

Petrografía, origen y paleoambiente sedimentario de las piroclastitas de la Formación Remoredo (Jurásico Temprano), Argentina (35°30'S-70°15'W)

Silvia Lanés

CONICET-Departamento de Geología, Universidad de Buenos Aires,
Ciudad Universitaria, Pabellón 2 (1428), Buenos Aires, Argentina

Flavia M. Salani

RESUMEN

Mediante el análisis de las facies piroclásticas de la Formación Remoredo que afloran alrededor de un intrusivo fenoandesítico (Andesita Cerro Negro) se reconocieron dos asociaciones de facies: la Asociación de Tobas Brechosas y la Asociación de Tobas. Estas se interpretaron, respectivamente, como brechas coignimbríticas proximales e ignimbritas asociadas con depósitos de caídas coignimbríticas, todas derivadas de colapsos gravitacionales de columnas eruptivas. Las paleocorrientes, estructuras internas y proveniencia de los líticos señalan a la Andesita Cerro Negro como una de las bocas de emisión, sin descartar otras localizadas al oeste del área de estudio. Las tobas de la sección media de la Formación Remoredo se depositaron en un lago efímero mientras las restantes lo hicieron bajo condiciones subaéreas.

Palabras claves: Sedimentología, Piroclastitas, Ignimbritas, Caídas de ceniza, Brechas coignimbríticas, Jurásico.

ABSTRACT

The petrography, origin and sedimentary paleoenvironment of Remoredo Formation pyroclastic rocks (Lower Jurassic), 35°30'S-70°15'W, Argentina. Facies analysis of pyroclastic outcrops of the Remoredo Formation, which surround a phenoandesitic intrusive (Cerro Negro Andesite), allowed the authors to recognize two facies associations: 1- Tuff-Breccia Association and 2- Tuff Association. They were interpreted as 1- proximal co-ignimbrite lag breccia and 2- associated ignimbrites and co-ignimbrite air-fall tuffs, respectively, all of them derived from flows that were originated by gravitational column collapses. Paleocurrents, internal structures and provenance of the lithics point to the Cerro Negro Andesite intrusion as one of the source vents although not excluding others located further west of the study area. Tuffs of the middle section of Remoredo Formation were deposited into an ephemeral lake, while the rest were deposited under subaerial conditions.

Key words: Sedimentology, Pyroclastites, Ignimbrites, Ash falls, Coignimbritic breccias, Jurassic.

INTRODUCCION

La sedimentación en la Cuenca Neuquina comenzó en el Triásico Tardío o Jurásico Temprano con la deposición de los sedimentos epiclásticos y volcánoclasticos continentales de la mesosecuencia

Precuyo (Legarreta y Gulisano, 1989), que comprende tobas riolíticas y dacíticas asociadas localmente con lavas ácidas y básicas, e intercaladas con sedimentitas fluviales, aluviales o lacustres.

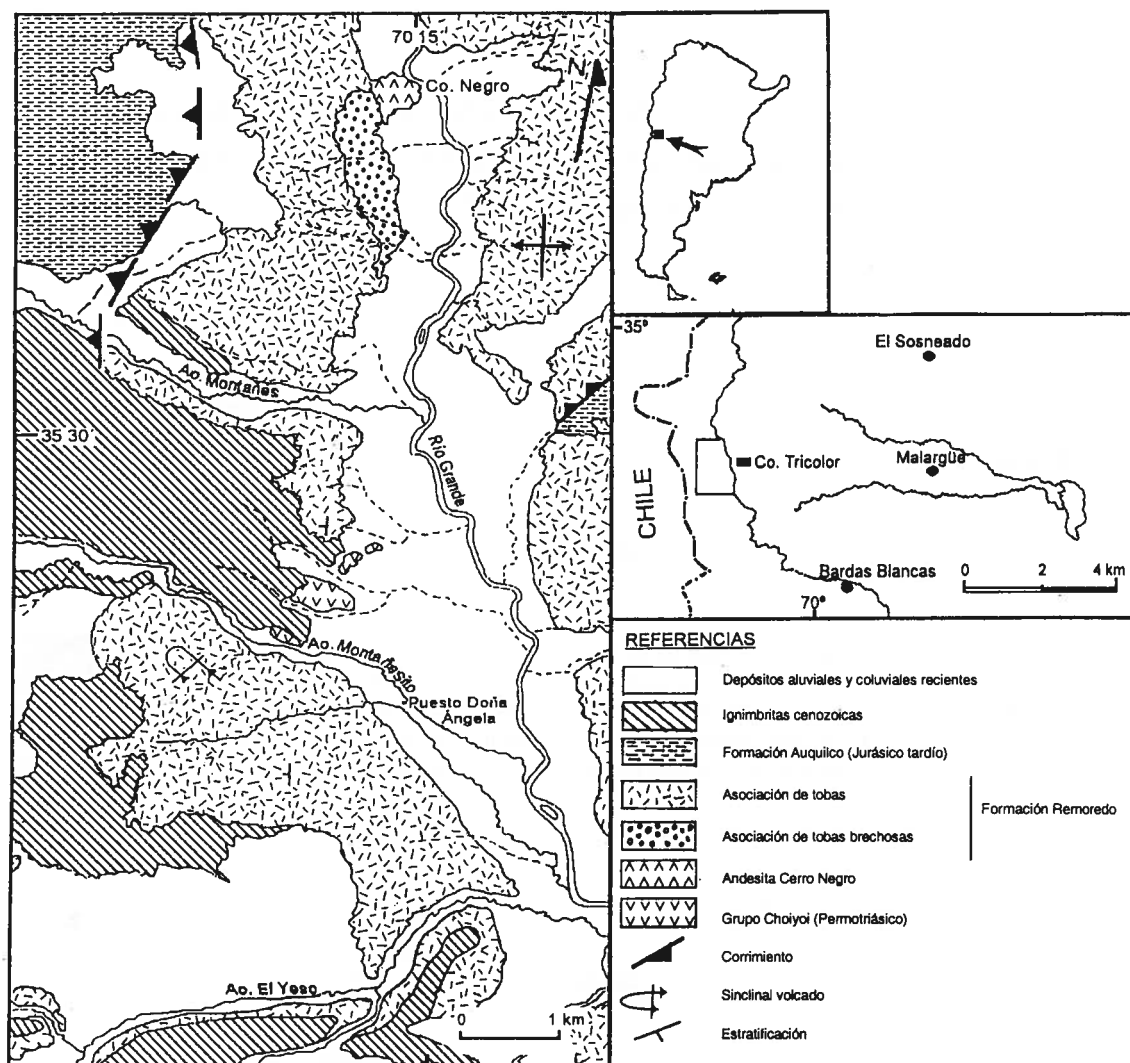


Figura 1 : Ubicación y bosquejo geológico del área de estudio.

FIG. 1. Ubicación y bosquejo geológico del área de estudio.

