

La faja volcánica miocena de la Precordillera septentrional

Carlos O. LIMARINO^{1,2}, Luis A. FAUQUÉ^{1,3}, Raúl CARDÓ^{3,4},
Mariana L. GAGLIARDO¹ y L. ESCOSTEGUY³

¹Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales,
Pabellón II, 1428 Ciudad Universitaria Buenos Aires.

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

³Servicio Geológico Minero Argentino

⁴Universidad Nacional de San Juan

RESUMEN. En este artículo se considera la espesa secuencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas de edad Miocena aflorante en el norte de la Precordillera. En trabajos anteriores estas rocas fueron asignadas al Triásico, sin embargo nuevas dataciones radiométricas ($17,6 \pm 0,5$ Ma and $18,3 \pm 0,7$ Ma) señalan una edad miocena para las volcanitas que quedan comprendidas dentro de la Formación Cerro Morado. En el área analizada las rocas en cuestión descansan discordantemente sobre areniscas eólicas correspondientes a la Formación Vallecito (Mioceno) y muestran en el tope una relación tectónica con las lutitas de la Formación Yerba Loca (Ordovícico). Sin embargo, hacia el sur, en el anticlinal de Huaco, la Formación Cerro Morado es cubierta por conglomerados y areniscas miocenas de la Formación Cauquenes (Mioceno Superior?). Sobre la base de sus características litológicas, la Formación Cerro Morado ha sido dividida en cuatro asociaciones de facies. La asociación I está compuesta por coladas volcánicas y brechas que marcan la fase de máxima actividad volcánica en la región. La asociación II, formada por brechas sedimentarias y escasas coladas, señala la disminución de la actividad volcánica, caracterizada por algunos flujos piroclásticos junto a depósitos de abanicos aluviales y de talud. La asociación III está dominada por conglomerados y brechas generadas por corrientes fluviales altamente concentradas y flujos de detritos depositados en áreas de abanicos aluviales y sistemas fluviales entrelazados proximales. Finalmente, la asociación IV comprende conglomerados y areniscas depositados principalmente en ríos entrelazados por flujos diluidos. La existencia de volcanitas neógenas en el norte de la Precordillera refuerza la hipótesis de la migración del arco volcánico como consecuencia de la progresiva disminución del ángulo de subducción de la Placa de Nazca durante el Mioceno.

Palabras clave: *Mioceno, Colcanismo, Precordillera*

ABSTRACT. *The Miocene volcanic belt of the northern Precordillera, San Juan and La Rioja provinces, Argentina.* The existence of a thick sequence of volcanites and volcanoclastic rocks deposited during the middle Miocene in the north of Precordillera is considered in this paper. These rocks have been assigned to the Triassic in early papers, nevertheless new radiometric data here presented point out a Miocene age by the volcanites ($17,6 \pm 0,5$ Ma and $18,3 \pm 0,7$ Ma) and suggests their inclusions in the Cerro Morado Formation. In the analyzed area the mentioned unit lays unconformably on Tertiary eolian sandstones of the Vallecito Formation (Miocene) and shows at the top a tectonic relations with shales belonging to the Yerba Loca Formation (Ordovician). Nevertheless to the south, in the Huaco anticline, Cerro Morado Formation is cover by miocene conglomerates and sandstones of the Cauquenes Formation (Upper Miocene?). On the basis of its lithological features, the Cerro Morado Formation is divided in four facies associations. The association I is composed of volcanics flows and breccias that mark the phase of maxima volcanic activity in the region. The association II, made up of sedimentary breccias and scarce volcanic flows, points out an ameloration of the volcanism, the developed of pyroclastic flows and the existence of talus and alluvial fan deposits. The association III is dominated by conglomerates and breccias formed by high concentration fluvial flows and debris flows deposited in alluvial fans and proximal braided rivers. Finally association IV comprises conglomerates and sandstones mainly formed in braided rivers by diluite flows. The existence of Neogene volcanites in north of Precordillera reinforces the hypothesis of arc volcanic migration as a consequence of a progressive decrease in angle of subduction of the Nazca plate during the Miocene.

Key words: *Miocena, Volcanism, Precordillera*

Introducción

En el sector septentrional de la Precordillera de San Juan aflora una potente secuencia de volcanitas y sedimentitas volcanoclásticas miocenas que alcanzan en conjunto un espesor mínimo de 940 metros. Estas rocas conforman una estrecha faja de más de 70 km de longitud y unos 10 km de ancho máximo, que se ex-

tiende en forma continua desde el cerro Guachi por el sur (provincia de San Juan) hasta el faldeo norte del cerro Piedra Blanca, en las estribaciones más septentrionales de la sierra del Áspero en la provincia de La Rioja (Fig. 1).

La secuencia fue inicialmente reconocida por Braccacini (1946), quien la denominó "Aglomerado Porfirítico" refiriéndola al Triásico. Años más tarde,

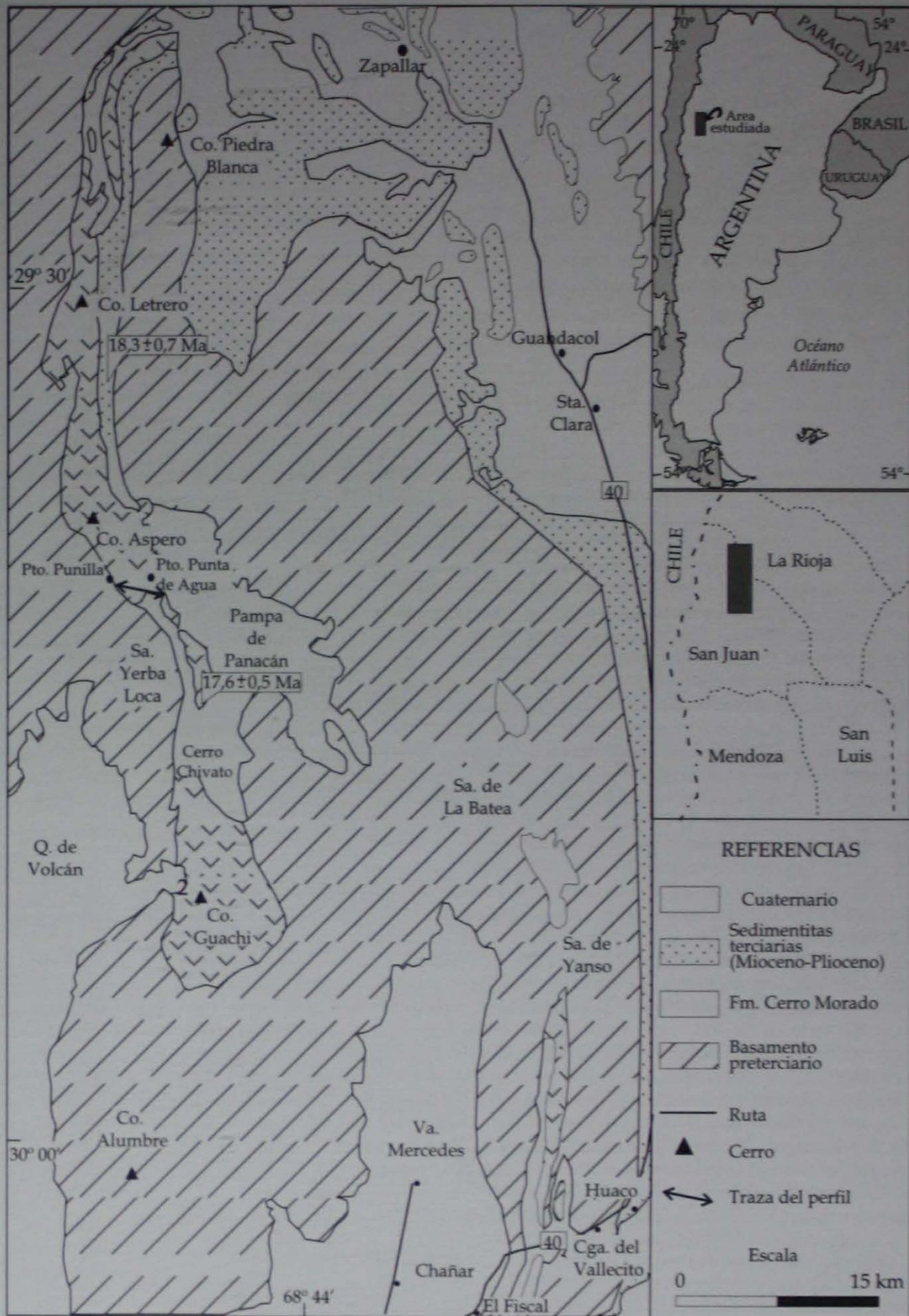


Figura 1: Distribución regional de los afloramientos de volcanitas y sedimentitas volcánicas miocenas (Formación Cerro Morado) en la Precordillera septentrional. Las dataciones corresponden a las efectuadas en este trabajo y señaladas en el Cuadro 1.

Furque (1963) la incluyó en la Formación del Áspero asignándola también, aunque con reservas, de acuerdo a sus relaciones estratigráficas, al Triásico. En este trabajo se reubica la secuencia en cuestión dentro de la Formación Cerro Morado (Furque 1979), aportándose nuevos datos que permiten mejorar con-

siderablemente el conocimiento acerca de la antigüedad del conjunto. Por otro lado y con el propósito de caracterizar a la unidad, en particular su composición litológica, se efectuó un mapeo a escala 1:30.000 a lo largo del río Punta de Agua donde también se procedió al levantamiento de un perfil de detalle en el que

se reconocieron e interpretaron las principales asociaciones de facies que componen la unidad. Paralelamente, en el área del Cerro Guachi, fueron obtenidas dos dataciones radimétricas y se describieron litológicamente a las rocas volcánicas de la formación.

La reubicación estratigráfica de estas volcanitas dentro del Mioceno agrega un elemento crítico para la interpretación del magmatismo y la evolución tectosedimentaria de las cuencas neógenas. Paralelamente, abre nuevas expectativas para la prospección minera en el área, especialmente teniendo en cuenta la inclusión de las volcanitas en el ciclo neógeno y la existencia de manifestaciones auríferas en el cerro Guachi y áreas cercanas.

