

SEDIMENTOLOGIA DE LOS CENOGLOMERADOS DE VOLCAN  
PROVINCIA DE JUJUY

Por LUIS ANTONIO SPALLETTI \*

RESUMEN

Se analizan las propiedades estructurales, texturales y mineralógicas de los sedimentos depositados por flujos de barro y corrientes fluviales en el abanico aluvial de Volcán.

Se detallan las características geológicas y geomorfológicas más salientes del área y se indican los rasgos fundamentales y las causas que provocan los flujos de barro.

El estudio sedimentológico comprendió, en el campo, el muestreo de los materiales, medición de los ejes de fenoclastos, apreciación de redondez y determinación de la orientación de sus ejes mayores, a la vez que se recolectaron muestras representativas de la matriz de las pséfitas. Estas tareas se efectuaron en depósitos del abanico aluvial, río del Medio y en el cenoglomerado originado en 1967. En el laboratorio se determinó tamaño, redondez, platitud, esfericidad, geometricidad y fábrica de fenoclastos; además, se efectuó el análisis granulométrico de la fracción sábulo-arcilla que incluyó el cálculo de parámetros y coeficientes estadísticos. Las propiedades analizadas se compararon entre sí, con la distancia de transporte y con la granulometría de los materiales.

Los estudios composicionales comprendieron la determinación mineralógica de la fracción arena y de la fracción arcilla.

Se concluye que en el cenoglomerado se registra aumento del tamaño de bloques hacia la parte distal de los depósitos, escasos cambios de redondez y de las otras propiedades morfométricas con la distancia de transporte, además de establecerse marcada anisotropía en el diseño de los diagramas petrofábricos.

El estudio de la fracción sábulo-arcilla permitió medir con precisión la baja selección de los materiales, su simetría de distribución y la gran variabilidad de la curtosis; la media y mediana muestran, al igual que los bloques, incremento de granulometría aguas abajo.

\* Cátedra de Sedimentología

La mineralogía de los fenoclastos y de la matriz arenosa y arcillosa revela aporte local de rocas sedimentarias psamíticas, limolíticas y arcillosas.

En base al análisis estadístico textural pudieron diferenciarse —no obstante su gran similitud— sedimentos depositados por flujos de barro de los de ambiente fluvial (río del Medio). Asimismo, para el abanico aluvial se encontraron algunos sectores donde la acción fluvial pudo ser predominante y otros en los que los movimientos en masa fueron más importantes.

El análisis comparativo de las muestras del cenoglomerado con otras de génesis distinta pero de aspecto similar no arrojó resultados positivos, dada su semejanza textural con las de origen glacial. De todas maneras pudo apreciarse leve mejoría en la selección de las muestras depositadas por flujos de barro.

#### ABSTRACT

##### *Sedimentology of the cenoglomerates of Volcan, Province of Jujuy, Argentina.*

This work deals with the sedimentological analysis of the mudflow and fluvial sediments that make up the Volcan alluvial fan, in the province of Jujuy, Argentina.

The geology and geomorphology of the fan, and the more important features concerning mudflows, were studied.

The sedimentological research comprised sampling, axial and roundness determinations, and fabric analysis of the sediments. The laboratory analytical methods included size, roundness, shape, and fabric determinations, besides statistical analysis of the granule-clay frequency distribution, and compositional studies of the fine grained sand and clay minerals.

The properties were plotted against transport distance and granulometry, and also, they were all plotted against each other.

The main sedimentological conclusions, obtained from the psephitic material, were an increase of pebble size toward the base, very low roundness and small change in morphological properties with transport. The anisotropy of the A axis fabric, suggests preferred clast orientation parallel to flow direction.

The granule-clay fraction statistical research reveals high standard deviation value (low sorting), symmetry of distributions, and great variability of kurtosis. Likewise, mean and median have the same behavior as the size of psephitic material, i. e. they increase downward.

Sand and clay mineralogical studies have revealed the importance of local contributions, consisting in quartzitic sedimentary rocks.

Psephitic analysis and statistical parameters in the granule-clay size frequency distribution, differentiate mudflow and fluvial sediments. Some parts of the alluvial fan have typically fluvial sediments, whilst others show deposition from mass-waste movements.

Discriminant functions utilizing statistical parameters do not seem to separate mudflow sediments of Volcan from other diamictons (especially tills and turbidity current deposits). However, the coenoglomerates show better sorting than tills, but are less well sorted than turbidites, lacking graded bedding.

## INTRODUCCIÓN

La presente contribución es una versión resumida del trabajo que —bajo el mismo nombre— fuera presentado por el autor como tesis doctoral (Spalletti, 1971) en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata.

Esta investigación tuvo por objeto determinar las características de los depósitos producidos por flujos de barro, fenómenos de remoción en masa muy comunes en todo el mundo, especialmente en zonas montañosas de clima árido y semiárido. Con tal motivo se ha seleccionado el cenoglomerado de Volcán (provincia de Jujuy), que ha sido estudiado en su totalidad, analizando las fracciones pséfítica, psamítica y pelítica.

Los flujos de barro de Volcán han sido tratados principalmente por Singewald (1928), Pastore y Groeber (1931) y Harrington (1946), autores que hicieron hincapié en señalar la extensión e importancia de los fenómenos, a la vez que indicaron las causas que originan el movimiento. La contribución más importante fue sin duda la de Harrington, quien presentó, además, descripciones de las rocas madres y de los caracteres texturales y composicionales de los sedimentos originados por flujos de barro, a los que designó cenoglomerados.

En nuestro país, Polanski (1966) también trató someramente la génesis de los depósitos por él llamados cenoglomerados. Hicieron, por su parte, mención muy breve de estos sedimentos Herrero Ducloux (1940) y Mazzoni y Spalletti (1972).

Los flujos de barro de Volcán se producen en el gran abanico aluvial del mismo nombre, emplazado sobre la margen derecha de la Quebrada de Humahuaca, a unos 40 km al norte de la ciudad de San Salvador de Jujuy (fig. 1). Este abanico aluvial se ha formado por el desagüe de los cursos que bajan desde el cerro Peñorco (4.300 m) hacia el naciente, y tienen su nivel de base local en el río Grande de Jujuy a 1925 m.s.n.m. (fig. 1). Las coordenadas del área son 65° 30' W y 23° 75' S.

La zona se caracteriza por clima andino puneño, con temperaturas mínimas (10°) y máximas (23°) bastante constantes, y precipitaciones medias anuales de alrededor de 300 mm. El más elevado régimen de lluvias se produce durante los meses de verano, mientras que durante el invierno las precipitaciones se reducen notablemente.

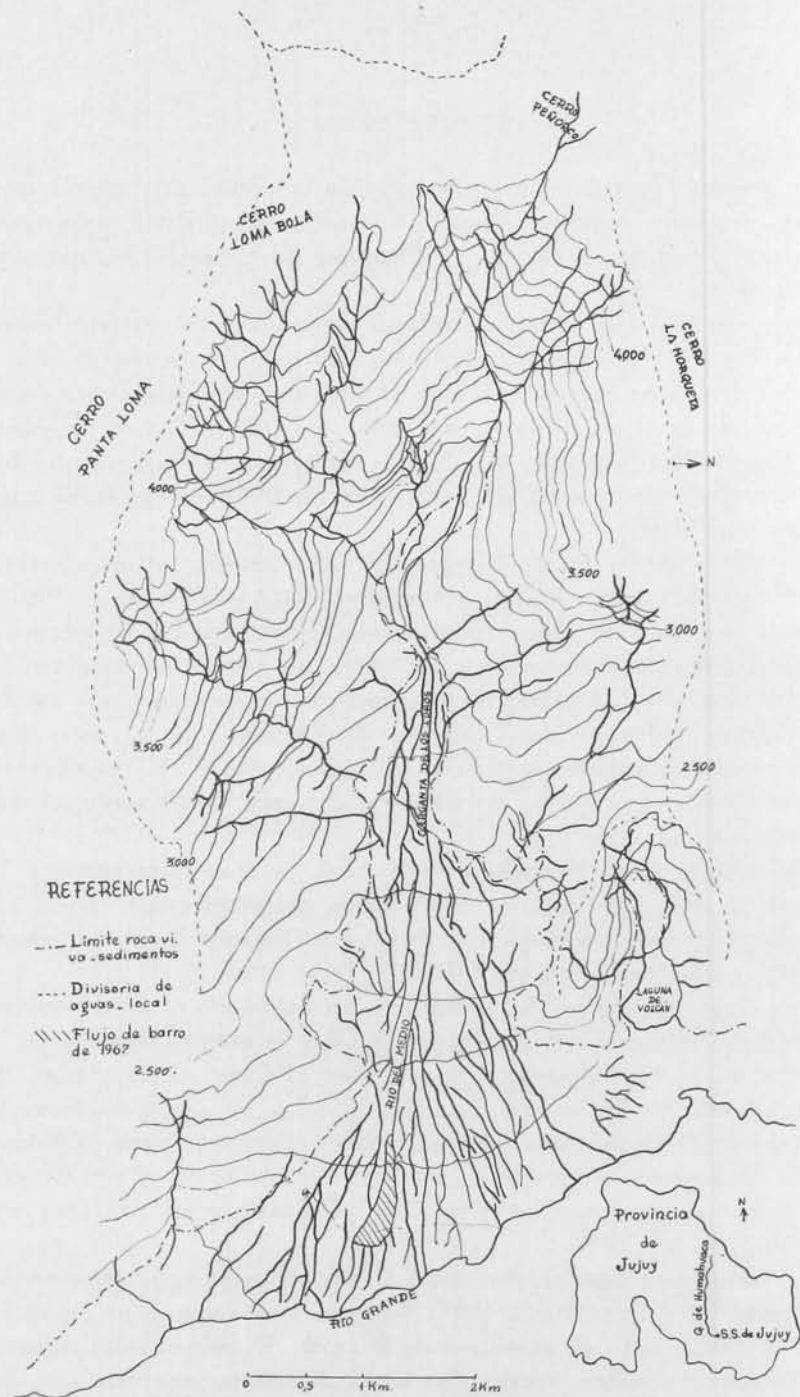


Fig. 1. — Mapa topográfico y de la red de drenaje del abanico aluvial de Volcán y zonas aledañas

Desde el punto de vista fitogeográfico la región ha sido incluida por Cabrera (1953) en la provincia prepuneña, representada por vegetación de estepa arbustiva con caracteres cerciformes.

#### AGRADECIMIENTOS

El autor quiere dejar constancia de su agradecimiento a los licenciados Juan P. Abait y Juan C. Ruscio por su ayuda en las tareas de campaña, al licenciado Mario M. Mazzoni y al doctor Renato R. Andreis por las permanentes sugerencias efectuadas durante el desarrollo del trabajo. Su especial reconocimiento al doctor Mario E. Terruggi por el valioso asesoramiento prestado en las distintas etapas que comprendió la investigación, como así también por la lectura crítica de los manuscritos.

#### GEOLOGÍA

##### 1. *Estratigrafía*

La región de Volcán está ubicada en el ámbito de la Cordillera Oriental. Entre los numerosos investigadores que han estudiado su geología se destaca el reciente trabajo de Ramos *et al.* (1967), quienes han realizado la geología de la margen derecha de la Quebrada de Humahuaca y relevaron —entre otras— a la Quebrada de Tumbaya Grande que se encuentra a unos 10 a 15 km al norte de la localidad de Volcán.

Desde la Quebrada de Humahuaca hasta la divisoria de aguas occidental, afloran sedimentitas de supuesta edad precámbrica y cámbrica (fig. 2). Las primeras constituyen la Formación Puncoviscana (Turner, 1960) y asoman en la porción más cercana a la Quebrada. Esta unidad está compuesta por grauvacas y lutitas y tiene más de 1000 m de espesor.

Las rocas cámbricas forman el cuerpo principal de la sierra (fig. 2) y se han reunido bajo la denominación de Grupo Mesón (Turner, 1960), compuesto por tres unidades menores, que son —en orden decreciente de edad— las formaciones Lizoite, Campanario y Chalhualmayoc; las tres aparecen en nuestra área y están constituidas principalmente por ortocuarcitas de variados colores.

Finalmente, se presentan sedimentos cuaternarios. Los más viejos han sido descriptos como sedimentos glaciales y fluvioglaciales por Pastore y Groeber (1931). A unos 3780 m y en las laderas sur y oeste

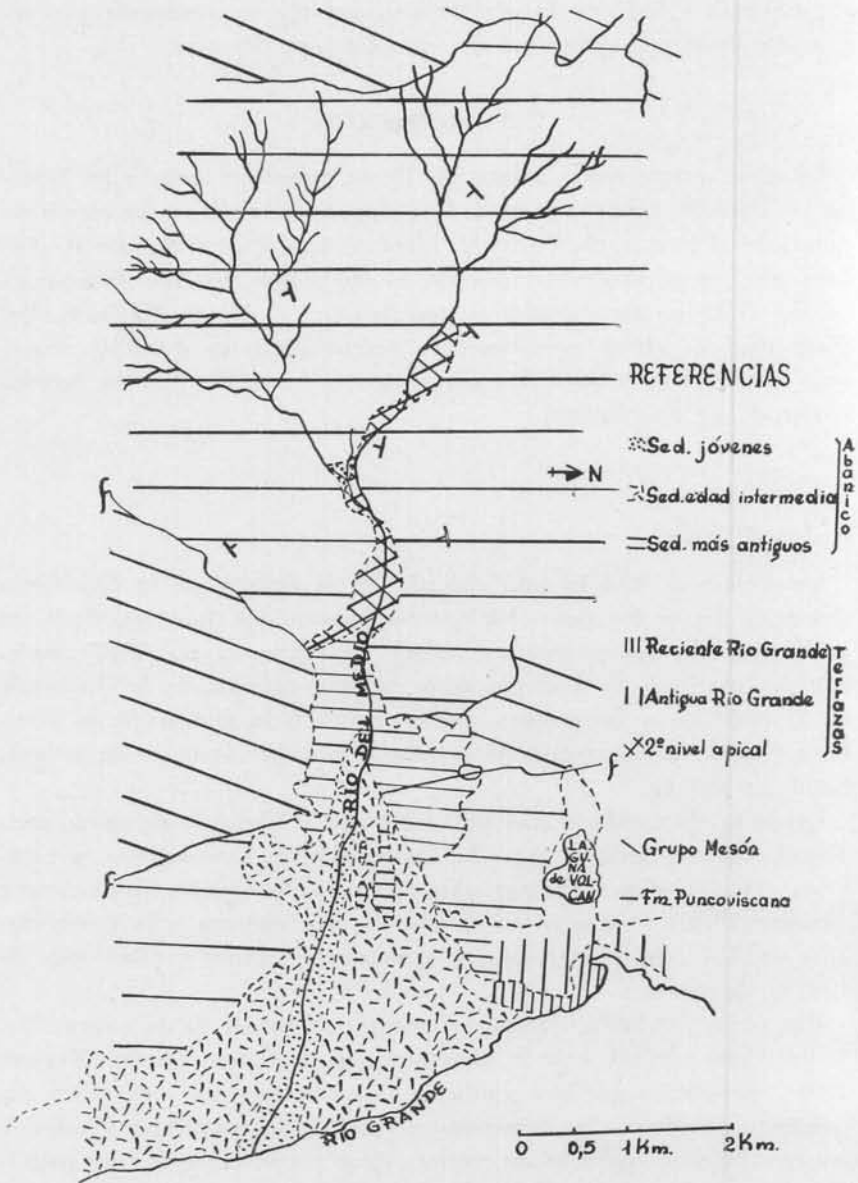


Fig. 2. — Mapa geológico de la roca de base y del abanico aluvial de Volcán

de los cerros que circundan la zona de cabeceras, Pastore y Groeber han descrito pequeños afloramientos de morenas, colgados en cuatro circos. En nuestra opinión, es dudoso que estos rasgos se hayan producido por acción glacial, ya que aunque están emplazados en las laderas menos soleadas, es poco probable que la línea de nieve descendiera a esas alturas aún en épocas de condiciones climáticas más rigurosas. Por lo tanto, consideramos que estos rasgos son *protalus rampart* (láms. I y II a), o sea "circos" producidos por nivación. Sus sedimentos, descritos como till por Pastore y Groeber, son predominantemente limosos, grisáceos, teñidos con manchas rojizas y verdoso azuladas, debidas a los bloques y trozos finamente molidos de cuarcitas rosadas y lutitas verdosas paleozoicas.

Además, son también pleistocénicos los sedimentos antiguos del abanico aluvial (sedimentos fluvio-glaciales de Pastore y Groeber, 1931) y de las terrazas fluviales actualmente bastante degradadas (fig. 2, lám. II a).

## 2. Estructura

La zona está caracterizada por la presencia de fallas regionales de rumbo aproximadamente norte-sur que han producido el levantamiento de grandes bloques de sedimentitas precámbricas y cámbricas (fig. 2). En la ladera oriental de los cerros, Ramos *et al.* (1967) encontraron que los contactos entre esas rocas se producen por fallas inversas, que han provocado el hundimiento de las sedimentitas del Grupo Mesón.

En general, las entidades presentan estructura homoclinal, con rumbo norte-sud e inclinación general hacia el este. El buzamiento de las capas —muchas veces coincidente con la pendiente de los cerros— alcanza valores de 75°.

La estructura de las sierras ha sido asignada por Ramos *et al.* a la fase principal del tercer movimiento del Ciclo Andino ocurrida durante el Terciario Superior.

## GEOMORFOLOGÍA DEL ABANICO ALUVIAL

### GENERALIDADES

Para visualizar mejor la morfología del área, es conveniente reconocer dos grandes sectores (fig. 1). El primero consiste en la zona de cabeceras, que abarca la sección que va desde la línea de altas cumbres hasta la cota de 3000 m; por su parte, el segundo sector se puede subdividir en una canal de descarga profundo que va desde aproximadamente la cota de 3000 m hasta la de 2600 m, y en el abanico aluvial que se extiende desde esta última cota hasta el río Grande, a 2000 m de altura (fig. 1).

### ZONA DE LADERAS O CABECERAS

Está constituida por las sedimentitas precámbricas y paleozoicas, y retazos de los protalus rampart. En este lugar, las cabeceras del río del Medio (curso principal del abanico de Volcán) están flanqueadas por altas paredes de rocas precámbricas y cámbricas que forman un arco de 180° abierto hacia el naciente, de manera que el río está encauzado en una angosta faja de rumbo este que cambia poco más adelante al sudeste (fig. 1).

Esta área presenta marcados desniveles (lám. 2), desde 4300 m en el cerro Peñorco a unos 3000 m en el fondo del valle, en una distancia horizontal que no supera los 1700 m. Además, tiene los más altos valores de pendiente, con paredes elaboradas en psamitas que poseen fuerte caída. Si sumamos a estas características el marcado buzamiento hacia el este de las sedimentitas paleozoicas y la posición tan inestable de los sedimentos pleistocénicos colgantes, se tiene como resultado el constante desplazamiento de materiales hacia el pie de cuesta. Los procesos que llevan a la acumulación de estos detritos han sido denominados por Sharpe (1960) caída de detrito (para el caso de los sedimentos sueltos), deslizamiento y caída de rocas; los tres fenómenos se encuadran dentro del grupo denominado deslizamientos.

Los principales factores que favorecen estos movimientos son: alternancia de cuarcitas y pelitas molidas, buzamientos fuertes en estructura homoclinal y pendientes abruptas.

Algo más al este —en la Garganta de los Loros— se observa que el aporte más importante de detritos al canal de descarga se debe a otros



fenómenos de remoción en masa. En la pared sur, donde el buzamiento de las capas coincide con la pendiente, el transporte de materiales se produce por caída de detritos y rocas que originan pequeños conos de deyección al pie de los cerros (lám. II *b*); por su parte, en la ladera norte, donde hay un amplio sector donde la pendiente es opuesta al buzamiento, la remoción de los detritos se produce por desmoronamientos (slumps).

En estos procesos de remoción, aparte de las aguas de infiltración, también es factor importante el escurrimiento superficial (runoff), o sea movimiento de agua en láminas paralelas a la superficie del terreno, que se ve favorecido por la textura homogénea de la roca de base y por la ausencia de vegetación.

#### CANAL DE DESCARGA (RÍO DEL MEDIO) Y ABANICO ALUVIAL

##### 1. *Características generales*

El canal de descarga se origina por la unión de varios cursos tributarios que bajan de los cerros, más el aporte de las aguas de escurrimiento y de las que acompañan algunos deslizamientos. Tiene una longitud de 2500 m (fig. 1) (Harrington, 1946) y está excavado en sedimentos cuaternarios. Como se ha señalado anteriormente, en las partes superiores corre hacia el este y luego al sudeste encajonado en un valle elaborado en sedimentitas antiguas (lám. II *a*); después de haber recorrido unos 1000 m, tuerce suavemente hacia el este para continuar con ese rumbo como curso troncal del abanico aluvial, hasta llegar a la parte media del mismo, donde —a pesar de continuar como corriente principal de la zona— pierde considerable profundidad. Eckis (1928) ha señalado que algunos canales pueden adentrarse en el abanico, pero al final se pierden; contrariamente, el río del Medio atraviesa todo el abanico hasta desembocar en el río Grande de Jujuy (lám. III *a*).

Las barrancas del canal de descarga tienen en el nacimiento del cañón unos 70 m de profundidad, pero a medida que se avanza hacia el ápice las alturas disminuyen, y al llegar a unos 3 km de la desembocadura —ya en el abanico aluvial— tiene sólo 8 a 10 m de profundidad.

Desde el nacimiento hasta unos 1300 m aguas abajo, se observa sobre las laderas una red de drenaje bastante desarrollada que se reúne en cursos tributarios al río del Medio (fig. 1); además, se han notado

tres niveles de terrazas (de cabeceras), el segundo de los cuales es el más desarrollado.

El abanico aluvial forma un típico cono bajo cuyas dimensiones varían según los sitios donde se las mida. En el ápice se registran las menores amplitudes con sólo 100 a 150 m, mientras que en su base alcanza 7000 m de ancho en una faja de aproximadamente 1 km (figs. 1 y 2).

En lo que respecta a su longitud, los mayores valores se obtuvieron en la parte media, en una línea imaginaria de rumbo este-oeste que divide al abanico en dos sectores simétricos; en esta sección se midieron 8000 m de largo.

El perfil longitudinal es algo cóncavo hacia arriba, y desde el ápice hacia los bordes, el ángulo de pendiente disminuye levemente, con  $6^\circ$  en la zona de cabeceras (fan head) a  $5^\circ$  en la parte distal. En el área del cañón profundo la pendiente es de alrededor de  $11^\circ$ . En base a la clasificación de Blissenbach (1954) podemos ubicar al del Volcán entre los abanicos aluviales de pendiente suave (de  $2^\circ$  a  $5^\circ$ ).

Por su parte, en el perfil transversal, el abanico de Volcán muestra marcada convexidad, tanto hacia el norte como hacia el sur de un punto medio situado a la altura de la estación de muestreo 2 (fig. 3). Desde ella hacia el norte el valor de la pendiente es de  $1^\circ$ , mientras que en dirección al sur se registraron más de  $3^\circ$ . Es decir que no sólo es convexo sino que también presenta marcada asimetría, que también está reflejada en la distancia horizontal, ya que desde la estación 2 hacia el norte tiene 2500 m de longitud mientras que hacia el sur llega a los 5000 m.

En lo que respecta a la potencia de los depósitos que constituyen el abanico aluvial, Pastore y Groeber (1931) suponen que debe ser máximo en la base (con unos 300 m de espesor), mientras que los valores menores se encontrarían en la Garganta de los Loros (50 m). Los espesores citados están dentro de los límites mencionados por Eckis (1928), quien manifiesta que son del orden de los 300 a 600 m.

En lo referente a rasgos geomórficos y características del canal de descarga en la base del abanico, se consignan las siguientes observaciones.

En la zona de la desembocadura, el río del Medio ha desarrollado dos niveles de terrazas, a 25 m y a 4 m sobre el nivel del río, mientras que ya se insinúa un tercero a 1,5 m. Estos planos son los resultado de la erosión del río del Medio sobre sus propios depósitos como con-

secuencia de una acción de corte producida por su colector, el río Grande de Jujuy. Además, en su desembocadura, el río del Medio es muy poco profundo y ha construido un pequeño cono aluvial, de 250 a 300 m de largo por 250 m de ancho máximo, que actualmente continúa en expansión (lám. III a).

El río del Medio es un curso permanente, que en verano trae agua constantemente y acarrea gran cantidad de materiales hasta el río Grande; durante el invierno, su caudal disminuye y las aguas se infiltran poco después de la Garganta de los Loros.

## 2. *Formación del canal de descarga y abanico aluvial*

En la mayoría de los abanicos aluviales se encuentran zonas donde predomina la depositación y otras áreas donde se destaca la erosión. Denny (1967) señaló, mediante su teoría dinámica, que aún en abanicos aluviales jóvenes hay erosión marcada, aunque ya en 1928, Eckis reconoció que los abanicos aluviales pueden ser disectados tanto en su parte superior como en sus porciones exteriores.

En general, el lavado crece desde las montañas hasta el abanico y disminuye del abanico a la playa. Para que haya equilibrio, el abanico debe tener grandes áreas donde la acción predominante sea la erosión, pues si no crecería constantemente, al producirse un exceso de material aportado en relación con la cantidad de detrito eliminada. El equilibrio se alcanza cuando la relación pérdida/ganancias es igual a 1 (Denny, 1967).

En base a estos conceptos, nuestro abanico aluvial estaría desequilibrado, pues todavía en la actualidad tiende a crecer; más aún, Blissenbach (1954) señala que hay equilibrio cuando se produce erosión en el cañón, en el ápice y zonas altas del abanico, mientras que en las áreas bajas hay depositación. El mismo Denny indicó que la falta de sedimentación en las cabeceras está reemplazada por depositación en zonas alejadas del frente de montaña y del ápice. En Volcán, el crecimiento hacia la base está marcado por la migración hacia el este del río Grande de Jujuy que corre cortando afloramientos de la ladera oriental de la Quebrada de Humahuaca. Este fenómeno se debe a que en la porción inferior del abanico la acumulación de detritos supera a la remoción, que ha quedado restringida al curso del río del Medio y a los extremos sur y norte del abanico aluvial.

Por el contrario, desde el sector medio a superior del abanico hasta el cañón del río del Medio, se nota que actualmente la acción erosiva de este curso es predominante.

Es conveniente ahora analizar en qué punto del abanico aluvial se originan los desbordes de los flujos de barro. En todo abanico, hay un sector, denominado punto de distribución, donde su perfil longitudinal es convexo. La pendiente del abanico aluvial es mayor desde las cabeceras hasta el punto de distribución que desde él hacia la base; por lo tanto, desde el punto de distribución hacia cabeceras se produce corte o erosión, mientras que aguas abajo las corrientes pierden fuerza por distribución.

Leopold *et al.* (1964) han indicado que el comportamiento del punto de distribución está gobernado por el régimen de descarga y por la composición y estructura de los materiales por donde pasa en río. La máxima velocidad de transporte local se registra en este punto, pues es mayor la fuerza de ciza que a su vez es función de la profundidad y pendiente.

El punto de distribución varía constantemente con la evolución del abanico aluvial; Bluck (1964) ha vinculado su migración con la acción de flujos de barro, y —basándose en la posibilidad indicada por Eckis (1928)— sostiene que el gradiente de los flujos de barro desde el cañón a la cabecera del abanico es suave, y se incrementa corriente abajo. Como los flujos de barro recién depositan sus materiales una vez que desbordan el canal, no producen sedimentación en su lecho ni acentúan su pendiente.