En la porción norte de la Cuenca Neuquina la mesosecuencia Precuyo está representada por la Formación Remoredo (Stipanovic, 1966), una sucesión de areniscas y conglomerados rojos (A. Fernández Carro y E. Padula¹ -ver 'Serie Heterogénea'; Groeber y Stipanovic, 1953) de origen fluvial o aluvial, a menudo asociados con calizas lacustres (E. Freytes)² o rocas piroclásticas (Legarreta y Gulisano, 1989; Legarreta *et al.*, 1993).

En el área de estudio (Fig. 1) la Formación Remoredo yace en discordancia sobre la Andesita Cerro Negro (un cuerpo fenoandesítico intruido en las volcanitas del Grupo Choiyoi) y está cubierta por las evaporitas de la Formación Auquico (Oxfordiano) mediante contacto tectónico. Sin embargo, el techo de la Formación Remoredo puede verse en el cerro Tricolor donde se encuentra cubierto por areniscas del Toarciano Temprano-

¹ 1947. Perfiles del Jurásico 'Base del Dogger al Valanginiense' trazados en la sierra de Reyes, provincia de Mendoza (Inédito) *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 23 p.

² 1969. Estratigrafía y relaciones de contacto de afloramientos del Grupo Choiyoi ('Serie Porfirítica') en el sud de Mendoza, norte de Neuquén y sudoeste de La Pampa (Inédito), *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 79 p.

Bajociano Temprano (Damborenea, 1987; Westermann y Riccardi, 1982). De allí que los afloramientos de la Formación Remoredo en la margen oeste del río Grande pueden asignarse al Jurásico Temprano sin mayor precisión dada la ausencia de fósiles de valor bioestratigráfico.

La ausencia de estudios de las piroclastitas de la Formación Remoredo motiva este trabajo cuyo objetivo fue establecer los procesos genéticos, el ambiente de deposición, la ubicación de las posibles bocas de emisión y su relación con la Andesita Cerro Negro. De esta última, que aflora únicamente al norte de la zona de estudio, se analizó su petrografía para determinar la zonación de texturas.

La sucesión estudiada es un conjunto granodecreciente y bien estratificado de tobas y tobas brechosas, de colores morados, verdes y castaños, de 186 m de espesor. La estratificación está dada por cuñas extendidas que se engrosan hacia el oeste, con bases y techos planos netos. En ella se intercala una serie de bancos lacustres (Lanés y Palma 1998) que permitió la división informal de la Formación Remoredo en tres secciones: inferior, media y superior (Tabla 1a). La sección inferior agrupa tobas, tobas lapillíticas y tobas

brechosas moradas y verdes, de composición exclusivamente fenoandesítica y 150 m de espesor. La sección media (19 m) incluye pelitas y calizas lacustres con oncoides y tobas fenoriodacíticas con troncos. La sección superior está integrada por 16 m de tobas fenoriodacíticas castañas, con moldes de troncos e improntas de tallos carbonizados.

En estas acumulaciones piroclásticas se levantaron 5 perfiles de detalle ubicados en la desembocadura del arroyo Montañés, en la margen sur del arroyo Montañés y entre los arroyos Montañés y El Yeso. Se reconocieron 3 litofacies (Tabla 1b) sobre la base de su granulometría, estructuras sedimentarias, geometría, espesor, contactos y composición modal; las que se denominaron según el criterio y nomenclatura de Smith (1987) con ligeras modificaciones para adaptarla a los depósitos estudiados. Es así que se identificaron las litofacies Lms (tobas brechosas y tobas lapillíticas, matriz-soportadas, macizas o con gradación normal); Tf (tobas macizas o con gradación normal) y Ta (tobas con gradación simétrica - Fisher y Schmincke, 1984). Estas litofacies se agruparon naturalmente en 2 asociaciones de facies (Fig. 2): la Asociación de Tobas Brechosas y la Asociación de Tobas.

TABLA 1. ESTRATIGRAFIA Y LITOFACIES DE LA FORMACION REMOREDO.

| a. División informal de los depósitos de la Formación Remoredo, con referencia de las litofacies comprendidas. | | | | |
|---|----------------|-------------------------------|----------------|--------------------------------|
| | Sección | Composición | Espesor | Litofacies comprendidas |
| Formación Remoredo | Superior | Piroclastitas fenodacíticas | 16 m | Tf y Ta |
| | Media | Depósitos lacustres | 19 m | Tf y Ta |
| | Inferior | Piroclastitas fenoandesíticas | 150 m | Lms y Tf |

| b. Descripción e interpretación de las litofacies piroclásticas de la Formación Remoredo. | | | | | |
|--|---|------------------|------------------|--|---|
| Litofacies | Litología y estructura interna | Contactos | Geometría | Espesor | Proceso originario |
| Lms | Tobas lapillíticas y tobas brechosas subordinadas, fangosostén, macizas o con gradación normal | planos netos | tabular | 1,60 m a 6,40 m; raramente 10 m | Flujos piroclásticos (Brechas coignimbríticas residuales) |
| Tf | Tobas cristalolíticas y vítreas dispuestas en bancos con partición subhorizontal en la base y la porción superior maciza (los bancos presentan gradación normal por densidad). Textura eutaxítica, soldamiento moderado | planos netos | tabular | 5,10 m a 1,05 m; generalmente 2 m | Flujos piroclásticos altamente fluidizados, con cabezas muy turbulentas |
| Ta | Tobas vítreas macizas o con gradación simétrica normal-inversa. Sin soldamiento | planos netos | tabular | 0,37 m a 0,45 m, excepcionalmente 1,50 m | Caidas coignimbríticas |

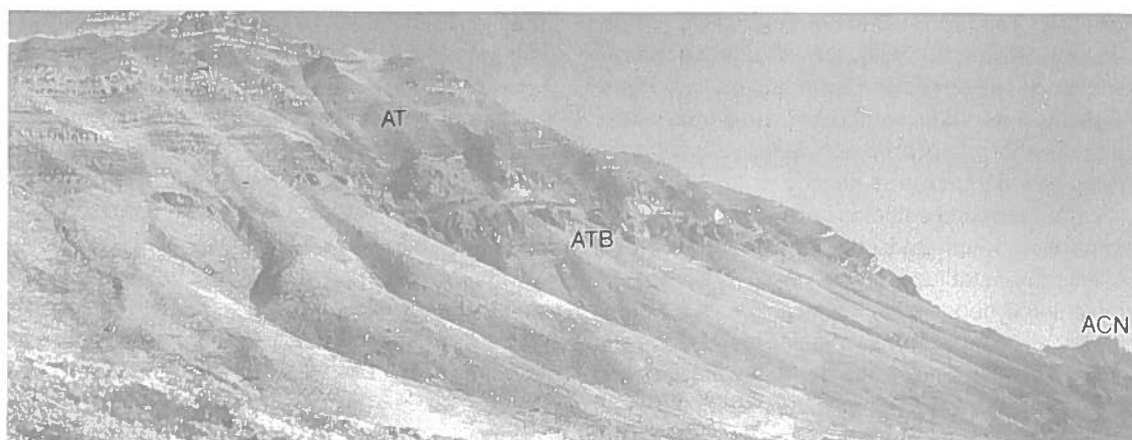


FIG. 2. A la derecha se observa a la Andesita Cerro Negro (ACN) cubierta por depósitos de la Asociación de Tobas Brechosas (ATB) y de la Asociación de Tobas (AT) ya en el tope de la sucesión. Los cambios de color marcan las diferentes unidades de flujo. Frente montañoso extendido entre el cerro Negro y la desembocadura del arroyo Montañés.