Antecedentes

Con posterioridad a las mención de Braccacini (1946), fue Furque (1963) en ocasión del levantamiento geológico de la Hoja Guandacol, quien incluyó a las rocas que aquí nos ocupan, en su Formación del Áspero, a la que dividió en dos facies principales: a) volcánica y b) sedimentaria (Fig. 2). Años más tarde Furque (1979) acertadamente reconoció la continuidad de estas rocas hacia el sur, hasta la localidad de Ciénaga del Vallecito, en el norte de la Precordillera de San Juan. Sin embargo, en esta área Borrello y Cuerda (1968) habían definido al Grupo Río Huaco integrado por las Formaciones Vallecito, Cerro Morado y Cauquenes (Fig. 2). En este nuevo esquema la Formación Cerro Morado es equivalente al conjunto que

Furque (1963) describiera años antes como “Brechas andesíticas” y “Andesitas” pertenecientes a la Formación del Áspero. Atento a esta circunstancia y basándose en las normas de prioridad en nomenclatura estratigráfica, Furque (1979: 48) propuso elevar el rango estratigráfico de la Formación del Áspero a Grupo, aceptando la división en formaciones propuesta por Borrello y Cuerda (1968). De esta forma la secuencia volcanoclástica quedaba ahora comprendida en la Formación Cerro Morado, criterio aceptado en trabajos posteriores efectuados en el área de Jachalhuaco (Limarino *et al.* 1988, 2000; Jordan *et al.* 1993). Sin embargo hacia el norte, en la Precordillera de La Rioja, se siguió utilizando el nombre de Formación del Áspero (Triásico ?) para incluir a la misma secuencia de rocas (Reynolds 1987; Reynolds *et al.* 1990).

Con el objeto de uniformizar el cuadro estratigráfico y evitar la confusión resultante de denominar con dos nombres formacionales a la misma secuencia, se propone extender a toda la región el esquema estratigráfico propuesto por Furque (1979) y por lo tanto emplear el nombre de Formación Cerro Morado en todo el sector estudiado de la Precordillera (Fig. 2).

Edad y relaciones estratigráficas de la Formación Cerro Morado

Al tratar la antigüedad de la unidad Furque (1963: 69) señaló que “no existe criterio valedero para determinar la edad de la misma; sólo podemos decir con

| Furque (1963, 1973) | | Borrello y Cuerda (1968) | | Furque (1979) | | Este trabajo | |
|--------------------------------------|------------------------|----------------------------------|----------------------|----------------------------------|----------------------|-------------------------------------|----------------------|
| Formación del Áspero (Triásico ?) | a. facies sedimentaria | Grupo Río Huaco (Triásico ?) | Formación Cauquenes | Grupo del Áspero (Triásico ?) | Formación Cauquenes | Grupo del Áspero (Mioceno) | Formación Cauquenes |
| | b. facies volcánica | | Formación Co. Morado | | Formación Co. Morado | | Formación Co. Morado |
| | | | Formación Vallecito | | Formación Vallecito | | Formación Vallecito |
| Área de los cerros La Bolsa y Áspero | | Área de la Ciénaga del Vallecito | | Área de la Ciénaga del Vallecito | | Toda la Precordillera septentrional | |

Figura 2: Síntesis de la nomenclatura estratigráfica empleada para la secuencia aquí estudiada por distintos autores en diferentes sectores de la Precordillera septentrional.

seguridad que son posteriores a la depositación del Pérmico”, asignando a su Formación del Áspero con reservas al “Triásico *sensu lato*”. En posteriores trabajos realizados en el área se siguió con el criterio de incluir a la secuencia volcanoclástica en la Formación del Áspero (= Formación Cerro Morado en este trabajo) refiriéndola al Triásico (véase Furque 1972; Reynolds 1987; Reynolds *et al.* 1990). Sin embargo, Simon (1985) reportó edades radimétricas que ocupaban el intervalo Oligoceno-Mioceno en volcanitas aflorantes en el distrito minero de Huachi (Cuadro 1).

A principios de la década del 90 Chaía (1990) y Pérez *et al.* (1993) dieron a conocer el hallazgo de charofitas y ostrácodos de edad cretácica en la Formación Ciénaga del Río Huaco (Limarino *et al.* 2000) que infrayace a la Formación Cerro Morado. Este hallazgo cuestionó seriamente la edad triásica antes supuesta para la unidad y aseguró una edad postcretácica de acuerdo a sus relaciones estratigráficas. Pocos años más tarde Jordan *et al.* (1993) obtuvieron una edad radimétrica de $13,4 \pm 1,6$ Ma en un rodado andesítico contenido en un conglomerado de la Formación Cerro Morado en el área de El Fiscal (sudoeste de Huaco), lo que permitió definitivamente acotar la antigüedad de la unidad al Mioceno medio. En este trabajo se presentan dos nuevas dataciones radimétricas provenientes de coladas andesíticas aflorantes en el cerro Guachi, los valores obtenidos de $17,6 \pm 0,5$ Ma y $18,3 \pm 0,7$ Ma (Cuadro 1) confirman la edad miocena de cerro Morado y prueban la estrecha relación existente entre este volcanismo y la sincrónica sedimentación volcanoclástica que dominó en el área de Huaco-El Fiscal.

En lo que respecta a sus relaciones estratigráficas la Formación Cerro Morado se apoya en leve discordancia erosiva sobre las areniscas eólicas de la Formación Vallecito y es cubierta en concordancia por conglomerados y areniscas de la Formación Cauquenes (Mioceno superior?). En los sectores en que esta última no fue depositada se sobrepone a la Formación

Cerro Morado en discordancia la Formación El Corral (Furque 1963) de edad miopliocena.

Litología

La Formación Cerro Morado se encuentra formada básicamente por brechas volcánicas, coladas de volcanitas ácidas y mesosilícicas, conglomerados, brechas sedimentarias y areniscas líticas. La abundancia relativa de estas rocas varía marcadamente de una a otra localidad, e incluso dentro de un mismo perfil según el nivel considerado. Como regla general puede decirse que en el sur (sector del cerro Guachi) alcanzan mayor importancia los términos volcánicos, mientras que hacia el norte aumentan su proporción las rocas sedimentarias (principalmente brechas y conglomerados) como ocurre en buena parte del río Punta del Agua y al sur del cerro Letrero. Una excepción a lo dicho lo constituye el cerro Áspero donde las brechas y volcanitas vuelven a adquirir importancia.

Desde un punto de vista genético-descriptivo se ha dividido a la unidad en tres tipos principales de acumulaciones: 1. volcánicas, 2. sedimentarias y 3. volcano-sedimentarias, cada uno de las cuales es descrita a continuación. El código de litofacies empleado en este trabajo es mostrado en la figura 3.

Acumulaciones volcánicas: Se incluyen en este grupo a un conjunto de lavas, pórfidos, brechas volcánicas y depósitos de caída (tobas). Las lavas son mayormente de composición mesosilícica, se trata de andesitas, traquiandesitas (Fig. 4e), traquitas, lacitas y basandesitas de color gris verdoso, gris rosado y gris claro cuando alteradas. Las andesitas son las rocas más abundantes, pudiéndose diferenciar dos tipos texturales principales, por un lado las que muestran texturas porfíricas con elevada proporción de fenocristales que pueden alcanzar hasta 5 mm de diámetro, estas rocas suelen mostrar diferentes grados de

Cuadro 1: Dataciones radimétricas obtenidas en volcanitas de la Formación Cerro Morado. La ubicación de las muestras datadas para este trabajo es mostrada en la figura 1.

| Muestra | $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$, cc/g | %K | $\%^{40}\text{Ar}_{\text{air}}$ | Edad (Ma) | AUTOR |
|---------------------|--------------------------------------|------|---------------------------------|----------------|----------------------|
| 101 | 1,032E-06 | 1,53 | 42,2 | $17,6 \pm 0,5$ | Este trabajo |
| 107 | 8,276E-07 | 1,18 | 53,8 | $18,3 \pm 0,7$ | Este trabajo |
| Clasto andesítico | | | | $13,4 \pm 1,6$ | Jordan et al. (1993) |
| Porfiro andesítico | Método K-Ar sin otros datos | | | 16 ± 5 | Simon (1985) |
| Andesita anfibólica | | | | 21 ± 5 | Simon (1985) |
| Micro diabasas | | | | 30 ± 5 | Simon (1985) |

| CÓDIGO | DEFINICIÓN |
|----------------------------------|---|
| <i>Psefitas</i> | |
| Gcm | Conglomerados matriz-soportados macizos |
| Gch | Conglomerados clasto-soportados con estratificación horizontal |
| Gmg | Conglomerados matriz-soportados gradados |
| Gcg | Conglomerados clasto-soportados gradados |
| Gcp | Conglomerados clasto-soportados con estratificación entrecruzada tabular planar |
| Gct | Conglomerados clasto-soportados con estratificación entrecruzada en artesa |
| Bmm | Brechas matriz-soportadas macizas |
| Bcm | Brechas clasto-soportadas macizas |
| Bmg | Brechas matriz-soportadas gradadas |
| <i>Psamitas y pelitas</i> | |
| Sm | Areniscas macizas |
| Sp | Areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar |
| St | Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa |
| Sh | Areniscas con estratificación horizontal |
| Fm | Pelitas macizas |
| Fg | Pelitas con grietas de desecación |
| <i>Brechas volcánicas</i> | |
| Ba | Autobrechas volcánicas |
| Bf | Brechas de flujos piroclásticos |

Figura 3: Código de litofacies utilizado en este trabajo.

alteración con formación de caolinita, bowlingita, carbonato y óxidos de hierro. Un segundo tipo textural corresponde a andesitas con textura microporfíricas, más raramente afíricas, dominadas por fenocristales de plagioclasa zonada y hornblenda basáltica. La pasta es generalmente pilotáxica, en ocasiones fluidal, compuesta por microlitos de plagioclasa, augita y hornblenda.

Las traquitás, traquiandesitas y lacitas son también abundantes, muestran entre los fenocristales variables proporciones de plagioclasa (oligoclasa-andesina), feldespato potásico (sanidina), anfíboles y escaso cuarzo. Las pastas varían desde bostoníticas hasta microgranosas (Fig. 4e).

En lo que respecta a las basandesitas, se presentan en proporción subordinada, principalmente de color gris oscuro y están formadas casi exclusivamente por fenocristales de plagioclasa zonal, con labradorita en el núcleo y oligoclasa en los bordes; la pasta de textura pilotáxica afieltrada está compuesta por microlitos de

plagioclasa y escasa augita.

Junto a las volcanitas aparecen pórfidos, principalmente de composición dacítica y traquítica, los que suelen mostrar moderado a alto grado de alteración especialmente sericitica y carbonática.