El punto de distribución original del abanico aluvial estaba ubicado en la Garganta de los Loros, pues es allí donde se registra mayor desnivel entre la cota del río y la del abanico, y donde comienzan a manifestarse redes de drenaje con cursos distributarios ya abandonados y “colgantes”.

#### FLUJOS DE BARRO

Los flujos de barro se pueden definir como movimientos de masas de detritos que se originan en canales preexistentes cuando se produce súbito aporte de aguas a una zona donde hay posibilidades de poner en movimiento grandes cantidades de materiales (Sharpe, 1960). En base al volumen de agua que poseen, puede decirse que son agentes intermedios entre ríos y deslizamientos (Blackwelder, 1928); pero, a diferencia de ambos, su movimiento (flujo) se produce por deformación continua (Sharpe, *loc. cit.*).

Estos fenómenos han recibido varias denominaciones, pero en casi todas se hace notar su riqueza en material pélico. El nombre más

divulgado, mudflow, es también el más adecuado, pues implica el tipo de movimiento que los caracteriza. Por lo tanto, el término más conveniente para designarlos en castellano sería el de flujos de barro, por ser traducción literal de mudflow y tener su mismo significado.

Los flujos de barro se ubican entre los flujos de detritos, que son movimientos rápidos e incluyen detritos de varias clases (Sharpe, 1960), y pueden diferenciarse de otros flujos de detrito (como avalanchas de detrito y flujos de tierra) por poseer barro, material que —aunque no necesariamente predominante— dota a la masa de propiedades específicas y de un comportamiento especial (Sharp y Nobles, 1953). Más aún, una de las características esenciales de los flujos de barro es que se distinguen por su encauzamiento (Polanski, 1966) en la etapa no deposicional.

Sharpe (1960) ha reconocido tres tipos de flujos de barro: de zonas semiáridas, alpinos y volcánicos. Los de Volcán pueden ubicarse en el primer grupo, pues el principal volumen de agua aportada proviene de las fuertes precipitaciones pluviales de verano.

#### CAUSAS QUE PRODUCEN LOS FLUJOS DE BARRO

Muchos autores, entre los que se destacan Penck (1894), Howe (1909), Nichols (1928) y Ladd (1935), han tratado de determinar las causas que llevan a la aparición de los movimientos en masa. En lo que se refiere a los flujos de barro, Sharpe señala varias condiciones que favorecen su formación.

En el caso de los flujos de Volcán se destacan los siguientes factores:

##### I. Pasivos

- A. Estratigráficos: Alternancia de capas porosas y no porosas (pelitas y psamitas respectivamente).
- B. Litológicos: Material pséfítico inconsolidado.
- C. Estructurales: Capas con fuerte buzamiento coincidente con la pendiente de los cerros.
- D. Topográficos: Grandes desniveles con laderas muy empinadas hasta verticales.
- E. Climáticos: Clima cálido semiárido.
- F. Orgánicos: Pobreza de vegetación.

##### II. Activos

- A. Factores que conducen a la reducción de la fuerza de ciza (absorción de humedad).
- B. Acción de carga producida por los movimientos de deslizamiento previos a los flujos de barro.

Los flujos de barro son movimientos sumamente variables, no sólo de lugar a lugar, sino dentro de un mismo sitio. Esto se debe a su sensibilidad con respecto a los factores activos. Tanto la cantidad de detritos acumulados en cabeceras como el tipo y frecuencia de las lluvias, así como el tiempo transcurrido entre dos flujos de barro, condicionan las características de los depósitos formados (en especial distribución areal y granulometría) y del movimiento en sí.

#### EL DEPÓSITO FORMADO EN ENERO DE 1967

El depósito muestreado con la finalidad de realizar el presente trabajo, fue originado por el flujo de barro del 22 de enero de 1967, que trajo importantes cantidades de material pséfítico y se detuvo a unos 500 m al oeste de las vías del ferrocarril. Durante todo el año 1968 se produjeron varios flujos de barro, y durante nuestra estadía en los meses de verano, el río del Medio desbordaba diariamente —cerca del mediodía— originando depósitos de material fino y de reducida extensión.

El reconocimiento del depósito estudiado (lám. III *b*) fue realizado fácilmente, ya que —contrastando con el resto de la superficie del abanico— carecía totalmente de vegetación y presentaba un escalón en todo su perímetro de unos 30 a 40 cm de altura. A ambos lados del río del Medio se desarrollaban típicos albardones (ya descritos por Harrington, 1946) que se extendían como una línea continua y bastante larga hacia el oeste de la zona de desbordes.

La forma del depósito era aproximadamente triangular en planta, con su base en la parte distal del abanico y a unos 1000 m al oeste del río Grande; sus dimensiones: 750 m de largo y 288 m de ancho medio. Los albardones sobre los que se depositaron sedimentos de este flujo tenían una extensión de 1000 m, de los cuales 980 estaban al poniente de la zona de desbordes y 150 m sobrepasaban la línea de máximo avance del flujo en su salida de madres.

En su contorno, el depósito presentaba una serie de lóbulos característicos que marcaban puntos de mayor avance del detrito.

Si se toma como promedio un espesor de 0,50 m, se deduce que este flujo de barro ha depositado un volumen de 500.000 m<sup>3</sup> de material por km<sup>2</sup>.

## PROPIEDADES DE LOS FLUJOS DE BARRO

En la bibliografía son muy abundantes las descripciones del movimiento de los flujos de barro (Rickmers, 1913; McGee, 1897; Pack, 1923; Blackwelder, 1928; Sharp y Nobles, 1953); en lo que respecta a los de Volcán está la excelente descripción de Harrington (1946), quien indicó claramente todas las características generales del movimiento de los flujos de barro.

Estos agentes de transporte y depositación tienen una serie de propiedades que permiten explicar su movimiento y diferenciarlos de otros, en especial corrientes de agua, con los que se presentan íntimamente asociados.

### 1. *Velocidad de los flujos de barro*

La velocidad de los flujos de barro varía entre 0,3 m/seg. y 4,35 m/seg. (Sharp y Nobles, 1953), rango en el que se encuadran los promedios medidos por Gleason y Amidon (1941), Conway (1893) y Harrington (1946).

La velocidad de los flujos de barro depende del ángulo de pendiente del abanico, de las características del terreno y de la fluidez (que está controlada, a su vez, por la densidad de los materiales, por la carga y por el espesor de la columna de sedimento en movimiento). En consecuencia, es muy posible que diferentes flujos tengan distintas velocidades, ya que el factor de fluidez puede variar marcadamente.

Por lo tanto, no debe esperarse que los promedios obtenidos por algunos investigadores deban registrarse necesariamente en otros lugares y aún en el mismo sitio. A nuestro criterio un campo de velocidades como el presentado por Sharp y Nobles es lo más adecuado.

### 2. *Viscosidad de los flujos de barro*

Se puede determinar conociendo la velocidad, la densidad de la masa, el espesor del depósito y la pendiente del terreno:

$$n = \frac{d g \operatorname{sen} \theta E^2}{2 V_s}$$
 donde n: coeficiente de viscosidad, g: aceleración de la gravedad,  $\theta$ : ángulo de pendiente, E: espesor del depósito,  $V_s$ : velocidad en superficie.

Para el flujo de barro de enero de 1967 se encontró que el coeficiente de viscosidad podía variar entre  $1,38 \times 10^3$  poises (ver Spalletti, 1971); según Iida (1938), cifras de ese orden indican que el contenido en agua del flujo es de 23 %.

### 3. *Diferencias en el comportamiento dinámico de flujos de barro y cursos de agua*

Con la determinación de viscosidad ya se puede encontrar una notable diferencia entre flujos de barro y cursos de agua, pues estos últimos tienen viscosidad de 0,01 poise y su densidad es poco mayor que uno (Hooke, 1967).

Además, los flujos implican deformación. En el caso de los flujos de barro la deformación es plástica (Leopold et al., 1964), mientras que los cursos de agua se comportan como fluidos viscosos.

Entre los materiales que soportan esfuerzos gravitacionales (Leopold et al.) hay desde rocas a fluidos, y a medida que disminuye el esfuerzo necesario para iniciar el movimiento se pasa de deslizamientos a cursos de agua; en esta escala, los flujos de barro ocupan posiciones intermedias.

El más mínimo esfuerzo aplicado hace que el agua se ponga en movimiento, mientras que en los flujos plásticos no hay movimiento hasta que el esfuerzo aplicado no excede un valor denominado resistencia a la deformación (Leopold et al., 1964); a partir de ese momento la viscosidad decrece gradualmente con la fuerza aplicada hasta que se alcanza un valor constante (Hooke, 1967).

El material sumergido en flujos de detrito reduce su peso más del 60 % con respecto al que tiene cuando está hundido en agua, de manera que es mucho más fácil que el material grueso pueda permanecer en suspensión cuando el movimiento es en masa.

Según Hooke, la diferencia fundamental entre cursos de agua y flujos de barro consiste en que mientras aquéllos varían su carga por depositación o erosión, éstos son irreversibles, es decir que no pueden volverse cursos de agua por pérdida de carga.

Además, los flujos de barro, recién finalizan cuando el esfuerzo aplicado no puede superar la resistencia al movimiento o deformación. La detención puede deberse a un aumento en el valor de la resistencia a la deformación del barro por pérdida de agua (infiltración), o a la disminución del esfuerzo aplicado por decrecimiento del ángulo de pendiente o por distribución y consecuente disminución del



espesor al producirse el desborde. Según nuestro criterio, este último factor parece ser el más importante en la paralización de los flujos de barro.

### SEDIMENTOLOGÍA

En este capítulo se tratarán todos los caracteres texturales, estructurales y composicionales de los depósitos que constituyen el abanico aluvial de Volcán. Los sedimentos de la zona han sido divididos —únicamente con fines prácticos— en:

- A. Sedimentos del abanico aluvial
- B. Cenoglomerado de 1967
- C. Sedimentos del cauce del río del Medio (sin matriz)

Los dos primeros han sido estudiados en forma completa y de los últimos se analizó únicamente la fracción pefítica.

La ubicación de las estaciones del abanico aluvial, del río del Medio y del cenoglomerado se muestra en la figura 3.

*Muestreo:* Previamente a los viajes de campaña, y mediante fotografías aéreas del área, se confeccionó un retículo equidistantemente espaciado con el objeto de establecer el número y ubicación de los puntos o estaciones de muestreo. De esta manera se fijaron 13 lugares de muestreo en el abanico aluvial, 10 estaciones en los sedimentos originados por el flujo de barro de 1967 y en cuatro puntos situados en el cauce del río del Medio. Además, se recolectaron cuatro muestras de los desbordes del cauce que se producían diariamente durante los meses de verano.

Las técnicas de muestreo son similares a las empleadas por numerosos investigadores (ver Spalletti, 1971) y consistieron, fundamentalmente, en determinar, por estación, las dimensiones de los ejes A, B y C de 150 clastos pefíticos tomados al azar, con el fin de averiguar posteriormente tamaño, esfericidad, platicidad y geomericidad; también se apreció la redondez de los mismos individuos, en base a la cartilla de Pettijohn (1957). Se recolectaron guijarros con formas especiales y se observaron texturas superficiales y composición. También se obtuvieron muestras de materiales más finos (arenas y pelitas) con el objeto de estudiar su granulometría y composición en laboratorio. Asimismo, se determinó la orientación (azimut e inclinación) de los ejes mayores de 150 fenoclastos (guijarros) por estación.

En el trabajo original (Spalletti, 1971) figura una descripción mucho más detallada de los métodos de campo y laboratorio aplicados

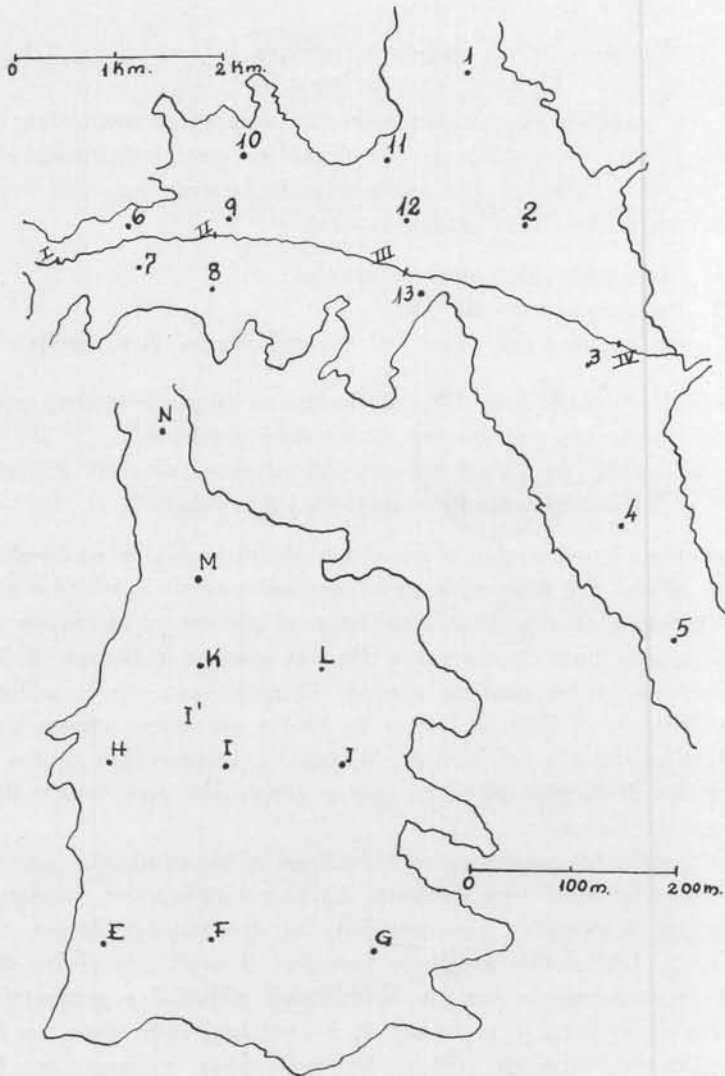


Fig. 3. — Ubicación de las estaciones. En el primer gráfico el norte está hacia arriba, mientras que en el segundo queda hacia la derecha

en el análisis sedimentológico; a él se remite a los lectores interesados.

## ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

Salvo una grosera estratificación encontrada en las márgenes del tramo inferior del río del Medio (lám. III c), no se han notado planos de separación entre las distintas unidades de sedimentación que componen el abanico aluvial de Volcán.

Las únicas estructuras sedimentarias halladas en material psefítico son fenómenos locales de imbricación de fenoclastos que se depositaron en la cara de barlovento de grandes bloques. Por otra parte, en los sedimentos finos depositados por los desbordes diarios del canal de descarga durante el verano, se pudo advertir una estructura lineal consistente en una serie de estrías o surcos finos paralelos a la pendiente, pero de trazado curvo y con su convexidad apuntando hacia la parte externa del cauce.

Cabe agregar que no han sido encontradas estructuras pseudove-siculares (burbujas de aire), mencionadas por Sharp y Nobles (1953) para los cenoglomerados de Wrightwood.

### SEDIMENTOLOGÍA DEL MATERIAL PSEFITICO MAYOR A 16 mm

#### LITOLOGÍA

La composición litológica de los fenoclastos de Volcán fue determinada macroscópicamente por Harrington (1946). Nuestras observaciones coinciden ampliamente con las de este autor, mas encontramos un neto predominio de clastos de psamitas cuarzosas sobre los de pelitas y otras rocas.

A continuación pueden notarse las proporciones de los distintos tipos litológicos, mientras que una descripción detallada de los principales componentes puede consultarse en el trabajo original (Spalletti, 1971).

Psamitas: 95,0 %

Cuarcitas rosadas.....	27,0 %
» grises.....	21,2 »
» verdosas (wackes?).....	20,5 »
» púrpuras.....	20,5 »
» blancas.....	3,4 »
» amarillas.....	2,5 »

Pelitas : 4,3 %	
Pelitas rojas .....	3,6 »
» verdes .....	0,7 »
Psefitas oligomíticas, pizarras y esquistos .....	0,7 »

En los análisis texturales se han empleado únicamente los individuos de psamitas, en los que no parece haber cambios de proporción con la granulometría ni con la distancia de transporte.

TAMAÑO DE FENOCLASTOS:  $\left( \frac{A + B + C}{3} \right)$ ; Wentworth, 1922.

Antes de analizar el tamaño de estos componentes es conveniente detallar la proporción que guardan los individuos mayores a 16 mm en tamaño medio (medidos en el campo) con respecto a los de granulometría inferior. En base a la muestra total tomada en el depósito originado en 1967, se determinó que los clastos psefíticos (de más de 2 mm) constituían más del 86 %, correspondiendo a los de más de 16 mm porcentajes en peso de más del 74 %; estas cifras predominan netamente sobre los totales de las fracciones psamítica (5,8 %) y pelítica (7,8 %).

El estudio del tamaño de fenoclastos comprendió cuatro determinaciones: tamaño medio de los individuos más grandes de cada estación, mediana ponderal de material mayor a 16 mm (Teruggi et al., 1971), tamaño medio de los individuos de más de 16 mm y tamaño promedio de los diez clastos más grandes de cada estación (cuadro I). La determinación de mediana ponderal sólo se efectuó en materiales de menos de 128 mm de tamaño medio.

### 1. *Abanico aluvial*

El fenoclasto de mayor tamaño se encontró en la estación 3 con un diámetro medio de 3916 mm (cuadro I a).

Todas las determinaciones de tamaño tienden a mostrar que se produce un incremento notorio de esta propiedad a medida que nos acercamos a la base del abanico aluvial, pero en las estaciones vecinas al canal de descarga. Desde el ápice hacia la parte media del abanico se produce gradual decrecimiento en la magnitud de los índices, que aumentan bruscamente hacia la base, al este de la última estrechez de rocas precámbricas (fig. 4). Este espolón, especialmente en el sector norte del abanico, ha aportado clastos de tamaño más fino que se refleja en los promedios de la estación 11, donde aparece un mínimo notable.

CUADRO I

Propiedades texturales del material psefítico. Cifras promedio por estación

Est.	Tamaño (mm)			Redondez			Plati- dad	Esterilidad			% Geometricidad			Buzam. Ejes A		
	Md	T 1/2	T >	T10 >	% a	% sa		% sr	% r	%	Σ	D. E.	E		O	P
6	80	69,5	880,0	119,1	16,6	53,0	23,8	0,7	0,224	2,25	0,67	26,5	33,1	22,5	17,8	18,5
7	96	72,7	3800,0	129,8	21,9	55,0	22,5	0,7	0,211	2,87	0,62	15,9	40,4	20,5	23,2	17,0
10	85	84,0	666,6	191,0	22,7	52,7	24,6		0,211	2,34	0,65	20,0	39,3	26,6	14,0	19,4
9	66	68,4	1965,0	89,9	18,4	53,9	27,6		0,218	2,15	0,66	22,3	32,9	30,2	14,4	21,8
8	75	65,0	1946,6	103,8	25,8	46,4	27,8		0,213	2,31	0,65	19,9	35,1	27,8	17,0	17,9
11	58	47,8	106,6	80,0	22,0	53,2	24,7		0,212	2,26	0,66	18,0	44,0	18,7	19,3	15,5
12	84	68,1	260,0	169,0	24,7	59,8	15,3		0,198	2,14	0,67	26,6	30,7	30,7	12,0	18,9
13	67	61,7	1800,0	114,2	13,3	60,3	25,2	1,3	0,223	2,20	0,67	23,8	30,4	30,4	15,2	19,1
1	101	102,6	240,0	197,6	37,3	46,0	16,7		0,191	2,18	0,64	19,3	29,3	42,0	9,3	
2	102	204,7	2666,6	200,6	24,5	51,6	23,2	0,7	0,210	2,56	0,63	18,6	33,1	24,5	23,8	15,7
3	108	149,9	3916,6	212,3	18,7	58,0	21,3	2,0	0,216	2,73	0,62	18,7	40,6	18,7	22,0	19,5
4	77	73,9	1833,3	109,8	17,6	60,8	20,3	1,4	0,214	2,50	0,64	17,6	45,3	16,2	21,0	23,5
5	102	58,5	850,0	124,3	10,7	45,3	42,0	2,0	0,246	2,32	0,66	22,0	37,3	26,7	14,0	15,5
Tot.		86,3			21,1	53,5	24,7	0,7	0,215	2,37	0,65	20,7	36,3	25,8	17,1	

a. ABANICO ALUVIAL

**CUADRO I (Contc.)**

Est.	Tamaño (mm)		Redondez			Plati- dad	Estericidad					Buzam. Fjes A				
	Md	T 1/2	T >	T10 >	% a		% sn	% sr	% r	% ?	D.		E.	O	P	L
<b>b. CENOGLOMERADO DE 1967</b>																
N	71	56,8	616,6	114,3	52,0	35,6	0,7	0,234	2,10	0,66	0,098	27,0	29,0	26,3	17,7	16,1
M	70	64,6	866,0	143,0	50,3	29,2	1,3	0,215	2,26	0,66	0,132	25,2	33,1	23,2	18,5	23,3
L	70	51,2	323,3	98,0	49,3	26,7	1,3	0,218	2,41	0,65	0,115	20,6	38,0	24,7	16,7	16,2
K	65	56,6	850,0	109,0	48,7	34,0	0,7	0,229	2,40	0,65	0,128	19,3	43,3	18,0	19,3	22,3
J	69	58,8	1166,6	99,3	47,0	41,0	3,3	0,251	2,34	0,66	0,113	20,6	37,8	25,8	15,9	16,3
I	86	66,9	966,6	136,3	48,4	35,1	0,7	0,230	2,40	0,62	0,118	26,5	29,8	25,8	17,9	12,6
H	50	44,6	1833,3	63,9	48,6	29,4	1,3	0,221	2,40	0,67	0,122	26,7	40,0	19,3	14,0	16,6
G	71	51,8	250,0	115,0	44,0	39,4	1,3	0,238	2,24	0,66	0,111	18,0	43,3	26,0	12,7	16,2
F	90	108,4	4066,6	119,0	52,6	37,6	0,7	0,238	2,13	0,68	0,103	28,2	42,1	19,0	10,5	16,3
E	74	53,3	536,7	130,6	51,3	22,7	0,7	0,209	2,49	0,66	0,122	21,4	39,3	26,0	13,3	13,0
Tot.		61,4			16,3	49,3	33,2	1,1	0,229	2,32	0,66		23,3	37,5	23,5	15,7
<b>c. RÍO DEL MEDIO</b>																
I	55	52,3	118,0		10,2	64,1	22,6	3,1	0,228	2,50	0,62	0,139	14,8	30,5	27,3	27,3
II	57	56,2	143,0		20,6	58,0	16,7	4,7	0,218	2,27	0,66	0,102	21,3	39,3	22,7	16,7
III	59	63,4	1250,0		17,3	38,7	33,3	10,7	0,257	2,32	0,64	0,111	22,7	36,0	25,3	16,0
IV	69	85,9	1830,0		21,3	45,4	27,3	6,0	0,232	2,15	0,67	0,117	27,3	31,3	24,0	17,3
Tot.		64,9			17,6	51,2	25,1	6,1	0,234	2,30	0,65		21,8	34,5	24,7	19,0



## 2. *Cenoglomerado*

El individuo más grande medido en este depósito tiene 4066 mm y se lo halló en la estación F (cuadro I b).

Tanto el tamaño de los individuos mayores como la mediana y tamaño medio de fenoclastos muestran claro incremento de granulometría aguas abajo y notoria disminución de tamaños hacia los costados del depósito en la proximidad del canal de descarga (fig. 5).

## 3. *Río del Medio*

En general se advierte incremento de granulometría aguas abajo, pero mientras que en las porciones superiores el aumento es escaso, hacia la base se produce notorio incremento de tamaños, de tal manera que los valores más altos se obtienen en la estación IV que contiene bloques de más de 1800 mm de tamaño medio (cuadro I c, fig. 6).

## 4. *Consideraciones sobre la distribución de tamaños*

Los datos de tamaño medio fueron agrupados numéricamente en grados de la escala raíz cuadrada de dos, lo que permitió determinar que las modas de frecuencia numérica se ubicaban con preferencia en la fracción 45-64 mm en distribuciones casi siempre unimodales (cuadro I).

A partir de los datos ponderales, que sirvieron para el cálculo de mediana, se hicieron determinaciones similares, notándose que la posición de las modas, en relación con la distribución numérica, era menos constante; a pesar de esta mayor variación en la posición de las clases modales, la distribución continúa siendo preferentemente unimodal. Además, en la mayoría de las muestras, los porcentajes mayores tienen valores muy cercanos de los de sus admixturas proximales.

La mediana de estos materiales arrojó valores muy parejos, ya que varía entre 50 y 91 mm y en general tiende a aparecer concentrada en el intervalo 64-91 mm (cuadro I). En base a la mediana, los depósitos pueden clasificarse como cascajos medianos, con excepciones en las estaciones 1, 2, 3 y 5 del abanico aluvial cuya mediana es algo más gruesa. El mismo comportamiento y cifras muy parecidas a las de mediana se deduce del análisis de los tamaños medios de material mayor a 16 mm.



REDONDEZ (según escala de Pettijohn, 1957).

Para el cenoglomerado los valores obtenidos varían entre 0,209 y 0,251, siendo el promedio de redondez para todo el depósito de 0,229 (cuadro I b). Por su parte, en el abanico aluvial esta propiedad oscila entre 0,191 y 0,246, pero los valores son sumamente parejos ya que en general están confinados entre las cifras de 0,224 y 0,200 (cuadro I a). Finalmente, en el río del Medio la redondez va de 0,218 a 0,257, siendo su promedio el más elevado con 0,234 (cuadro I c). Como se advierte, las variaciones —tanto en valores extremos como promedio— son muy escasas.

Tanto las modas de redondez como los promedios caen casi siempre en el grado subanguloso de la escala de Pettijohn. Tanto en el cenoglomerado como en el abanico aluvial y en el río del Medio predominan clastos subangulosos (más del 40 %) a los que siguen subredondeados, angulosos y redondeados; no se han encontrado individuos bien redondeados (cuadro I). En los sedimentos del río del Medio se nota incremento de clastos redondeados (promedios de hasta 10,7 %) en relación con los individuos de los otros dos depósitos (cuadro I c).

#### 1. *Relación redondez-tamaño de grano*

En el cenoglomerado la redondez tiende a mostrar notorio incremento con la granulometría, salvo leve disminución en el grado 32-45 mm (cuadro II b, fig 7); en el abanico aluvial se repite esta tendencia, pero menos marcadamente ya que el rango de variación es menor y que dos fracciones disminuyen su redondez en relación al grado inmediatamente inferior (cuadro II a, fig. 7). Las pséfitas del río del Medio muestran aumento de redondez hasta el grado 32-45 mm, luego disminución hasta la fracción 64-91 mm y nuevo incremento en 91-128 mm (cuadro II c, fig. 7).

Las clases de redondez varían con el tamaño recién en los intervalos más gruesos (bloques), al igual que el valor de redondez absoluto que aumenta marcadamente en estos individuos. Tanto en el cenoglomerado como en el río del Medio es manifiesto el incremento de clastos subredondeados en las fracciones más gruesas.

