

LA FORMACION CERROS DE AGUIRRE: EVIDENCIAS DE MAGMATISMO VENDIANO EN EL URUGUAY

Néstor CAMPAL y Alejandro SCHIPILOV

ncampal@fagro.edu.uy - schipilov@fagro.edu.uy

Cátedra de Geología - Facultad de Agronomía - Universidad de la República

Av. Garzón 780 - 12900 - Montevideo, Uruguay

Resumen: Se exponen los resultados de un mapeo detallado a escala 1:20.000, petrografía y geoquímica de la Formación Cerros de Aguirre en el Dpto. de Rocha, República Oriental del Uruguay. Se trata de una unidad compuesta por una secuencia con rocas piroclásticas dominantes y algunas lavas intercaladas de geometría groseramente elíptica de unos 16 km de eje mayor y 4 km de eje menor. Se corrige el planteo anterior de Campal y Gancio (1993) mostrando ahora que la unidad está íntegramente apoyada sobre el basamento de alto grado en contacto normal y separada del Grupo Rocha por una discontinuidad tectónica.

Las rocas piroclásticas incluyen tufos finamente bandeados, tufos masivos, lapilli-tufos y tufitas de composición variando entre composiciones andesíticas y riolíticas. Las lavas están representadas por basaltos, andesibasaltos y riolitas. Los flujos piroclásticos tienen entre 20 y 100 m de espesor y hasta 2 km de desarrollo lateral, mostrando composiciones andesíticas y riolíticas. Tanto el mapeo como la geoquímica soportan un origen cogenético para lavas y depósitos de caída. Ello permite afirmar que la única edad disponible U-Pb SHRIMP de 571 ± 8 Ma (Hartmann et al., 2002) es representativa del evento. Se exponen evidencias que sugieren que la carbonatación que afecta al paquete es concomitante con el volcanismo.

La Formación Cerros de Aguirre puede representar un producto generado en un episodio extensional tardío de la orogenia Brasiliana, quizás relacionado con la generación de la cuenca en que se depositó el Grupo Arroyo del Soldado (Gaucher, 2000). Una edad más antigua, empero, es sugerida por Blanco y Gaucher (2005) para la apertura de la cuenca de Arroyo del Soldado. Independiente de la relación de estos eventos distensivos, es claro que la deformación que afecta a las vulcanitas de la Formación Cerros de Aguirre y al Grupo Arroyo del Soldado se asocia a un evento transcurrente sinistral que reactiva estructuras anteriores generadas en la etapa distensional referida. Se analizan asimismo similitudes y diferencias con otras unidades volcánicas de edad similar tanto en Uruguay como en Brasil.

Palabras Clave: volcanismo, Vendiano, Uruguay, piroclásticas

Keywords: volcanism, Vendian, Uruguay, pyroclastites

EXTENDED ABSTRACT

This paper deals with the stratigraphy, petrography, geochemistry and structural relationships of the Cerros de Aguirre Formation, which is located in the Cuchilla Dionisio Terrane in eastern Uruguay (Bossi et al., 1998;

Bossi and Gaucher, 2004) (Fig. 1). Detailed mapping at 1:20,000 scale, thin section petrography and geochemistry of major and trace elements were applied in this study.

The Cerros de Aguirre Formation is mainly composed of pyroclastic rocks with some interbedded volcanic layers, cropping out with a roughly elliptical outline

16 x 4 km in size, with a major axis oriented north-south (Fig. 2). The Cerros de Aguirre Formation unconformably overlies granulites of the Chafalote suite (Masquelín *et al.*, 2001). To the east, it is in tectonic contact along a regional shear zone with the greenschist-facies metasediments of the Rocha Group (Hasui *et al.*, 1975).

The Cerros de Aguirre Formation is subdivided here into three units: a) volumetrically dominant, fine-grained fall deposits; b) concordant lavas, intercalated with the fall deposits, and c) pyroclastic flows. Pyroclastic rocks include finely banded tuffs, massive tuffs, lapilli tuffs and tuffites with geochemical compositions ranging from andesites to rhyolites. Lava flows are represented by basalts, andesi-basalts and rhyolites. Pyroclastic flows are 20 to 100 m thick and up to 2 km wide, showing andesitic to rhyolitic compositions.

The whole assembly exhibits open folding showing N20-30E oriented, sub-vertical axial planes (Figs. 2 and 3). Deformation increases in intensity toward the east, the main structure being an asymmetric syncline truncated in its eastern flank by a shear zone that also constitutes the western boundary of the Rocha Group (Fig. 3).

Geochemistry and field work, both supports a syngenetic origin for lavas and fall deposits. The pervasive carbonation affecting the unit is analyzed, showing evidences that suggest that the process is simultaneous with volcanism. Measured LOI values of up to 11.3 % are due to carbonate cementation of porous pyroclastites. Whereas this process substantially altered major element composition of volcanic and pyroclastic rocks, their primary trace element and especially REE composition has been preserved. This is demonstrated by the absence of correlation between REE patterns (Fig. 7) and LOI or lithology. Volcanic rocks show strong compositional variation, between basalt and rhyolite, with no evident compositional gap. Basalt flows occurring at the base and top of the unit do not differ petrographically or geochemically, implying that basaltic magmatic pulses intercalated with pyroclastic rocks generated by more felsic volcanism. Two possibilities are envisaged to account for the above mentioned facts: 1) different magmatic rocks are the product of differentiation of a single source, or 2) volcanism was bimodal, but intermediate terms were generated by magma mixing mechanisms. The latter explanation is more consistent with the observed characteristics of basalts occurring at several levels in the Cerros de Aguirre Formation.

Based on the syngeneticity of volcanic rocks and fall deposits, available U-Pb SHRIMP ages for andesites

occurring at the top of the Cerros de Aguirre Formation (571 ± 8 Ma, Hartmann *et al.*, 2002) can be considered representative of the whole volcanic event.

Regarding its geotectonic setting, the Cerros de Aguirre Formation could record a late extensional episode of the Brazilian orogeny, perhaps related to the opening of the Arroyo del Soldado basin (Gaucher, 2000), although Blanco and Gaucher (2005) argue for an older age for rifting in the latter unit. Regardless the relationship of these extensional events, deformation exhibited by both the Cerros de Aguirre Formation and the Arroyo del Soldado Group seems to be of the same age and related to a regional sinistral transpressive event.

INTRODUCCION

La Formación Cerros de Aguirre fue definida por Campal y Gancio (1993) como compuesta por una secuencia volcánico-sedimentaria con litologías piroclásticas dominantes, conformando un conjunto litológico de geometría groseramente elíptica de unos 16 km de eje mayor con rumbo N30E y 4 km de eje menor. Su centro geográfico ($34^{\circ} 16' 45''\text{S} - 54^{\circ} 07' 30''\text{W}$) se ubica 20 km al Noreste de la ciudad de Rocha, capital del departamento homónimo en la República Oriental del Uruguay (Fig. 1).

Todos los afloramientos de esta unidad pertenecen a un mismo cuerpo de roca sin interrupciones ni intercalaciones de otras unidades reconocidas hasta la fecha. Al Oeste se apoya sobre un basamento compuesto por rocas de facies granulita y al Este tiene un contacto de falla con rocas metasedimentarias de facies esquisto verde del Grupo Rocha (Hasui *et al.*, 1975).

En la definición actual la formación incluye tres términos: a) depósitos de caída de grano fino volumétricamente dominantes; b) lavas intercaladas concordante y peneconcordantemente con los anteriores, y c) flujos piroclásticos constituyendo cuerpos ignimbríticos de composición dacítica a riolítica. El conjunto exhibe un suave plegamiento con planos axiales N30E subverticales y con deformación que se incrementa en intensidad hacia el Este.