Cada banco de tobas fue muestreado en base y tope para comprobar los cambios en la distribución de ceniza por medio de cortes petrográficos. Para la caracterización de las piroclastitas a escala mesoscópica y microscópica se adoptaron las clasificaciones de Schmidt (1981) y de Pettijohn *et al.*

(1987), respectivamente. La composición petrográfica de todas las rocas se estableció por medio de la composición de los fenocristales siguiendo los criterios de Streckeisen (1979) y de Teruggi (1980), anteponiéndole el prefijo 'feno' a su denominación.

ANDESITA CERRO NEGRO

Se designa así, en este trabajo, al intrusivo fenoandesítico que forma el cerro Negro (Fig. 1). Corresponde a una fenoandesita verde grisácea de textura granosa fina, cortada por un sistema de diques de brechas fenodacíticas. Intruye a las rocas del Grupo Choiyoi (relación que no puede representarse a la escala del mapa de este trabajo) y está cubierto discordantemente por los depósitos de la Asociación de Tobas Brechosas de la Formación Remoredo. Se propone esta nueva unidad ya que difiere petrográficamente de las volcanitas del Grupo Choiyoi y aquellos de la Formación Remoredo.

La mayoría de los litoclastos de las tobas de la Formación Remoredo muestran una petrografía análoga a la Andesita Cerro Negro, relación que permite establecer la proveniencia de los líticos y acotar la antigüedad del intrusivo en épocas anteriores al Pliensbachiano Temprano, posiblemente en el Hettangiano-Sinemuriano.

PETROGRAFIA

Al microscopio la fenoandesita muestra textura afieltrada dada por tablillas de plagioclasa (89%) (An24-An33) euhedrales a subhedrales, con zonación y evidencias de deformación, parcialmente alteradas a sericita, arcillas, clorita y/o carbonatos. También se observan anfíbolos (8%) con resorción total, y feldespatos alcalinos (3%) anhedralmente alterados a sericita. Como minerales secundarios aparecen grumos de titanita, y entre los minerales accesorios, apatito acicular. La roca está parcialmente propilitizada tal como indican la presencia de carbonato, clorita, sericita y parches de cuarzo intersticial asociados con texturas microgranosas.

El examen de secciones delgadas revela una zonación concéntrica de texturas dada por la disminución del tamaño de los cristales hacia los bordes del intrusivo, al mismo tiempo que las plagioclasas se vuelven más albíticas (An14-An30) y aumenta el

porcentaje de anfíbolos hasta el 11%.

Cerca del centro del intrusivo se hallaron diques subverticales de brechas fenodacíticas moradas, de 25 a 30 cm de potencia y rumbo SSO (Az 212°). Estas brechas están integradas por litoclastos prolados y oblatos de la fenoandesita hospedante, subangulosos, de hasta 15 mm, minerales opacos euhedrales cuadrangulares y minerales máficos totalmente cloritizados, inmersos en una pasta con marcada fluidalidad paralela a los contactos. Las brechas fenodacíticas, también, se hallan parcial-

mente propilitizadas tal como señala la formación de clorita, parches de cuarzo intersticial y de texturas microgranulares.

El tipo y zonación de texturas y los diques de brecha dacítica de la Andesita Cerro Negro indican su emplazamiento como un sistema cerrado. Las texturas afieltradas observadas son comunes en intrusiones someras y pequeñas (Cox *et al.*, 1979), a menudo conductos volcánicos. En este marco, las brechas dacíticas corresponderían al relleno de fracturas en etapas póstumas de la intrusión.

FORMACION REMOREDO

ANÁLISIS DE FACIES Y PETROGRAFIA

A continuación se describen las litofacies y los rasgos microscópicos de las rocas integrantes, seguida de una breve interpretación. Para la litofacies Tf se agrega una discusión de sus estructuras internas basada en aspectos petrográficos de interés para su interpretación.

Litofacies Lms (Tabla 1b). Incluye tobas lapillíficas y tobas brechosas subordinadas, matriz-soportadas, macizas o con gradación normal o con lapilli y cristales paralelos a la estratificación. La composición de estas rocas es exclusivamente fenoandesítica. Forman depósitos tabulares, de bases y techos planos netos, de espesores que varían entre 0,60 y 6,40 m que llegan excepcionalmente a los 10 m.

Las tobas brechosas contienen bloques (25-50%) y lapilli (20-35%) oblatos y prolados, subangulosos a subredondeados y poco seleccionados. Los bloques miden entre 6,4 y 35 cm, y los lapilli, entre 1 y 3 cm de longitud y su composición es idéntica a la de los líticos de la fracción ceniza.

Al microscopio, estas rocas corresponden a tobas líticas y tobas vítreas fenoandesíticas generalmente con textura eutaxítica y matriz vitroclástica poco soldada. Contienen líticos (9%-88%) predominantemente fenoandesíticos y, en menor medida, fenorolíticos (derivados del Grupo Choyoi) o provenientes de ignimbritas dacíticas. Entre los líticos fenoandesíticos se reconocen tres tipos: **a**- los más abundantes, análogos a la Andesita Cerro Negro; **b**- líticos andesíticos con texturas porfíricas, fenocristales de plagioclasa, anfíbola y piroxeno y

pastas pilotácicas seriadas o felsíticas y, **c**- fragmentos de pastas pilotácicas. Los fiammes presentan fenocristales de plagioclasa y se hallan desvitrificados en pastas pilotácicas o agregados microgranulosos de cuarzo y feldespatos alcalinos. También se hallaron otros vitroclastos con fractura perlítica. Los cristaloclastos son minoritarios (1-12%) y reúnen tablillas de plagioclasa (An25- An29) rotas o astilladas, con bordes corroídos o engolfados, cribadas, zonadas o con extinción ondulosa y alteradas a arcillas, sericita y carbonato. En menor medida aparecen sanidina euedral alterada a arcillas y sericita, y cuarzo euedral con extinción en mortero. Entre los minerales máficos se cuentan opacos subhexagonales y cuadrangulares y piroxenos cloritizados o totalmente reemplazados por carbonato. Como mineral accesorio se observa apatito. La matriz vitroclástica está integrada por trizas cuspidadas, poco soldadas, totalmente desvitrificadas en un agregado microgranoso a felsítico de cuarzo y feldespatos alcalinos; y parcialmente alteradas a arcillas.