CUADRO II

Propiedades texturales del material psefítico. Promedios generales de cada fracción granulométrica

Fracción (mm)	Media (mm)	Redondez			Plati- dad	Esferi- cidad	Geometricidad				Número de clastos	
		% a	% sa	% sr			al, r	?	E	O		P
a. DEPÓSITOS DEL ABANICO ALUVIAL												
<16	33,3	50,0	16,7	0,194	3,20	0,57	33,3	50,0	16,7	6		
16-23	27,9	51,1	18,6	23,3	9,207	0,60	16,3	55,7	7,0	43		
23-32	30,1	50,0	19,4	0,5	0,201	0,63	25,8	39,2	18,3	186		
32-45	21,2	52,9	25,2	1,0	0,215	0,65	20,3	33,8	26,2	414		
45-64	19,3	55,6	24,2	0,4	0,215	0,65	17,2	40,8	26,6	516		
64-91	19,6	49,7	30,2	0,6	0,222	0,66	23,3	33,3	27,6	348		
91-128	16,6	57,6	25,3	0,4	0,218	0,65	24,5	28,6	28,6	241		
128-173	26,3	55,6	18,1	0,201	2,22	0,65	20,2	32,3	29,3	99		
173-256	23,1	57,6	19,2	0,205	2,42	0,65	21,1	44,2	17,3	52		
256-369	18,2	68,2	13,6	0,202	2,58	0,61	13,6	31,8	40,9	22		
369-512		50,0	50,0	0,258	2,09	0,66	50,0	50,0	50,0	2		
512-737		100,0		0,200	2,35	0,65	75,0	25,0		4		
737-1024	20,0	40,0	40,0	0,231	2,51	0,62	40,0	20,0	40,0	5		
1024-1475	20,0	40,0	30,0	10,0	0,250	0,65	20,0	40,0	20,0	10		
1475-2048		25,0	75,0	0,286	2,17	0,65	50,0	50,0	50,0	4		
>2048			66,6	33,3	0,377	1,86	33,3	33,3	33,3	3		

CUADRO II (Cont.)

Fracción (mm)	Medida (mm)	Redondez			Plati- dad	Esteri- cidad	Geometricidad			Número de clasos		
		% a	% su	% sr			% r	?	E		O	P
<16		50,0	40,0	10,0	0,174	3,11	0,63	20,0	40,0	20,0	20,0	10
16-23		42,1	43,9	14,0	0,184	2,60	0,65	19,3	49,1	19,3	12,3	57
23-32		18,1	50,2	30,1	1,5	0,225	2,47	0,65	27,6	33,1	18,1	199
32-45		21,6	49,5	27,1	1,7	0,220	2,34	0,65	19,4	41,6	25,1	406
45-64		12,4	52,3	31,7	0,8	0,234	2,16	0,67	26,5	35,9	23,3	489
64-91		10,8	47,6	40,7	0,8	0,241	2,26	0,66	22,4	35,0	23,8	231
91-128		13,9	44,3	41,7	1,2	0,244	2,67	0,65	21,5	31,6	30,3	79
128-173		11,1	44,4	44,4	0,243	2,35	0,67	11,1	72,2	5,5	11,1	18
173-256		16,7	16,7	83,3	0,296	2,14	0,64	16,7	83,3	50,0		6
256-369		100,0	100,0		0,200	2,24	0,59		33,0	33,0	33,0	3
369-512												
512-737				100,0	0,315	1,68	0,64			100,0		2
737-1024			50,0	50,0	0,257	2,65	0,51			50,0	50,0	4
1024-1475		16,7	33,3	50,0	0,245	1,88	0,63	33,3	16,7	50,0		6
1475-2048			100,0	100,0	0,315	1,62	0,81		100,0			1
>2048			66,6	33,3	0,377	2,50	0,68	66,6			33,3	3

b. CEROGLOMERADO DE 1967

CUADRO II (Contc.)

Fracción (mm)	Media (mm)	Redondez				Plati- dad	Esferi- cidad	Geometricidad				Número de clasos	
		$\sigma/a$	$\sigma/sa$	$\sigma/sr$	$\sigma/r$			$\sigma$	E	O	P		L
<16													
16-23	100,0				0,125	2,04	0,74	100,0				1	
23-32	15,0	55,0		20,0	0,242	2,29	0,66	25,0	45,0	20,0	10,0	20	
32-45	10,2	48,1		31,5	0,258	2,51	0,63	18,1	36,2	26,0	19,7	127	
45-64	19,9	52,0		22,3	0,228	2,29	0,65	19,9	35,7	24,8	19,5	246	
64-91	22,8	53,4		19,9	0,218	2,22	0,67	29,8	32,1	19,0	19,0	131	
91-128	13,2	50,0		34,2	0,241	1,98	0,67	21,0	29,8	36,8	13,2	38	
128-173	7,7	38,4		53,8	0,258	2,28	0,63	15,4	15,4	38,4	30,8	13	
173-256													
256-369													
369-512													
512-737													
737-1024													
1024-1475		100,0			0,200	2,18	0,61				100,0	1	
1475-2048					100,0	0,500	1,62	0,65			100,0	1	
>2048													

c. DEPÓSITOS DEL RÍO DEL MEDIO

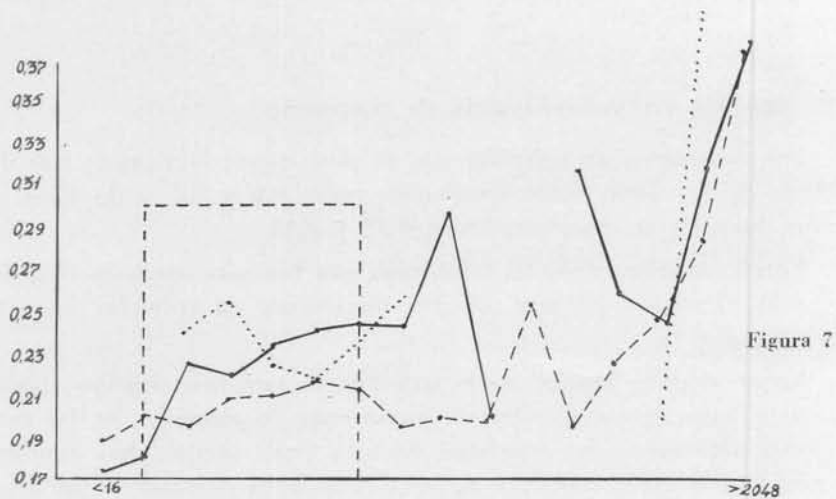


Figura 7

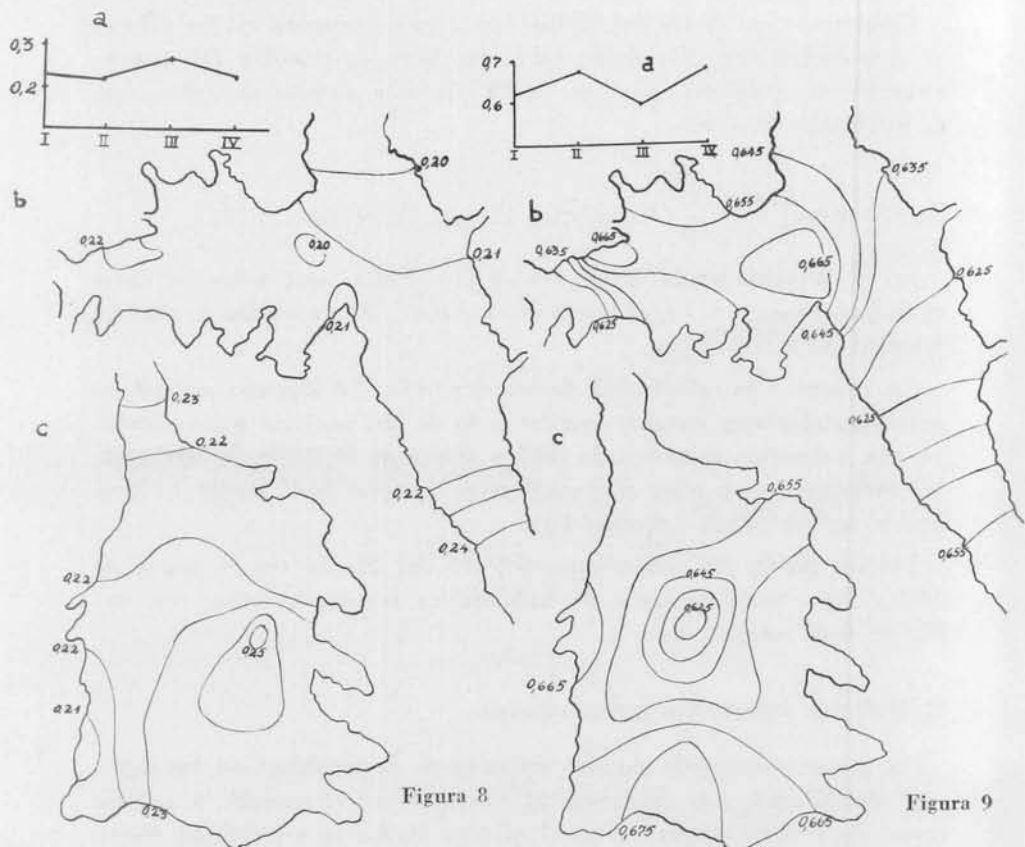


Figura 8

Figura 9

Figs. 7-9. — 7, Variación de redondez con el tamaño de fenoclastos. --- abanico aluvial; — cenoglomerado; ..... río del Medio; 8, Variación de redondez con la distancia de transporte. a, Río del Medio; b, Abanico aluvial; c, cenoglomerado (valores promedio); 9, Variación de esfericidad con la distancia de transporte. a, Río del Medio; b, abanico aluvial; c, cenoglomerado (valores promedio),

## 2. Relación redondez-distancia de transporte

Las variaciones de redondez son de muy escasa magnitud; más del 90 % de los datos están confinados entre 0,2 y 0,3 y de ellos, la gran mayoría se concentra entre 0,21 y 0,24.

En el cenoglomerado las tendencias son bastante confusas (fig. 8), y sólo el grado 64-91 mm muestra incremento de redondez hacia el este.

En el abanico aluvial no se han notado tampoco cambios significativos, pero se puede advertir incremento de redondez en las estaciones próximas a los espolones de roca viva; además, hay aumento considerable en la redondez de los clastos de la estación 5 (fig. 8).

Finalmente, en el río del Medio hay escasa variación en los valores de este índice (fig. 9); desde cabeceras hasta la estación III se nota aumento de redondez, pero en la IV (la más alejada de cabeceras) el promedio decrece.

$$\text{ESFERICIDAD} \left( \sqrt{\left(\frac{B}{A}\right)^2 \frac{C}{B}}; \text{Krumbein, 1941 a; Catacosinos, 1965} \right)$$

En el cenoglomerado varía entre 0,62 y 0,68 y casi todos los datos aparecen confinados en el intervalo 0,65-0,67. El promedio es de 0,66 (cuadro I b).

En cuanto a la esfericidad de los depósitos del abanico aluvial, se puede señalar que es muy similar a la de las psefitas antes citadas ya que presentan mínimos de 0,62 y máximos de 0,67; sin embargo, las variaciones son algo más amplias y su esfericidad media es levemente menor (0,65) (cuadro I a).

Por su parte, los sedimentos del río del Medio tienen topes de 0,62 y 0,67 en cabeceras y desembocadura respectivamente, con media de 0,65 (cuadro I c).

## 1. Relación esfericidad-granulometría

En el cenoglomerado no hay variaciones destacables; en los depósitos del abanico hay tendencia al aumento con el tamaño, y por último —y contrariamente— en el río del Medio la esfericidad disminuye con el incremento de tamaño en los grados menores, pero desde los 45 mm aumenta paulatinamente (cuadro II).

## 2. *Relación esfericidad-distancia de transporte*

Los depósitos del flujo de barro de 1967 varían en forma anómala, aunque se ha notado leve tendencia a la disminución de esfericidad con la distancia hasta la parte media del cuerpo; de allí en dirección aguas abajo se produce aumento en el valor de esfericidad (fig. 9).

En cuanto al abanico aluvial, tampoco se advierten tendencias claras (fig. 9); lo más destacable es la permanencia de los valores de esfericidad en casi todos los sectores, menos en la base, donde hay clara disminución (estas características son más salientes en la fracción 32-45 mm).

Los sedimentos del cauce del río del Medio tienen tendencia clara y leve a aumentar su esfericidad con la distancia de transporte (fig. 9).

Cabe destacar que los promedios tan parejos de esfericidad para distintas estaciones y fracciones es el producto de un muy similar valor de esfericidad en cada uno de los clastos estudiados.

## 3. *Esfericidad media y desviación standard de esfericidad*

La esfericidad media estadística (Krumbein y Sloss, 1969), calculada para los sedimentos del río del Medio y del flujo de barro de 1967, da valores que están muy próximos a los promedios aritméticos de esfericidad antes indicados. La máxima diferencia registrada entre ambas determinaciones es del orden de 0,01 por estación (ver cuadro I a y c).

La desviación standard de esfericidad (Krumbein y Sloss, 1969) tiene las mismas cifras en ambos depósitos. En el río del Medio varía entre 0,102 y 0,139, mientras que en el cenoglomerado lo hace desde 0,098 a 0,132. Estos valores son muy parecidos a los obtenidos por Bluck (1964), quien determinó que la desviación de esfericidad en sedimentos de abanicos aluviales variaba aproximadamente entre 0,08 y 0,12.

Esta propiedad se comporta frente a la distancia de transporte de manera similar a la esfericidad media, pues es sensible sólo en los sedimentos del río del Medio. Allí el coeficiente disminuye su valor notoriamente en los tramos superiores, pero más adelante se incrementa paulatinamente; la tendencia es exactamente opuesta a la encontrada por Bluck (1964).

#### 4. Relaciones entre los tres depósitos

El cenoglomerado y los depósitos del río del Medio presentan valores de esfericidad más elevados y parejos que los del abanico aluvial. Mientras que en el cenoglomerado la esfericidad se mantiene constante con el aumento de granulometría, en el río y abanico hay tendencia al aumento hacia los grados más gruesos. Finalmente, con respecto a la distancia de transporte, los depósitos del río del Medio son los que varían más notoriamente, mejorando su esfericidad aguas abajo; por el contrario, los menores cambios se hallaron en el cenoglomerado.

$$\text{PLATIDAE} \left( \frac{A + B}{2C}; \text{Wentworth, 1922} \right)$$

En los depósitos del flujo de barro de 1967 la platidad varía entre 2,10 y 2,49, siendo el promedio general igual a 2,32 (cuadro I b). En lo que respecta a los sedimentos del abanico aluvial los cambios más notables son 2,14 y 2,87, valores algo más elevados que los del cenoglomerado, pero también de poca amplitud; el promedio es 2,37 (cuadro I a). En el río del Medio los valores van de 2,15 en la desembocadura a 2,50 en el ápice; aquí la variación es aún menos amplia, mientras que la media es de 2,30 (cuadro I c).

Como puede notarse, en los tres sectores la platidad es muy similar, y los datos individuales de fenoclastos son muy próximos a estos promedios en la mayoría de las estaciones. En todos los casos el grado de platidad puede considerarse como bajo a mediano.

#### 1. Relación platidad-granulometría (fig. 10, cuadro II)

En el cenoglomerado se manifiesta disminución del índice de platidad hasta el grado 45-64 mm, pero a partir de él hay incremento. En el abanico aluvial hay también clara tendencia a disminuir en los tamaños más finos, pero hasta el grado 64-91 mm, mientras que al final aumenta levemente. Por su parte, en el lecho del río las cifras de platidad aumentan hasta la fracción 32-45 mm, mas posteriormente disminuyen considerablemente. A pesar de las variaciones tan escasas, se manifiesta un comportamiento diferente entre los fenoclastos del río del Medio y los de los otros depósitos.



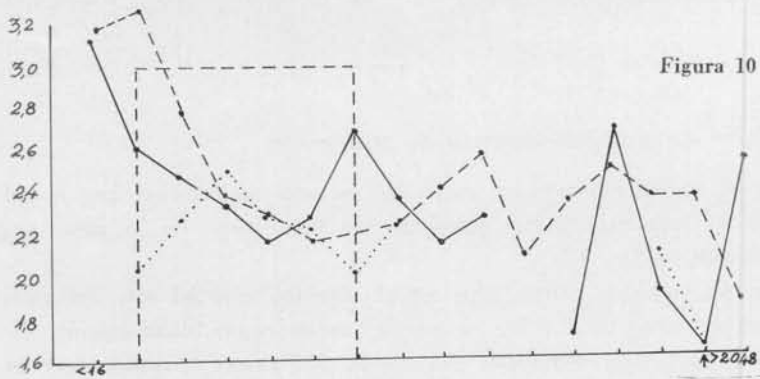
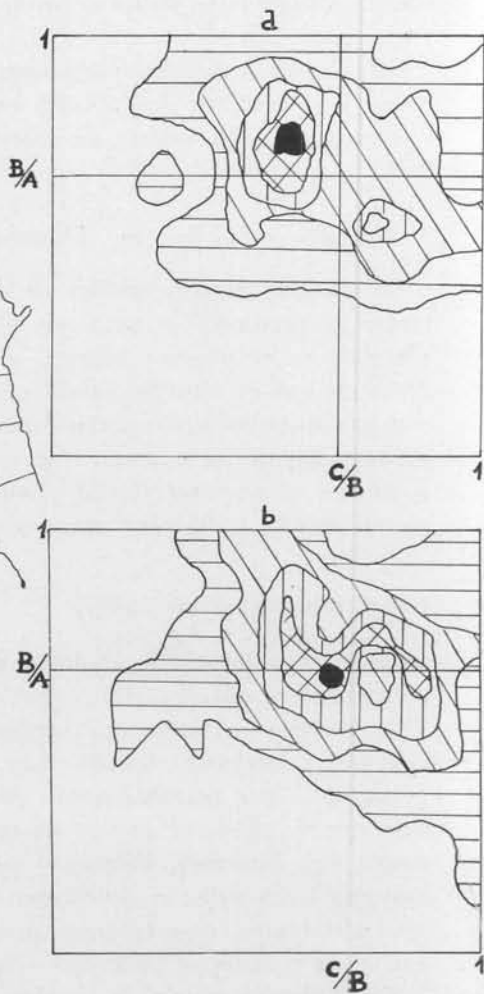
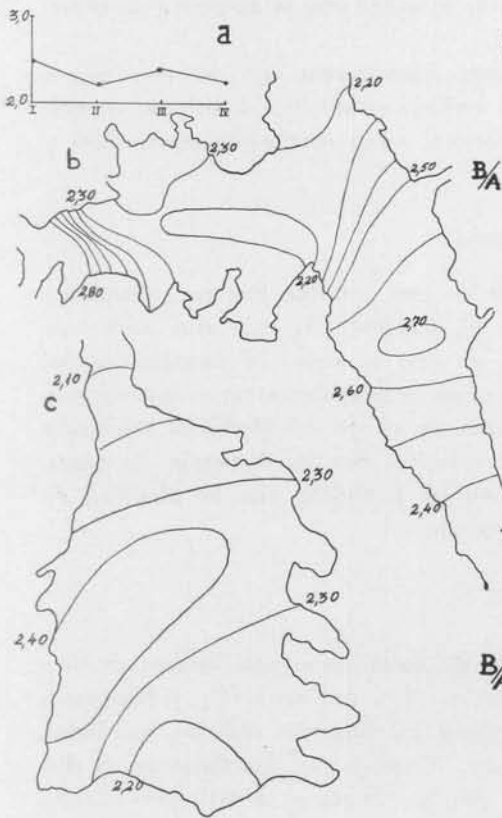


Figura 10

Figura 11

Figura 12



Figs. 10-12. — 10, Variación de planitud con el tamaño de fenoclastos. ----. aluvial; ——— conglomerado; ..... río del Medio; 11, Variación de los valores promedio de planitud con la distancia de transporte. a, Río del Medio; b, abanico aluvial; c, conglomerado; 12, Geometricidad de clastos. Diagramas de frecuencia. a, estación G; b, estación 9.

## 2. *Relación platitud-distancia de transporte*

En el cenoglomerado se notan las mismas tendencias que la esfericidad, ya que este índice presenta un valor tope en la parte media del depósito (fig. 11).

Las variaciones constatadas en el abanico aluvial son, en general, anómalas, aunque a veces se puede notar cierta disminución de los valores hasta las estaciones del borde del abanico, donde hay incremento de platitud (fig. 11). Por su parte, en el río del Medio es clara la disminución de las cifras de platitud con la distancia de transporte (fig. 11).

Cabe agregar que las variaciones encontradas son de muy escasa escala y se perciben después del análisis estadístico detallado, ya que la mayoría de los valores de platitud están confinados entre 2,10 y 2,80.

## 3. *Relación entre los tres depósitos*

La platitud es muy similar en los tres, aunque por los valores extremos y promedio se nota que el ambiente de más alto índice de platitud es el abanico aluvial, al que le sigue el cenoglomerado. Mientras que en éstos los cambios con la granulometría se manifiestan con una distribución campaniforme, en el río del Medio la tendencia es exactamente la opuesta. En relación con la distancia de transporte, en el abanico aluvial y río es probable que la platitud de clastos tienda a decrecer aguas abajo.

## GEOMETRICIDAD (Zingg, 1935)

En el cenoglomerado, el orden de abundancia más común de geomericidad es oblatos (O), ecuantes (E), prolados (P) y laminares (L), aunque se encuentra también la fórmula oblatos, prolados, ecuantes y laminares (cuadro I b). El ploteo de los datos en el diagrama de Zingg permitió notar que los clastos se distribuyen en una faja que va desde el vértice de esfericidad igual a 1 hasta la parte media del diagrama, abarcando todos los campos; sin embargo, las mayores frecuencias se concentran en la zona de unión de las cuatro geomericidades, especialmente donde el campo de los oblatos limita con el de ecuantes y laminares (fig. 12).

En el abanico aluvial la fórmula más común es OPEL (cuadro I a), siguiéndole la relación OLPE y la P-OEL; aquí la geomericidad es

mucho más variable que en el cenoglomerado, y en consecuencia, los cambios de porcentajes entre las distintas formas son más amplios. Para los sedimentos del río del Medio predomina la relación OPEL (cuadro I c).

### 1. *Relación geomericidad-granulometría*

En el cenoglomerado los oblados y ecuanes tienden a disminuir con el aumento de tamaño de clastos, los prolados aumentan y los laminares permanecen invariables (cuadro II). En el abanico aluvial, con el incremento de granulometría disminuyen oblados y laminares mientras que los prolados aumentan. Por otro lado, en las psefitas del río del Medio la forma de los clastos experimenta menores cambios: van desapareciendo los oblados, mientras que otros varían su contenido irregularmente con el aumento de tamaño (cuadro II).

### 2. *Relación geomericidad-distancia de transporte*

En el cenoglomerado —salvo los individuos laminares que bajan su contenido relativo hacia la zona distal del depósito— no se registran otras tendencias (fig. 13). De la misma manera se comportan los clastos de las cuatro geomericidades en el abanico aluvial (fig. 14).

En el río del Medio, los clastos ecuanes aumentan su proporción con el transporte (fig. 14); los oblados se comportan de distinta manera según los grados de tamaño, pero en general su porcentaje disminuye suavemente a medida que se incrementa la distancia; los clastos prolados permanecen invariables, salvo en los grados 23-32 y 32-45 mm en los que disminuye su proporción aguas abajo; finalmente, los individuos laminares tienden a bajar su contenido relativo con la distancia.

### 3. *Relación entre los tres depósitos*

En el cenoglomerado la geomericidad es mucho más uniforme y se nota mayor proporción de ecuanes respecto a los otros sedimentos. Los discos predominan netamente en el cenoglomerado y en el cauce del río. Las fórmulas promedio y las proyecciones en el diagrama de Zingg son iguales en los tres depósitos, mientras que los clastos laminares son más abundantes en el río del Medio. Además, el rango de variación de ecuanes es mayor en el citado curso, siendo los in-

Figura 13

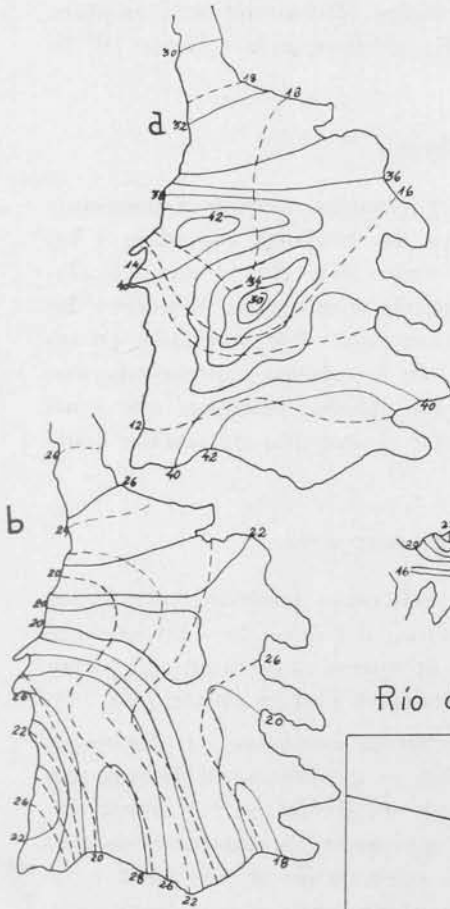
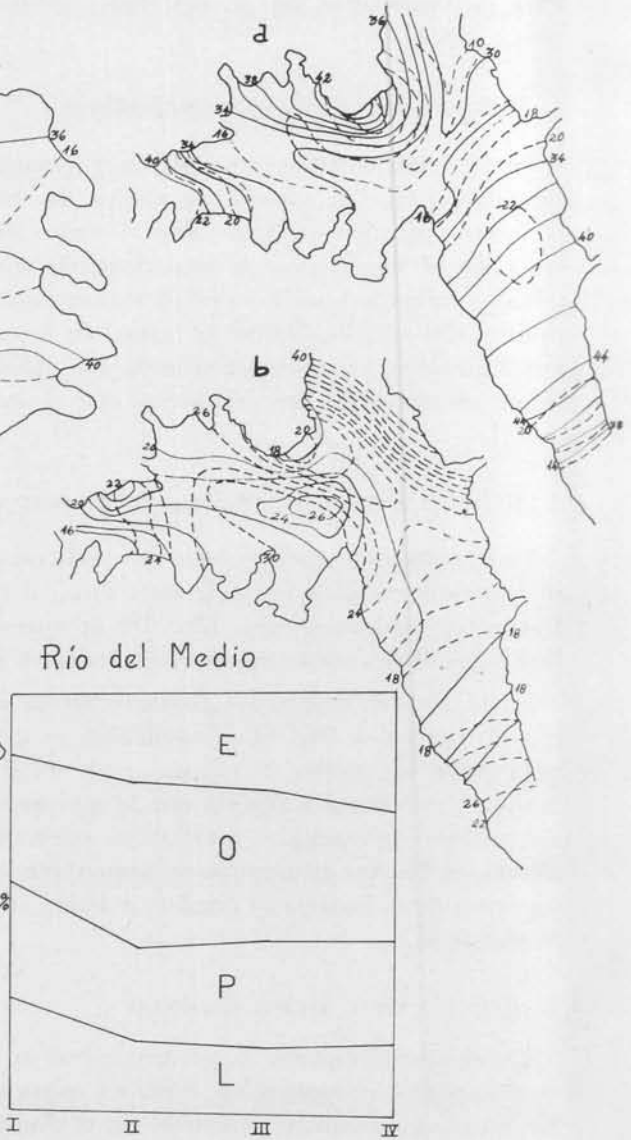


Figura 14



Figs. 13-14. — 13, Cenoglomerado. Variación de los porcentajes de geométricidad. *a*, ——— oblatos ; - - - - - laminares ; *b*, ——— ecuanes ; - - - - - prolados ; 14, Abanico aluvial. Variación de los porcentajes de geométricidad. *a*, ——— oblatos ; - - - - - laminares ; *b*, ——— ecuanes ; - - - - - prolados.

dividuos de esta geomericidad más frecuentes en el cenoglomerado que en el abanico aluvial.