La Formación Cerros de Aguirre es parte del Terreno Cuchilla Dionisio (Bossi *et al.*, 1998), el cual ha sido considerado recientemente como un bloque alóctono adosado al Gondwana sudoccidental (Bossi y Gaucher, 2004). Recientes estudios de zircones detríticos en sedimentitas del Grupo Rocha sugieren que el Terreno Cuchilla Dionisio puede corresponder a un trozo retrajado del Cratón de Kalahari (Basei *et al.*, 2005). Dado

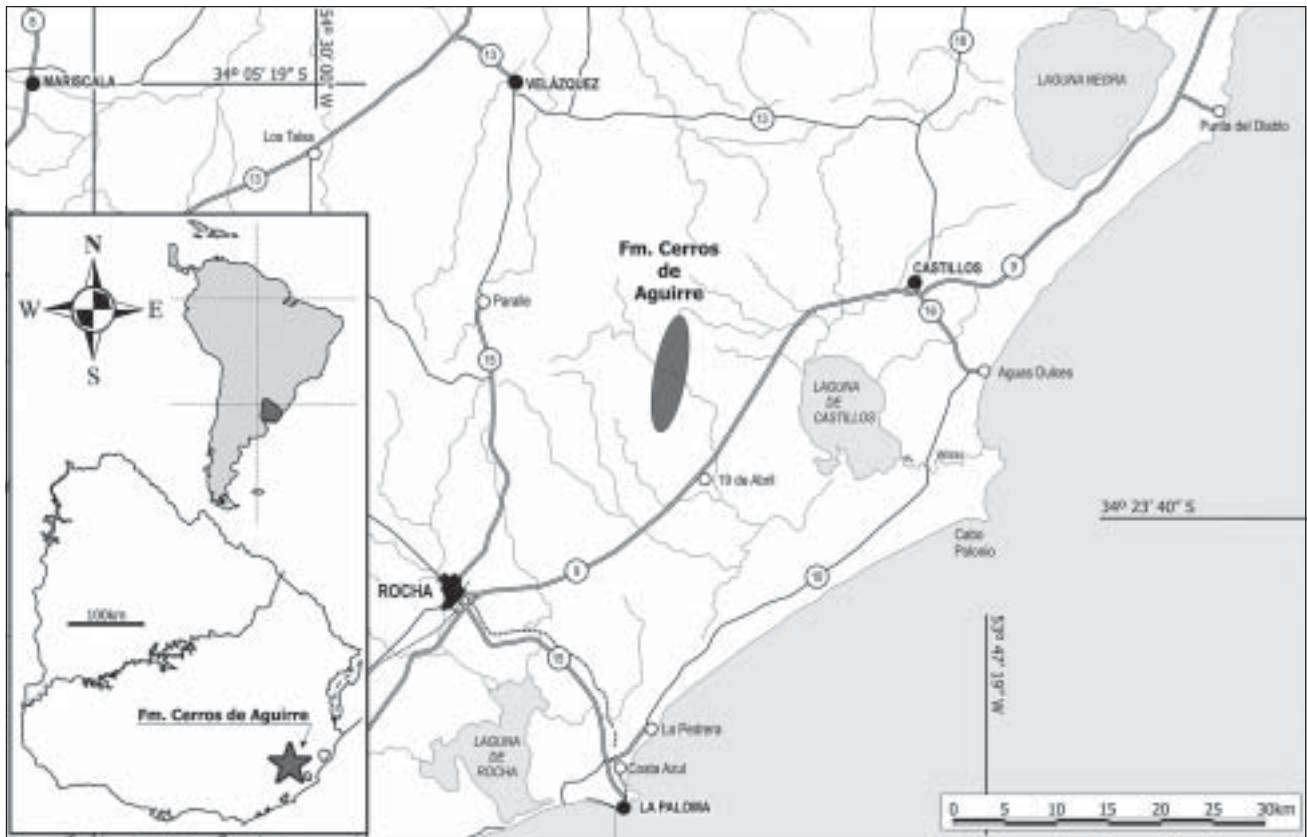


Figura 1. Ubicación geográfica del área de estudio.
Figure 1. Geographic location of the study area.

que la Formación Cerros de Aguirre es una de las pocas unidades supracrustales que ocurren en el Terreno Cuchilla Dionisio, es de fundamental importancia conocer con precisión su edad, ambiente de depositación y geotectónico. En este trabajo se estudian la estratigrafía, petrografía, geoquímica y relaciones estructurales de la Formación Cerros de Aguirre con el objetivo principal de contribuir a la dilucidación del tipo de volcanismo generador, su ambiente geotectónico y significación de los datos geocronológicos disponibles.

ANTECEDENTES Y MARCO GEOLOGICO REGIONAL

La Formación Cerros de Aguirre fue incluido en la Formación Piedras de Afilar por Bossi (1966) sobre la base de los siguientes criterios unificantes: «sedimentación en ciclo granocreciente, falta de metamorfismo pero fuerte diagénesis y existencia constante de tectónica de báscula generando buzamientos de 10 a 30°...». Por otro lado, Preciozzi *et al.* (1985) incluyen al área estudiada dentro del Grupo Barriga Negra, asignándole

edad «Cambro-Precámbrico Superior Moderno». Dichos autores no hacen mención alguna al criterio utilizado para esta asignación, distinguiendo tres unidades (informales) que se denominan: conglomerádica, arenosa y calco-pelítica. Bossi y Navarro (1991) revisan los criterios anteriormente expresados e incluyen los afloramientos ubicados en la «zona de Cerros de Aguirre» en la Formación Barriga Negra, unidad litoestratigráfica propuesta formalmente por Midot (1984). Los autores describen un perfil de 390 m de espesor integrado por psamitas y pelitas con estructuras sedimentarias conservadas y señalan que el contacto al Este con el Grupo Rocha está marcado por una falla subvertical expresada en el campo por la presencia de una brecha. Asignan a la Formación Barriga Negra un origen molásico y una edad de 490 a 515 Ma.

La primera propuesta de separación de este cuerpo de roca como una unidad litoestratigráfica independiente se debe a Campal y Gancio (1993), asignándole el nombre de Formación Cerros de Aguirre, que hace referencia al accidente geográfico dominante en el área de afloramiento. Dichos autores reconocen asimismo

la existencia de rocas piroclásticas y lavas intercaladas, describiendo un perfil detallado de unos 1200 m con la siguiente secuencia a partir de la base:

- 350 m de tobas finas retrabajadas, laminadas, de deposición subacuática predominante con intercalaciones de tobas finas masivas subaéreas (chonitas).
- 5 m de brechas de contacto.
- 175 m de tobas laminadas con intercalaciones de lavas ácidas a neutras.
- 100 m de tobas gruesas gradadas con niveles finos ondulados.
- 400 m de tobas medias a gruesas, masivas y estratificadas, con fragmentos de pumitas.
- 140 m de ignimbritas de composición rio-dácíticas, con fragmentos líticos y fiammes.

El perfil está recortado por traquitas y andesitas biotíticas, y todo el conjunto se encuentra afectado por una intensa modificación hidrotermal responsable de la carbonatación de la mayoría de las litologías porosas (Campal y Gancio, 1993).

La Formación Cerros de Aguirre se encuentra emplazada en una discontinuidad mayor del Terreno Cuchilla de Dionisio (Bossi *et al.*, 1998) expresada como un lineamiento de rumbo N30E que constituye el límite occidental del Grupo Rocha. Al Oeste del límite se desarrolla un complejo metamórfico de alto grado (facies granulita) cuya descripción más detallada se debe a Masquelín *et al.* (2001) y Masquelín y Morales (2002).

El Grupo Rocha (*sensu* Preciozzi *et al.*, 1993) está formado por la intercalación multiepisódica de estratos decamétricos granodecrecientes de metapsamitas y de metapelitas. En el área de trabajo, las metapelitas son dominantes exhibiendo colores negros y violáceos con abundante intercalación de lentes de cuarzo lechoso en venas y boudins, criterio éste que permite la separación del Grupo Rocha de los términos finos y deformados del borde oriental de la Fm. Cerros de Aguirre.

DESCRIPCION Y PETROGRAFIA DE LA UNIDAD

Como sustento a este trabajo se realizó una cartografía detallada a escala 1:20.000 basada en interpretación de fotografías aéreas de la misma escala y trabajo de campo. El documento resultante se expone en la figura 2 y los cortes geológicos interpretativos en la figura 3.