Las acumulaciones de la litofacies Lms se interpretan como producto de la segregación de bloques demasiado grandes y pesados como para ser transportados por flujos piroclásticos. La ausencia de estructuras de impacto y la presencia de texturas eutaxíticas permite descartar un origen relacionado con caídas de piroclastos. Se propone que una serie de flujos piroclásticos, originados por colapso gravitacional de una columna eruptiva, emplazaron estas brechas coignimbríticas residuales (coignimbrite lag breccias- Druitt, 1985) en zonas cercanas al lugar del colapso y a la boca de emisión.

Litofacies Tf (Tablas 1 y 2, Fig. 3). Son los depósitos más extendidos. Se trata de tobas macizas o con gradación normal por densidad dispuestas en bancos tabulares, con bases y techos planos netos, y potencias que varían entre 5, 10 y 1,05 m (promedio 2 m). Los estratos gradados aparecen macizos a escala del afloramiento aunque presentan una porción basal de hasta 20 cm de espesor con marcada 'partición subhorizontal' (*sensu* Giannetti, 1996). Esta partición está dada por capas lateralmente discontinuas y estratocrecientes, de 0,3 a 10 cm de potencia, que desaparecen hacia el techo pasando gradualmente a tobas macizas. Suelen observarse cristales orientados paralelamente a la estratificación.

Al microscopio, las tobas corresponden a variedades vítreas y litocristalinas (Fig. 3) generalmente con texturas eutaxíticas. Debe recordarse que en la sección inferior de la Formación Remoredo las tobas de la litofacies Tf son de composición fenoandesítica, mientras que en las secciones media y superior son fenoriódácicas.

Las tobas fenoandesíticas presentan líticos fenoandesíticos y fenoriolíticos idénticos a aquéllos de la litofacies Lms destacándose los litoclastos provenientes de la Andesita Cerro Negro. Los cristaloclastos incluyen plagioclasas, piroxenos y

minerales opacos subhexagonales. Las tabillitas de plagioclasa (An32-An10), están astilladas, cribadas, zonadas, tienen bordes corroídos o engolfados y extinción ondulosa; se hallan alteradas a arcillas, sericita y carbonato. Los piroxenos están reemplazados pseudomórficamente por clorita, carbonato y opacos. Entre los minerales accesorios se identificó apatito. Se observan parches de vidrio desvitrificados en agregados felsíticos y, cuando están presentes, los fiammes se hallan completamente desnaturalizados a agregados microgranosos, felsíticos y esferulíticos de cuarzo y feldespatos alcalinos. La matriz vitroclástica muestra un soldamiento moderado (Fig. 4a) a escaso; está formada por trizas de tipo borde de burbuja, totalmente desvitrificadas en agregados microgranosos a felsíticos de cuarzo y feldespatos alcalinos, y alteradas a carbonato, clorita y arcillas.

Las tobas fenoriódácicas están compuestas por cristales de cuarzo (22%-13%), de plagioclasa (An10-An16) (14%-19%) alteradas a arcillas, sericita, albita y epidota, y de sanidina (5%) euhedral alterada a arcillas y sericita. Entre los minerales máficos y accesorios (6-4%) se identifican minerales opacos cuadrangulares a subhexagonales, láminas de biotita castaña fresca, a veces flexurada, apatita y titanita euhedrales. Los litoclastos (28%-

TABLA 2. COMPOSICION MODAL DE LAS TOBAS DE LA FORMACION REMOREDO.

| Muestra | BI (%) | Lp (%) | V (%) | C (%) | L (%) | Fm (%) | MV (%) | Teu |
|---------|--------|--------|-------|-------|-------|--------|--------|-----|
| RCN1 | 15 | 7 | 67,3 | 12,2 | 19,4 | 6,3 | 61 | Sí |
| RCN2 | 50 | 20 | 10,6 | 1 | 88,4 | 0 | 10,6 | No |
| RP9 | 0 | 10 | 66,5 | 9,4 | 23,2 | 2,5 | 64 | Sí |
| RMF4 | 0 | 20 | 80 | 7,8 | 7,2 | 52 | 28 | Sí |
| RMF3' | 0 | 0 | 86,6 | 6,7 | 6,7 | 8,4 | 76,2 | Sí |
| RMF1 | 0 | 0 | 94,3 | 3,8 | 1,9 | 0 | 94,3 | No |
| RMF2 | 0 | 0 | 95,6 | 3,4 | 1 | 1,1 | 94,6 | Sí |
| RP8 | 0 | 3 | 74 | 13,5 | 12,5 | 1 | 73 | Sí |
| RP7 | 0 | 0 | 20 | 29,8 | 48 | 4,2 | 15,8 | Sí |
| RP6 | 0 | 0 | 96,4 | 1 | 2,6 | 11,4 | 85 | Sí |
| RP5 | 0 | 0 | 94,2 | 1 | 4,8 | 12,2 | 82 | Sí |
| RP1' | 0 | 10 | 81 | 12,2 | 6,8 | 13 | 68 | Sí |
| RP1 | 0 | 5 | 89 | 9,8 | 1,2 | 6 | 83 | Sí |
| RP4 | 0 | 0 | 92,9 | 6,6 | 0,5 | 0,1 | 92,8 | Sí |
| RP3 | 0 | 0 | 92 | 4,6 | 3,4 | 0 | 92 | No |
| RP2 | 0 | 2 | 84,1 | 9,2 | 6,4 | 0 | 84,1 | No |
| CHPR1 | 0 | 34 | 45 | 29 | 26 | 0,2 | 44,8 | Sí |
| 18 | 0 | 0 | 93 | 4 | 3 | 0 | 93 | No |
| RDP3 | 0 | 5 | 25 | 47 | 28 | 1 | 24 | Sí |
| RDP16 | 0 | 3 | 37,9 | 36,6 | 25,8 | 11,2 | 27,2 | Sí |

BI= bloques, Lp = lapilli, V= vidrio total= Fm + MV, C= cristales, L= líticos totales, Fm= fiammes, MV= matriz vitroclástica, Teu= textura eutaxítica. Los porcentajes totales de vidrio, cristales y líticos corresponden a la fracción menor que 2 mm.