#### 4. *Formas especiales*

En las observaciones de campaña fue posible constatar que —aunque escasos— algunos fenoclastos presentaban “formas especiales”, similares a las de cuerpos geométricos comunes. De ellas, las más frecuentes son las formas de diedros entrantes (Harrington, 1946) y la piramidal de base aproximadamente triangular, seguida por la rómbrica o romboidal. Estas formas son seguramente heredadas y provienen de la relación existente entre planos de fractura y de estratificación de la roca madre, que condicionan su desintegración.

También se encontraron —en porcentajes reducidos— fenoclastos con forma de plancha y contorno pentagonal, en especial en la estación L del cenoglomerado.

#### RELACIÓN ENTRE ESFERICIDAD, PLATIDAD Y GEOMETRICIDAD

Estas tres propiedades están estrechamente vinculadas entre sí y, salvo algunas variaciones de concepto, tienden a tener significado parecido.

Los escasos cambios de esfericidad y platidad, registrados principalmente en el cenoglomerado, son motivados por el mantenimiento general de las distintas proporciones de formas de clastos y la estabilidad en la posición de los máximos de frecuencia en los diagramas de geomericidad.

El ploteo de esfericidad contra platidad (ver Spalletti, 1971) muestra a las claras la íntima vinculación entre ambas propiedades, aunque para el cenoglomerado y abanico aluvial las líneas trazadas no tengan exactamente la misma pendiente. Además, es necesario destacar que hay excepciones a la función (estación I del cenoglomerado) donde debido al incremento de individuos laminares el ploteo de esfericidad-platidad se aparta de la función lineal. También es posible observar anomalías en el abanico aluvial, ya que en la estación I (donde predominan prolados) tampoco se cumple la relación.

Una tendencia muy clara se nota al analizar el diagrama esfericidad-platidad correspondiente al río del Medio (Spalletti, 1971), que muestra una función lineal casi perfecta y algo más empinada que

en los otros dos depósitos. En el canal de descarga, a menores cambios de platitud los hay mayores de esfericidad: en cambio, en el abanico y cenoglomerado la variación de platitud con respecto a esfericidad es más efectiva.

En este trabajo se corrobora la observación efectuada por Teruggi et al. (1971) en el sentido de que platitud es más sensible a los cambios de forma que esfericidad.

Conviene agregar, que contrariamente a las deducciones efectuadas por Grogan (1945), Plumley (1948), Pettijohn (1957) y Bluck (1969), en ninguno de los depósitos se obtuvieron vinculaciones claras entre redondez y las otras propiedades morfométricas.

#### PETROFÁBRICA DE FENOCLASTOS

En el cenoglomerado formado en 1967 los diseños petrofábricos son, en general, muy similares, aunque ha sido posible detectar ciertas variaciones. Se trata de diagramas típicamente anulares que presentan dos a cuatro máximos de muy bajo ángulo de inclinación ( $0^\circ$  a  $10^\circ$ ) (fig. 15), que revelan una constante orientación preferida de los materiales —salvo en dos estaciones— paralelamente a la dirección de transporte. También se nota que, a medida que los clastos son depositados más lejos de cabeceras, la corriente ha variado sus características de depositación: en un principio los sedimentos con cierta imbricación normal (ejes A inclinando aguas arriba) y desde la parte media del depósito hacia la base deja los clastos buzando pendiente abajo.

Además, se ha advertido que con el aumento de la distancia de transporte los diagramas acentúan su distribución polar; es decir que los clastos, aparte de imbricarse a la inversa que los de la mayoría de los lechos fluviales, adquieren mejor orientación preferida.

En cuanto a los depósitos del abanico aluvial los diagramas petrofábricos muestran características muy parecidas a los del cenoglomerado (cf. fig. 15), especialmente aquellos de las estaciones apicales; a medida que se avanza hacia el este las distribuciones van haciéndose más isotropas, salvo en las estaciones ubicadas en la misma base del abanico, donde los gráficos se hacen polares (especialmente los de las estaciones 4 y 5 que, probablemente, han recibido la influencia del río Grande de Jujuy). En la zona apical y basal se observa leve imbricación inversa, aunque sobre ella predominan diseños polares horizontales orientados preferentemente paralelos a la corriente. Ade-

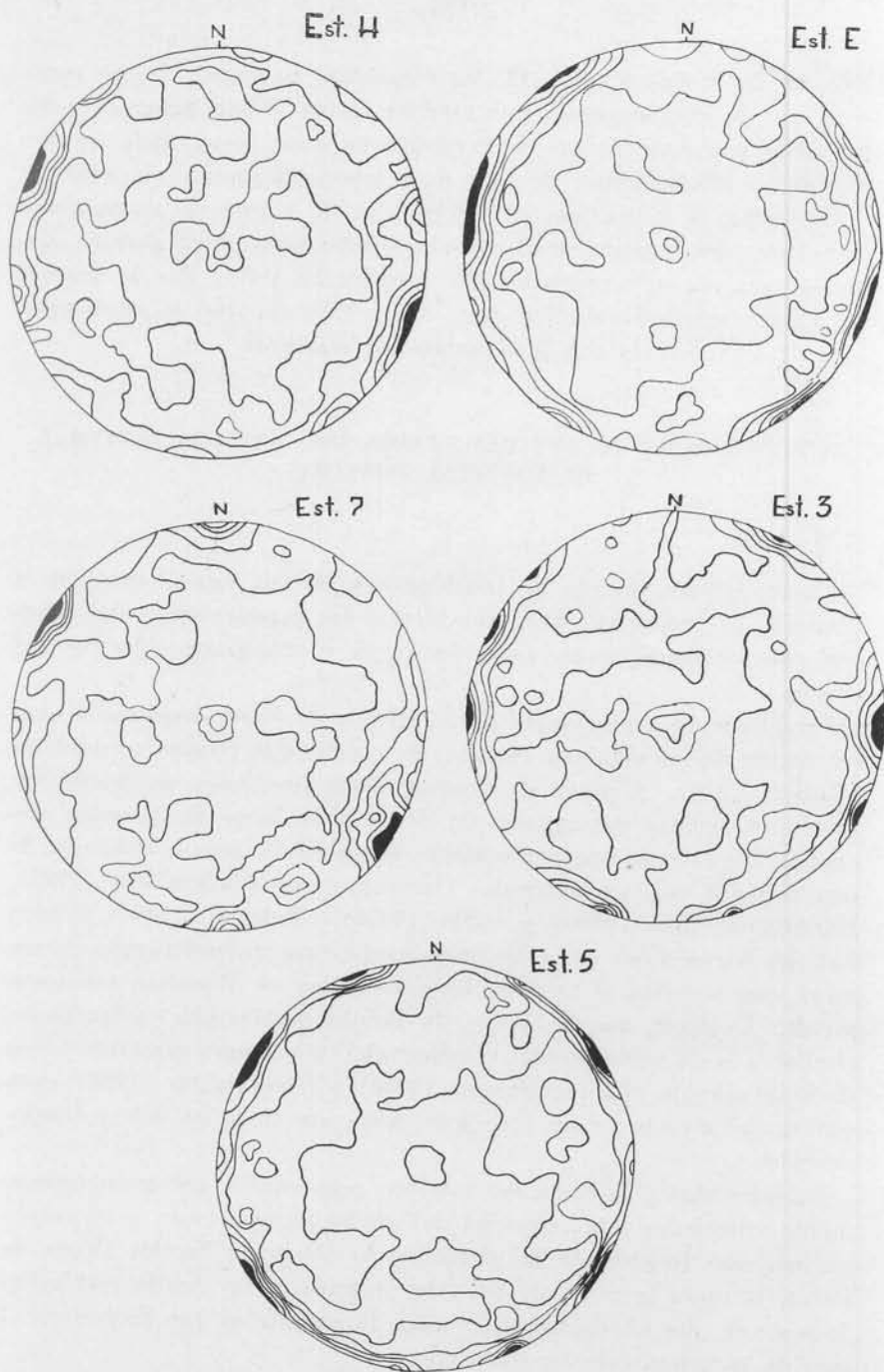


Fig. 15. — Algunos ejemplos de diagramas petrofábricos. Proyecciones de ejes A de clastos

más, en las estaciones 8 y 13, los diagramas no tienen diseño conocido, por lo que se piensa que muchos clastos deben haber sido depositados por movimientos de remoción en masa secos, dada su proximidad a afloramientos de roca dura topográficamente elevados.

En cuanto a la inclinación de los ejes de clastos, es conveniente mencionar que —tanto en el cenoglomerado como en el abanico aluvial— rara vez se exceden los  $20^\circ$  (cuadro *Ia* y *b*). Por lo general los valores promedio oscilan entre  $16^\circ$  y  $20^\circ$ , sin que se noten cambios de importancia con la distancia de transporte.

#### INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS DEL ANÁLISIS TEXTURAL DE MATERIAL PSEFÍTICO

##### 1. *Tamaño*

El análisis de tamaño de fenoclastos y de sus variaciones con la distancia de transporte, permite vincular las características del depósito con la competencia, capacidad-carga y transporte selectivo del agente.

Establecer la competencia de los flujos de barro implica la consideración de los máximos tamaños de clastos que puedan transportar (Gilbert, 1914). A partir de nuestras determinaciones, puede decirse que estos agentes son capaces de llevar, a lo largo de discretas distancias, bloques de enorme tamaño (hasta de 70 metros cúbicos), lo que coincide con apreciaciones efectuadas por Blackwelder (1928), Harrington (1946), Sharp y Nobles (1953) y Polanski (1966), si bien hay que hacer notar que tales componentes son insignificantes, en número, con respecto al total de fenoclastos que se depositan conjuntamente. Es decir, que los flujos de Volcán poseen alta competencia, similar a la de otros agentes continentales, tales como glaciares y ríos de montaña; de allí que Bonney (1902) y Blackwelder (1928) compararan el aspecto de los cenoglomerados con el de los tills y fanglomerados.

La capacidad y la carga son también propiedades que están íntimamente vinculadas a la velocidad del medio transportante, y en consecuencia son función de la pendiente y descarga. En los flujos de barro, la carga es muy similar a la capacidad; este hecho está reflejado en la alta viscosidad del medio, la que ha su vez determina el tipo de transporte de los materiales.

En cuanto a las variaciones que experimenta el tamaño de clastos



con la distancia de transporte, ha sido generalmente aceptado —para diversos agentes— que disminuye (Daubrée, 1879; Wentworth, 1919; Krumbein, 1941 *b*). Sin embargo, otros autores (Marshall, 1927; Gregory, 1915 *b*) pusieron en duda que las variaciones sean generalmente en el sentido de la disminución de tamaños. A pesar de estas opiniones excepcionales, la mayoría de los investigadores han reconocido reducción de granulometría con la distancia y la han atribuido a atrición (Barrell, 1925), transporte selectivo (Krumbein, 1937; Sarmiento, 1945) o efectos combinados de atrición y selección (Daubrée, 1879).

Contrariamente, en todos los depósitos de Volcán los bloques más grandes se encuentran en las partes más alejadas de cabeceras y en las zonas próximas al canal de descarga. Con esta tendencia surgen notorias diferencias en relación con otras observaciones, como las de Sharp y Nobles (1953), Chawner (1934), Bluck (1964), Blissenbach (1954), Krumbein (1942 *a*) y Plumley (1948).

La concentración de bloques en la base del abanico aluvial de Volcán se debe a la acción de flujos de barro en la zona cercana al canal de descarga, los que sufren merma notoria de velocidad recién en la base del abanico; asimismo, esta pérdida de velocidad parece ser bastante repentina, pues los mayores bloques se concentran en la porción más externa del depósito. Además, es posible que la última estrechez del abanico aluvial, ocasionada por afloramientos de roca viva en la línea de estaciones 11 a 13, haya actuado como un factor de control del drenaje, de tal manera que una vez que las corrientes pasan por ese lugar, no encuentran más obstáculos, se distribuyen y depositan casi toda su carga, especialmente los grandes bloques.

Inclusive, el hecho de que estos individuos aparezcan incluidos en una masa de material granulométricamente heterogéneo, nos lleva a pensar que una vez terminado el movimiento de avance no hubo deposición gravitacional de los clastos más gruesos, debido —muy posiblemente y como lo mencionara Crowell (1957)— a efectos tixotrópicos que dependen de la viscosidad de la matriz y de su contenido en arcilla que gelifica. En consecuencia, la viscosidad del medio transportante permitiría al movimiento iniciado en zonas de alto gradiente continuar a lo largo de una superficie uniforme en pendiente, con descarga y velocidad estables.

En relación con este último enunciado, cabe agregar que Krumbein (1940), al no encontrar variaciones de tamaño en las crecientes de San Gabriel, supuso que el transporte era uniforme; más recientemente

te, Lustig (1965) determinó que aún cuando en abanicos aluviales hay disminución de competencia hacia la base, los tamaños máximos de bloques no exhibían cambios considerables; asimismo, la presencia de grandes individuos en zonas de pendiente cero, la explica por la acción de movimientos en masa. Es oportuno mencionar que —ya en 1915— Gregory (1915 *b*) señalaba que a medida que se incrementa la carga puede transportarse mayor volumen de material grueso.

En los flujos de barro las condiciones de flujo están exageradas por la gran descarga; además, el gradiente elevado y la gran turbulencia del movimiento hacen que entren temporariamente gran cantidad de materiales en suspensión, quedando como resultado un depósito de granulometría heterogénea, que requiere para formarse que el movimiento finalice súbitamente. En los flujos de barro pueden entrar en suspensión todos los componentes de la masa, sin límite de tamaño; de esta manera, a causa de la gran viscosidad de los flujos, el efecto de desgaste (impacto) sobre los clastos está muy disminuido.

No obstante, queda evidenciado que, desde el canal de descarga hacia ambos costados, se registra gradual disminución de tamaños, de manera que los desbordes vendrían acompañados por paulatina pérdida de velocidad que se traduciría en reducción de la competencia (Lustig, 1965). Este razonamiento nos lleva a deducir que, a pesar de la alta viscosidad de los flujos de barro, el análisis estadístico revela pobre pero detectable grado de selección con el transporte.

El análisis de tamaño también ha permitido encontrar una fuerte anomalía estadística en la zona del punto de distribución del abanico aluvial. En la estación I' del cenoglomerado (cuya posición coincide con este punto) se advierte gran concentración de bloques. La diversificación de cauces en ese sector hace que los flujos, que recién comienzan a desbordar el canal principal, se expandan aún más sobre la superficie del abanico con consecuente pérdida de velocidad y disminución de su capacidad para transportar materiales más gruesos, que quedan así concentrados en las inmediaciones del punto de distribución.

El estudio de la distribución granulométrica y del análisis de la mediana y tamaño promedio para material pséfítico mayor a 16 mm tiende a corroborar lo evidenciado en la interpretación de los bloques mayores. Es notorio que, tanto la mediana como los porcentajes mo-

dales, tienden a aparecer en los grados más gruesos a medida que se incrementa la distancia de transporte; pero este efecto se hace bien evidente en las estaciones distales del abanico aluvial. Esta deducción está confirmada por la variación de frecuencia de las admixturas proximales y no de las modas, especialmente en las psefitas del río del Medio.

Todas estas características demuestran que los agentes perdieron velocidad bruscamente, sobre todo en los sectores próximos al canal y en la base del abanico aluvial, dejando como resultado depósitos caóticos que incluyen materiales gruesos. Conviene repetir que un importante factor en la distribución de tamaños gruesos hacia la base, es la mencionada estrechura de rocas precámbricas que aparece a la altura de la línea de estaciones 11 a 13.

Es también oportuno destacar que desde las partes apicales se habría producido alguna pérdida paulatina de velocidad, pues se nota cierto decrecimiento en el valor de la mediana de los depósitos del abanico y cenoglomerado, que se incrementa bruscamente al llegar a la base.

A partir de los datos de frecuencia ponderal se construyó un diagrama CM (Passega, 1957) en el que C no representa la máxima competencia del agente pues los grandes bloques no han sido incluidos. El diagrama elaborado para los sedimentos del abanico aluvial (fig. 16) es del tipo PQR, donde la porción PQ se puede comparar con aquellos sedimentos donde hay mezcla de depósitos producidos por flujos de barro y agentes fluviales (Bull, 1962), y la parte inferior (QR) es similar a la de sedimentos de cursos entrelazados o anastomosados (braided rivers, Bull, 1962). Por su parte, el contorno de los depósitos del flujo es barro de 1967 (fig. 16), aunque no es igual al elaborado por Bull para los mismos agentes, refleja tendencias parecidas.

## 2. Redondez

Como quedó indicado anteriormente, las cifras de redondez de los tres depósitos son sumamente parejas y bajas, ya que en ningún caso (promedios por estación) superan el valor de 0,26, ubicándose casi siempre en el grado subanguloso de la escala de Pettijohn (1957). Estas cifras son bastante menores a las encontradas por otros autores en psefitas fluviales (Krumbein, 1941 *b*, 1942 *a*; Plumley, 1948).

Salvo Gregory (1915 *a* y *b*) la mayoría de los investigadores con-

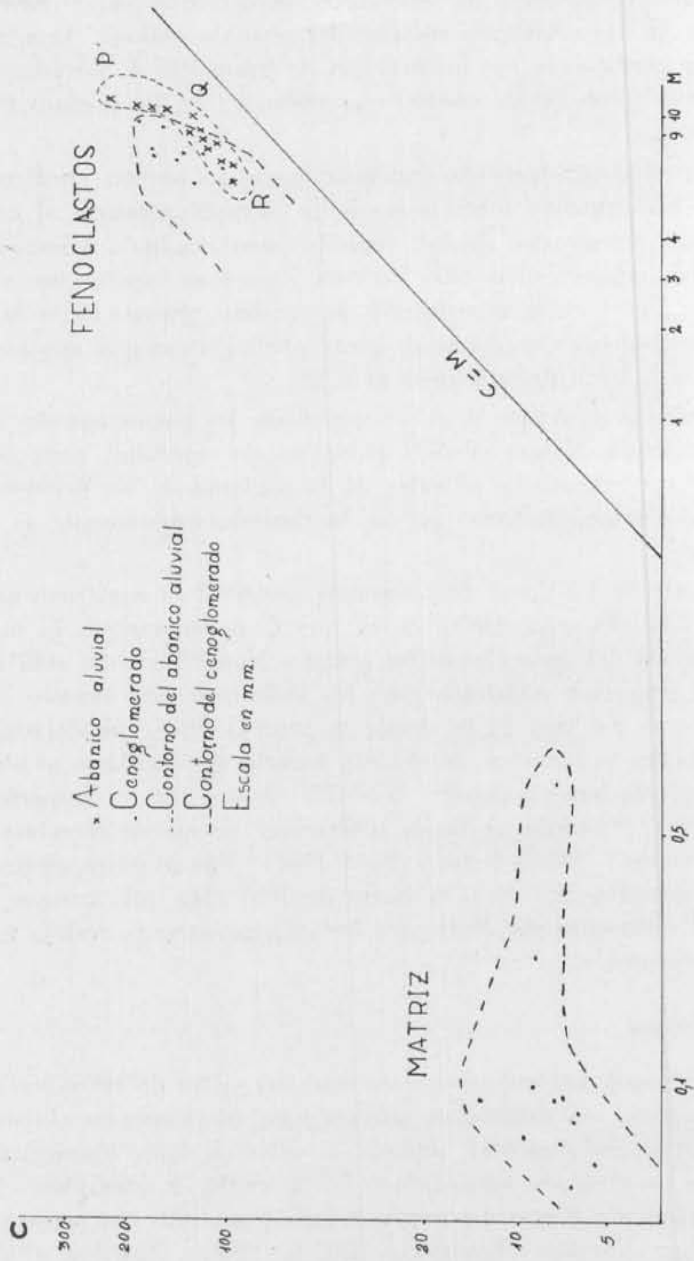


Fig. 16. — Diagrama CM (Passaga, 1957)

cordaron es decir que la redondez se incrementa con la distancia de transporte (cf. Wentworth, 1919, 1922 *b*; Krumbein, 1940, 1941 *b*, 1942 *a*; Plumley, 1948); aún Blissenbach (1954) notó gran aumento de redondez en clastos de abanicos aluviales.

En la zona de Volcán, la relación redondez-distancia de transporte es menos clara y hasta confusa; más aún, los cambios registrados son de tan escasa magnitud que puede considerarse que esta propiedad permanece esencialmente invariable, a excepción de los depósitos del río del Medio en los que parece insinuarse tendencia al aumento de redondez con la distancia.

En cuanto a las variaciones de redondez con la granulometría, ya Daubrée (1879) comprobó que el desgaste de mayor intensidad se produce en los clastos más grandes. Otros estudios (Wentworth, 1922 *b*; Plumley, 1948; Kuenen, 1956; Pettijohn, 1957) corroboraron estas deducciones. Puede decirse que en nuestros sedimentos esta tendencia también se da, pero es más manifiesta en los grados más gruesos, en especial los correspondientes a bloques. Esta determinación se opone a la efectuada por Bluck (1969) en rodados de playa, en los que encontró que los más gruesos tenían bajos valores de redondez.

El principal factor que controla el redondeamiento es el desgaste (que según Marshall, 1927, comprende impacto, abrasión y trituración). El desgaste es, a su vez, función de las condiciones de transporte (Krumbein, 1940) y de la litología (Daubrée, 1879; Bluck, 1969); además, en otros trabajos se confirma que el proceso de desgaste que es más efectivo en desarrollar la redondez de los clastos es la abrasión (Krumbein, 1941 *b*, 1942 *a*; Plumley, 1948; Kuenen, 1956; Pettijohn, 1957).

En los sedimentos estudiados se han dado condiciones desfavorables para producir incremento de redondez de los clastos con el transporte, ya que la dureza de los clastos —cuarcíticos— inhibe o retarda el desgaste. No obstante, a pesar de su resistencia, el redondeamiento de trozos de cuarcitas ya fue demostrado por Wentworth (1922 *b*) en su trabajo del río Russell Fork.

Por otra parte, las características de los flujos de barro son de fundamental importancia para impedir el incremento de la redondez, pues el tipo de transporte, altamente viscoso, hace que se acarreen conjuntamente trozos de todos los tamaños en suspensión; de esta manera, los fenoclastos no chocan entre sí, sino que van protegidos por material de granulometría más fina que amortigua la abrasión y hasta la impide. Los trozos que pueden sufrir cierto desgaste son

los que periódicamente pueden arrastrarse por el piso, es decir los bloques mayores, que favorecidos por su dureza, no se rompen sino que van sufriendo el desgaste de sus aristas. Cabe agregar, que Harrington (1946) reconoció cierto efecto abrasivo en los sedimentos de Volcán "evidenciado por el incipiente redondeamiento de sus fragmentos".

En relación con lo anteriormente expuesto, conviene señalar que los sedimentos del abanico aluvial pueden haber sido generados, en gran parte, por flujos de barro, ya que su redondez tiene un comportamiento similar a la de los cenoglomerados.

La muy escasa, aunque mayor redondez de los clastos del río del Medio, seguramente no se ha producido totalmente durante su transporte, sino que puede verse favorecida por la acción de desgaste de clastos menores transportados "a posteriori" de la depositación de los individuos más grandes, cuando las corrientes tienen menor caudal y drenan menos carga.

### 3. Esfericidad

La esfericidad de los depósitos de Volcán es muy similar a la de clastos de distintos ambientes continentales y de variada litología (Krumbein, 1940; Blissenbach; 1954; Bluck, 1964; Teruggi et al., 1971).

La relación de la esfericidad con la granulometría todavía no está bien aclarada, ya que algunos autores mencionan que aumenta (Bluck, 1969) y otros que disminuye con el aumento de tamaño (Teruggi et al., 1971). En nuestro caso, la vinculación no es clara, pero hay cierta tendencia al incremento de esfericidad cuando se consideran los individuos más gruesos del abanico aluvial y del río del Medio.

En cuanto a sus relaciones con la distancia de transporte, la esfericidad de las pséfitas del río del Medio es la única que cambia, y aumenta levemente, aguas abajo.

Numerosos investigadores (Krumbein, 1942 *a*; Blissenbach, 1954; Sneed y Folk, 1958; Bluck, 1964, 1965) corroboraron los enunciados de Wentworth (1922 *b*), quien señaló que la esfericidad no cambia con el transporte y es, por lo tanto, un factor hereditario. Sin embargo, para corrientes fluviales, Krumbein (1940), Plumley (1948) y Teruggi et al. (1971) constatan incremento de esfericidad aguas abajo. Estas variaciones han sido atribuidas a abrasión (Krumbein, 1941 *b*; Teruggi et al.) y a transporte selectivo (Plumley; Pettijohn, 1957).

Es indudable que estos dos procesos tienen gran importancia, especialmente en corrientes normales poco viscosas, pero su acción se ve disminuida a medida que los flujos se hacen más turbulentos y menos fluidos, ya que el primero de los factores conduce a rotura y el segundo —provocado por exceso de carga— amortigua la acción de desgaste y la selección del depósito. Estas causas son las que seguramente han impedido a los clastos del abanico aluvial y del cenoglomerado de Volcán mejorar su esfericidad con la distancia. No obstante, en los sedimentos del río del Medio el leve incremento de esfericidad con el transporte y con la granulometría debe ser explicado por la acción de corrientes normales que actúan entre flujo y flujo de barro. De todas maneras, como lo señalaran Teruggi *et al.*, los cambios son de tan escasa magnitud que la propiedad no refleja las condiciones de transporte de los materiales, y permite reconocer —aún en los tramos más alejados de cabeceras— la esfericidad aproximada de los fragmentos que se separan de la roca madre.

Es conveniente acotar que la disminución inicial en el valor de la desviación standard de esfericidad en los sedimentos del río del Medio, revela la acción de transporte selectivo en la zona apical. Aparentemente, la tendencia de las corrientes es la de agrupar clastos de esfericidad 0,65; mas hacia la base el incremento en el valor de desviación reflejaría una mezcla de esfericidades debido, quizás, a la influencia de depósitos originados por flujos de barro, de carácter más viscoso y, por ende, menos selectivo.

#### 4. *Platidad*

Los valores del índice de platidad determinados en las pséfitas de Volcán son algo más altos que los obtenidos por Thébault (1969), Cailleux (1945) y Teruggi *et al.* (1971) para ambiente fluvial.

En coincidencia con lo expresado por estos autores, no parecen existir vinculaciones claras entre el índice de platidad y la granulometría, pero esto no impide remarcar que las variaciones registradas en el cenoglomerado son diferentes a las mostradas en el cauce del río del Medio. Este problema es bastante complicado de resolver por el momento, pero en el caso de seguir encontrándose diferencias de esta naturaleza será conveniente analizarlas más detalladamente.

En cuanto a la variación del índice de platidad con la distancia de transporte, es necesario señalar que los fenoclastos del abanico aluvial

y del cauce del canal de descarga se hacen menos aplanados a medida que se incrementa la distancia, mientras que en el cenoglomerado de 1967 se notan variaciones anómalas que no reflejan claras tendencias.

Para clastos calcáreos de ambiente fluvial, Bouillet (1953) no encontró variaciones de importancia de platitud con el transporte; sin embargo, recientemente, Teruggi *et al.* (1971) advirtieron que en clastos graníticos sus valores tienden a disminuir con la distancia, e indicaron que las causas que llevan a bajar el achatamiento son transporte selectivo y, fundamentalmente, abrasión. Estos mismos procesos pueden invocarse para explicar la disminución de platitud en el río del Medio y en algunas partes del abanico aluvial, aunque creemos que debido a la litología de los clastos, el factor de abrasión debe verse superado por el transporte selectivo.

Para el cenoglomerado de 1967 y para la base del abanico aluvial, donde no se constatan variaciones de importancia o se nota brusco aumento del índice de platitud, respectivamente, debe considerarse nuevamente la alta viscosidad de los flujos de barro que inhibe tanto el desgaste de las partículas como su selección.