Las características fundamentales de la unidad que contrastan fuertemente con la geología circunvecina y permiten su separación son: a) la conservación sistemática de estructuras primarias a diversas escalas, lo que hace posible distinguir tanto en foto aérea, a nivel

de afloramiento, y al microscopio la actitud de S_0 ; b) el suave plegamiento y la ausencia de metamorfismo en la secuencia, que yace conformando un sinclinal asimétrico cuyo plano axial coincide en rumbo con el eje mayor de la unidad, mostrando en su flanco occidental buzamientos como máximo de 30° que pasan a subverticales en el flanco oriental; y c) la presencia conspicua de carbonatos de hierro y calcio en todas las litologías

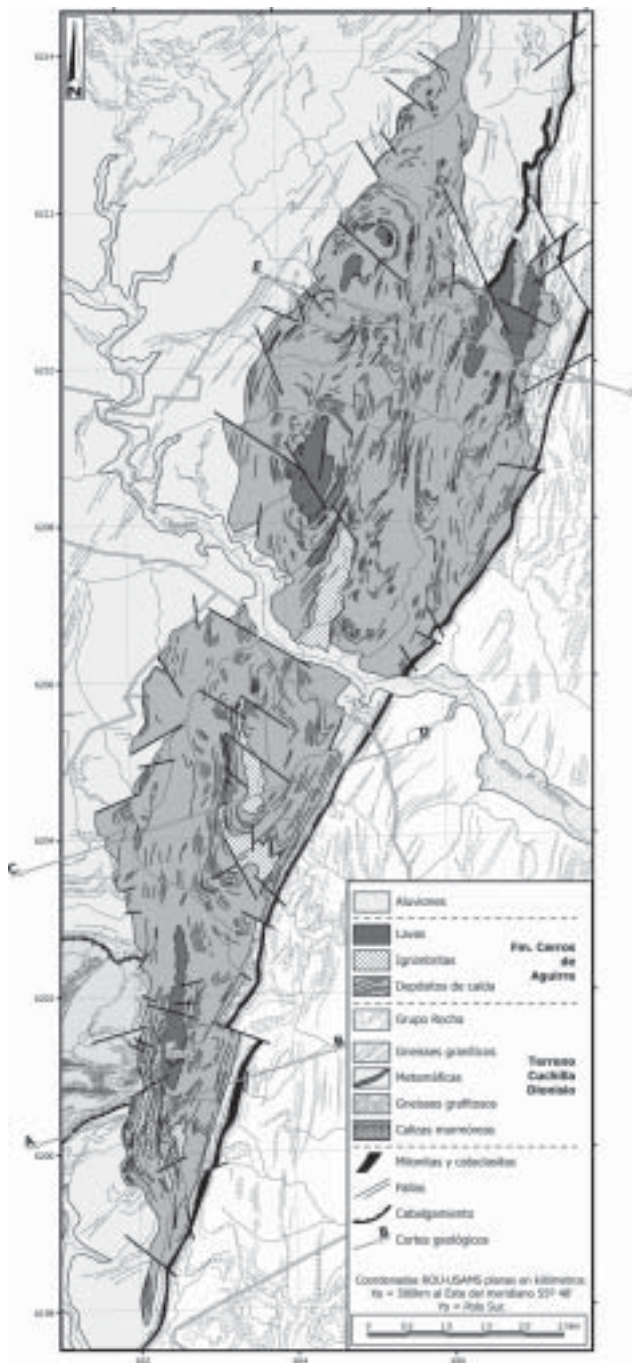


Figura 2. Carta geológica de la Formación Cerros de Aguirre. Figure 2. Geological map of Cerros de Aguirre Formation.

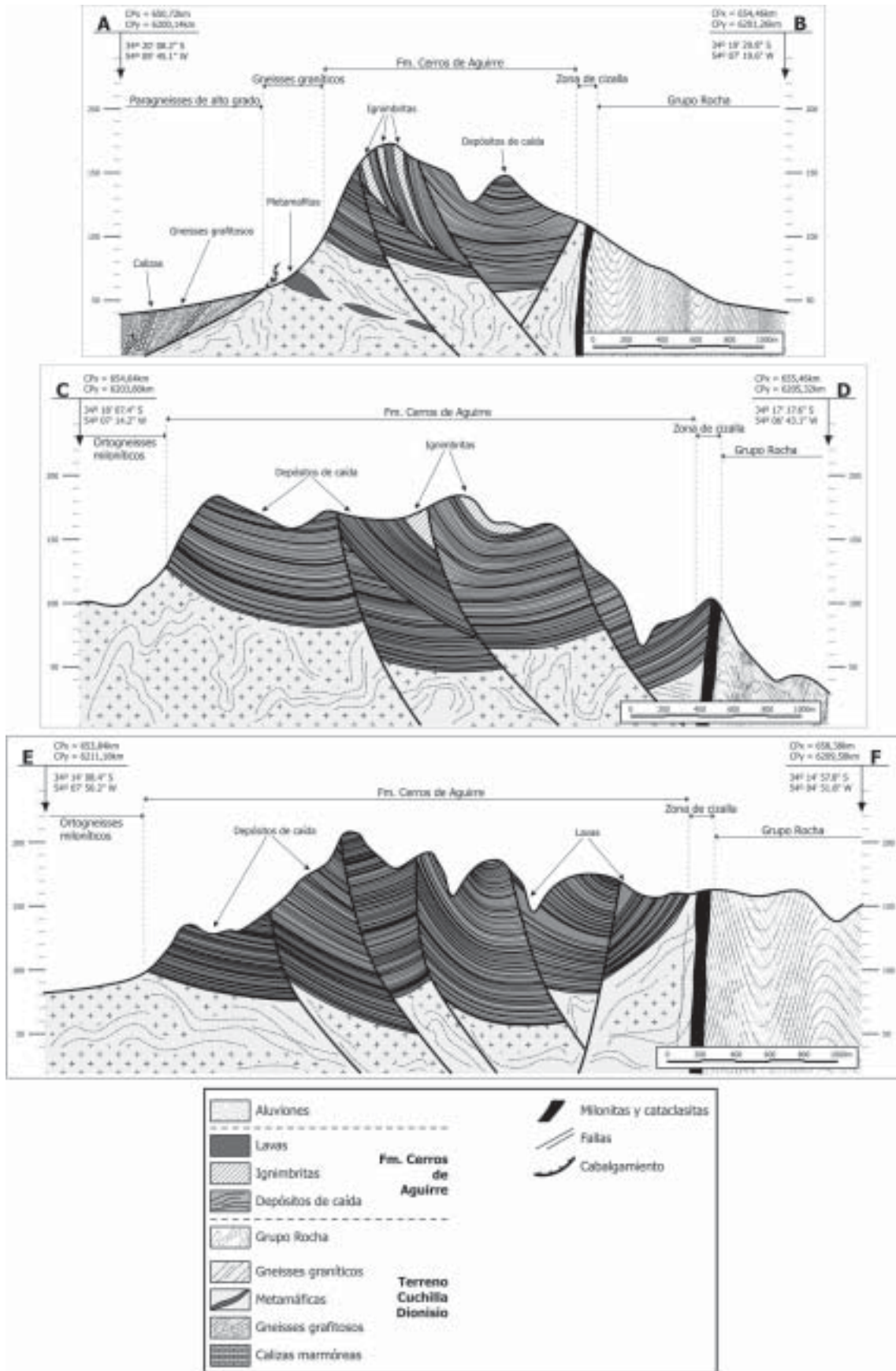


Figura 3. Cortes geológicos de la Formación Cerros de Aguirre. Trazas indicadas en la figura 2.

Figure 3. Geologic cross-sections of Cerros de Aguirre Formation. Locations referred in figure 2.

con porosidad primaria singenética, que se relaciona a un evento pervasivo de carbonatación secundaria.

Se describirán las principales litologías que componen a la formación Cerros de Aguirre: 1) depósitos piroclásticos de caída; 2) lavas; 3) flujos piroclásticos; y finalmente algunos aspectos sobre la carbonatación.

Depósitos Piroclásticos de Caída

Bajo este título se clasifican las rocas particuladas con un expresivo componente de fragmentos piroclásticos, aunque en algunos casos haya sido imposible determinar el grado de retrabajamiento que los mismos muestren. En este sentido se sigue el planteamiento de Gillespie y Stiles (1999).

Los tipos litológicos más frecuentes de esta categoría son rocas que contienen más del 75 % de fragmentos piroclásticos, y cuya granulometría permite clasificarlas como tufos o como lapilli-tufos. Las tufitas con entre 25 y 75% de fragmentos piroclásticos también están presentes con granulometrías que permiten clasificarlas como arenas tufáceas. No se han reconocido dentro de la Formación rocas sedimentarias volcanoclásticas, es decir aquellas que contengan menos de un 25 % de fragmentos piroclásticos.