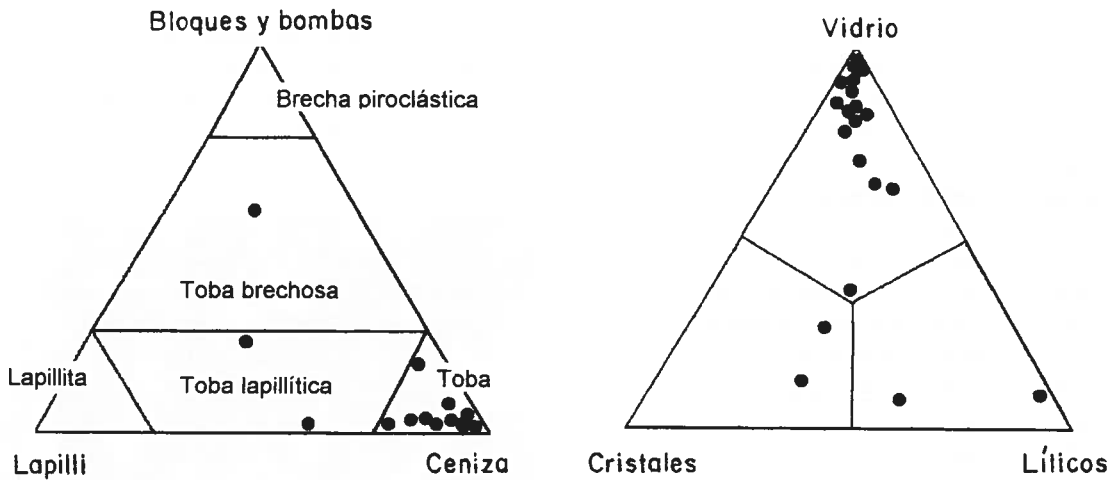


FIG. 3. Composición modal de las tobas según diagramas de Schmidt (1981) y Pettijohn *et al.* (1987).

26%) son exclusivamente fenoandesíticos reconociéndose tres tipos: **a-** de fenoandesitas análogas a la Andesita Cerro Negro; **b-** de fenoandesitas con texturas porfíricas, fenocristales de plagioclasa, anfíbol y piroxeno y pastas pilotáxicas seriadas o felsíticas y, **c-** fragmentos de pastas pilotáxicas. Los vitroclastos están representados por fiammes (1-11%) con cavidades ovoidales y tubulares, totalmente desvitrificados en un agregado microgranoso de cuarzo y feldespatos alcalinos, y alterados parcialmente a arcillas, clorita, limonita y epidoto. La matriz vitroclástica (25-24%) poco soldada, está integrada por trizas de tipo pared de burbuja totalmente desvitrificadas en un agregado microgranoso a felsítico de cuarzo y feldespatos alcalinos, y parcialmente alterada a arcillas, clorita y epidota.

Las tobas fenoandesíticas y fenoriodácicas de

la litofacies Tf están parcialmente propilitizadas, como indican los parches de cuarzo microgranoso, mosaicos de carbonato, arcillas, agregados radiales de clorita, albita, sericita y epidoto.

Los depósitos de la litofacies Tf se interpretan como producto de flujos piroclásticos a juzgar por las texturas eutaxíticas y las evidencias internas de flujo (por ejemplo, la orientación de partículas paralelas a la estratificación). La semejanza petrográfica de algunos líticos con el núcleo de la Andesita Cerro Negro indica un origen relacionado con la destrucción de ese intrusivo.

Dentro de la litofacies Tf se incluyeron bancos subordinados de tobas que difieren de las variedades fenoandesíticas únicamente por carecer de texturas eutaxíticas (muestra RP2 en la Tabla 2). De acuerdo con los contenidos de lapilli líticos

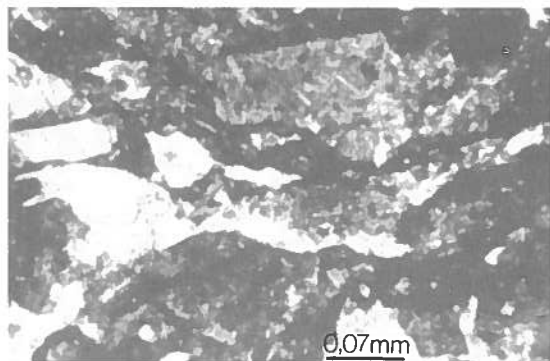
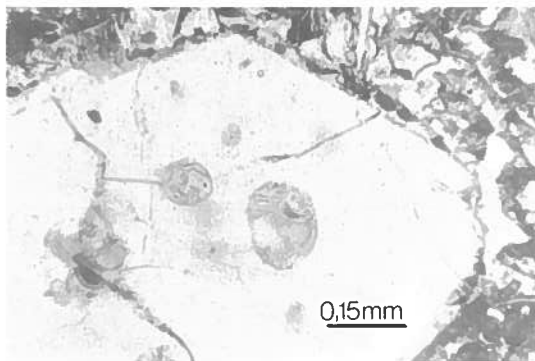


FIG. 4. **a-** cuarzo fracturado y cribado de las tobas de la litofacies Tf. Nótese las trizas presentes en el borde y en las cavidades; **b-** triza cuspidada, poco soldada, de la matriz de las tobas de la litofacies Tf.

menores que 5 mm, y de cristales y líticos menores que 2 mm, estos bancos representarían acumulaciones distales de flujos piroclásticos que se fraccionaron progresivamente durante su movimiento.

Discusión. Mediante la comparación de secciones delgadas se comprobó que en los bancos con partición subhorizontal en la base, el contenido de ceniza aumenta hacia el techo (proporción de ceniza en la base: 16%-28%; en el techo: 64%-85%) en una estructura gradada normal dada por la concentración de cristales y líticos en la base mientras que las trizas, más pequeñas y livianas, se hallan segregadas a niveles superiores.

En las tobas con partición subhorizontal los cristales de cuarzo presentan fracturas (Fig. 4b) que, junto con las roturas perlíticas, marcarían su enfriamiento dentro de una matriz más fría (Cas y Wright, 1987; Cole y DeCelles, 1991; Kano *et al.*, 1994) durante el emplazamiento de flujos calientes, tal como evidencian los fiammes y el soldamiento moderado. Sin embargo, la disposición oblicua de las fracturas en el cuarzo con respecto a la partición basal no permitiría descartar la acción de cizalla durante el flujo, ya que la orientación de partículas paralelas a la estratificación y la partición subhorizontal fueron interpretadas anteriormente como evidencias de cizallamiento durante el flujo (Fisher y Schmincke, 1984; Giannetti, 1996).

Las bases ricas en líticos y cristales de los bancos de la litofacies Tf se interpretan como 'capas basales' (ground layers) (Wilson y Walker, 1982; Walker *et al.*, 1981a; Walker *et al.*, 1981b), *i.e.*, acumulaciones dejadas por las 'cabezas' turbulentas (Wilson, 1980) de flujos piroclásticos que se mueven a altas velocidades (Wilson y Walker, 1982). Siguiendo el criterio de Wilson (1985), las bases cristalolíticas y las secciones macizas que las cubren corresponderían a la base y parte media de la capa 2b del modelo de ignimbritas de Sparks *et al.* (1973). En tanto que las tobas fenoandesíticas sin textura eutaxítica representarían el techo de la capa 2b del modelo de ignimbritas mencionado.

Litofacies Ta (Tabla 1a, Fig. 2). Es la menos representada; agrupa tobas macizas o con gradación simétrica de tipo normal-inverso (*sensu* Fisher y Schmincke, 1984) dispuestas en estratos delgados, de base y techo planos netos, cuyas potencias oscilan entre 0,37 y 0,45 m.