Las brechas volcánicas son principalmente de composición andesítica e ignimbrítica, conforman niveles desde tabulares hasta lentes discontinuos con espesores variables entre 40 y unos pocos centímetros. En algunos casos es frecuente la presencia de niveles de brechas amalgamados en donde las diferentes unidades pueden ser reconocidas por variaciones en la composición de los clastos o el desarrollo de superficies de oxidación. Las autobrechas (Ba, Figs. 3 y 5) son las más frecuentes, se disponen en niveles delgados (hasta 15 cm) en el tope de las coladas, en los que los clastos sumamente angulosos, alcanzan entre unos pocos milímetros y 7 cm de diámetro máximo. La composición monolitológica de los fragmentos (correlativa con los niveles de coladas), es característico de este

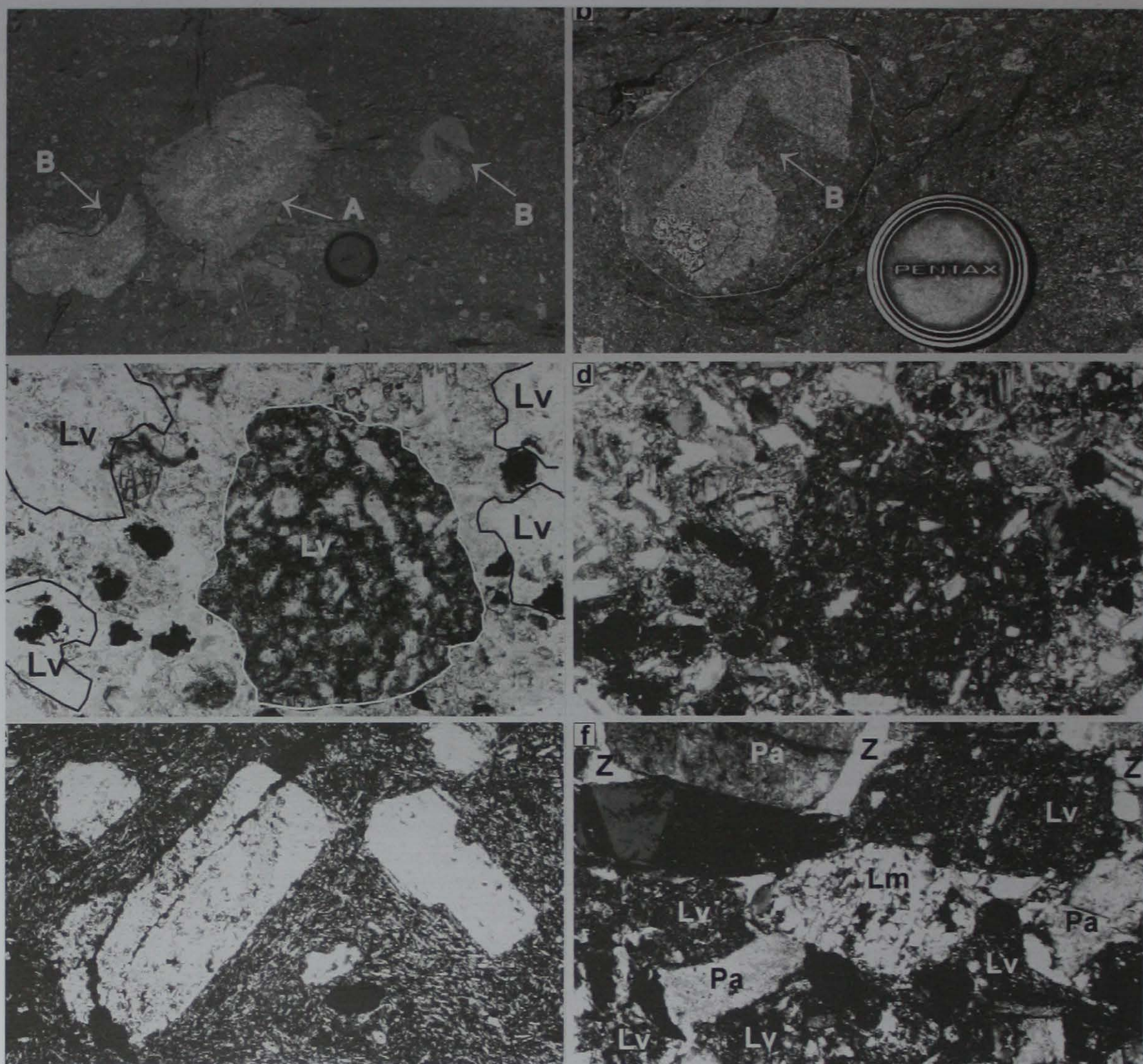


Figura 4: a, Aspecto de las brechas de flujo (Bf) abundantes en las asociaciones 1 y 2, obsérvese las superficies de calentamiento (A), con desarrollo de un difuso diaclasamiento radial, y el engolfamiento producido por disolución parcial de algunos clastos (B); b, Detalle de la foto anterior mostrando la alteración térmica y disolución de un bloque (B) en una brecha de flujo; c, Aspecto de la "matriz" de la brecha volcano-sedimentaria de la figura 4a, obsérvese la presencia de abundantes líticos volcánicos (Lv) inmersos en una pasta del mismo origen, nicoles paralelos x 100; d, Idem anterior con nicoles cruzados, nótese como ya no resulta tan evidente la existencia de fragmentos líticos volcánicos incorporados durante el flujo, x 100; e, Traquiandesita mostrando microfenocristales de plagioclasa inmersos en una pasta bostonítica, nicoles cruzados x 40; f, Arenita lítica volcánica formada principalmente por fragmentos líticos de volcanitas ácidas-mesosilíceas (Lv), de metamorfitas (Lm) y plagioclasa (Pa), la rocas se encuentra cementada por ceolitas (z), nicoles cruzados x 100.

tipo de brecha, aunque excepcionalmente puede existir mezcla de dos o más litologías e incluso incorporar clastos de areniscas previas.

Acumulaciones sedimentarias: Estas acumulaciones están mayormente representadas por distintos tipos de conglomerados y brechas, asociados en menor proporción a areniscas gruesas y areniscas guijarrosas.

Sólo excepcionalmente aparecen muy delgadas intercalaciones de pelitas.

Dentro de las rocas de grano grueso predominan los conglomerados clasto-soportados macizos (Gcm, Fig. 3), los que se presentan en bancos lenticulares, gruesos y muy gruesos de hasta 2 m de espesor. Desde el punto de vista composicional se trata de clasto-ortoconglomerados volcánicos (clasificación de

| TIPO DE BRECHA | CARACTERÍSTICAS LITOLÓGICAS | ORIGEN |
|--|---|--|
| Autobrechas volcánicas <i>Ba</i> | Brechas clasto-soportadas generalmente "monomícticas" inmersas en una pasta volcánica | Por fragmentación no explosiva de un flujo lávico. |
| Brechas sedimentarias <i>Bmm y Bcm</i> | Brechas polimícticas, matriz-soportadas y macizas, aunque en ocasiones muestran gradación inversa bien desarrollada | Mayormente formadas por flujos de detritos donde los clastos, matriz y fluido intersticial se movilizan a temperatura ambiente |
| Brechas volcano-sedimentarias <i>Bf</i> | Brechas polimícticas, matriz-soportadas y macizas, es frecuente el observar evidencias de alteración hidrotermal en la superficie de los clastos. | Formadas por flujos de detritos muy probablemente desencadenados por erupciones volcánicas, donde los clastos, matriz y fluido intersticial se movilizan a elevadas temperaturas |

Figura 5: Características e interpretación de los distintos tipos de brechas identificados en la Formación Cerro Morado.

Limarino *et al.* 1997) formados por individuos desde subangulosos hasta redondeados de diámetro variable entre 3 y 45 centímetros. Más del 90% de los clastos resultan de rocas volcánicas ácidas y mesosilíceas y el 10% restante incluye fragmentos de metamorfitas de bajo grado, sedimentitas verdes e individuos de cuarzo. La matriz es de grano grueso, de composición lítica volcánica y en ocasiones muestra pasaje transicional a la fracción clástica. De características composicionales análogas aparecen niveles de conglomerados clasto y matriz-soportados gradados (Gcg y Gmg), si bien los que exhiben gradación directa son los más abundantes, es también frecuente, especialmente en la base de algunos bancos de pefitas, el desarrollo de un intervalo con gradación inversa que por lo general no supera los 30 cm de espesor.

Localmente aparecen niveles de conglomerados con estructuras entrecruzadas tanto del tipo tabular planar (Gcp) como en artesa (Gct). Los primeros conforman *sets* de hasta 1,8 m de potencia, caracterizados por el desarrollo de capas frontales gravosas (con clastos de hasta 10 cm de diámetro) que guardan contactos angulares con la superficie inferior limitante de los paquetes, denotando que la formación de este tipo de depósito se produjo básicamente a partir de avalancha de granos. En lo que corresponde a los conglomerados con estratificación entrecruzada en artesa (Gct), muestran por regla general menor tamaño de clastos resultando las artesas anchas y de escaso espesor (relación ancho/profundidad < 0,2).

Las brechas son frecuentes en algunos niveles estratigráficos y en ocasiones gradan por aumento en la redondez de los clastos a los conglomerados previamente descritos. Predominan las brechas matriz-soportadas macizas (Bmm), de color gris claro a gris verdoso, las que se estratifican en bancos desde tabulares hasta irregulares de 2,5 m de espesor máximo. Los clastos son casi exclusivamente de volcanitas ácidas y mesosilíceas, mayormente subangulosos, con diámetro máximo de hasta 80 centímetros, la matriz es arenosa de tamaño de grano mediano a grueso. Un segundo tipo corresponde a brechas clasto-soportadas macizas (Bcm), éstas resultan menos frecuentes, y

tienen características composicionales y de estratificación similares a las previamente descriptas.

Las areniscas resultan en promedio algo menos del 15% de las acumulaciones sedimentarias, presentan predominantemente tamaño de grano mediano a grueso y con frecuencia gradan a areniscas guijarrosas y sabulitas. Se trata de litoarenitas líticas volcánicas (clasificación de Folk *et al.* 1970), los clastos son mayormente de volcanitas ácidas y mesosilíceas con texturas felsíticas, granofíricas y microlíticas, el cemento es ceolítico y en ocasiones silíceo (Fig. 4f). La mayor parte de las areniscas se estratifican en bancos lenticulares, desde medianos a gruesos, internamente macizos (Sm) o mostrando estratificación entrecruzada tabular planar (Sp), en artesa (St) y raramente plana (Sh).

Finalmente las intercalaciones de pelitas son extremadamente escasas en el sector de Punta del Agua, conforman niveles muy delgados (espesor inferior a 10 cm) y resultan macizas (Fm). Sin embargo, en el área comprendida entre los cerros Áspero y Letrero aumentan su importancia intercaladas con bancos arenosos y mostrando muy frecuentemente grietas de desecación (Fg).