Tufos: Los *tufos finamente bandeados* (Fig. 4) son de color gris oscuro verdoso (5G 4/1) y pasan a tonalidades ocre y rojizas por meteorización (5YR 5/6). Los paquetes depositacionales no superan el metro de potencia y la laminación es paralela a techo y base del set, con separación milimétrica obedeciendo a sutiles variaciones en la granulometría que se corresponde a gradaciones normales de base a tope. Asimismo la variación granulométrica es acompañada por cementación diferencial con carbonatos. Este es el tipo litológico más frecuente de la Formación Cerros de Aguirre, constituyendo entre un 70 y 80 % de la unidad.

Los *tufos masivos* se presentan como rocas de grano muy fino con colores variando entre el blanco a gris muy claro (N9 a N8) y el violeta grisáceo (5RP 4/2). En los tufos de grano muy fino el microscopio petrográfico no brinda información alguna acerca de la constitución de la roca. En los tufos de grano medio los cristaloclastos corresponden a cuarzo, feldespato siempre parcialmente transformado, y biotita. Circón y apatito son los accesorios más frecuentes.

Los cristaloclastos de biotita son extremadamente frecuentes en casi todas las rocas piroclásticas de la unidad. Los cristales se disponen definiendo una lami-

nación grosera que coincide con S_0 , poseen forma hexagonal perfectamente definida y un desarrollo a lo largo del eje c que varía entre 1/2 y 1/3 de la dimensión de las láminas.

En las muestras que provienen de las zonas más deformadas, la biotita aparece flexada e inclusive plegada, definiendo -aunque pobremente- una superficie penetrativa que se dispone verticalmente y con rumbo

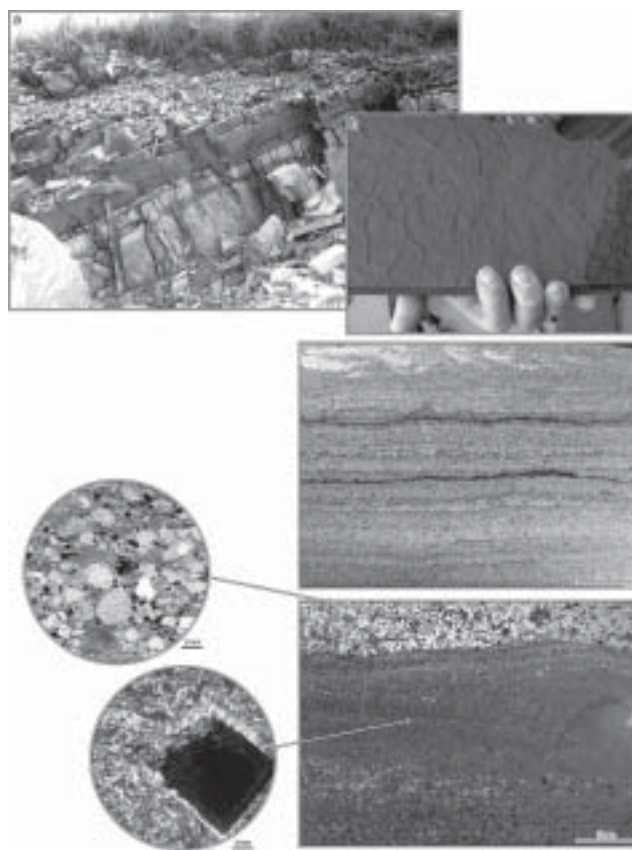


Figura 4. Depósitos de caída. a) afloramiento de tufos finamente bandeados en la ladera occidental del Cerro de Aguirre, el estrato oscuro se encuentra fuertemente cementado con carbonato de hierro; b) detalle de la textura superficial en S_0 del mismo estrato; c) microfotografía abarcando toda la superficie de la lámina delgada de la misma roca; d) microfotografía y detalles de un contacto entre tufos muy finos y tufos arenáceos: la mayoría de los clastos presentes corresponden a lavas félsicas. En el círculo inferior se muestra el desarrollo de sombras de presión en torno a un cristal de pirita.

Figure 4. Fall-out deposits. a) fine banded tuffs outcropping in the Aguirre's hill West flank Dark strata is highly cemented with iron carbonate; b) S_0 superficial texture in the siderite cemented strata; c) microphotography of the siderite cemented strata; d) detailed microphotography of very fine tuffs in contact with sandy tuffs. Almost all the lithoclasts are felsic lavas. In the circle: pressure shadows along pyrite edges.

paralelo al eje mayor de la unidad, coincidiendo también con el plano axial de los pliegues observados. En las rocas más afectadas por fenómenos secundarios las biotitas están parcial o totalmente sustituidas por cloritas y/o carbonatos.

Los cristaloclastos de cuarzo suelen mostrar algún tipo de distorsión de la estructura, desarrollando extinción ondulante y lamelae sin definir subgranos. De hecho, la presencia de subgranos en litoclastos cuarzosos se ha tomado como índice de pertenencia al basamento, ya que se ha observado una asociación íntima de cuarzo de esta naturaleza con cristales de microclina que son propios del basamento de alto grado sobre el cual se apoya la formación Cerros de Aguirre.

Los litoclastos corresponden o bien a lavas ácidas de grano extremadamente fino, o bien a trozos de tufos previamente consolidados finamente bandeados. Todo el vidrio en la unidad se encuentra desvitrificado y el carbonato es el agente cementante más frecuente.

Un tipo litológico a destacar lo constituye un tufo muy finamente laminado que se desarrolla al Noroeste de la unidad en forma de lente con un espesor máximo de unos 50 m, en el cual el cemento es carbonato de hierro (siderita) y se encuentra en proporción mucho más abundante que en el resto de la unidad. Estas rocas que han sido sujeto de explotación como roca de aplicación tienen un plano de fisilidad manifiesto que coincide con S_0 que es aprovechado para la separación de las placas. La actitud de este plano varía desde horizontal a buzando 30° al Este.

Estratigráficamente hacia el tope el cemento desaparece pero no la laminación, y las excelentes observaciones disponibles muestran una uniformidad granulométrica notable con tamaño de grano entre 0,1 y 0,5 mm. La superficie S_0 muestra en la parte cementada del paquete un diseño extremadamente particular (Fig. 4b) que le confiere a la roca un valor agregado en su aplicación arquitectónica, cuyo origen suponemos esté ligado a una débil deformación del paquete.

Lapilli-tufos: Los lapilli-tufos son de colores anaranjado muy claro (10YR 8/2) hasta ocre (5YR 5/6), en paquetes con espesores que varían entre 20 cm y 2 m. El desarrollo lateral no supera los 200 m. Internamente los hay con estratificación paralela, masivos y con estratificación cruzada en artesas y, por lo general, suelen mostrar una pobremente definida gradación normal. Son rocas pobremente seleccionadas en las que las granulometrías más gruesas corresponden invariablemente a litoclastos de lavas ácidas o fragmentos de tufos

previamente litificados. Los litoclastos identificados como del basamento son accidentales y no llegan al 5 % del total.

La matriz está compuesta por ceniza muy fina, no discernible en el microscopio petrográfico. En estas rocas los cristaloclastos de biotita son mucho menos frecuentes que en los tufos.

Tufitas: Las tufitas (menos del 75 % de fragmentos piroclásticos) reconocidas poseen granulometría relativamente uniforme en tamaño arena. Los granos de cuarzo y feldespato se encuentran parcialmente redondeados denotando un cierto transporte, mientras que la biotita presente en cantidades que varían entre el 2 y el 10 %- muestra características similares a aquella observada en los tufos. Además del apatito y el circón, que son componentes accesorios, pueden observarse granos de pirita neoformados que suelen desarrollar sombras de presión que se disponen alineadas con el eje mayor de la unidad.

Estas rocas son mucho más frecuentes en la mitad Sur de la unidad que en la Norte. A nivel de afloramiento son masivas o muy groseramente estratificadas tanto en estratos plano-paralelos como en artesas.