De todas maneras, y a pesar de su empleo en la separación de diversos ambientes (Cailleux, 1945; Thébault, 1969), debemos coincidir con Dal Cin (1967) y Teruggi *et al.* (1971) en afirmar que la platitud es hereditaria y depende de la composición, estructuras, textura y grado de cementación y alteración de la roca madre.

### 5. Geometricidad

En los sedimentos de Volcán, la geometricidad se caracteriza por ser muy constante en cuanto a la proporción de cada una de las formas. Tanto en el abanico aluvial como en el cenoglomerado y río del Medio predominan clastos oblatos, seguidos por cantidades similares de prolados y ecuanes, mientras que los laminares están en proporciones subordinadas.

Este ordenamiento también fue notado por Teruggi *et al.* (1971) en la grava del río Sarmiento; coincidentemente, se advirtió que los clastos estudiados caen en áreas similares del diagrama de Zingg (1935) a las de materiales de otros ambientes y litologías (Krumbein, 1942 *a*; Andreis, 1965; Teruggi *et al.*, 1971) y con concentraciones muy próximas a la zona de unión de las cuatro geometricidades.

Es conocido que la forma depende del trozo originalmente separado de la roca madre (Gregory, 1915 *a*). Harrington (1946) indicó



—para los sedimentos de Volcán— que la forma de los clastos está controlada por los planos de estratificación, clivaje y diaclasas de la roca madre. En consecuencia, es innegable que este tipo de ruptura favorece la formación de individuos con forma de disco (oblados), pero que tienden a la geomericidad ecuate.

Ha sido tema de amplias discusiones el comportamiento de esta propiedad frente a los agentes de transporte y la distancia. Ya en 1932, Wadell demostró que la forma esférica determina la selección de las partículas transportadas por rolido y que los discos son los que van más lejos en suspensión. Krumbein (1942 *b*) amplió este concepto demostrando que los clastos ecuates y prolados se mueven más que los oblados cuando son transportados por tracción, mientras que en suspensión (Krumbein, 1942 *a*) las esferas son depositadas antes que otras formas. Por su parte, Bluck (1967) indicó que los clastos laminares tienen un comportamiento similar al de los oblados. Shepard y Young (1961) y Kuenen (1964) señalaron que los clastos discoidales tienen menor "pivotabilidad" que los prolados y ecuates y por lo tanto no pueden ser transportados de la misma manera y con igual intensidad.

En sólo dos trabajos (Bluck, 1964; Teruggi *et al.*, 1971) se analiza la variación de geomericidad con el transporte en ambiente fluvial. Bluck encontró que los individuos prolados y oblados aumentaban sus proporciones relativas corriente abajo, y señaló que este comportamiento no se puede relacionar y atribuir a una misma fase de transporte, ya que el incremento de prolados se debe a transporte selectivo por tracción y el de discoidales a transporte selectivo por suspensión.

Por su parte, Teruggi *et al.* corroboraron que esta propiedad, aunque está influenciada por la litología, detecta ciertas variaciones con el transporte; pero a pesar de que notan incremento de ecuates y correlativa disminución de oblados aguas abajo, señalan que la selección de geomericidad es escasa y que tal pobreza puede deberse a las características del transporte rápido y turbulento.

En el abanico aluvial de Volcán no se han registrado tendencias claras en cuanto a las variaciones de geomericidad con la distancia, mientras que en el cenoglomerado no se producen cambios destacables, salvo incremento de oblados en la porción más externa del depósito. Este comportamiento avalaría las conclusiones de Teruggi *et al.* en el sentido de que corrientes veloces y turbulentas dudosamente producirían cambios de geomericidad, pero el aumento de discos hacia la parte distal indicaría que estos individuos permanecieron en la

corriente más tiempo que los clastos de otras formas, mostrando así que existió cierto tipo de transporte selectivo en suspensión.

En cambio, en el cauce del río del Medio los oblados y laminares disminuyen su contenido, mientras que los ecuanes aumentan. Es indudable que aquí el transporte selectivo fue eficaz y que el traslado de los fenoclastos fue efectuado esencialmente por tracción.

En cuanto a la vinculación de la geométricidad con el tamaño de los individuos, la relación encontrada es bastante clara y uniforme, ya que a medida que se incrementa la granulometría aumenta el contenido de clastos prolados, y disminuye —fundamentalmente— el de oblados. Este cambio es seguramente consecuencia del tipo de ruptura que afecta a las rocas madres, que debe estar controlada principalmente por un plano de discontinuidad que predomina sobre otros.

## 6. *Petrofábrica*

El análisis de los resultados obtenidos permitió arribar a conclusiones similares a las de Lindsay (1966, 1968) y Harrison (1957), autores que ya han tratado el problema de la disposición de clastos sedimentados por flujos de barro.

Harrison (1957) y Lindsay (1966) determinaron, al estudiar la fábrica de clastos discoidales, que su cara mayor yace esencialmente horizontal, mientras que Lindsay (1968) comprobó experimentalmente que rodados prolados se disponen con su eje mayor (A) paralelo al eje  $\alpha$  del sistema de referencia, pero con buzamiento variable.

Las características más salientes de la mayoría de nuestros diagramas petrofábricos son la disposición de máximos paralelos y perpendiculares a la corriente y una mayor anisotropía e imbricación coincidente con la pendiente hacia los sectores distales.

La comparación con estudios efectuados en sedimentos de génesis distinta permite deducir que el único factor que serviría para diferenciar por la petrofábrica a diferentes agentes, es la frecuente imbricación de bajo ángulo y aguas abajo de los clastos de cenoglomerados, que según Kalterherberg (1956) es consecuencia de la pobre densidad de empaque de los sedimentos. Clastos inclinados en coincidencia con la pendiente sólo fueron mencionados por Wadell (1936) para sedimentos de eskers y de taludes subaéreos, y por Krumbein (1940) —como excepción— en gravas de crecientes. En los cenoglomerados fue notado por Lindsay (1968) quien enunció que bajo ciertas condiciones puede ser un diseño común.

No son muchos los autores que indagaron el por qué de la disposición de los individuos en las formaciones detriticas. Afortunadamente, para los flujos de barro, Lindsay (1968) dio una serie de condiciones, basadas en estudios experimentales y de campo, que favorecen la formación de fábricas anisótropas.

Este autor ha determinado que en los flujos de barro hay un muy corto período de tiempo, anterior a la paralización definitiva, en el cual el flujo se hace laminar, debido a la disminución de velocidad que origina la pérdida de gradiente. Según Lindsay, es en esta etapa cuando los clastos desarrollan buena orientación preferida, aunque no deja de señalar que fábricas menos notorias (Lindsay, 1966) se pueden lograr cuando el flujo de barro tuvo un régimen turbulento permanente.

Para nuestro caso, la utilidad del análisis petrofábrico estriba en que mediante él se puede determinar que muy probablemente ha existido, antes de la paralización del flujo, un movimiento laminar sin que los clastos hayan sufrido depositación gravitacional una vez terminado el movimiento de avance.

De todas maneras, no nos ha sido posible encontrar una explicación satisfactoria de por qué los fenoclastos estudiados mejoran su disposición corriente abajo y cambian el sentido de su inclinación.

#### SEDIMENTOLOGÍA DEL MATERIAL MENOR A 4 mm

##### MINERALOGÍA DE LA MATRIZ DE LOS CENOGLOMERADOS

###### 1. *Mineralogía de la fracción arena*

Las arenas están compuestas fundamentalmente por clastos líticos, cuarzo y feldespato.

Los clastos líticos son de variada naturaleza, pero predominan los pertenecientes a wackes (cuarzo más clorita gruesa) y pelitas (limolitas cuarzosas y arcilitas); en menor proporción se han hallado trozos de cuarzo policristalino y de pizarras.

Del cuarzo se han podido reconocer los dos tipos descriptos por Mazzoni y Spalletti (1972) en las arenas del río Grande, unos con pátina hematítica y otros con superficies límpidas. En ambas variedades hay igual proporción de granos con extinción normal y medianamente ondulante; además, son frecuentes cristaloclastos con inclusiones globulares, mientras que más raramente se hallan individuos

que portan inclusiones regulares de apatita y turmalina. Como dato adicional, conviene mencionar que es común la presencia de crecimientos secundarios con contornos angulosos.

Entre los feldespatos se ha encontrado plagioclasa del tipo oligoclasa-andesina, sin zonación y, muy frecuentemente, fresca. El único feldespato potásico observado es la ortoclasa que aparece en granos frescos y medianamente alterados, siendo muy escasos los clastos totalmente alterados.

Entre los componentes pesados, se destaca —además de la presencia de abundantes litoclastos— granos de clorita, minerales opacos (hematita y magnetita), muscovita, turmalina, epidoto y circón.

## 2. *Mineralogía de la fracción arcilla*

La composición de la fracción arcilla es constante en todas las muestras analizadas, aún en las más viejas del abanico aluvial. En contraste con lo mencionado por Harrington (1946) sólo se han hallado filosilicatos representados por clorita e illita, sin que se pudiera determinar la presencia de polvo de cuarzo. El reconocimiento de las especies mencionadas se efectuó a partir de difractogramas de muestra normal (ver Spalletti, 1971).

## 3. *Proporción entre componentes de la fracción arena*

Entre los livianos predominan los litoclastos, que superan el 60 % del total (cuadro III). El cuarzo límpido oscila entre 20 y 30 %, mientras que el teñido con hematita lo hace entre 4 y 12 %; la proporción total de cuarzo no pasa del 36 % (cuadro III). De los feldespatos, muy escasos, predomina claramente la plagioclasa con totales de 4 a 6 %; por su parte, la ortoclasa sólo alcanza 1,22 % en la fracción de 88-125 micrones (cuadro III).

Con estas proporciones, la arena muy fina y fina (únicas estudiadas) de los cenoglomerados de Volcán puede clasificarse como lítica. Además, es lógico suponer que hacia los grados más gruesos se produzca un gradual enriquecimiento en clastos de rocas.

La determinación de porcentajes entre los componentes pesados permite corroborar el alto contenido de clastos líticos sobre cristalo-clastos (cuadro III), pues los primeros oscilan entre 69 y 88 %. Siguen, en orden de abundancia, con porcentajes menores al 10 %, clorita y opacos; y por su parte, pueden considerarse muy escasos los granos de muscovita, epidoto, turmalina y circón que aparecen sólo en la fracción arena muy fina con tenores menores al 5 %.

CUADRO III  
Mineralogía de la matriz del cenoglomerado de 1967

*Componentes livianos*

	Fracción 88-125 micrones	Fracción 125-250 micrones
Litoclastos.....	60,30 %	60,50 %
Cuarzo teñido.....	3,76	12,72
Cuarzo limpio.....	28,05	22,30
Plagioclasa.....	5,49	4,46
Feldespato potásico.....	1,22	
Calcita.....	1,22	

*Componentes pesados*

Litoclastos.....	69,60 %	88,40 %
Clorita.....	9,75	3,60
Carbonatos.....	8,20	3,60
Opacos.....	5,64	4,50
Muscovita.....	4,61	
Turmalina.....	1,02	
Epidoto.....	0,51	
Circón.....	0,51	

4. *Proporción de componentes en la fracción arcilla*

El componente más abundante es la illita, que se mantiene en cantidades parejas en todas las muestras analizadas; la illita varía su contenido relativo entre 73 y 82 % del total, mientras que el resto corresponde a clorita.

5. *Resultados obtenidos del análisis mineralógico*

La mineralogía de la fracción arena refleja principalmente aporte de terrenos sedimentarios donde afloran rocas de las entidades precámbricas y cámbricas que rodean la zona. Esta procedencia se evidencia por la estrecha vinculación existente entre las características y proporciones de los minerales encontrados tanto en los sedimentos como en las rocas madres (cf. Spalletti, 1971), a lo que se deben sumar las peculiaridades de los clastos líticos, casi todos de naturaleza sedimentaria y de la misma composición que las rocas constituyentes de las áreas positivas.

Los minerales de las arcillas de los cenoglomerados son exactamente los mismos y tienen igual grado de cristalinidad que los hallados en las rocas fuente wáckicas y lutíticas, de manera que es fácil deducir su naturaleza alóctona o detrítica (Millot, 1964). También es posible notar que en el nuevo ambiente las arcillas no han sufrido procesos de degradación. La ausencia de cambios en la mineralogía de las arcillas de los cenoglomerados, puede explicarse de dos distintas maneras; se podría argumentar que su permanencia se debe a la muy corta exposición sufrida por los déritos en virtud de los marcados desniveles presentes en el área; pero —además— se puede invocar también al clima como factor influyente en la conservación de las arcillas; en este sentido, conviene mencionar que Rateev *et al.* (1969) han probado que la illita es esencialmente estable bajo condiciones de aridez.

#### ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO DE MATERIAL INFERIOR A 4 MM.

##### 1. *Contenido de sábulo, arena, limo y arcilla*

La proporción de sábulo en las muestras del cenoglomerado no supera —salvo en la estación I— el 15 %, y generalmente tiende a estar por debajo del 10 % (cuadro IV). La arena oscila entre 60 % y 30 %, aunque la mayoría de los valores se encuentran entre 40 % y 47 %. El contenido de limo, casi siempre inferior al de arena, está generalmente entre 30 y 35 %, mientras que la arcilla se presenta en cantidades más bajas con respecto al limo (alrededor de 10 % a 20 %) pero es más abundante que la fracción sábulo.

Contrariamente —y excepto en las estaciones 1, 2, 3 y 4— en el abanico aluvial el componente de mayor porcentaje es el limo, con medias que van del 44 % a más del 65 % (cuadro IV). Correlativamente se produce una merma en el contenido de arena y sábulo, mientras que la arcilla guarda proporciones similares con respecto a las muestras del cenoglomerado. En las estaciones 1, 2, 3 y 4 el porcentaje de los componentes es esencialmente el mismo que el que aparece en la mayoría de las muestras del cenoglomerado de 1967 (cuadro IV).

##### Variaciones areales.

En el cenoglomerado (fig. 17), lo más evidente es un continuo aumento en la cantidad de arena en la parte central del depósito, a medida que las estaciones se alejan de cabeceras; mientras tanto, se nota decrecimiento de arena hacia su parte distal sur. El limo y ar-

CUADRO IV

Porcentajes en peso y acumulativos del intervalo sábulo-arcilla

*Cenoglomerado de 1967*

Ø	N		M'		M		L	
— 1,5	4,99	4,99	2,97	2,97	4,42	4,42	3,80	3,80
— 1	3,79	8,78	2,19	5,16	4,15	8,57	2,72	6,52
— 0,5	3,62	12,40	2,23	7,39	4,03	12,60	3,07	9,59
0	3,07	15,47	2,37	9,76	3,06	15,66	2,68	12,27
0,5	2,96	18,43	2,46	12,22	3,18	18,84	2,64	14,91
1	2,76	21,19	2,55	14,77	2,80	21,64	2,81	17,72
1,5	3,29	24,48	3,21	17,98	3,55	25,19	3,46	21,18
2	4,40	28,88	3,96	21,94	4,80	29,99	4,77	25,95
2,5	4,43	33,31	4,24	26,18	4,91	34,90	5,48	31,43
3	5,23	38,54	4,97	31,15	5,77	40,67	6,42	37,85
3,5	5,40	43,94	5,93	37,08	6,11	46,78	7,71	45,56
4	5,29	49,23	7,19	44,27	6,23	53,01	7,46	53,02
4,5	8,16	57,39	10,92	55,19	4,60	57,61	9,42	62,44
5	2,89	60,28	7,48	62,67	5,45	63,06	2,57	65,01
5,5	9,24	69,52	8,82	71,49	5,10	68,16	4,28	69,29
6	0,30	69,82	6,67	78,16	3,57	71,73	8,28	77,57
6,5	4,32	74,14	1,66	79,82	5,79	77,52	2,01	79,58
7	1,44	75,58	6,13	85,95	1,86	79,38	3,14	82,72
7,5	4,04	79,62	1,94	87,89	1,53	80,91	3,57	86,29
8	2,01	81,83	1,14	89,03	5,27	86,18	2,01	88,30
8,5	1,44	83,07	1,39	90,42	3,24	89,42	0,58	88,88
9	4,62	87,69	1,16	91,58	0,17	89,59	3,00	91,88
9,5	2,89	92,31	2,19	96,04	0,35	93,18	1,43	95,45
10	2,89	95,20	0,59	96,63	3,29	97,10	2,42	97,87
10,5	2,31	97,51	1,62	98,25	1,36	98,46	1,71	99,58
11	1,73	99,24	2,85	100,00	1,53	99,99	0,42	100,00
% sab.	8,78		5,16		8,57		6,52	
% are.	40,45		39,11		44,44		46,50	
% lim.	32,40		44,76		33,17		35,28	
% arc.	17,61		12,08		13,81		11,71	

CUADRO IV (Cont.)

*Cenogluerao de 1967*

Ø	K		J		I'		I	
— 1,5	5,55	5,55	7,32	7,32	14,47	14,47	5,58	5,58
— 1	4,76	10,31	4,49	11,81	13,29	27,76	3,51	9,09
— 0,5	3,29	14,23	3,44	15,25	10,97	38,73	3,29	12,38
0	3,21	17,44	3,33	18,58	9,34	48,07	3,02	15,40
0,5	3,13	20,57	3,02	21,60	7,18	55,25	3,04	18,44
1	3,13	23,70	2,83	24,43	5,21	60,46	2,94	21,38
1,5	3,68	27,38	3,17	27,60	4,61	65,07	3,38	24,76
2	4,51	31,89	4,20	31,80	4,70	69,37	4,40	29,16
2,5	5,25	37,14	4,43	36,23	3,18	72,55	4,82	33,98
3	5,77	42,91	5,33	41,56	3,05	75,60	5,51	39,49
3,5	6,36	49,27	5,77	47,33	2,71	78,31	5,95	45,44
4	6,50	55,77	5,88	53,21	2,63	80,94	4,84	50,28
4,5	3,38	59,15	4,58	57,79	2,31	83,25	5,19	55,47
5	4,72	63,87	4,77	62,56	1,10	84,35	5,47	60,94
5,5	4,09	67,96	4,58	67,14	3,05	87,40	7,70	68,64
6	6,05	74,01	4,95	72,09	2,31	89,71	2,66	71,30
6,5	3,99	78,00	2,03	74,12	0,97	90,68	4,06	75,36
7	2,35	80,35	8,62	82,74	1,22	91,90	3,93	79,29
7,5	2,46	82,81	3,31	86,05	1,58	93,48	2,52	81,81
8	3,79	86,60	0,73	86,78	1,35	94,83	4,76	86,57
8,5	1,95	88,55	0,37	87,15	0,25	95,08	0,15	86,72
9	2,77	91,32	2,76	89,91	2,31	97,39	4,35	91,07
9,5	2,66	96,24	1,10	92,67	1,70	99,46	0,84	93,73
10	3,69	99,93	2,76	95,43	0,48	99,94	3,52	97,25
10,5			1,84	97,27			1,11	98,36
11			2,57	99,84			1,82	100,18
% sáb.	10,31		11,81		27,76		9,09	
% are.	45,46		41,40		53,18		41,19	
% lim.	30,83		33,57		13,89		36,29	
% arc.	13,33		13,06		5,11		13,61	



CUADRO IV (Cont.)

*Cenoglomerado de 1967*

Ø	H		G		F		E	
— 1,5	4,94	4,94	5,59	5,59	7,29	7,29	3,44	3,44
— 1	3,95	8,89	3,82	9,41	6,75	14,04	2,26	5,70
-- 0,5	3,54	12,43	4,12	13,53	6,52	20,56	2,13	7,83
0	2,86	15,29	3,24	16,77	5,36	25,92	1,49	9,32
0,5	2,87	18,16	3,36	20,13	5,64	31,56	1,71	11,03
1	2,76	20,92	2,94	23,07	5,46	37,02	1,38	12,41
1,5	3,44	24,36	3,62	26,69	6,29	43,31	1,86	14,27
2	4,65	29,01	5,44	32,13	7,35	50,66	3,48	17,75
2,5	5,10	34,11	5,44	37,57	6,14	56,80	3,59	21,43
3	5,85	39,96	6,41	43,98	6,00	62,80	5,09	26,43
3,5	6,45	46,41	6,52	50,50	5,31	68,16	5,68	32,11
4	5,14	51,55	4,86	55,36	3,63	71,79	4,99	37,10
4,5	3,97	55,52	5,25	60,61	3,78	75,57	4,06	41,16
5	4,72	60,24	5,00	65,61	2,28	77,85	10,60	51,76
5,5	7,17	67,41	7,44	73,05	1,37	79,22	6,55	58,31
6	5,80	73,21	0,52	73,57	6,06	85,28	6,70	65,01
6,5	3,05	76,26	3,86	77,43	1,37	86,65	5,31	70,32
7	4,12	80,38	6,65	84,08	0,76	87,41	5,46	75,78
7,5	1,83	82,21		84,08	1,97	89,38	2,04	77,82
8	5,95	88,16	3,72	87,80	2,58	91,96	2,98	80,80
8,5		88,16	0,90	88,70	0,16	92,12	3,12	84,22
9	6,24	94,40	3,21	91,91	1,68	93,80	5,31	89,53
9,5	3,97	98,37	1,67	93,58	1,52	95,32	0,64	90,17
10	1,22	99,59	0,64	94,22		95,32	4,06	94,23
10,5	0,15	99,74	3,21	97,43	1,37	96,69	4,36	98,59
11		99,74	1,67	99,10	2,12	98,81	0,47	99,06
11,5	0,25	99,99	0,90	100,00	1,19	100,00	0,94	100,00
% súb.	8,89		9,41		14,04		5,70	
% are.	42,66		45,95		57,75		31,40	
% lim.	36,61		32,44		20,17		43,70	
% arc.	11,88		12,20		8,06		19,67	

CUADRO IV (Cont.)

*Depósitos del abanico aluvial*

Ø	6		7		10		9	
— 1,5	3,22	3,22	3,09	3,09	3,34	3,34	2,99	2,99
— 1	2,32	5,54	1,73	4,82	1,62	4,96	1,51	4,50
— 0,5	1,37	6,91	1,54	6,36	1,25	6,21	1,15	5,65
0	0,84	7,75	1,30	7,66	1,03	7,24	0,74	6,39
0,5	0,81	8,56	1,09	8,75	0,77	8,01	0,76	7,15
1	0,81	9,37	1,15	9,90	0,79	8,80	0,72	7,87
1,5	0,97	10,34	1,32	11,22	0,90	9,70	0,77	8,64
2	1,40	11,84	1,65	12,87	1,16	10,86	1,00	9,64
2,5	1,66	13,40	1,94	14,81	1,51	12,37	1,18	10,82
3	2,06	15,46	2,12	16,93	1,85	14,22	1,47	12,29
3,5	2,32	17,78	2,62	19,55	2,09	16,31	1,86	14,15
4	3,32	21,00	3,86	23,41	2,80	19,11	2,65	16,80
4,5	1,37	22,37	10,09	33,50	7,44	26,55	18,90	35,70
5	14,89	37,26	8,90	42,40	7,44	33,99	9,65	45,35
5,5	6,46	43,72	0,17	42,57	11,81	45,80	3,04	48,39
6	11,95	55,67	16,84	59,41	11,81	57,61	10,61	59,00
6,5	8,22	63,89	7,10	66,51	10,00	67,61	9,51	68,51
7	5,09	68,98	2,65	69,16	4,90	72,51	3,32	71,83
7,5	5,29	74,27	6,93	76,09	9,10	81,61	4,69	76,52
8	5,09	79,36	5,11	81,20	2,73	84,34	2,62	79,14
8,5	2,94	82,30	1,65	82,85	2,91	87,25	2,62	81,76
9	1,57	83,87	6,60	89,45		87,25	4,69	86,45
9,5	4,69	88,56	2,15	91,60	2,38	89,63	10,35	96,80
10	2,34	90,90	1,98	93,58		89,63	2,76	99,56
10,5	4,11	95,01	1,98	95,56	0,01	89,64		99,56
11	0,97	95,98	0,17	95,73	9,82	99,46	0,55	100,11
11,5	4,02	100,00	4,14	99,87	0,54	100,00		
% sáb.	5,54		4,82		4,96		4,50	
% are.	15,46		18,59		13,15		12,30	
% lím.	58,36		57,43		65,23		62,34	
% are.	20,73		18,67		15,84		20,97	

CUADRO IV (Cont.)

*Depósitos del abanico aluvial*

Ø	8		11		12		13	
— 1,5	3,42	3,42	3,18	3,18	3,42	3,42	1,44	1,44
— 1	2,05	5,47	2,21	5,39	2,68	6,10	0,89	2,33
— 0,5	1,35	6,82	1,41	6,80	2,08	8,18	0,86	3,19
0	1,08	7,90	1,08	7,88	1,56	9,74	0,76	3,79
0,5	1,05	8,95	0,99	8,87	1,56	11,30	0,71	4,68
1	1,00	9,95	0,98	9,85	1,64	12,94	0,84	5,52
1,5	1,11	11,06	1,12	10,97	1,98	14,92	1,17	6,69
2	1,50	12,56	1,41	12,38	2,55	17,47	1,73	8,42
2,5	1,92	14,48	1,71	14,09	3,50	20,97	2,34	10,76
3	2,29	16,77	1,96	16,05	4,43	25,40	2,79	13,55
3,5	2,82	19,59	2,41	18,46	5,76	31,16	4,22	17,77
4	4,03	23,62	3,14	21,60	7,54	38,40	4,49	22,26
4,5	9,85	33,47	10,42	32,02	2,57	41,27	11,53	33,79
5	9,52	42,99	8,85	40,87	9,86	51,13	12,19	45,98
5,5	9,03	52,02	8,85	49,72	8,37	59,50	6,90	52,88
6	6,99	59,01	7,25	56,97	8,37	67,87	7,57	60,45
6,5	3,23	62,24	6,67	63,64	6,56	74,43	3,30	63,75
7	6,48	68,72	7,83	71,47	1,65	76,08	6,25	70,00
7,5	6,79	75,51	3,05	74,52	1,34	77,42	10,69	80,69
8	5,80	81,31	6,52	81,04	5,52	82,94	1,32	82,01
8,5	3,23	84,54	2,16	83,20	4,79	87,73		82,01
9	4,25	88,79	3,62	86,82	3,16	90,89	6,41	88,42
9,5	0,86	89,65	3,05	89,87	1,19	92,08	4,11	92,53
10	2,56	92,21	1,88	91,75	3,89	95,97	6,57	99,10
10,5	1,88	94,09	4,06	95,81	1,50	97,47	0,98	100,08
11	2,38	96,47	4,19	100,00		97,47		
11,5	3,53	100,00			2,53	100,00		
% sáb.	5,47		5,39		6,10		2,33	
% arc.	18,15		16,21		32,60		19,93	
% lim.	57,69		59,44		44,24		59,75	
% arc.	18,72		18,97		17,10		18,07	

CUADRO IV (Concl.)