Acumulaciones volcano-sedimentarias: Se incluyen en este tipo de acumulaciones niveles de brechas y depósitos de caída. Como veremos las brechas son aquí interpretadas como depósitos de flujos piroclásticos proximales (Bf, Fig. 3) que muestran como características distintivas, efecto térmico sobre la superficie de los clastos y el carácter sumamente tenaz de la matriz. El calentamiento que han sufrido los fragmentos durante su transporte y depositación se traduce en la existencia de superficies oxidadas, engolfamientos e incluso disolución parcial de los clastos incluidos en los niveles de brechas (Fig. 4a y 4b). Estos efectos producen una menor agudeza de las aristas y vértices y un falso aumento de la redondez de los clastos. Las rocas en cuestión resultan en su mayor parte brechas matriz-soportadas macizas, dominadas por fragmentos de volcanitas inmersos en una matriz muy fina, por lo general de color gris claro. La observación micros-

cópica de esta última, muestra cristoclastos de plagioclasa, sanidina, augita y hornblenda basáltica, junto a abundantes opacos, litoclastos volcánicos y trizas vítreas (Fig. 4c y 4d). Los clastos tienen diámetros variables desde pequeñas guijas hasta grandes bloques de 150 cm de diámetro máximo. En la figura 5 se resumen las principales diferencias genéticas y litológicas observadas entre los tres tipos mayores de brechas identificados en este trabajo: brechas sedimentarias (Bcm, Bmm), autobrechas volcánicas (Ba) y brechas formadas por flujos piroclásticos (Bf).

Finalmente, y debido a su estrecha relación genética, se incluyen junto con las acumulaciones volcanosedimentarias a depósitos de caída que forman bancos tabulares, masivos, de espesor inferior a 10 centímetros. Se trata de tobas cristalinas andesíticas y traquíticas que muestran cristoclastos de plagioclasa, augita, hornblenda basáltica, sanidina y escaso cuarzo. Los litoclastos son exclusivamente de naturaleza volcánica.

Distribución regional

La Formación Cerro Morado conforma dos fajas principales de afloramientos (Fig. 1), la oriental es la de menor desarrollo y se extiende desde El Fiscal hasta la parte sur de la sierra de Yanso. La faja occidental es la más persistente y en ella pueden ser diferenciados tres sectores principales. El más septentrional, ubicado en las nacientes del río Guandacol próximo al cerro Letrero, corresponde a la sierra del Áspero y es

particularmente útil para establecer las relaciones estratigráficas de la unidad. Allí la Formación Cerro Morado aflora en el núcleo de una estructura sinclinal, apoyada sobre un conjunto de areniscas con estratificación entrecruzada de gran porte correspondiente a la Formación Vallecito de edad miocena (Fauqué, 2000). El techo de la Formación Cerro Morado ha sido suprimido por el corrimiento que levanta la sierra de Yerba Loca, yuxtaponiendo las sedimentitas ordovícicas (Formación Yerba Loca) a la unidad aquí tratada. En esta área la Formación Cerro Morado puede ser dividida en tres grandes intervalos, el tercio inferior corresponde a un potente paquete (230 m) de areniscas y pelitas gris moradas junto a algunos niveles de ortoconglomerados polimícticos con abundantes clastos de volcanitas. La parte media muestra un claro incremento en la participación de brechas volcánicas, coladas de rocas ácidas y mesosilíceas junto a brechas sedimentarias dominadas por clastos volcánicos. Finalmente, la parte superior de la secuencia está formada por conglomerados, brechas y arenitas líticas, todas ellas mostrando claro aporte volcánico.

Hacia el sur, en el puesto Punta de Agua, ha sido relevado el mapa de detalle mostrado en la figura 6, además pudo levantarse en el área un perfil de la unidad en el que alternan términos dominados por sedimentación volcanoclástica y otros caracterizados por el predominio de coladas y brechas volcánicas (Fig. 7). Este perfil resulta particularmente ilustrativo y será descrito en el capítulo siguiente.

Desde la latitud del río Punta de Agua y hacia el sur las rocas aquí estudiadas afloran conformando peque-

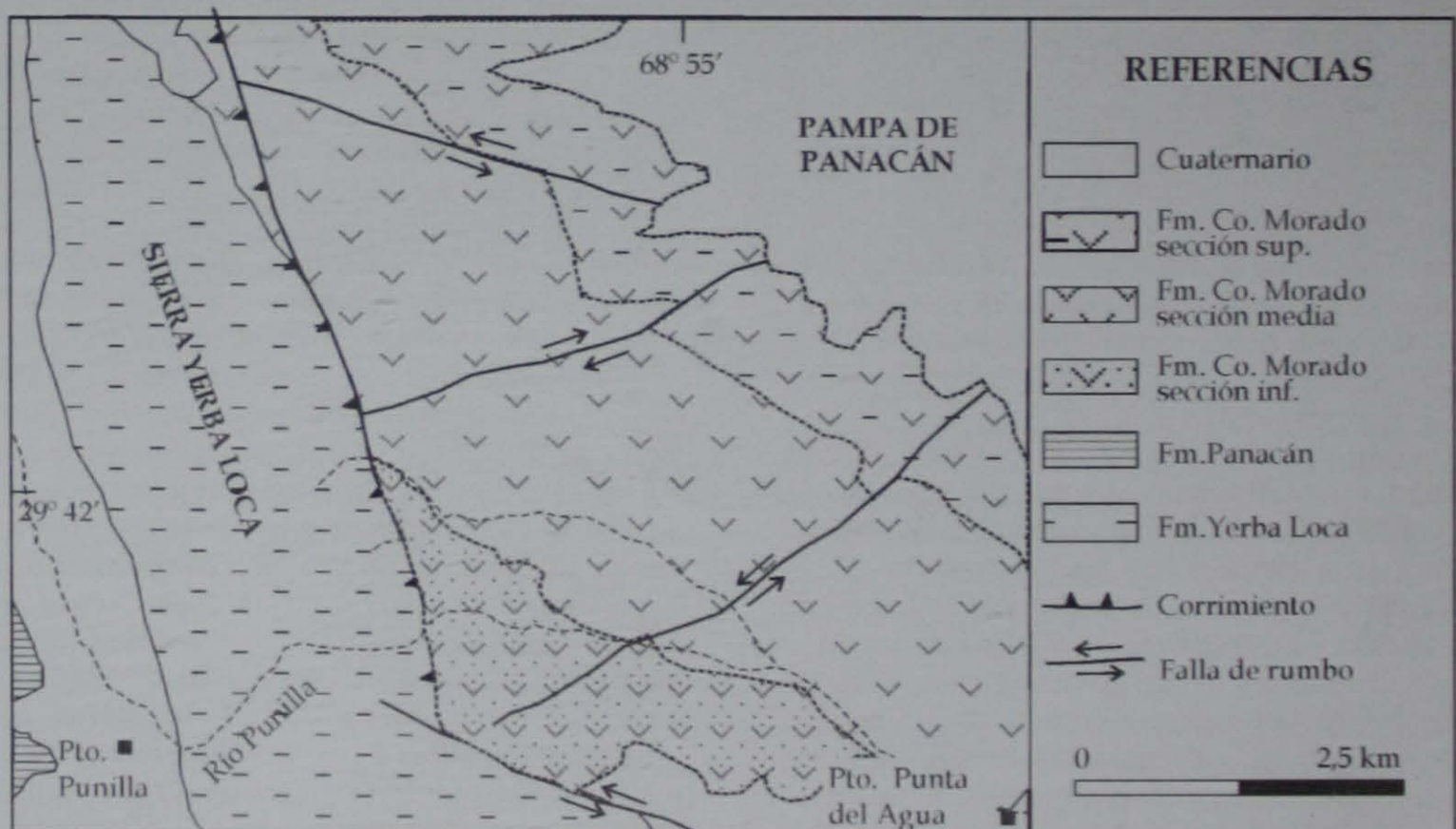


Figura 6: Mapa geológico del área de Punta de Agua. Las tres secciones identificadas dentro de la Formación Cerro Morado son correlativas con las tres etapas reconocidas en la evolución vertical de la unidad (véase Fig. 8).

ños cerrillos parcialmente cubiertos por sedimentos modernos hasta la latitud del cerro Chivato (Fig. 1), desde este punto y siempre en dirección sur, se hacen más extensos los afloramientos de la Formación Cerro Morado constituyendo el núcleo del cerro Guachi de 3735 m de altura. En este último afloran extensamente las brechas, pórfiros y coladas volcánicas siendo minoritaria la participación de sedimentitas.

El perfil del río Punta de Agua

Para una mejor descripción de la Formación Cerro Morado fue levantado un perfil a lo largo del río Punta de Agua (Figs. 6 y 7). En este sector la secuencia tie-

ne rumbo N 30° O a N 5° O e inclina al sudoeste con ángulos comprendidos entre 30° y 12°. Como puede observarse en el mapa de la figura 6 ni la base ni el techo de la unidad son visibles en el área. La primera se encuentra cubierta por sedimentos modernos y el techo ha sido suprimido por el corrimiento que levanta a la Formación Yerba Loca (Ordovícico) sobre el terciario.

De acuerdo a sus características litológicas han sido reconocidas cuatro asociaciones de facies (Fig. 8), las que resultan varias veces recurrentes en el perfil levantado (Fig. 7): a) Asociación 1: de coladas y brechas volcánicas, b) Asociación 2: de brechas sedimentarias y escasas coladas, c) Asociación 3: de conglomerados y brechas sedimentarias y d) Asociación 4: de conglo-