Lavas

Se distinguen dos tipos: los basaltos y andesibasaltos (Fig. 5a), y por otro lado las lavas riolíticas (Fig. 5b). Los *basaltos* y *andesibasaltos* son las litologías menos frecuentes de la unidad, lo que no disminuye su significación. Son rocas de color gris azulado cuando frescas, que adquieren coloraciones naranjas por meteorización y liberación del hierro contenido en la siderita, que está siempre presente. Aparecen en cuerpos estratiformes interpretados como derrames, tanto en la base de la unidad como en el tope. Los espesores observables varían entre 50 cm hasta más de 20 m.

El primer derrame identificado se apoya directamente sobre el basamento cristalino, y es petrográfica y geoquímicamente idéntico a los que aparecen en la parte intermedia y tope de la serie. El tamaño de grano es uniforme en todas las ocurrencias, la matriz es microcristalina constituida por barras de plagioclasa parcial o totalmente sustituidas por clorita y carbonato y los fenocristales corresponden a piroxeno y olivino. Esporádicamente aparecen vesículas rellenas por clorita y carbonatos.

Las *lavas riolíticas* ocurren como coladas de espesor decimétrico con estructura de flujo complejas en forma

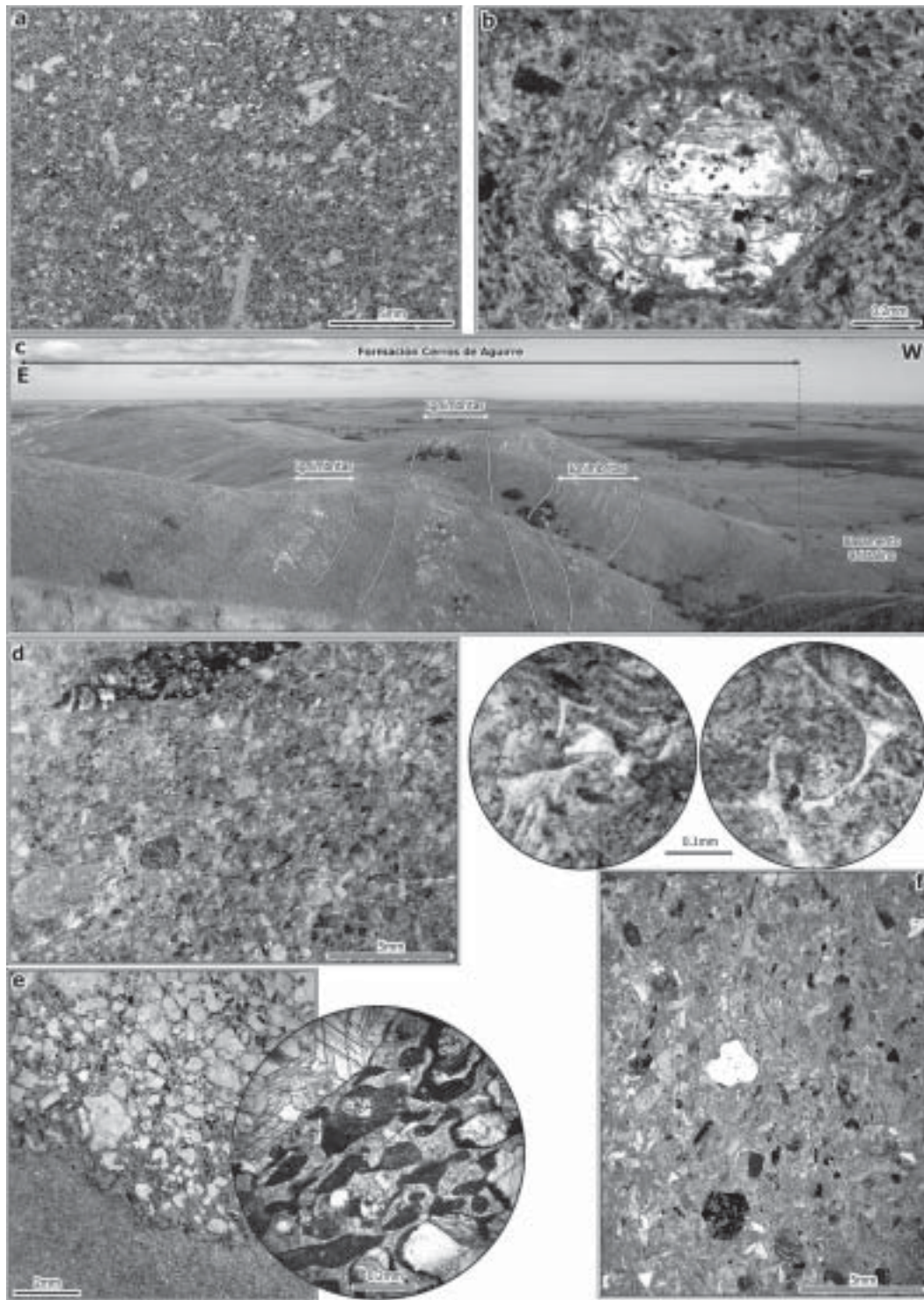


Figura 5. Lavas e Ignimbritas. a) textura de los basaltos de la unidad; b) detalle de un fenocristal de olivino sustituido por calcita y clorita; c) vista panorámica hacia el Sur desde la cúspide del Cerro de Aguirre apreciándose 3 cuerpos ignimbriticos entre paquetes de tufos; d) ignimbrita, la parte oscura arriba corresponde a una fiamme con abundantes cristaloclastos; e) microfotografía y detalle de una pumita no deformada con sus poros íntegramente ocupados por calcita que se encontró incluida en la ignimbrita «d»; f) aspecto general de la textura de una ignimbrita dacítica y detalle de los shards en la matriz; los cristaloclastos oscuros corresponden a biotita parcialmente transformada.

Figure 5. Lavas and ignimbrites, Cerros de Aguirre Formation. a) microscopic texture of basalts; b) chlorite + calcite substitution after olivine; c) panoramic view from the top of the Aguirre hill looking south; there are three ignimbritic bodies between tuffs strata; d) ignimbrite: the upper dark zone is a fiamme with many crystalclasts; e) detailed microphotography of a non-deformed pumice included in the ignimbrite (d), with the open pores filled with carbonates; f) dacitic ignimbrite general texture and shards details; dark crystalclasts are of partially transformed biotite.

de rulos, o en cuerpos de forma groseramente elíptica cuyos contactos con el resto de la serie son discordantes. Las riolitas estratiformes tienen una matriz vítrea con fenocristales de cuarzo, sanidina, plagioclasa y biotita. En los cuerpos mayores la mineralogía es idéntica aunque el tamaño de grano es sensiblemente mayor así como la proporción de fenocristales.

En estos cuerpos elípticos se advierte una deformación de la roca que corresponde a un episodio de compresión perpendicular al eje mayor de la unidad, afectando especialmente la periferia de cada uno de ellos, y volviéndose imperceptible hacia el centro de los mismos. Desafortunadamente no se tienen observaciones directas del contacto de estos cuerpos ovoides con la secuencia principal.

Flujos Piroclásticos

Las ignimbritas son de composición riolítica o andesítica, de entre 20 y 100 m de espesor con hasta 2000 m de desarrollo lateral. Son rocas de color oscuro, gris violáceo o gris verdoso, que forman paquetes masivos -sin estratificación visible- cuyo carácter común en muestra de mano es la abundancia de fiammes de hasta 10 cm de longitud de color negro salpicadas de cristaloclastos.

Al menos dos cuerpos de ignimbrita uno con composición andesítica y el otro con composición riolítica han sido identificados. En las figuras 5d, 5e y 5f se exhiben algunas de sus características macroscópicas y microscópicas. En ambos se observan fiammes bien definidas y asimismo vitroclastos en la matriz con variado grado de deformación en función de su posición con respecto a los fenocristales. Ambas rocas son masivas con textura sensiblemente uniforme en las porciones aflorantes.

La ignimbrita riolítica tiene cristaloclastos de cuarzo, feldespato potásico y oligoclasa en proporciones similares y biotita, esta última con diversos grados de sustitución por clorita o calcita. Las plagioclasas se observan como cristaloclastos aislados parcialmente corroídos o bien como glomérulos de cristales euhédricos. El cuarzo exhibe normalmente indicios de deformación con extinción ondulante y lamellae sin la formación de subgranos. Diversos tipos de litoclastos se hallan presentes correspondiendo, salvo raras excepciones, a lavas de grano excepcionalmente fino. No se observaron en ningún caso litoclastos de composición basáltica. La ignimbrita andesítica muestra una textura similar pero los cristaloclastos de biotita son más abundantes.