Bajo el microscopio, las tobas de esta facies muestran composiciones fenoandesíticas y feno-

riodacíticas, ausencia de soldamiento y de texturas eutaxíticas. Los líticos, de hasta 0,5 mm de diámetro, totalizan entre 1 y 3,4% mientras que la proporción de cristales asciende a 3,4-4,8%. Raramente

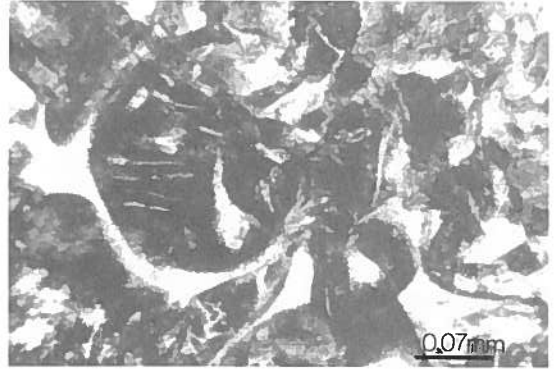


FIG. 5. Triza cuspidada no soldada que constituye la matriz de las tobas de la litofacies Ta.

se hallan vitroclastos con fractura perlítica, completamente desnaturalizados en agregados felsíticos. La matriz vitroclástica (92-94%) está formada únicamente por trizas de tipo borde de burbuja, no soldadas (Fig. 5).

La ausencia de soldamiento y de fiammes, la escasez de cristales y líticos (que en conjunto no llegan al 10% en cada muestra) y el diámetro máximo de estos últimos caracteriza, tanto depósitos de caída como las porciones más distales de ignimbritas que se fraccionaron durante su transporte. Sin embargo, el reducido espesor sumado a una proporción de líticos extremadamente baja sugieren una génesis asociada a la decantación de material piroclástico elutriado del tope de los flujos con lo que corresponderían a la capa 3b del modelo de Sparks *et al.* (1973).

ASOCIACIONES DE FACIES

Se reconocieron dos asociaciones de facies, una Asociación de Tobas Brechosas y otra de Tobas, que muestran una distribución areal distintiva.

La Asociación de Tobas Brechosas aflora únicamente alrededor de la Andesita Cerro Negro (Figs. 1 y 2) y se restringe a la sección inferior de la Formación Remoredo. Se halla cubierta por la

Asociación de Tobas, y está integrada por depósitos de la litofacies Lms y, en menor medida, Tf, todos de composición exclusivamente fenoandesítica.

Los depósitos de la Asociación de Tobas son los más extendidos. Coronan la sección inferior de la Formación Remoredo, se intercalan entre los calcáreos lacustres de la sección media y conforman la totalidad de la sección superior. Están constituidos por acumulaciones de las litofacies Tf y Ta. La composición es fenoandesítica en la sección inferior de la Formación Remoredo, y fenoriodacítica en las secciones media y superior.

Las acumulaciones de ambas asociaciones de facies se interpretan como producto de repetidos colapsos gravitacionales de columnas eruptivas, que originaron numerosos flujos piroclásticos. En este contexto, los depósitos de la Asociación de Tobas Brechosas representan las brechas coignimbríticas residuales e ignimbríticas asociadas, emplazadas cerca del lugar de los colapsos y de la boca de emisión. En cambio, la Asociación de Tobas agrupa las ignimbríticas emplazadas en zonas más alejadas del centro de emisión. En general, los colapsos de las columnas eruptivas habrían ocurrido luego de lapsos cortos, a juzgar por la ausencia de intercalaciones epiclásticas en las secciones inferior y superior de la Formación Remoredo. La única interrupción o disminución significativa de la actividad volcánica, registrada por las calizas lacustres de la sección media de la Formación Remoredo, fue simultánea con un cambio en la composición petrográfica de los flujos piroclásticos que variaron de fenoandesíticos en la sección inferior a fenoriodacíticos en las secciones media y superior.

ORIGEN DE LAS PIROCLASTITAS DE LA FORMACION REMOREDO

Mecánica de los flujos piroclásticos. Considerando el modelo de unidades de flujo de Sparks *et al.* (1973), la Formación Remoredo contiene numerosas unidades de flujo correspondientes a ignimbríticas de bajo grado, dado el escaso soldamiento en toda su extensión. Cada unidad de flujo comienza con las bases cristalolíticas de los bancos de la litofacies Tf, seguidas por sectores macizos de los mismos estratos y depósitos de la litofacies Ta en el tope. En zonas cercanas a la Andesita Cerro Negro, las unidades de flujo presentan tobas brechosas y/o tobas lapillíticas (litofacies Lms) en su base,

cubiertas por bancos macizos de la litofacies Tf. El espesor de las unidades de flujo varía entre 5,50 y 1,40 m llegando excepcionalmente a los 7,50 m.

En el caso de la Formación Remoredo, las capas basales y la gradación normal de la litofacies Tf, y las caídas coignimbríticas asociadas (litofacies Ta) indican el emplazamiento de flujos muy veloces con cabezas turbulentas. Mientras este tipo de flujos se mueve, el material del cuerpo se transfiere lateralmente y recircula a través de la cabeza, donde el pasaje de gas segrega los finos de la ceniza más pesada que deposita en la capa basal, sobre la cual pasa luego el cuerpo del flujo.

En este tipo de flujos, que suelen formarse a expensas de tasas de erupción elevadas, el transporte del material es laminar (aunque localmente puede ser turbulento) y el emplazamiento es principalmente 'en masa' (Valentine, 1987). Gran parte de la fase fluida de los flujos de la Formación Remoredo fue gas derivado de la vesiculación y fragmentación del magma, tal como señalan las trizas de tipo pared de burbuja.

La partición subhorizontal y las fracturas oblicuas de los cuarzos indicarían la acción de cizalla durante el flujo, probablemente regida por el gradiente vertical de velocidades entre la base y el núcleo del flujo (Fierstein y Hildreth, 1992) o entre el frente y la cola de los flujos piroclásticos (Cole *et al.*, 1993). Aparentemente en flujos piroclásticos con cabezas muy turbulentas pueden desarrollarse esfuerzos de cizalla en la base de la capa basal o en la base del cuerpo del flujo. En el primer caso, se conservaría la partición basal de las capas basales (Giannetti, 1996). En cambio si se produce cizalla en la base del cuerpo del flujo se erosionaría la capa basal (Wilson *et al.*, 1985), situación que explicaría la presencia de bancos macizos en la litofacies Tf.

Ubicación de las bocas de emisión. Los criterios para establecer la ubicación de las posibles bocas de emisión se basan en la distribución areal de la Asociación de Tobas Brechosas (Fig. 1), el bandeamiento basal, la proveniencia de los líticos fenoandesíticos y las paleocorrientes de los flujos piroclásticos.