*Depósitos del abanico aluvial*

Ø	1		2		3		4		5	
— 1,5	7,42	7,42	0,33	0,33	5,46	5,46	10,90	10,90	7,86	7,86
— 1	4,31	11,73	4,39	4,72	4,87	10,33	5,06	15,96	4,29	12,15
— 0,5	2,56	14,29	3,35	8,07	4,35	14,68	2,89	18,85	3,05	15,20
0	3,03	17,32	2,81	10,88	2,89	17,66	2,08	20,93	2,34	17,54
0,5	2,18	19,50	2,93	13,81	2,25	19,91	1,59	22,52	1,95	19,49
1	2,50	22,00	3,16	16,97	2,29	22,20	1,30	24,42	1,61	21,10
1,5	2,57	24,57	3,80	20,77	2,88	25,08	2,74	27,16	1,35	22,45
2	5,49	30,06	5,55	26,32	4,05	29,13	4,45	31,61	1,65	24,10
2,5	3,72	33,78	6,84	33,16	5,47	34,60	7,42	39,03	2,72	26,82
3	10,29	44,07	8,39	41,55	6,65	41,25	9,15	48,18	3,66	30,48
3,5	7,75	51,82	9,99	51,54	7,85	49,10	10,41	58,59	4,39	34,87
4	8,74	60,56	11,12	62,66	8,46	57,56	9,94	68,53	4,53	39,40
4,5	7,97	68,53	3,76	66,42	8,03	65,59	5,38	73,91	6,19	45,59
5	4,34	72,87	3,05	69,47	7,77	73,36	2,71	76,62	11,55	57,14
5,5	4,14	77,01	4,33	73,80	1,03	74,39	5,04	81,66	6,84	63,89
6	3,19	80,20	4,33	78,13	1,48	75,87	4,38	86,04	4,91	68,89
6,5	2,07	82,27	5,01	83,14	6,21	82,08	1,36	87,40	6,85	75,74
7	1,44	83,71	0,46	83,60	0,25	82,33	1,69	89,09	2,56	78,30
7,5	0,48	84,19	1,94	85,54	0,50	82,83	1,02	90,11	5,35	83,65
8	1,91	86,10	2,96	88,50	3,20	86,03		90,11	2,56	86,21
8,5	1,27	87,37	1,25	89,75		86,03		90,11	2,14	88,35
9	2,07	89,44	1,14	90,89		86,03		90,11	1,06	89,41
9,5	0,80	90,24	1,48	92,37	0,74	86,77	2,38	92,49	3,00	92,41
10	0,64	90,88	0,80	93,17	3,46	90,23	3,04	95,53	1,50	93,91
10,5	3,83	94,71		93,17	0,74	90,97	0,33	95,86	2,14	96,05
11	1,60	96,31	1,37	94,54		90,97	1,36	97,92	0,86	96,91
11,5	3,68	99,99	5,35	99,89	8,14	99,11	2,82	100,04	3,08	99,99
°/o sáb.	11,73		4,72		10,33		15,96		12,15	
°/o are.	48,83		57,94		47,23		52,57		27,25	
°/o lim.	25,54		25,84		28,47		21,58		46,81	
°/o arc.	14,04		11,39		13,08		8,13		13,91	

cilla muestran, especialmente el primero, distribución exactamente opuesta (ver Spalletti, 1971).

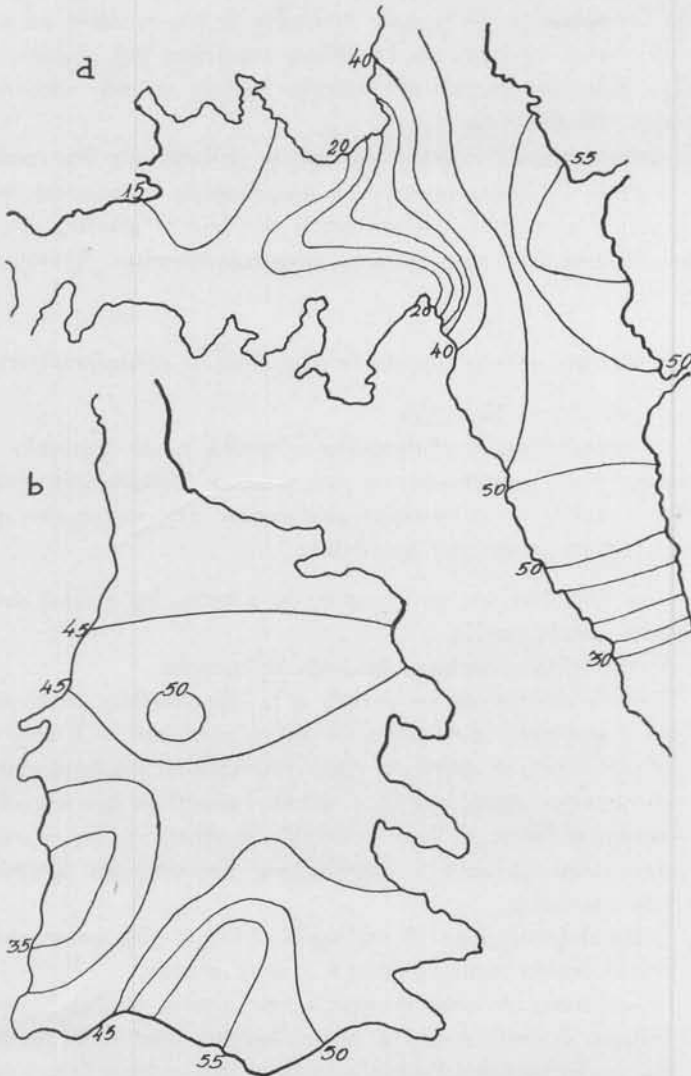


Fig. 17. — Variación del porcentaje de arena  
*a*, abanico aluvial ; *b*, cenoglomerado

Además, es claro que en la estación I' se produce notable incremento en el porcentaje de arena y correlativa disminución de limo y arcilla.

Con respecto al abanico aluvial, especialmente en las estaciones del sector noroeste, se ve claro incremento de limo y arcilla; sin embargo, el cambio más característico es el aumento del porcentaje de arena en las muestras de la base (excepto la 5), es decir en aquéllas que se ubican al naciente de la última estrechez del abanico aluvial (fig. 17). Este incremento de material grueso es más notorio en la faja central del depósito.

De lo mencionado precedentemente, se deduce que los cambios se producen de la siguiente manera: a disminución o aumento de arena le corresponde aumento o disminución de limo y' arcilla, por lo que estas dos últimas fracciones tienen, aproximadamente, el mismo comportamiento.

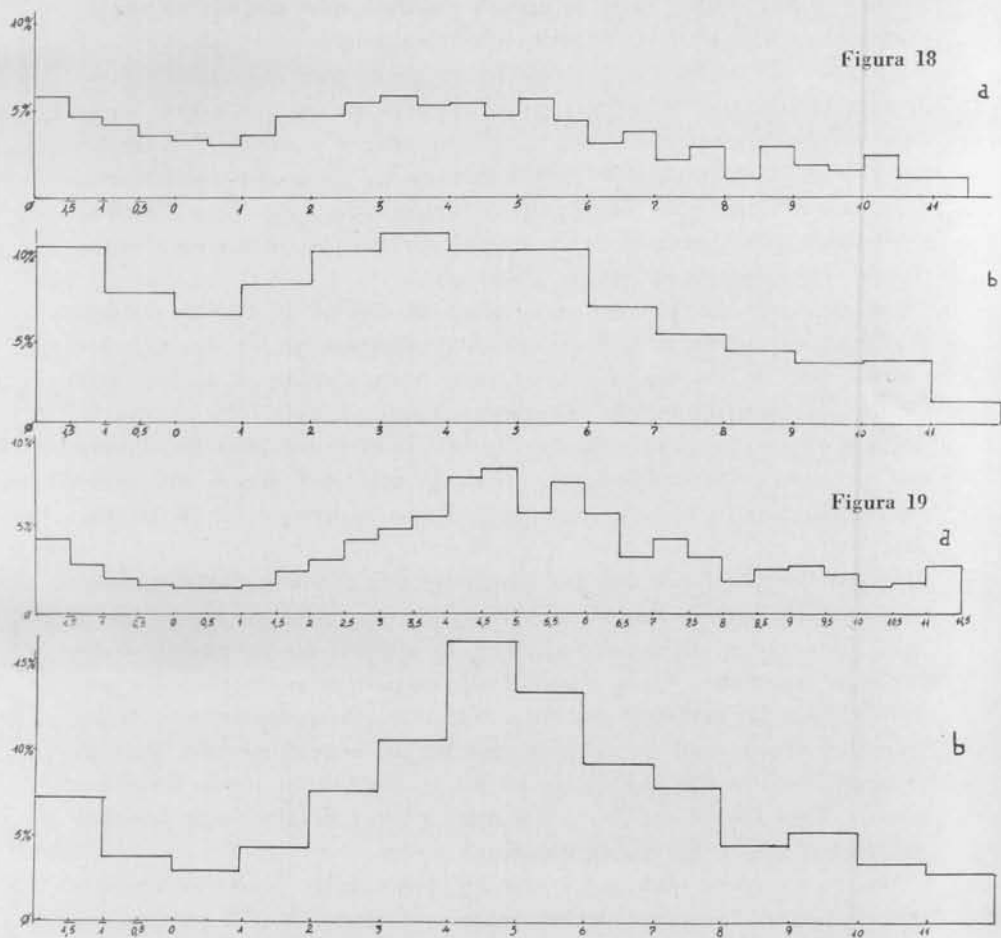
## 2. Características principales de la distribución granulométrica

Histogramas (figs. 18 y 19).

Estas representaciones, elaboradas a medio y un intervalo phi en papel milimetrado común, tienen una serie de características que son aplicables a todos los sedimentos analizados. Los materiales que nos ocupan se caracterizan por presentar:

- a) Una distribución que comprende a todos los grados del intervalo sábulo-arcilla.
- b) Varias clases modales de baja frecuencia.
- c) Notoria diferencia en cuanto a la distribución porcentual entre fracciones mayores a 4 phi y menores a 4 phi. En el primer caso, se advierte clara normalidad en la variación de porcentajes entre grado y grado, mientras que en el sector correspondiente a limo y arcilla la distribución es saltuaria, con acuminaciones y depresiones porcentuales alternadas y más marcadas.
- d) Clara depresión en el intervalo  $-1$  a  $2$  phi, correspondiente a la fracción arena mediana y muy gruesa.
- e) La columna de granulometría más gruesa de los histogramas (sábulo grueso) muestra, generalmente, una moda de frecuencia, fenómeno que tiende a indicar que existen fracciones más gruesas que las consideradas en el análisis.
- f) La moda principal y el conjunto de frecuencias de mayor valor porcentual se concentran en la parte correspondiente a arena muy fina y limo grueso.
- g) Presencia de 5 ó 6 modas secundarias en la mayoría de las representaciones.

Los histogramas de las muestras del cenoglomerado (a excepción del correspondiente a I') tienen forma similar, y sólo se diferencian entre sí por la altura de las clases modales (en general estas modas



Figs. 18-19. — 18, Histograma promedio de la fracción sábulo-arcilla en el cenoglomerado ; 19, Histograma promedio de la fracción sábulo-arcilla en los depósitos del abanico aluvial.

no sobrepasan el 10 %, salvo en tres estaciones) y por el contenido de arena con respecto a limo (fig. 18). Las modas principales se ubican con preferencia en el intervalo limo, siguiéndole en orden de abundancia muestras en las que la frecuencia principal está en el grado arena muy fina; son escasos los ejemplos que tienen su moda

primaria en las fracciones más gruesas. La muestra I', recogida en el punto de distribución de carga del abanico aluvial, es la que más se diferencia de las demás (cf. cuadro IV); es francamente arenosa sabulítica y posee muy bajo contenido de limo más arcilla; su moda principal se ubica en la fracción sabulítica gruesa.

En general, puede decirse que los gráficos presentan tres grupos de alta frecuencia, ubicados preferentemente en los intervalos arena muy gruesa-sábulo, arena muy fina-limo grueso y arcilla; separados por tres depresiones que se encuentran en las áreas correspondientes a arena mediana, limo fino-arcilla y arcilla muy fina. Esta distribución queda más claramente reflejada al observar los histogramas contruidos con separación de un grado phi.

Las muestras recolectadas en el abanico aluvial de Volcán pueden dividirse, en cuanto a la distribución de frecuencias, en dos grandes grupos, uno de los cuales tiene aspecto muy similar al de los sedimentos del cenoglomerado (estaciones basales 1 a 4). En el otro se destaca notorio empobrecimiento de las clases psamíticas, de manera que presentan, invariablemente, su moda principal dentro del intervalo limo, con frecuencias muy próximas o superiores al 10 % (fig. 19).

Es oportuno agregar que las estaciones del abanico aluvial presentan una distribución sumamente irregular, especialmente en el intervalo limo-arcilla, donde es frecuente la alternancia de modas y depresiones marcadas. Como resultado de su particular distribución granulométrica, las muestras del abanico tienen otro agrupamiento de las más altas frecuencias en relación con las del cenoglomerado, pues se notan grupos de alto porcentaje en los grados sábulo, arena fina-limo grueso, limo fino y arcilla, y más aún, a veces dentro de la fracción arcilla hay hasta dos clases modales.

Los histogramas elaborados con los porcentajes promedio, permiten confirmar las observaciones antes mencionadas. El gráfico correspondiente al cenoglomerado presenta la mayor homogeneidad en la altura de las columnas de frecuencia, tiene modas secundarias muy poco marcadas y denota pobreza de material psamítico mediano y de limo fino y arcilla (fig. 18). Por su parte, el diagrama general de las muestras del abanico aluvial (fig. 19) permite advertir el claro predominio de las clases pélticas gruesas (con moda principal de alta frecuencia, mayor del 15 %) sobre las pélticas finas y, especialmente, sobre las psamíticas; además, presenta su primer moda secundaria en el intervalo sábulo y la segunda en el grado arcilla.



La distribución granulométrica obtenida en el cenoglomerado de Volcán tiene marcadas diferencias con los resultados obtenidos por otros investigadores para sedimentos de la misma naturaleza. Así por ejemplo, Harrington (1946) al estudiar estos mismos sedimentos encontró distribuciones polimodales de frecuencia similar a la hallada por nosotros, pero sus gráficos difieren en: *a*) la posición de los grupos de más alta frecuencia, ya que éstos aparecen en el intervalo limo fino-arcilla; *b*) en la presencia de material psamítico mediano-fino en contraposición con la escasez de estos componentes en nuestros análisis, y *c*) en la falta de material arcilloso fino y muy fino.

Los sedimentos analizados por Sharp y Nobles (1953) ocupan también una amplia gama de granulometrías, pero las distribuciones son esencialmente bimodales, con su moda principal en la fracción arena y la moda secundaria concentrada en el grado limo grueso, o sea en la zona donde aparecen las modas principales de nuestros sedimentos.

#### Curvas acumulativas.

Estos diagramas, a diferencia de los mostrados por gran número de investigadores, tienen diseño muy particular. La primera característica es que abarcan un amplio espectro de granulometrías, de manera que su forma es más alargada en el sentido de las abscisas que de las ordenadas (figs. 20 y 21). Como segundo rasgo, tienen un trazo esencialmente recto en todo su recorrido, de manera que éste se puede cubrir uniendo los puntos con una o dos líneas paralelas de pendiente similar. En los extremos de la distribución, contrariamente a lo observado en otras representaciones, se ha notado incremento en el ángulo de pendiente de las líneas; en consecuencia, las colas, en lugar de ocupar una distancia horizontal mayor que la vertical, tienen tendencia exactamente opuesta (figs. 20 y 21). Ejemplos similares sólo se han encontrado en los trabajos de Visher (1969) para sedimentos de corrientes de turbidez y de Dyer (1970) para gravas arenosas.

Si bien todas las muestras estudiadas responden a este conjunto de características, es posible encontrar algunas diferencias entre el trazado de las curvas acumulativas del cenoglomerado en relación con las del abanico aluvial. Las primeras (fig. 20) se destacan por su normalidad, especialmente en la parte central de la distribución, es decir que en ese sector las líneas son bastante homogéneas; contrariamente, en las muestras del abanico aluvial (fig. 21), la porción central de la distribución tiene un trazado bastante quebrado que revela

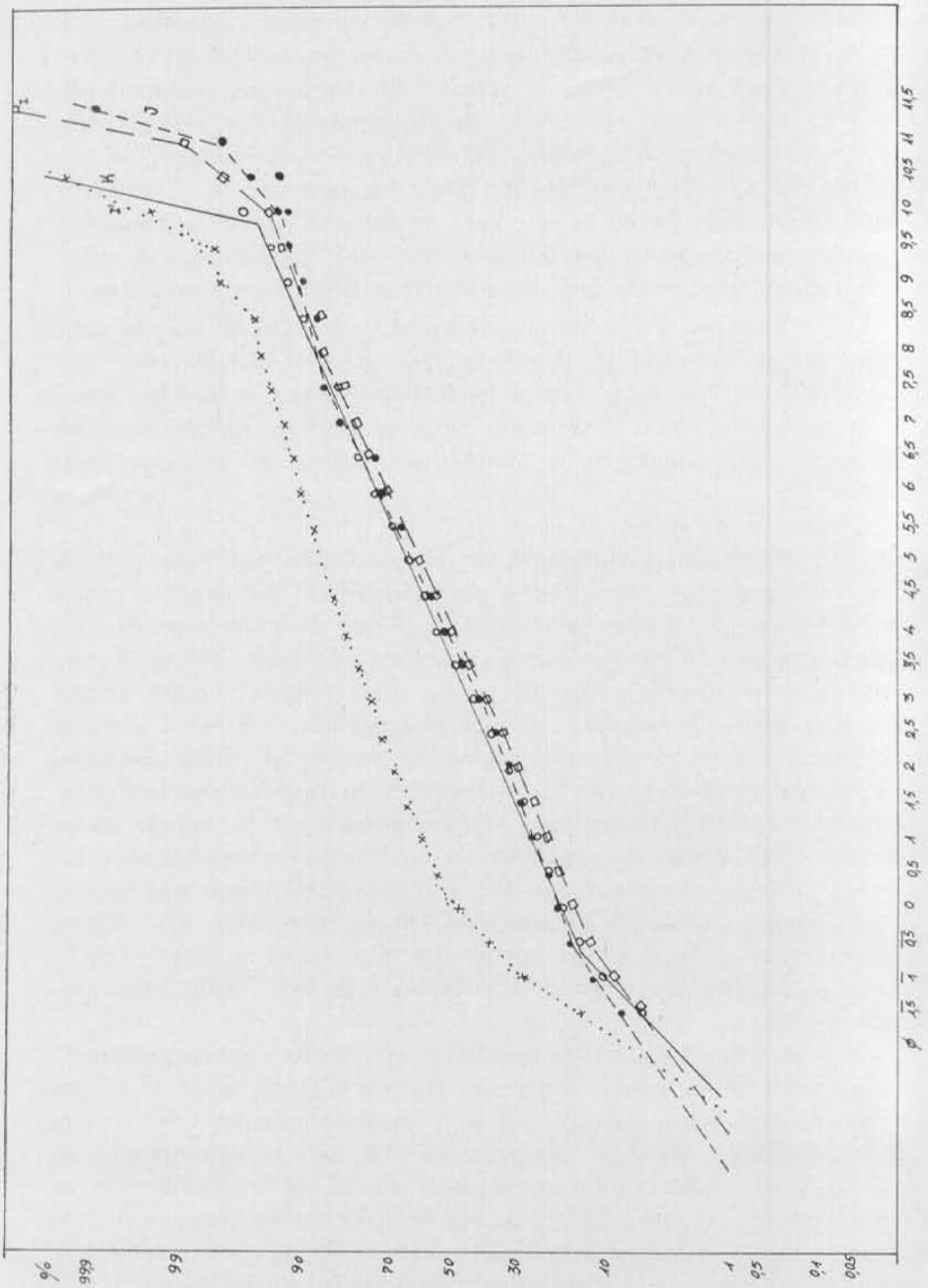


Fig. 20. — Cenoglomerado. Curvas acumulativas

$\phi$  1.5 1 0.5 0 0.5 1 1.5 2 2.5 3 3.5 4 4.5 5 5.5 6 6.5 7 7.5 8 8.5 9 9.5 10 10.5 11 11.5

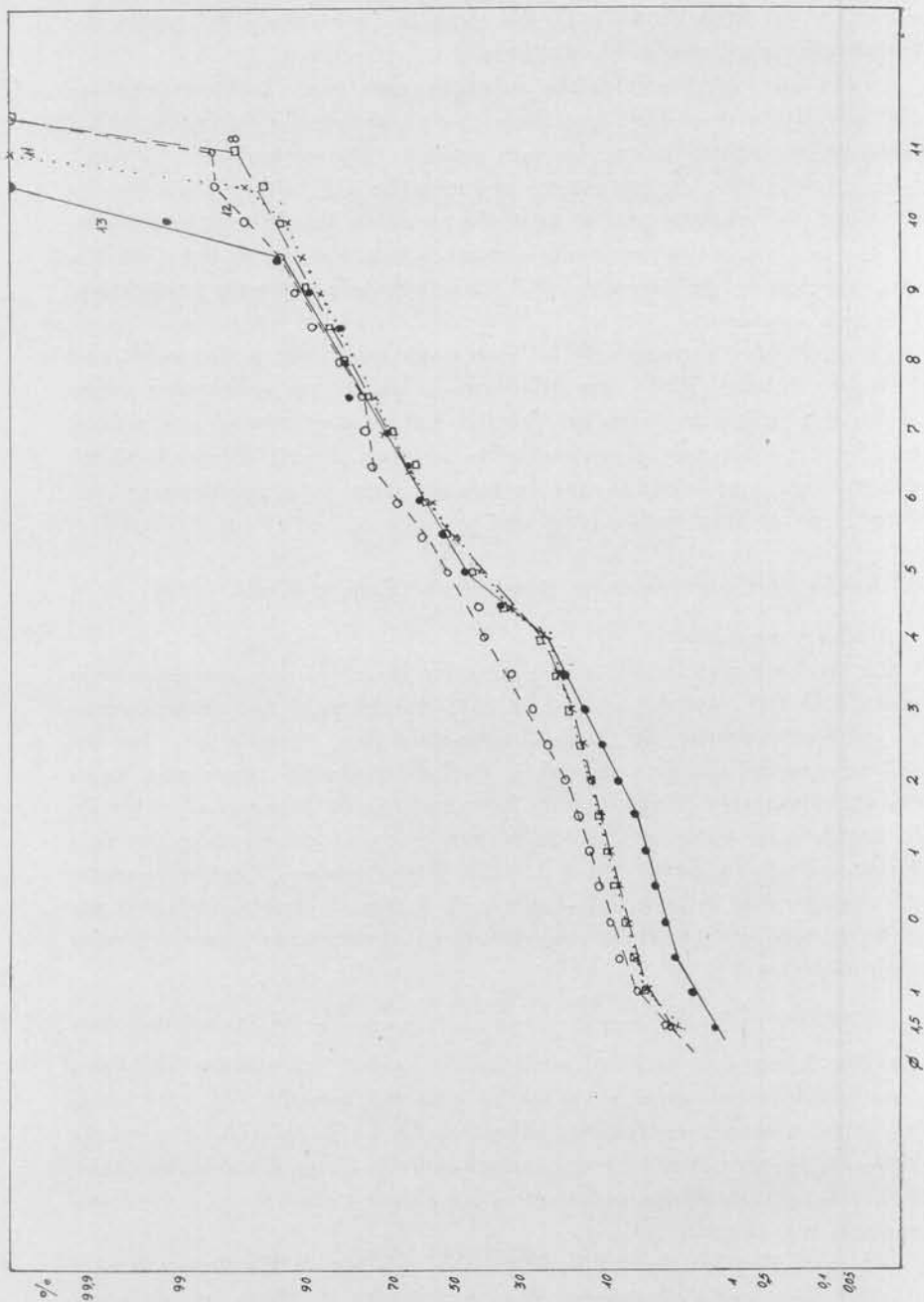


Fig. 21. — Abanico aluvial. Curvas acumulativas

la presencia no sólo de varias modas (que también están en los sedimentos del flujo de barro) sino también la marcada diferencia de frecuencia entre modas y admixturas.

Como dato adicional, puede señalarse que estos gráficos también han permitido visualizar las diferencias en el tamaño de grano de las distintas muestras, ya que las más gruesas (por ejemplo I' y F) cubren su recorrido en posiciones porcentuales más altas. Para los sedimentos del abanico aluvial también se notan las diferencias en distribución entre las muestras de la base en relación con el resto, puesto que aquéllas se parecen a las del cenoglomerado y tienen granulometría más gruesa.

Es necesario destacar que las curvas acumulativas presentadas por Sharp y Nobles (1953) son diferentes a las de los sedimentos originados por flujos de barro en Volcán. Tal es el contraste, que parece que los depósitos por ellos estudiados tuvieron génesis diferente, siempre y cuando se suponga que la textura sirve para caracterizar ambientes de sedimentación similares.

### 3. *Parámetros y coeficientes estadísticos (Folk y Ward, 1957)*

Media y mediana.

La mediana phi ( $\phi$  50) oscila para las muestras del cenoglomerado entre 4,91 (33,3 micrones) y 0,10 (933 micrones), pero generalmente se encuentra dentro del grado arena muy fina (cuadro V). En los sedimentos del abanico aluvial se han determinado cifras más bajas de granulometría. Exceptuando las muestras de la base, el valor de la mediana no pasa de 4,70  $\phi$  (38,5 micrones), y es generalmente más bajo —alrededor de los 5 ó 6  $\phi$ , o sea 20 micrones—. Contrariamente, las muestras de la base del abanico (1, 2, 3 y 4) tienen medianas parejas y más altas, pues se concentran en el intervalo psamítico muy fino (cuadro V).

La media  $\left( Mz = \frac{\phi 16 + \phi 50 + \phi 84}{3} \right)$  de los mismos materiales muestra variaciones semejantes, aunque sus valores absolutos suelen diferir respecto a los de la mediana (cuadro V). De todas maneras, teniendo en cuenta cualquiera de los dos parámetros, es posible clasificar a la matriz del cenoglomerado como arenosa muy fina, mientras que la de los sedimentos del abanico aluvial sería predominantemente limosa.

Al comparar los resultados obtenidos con los de Landim y Frakes (1968) —quienes efectuaron determinaciones similares en sedimen-

CUADRO V

Parámetros y coeficientes estadísticos obtenidos del análisis granulométrico de la fracción sábulo-arcilla

*Estaciones del cenoglomerado*

Ø	Estaciones							
	N	M'	M	L	K	J	I'	I
95.....	9,60	8,75	9,29	8,82	9,90	10,38	8,25	10,14
84.....	7,60	5,76	6,80	6,12	7,55	7,32	4,55	7,61
75.....	5,75	4,75	5,30	4,91	6,20	6,20	2,79	6,49
50.....	4,05	4,25	3,80	3,72	3,55	3,75	0,10	3,95
25.....	1,34	2,25	1,20	1,95	1,00	1,00	1,07	1,43
16.....	0,10	1,15	0,10	0,70	0,25	0,45	1,42	0,09
5.....	1,49	1,00	1,45	1,25	1,60	2,13	2,04	1,60
C.....	2,85	2,45	2,70	2,65	2,81	3,75	2,91	3,25
Md (mier.).....	60,4	52,6	71,8	75,9	85,4	74,3	933,0	64,7
M Ø.....	4,40	3,72	3,57	3,51	3,55	3,54	1,08	3,88
M (mier.).....	47,4	75,9	84,2	87,8	85,4	86,0	473,0	67,9
D. S.....	3,56	2,63	3,27	2,88	3,64	3,84	3,05	3,66
Skl.....	.026	.211	.041	.051	.052	.011	.537	.011
Kg.....	1,03	1,60	1,07	1,39	0,91	0,99	1,15	0,95

Md = mediana (Ø 50); M = media; D. S. = desviación standard; Skl = asimetría; Kg = curtosis.

Ø	Estaciones			
	H	G	F	E
95.....	8,89	10,09	9,47	9,98
84.....	7,50	7,28	5,95	8,22
75.....	6,35	7,77	4,35	6,86
50.....	3,96	3,45	2,00	4,91
25.....	1,38	1,25	0,10	2,85
16.....	0,06	0,06	0,80	1,69
5.....	1,46	1,65	1,92	1,04
C.....	2,88	3,15	3,15	2,70
Md (mier.).....	64,3	91,5	250,0	33,3
M Ø.....	3,84	3,56	2,38	4,94
M (mier.).....	69,8	84,8	192,1	32,6
D. S.....	3,43	3,62	3,42	3,30
Skl.....	,048	,087	,241	,033
Kg.....	0,85	1,06	1,05	1,13

CUADRO V (Concl.)