Tanto las rocas piroclásticas como las lavas de la unidad exhiben diferentes grados de carbonatación. La siderita es el carbonato más abundante seguido por calcita. Ambos aparecen sustituyendo minerales preexistentes así como rellenando vacuolas en lavas y asimismo en la matriz de las tobas finas. Existen algunos indicios de que el proceso de carbonatación es simultáneo con el magmatismo. Se han observado excepcionales litoclastos de pómez en las andesitas ignimbríticas, sin deformación alguna que contrastan fuertemente con las abundantes fiammes. En estos litoclastos los poros de la pumita están totalmente ocupados por carbonato (calcita) lo que lleva a pensar que la carbonatación es previa a la fragmentación e inclusión del clasto en la ignimbrita.

RELACIONES ESTRUCTURALES

La formación Cerros de Aguirre se encuentra hoy emplazada de manera tal que su flanco Oeste contacta con rocas metamórficas de facies granulita (suite Chafalote *sensu* Masquelín *et al.*, 2001) y por el Este con metasedimentitas de facies esquistos verdes del Grupo Rocha (Hasui *et al.*, 1975).

En el punto de coordenadas planas 654.23 km - 6210.82 km (Fig. 2) existe un desmonte que permite apreciar el contacto entre las litologías basales de la Fm Cerros de Aguirre y las rocas del basamento ubicadas al Oeste. Las observaciones allí realizadas permiten afirmar con razonable grado de certeza que se trata de un contacto sedimentario discordante, con buzamientos de entre 15 y 20° al Este, sin evidencia alguna de transporte tectónico. Las piroclastitas se apoyan sobre el basamento cristalino de alto grado a través de paquetes de granulometrías más groseras (arena gruesa a grava fina) con clastos constituidos por fragmentos líticos tanto del basamento como de las volcánicas de la formación.

Las litologías aflorantes del basamento inmediatamente por debajo del contacto no muestran signos de transformación alguna, siendo en un todo similar a las que se presentan al Oeste del mismo. Se observan dos asociaciones litológicas: a) paragneisses a sillimanita, granate y grafito intercalados con raros mármoles con abundante titanita como accesorio; y b) gneisses piroxeno-anfibólicos granatíferos, anfíbolitas piroxénicas, y gneisses a granate y biotita. Estas litologías exhiben un estilo estructural claramente discordante con el que desarrolla la formación Cerros de Aguirre.

En su flanco Este la situación es bien diferente: las

litologías de la Fm Cerros de Aguirre presentan buzamientos mucho más altos, hasta subverticales, y se desarrolla una banda de algunas decenas de metros de espesor donde la deformación es localmente más intensa, que separa la unidad de las filitas del Grupo Rocha. Se han observado dos situaciones diferentes tal como se expone en la figura 3: a) contacto entre las piroclastitas y las filitas a través de una faja cataclástica; b) contacto entre los gneisses de alto grado y las filitas del Grupo Rocha a través de la misma faja cataclástica, mientras que las piroclastitas de la Fm Cerros de Aguirre se apoyan sobre los primeros. Estas observaciones permiten afirmar que las piroclastitas serían autóctonas respecto al bloque occidental (Fig. 2), y que la zona de cizalla intersecta a la unidad cuyo desarrollo hacia el Este resulta truncado.

Hacia el Norte, todos los contactos observados de la Fm Cerros de Aguirre son con rocas de la suite Chafalote. Esto es válido tanto para las piroclastitas como para las lavas. A modo de ejemplo las rocas de composición basáltica mapeadas en el extremo Norte de la unidad se derraman directamente sobre el basamento, y su desarrollo areal está condicionado por un gran dique de cuarzo de unos 20 m de espesor con rumbo N20E y más de 2 km de longitud que constituía una saliente topográfica en la paleocuenca de depositación.

GEOQUIMICA

Se seleccionaron 20 muestras de la unidad, las cuales fueron analizadas en su contenido de mayores, menores y elementos traza en Activation Laboratories (Canadá). La tabla 1 expone los resultados obtenidos.

Una primera característica que condiciona el tratamiento de los datos es el valor de LOI de las muestras analizadas. El mismo oscila entre 1.29 y 11.33 % con un 55 % de las muestras con valores menores que 4 %. Estos elevados valores de LOI se corresponden con la presencia de carbonatos secundarios en prácticamente todas las muestras obtenidas de la unidad. Este proceso puede ser responsable de una modificación sustancial en los contenidos de algunos elementos mayores, por lo tanto se ha optado para clasificar las muestras por utilizar el diagrama de Winchester y Floyd (1977) que se presenta en la figura 6, distinguiéndose en ella las muestras que corresponden a depósitos de caída, del grupo formado por lavas e ignimbritas.

Como puede verse existe una fuerte variación composicional en las rocas de la formación entre basaltos y riolitas sin que puedan definirse -para las rocas

analizadas- grupos independientes. Los depósitos de caída tienden a ser en su conjunto más silíceos que las lavas, lo cual resulta lógico pues sería esta la fase del volcanismo más explosivo. Los basaltos observados en la base de la unidad y en el tope no difieren ni petrográficamente ni desde el punto de vista geoquímico.

Ambos basaltos fueron en el campo identificados como coladas concordantes con la estructura general y no como intrusivas en el paquete. Ello significa que los pulsos de magmatismo basáltico se sucedieron en el tiempo, interdigitándose con rocas piroclásticas de carácter mucho más félsico. La representación del contenido de elementos traza normalizado a condrita y asimismo el de REE (Fig. 7), nos muestra un comportamiento extraordinariamente similar para todas las muestras analizadas, independientemente del valor de LOI y del tipo litológico.

Entre las muestras analizadas existe un espectro importante en cuanto al monto de la anomalía en Europio observable. Las muestras que presentan débil anomalía se corresponden con valores de SiO₂ menores que 65 %, son todas ellas lavas y en un solo caso una ignimbrita. A medida que aumenta el porcentaje de sílice, la anomalía en Eu se hace más expresiva.

GEOCRONOLOGIA

El único dato radimétrico -aunque de gran confiabilidad- disponible de la unidad corresponde a Hartmann *et al.* (2002). Estos autores obtienen un valor de 571 ± 8 Ma (U-Pb – SHRIMP) en circón para una muestra de andesita que corresponde al tope de la formación (coordenadas planas 655,07 km – 6207,72 km, equivalente a 34° 16' de latitud Sur – 54° 07' de longitud Oeste).

CORRELACION CON OTRAS UNIDADES CONOCIDAS

La Formación Cerros de Aguirre constituye una de las dos ocurrencias de rocas piroclásticas de edad Vendiana descritas hasta la fecha en territorio uruguayo. La edad obtenida para esta unidad (571 ± 8 Ma) coincide con la edad Rb-Sr obtenida por Bossi *et al.* (1993) para la Formación Sierra de Ríos ubicada en el Noreste del Uruguay que arroja una cifra de 575 ± 14 Ma ($R_1 = 0,71046 \pm 0,00069$, MSWD: 3,24). Para la Formación Sierra de Ríos los autores describen filones de riolitas de matriz granofírica, diques micrograníticos e ignim-