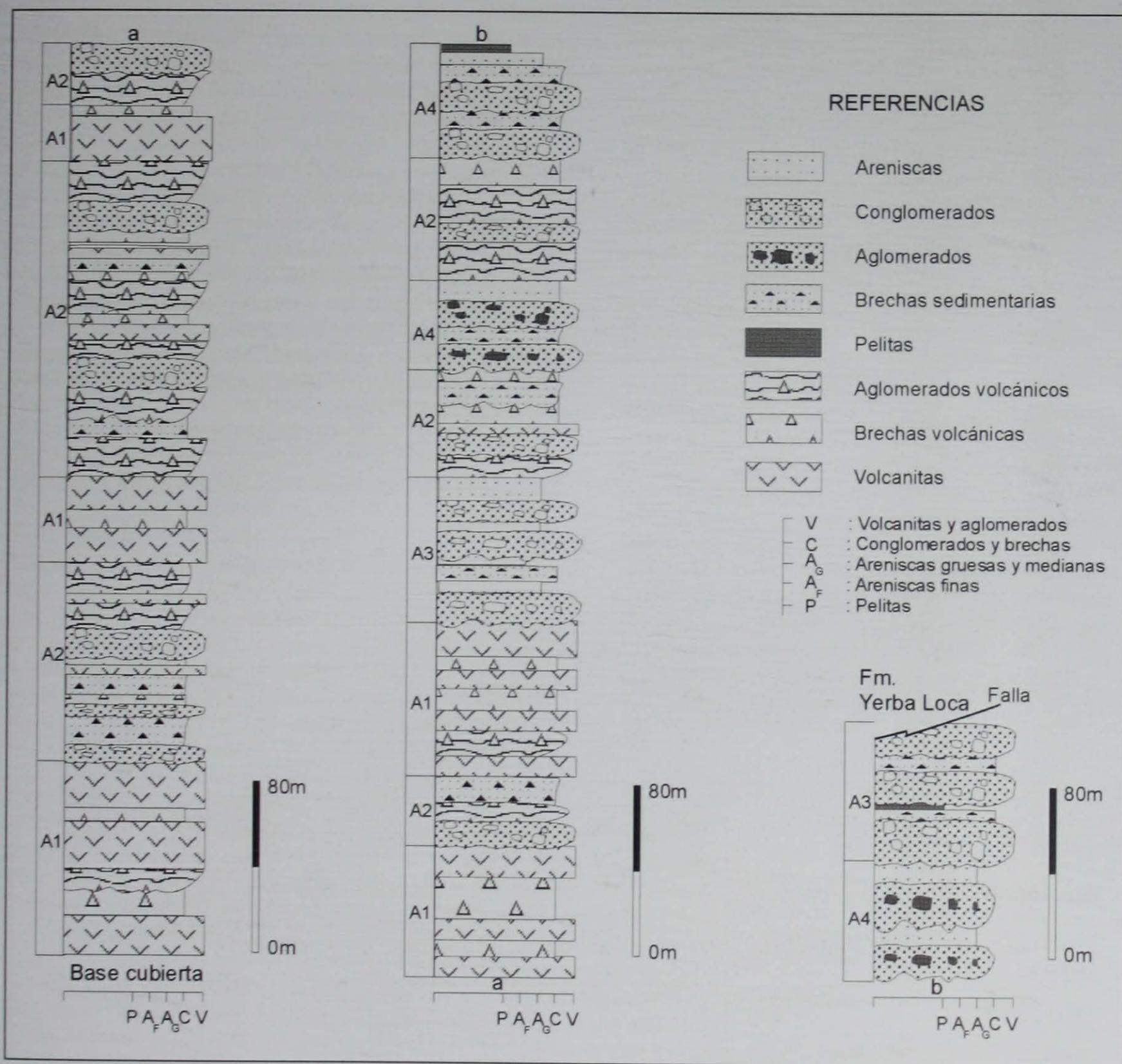


Figura 7: Perfil sedimentológico de la Formación Cerro Morado en el área de Punta de Agua.

merados y areniscas. Cada una de estas asociaciones es descripta a continuación.

Asociación 1: de coladas y brechas volcánicas

Descripción: Esta asociación de facies está limitada a la mitad inferior de la Formación Cerro Morado, es cinco veces recurrente (alternando con la asociación 2) y alcanza un espesor total de 294 metros (Fig. 7). Básicamente se encuentra formada por coladas de rocas volcánicas mesosilícicas y diferentes tipos de brechas volcánicas (Ba y Bf).

La mayor parte de las coladas son de composición andesítica, muestran color gris verdoso y texturas desde porfíricas a afíricas. En menor proporción se observan niveles de traquitas y traquiandesitas, las que suelen presentar un mayor grado de alteración. Estrechamente asociados a las coladas aparecen niveles de autobrechas (Ba), generalmente de composición monomíctica y compuestas por fragmentos muy angulosos de hasta 10 cm de diámetro inmersos en una "matriz" volcánica.

Asociadas a las rocas hasta aquí descritas se disponen espesos intervalos, de hasta 4 metros de espesor, de brechas de flujo (Bf) caracterizadas por su fábrica matriz-soportada, la estratificación maciza y aspecto caótico. Los clastos, de hasta 150 cm de diámetro, son enteramente de naturaleza volcánica, principalmente de andesitas, traquiandesitas y dacitas. En algunos casos, sin embargo, las brechas desarrollan una imperfecta gradación tanto inversa como directa que puede ocupar sólo la parte inferior de los bancos o la totalidad del depósito. La matriz, de naturaleza volcánica (Fig. 4c y 4d), es muy tenaz y está formada por una densa pasta de cuarzo y feldespato junto a arcilla criptocristalina (productos de desvitrificación) y numerosos litoclastos de naturaleza volcánica muy corroídos por la pasta (Fig. 4c). Además aparecen importantes cantidades de cristales euhedrales de plagioclasa y como minerales accesorios hornblenda basáltica, piroxenos y opacos. Una característica conspicua de estas rocas es la presencia de clastos que

exhiben fenómenos de alteración térmica como diaclasamiento radial por enfriamiento, aureolas de calentamiento (A en la Fig. 4a) y corrosión de bordes (B en la Fig. 4a y 4b) lo que le confiere en algunos casos un falso redondeamiento a los fragmentos.

Interpretación: Es evidente la participación de intensa actividad volcánica durante la generación de esta asociación de facies, tal como lo muestra la elevada participación de coladas y de autobrechas (Ba). En lo que respecta a los niveles de brechas macizas que contienen clastos de hasta 150 cm de diámetro, son aquí atribuidos a acumulaciones de flujos piroclásticos de naturaleza proximal (Bf), que muy probablemente correspondan a depósitos de flujos de bloque y ceniza (*block and ash deposits*). Esta interpretación se fundamenta en la composición exclusivamente volcánica de los clastos, el carácter macizo del depósito, la ubicua existencia de gradación directa e inversa y las evidencias de alteración térmica que muestran gran parte de los fragmentos (Wright *et al.* 1980; Carey 1991; Scasso y Limarino 1997).

Teniendo en cuenta la estrecha asociación de las brechas con coladas lávicas mesosilícicas, la falta de secuencias de oleadas piroclásticas, de ignimbritas, de depósitos de caída y de otras evidencias de volcanismo explosivo, es probable que los niveles de brechas aquí tratados correspondan a flujos piroclásticos controlados por mecanismos gravitacionales (Wright *et al.* 1980) y resulten por lo tanto equivalentes a los *hot avalanche deposits* descritos por Francis *et al.* (1974).

Asociación 2: de brechas sedimentarias y escasas coladas

Esta asociación de facies, de 371 m de espesor, está integrada casi exclusivamente por brechas y conglomerados gruesos entre los que se intercalan delgados y muy escasos niveles de volcanitas. Como puede verse en la figura 7 resulta varias veces recurrente alternando con las acumulaciones mayormente volcánicas de la asociación 1.

| ASOCIACIONES DE FACIES | INTERPRETACIÓN | ESPEJOR |
|---|--|---------|
| Asociación 1 de coladas y brechas volcánicas | Intenso volcanismo con sedimentación volcanoclástica restringida | 294 m |
| Asociación 2 de brechas sedimentarias y escasas coladas | Dominio de sedimentación volcanoclástica (lahares fríos y calientes) con episódicos derrames lávicos | 371 m |
| Asociación 3 de conglomerados y brechas sedimentarias | Flujos de detritos asociados a flujos hiperconcentrados y de baja concentración | 148 m |
| Asociación 4 asociación de conglomerados y areniscas | Sedimentación exclusivamente volcanoclástica dominada por flujos hiperconcentrados y de baja concentración | 126 m |

Figura 8: Características de las asociaciones de facies identificadas en la Formación Cerro Morado.

Dominan ampliamente en esta sección las brechas y conglomerados gruesos. Dentro de las primeras pueden distinguirse dos tipos principales, las brechas originadas por flujos piroclásticos (Bf) y las relacionadas a flujos de detritos (Bmm y Bcm). Las brechas de flujo (Bf) son semejantes a las descritas en la asociación 1, sobre todo en el tamaño máximo de bloques (hasta 180 cm.), en su carácter macizo y en las evidencias de alteración térmica sobre la superficie de los clastos (Fig. 4a y 4b). En lo que respecta a las brechas de origen netamente sedimentario y los conglomerados asociados, resultan por lo general macizos (Gmm, Bmm) o con gradación inversa (Gmg, Bmg). Estas rocas conforman bancos lentiformes a irregulares que presentan grandes bloques de hasta 1,5 m. de diámetro máximo, casi exclusivamente de volcanitas. La matriz, de naturaleza sedimentaria, muestra elevada cohesión, presenta tamaño de grano arena gruesa a mediana y su observación microscópica indica que se encuentra formada mayoritariamente por plagioclasa, fragmentos líticos volcánicos y feldespato potásico, junto a menores cantidades de cuarzo y minerales pesados (anfíboles y piroxenos).

En proporción muy subordinada aparecen delgadas intercalaciones de coladas, principalmente de composición andesítica y traquítica (Fig. 4e), las que suelen asociarse a niveles de autobrechas (Ba) de hasta 20 cm de espesor.

Interpretación: A diferencia de la asociación 1 el intervalo aquí analizado representa periodos de actividad volcánica restringida que alternaban con intervalos dominados por sedimentación volcanoclástica. Las brechas muy tenaces, con matriz volcánica y evidencias de alteración térmica en la superficie de los clastos, son con toda probabilidad depósitos de flujos piroclásticos proximales (Bf) similares a los lahares calientes ("hot lahars") descritos por Hoblitt y Kelloggs (1979), Arguden y Rodolfo (1990) y Smith y Lowe (1991). En este tipo de flujos existen clastos que aún no están totalmente consolidados (en parte juveniles) y el fluido intersticial incluye una fase volátil correspondiente a vapor de agua que favorece la alteración hidrotermal de los clastos mayores como la aquí observada (Arguden y Rodolfo 1990; Smith y Lowe 1991).

En el caso de las brechas y conglomerados gruesos (Bmm y Gmm) son interpretados como depósitos de taludes y abanicos aluviales en los que se habrían desarrollado frecuentes flujos de detritos. En particular sugieren este origen el diámetro máximo de los clastos de hasta 1,5 m, la naturaleza maciza de los bancos, su aspecto caótico, el desarrollo de gradación inversa en la parte inferior de algunos niveles y el carácter matriz-soportado de gran parte de las brechas y conglomerados (Smith y Lowe 1991; Haughton 1993; Cronin *et al.* 1999). Una aclaración debe ser efectuada en relación al carácter arenoso de la matriz

de las psefitas, en este sentido los flujos de gravedad vinculados a áreas volcánicas difieren de los típicos torrentes de barro en que raramente exhiben matriz fangosa, siendo mucho más común que el material ligante corresponda a arena fina y limo (Smith 1986; Smith y Lowe 1991). Por otro lado, la gradación inversa presente en la parte inferior de algunos bancos (Bmg, Gmg), ha sido frecuentemente citada en depósitos de flujos de detritos encontrados en áreas volcánicas y vinculada al desarrollo de presión dispersiva originada por efectos de colisión entre granos. El desarrollo de la gradación inversa podría además verse favorecido por la baja viscosidad del flujo controlada por la continua vaporización de agua (Arguden y Rodolfo 1990).

Finalmente las escasas coladas reconocidas indicarían la naturaleza esporádicamente activa de los centros volcánicos.