La distribución areal de la Asociación de Tobas Brechosas (Fig. 1) y la proveniencia de los líticos permitirían ubicar una de las bocas de emisión en la Andesita Cerro Negro, que representaría el relicto del aparato original. Esta situación queda confirmada por la similitud de las texturas de la andesita con

aquellas comunes en cuellos volcánicos. Por otra parte, la partición basal de la litofacies Tf señala un emplazamiento proximal, ya que esa estructura fue descrita a distancias de 2 a 7 km del punto de emisión en unidades pleistocenas de Italia (Giannetti, 1996). En este punto, debe notarse que algunos autores cuestionan el empleo de la distribución de líticos mayores y de espesores de brechas como criterio único para ubicar las bocas de emisión, ya que estos rasgos pueden incrementarse hacia las partes media y distal de los flujos piroclásticos debido al mecanismo de emplazamiento o a la topografía local (Roobol *et al.*, 1987; Buesch 1992; Cole *et al.*, 1993).

A fin de evaluar las paleocorrientes de los flujos piroclásticos se midió la orientación de troncos en la sección superior de la Formación Remoredo (litofacies Tf), obteniéndose medias a los Az 292° y 298°. La interpretación de estas direcciones es difícil ya que los troncos pueden disponerse en forma perpendicular (Froggatt *et al.*, 1981) o paralela (Waitt, 1982; Fritz y Harrison, 1985; Potter y Oberthal, 1987; Giannetti, 1996) a la dirección del flujo piroclástico y la paleopendiente. De allí que para la Formación Remoredo, si se considera que los troncos se disponen perpendicularmente al flujo se confirma la proveniencia desde la Andesita Cerro Negro; mientras que si se opta por una orientación paralela a la dirección del flujo, no pueden descartarse otras posibles bocas de emisión al oeste del área de estudio.

AMBIENTE DE DEPOSICION

Para el emplazamiento de las ignimbritas de las secciones inferior y superior de la Formación Remoredo, correspondientes a ambas asociaciones de litofacies, se propone un ambiente continental (subaéreo) probablemente de planicies aluviales a juzgar por el ámbito de sedimentación propuesto para la Formación Remoredo en otras áreas (E. Freytes 1969²; Gulisano, 1976). Sin embargo, para las acumulaciones de la Asociación de Tobas de la sección media no se descarta su depósito en un lago somero tal como indica su relación íntima con facies lacustres (Lanés y Palma, 1998). El soldamiento de las tobas en ambiente subaéreo no estaría impedido en profundidades someras (Kano, 1990; Cas y Wright, 1991). Por otra parte, el análisis de la sucesión calcárea y de los oncoides alojados permitió proponer un ambiente lacustre efímero e hidrológicamente cerrado, posiblemente formado por obstrucción de canales fluviales y cuya contracción se aceleró por el emplazamiento de flujos piroclásticos fenoriodacíticos (Lanés y Palma, 1998). Los moldes de troncos y los tallos carbonizados de las piroclastitas de la sección superior de la Formación Remoredo señalarían un clima relativamente húmedo confirmado en unidades correlacionables del sudeste de la Cuenca Neuquina (Spalletti *et al.*, 1992); probablemente de tipo monzónico (Chandler *et al.*, 1992).

CONCLUSIONES

- Los depósitos de la Formación Remoredo en el área estudiada representan una sucesión ignimbrítica de bajo grado compuesta por numerosas unidades de flujo de poco espesor.
- El emplazamiento habría comenzado a partir de los colapsos gravitacionales de sucesivas columnas eruptivas, ocurridos en las cercanías de la Andesita Cerro Negro, dando lugar a flujos piroclásticos muy veloces, de cabezas turbulentas, cuya fase gaseosa derivó de la vesiculación y fragmentación del magma. Cerca de la boca de emisión, el colapso de las columnas eruptivas quedó registrado por los depósitos de la Asociación de Tobas Brechosas, mientras que en zonas más alejadas,

los flujos piroclásticos están representados por las acumulaciones de la Asociación de Tobas.

- Una de las bocas de emisión se ubicó en la Andesita Cerro Negro aunque no puede descartarse la existencia de otras al oeste del área de estudio.
- Para el emplazamiento de las piroclastitas de las secciones inferior y superior de la Formación Remoredo, se propone un ambiente subaéreo, probablemente de planicies aluviales, mientras que para las tobas de la parte media se propone un ámbito lacustre somero.
- Con referencia a la evolución de la actividad volcánica, puede dividirse en dos etapas: la prime-

ra dio origen, sin interrupción, a las piroclastitas de la sección inferior de la Formación Remoredo; y la segunda, interrumpida por la deposición de las

calizas lacustres, dio lugar a las ignimbritas de las secciones media y superior.

AGRADECIMENTOS

Las autoras desean expresar su agradecimiento a la empresa Yacimientos Petrolíferos Fiscales y a la Universidad de Buenos Aires por el apoyo logístico en los trabajos de terreno y de gabinete. A los Dres. P. Bouza y G. Laiz (CONICET-CenPat y CONICET, respectivamente) por su ayuda en los trabajos de terreno. También desean expresar su agradeci-

miento a los árbitros Dr. Wes Hildreth (U.S. Geological Survey), al Sr. N. Muñoz (Sipetrol S.A., Chile) y al Dr. V. Ramos (Universidad de Buenos Aires) y al editor de la Revista Geológica de Chile (Dr. F. Hervé) ya que sus sugerencias y comentarios permitieron mejorar la exposición del trabajo.