Muestra	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	LOI	TOTAL
CA60	51.35	13.86	6.42	0.101	5.38	6.03	2.38	2.19	0.795	0.24	11.33	100.26
CA02	55.42	14.12	6.21	0.095	5.76	5.04	1.87	2.45	0.808	0.24	8.15	100.15
CA06	61.01	14.72	7.68	0.127	2.10	2.84	2.22	2.41	1.170	0.13	5.07	99.50
CA72	61.24	16.99	2.43	0.044	0.39	5.14	2.91	3.41	0.846	0.12	6.53	100.05
CA95A	62.93	14.99	5.42	0.090	2.15	4.09	2.48	2.65	0.691	0.17	4.33	99.98
CA25	64.75	11.60	2.15	0.133	1.37	7.44	0.76	3.81	0.210	0.08	7.76	100.50
CA23	66.96	15.60	2.80	0.043	1.03	1.51	2.33	4.11	0.697	0.19	4.14	99.40
CA90	68.46	13.20	3.96	0.057	1.40	2.22	3.32	2.58	0.562	0.18	3.34	99.27
CA03	68.56	12.73	2.09	0.110	0.30	4.77	2.66	3.04	0.130	0.06	5.34	100.00
CA65	69.17	14.21	2.82	0.050	0.31	2.85	3.02	2.78	0.361	0.16	4.44	100.17
CA05	70.16	12.51	2.91	0.057	0.25	3.45	4.06	2.11	0.275	0.07	4.27	100.11
CA24	70.39	18.66	0.79	0.002	0.54	-0.01	0.17	4.64	0.303	0.03	3.68	99.40
CA04B	71.72	11.71	2.48	0.115	0.20	2.75	3.52	3.48	0.171	0.08	3.37	99.61
CA82	73.00	17.91	2.11	0.004	0.30	0.01	0.23	3.77	0.215	0.04	2.19	100.00
CA79	73.45	13.44	1.75	0.045	0.33	0.93	2.47	5.45	0.166	0.05	2.02	100.09
CA04	73.50	12.85	1.51	0.052	0.22	1.94	3.89	2.86	0.088	0.05	2.93	99.88
CA68	74.06	15.98	1.19	0.002	0.53	-0.01	0.14	3.89	0.613	0.05	3.51	99.97
CA95B	74.47	12.63	2.69	0.056	0.45	0.99	3.00	4.38	0.138	0.04	1.29	100.13
CA78	77.07	13.06	1.05	-0.001	0.48	0.01	0.10	4.14	0.150	0.04	2.63	98.73
CA64	83.49	10.39	0.78	0.002	0.21	0.01	0.08	3.17	0.068	0.03	1.92	100.16

Muestra	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sn	Sb	Cs	Ba	La	Ce
CA60	119	385	25	135	21	62	16	1	80	300	20	150	12	2	0.8	2.9	606	29.3	38.4
CA02	120	340	24	120	16	94	18	1	94	374	22	181	10	2	-0.5	4.2	751	33.0	65.3
CA06	128	105	20	43	44	88	20	3	96	104	39	171	12	1	-0.5	4.2	464	41.7	79.4
CA72	93	57	21	24	-10	53	20	2	140	97	40	275	14	2	4.7	6.6	602	45.0	38.1
CA95A	95	42	12	23	15	62	18	1	99	245	28	205	12	2	-0.5	7.3	832	33.2	63.9
CA25	19	-20	2	-20	-10	61	15	2	158	173	33	92	50	5	1.3	9.8	904	50.9	84.0
CA23	82	68	6	22	-10	55	23	3	206	147	27	179	15	4	1.0	11.5	667	41.7	83.9
CA90	67	67	9	76	19	76	19	2	109	136	28	181	13	3	0.6	5.4	563	38.3	75.3
CA03	6	-20	-1	-20	21	62	16	1	135	233	24	98	10	3	-0.5	7.9	462	47.0	86.9
CA65	41	-20	5	-20	-10	43	17	2	117	102	65	180	11	4	0.6	5.0	550	53.6	72.6
CA05	26	-20	4	-20	-10	38	15	2	92	120	18	132	12	3	1.4	3.4	250	27.5	53.0
CA24	40	29	16	106	170	48	26	2	223	24	22	98	14	6	0.5	6.0	711	34.3	62.7
CA04B	11	-20	2	-20	-10	46	12	2	113	273	17	92	16	3	0.7	3.8	809	28.9	55.1
CA82	15	-20	-1	-20	-10	-30	22	3	163	134	27	124	27	4	-0.5	2.7	475	41.8	79.6
CA79	11	-20	2	-20	-10	47	17	2	176	96	35	134	15	5	0.5	3.3	519	51.4	93.1
CA04	6	-20	-1	-20	-10	38	15	2	113	205	10	77	13	4	-0.5	4.1	348	20.7	41.4
CA68	67	49	1	-20	-10	-30	22	2	177	78	32	180	14	4	0.7	7.0	530	48.4	96.1
CA95B	10	-20	3	-20	-10	56	16	2	140	132	24	107	13	3	-0.5	3.5	344	33.2	63.5
CA78	9	-20	-1	-20	-10	-30	25	2	173	12	56	242	21	4	0.7	4.0	619	98.5	196
CA64	-5	20	-1	24	11	-30	14	2	140	23	28	60	6	2	-0.5	2.6	693	30.9	57.8

Muestra	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Th	U
CA60	7.06	27.0	5.2	129	4.5	0.7	4.0	0.8	2.3	0.35	2.1	0.31	3.5	0.7	1	0.4	7	7.9	1.8
CA02	7.81	29.7	5.7	139	4.8	0.8	4.1	0.8	2.4	0.36	2.2	0.31	4.5	0.8	1	0.4	-5	9.1	1.9
CA06	9.14	34.5	6.7	182	6.5	1.2	7.3	1.5	4.8	0.75	4.6	0.66	5.6	0.9	1	0.5	8	11.4	1.0
CA72	8.27	32.2	6.2	202	7.2	1.1	5.5	1.0	2.9	0.38	2.2	0.31	6.3	1.2	3	0.9	23	7.6	6.0
CA95A	7.42	29.0	5.8	143	5.5	0.9	5.1	0.9	2.9	0.42	2.6	0.37	5.1	0.8	1	0.5	10	8.0	2.1
CA25	10.8	38.6	6.8	110	6.0	1.0	5.9	1.2	3.7	0.59	3.5	0.50	3.7	57.2	2	1.0	14	16.6	3.3
CA23	10.0	37.8	7.5	145	6.2	1.0	5.2	1.0	3.0	0.45	2.8	0.41	5.9	1.6	5	1.0	12	13.9	2.6
CA90	8.92	33.6	6.6	125	5.8	1.0	5.4	1.0	3.1	0.49	2.9	0.42	5.6	1.3	4	0.6	21	12.0	3.5
CA03	10.4	38.4	6.9	148	5.5	0.8	4.5	0.8	2.5	0.36	2.2	0.30	3.6	1.4	3	0.6	9	12.5	2.7
CA65	11.6	44.5	8.7	178	9.6	1.6	8.4	1.7	5.0	0.69	4.0	0.59	5.8	2.3	3	0.6	13	12.9	3.8
CA05	6.04	23.0	4.6	102	4.1	0.6	3.3	0.6	1.8	0.27	1.7	0.23	3.9	0.9	3	0.5	20	8.5	2.1
CA24	8.89	35.0	8.4	169	7.0	1.0	4.4	0.7	2.2	0.31	2.0	0.29	3.6	2.2	2	1.3	-5	11.0	2.9
CA04B	6.60	24.8	5.1	127	4.4	0.7	3.2	0.5	1.4	0.19	1.1	0.16	3.2	1.4	8	0.7	29	9.0	3.2
CA82	9.05	34.9	6.9	137	5.8	0.9	4.8	0.9	2.6	0.38	2.4	0.35	4.2	2.4	5	0.8	6	13.0	5.8
CA79	11.3	41.3	8.0	096	6.9	1.2	6.2	1.2	3.6	0.54	3.3	0.47	4.7	1.6	3	1.1	19	18.4	4.9
CA04	4.89	18.3	4.0	090	3.2	0.5	2.2	0.3	0.9	0.12	0.7	0.09	3.0	3.5	2	0.7	26	7.8	4.2
CA68	11.9	45.2	9.2	168	7.8	1.3	6.7	1.2	3.7	0.54	3.3	0.49	5.8	1.6	7	0.7	7	14.0	3.8
CA95B	7.06	25.8	5.2	072	4.6	0.8	4.2	0.8	2.5	0.39	2.4	0.36	3.3	1.5	4	0.9	11	13.2	3.3
CA78	23.7	86.7	16.3	086	13.3	2.2	11.5	2.2	6.6	1.02	5.8	0.80	9.9	1.5	-1	0.9	-5	25.1	4.9
CA64	7.77	30.2	6.3	121	5.7	1.0	5.3	1.0	3.1	0.39	2.7	0.37	2.4	0.8	1	0.8	12	7.9	0.6

Tabla 1. Datos geoquímicos de la Formación Cerros de Aguirre. Table 1. Geochemical data of Cerros de Aguirre Formation.