Asociación 3: de conglomerados y brechas sedimentarias

Descripción: Esta asociación de facies se presenta en la mitad superior del perfil estudiado, es doblemente recurrente y alcanza un espesor total de 148 metros (Fig. 7). Está formada por brechas y conglomerados gruesos, macizos, tanto clasto como matriz-soportados (Gcm, Bmm, Gmm), gradados (Gcg, Bmg, Gmg) o con estratificación entrecruzada tabular planar (Gcp) y en artesa (Gct). Estas rocas se estratifican en bancos fuertemente lenticulares de hasta 2 m de espesor, sin embargo es común, especialmente en los conglomerados macizos, la presencia de niveles amalgamados de hasta 10 m de potencia. Los clastos se presentan desde subangulosos a subredondeados, alcanzando hasta 130 cm de diámetro máximo. En proporción subordinada aparecen areniscas, mayormente gruesas y medianas en ocasiones guijarrosas, conformando bancos lenticulares de hasta 80 cm de espesor. En estas rocas es frecuente el desarrollo de estratificación entrecruzada, tanto tabular (Sp) como en artesa (St), aunque también resultan comunes las capas con estratificación horizontal (Sh) y los niveles macizos (Sm).

Esta asociación de facies muestra una ciclicidad característica en la que pueden ser identificados dos términos. Uno basal, de espesor comprendido entre 20 y 70 cm, de conglomerados y brechas matriz-soportados, de aspecto caótico, mal seleccionadas, que muestran como único rasgo de estratificación gradación inversa en la mayoría de los niveles examinados (Gmg y Bmg). La base de este intervalo es plana y el tamaño de grano de los clastos mayores varía desde unos pocos centímetros en la base hasta casi un metro en el techo. El depósito superior, separado del precedentemente descrito por una superficie erosiva de bajo relieve, está formado por bancos lenticulares, que

en ocasiones representan niveles de paleocanales soldados lateral y verticalmente. Están compuestos por conglomerados clasto-soportados con estratificación entrecruzada tabular planar (Gcp), macizos (Gcm) o desarrollando una burda estratificación horizontal (Gch). Estas rocas se asocian a areniscas macizas (Sm) o con variados tipos de estratificación entrecruzada (Sp, St).

Interpretación: Dos tipos de procesos han intervenido en la generación de la asociación de facies aquí considerada. Por un lado, y conformando el término basal de la ciclicidad descripta, flujos de detritos generaron los depósitos de brechas y conglomerados con clastos de hasta 100 cm de diámetro (Gcm, Bcm, Gcg, Bmg, Gmg). En ellos la gradación inversa resulta del importante papel que la colisión entre granos (y consecuentemente la presión dispersiva) juega en los flujos de detritos volcánicos, especialmente debido a la falta de arcilla en la matriz (Smith y Lowe 1991). Por su parte, el término superior de cada ciclo representa la sedimentación fluvial en condiciones de flujos diluidos y eventualmente hiperconcentrados. En este sentido las litofacies Gp, Sp, St y Sm muy probablemente correspondan a depósitos de barras de canales entrelazados que se desarrollaron luego de los episodios de flujos de detritos produciendo su parcial retrabajo

Asociación 4: de conglomerados y areniscas

Descripción: Alcanza un espesor total de 126 m y resulta dos veces recurrente (Fig. 7). En este intervalo dominan los términos sedimentarios, han desaparecido por completo las coladas y es muy minoritaria la participación de los distintos tipos de brechas que conforman buena parte de las asociaciones de facies previamente descriptas. Los conglomerados son dominantes, con muy elevada proporción de clastos de volcanitas mesosilícicas (más del 95%) y escasos fragmentos de areniscas rojas y metapelitas. Dentro de esta unidad son reconocidos dos tipos principales de depósitos. Por un lado conglomerados clasto-soportados macizos (Gcm), en ocasiones con gradación inversa (Gcg), asociados a areniscas guijarrosas carentes de estratificación. Este conjunto conforma bancos lenticulares que con frecuencia exhiben bases erosivas y superficies de corte y relleno. Un segundo tipo corresponde a conglomerados con estratificación entrecruzada tabular planar (Gcp), horizontal (Gch) o con gradación positiva (Gcg). Es muy frecuente que estos niveles sean cubiertos por areniscas gruesas, en ocasiones guijarrosas, macizas (Sm), formando capas planas (Sh) o con estratificación entrecruzada tanto en artesa (Sp) como tabular (Sp). En todos los casos los bancos son fuertemente lenticulares y muestran espesores comprendidos entre 0,6 y 2 metros.

Interpretación: Las rocas incluidas en esta asociación de facies han sido depositadas por distintos tipos de corrientes fluviales. En este sentido los conglomerados clasto-soportados macizos (Gcm), o menos frecuentemente con gradación inversa (Gcg), asociados a areniscas guijarrosas con superficies de corte y relleno es muy probable representen depósitos de canal originados por flujos hiperconcentrados (Pierson y Costa 1987; Smith y Lowe 1991). Este tipo de flujos, caracterizado por elevadas concentraciones de material detrítico (en general entre 40% y 80% en peso, véase Beverage y Culbertson 1964), genera depósitos similares a los aquí descriptos, especialmente en su naturaleza gravo-arenosa, el carácter mayormente macizo, la esporádica existencia de gradación inversa y la falta de estructuras sedimentarias que indiquen migración de formas del lecho en la base de los canales (Smith 1986; Scott 1988). En contraposición condiciones de baja concentración (*dilute stream flow* en el sentido de Smith y Lowe 1991) estarían representadas en los conglomerados con estratificación entrecruzada tabular planar (Gcp), horizontal (Gch) o mostrando gradación positiva (Gcg), a los que se asocian los niveles de areniscas arriba descriptos (Sp, St y Sm). En el caso particular de la litofacies Gcp, fuertemente sugiere el desarrollo de barras gravosas dentro de los canales, las que rematan con niveles de areniscas macizas (Sm) o con estratificación plana (Sh) de techo de barra.

Discusión

Si bien reducidos afloramientos de volcanitas neógenas han sido señalados por Furque (1963) sobre el margen occidental de la Precordillera septentrional (Formación Las Trancas), la existencia de una faja de volcanitas y sedimentos volcanoclásticos terciarios, de la extensión y potencia aquí descripta, no era tenida en cuenta hasta el presente para la parte septentrional de la Precordillera. Aunque una caracterización geoquímica es necesaria, es muy probable que estas rocas testimonien el desplazamiento hacia el este del arco magmático andino como resultado de la disminución en la inclinación de la zona de Wadati-Benioff producida durante el Mioceno para la región comprendida entre los 27° y 33° de latitud sur (Jordan *et al.* 1983; Ramos 2000). En este sentido, el área aquí investigada queda dentro del segmento andino de transición (Ramos 2000) en el que la actividad volcánica muestra un marcado desplazamiento hacia el este desde el sector chileno de la Cordillera de Los Andes hasta el Sistema del Famatina. En efecto, la actividad volcánica se inició en Chile durante el Oligoceno tardío y alcanzó su apogeo en la Cordillera del Límite durante el Mioceno inferior, tal como lo indican las edades radiométricas presentadas por Maksaev *et al.* (1984), Mpodozis y Cornejo (1988) y Malizia *et al.* (1997).

Hacia fines del Mioceno temprano y durante el Mioceno medio, la actividad del arco volcánico en la Cordillera (Grupo Doña Ana y equivalentes) disminuyó considerablemente y se limitó aún más durante el Mioceno superior-Plioceno temprano con formación de reducidos *plateaus* ignimbríticos (Ignimbritas Vacas Heladas y equivalentes, Ramos *et al.* 1987). En contraposición hacia fines del Mioceno inferior e inicios del Mioceno medio, las volcanitas de la Formación Cerro Morado atestiguarían la migración del arco volcánico a la Precordillera. Finalmente, y de acuerdo a los datos obtenidos en este trabajo no existen evidencias de volcanismo durante el Mioceno superior-Plioceno en la Precordillera, pero sí más al este en el Sistema del Famatina (Ramos 2000).

En el caso específico de la Formación Cerro Morado, y de acuerdo a las dataciones aquí presentadas y a la obtenida por Jordan *et al.* (1993), las efusiones en la Precordillera se habrían prolongado al menos entre los 13,4 Ma y los 18,3 Ma, aunque muy probablemente no en forma continua. En este sentido el perfil de Punta de Agua resulta ilustrativo pues permite reconocer tres etapas dentro de la Formación Cerro Morado (Fig. 9): 1. de alta efusividad con sedimentación sineruptiva asociada, 2. efusividad limitada con sedimentación intereruptiva dominante y 3. sin eventos efusivos con desarrollo de sedimentación inter a posteruptiva. La primera etapa corresponde a la parte basal a media de la Formación y se caracterizó por la alternancia de las asociaciones 1 y 2. En este contexto, el apilamiento de coladas, brechas volcánicas y flujos piroclásticos que forman la asociación 1, se vio esporádicamente interrumpido por intervalos de conglomerados y brechas (asociación 2) que indicarían períodos de actividad volcánica restringida. Estos últimos corresponden a depósitos de flujos de detritos («lahares») asociados esporádicamente a escasas coladas y flujos piroclásticos proximales («lahares calientes»). No existen sedimentos correspondientes a sistemas fluviales jerarquizados en este intervalo.

La segunda etapa (Fig. 9), representada por la alternancia de las asociaciones 2 y 3, se caracteriza por el desarrollo de menor efusividad siendo la sedimentación intereruptiva dominante. En este intervalo los términos volcánicos se restringen a delgadas coladas, en ocasiones de ignimbritas, niveles de autobrechas y frecuentes flujos piroclásticos proximales. Por su parte, el término sedimentario incluye a depósitos volcanoclásticos de flujos de detritos e hiperconcentrados, asociados a secuencias fluviales arenoconglomerádicas.

Finalmente, durante la tercera etapa que comprende a las asociaciones de facies 3 y 4 (Fig. 9), no existe registro de actividad volcánica y la sedimentación correspondió mayormente a depósitos fluviales de ríos entrelazados proximales, con esporádica participación de brechas correspondientes a flujos de detritos. De

acuerdo a lo expuesto en este intervalo se habría comenzado a producir la incisión del campo volcánico y el desarrollo de una mayor jerarquización de los sistemas fluviales.