*Estaciones del abanico aluvial*

Ø	Estaciones del abanico aluvial							
	6	7	10	9	8	11	12	13
95.....	10,75	10,50	10,64	9,40	10,50	10,40	9,91	9,60
84.....	8,90	8,31	7,90	8,75	8,43	8,70	8,20	8,25
75.....	7,75	7,25	7,04	7,25	7,42	7,60	6,65	7,32
50.....	5,71	5,69	5,72	5,49	5,45	5,60	4,85	5,31
25.....	4,55	4,00	4,43	4,25	4,15	4,21	2,79	4,21
16.....	3,05	2,75	3,42	4,00	2,85	2,85	1,70	3,31
5.....	1,09	0,95	0,90	0,90	1,10	1,08	1,18	0,80
<b>C</b>								
Md (mc.).....	19,1	19,4	19,0	20,8	22,9	20,6	34,7	25,2
M Ø.....	5,89	5,58	5,68	6,08	5,58	5,72	4,92	5,62
M (mc.).....	16,9	20,9	19,5	14,8	20,9	19,0	33,0	20,3
D. S.....	3,26	2,99	2,87	2,75	3,15	3,20	3,31	2,58
Skl.....	,029	,073	,087	,066	,031	,052	,028	,083
Kg.....	1,52	1,33	1,81	1,41	1,45	1,39	1,18	1,12

Ø	1	2	3	4	5
95.....	10,68	11,01	11,18	9,90	10,30
84.....	7,30	7,20	7,73	5,75	7,81
75.....	5,21	5,69	5,85	4,70	6,40
50.....	3,37	3,47	3,45	3,10	4,70
25.....	1,56	1,88	1,40	1,11	2,21
16.....	0,15	0,85	0,19	0,95	0,31
5.....	1,91	0,92	1,60	2,20	1,90
<b>C</b>					
Md (mc.).....	96,7	90,2	91,5	116,6	38,5
M Ø.....	3,51	3,84	3,66	2,63	4,07
M (mc.).....	87,8	69,8	79,1	161,5	59,5
D. S.....	3,77	3,40	3,92	3,51	3,88
Skl.....	,108	,219	,145	,043	,076
Kg.....	1,41	1,28	1,18	1,38	1,19

tas aluviales, glaciales y de flujos de barro— surgen notorias diferencias. Si bien estos autores trabajaron con la fracción sábulo-arcilla, encontraron valores más bajos de Mz para sedimentos originados por flujos de barro; nuestros resultados son muy cercanos a los presentados por Landim y Frakes para sedimentos glaciales, que son —según ellos— de granulometría más fina.

En el cenoglomerado de 1967 se producen algunas variaciones areales interesantes (fig. 22), pero de escasa magnitud, en los valores de mediana y/o media. Ambas propiedades suelen ser esencialmente estables, pero en la zona vecina al canal de descarga se ha registrado paulatino incremento en la granulometría media de la matriz, especialmente hacia la porción distal del depósito; hacia ambos márgenes del canal se produce disminución de tamaños, que es más notoria hacia el borde sur. Es también muy importante el registro de mediana y media de la estación I', donde se constata el mayor aumento de la granulometría media.

La media y mediana de muestras del abanico aluvial permanecen quizás más estables y sólo delimitan tres áreas (fig. 22); una, que se puede denominar del ápice y parte media del abanico, tiene los valores más bajos de tamaño promedio; otra, a la que se pasa transicionalmente de la anterior y corresponde a la base del abanico, es la de más alta granulometría; mientras que la tercera, en el extremo sudeste, se presenta aislada por su menor valor de mediana y media. Además, en el sector medio del área (estación 9) se destacan valores bajos de granulometría en una zona alejada totalmente de los afloramientos de roca de base.

Lustig (1965), empleando un método idéntico al nuestro, encontró variaciones de Mz que van de 0,5 a 3,5  $\phi$ , pero indicó que la tendencia general era disminución de granulometría hacia la base del abanico de Wyman Crooked Creek.

Cabe agregar que el incremento de granulometría media no ha sido determinado por otros investigadores. Más aún, en el trabajo de Sharp y Nobles (1953) puede notarse que los valores de mediana tienden a decrecer aguas abajo en sedimentos formados por flujos de barro.

$$\text{Desviación standard} \left( \frac{\phi 84 - \phi 16}{4} + \frac{\phi 95 - \phi 5}{6,6} \right).$$

Las muestras de la matriz del cenoglomerado y de los depósitos del abanico aluvial poseen casi el mismo grado de selección (cuadro V). En base a la escala de Folk y Ward (1957) puede clasificarse a estos materiales como extremadamente mal seleccionados, pues los valores

de desviación oscilan entre 2,58 y 3,92. Este coeficiente no ha sido útil para separar los dos grupos de sedimentos que nos ocupan, pero es posible que las muestras del cenoglomerado sean las peor seleccionadas.

En relación con los valores de desviación standard hallados por Landim y Frakes (1968), puede decirse que nuestras muestras tienen peor

Figura 22

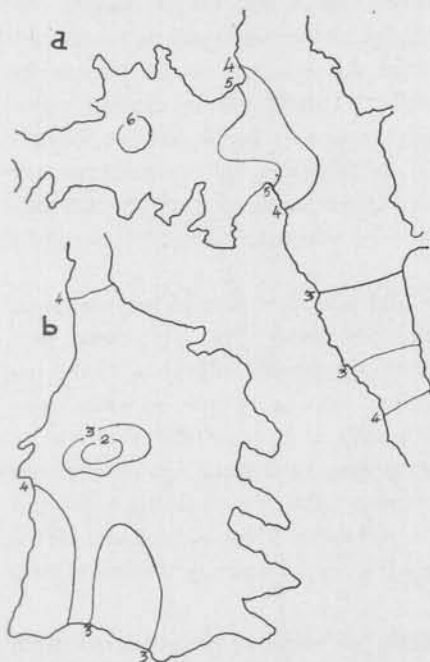
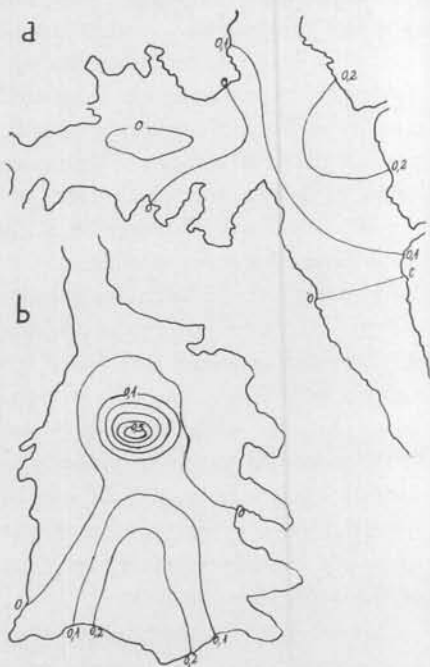


Figura 23



Figs. 22-23. — 22, Variación de la media ( $Mz$ ) de la fracción sábulo-arcilla con la distancia de transporte. *a*, abanico aluvial; *b*, cenoglomerado; 23, Variación de la asimetría ( $Sk_1$ ) de la fracción-arcilla con la distancia de transporte. *a*, abanico aluvial; *b*, cenoglomerado.

selección que las de flujos de barro de Estados Unidos y que las de sedimentos de otros abanicos aluviales; tienden a asemejarse a las de till, aunque estas últimas suelen poseer más altos valores de desviación. Prima facies, nuestros resultados desmintirían los enunciados de Sharp y Nobles (1953) y contrarrestarían las pruebas de Landim y Frakes en el sentido de que sedimentos glaciales tienen peor selección que los de flujos de barro.

En cuanto a las variaciones de selección con la distancia de trans-



porte, en el cenoglomerado no es clara la distribución areal de los valores de desviación standard (Spalletti, 1971), pues sólo se advierte leve disminución de selección aguas abajo en el sector noreste del depósito. En los sedimentos del abanico aluvial se evidencia más alta selección en las zonas próximas a afloramientos de roca de base, mientras que en la porción central del abanico la selección tiende a empeorar (cuadro V; ver Spalletti, 1971); ya en la base, y tanto hacia el norte como hacia el sur de la zona de influencia del río del Medio, se evidencia disminución en la selección de los materiales.

Lustig (1965) también halló cambios similares en la desviación standard de muestras de idéntica granulometría, que estudió en el abanico de Wyman Crooked, a pesar de que las cifras que determinó son algo más bajas.

$$\text{Asimetría } (Sk_1 = \frac{\phi 84 + \phi 16 - 2 \phi 50}{2 (\phi 84 - \phi 16)} + \frac{\phi 95 + \phi 5 - 2 \phi 50}{2 (\phi 95 - \phi 5)})$$

Este coeficiente tampoco ha permitido diferenciar claramente los distintos tipos de sedimentos encontrados en la zona de Volcán. Sus valores permanecen casi siempre muy cercanos a cero (distribuciones normales o cercanamente simétricas, Folk y Ward, 1957) y varían, generalmente, entre  $-0,08$  y  $0,08$ , con escasos ejemplos de asimetría positiva (estaciones I' y F), es decir con colas de material fino menos seleccionadas que la porción más gruesa (cuadro V). Este tipo de distribución se da frecuentemente en las muestras más gruesas.

Los resultados obtenidos guardan estrecha relación con los valores de asimetría encontrados por Landim y Frakes (1968) en sedimentos aluviales y de flujos de barro.

Esta propiedad muestra interesantes cambios areales. Por ejemplo, en los depósitos del flujo de barro de 1967 (fig. 23) hay una faja externa o periférica donde los valores de asimetría son negativos, mientras que hacia el centro se concentran muestras positivamente asimétricas. Además, es notorio que la estación I' vuelve a ser un punto de características contrastantes en relación con el resto de las muestras; en este caso manifiesta alto grado de asimetría positiva. En el sentido del transporte es posible observar incremento en el valor del coeficiente, especialmente en la porción central del depósito.

En el abanico aluvial la distribución de asimetría tiende a indicar que en la parte apical y media se concentran los materiales con asimetría gruesa (negativa), a excepción de la porción central de la zona que es la más alejada de los afloramientos de roca de base (fig. 23). A partir de este último cierre del abanico aluvial y hacia

la base, la asimetría se vuelve positiva, salvo en el extremo basal sur donde el coeficiente tiene valores negativos.

Esta distribución recuerda a la de media, pues se advierten tendencias similares, por lo que no es exagerado suponer que el coeficiente de asimetría sería dependiente de la granulometría de los materiales, de tal manera que a medida que se incrementa el tamaño las distribuciones se tornan positivamente asimétricas. Esta característica fue apreciada por Kurk (1941), Plumley (1948) y Lustig (1965).

$$\text{Curtosis } \left( K_g = \frac{\sigma^2 95 - \sigma^2 5}{2,44 (\sigma^2 75 - \sigma^2 25)} \right).$$

Los valores del coeficiente de curtosis son, en general, los más dispares (cuadro V). Tomando como base la clasificación de Folk y Ward (1957), las muestras del cenoglomerado van de platicúrticas (0,85) a muy leptocúrticas (1,60); las de la matriz de los sedimentos del abanico aluvial son más estables y van de leptocúrticas (1,16) a muy leptocúrticas (1,81). En el cenoglomerado predominan muestras mesocúrticas (con igual grado de selección en el centro y en los extremos de la distribución) seguidas por leptocúrticas (la selección en el centro de la distribución es mejor que en las colas); por su parte, en el abanico aluvial sobresalen netamente distribuciones leptocúrticas.

Lustig (1965) destacó la importancia de la determinación del coeficiente de curtosis en sedimentos de bolsones, ya que en ellos las colas de la distribución de granulometrías tienen gran importancia. Además, indicó que valores altos de curtosis se encuentran en muestras en las que abundan tanto gránulos como partículas muy finas.

La curtosis de los sedimentos de Volcán coincide ampliamente con la de materiales estudiados por Landim y Frakes (1968); las muestras del cenoglomerado se parecen a las de abanicos aluviales y cenoglomerados de California, mientras que las del abanico aluvial de Volcán son similares a las de outwash de Nueva York.

En lo que respecta a variaciones areales del coeficiente de curtosis, no se observan tendencias claras (véase Spalletti, 1971). No obstante en el abanico aluvial se nota que las muestras de más alta curtosis se concentran en la parte apical y —especialmente— en la parte media del abanico; aguas abajo, la curtosis tiende a disminuir, sobre todo en el sector central de la base (estaciones 2 y 3) y en el punto 5 (cuadro V). Por el contrario, Lustig (1965) encontró incremento de curtosis aguas abajo en sedimentos de abanicos aluviales.

#### 4. *Relación entre las características texturales de la matriz del cenoglomerado y las propiedades del agente de transporte*

Numerosos investigadores se han ocupado, especialmente durante las últimas dos décadas, de vincular las características de la distribución granulométrica de los sedimentos con las condiciones del agente responsable de su transporte y depositación. Desgraciadamente, estos intentos han contribuido escasamente en solucionar el problema en agentes densos, de manera que —para los flujos de barro— no se han encontrado trabajos dedicados a establecer la respuesta textural de los materiales en relación con la dinámica del transporte y depositación.

La distribución granulométrica y los coeficientes estadísticos dependen exclusivamente de dos factores: la naturaleza del detrito derivado de la roca madre y las características del agente de transporte. En el caso de los flujos de barro, sus propiedades esenciales han sido mencionadas en los primeros capítulos.

El primer problema que merece detallada consideración es el de la escasez de materiales psamíticos finos a gruesos y de limo fino en las muestras del cenoglomerado de 1967 (fig. 18; cuadro IV). Fenómenos similares se han encontrado en sedimentos de distintos ambientes (Wentworth, 1933; Conkling, Eckis y Gross, 1934; Pettijohn, 1957; Folk, 1965; Slatt y Hoskin, 1968). Pettijohn señaló que la falta de determinadas granulometrías puede deberse a factores hidráulicos o a las características de la roca madre y a los procesos de alteración y desintegración sufridos por ella.

En el caso de los flujos de barro debemos suponer —en virtud de su elevada competencia y su exceso de carga con componentes de muy diversas granulometrías— que cualquier ausencia o depresión de frecuencias en materiales de determinado tamaño, es consecuencia directa de la falta (o escasez) de tales elementos en la roca madre y/o como consecuencia de su meteorización. Esta doble posibilidad quedaría confirmada por la regular frecuencia del fenómeno en sedimentos de ambientes diferentes.

Cabe agregar que aunque la mayoría de los investigadores notaron pobreza de gránulos —cosa que no sucede en Volcán— varios autores, al igual que nosotros, reconocieron la ausencia de materiales de granulometría próxima a un phi (Wentworth, 1933; Pettijohn, 1957; Folk, 1965; Slatt y Hoskin, 1968) y de fracción limo (Wentworth, 1933; Hough, 1942; Slatt y Hoskin, 1968).

Desde que Inman (1949) reconoció tres modos de transporte, la mayoría de los investigadores han tratado de relacionar los resultados de sus análisis granulométricos con uno u otro proceso. En general, se ha pensado que los sedimentos son el resultado de la mezcla de hasta tres poblaciones (Spencer, 1963) transportadas por diferentes mecanismos (Klovan, 1966; Friedman, 1967; Visher, 1969).

Por otra parte, surge la discusión de si los sedimentos que abarcan un amplio campo de granulometría se han depositado simultánea o separadamente. Fraser (1935), Plumley (1948) y Dyer (1970) creyeron improbable la depositación conjunta de materiales gruesos y finos, y propusieron separar dos estados de sedimentación. Empero, en 1957, Pettijohn —al tratar el problema de la bimodalidad— reconoce que existen agentes (por ejemplo el hielo) donde esta característica se origina por depositación simultánea.

En nuestro caso, es evidente que el tema de la distribución de tamaños se debe tratar considerando conjuntamente el tipo de transporte y la coetaneidad del proceso deposicional.

En virtud de la alta energía y densidad de los flujos de barro, es lógico suponer que el conjunto de materiales ha sido transportado en suspensión, tal como ocurre en corrientes de turbidez que se caracterizan por poseer gran población transportada en suspensión (Visher, 1969), fluyen un tiempo limitado (Passega, 1957, 1964) y serían los agentes que tienen mayor fluctuación de energía y del factor de fluidez (Sahu, 1964). Pero a diferencia de las corrientes de turbidez, los flujos de barro operan en ambiente continental subaéreo; en consecuencia, los sedimentos resultantes son más heterogéneos debido a que los finos no pueden permanecer en suspensión y se depositan *todos* al mismo tiempo que los componentes gruesos. Este tipo de depositación lleva a la falta de estructura gradada por no haber sedimentación de finos de suspensión uniforme después de la depositación directa por la corriente y, por otra parte, hay ausencia de movimientos gravitacionales una vez terminado el flujo a causa de la presencia de gran cantidad de arcilla que gelifica y produce un marcado efecto reomórfico.

Es oportuno señalar que mientras Visher opina que la cola de materiales gruesos presentes en turbiditas es consecuencia del transporte por saltación, en nuestro caso la ruptura de pendiente en la curva acumulativa no es resultado de la interacción de dos procesos, sino de uno que sería exclusivamente la suspensión. De tal manera, para sedimentos depositados por agentes de alta densidad, no se puede corre-

lacionar la ruptura de la distribución con variaciones en el mecanismo de transporte.

El diagrama CM (Passega, 1957) de las muestras de la matriz del cenoglomerado (fig. 16) coincide con el efectuado por Bull (1962) para sedimentos de génesis similar. Su diseño es el típico de materiales transportados por suspensión, pero a diferencia del de turbiditas C es muchas veces superior a M, debido a la más alta densidad del agente de transporte (Bull, 1962).

Los coeficientes estadísticos han sido poco empleados para vincular la textura con el agente de transporte. No obstante, Sahu (1964) ha enunciado claramente que en base a estos coeficientes se pueden determinar mecanismos y ambientes de sedimentación, si se supone que la distribución de tamaños refleja el factor de fluidez del medio y la energía del ambiente.

La media, que según Sahu es indicadora de la energía cinética promedio del agente de transporte, es un coeficiente que depende esencialmente del tamaño disponible en el área de aporte, posteriormente al proceso de meteorización de la roca madre (Folk y Ward, 1957; Lustig, 1965). Del análisis de media, mediana y porcentaje de arena, limo y arcilla es evidente que, a medida que se registran variaciones areales notorias, es evidente que estos parámetros son sensitivos a los cambios en la dinámica del agente de transporte, a pesar de su dependencia de la roca madre. El aumento de tamaño medio, y de arena (fig. 17), aguas abajo es resultado del incremento de la energía del flujo de barro en esa dirección.

En un proceso fluvial normal se podría esperar disminución de granulometría por pérdida paulatina de velocidad y, por ende, de la competencia, pero en los flujos plásticos el movimiento termina en forma súbita, se depositan todos los materiales simultáneamente y los más gruesos quedan retenidos en los bordes distales, sin que se registre aguas abajo la depositación de mayor cantidad de finos.

La presencia del punto de distribución de carga del abanico aluvial queda evidenciada por el análisis granulométrico de la muestra I'. Esta representa un punto anómalo de distribución de frecuencias, pues su granulometría es considerablemente más gruesa.

El análisis de tamaño medio de la matriz del cenoglomerado refleja también la disminución de granulometría hacia ambos bordes del canal de descarga, especialmente en su porción oriental. Esta tendencia permite confirmar las deducciones efectuadas en base al análisis de material pséfítico. Evidentemente, los flujos de barro, al desbordar

el canal principal y perder espesor y velocidad, reducen en alguna medida su competencia perpendicularmente a la dirección principal de transporte; en consecuencia, mueven selectivamente los materiales que llevan en suspensión, dejando los más gruesos cerca del canal.

La alta velocidad de los flujos de barro más su elevada densidad dan como resultado sedimentos mal seleccionados. Este bajo grado de selección está determinado también por el rango de tamaños disponible en el área de aporte (Blissenbach, 1954; Sahu, 1964), pero no es función del tamaño medio del sedimento resultante.

Sahu ha definido a la desviación standard como indicadora de las fluctuaciones de la energía cinética (velocidad del agente de transporte). Nosotros consideramos que el alto valor de este coeficiente no es resultado de cambios de velocidad, sino que depende de la constante densidad y escasa efectividad de los flujos de barro como agentes selectivos.

A pesar de los enunciados de Plumley (1948) en el sentido de que la selección no varía con la distancia, en los sedimentos de Volcán el coeficiente muestra el decrecimiento general de la selección aguas abajo, como consecuencia de la depositación simultánea de materiales finos con mayor cantidad de gruesos en la zona distal del depósito. Por el contrario, los sedimentos más seleccionados son los del sector medio, donde se destaca ausencia de fracciones gruesas.

Por otra parte, el coeficiente de asimetría debe ser considerado con cuidado. Es importante señalar que la asimetría es función directa del tamaño medio de los sedimentos, por lo que se hace difícil deducir si sus valores pueden depender de otros factores que no sean los que determinan la distribución de la media.

En base a este estudio, creemos que el coeficiente de asimetría parece representar la medida exacta de la competencia del agente de transporte. De allí que la estación V sea la de más alta asimetría y que aguas abajo el valor del coeficiente se incremente paulatinamente (fig. 23). Además, la asimetría permite detectar la pérdida de velocidad de los flujos de barro hacia ambos costados del canal de descarga ya que hacia los bordes del depósito los sedimentos se caracterizan por su asimetría gruesa.

El coeficiente de curtosis ha sido considerado de importancia como indicador de las condiciones dinámicas de los agentes de transporte y sedimentación (Sahu, 1964; Landim y Frakes, 1968). Sin embargo, este cuarto coeficiente no nos ha permitido intentar ningún tipo de interpretación. Que la curtosis es independiente de las características

de la roca madre lo demuestra la enorme variabilidad de sus valores numéricos; y que no responde, aparentemente, a cambios de las condiciones de transporte y depositación lo sugiere la falta de líneas o tendencias definidas cuando sus cifras se analizan en función de la distancia y en base a su posición en el depósito.

### 5. *Diferencia entre cenoglomerados y otros diamictos*

Buen número de investigadores han tratado, en muchos casos con éxito, de diferenciar sedimentos de distintos ambientes en base a sus características texturales.

Los cenoglomerados son sedimentos claramente diferenciables de otros materiales depositados en condiciones de alta fluidez y escasos cambios de energía cinética del agente de transporte. Considerando la abundante información sedimentológica disponible, es evidente que los depósitos originados por flujos de barro se caracterizan por su muy escasa selección, factor que permite diferenciarlos inmediatamente de los sedimentos ácuos (fluviales y costeros) y eólicos.

Mucho más complicado es identificar, en base a los datos estadísticos, materiales formados bajo condiciones dinámicas similares. Es decir, que el verdadero problema está en separar los cenoglomerados de otros diamictos, especialmente el till, las turbiditas y algunos sedimentos de abanicos aluviales y conos de transición. En este sentido debemos señalar las importantes contribuciones de Passega (1957, 1964), Bull (1962) Sahu (1964) y Landim y Frakes (1968).

La diferencia existente entre turbiditas y la matriz de los cenoglomerados ha sido presentada en capítulos anteriores, pero conviene recordar que los sedimentos originados por flujos de barro presentan un grado de selección más pobre a causa de la mayor densidad del agente de transporte (Bull, 1962). Estas características hacen que en los diagramas CM el diseño de los dos sedimentos sea muy similar, pero mientras nuestros materiales se ubican en posiciones altas —donde C es 40 a 80 veces superior a M— los depositados por corrientes de turbidez lo hacen muy próximos a la línea  $C = M$ .

La diferenciación entre tills y otros depósitos similares (cenoglomerados, fanglomerados) ha sido extensamente tratada por Landim y Frakes (1968) quienes utilizaron como base para su estudio el método estadístico de Folk y Ward. Las principales diferencias surgen del ploteo de los distintos coeficientes entre sí; de esta manera encuentran que los tills pueden separarse de los sedimentos de abanicos aluviales

y de flujos de barro en base a su media más fina y a su peor selección. Además, discriminan relativamente sedimentos de conos de transición y de abanicos aluviales, empleando la asimetría y la curtosis (ya que los primeros son más leptocúrticos y de ligera simetría negativa).

Evidentemente, el principal criterio de separación entre el till y otros depósitos ha sido el coeficiente de selección. Ya en 1953, Sharp y Nobles mencionan que los cenoglomerados de Wrightwood tienen mejor selección que los tills; más tarde, Landim y Frakes lo demuestran con sus diagramas. Pero las muestras del cenoglomerado de Volcán, al ser tratadas de manera similar, se ubican en un campo transicional entre el sector de till y de los sedimentos de abanicos aluviales y de flujos de barro, con tendencia a encontrarse netamente mezclados con materiales típicamente glaciales, pues —si bien su media es algo más gruesa— el valor de la desviación standard es muy parecido al de éstos. En consecuencia, los cenoglomerados de Volcán presentan cifras de desviación más altas que las correspondientes a sedimentos de algunos abanicos aluviales y de flujos de barro de Estados Unidos.

A pesar de su semejanza, algunos tills muestran frecuentemente valores de desviación standard mayores a 4 (extremadamente mal seleccionados) que permiten inferir su peor grado de selección con respecto a los sedimentos del cenoglomerado de Volcán.

La comparación con otros gráficos (por ejemplo media-curtosis y media-desviación standard) permite corroborar el parecido de las muestras del cenoglomerado con las de till, y su notoria diferencia con las de abanico de transición (de naturaleza más gruesa, leptocúrticas y mejor seleccionadas).

Con el ploteo de los distintos coeficientes entre sí hemos logrado separar las muestras del cenoglomerado de las del abanico aluvial de Volcán. En estos gráficos (fig. 24) es posible distinguir ambas poblaciones gracias a la media y la curtosis, que tienen valores numéricos más altos en los sedimentos del abanico, a excepción de las muestras de la base que son muy similares a las del cenoglomerado.

