5633, p. 164-165.
- Francis, P.W.; Gardeweg, M.; Ramírez, C.F.; Rothery, D.A. 1985. Catastrophic debris avalanche deposit of Socoma volcano, northern Chile. *Geology*, Vol. 13, p. 600-603.
- Francis, P.W.; Self, S. 1987. Collapsing volcanoes. *Scientific American*, Vol. 255, No. 6, p. 90-97.
- Francis, P.W.; Wells, 1988. Landsat Thematic Mapper observations of debris avalanche deposits in the Central Andes. *Bulletin of Volcanology*, Vol. 50, No. 4, p. 258-278.
- Gardeweg, M.; Ramírez, C.F. 1987. La Pacana caldera and the Atana Ignimbrite - a major ash-flow and resurgent caldera complex in the Andes of northern Chile. *Bulletin of Volcanology*, Vol. 49, p. 547-566.
- Hsü, K.J. 1975. Catastrophic debris streams (Sturzstroms) generated by rockfalls. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 86, p. 129-140.
- Lahsen, A. 1982. Upper Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of Northern Chile. *Earth Science Review*, No. 18, p. 285-302.
- Mortimer, C. 1973. The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. *Geological Society London, Journal*, Vol. 129, p. 505-526.
- Naranjo, J.A.; Paskoff, R. 1980. Evolución geomorfológica del Desierto de Atacama entre los 26° y 33° latitud sur: revisión cronológica. *Revista Geológica de Chile*, No. 10, p. 85-89.
- Naranjo, J.A.; Paskoff, R. 1985. Evolución cenozoica del piedemonte andino en la Pampa del Tamarugal, norte de Chile (18°-21°S). In *Congreso Geológico Chileno, No. 4, Actas*, Vol. 4, p. 5-149 - 5-165. Antofagasta.
- Naranjo, J.A.; Puig, A.; 1984. Hojas Taltal y Chañaral, Regiones de Antofagasta y Atacama, Chile. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, Nos. 62-63, 140 p.
- Siebert, L. 1984. Large volcanic debris avalanches: characteristic of source areas, deposits, and associated eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 22, p. 163-197.
- Siebert, L.; Glicken, H.; Ui, T. 1987. Volcanic hazards from Bezymianny - and Badai - type eruptions. *Bulletin of Volcanology*, No. 49, p. 435-459.
- Thorpe, R.S.; Francis, P.W. 1979. Variations in Andean andesite compositions and their petrogenetic significance. *Tectonophysics*, Vol. 57, p. 53-70.
- Thorpe, R.S.; Francis, P.W.; Hammil, M.; Baker, M.C.W. 1982. The Andes. In *Andesites* (R.S. Thorpe; editor). *John Wiley & Sons*, p. 187-205. London.
- Ui, T. 1983. Volcanic dry avalanche deposits-identification and comparison with non volcanic debris stream deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 18, p. 135-150.
- Voight, B.; Glicken, H.; Janda, R.J.; Douglass, P.M. 1981. Catastrophic rockslide avalanche of May 18. In *The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Washington* (Lipman, P.W.; Mullineaux, D. R.; editors). *U.S. Geological Survey, Professional Paper*, No. 1250, p. 347-378.
- Voight, B.; Janda, R.J.; Glicken, H.; Douglass, P.M. 1983. Nature and mechanics of the Mount St. Helens rockslide-avalanche of 18 May 1980. *Geotechnique*, No. 33, p. 243-273.