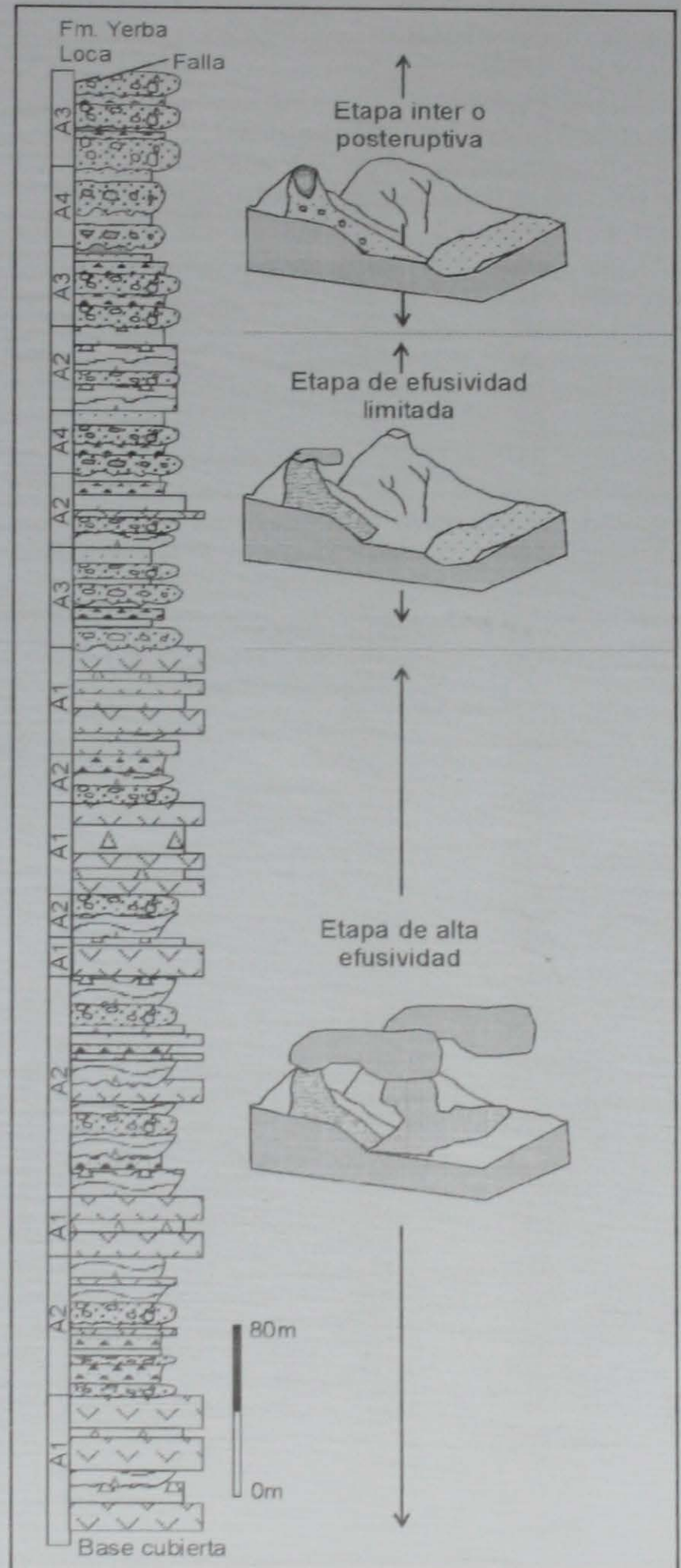


Figura 9: Evolución vertical de la Formación Cerro Morado. Obsérvese como la interacción entre procesos volcánicos y sedimentarios permite reconocer tres estadios principales en el perfil de Punta del Agua.

Mineralizaciones relacionadas con la Formación Cerro Morado

En el sector norte de la Precordillera sanjuanina existe una serie de mineralizaciones (Fig. 10), las que se encuentran incluidas en los distritos mineros de Guachi, Gualcamayo y en la mina La Helvecia (Angelelli 1984; Monchablón 1956; Furque 1963; Rodríguez Murillo 1977). Los cuerpos intrusivos responsables de las mineralizaciones han sido asignados por la mayoría de los autores, al Mioceno, aunque sin contar hasta la fecha con dataciones radimétricas que pudieran corroborar la edad mencionada. Por otro lado, estos intrusivos no aparecían relacionados a ningún ciclo magmático de desarrollo significativo en la región, situación que claramente se modifica con las dataciones radimétricas obtenidas y la reubicación de las volcanitas de la Formación Cerro Morado en el Mioceno.

Las mineralizaciones encontradas en el distrito cupro-aurífero de Guachi se vinculan a intrusivos dacíticos y dioríticos que intruyen sedimentitas devónicas y a las propias volcanitas de la Formación

Cerro Morado. Este distrito comprende tres sectores principales, una parte central, aurífera (minas Riscos, Potro, Oro Blanco, Sentazón, Oro Rico), una zona oeste, cuprífera (minas Santa Filomena y Dolores) y finalmente una tercera zona denominada mina Los Caballos ubicada 1,5 km al norte de las previamente mencionadas. De acuerdo a estudios realizados por Rodríguez Murillo (1977), Angelelli (1984) y JICA-MMAJ-JMEC (1998) la mineralización en la zona aurífera está constituida por cuarzo, pirita aurífera, y en menor proporción blenda y galena. Por otro lado Monchablón (1956) describió la mineralización de la zona cuprífera integrada por pirita, calcopirita, oro, cuarzo, malaquita, azurita, limonitas y galena. Wetten (1959) efectuó estudios en el sector conocido como Mina Los Caballos al que interpretó como un yacimiento de baja sulfuración desarrollado sin embargo a profundidades de alta sulfuración (JICA-MMAJ-JMEC, 1998) reconociéndose la presencia de cuarzo, limonita, yeso, calcita y escasa pirita.

Es probable también que las manifestaciones de oro, hierro y molibdeno encontradas en el distrito minero de Gualcamayo se relacionen genéticamente al magmatismo representado en la Formación Cerro Morado. Los yacimientos que integran este distrito (minas General Belgrano y Virgen de Lourdes) consisten en gran medida en depósitos tipo *skarn*, con mineralización de hierro y oro, relacionados con intrusivos principalmente ácidos y mesosilícicos emplazados en las calizas de la Formación San Juan.

Conclusiones

De acuerdo a los datos presentados en este trabajo pueden extraerse las siguientes conclusiones:

1. Las nuevas dataciones radimétricas obtenidas permiten certificar la existencia de un importante evento volcánico en el ámbito de la Precordillera septentrional y precisar su antigüedad en el Mioceno inferior - Mioceno medio. La faja volcánica se desarrolla en forma continua por más de 70 km, desde el área del cerro Guachi, en la parte septentrional de la Precordillera de San Juan, hasta el faldeo norte del cerro Piedra Blanca en la Precordillera de La Rioja.

2. Se extiende hacia el norte el esquema estratigráfico sugerido por Furque (1979) para el área de Jachal-Huaco. De esta manera se incluye a las rocas aquí tratadas en la Formación Cerro Morado la que conforma la parte media del Grupo del Áspero.

3. La unidad tiene una composición litológica compleja en la que participan volcanitas, sedimentitas y depósitos volcano-sedimentarios. Las primeras presentan una composición mayormente mesosilícica, predominando las andesitas, traquitas y dacitas asociadas a niveles de brechas. Las sedimentitas son principalmente de grano grueso, conglomerados y brechas,

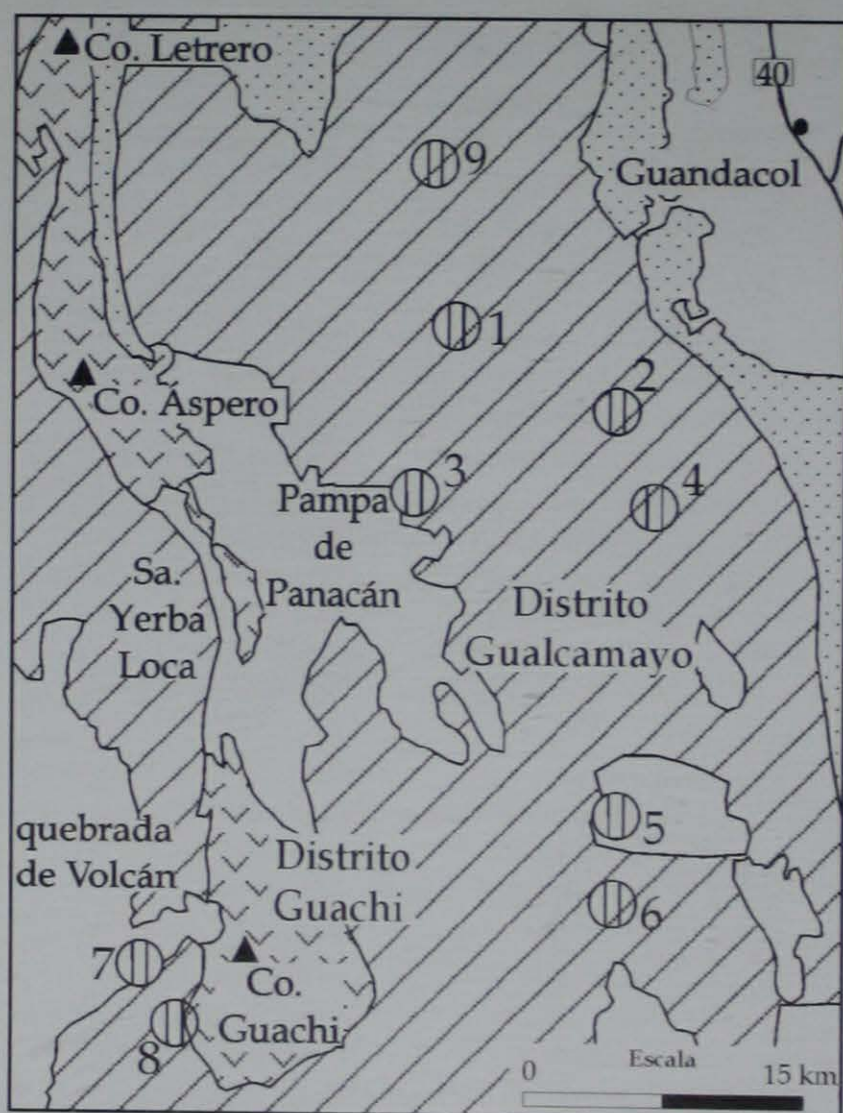


Figura 10: Distribución regional de las principales manifestaciones mineras probablemente relacionadas al volcanismo Mioceno. Referencias: 1, Cerro Áspero (U); 2, Distrito Gualcamayo (Au,Ag,Fe); 3, Chepical (U); 4, La Abundancia (Fe); 5, El Pescado (U); 6, Cerro El Pescado (Au); 7, Los Caballos (Au); 8, Guachi (Au y Cu) y 9, La Helvecia (Ba, Pb y Zn).

con menor proporción de niveles de arenitas líticas. Finalmente se ha incluido en la categoría de depósitos volcano-sedimentarios a brechas volcánicas con clastos de hasta 150 cm de diámetro y evidencias de alteración térmica en la superficie de los clastos mayores.

4. Es muy probable que las volcanitas de la Formación Cerro Morado testimonien el desplazamiento hacia el este del arco magmático andino ocurrido durante el Mioceno y Plioceno como consecuencia de la horizontalización de la zona de Wadati-Benioff. De esta forma la fase principal del volcanismo Neógeno en Cordillera habría tenido lugar durante el Oligoceno tardío-Mioceno temprano, en la Precordillera durante el Mioceno temprano-Mioceno medio y en el Sistema del Famatina durante el Plioceno.