Con el objeto de apreciar en valores numéricos el grado de diferenciación entre materiales de distintos ambientes, Sahu (1964) y Landim y Frakes (1968) introdujeron a la sedimentología el análisis de multivariación (Kendall, 1951; Rao, 1952) que permite hallar una serie de índices discriminantes. En nuestro caso hemos optado por los siguientes:

$$A: 0,7215 Mz - 0,4030 (\sigma)^2 + 6,7322 Sk + 5,2927 Kg$$

$$B: 0,00405 Mz + 0,02381 \sigma - 0,05616 Sk + 0,10365 Kg$$



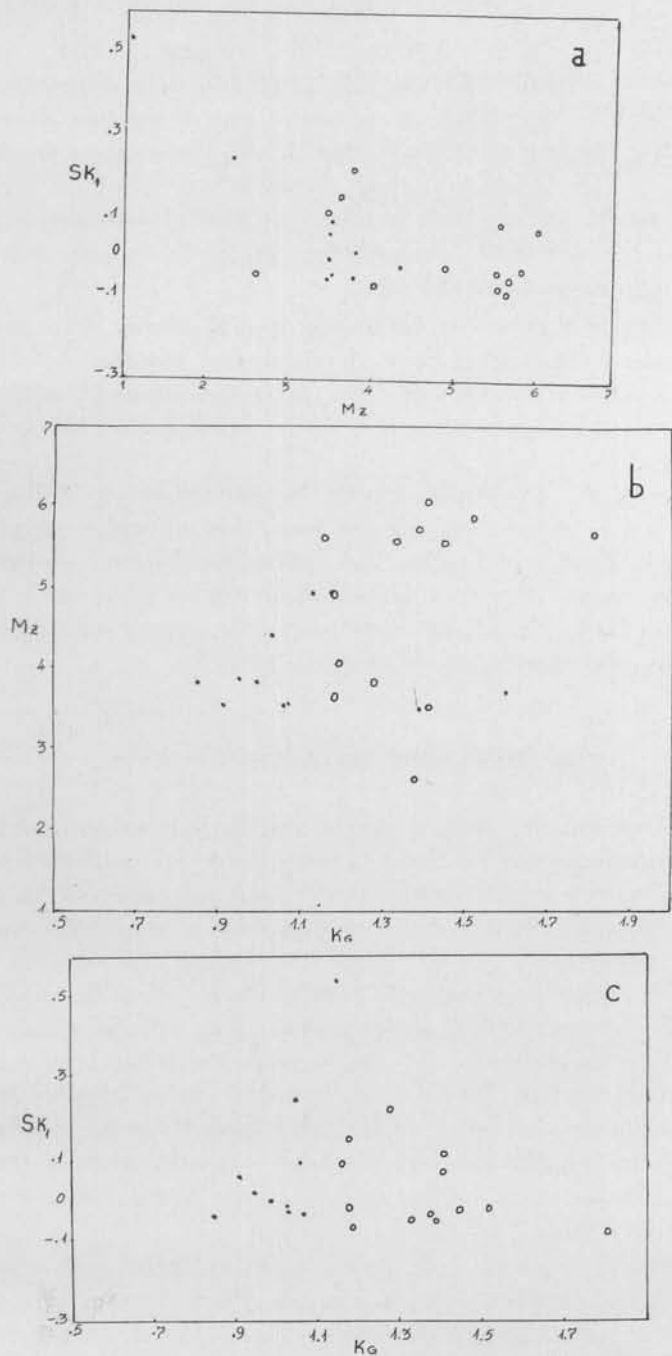


Fig. 24. — Relación entre los coeficientes estadísticos. *a*, asimetría-media; *b*, media curtosis; *c*, asimetría-curtosis  
 Referencia: ● cenoglomerado; ○ abanico aluvial

El primero (Sahu, 1964) ha sido empleado para diferenciar sedimentos fluviales de turbiditas, mientras que el segundo (Landim y Frakes, 1968) se usó en la separación de till y materiales de abanicos aluviales.

En el caso A, si el resultado es menor a 9,8433 el sedimento se habría originado por corrientes de turbidez; en el B, valores mayores a 0,12809 indican procesos glaciales.

Al aplicar la fórmula de Sahu para los sedimentos del cenoglomerado hemos hallado cifras considerablemente menores a 9,8433, ya que los resultados oscilan entre 2 y 4; en consecuencia, es probable que los datos den un indicio más de la alta densidad del agente de transporte.

Por otra parte, la similitud entre los sedimentos de Volcán y los glaciales queda demostrada con los resultados obtenidos al aplicar la fórmula de Landim y Frakes. Los sedimentos locales arrojan cifras que varían entre 0,19 y 0,21 aproximadamente, es decir que están por encima del límite de 0,12809 fijado por estos autores para diferenciar sedimentos glaciales de los de abanicos aluviales.

#### LOS SEDIMENTOS DEL ABANICO ALUVIAL

Los sedimentos del abanico aluvial son de aspecto muy parecido a los del cenoglomerado de 1967. La mayoría de los resultados del análisis estadístico textural tienden a confirmar tal similitud, ya que los valores promedio de las distintas propiedades analizadas son muy parejos.

No debe llamar la atención la paridad de las cifras de planitud, esfericidad y geomericidad de fenoclastos, pues estas propiedades dependen fundamentalmente del tipo y grado de desintegración sufrida por las rocas madres. No obstante, la mayor variabilidad de los valores promedio de planitud y de los porcentajes de geomericidad para las estaciones del abanico, está revelando —posiblemente— procedencia múltiple que no se verifica en los detritos depositados por el flujo de barro de 1967.

Sin embargo, a pesar de la amplia similitud entre ambos sedimentos, el análisis estadístico revela una serie de diferencias menores que deben estar motivadas por cambios en los agentes de transporte y depositación. Variaciones en el tipo de transporte quedan evidenciadas por cambios en los valores de redondez y geomericidad de los ma-

teriales psefíticos del río del Medio en relación con los del cenoglomerado. Los primeros aparecen mejor redondeados y tienen mayor proporción de individuos ecuanes, muy probablemente debido al predominio de corrientes tractivas y más fluidas.

También surge claramente del estudio sedimentológico que los sedimentos del abanico aluvial han sufrido distintos procesos de transporte según la zona donde estén ubicados. Del diagrama CM (fig. 16), elaborado para materiales psefíticos del abanico aluvial, se deduce que sobre ellos han actuado procesos con movimiento en tracción y/o suspensión, en contraposición con la uniformidad demostrada por el diagrama correspondiente a los sedimentos del flujo de barro de 1967, que habrían sido transportados únicamente por suspensión.

En base al diseño de los diagramas petrofábricos, la distribución granulométrica de la matriz, al análisis de tamaños mayores y promedio de material psefítico y —en menor proporción— las otras propiedades texturales de los clastos mayores a 16 mm, se puede dividir al abanico aluvial en varias zonas caracterizadas por distintos procesos de transporte y depositación de los materiales.

Los sedimentos de la base del abanico aluvial se caracterizan por su extrema similitud con los del cenoglomerado de 1967. Además de la concordancia general de datos, se advierte claro parecido entre los diagramas petrofábricos, el tamaño de los bloques mayores, la mediana de material de más de 16 mm y de todos los rasgos de distribución de tamaños en las fracciones sábulo-arcilla. Evidentemente, estos materiales se han depositado también a partir de flujos de barro.

La estación 5, ubicada también en la base del abanico aluvial, es notoriamente diferente al resto. Este comportamiento disímil se advierte en la mayoría de las propiedades texturales, que rompen su tendencia normal al llegar a este punto. Los cambios en las características de los materiales psefíticos, psamíticos y pelíticos deben estar causados por variaciones en las condiciones dinámicas del agente y/o en la naturaleza de los detritos derivados de la roca madre.

El diagrama petrofábrico de la estación 5 sugiere la posibilidad de que el río Grande haya influido en la depositación y retrabajamiento de los fenoclastos; esta hipótesis quedaría sustentada aún más por el alto contenido de individuos ecuanes y prolados con mayor redondeamiento y más fina granulometría promedio de los materiales mayores a 16 mm. Con todo, estas características también pueden derivar de cambios en las condiciones de meteorización de los detritos derivados de otro tipo de roca madre.

Queda todavía por analizar qué sucede con los sedimentos ubicados al oeste de la última estrechez del abanico aluvial, o sea aquellos que se depositaron hacia su parte media y apical.

En este lugar, debemos considerar qué sucede con los sedimentos ubicados en las cercanías de los afloramientos de rocas precámbricas y cámbricas, que se caracterizan por presentar, quizás, mayor redondez y más fina granulometría de fenoclastos y de la mediana de la fracción sábulo-arcilla, propiedades derivadas fundamentalmente de la textura y procesos de meteorización que afectan a las rocas madres. Nótese que —contrariamente a lo deducido por otros investigadores— estos sedimentos, menos transportados, son los “más maduros” texturalmente.

De todos los afloramientos de roca de base, el más conspicuo parece ser el que causa el cierre nororiental del abanico aluvial, ya que ha aportado a la estación 11 gran cantidad de fragmentos oblados. Otra notable peculiaridad de las estaciones próximas a afloramientos de sedimentitas más antiguas, la constituyen los diagramas petrofábricos de material psefítico, que denotan procesos diferentes de depositación, probablemente movimientos de remoción en masa secos.

El sector apical y medio del abanico constituyen la cuarta y última zona, que se caracteriza por gran homogeneidad granulométrica y por la similitud de los valores de redondez y esfericidad de fenoclastos; estos factores nos permiten deducir que los materiales habrían derivado, en su totalidad, de un mismo proceso sedimentario. Además, se advierte paulatino aumento de esfericidad aguas abajo a causa del incremento de individuos ecuanes; esta característica podría deberse a transporte por corrientes tractivas selectivas pero de baja fluidez, ya que los rasgos texturales generales no han sido modificados. El diagrama de variación de clastos ecuanes revela que en esta área hay un “corredor central” que retiene más firmemente los caracteres fluviales en relación con zonas adyacentes donde este rasgo se pierde paulatinamente.

En la parte media y apical del abanico aluvial se concentran las estaciones ricas en material limoso. Este aumento en el contenido de limo, que trae aparejada correlativa pérdida de arena, es muy difícil de explicar, pero debe haber un factor importante que ha actuado especialmente en esta zona, determinando el desarrollo de tal peculiaridad.

Cabe agregar que en estos sitios se concentra la mayor parte del material “viejo” del abanico aluvial. En consecuencia, no es raro que

muchas de las características texturales hayan sido modificadas por procesos de escurrimiento superficial y deflación eólica, pues en el área predominan actualmente procesos de degradación.

Finalmente, es necesario consignar que existe una zona —en la proximidad de la estación 12— ubicada en el centro de la última estrechez del abanico aluvial, que se destaca por su carácter transicional. En algunos casos representa el punto de culminación de tendencias texturales que se vienen desarrollando desde el ápice del abanico, mientras que en otros marca el inicio de la evolución de los materiales hacia la zona basal del abanico aluvial.

#### BIBLIOGRAFIA

- ANDREIS, R. 1965. *Petrografía de las sedimentitas psefiticas paleozoicas de las Sierras Australes Bonaerenses*. An. Com. Inv. Cient. Bs. As., VI (9-63).
- BARRELL, J. 1925. *Marine and terrestrial conglomerates*. Geol. Soc. Am. Bull., 36 (279-342).
- BLACKWELDER, E. 1928. *Mud flow as a geologic agent in semiarid mountains*. Geol. Soc. Am. Bull., 39, 2 (465-484).
- BLISSENBACH, E. 1954. *Geology of alluvial fans in semiarid regions*. Geol. Soc. Am. Bull., 65 (175-190).
- BLUCK, B. 1964. *Sedimentation of an alluvial fan in Southern Nevada*. J. Sed. Petr., 34, 2 (395-400).
- 1965. *The sedimentary history of some Triassic conglomerates in the Valley of Glamorgan, South Wales*. Sedimentology, 4 (225-245).
- 1967. *Sedimentation of beach gravels; examples of South Wales*. J. Sed. Petr., 37, 1 (128-156).
- 1969. *Particle rounding in beach gravels*. Geol. Mag., 106, 1 (1-14).
- BONNEY, T. 1902. *Moraines and mud-streams in the Alps*. Geol. Mag., 9 (8-16).
- BOUILLET, G. 1953. *Usure et fragmentation des calcaires jurassiques de la région de Bourges (Cher)*. Soc. Geol. France. ser. 6, 3 (13-22).
- BULL, W. 1962. *Relation of textural (CM) patterns to depositional environment of alluvial-fan deposits*. J. Sed. Petr., 32, 2 (211-216).
- CABRERA, A. 1953. *Esquema fitogeográfico de la República Argentina*. Rev. Mus. La Plata (nva. ser.) sec. Bot., VIII (87-168).
- CAILLEUX, A. 1945. *Distinction des galets marins et fluviaux*. Soc. Geol. France Bull., 5 ser., 15 (375-404).
- CATACOSINOS, P. 1965. *Tables for the determination of sphericity and shape of rock particles*. J. Sed. Petr., 35, 2 (354-365).
- CONKLING, H.; ECKIS, R.; GROSS, P. 1934. *Groundwater storage capacity of valley fill*. Calif. Div. Water Res., Bull. 45.
- CONWAY, W. 1893. *Exploration in the Mustagh Mountains*. Geog. Jour., 2 (289-329).

- CROWELL, J. 1957. *Origin of pebbly mudstone*. Geol. Soc. Am. Bull., 68 (993-1010).
- CHAWNER, W. 1934. *The Montrose-La Crescenta (California) flood of January 1, 1934, and its sedimentary aspects*. M. S. Thesis, Dep. Geol. Cal. Inst. Technol.
- DAL CIN, R. 1967. *Sull'ambiente di sedimentazione di alcuni affioramenti di "Conglomerato di Richthofen" della Val Gardena e della Val Badia (Alto Adige)*. Riv. Ital. Pal., 73 (165-203).
- DAUBREE, A. 1879. *Etudes synthétiques de géologie expérimentale*. 2 Vol. Ed. Dunod. Paris.
- DENNY, CH. 1967. *Fans and pediments*. Am. J. Sci., 265 (81-105).
- DYER, K. 1970. *Grain size parameters for sandy gravels*. J. Sed. Petr., 40, 2 (629-641).
- ECKIS, R. 1928. *Alluvial fans in the Cucamonga District, Southern California*. J. Geol., 36 (224-247).
- FOLK, R. 1965. *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill's Austin, Texas (159 páginas).
- FOLK, R. y WARD, W. 1957. *Brazos River Bar: a study in the significance of grain size parameters*. J. Sed. Petr., 27, 1 (3-26).
- FRASER, H. 1935. *Experimental study of the porosity and permeability of clastic sediments*. J. Geol., 43 (910-1010).
- FRIEDMAN, G. 1967. *Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distributions of beach and river sands*. J. Sed. Petr. 37 (327-354).
- GILBERT, G. 1914. *The transportation of debris by running water*. U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 86 (263 págs.).
- GLEASON, C. y AMIDON, R. 1941. *Landslide and mudflow, Wrightwood, California*. Calif. Forest and Range Exp. Stat. Rep. Unpubl. (1-7) in Sharp y Nobles (1953).
- GREGORY, H. 1915 a. *Note on the shape of pebbles*. Am. J. Sci., 4º ser., 231 (300-304).
- 1915 b. *The formation and distribution of fluvial and marine gravels*. Am. J. Sci., 4º ser., 233 (487-508).
- GROGAN, R. 1945. *Shape variation of some Lake Superior beach pebbles*. J. Sed. Petr., 15 (3-10).
- HARRINGTON, H. 1946. *Las corrientes de barro (mud-flows) de "El Volcán", quebrada de Humahuaca, Jujuy*. Rev. Soc. Geol. Arg., I, 2 (149-166).
- HARRISON, P. 1957. *A clay-till fabric: its character and origin*. J. Geol., 65 (275-303).
- HERRERO DUCLOUX, A. 1940. *Sobre los fenómenos de corrimiento a ambos lados de la Quebrada de Juella, Departamento de Tilcara, provincia de Jujuy*. Univ. Nac. La Plata, Inst. Museo, Tesis nº 2.
- HOOKE, R. LEB. 1967. *Processes on arid-region alluvial fans*. J. Geol., 75, 4 (438-460).
- HOUGH, J. 1942. *Sediments of Cape Cod Bay, Massachusetts*. J. Sed. Petr., 12 (10-30).

- IIDA, K. 1938. *The mudflow that occurred near the explosion crater of Mt. Bandai*. Tokio Im. Univ. Earthquake Res. Inst. 16 (658-681). Abstract.
- INMAN, D. 1949. *Sorting of sediment in the light of fluid mechanics*. J. Sed. Petr., 19, 2 (51-70).
- KALTERHERBERG, J. 1956. *Über Anlagerungsefüge in grob Klastischen Sedimenten*. Jahrb. Geol. u. Pal., 104 (30-57).
- KENDALL, M. 1951. *The advanced theory of statistics*. 2 V., 3 Ed. Griffin & Co. (521 págs.). Londres.
- KLOVAN, J. 1966. *The use of factor analysis in determining depositional environments from grain-size distributions*. J. Sed. Petr., 36 (115-125).
- KRUMBEIN, W. 1937. *Sediments and exponential curves*. J. Geol., 45 (577-601).
- 1940. *Flood gravels of San Gabriel Canyon, California*. Geol. Soc. Am. Bull., 51, 5 (639-676).
- 1941 a. *Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles*. J. Sed. Petr., 11 (64-72).
- 1941 b. *The effects of abrasion on the size, shape, and roundness of rock fragments*. J. Geol., 49, 5 (482-520).
- 1942 a. *Flood deposits of Arroyo Seco, Los Angeles County, California*. Geol. Soc. Am. Bull., 53 (1355-1402).
- 1942 b. *Settling velocity and flume behavior of non-spherical particles*. Trans. Am. Geoph. Union, 23 (621-633).
- KRUMBEIN, W. y SLOSS, L. 1969. *Estratigrafía y sedimentación*. Ed. Un. Tip. Hisp. Am., Trad. 2ª ed. (778 págs.).
- KUENEN, PH. 1956. *Experimental abrasion of pebbles. 2: rolling by currents*. J. Geol., 64 (336-368).
- 1964. *Pivotability studies of sand by shape sorter*. In Deltaic and shallow marine deposits, 1 (207-215). Ed. Elsevier.
- KURK, E. 1941. *The problem of sampling heterogeneous sediments*. Unp. Mast. Dis. Dep. Geol. Univ. Chicago (1-37), in Plumley (1948).
- LANDIM, P. y FRANKS, L. 1968. *Distinction between tills and other diamictons based on textural characteristics*. J. Sed. Petr., 38, 4 (1213-1223).
- LEOPOLD, L.; WOLMAN, M.; MILLER, J. 1964. *Fluvial processes in Geomorphology*. Freeman & Co. (522 págs.).
- LINDSAY, J. 1966. *Carboniferous subaqueous mass-movements in the Manning-Machay Basin, Kempsey, New South Wales*. J. Sed. Petr., 36 (719-732).
- 1968. *The development of clastic fabric in mudflows*. J. Sed. Petr. 38, 4 (1242-1253).
- LUSTIG, L. 1965. *Clastic sedimentation in Deep Springs Valley, California*. U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 352-T (131-192).
- MARSHALL, P. 1927. *The wearing of beach gravels*. Trans. New Zealand Inst., 58 (507-532).
- MAZZONI, M. y SPALLETTI, L. 1972. *Sedimentología de las arenas del río Grande de Jujuy*. Rev. Mus. La Plata (nva. ser.), sec. Geol., VIII (35-117).
- MCGEE, W. 1897. *Sheetflood erosion*. Geol. Soc. Am. Bull., 8 (87-112).
- MILLOT, G. 1964. *Géologie des argiles*. Ed. Masson et Cie. (499 págs.). París.
- PACK, F. 1923. *The torrential potential of desert warers (Utah)*. Pan. Am. Geol., 4, 40 (349-356).

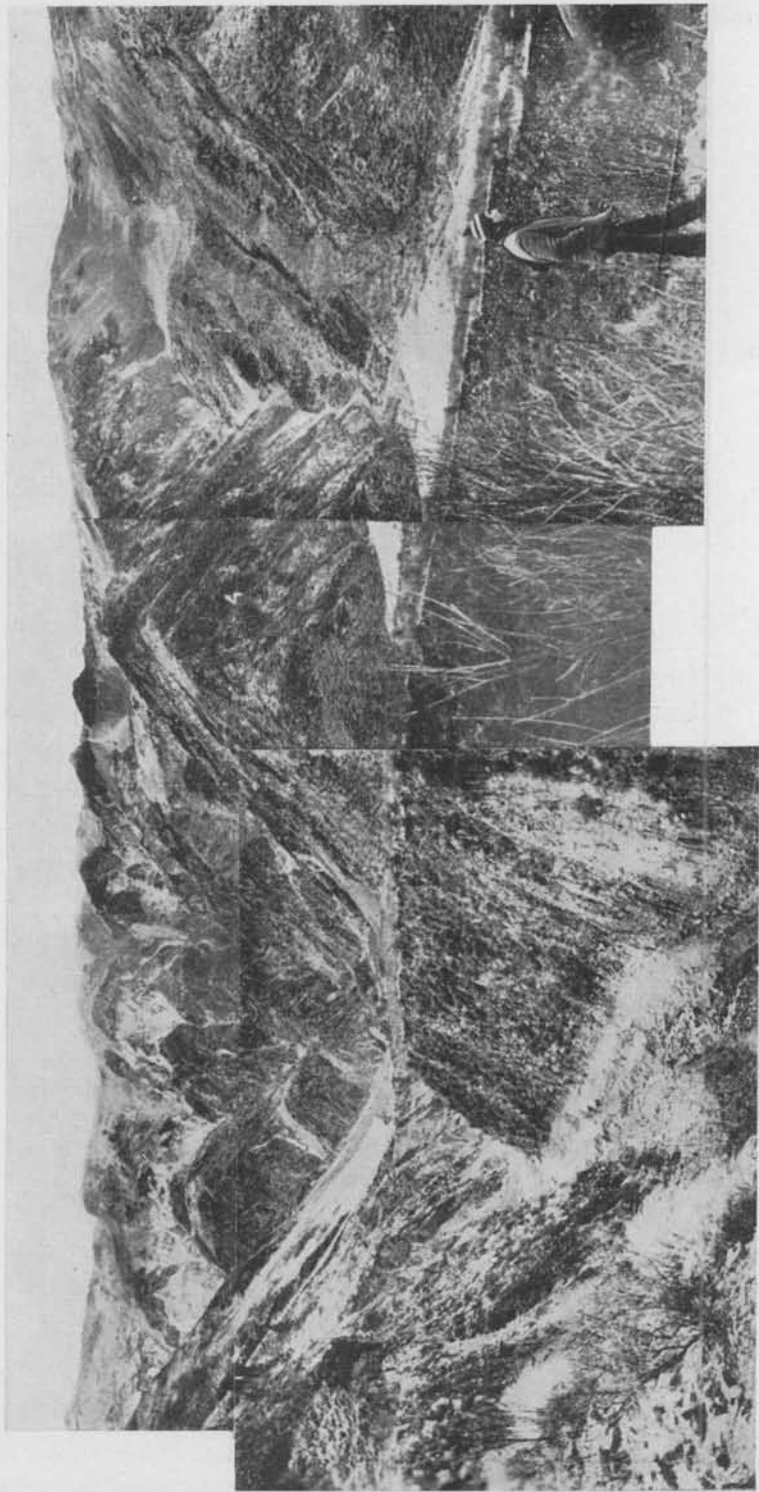
- PASSEGA, R. 1957. *Texture as characteristic of clastic deposition*. Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 41, 8 (1952-1984).
- 1964. *Grain size representation by CM patterns as a geological tool*. J. Sed. Petr., 34, 4 (830-847).
- PASTORE, F. y GROEBER, P. 1931. *Reconocimiento geológico del torrente de barro llamado "Volcán" (valle de Humahuaca, Jujuy)*. An. Mus. Nac. Hist. B. Rivadavia, 37 (1-16).
- PENCK, A. 1894. *Morphologie der Erdeberfläche*.
- PETTILJOHN, F. 1957. *Sedimentary rocks*. Ed. Harper & Bross. (526 págs.). New York.
- PLUMLEY, W. 1948. *Black Hills Terrace gravels: a study in sediment transport*. J. Geol., 56 (526-577).
- POLANSKI, J. 1966. *Flujos rápidos de escombros rocosos en zonas áridas y volcánicas*. Manual. EUDEBA Geol. (67 págs.). Bs. As.
- RAMOS, V.; TURIC, M.; ZUZEK, A. 1967. *Geología de las quebradas de Huichaira-Pocoya, Purmamarca y Tumbaya Grande en la margen derecha de la quebrada de Humacuaca (provincia de Jujuy)*. Rev. Asoc. Geol. Arg. 22, 3 (209-221).
- RAO, C. 1952. *Advanced statistical methods in biometric research*. J. Wiley & Sons (390 págs.). New York.
- RATEEV, M.; GURBONOVA, Z.; LISITZYN, A.; ROSOV, G. 1969. *The distribution of clay minerals in the oceans*. Sedimentology, 13 (21-44).
- RICKMERS, W. 1913. *The duab of Turkestan*. Cambridge Univ. Press (563 págs.), in Blackwelder (1928).
- SAHU, B. 1964. *Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments*. J. Sed. Petr., 34, 1 (73-83).
- SARMIENTO, A. 1945. *Experimental study of pebble abrasion*. Unp. Mast. Dis., Dep. Geol. Univ. Chicago (1-59).
- SHARP, R. y NOBLES, L. 1953. *Mudflow of 1941 at Wrightwood, Southern California*. Geol. Soc. Am. Bull., 64 (547-560).
- SHARPE, C. 1960. *Landslides and related phenomena, a study of mass movement of soil and rock*.
- SHEPARD, F. y YOUNG, R. 1961. *Distinguishing between beach and dune sands*. J. Sed. Petr., 31 (196-214).
- SINGEWALD, JR. J. 1928. *Mud flow as a geologic agent in semiarid mountains (Discussion)*. Geol. Soc. Am. Bull., 39, 2 (480-483).
- SLATT, R. y HOSKIN, C. 1968. *Water and sediment in the Norris Glacier Outwash Area, Upper Taku Inlet, Southeastern Alaska*. J. Sed. Petr., 38, 2 (434-456).
- SNEED, E. y FOLK, R. 1958. *Pebbles in the Lower Colorado River, Texas. A study in particle morphogenesis*. J. Geol., 66 (114-150).
- SPALLETTI, L. 1971. *Sedimentología de los cenoglomerados de Volcán, provincia de Jujuy*. Tesis Mus. La Plata, 293 (127 págs.).
- SPENCER, D. 1963. *The interpretation of grain size distribution curves of clastic sediments*. J. Sed. Petr., 33 (180-190).
- TERUGGI, M.; MAZZONI, M.; SPALLETTI, L. 1971. *Sedimentología de las gravas del río Sarmiento, provincia de La Rioja*. Rev. Mus. La Plata (nva. ser.), sec. Geol., VII (77-146).



- THEBAULT, J. 1969. *Contribution a l'étude des formes des galets*. Bul. Bur. Rech. Geol. Min., Deux. Ser., IV, 2 (1-104).
- TURNER, J. 1960. *Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria*. Bol. Acad. Nac. Cien. Córdoba, 41, 2 (163-196).
- VISHER, G. 1969. *Grain size distribution and depositional processes*. J. Sed. Petr., 39, 3 (1074-1106).
- WADELL, H. 1932. *Volume, shape and roundness of rock particles*. J. Geol., 40, 5 (443-451).
- 1936. *Shape and shape position of rock fragments*. Geog. Annal., 18 (74-92).
- WENTWORTH, CH. 1919. *A laboratory and field study of cobble abrasion*. J. Geol., 27, 7 (507-521).
- 1922 a. *A method of measuring and plotting the shapes of pebbles*. U. S. Geol. Surv., Bull. 730 c (91-102).
- 1922 b. *A field study of the shapes of river pebbles*. U. S. Geol. Surv., Bull. 730 c (103-114).
- 1922 c. *The shape of beach pebbles*. U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 131 c (75-82).
- 1933. *Fundamental limits to the sizes of clastic grains*. Science, 77 (633-634).
- ZINGG, T. 1935. *Beitrag zur schotteranalyse*. Schweiz Mineral. Petrog. Mitt., 15 (39-140).

LAMINA I

Vista panorámica de las cabeceras del abanico aluvial



## LAMINA II

- a*, Vista general de las cabeceras y zonas de laderas. En primer plano el canal de descarga (río del Medio) y, al fondo, las cumbres con protalus rampart;
- b*, Cono de deyección originado por caída de rocas en afloramientos cuyo buzamiento coincide con la pendiente.



*a*



*b*

### LAMINA III

- a*) Vista panorámica del abanico aluvial de Volcán y cono aluvial del río del Medio. Abajo, y en primer plano, el río grande de Jujuy. Fotografía tomada desde la margen izquierda de la quebrada de Humahuaca hacia el oeste ; *b*, vista hacia el este del cenoglomerado de 1967. Fotografía tomada desde la estación I ; *c*, corte de cenoglomerados ; afloramiento ubicado en la zona del cono aluvial del río del Medio. Nótese su grosera estratificación.