REFERENCIAS

- Buesch, D.C. 1992. Incorporation and redistribution of locally derived lithic fragments within a pyroclastic flow. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 104, p. 1193-1207.
- Cas, R.A.F.; Wright, J.V. 1987. Volcanic succession, Modern and Ancient. *Allen and Unwin*, 528 p. London.
- Cas, R.A.F.; Wright, J.V. 1991. Subaqueous pyroclastic flows and ignimbrites: an assessment. *Bulletin of Volcanology*, Vol. 53, p. 357-380.
- Cole, R.B.; DeCelles, P.G. 1991. Subaerial to submarine transitions in early Miocene Pyroclastic flow deposits, southern San Joaquín basin, California. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 103, No. 2, p. 221-235.
- Cole, P.D.; Guest, J.E.; Duncan, A.M. 1993. The emplacement of intermediate volume ignimbrites: a case study from Roccamonfina Volcano, Southern Italy. *Bulletin of Volcanology*, Vol. 55, p. 467-480.
- Cox, K.G.; Bell, Y.D.; Pankhurst, R.J. 1979. The interpretation of igneous rocks. *Allen and Unwin*, 313 p. London.
- Chandler, M.A.; Rind, D.; Ruedy, R. 1992. Pangean climate during Early Jurassic: GCM simulations and the sedimentary record of paleoclimate. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 104, No. 5, p. 543-559.
- Damborenea, S.E. 1987. Early Jurassic bivalvia of Argentina, Part 1: Stratigraphical introduction and Superfamilies Nuculanaceae, Arcacea, Mytilacea and Pinnacea. *Palaeontographica*, Vol. 199, Nos. 1-3, p. 23-11.
- Druitt, T.H. 1985. Vent evolution and lag breccia formation during the Cape Riva eruption of Santorini, Greece. *Journal of Geology*, Vol. 93, No. 4, p. 439-454.
- Fierstein, J.; Hildreth, W. 1992. The plinian eruptions of 1912 at Novarupta, Katmai National Park, Alaska. *Bulletin of Volcanology*, Vol. 54, p. 646-684.
- Fisher, R.V.; Schmincke, H.U. 1984. Pyroclastic rocks. *Springer-Verlag*, 472 p. Berlin.
- Fritz, W.J.; Harrison, S. 1985. Transported trees from the 1982 Mount St. Helens sediment flows: their use as paleocurrent indicators. *Sedimentary Geology*, Vol. 42, No. 1, p. 49-64.
- Frogatt, P.C.; Wilson C.J.N.; Walker, G.P.L. 1981. Orientations of logs in the Taupo ignimbrite as indicator of flow direction and vent position. *Geology*, Vol. 9, p. 109-111.
- Giannetti, B. 1996. The geology of the Yellow Trachytic Tuff, Roccamonfina Volcano, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 71, p. 53-72.
- Groeber, P.; Stipanovic, P.N. 1953. Triásico. In Mesozoico, Geografía de la República Argentina (Groeber, P.; Stipanovic, P.N.; Mingramm, A.G.; editors). *Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA*, p. 1-141. Buenos Aires.
- Giuliano, C.A. 1976. Perfil geológico en el Anticlinal Malarg, e, desde el Grupo Choyoi hasta la base de la Formación Vaca Muerta (Jurásico Superior), Provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura (Inédito), *Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales*, 75 p.
- Kano, K. 1990. An ash-flow tuff emplaced in shallow water, Early Miocene Koura Formation, southwest Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 40, p. 1-9.
- Kano, K.; Orton, G.J.; Kano, T. 1994. A hot Miocene subaqueous scoria-flow deposit in the Shimane

- Peninsula, SW Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 60, p.1-14.
- Lanés, S.; Palma, R. 1998. Environmental implications of oncoids and associated sediments from the Remoredo Formation (Lower Jurassic), Mendoza, Argentina. In *Limno-Geology. Research and methods in Ancient and Modern Lacustrine Basins* (Noe-Nygaard, N.; editor) palaegraphy, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Vol. 104, No. 1-4, p. 357-366. Amsterdam.
- Legarreta, L.; Gulisano, C.A. 1989. Análisis estratigráfico de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). In *Congreso Geológico Argentino, No. 10, Simposio de Cuencas Sedimentarias*. p. 221-244. San Miguel de Tucumán.
- Legarreta, L.; Gulisano, C.A.; Uliana, M.A. 1993. Las secuencias sedimentarias Jurásico-Cretácicas. In *Congreso Geológico Argentino, No. 12. In Relatorio de Geología y Recursos Naturales de Mendoza* (Ramos, V.A.; editor). In *Congreso Geológico Argentino, No. 12, Relatorio*, p. 87-114. Mendoza.
- Pettijohn, F.J.; Potter, P.E.; Siever, R.S. 1987. Sand and sandstone. *Springer-Verlag*, 553 p. New York.
- Potter, D.B.; Oberthal, C.M. 1987. Vent sites and flow directions of the Otowi ash flows (lower Bandelier Tuff), New Mexico. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 98, No. 1, p. 66-76.
- Roobol, M.U.; Smith, A.L.; Wright, J.V. 1987. Lithic breccias in pyroclastic flow deposits on St. Kitts, West Indies. *Bulletin of Volcanology*, Vol. 49, p. 694-707.
- Schmidt, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, Vol. 9, p. 41-43.
- Smith, G.A. 1987. The influence of explosive volcanism on fluvial sedimentation: the Deschutes Formation (Neogene) in central Oregon. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 57, No. 4, p. 613-629.
- Spalletti, L.A.; Merodio, J.C.; Matheos, S.D. 1992. Composición, procedencia y marco tectónico de las sedimentitas eojurásicas (Formación Nestares) del sudeste de la Cuenca Neuquina. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, Vol. 47, No. 3, p. 277-286.
- Sparks, R.S.J.; Self, S.; Walker, G.P.L. 1973. Products of ignimbrite eruptions. *Geology*, Vol. 1, p. 115-118.
- Stipanovic, P.N. 1966. El Jurásico en Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo divesiano (Agassiz-Yaila) en la Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, Vol. 20, No. 4, p. 403-478.
- Streckeisen, A. 1979. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbionatites and melilitic rocks: recommendations and suggestions of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, Vol. 7, No. 3, p. 331-335.
- Teruggi, M. 1980. Clasificación de las rocas ígneas según la Subcomisión de Sistemática de las Rocas Igneas de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS). *Ediciones Científicas Argentinas Librart (ECAL)*, 34 p. Buenos Aires.
- Valentine, G.A. 1987. Stratified flow in pyroclastic surges. *Bulletin of Volcanology* Vol. 48, p. 616-630.
- Volkheimer, W. 1978. Descripción geológica de la Hoja 27a, Cerro Sosneado, Provincia de Mendoza. *Servicio Geológico Nacional, Boletín* 151, 83 p. Buenos Aires.
- Waitt, R.B. 1982. Devastating pyroclastic density flow and attendant air fall of may 18 -Stratigraphy and Sedimentology of deposits. In *The 1980 eruptions of Mountain Saint Helens, Washington* (Lipman, P. W., Mullineaux, D.R.; editors). *U. S. Geological Survey, Professional Paper*, No.1250, p 439-458.
- Walker, G.P.L.; Self, S.; Frogatt, P.C. 1981a. The ground layer of the Taupo ignimbrite: a striking example of sedimentation from a pyroclastic flow. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 10, p. 1-10.
- Walker, G.P.L.; Hemings, R.F.; Sprod, T.J.; Walker, H.R. 1981b. Latest major eruptions of Rabaul volcano. In *Cooke-Ravian volume of volcanological papers* (Johnson, R.W.; editor). *Geological Survey of Papua New Guinea, Memoir*, No. 10, p. 181-193.
- Westermann, G.E.G.; Riccardi, A.C. 1982. Ammonoid fauna from the early Middle Jurassic of Mendoza province, Argentina. *Journal of Paleontology*, Vol. 56, No. 1, p. 11-41.
- Wilson, C.J.N. 1980. The role of fluidization in the emplacement of pyroclastic flows: an experimental approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 8, p. 231-249.
- Wilson, C.J.N. 1985. The Taupo eruption, New Zealand II. The Taupo ignimbrite. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, Vol. A 314, p. 229-310.
- Wilson, C.J.N.; Walker, G.P.L. 1982. Ignimbrite depositional facies: the anatomy of a pyroclastic flows. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. A 314, p. 199-228.