5. El levantamiento de un perfil detallado en la localidad de Punta de Agua ha permitido reconocer cuatro asociaciones de facies. La asociación 1, que conforma la base de la unidad en el área, está formada por coladas y brechas volcánicas y se interestratifica con la asociación 2 compuesta de brechas y conglomerados con escasas coladas. La asociación 3 representa depósitos exclusivamente sedimentarios (conglomerados y areniscas) y es sucedida por la asociación 4 formada por conglomerados y areniscas fluviales.

6. El perfil de Punta de Agua muestra tres etapas principales en la evolución de la Formación Cerro Morado. La inferior, que incluye a las asociaciones 1 y 2, corresponde al intervalo de alta efusividad con limitada sedimentación sinéruptiva. Hacia la parte media de la Formación disminuyó el volcanismo, pasándose a la etapa de efusividad limitada con sedimentación intereruptiva dominante consistente en secuencias de flujos de detritos y depósitos fluviales de alta y baja concentración. Finalmente hacia la parte superior cesó el volcanismo y se desarrolló una importante sedimentación volcanoclástica que incluyó depósitos fluviales y de remoción en masa.

7. La ubicación de la Formación Cerro Morado en el Mioceno permite interpretar a las mineralizaciones de oro, plata, hierro y cobre encontradas en los distritos mineros de Guachi y Gualcamayo como genéticamente relacionadas al magmatismo de la Formación Cerro Morado, abriendo nuevas perspectivas para la prospección y el potencial minero de la región.

Agradecimientos

Los autores desean agradecer los valiosos comentarios y observaciones efectuados por los árbitros de la revista. Las investigaciones realizadas para este trabajo se encuentran enmarcadas dentro del levantamiento de la Hoja Geológica 2969-IV Villa Unión y del proyecto UBACYT TX53 de la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad de Buenos Aires.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Angelelli, V., 1984. Yacimientos Metalíferos de la República Argentina. Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires, Volúmenes I-II., 704 p. La Plata.
- Arguden, A.T. and Rodolfo, K.S., 1990. Sedimentologic and dynamic differences between hot and cold laharic debris flows of Mayon Volcano, Philippines. *Geological Society of America Bulletin*, 102: 865-876.
- Beverage, J.P. and Culbertson, J.K., 1964. Hyperconcentrations of suspended sediment. *Journal of the Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers*, 90: 117-126.
- Borrello, A. y Cuerda, A., 1968. Grupo Río Huaco (Triásico), San Juan. Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires, Noticias 7: 3-15.
- Braccacini, I.O., 1946. Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera Sanjuanina-Mendocina. *Boletín de Informaciones Petroleras* 23, 258: 260-265.
- Carey, S.N., 1991. Transport and deposition of tephra by pyroclastic flows and surges. En Fisher and Smith editores "Sedimentation in volcanic setting" *SEPM Special Publication*, 45: 39-57.
- Cronin, S.J., Neall, V.E., Lecointre, J.A. and Palmer, A.S., 1999. Dynamic interactions between lahars and stream flow: A case study from Ruapehu volcano, New Zealand. *Geological Society of America, Bulletin* 111: 28-38.
- Chaía, T., 1990. Registro del Senoniano lacustre en la provincia de San Juan. Primer Congreso Uruguayo de Geología, Resúmenes Ampliados: 33-36. Montevideo.
- Fauqué, L., 2000. Descripción geológica de la Hoja 2969-4 Villa Unión (provincias de La Rioja y San Juan). Servicio Geológico Minero Argentino (inédito). Buenos Aires.
- Folk, R., Andrews, P. and Lewis, D., 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 13: 937-968.
- Francis, P.W., Roobol, M.J., Walker, G.P., Colbold, P.R. and Coward, M.P., 1974. The San Pedro and San Pablo volcanoes of North Chile and their hot avalanche deposits. *Geologische Rundschau*, 63: 357-388.
- Furque, G., 1963. Descripción geológica de la Hoja 17b Guandacol (provincias de La Rioja y San Juan). Dirección Nacional de Geología y Minería. *Boletín* 92, 104 p. Buenos Aires.
- Furque, G., 1973. Descripción geológica de la Hoja 16b, Cerro La Bolsa (provincias de La Rioja y San Juan). Servicio Nacional Minero Geológico, *Boletín* 125, 70 p. Buenos Aires.
- Furque, G., 1979. Descripción geológica de la Hoja 18c Jachal (provincia de San Juan). Servicio Geológico Nacional, *Boletín* 164, 79 p. Buenos Aires.
- Hoblitt, R.P. and Kelloggs, K.S., 1979. Emplacement temperature of unsorted and unstratified deposits of volcanic rock debris as determined by paleomagnetic techniques. *Geological Society of America, Bulletin* 90: 633-642.
- Haughton, P.D., 1993. Simultaneous dispersal of volcanoclastic and non-volcanic sediments in fluvial basins: examples from the Lower Old Red Sandstone, east-central Scotland. En Marzo, M. and Puigdefábregas, C. Editores: "Alluvial Sedimentation", *Special Publication 17 of the International Association of Sedimentologists*: 451-471.
- JICA-MMAJ-JMEC, 1998. Informe de la exploración de mineral en la región Cordillera Oriental Andina, República Argentina, Fase I. SEGEMAR. Buenos Aires (inédito).
- Jordan, T. E., Isacks, B., Ramos, V. and Allmendinger, R.W., 1983. Mountain building in the Central Andes. *Episodes* 6: 20-26.
- Jordan, T. E., Drake, R. E. y Naeser, Ch. W., 1993. Estratigrafía del Cenozoico medio en la Precordillera a la latitud del río Jáchal, San Juan, Argentina. 12 Congreso Geológico Argentino y 2 Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 132-141. Mendoza.

- Limarino, C., Caselli, A., Net, L. and Gagliardo, M., 1997. A propose of pefite classification relationed to sand and sandstone composition. En *Petrología de Rocas Clásticas*, Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial N° 1: 52-54.
- Limarino, C.; Sessarego, H.; Lopez Gamundi, O.; Gutierrez, P. y Césari, S. 1988. Las Formaciones Ojo de Agua y Vallecito en el área de La Ciénaga, oeste de Huaco, provincia de San Juan: estratigrafía y paleoambientes sedimentarios. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (3-4): 153-167.
- Limarino, C., Net, L., Gutiérrez, P., Barreda, V., Caselli, A. y Ballent, S., 2000. Definición litoestratigráfica de la Formación Ciénaga del Río Huaco (Cretácico), Precordillera Central, San Juan, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55: 83-99.
- Maksaev, V., R. Moscoso, C. Mpodozis y C. Nasi, 1984. Las unidades volcánicas y plutónicas del Cenozoico superior entre la Alta Cordillera del Norte Chico (29°-31° S), *Geología, alteración hidrotermal y mineralización*. *Revista Geológica de Chile*, 21:11-51. Santiago.
- Malizia, D., Limarino, C.O., Sosa Gómez, J., Kokot, R., Nullo, F. y Gutierrez, P. 1997. Descripción Hoja Geológica 2969 26 y 25 Portezuelo de Conconta, escala 1:100.000. Secretaría de Minería de la Nación. 192 p. (inédito).
- Monchablón, A., 1956. Estudio minero económico. Yacimiento cuprífero de Guachi, Departamento Jachal, San Juan. Facultad de Ingeniería, Instituto de Investigaciones Mineras. San Juan (inédito).
- Mpodozis, C. y P. Cornejo, 1988. Hoja Pisco-Elqui. Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile. Carta Geológica de Chile N° 68 (texto), 165 p. Santiago.
- Pérez, M.A., Fernández Seveso, F., Alvarez, L.A. y Brisson I.E., 1993. Análisis ambiental y estratigráfico del Paleozoico superior en el área anticlinal de Huaco, San Juan, Argentina. X Congreso Internacional de la Stratigraphie et géologie du Carbonifère et Permien, *Comptes Rendus* 2: 297-318. Buenos Aires.
- Pierson, T.C. and Costa J.E., 1987. A rheological classification of subaerial sediment-water flow. En Costa, J. Y Wieczorek, G. Editores, "Debris flows-avalanches: Proceses, recognition and mitigation". Geological Society of South America, *Reviews in Engineering Geology*, VII: 1-12.
- Ramos, V., 2000. Los depósitos sinorogénicos terciarios de la región andina. En R. Caminos (editor), *Geología Argentina*, Servicio Geológico Minero Argentino, *Anales* 29: 651-682.
- Ramos, V. A., R. Page, S. M. Kay, O. Lapido y D. Delpino, 1987. Geología de la región del volcán Tórtolas, valle del Cura, provincia de San Juan. *Actas 10° Congreso Geológico Argentino y Simposium Circumpacific Phanerozoic Granites*, Tucumán, 4:260-263.
- Reynolds, J., 1987. Chronology of Neogene tectonics in the Central Andes (27°-33° S) of western Argentina based on the magnetic polarity stratigraphy of foreland basin sediments. Ph.D. Dissertation, Dartmouth College, 353 p.
- Reynolds, J., Jordan, T., Johnson, N., Damanti, J. and Tabbutt, K., 1990. Neogene deformation on the flat-subduction segment of the Argentine-Chilean Andes: magnetostratigraphic constraints from Las Juntas, La Rioja province, Argentina. *Geological Society of America, Bulletin* 102: 1607-1622.
- Rodríguez Murillo, M., 1977. Informe geológico minero del sector occidental de Guachi. Departamento Provincial de Minería, Informe n° 46 (inédito). San Juan.
- Scasso, R.A. y Limarino, C.O., 1997. Petrología y diagénesis de rocas clásticas. *Asociación Argentina de Sedimentología*, 258 p.
- Scott, K.M., 1988. Origins, behavior and sedimentology of lahars and lahar-runout flows in the Toutle-Cowlitz river system. U.S. Geological Survey Professional Paper 1447-A, 74 p.
- Simon, W., 1985. Algunos aportes a la geología del distrito minero de Huachi, San Juan. *Primeras Jornadas sobre Geología de Precordillera*, Acta 1: 370-375.
- Smith, G.A., 1986. Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: terminology and depositional process. *Geological Society of America, Bulletin* 97: 1-10
- Smith, G.A. and Lowe, D.R., 1991. Lahars: volcano-hidrologic events and deposition in the debris flow-hiperconcentrated flow continuum. En Fisher and Smith editores "Sedimentation in volcanic setting", *SEPM Special Publication* 45: 59-70.
- Wetten, F., 1959. Estudio geológico minero de los yacimientos auríferos de la zona de Los Caballos, San Juan. Dirección Nacional de Minería (inédito). Buenos Aires.
- Wright, J.V., Smith, A.L. and Self, S., 1980. A working terminology of pyroclastic deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8: 315-336.

Recibido: 7 de marzo, 2001

Aceptado: 28 de junio, 2002