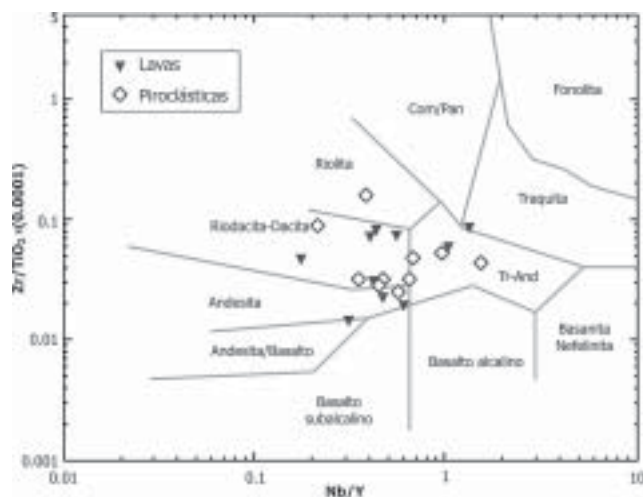


Figura 6. Diagrama log Zr/Ti – log Nb/Y de Winchester y Floyd (1977) para las muestras analizadas de la Formación Cerros de Aguirre.

Figure 6. log Zr/Ti – log Nb/Y plot for the analyzed samples of Cerros de Aguirre Formation (Winchester y Floyd, 1977).

britas. Todas estas rocas son de composición riolítica y están ausentes componentes menos evolucionadas así como depósitos de caída. Bossi *et al.* (1993) consideran a este magmatismo como «post-orogénico» respecto del ciclo Brasileño basados en la ausencia de deformación y características litológicas.

Fuera del territorio uruguayo, la edad y tipos litológicos de la Fm Cerros de Aguirre muestran una extraordinaria similitud con la Formación Acampamento Velho en la cuenca de Camaquã, Caçapava do Sul, Brasil, a juzgar por los datos expuestos en Zerfass *et al.* (2000). Asimismo las características petrográficas y contenidos de tierras raras descritos en la obra citada son en un todo similares a los verificados en la unidad en estudio. Estos autores señalan, sin embargo, que el evento estudiado es inicialmente basáltico-andesítico y tardíamente riolítico, la unidad Cerros de Aguirre tal como se expone aquí no permite esa diferenciación.

La Formación Cerros de Aguirre sin embargo, posee una deformación y desarrollo incipiente de esquistosidad que no están presentes en las dos unidades citadas anteriormente. Ello significa que el magmatismo asociado es en realidad por lo menos sin-tectónico de una fase de deformación que no ha quedado registrada en las otras dos unidades mencionadas. Esto puede deberse: a) que esa fase de deformación se manifiesta como esencialmente discontinua generando lineamientos donde se concentran los efectos del campo de esfuerzos; b) que este episodio afecta fundamental-

mente el borde Este del basamento cristalino uruguayo aflorante; o c) que la reología del basamento subyacente a las diferentes unidades condiciona los efectos registrados en las volcánicas suprayacentes.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

Características de la unidad: Tanto los relevamientos de detalle efectuados que condujeron a la elaboración de la carta presentada en la figura 2 como los datos geoquímicos obtenidos, permiten afirmar que los depósitos piroclásticos de caída y las lavas e ignimbritas son productos de un mismo evento volcánico explosivo de edad Vendiana (571 ± 8 Ma), como queda expuesto en los diagramas de tierras raras y elementos traza de la figura 7.

El perfil aflorante de la unidad expone rocas de composición basáltica en posiciones basales, intermedias y cuspidales, demostrando una alternancia en la extrusión de rocas con muy diferentes contenidos de sílice. Las muestras de lava analizadas no permiten definir un «hueco» composicional, por lo cual podrían sugerirse dos orígenes para la Formación Cerros de Aguirre: a) los diversos términos magmáticos serían producto de la diferenciación de una única fuente; y b) el volcanismo sería bimodal pero fenómenos de mezcla magmática enmascararían el origen de estas rocas. Esta segunda hipótesis parece estar más de acuerdo con la identidad de los basaltos que aparecen en distintas posiciones estratigráficas dentro de la pila.

Edad de la deformación: La deformación observada en la unidad contrasta ciertamente con la que exhibe el Grupo Rocha ubicado al Este, tanto en intensidad como en estilo, sin embargo esto no debería usarse como criterio estratigráfico pues:

- La Formación Cerros de Aguirre se encuentra apoyada sobre un basamento de alto grado metamórfico que debe haber actuado a manera de contrafuerte.
- La abundancia de piroclásticas con fuerte soldamiento y lavas sensu estricto en la serie determinan un comportamiento reológico bien diferenciado si se le compara con las metasedimentitas del Grupo Rocha en las que el protolito más abundante son sedimentos de grano fino a muy fino.
- La falla que separa el Grupo Rocha del basamento de alto grado constituye una discontinuidad tardía respecto de la deformación que puede actuar como desconexión absorbiendo buena parte de la misma.

Es por ello que ambas podrían haberse deformado

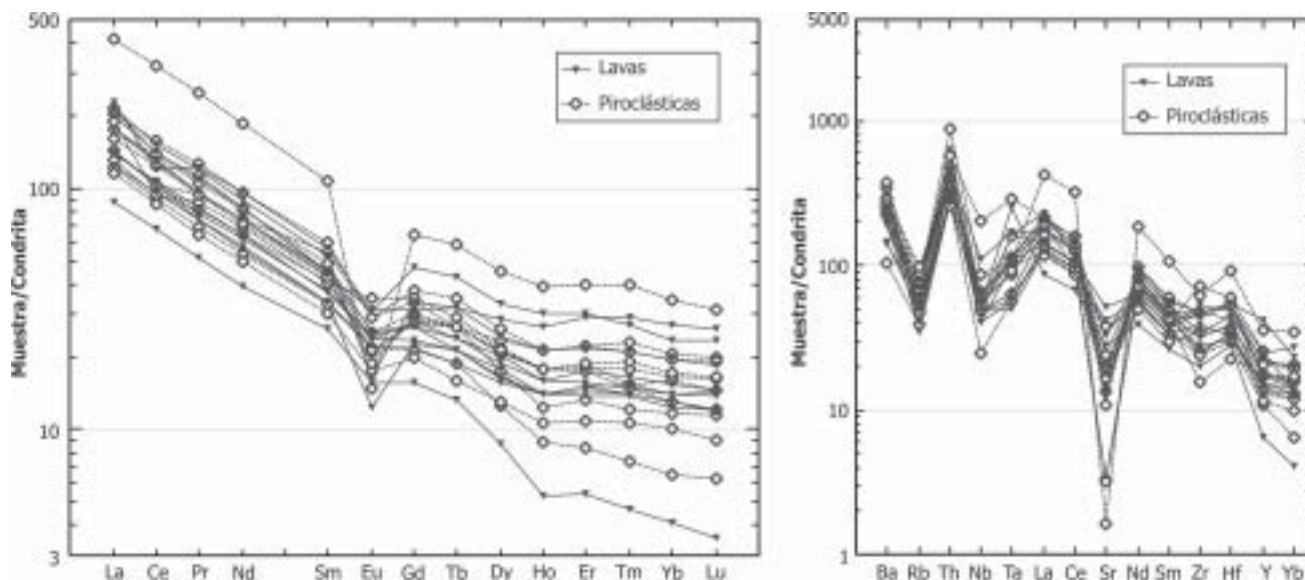


Figura 7. Diagrama de tierras raras y diagrama araña para las rocas analizadas de la Formación Cerros de Aguirre.

Figure 7. REE-diagram and spider-diagram of the Cerros de Aguirre Formation's analyzed rocks.

en el mismo episodio siendo la falla que la separa tardía respecto de éste. La deformación queda entonces a la luz de los datos actuales circunscripta al lapso comprendido entre el magmatismo que dio lugar a la Fm Cerros de Aguirre y la intrusión del Granito de Santa Teresa que es post-tectónico respecto a la deformación del Grupo Rocha (Bossi y Navarro, 1991). La edad disponible para este granito es de 555 ± 7 Ma ($R_0 = 0,708$) y fue obtenida por Umpierre y Halpern (1971) en análisis Rb-Sr sobre roca total.

Como ya fuera señalado anteriormente por Campal *et al.* (2002) la existencia de un volcanismo explosivo de edad Vendiana (Ediacarensis) en el Terreno Cuchilla de Dionisio plantea un fuerte contraste respecto de las características litológicas del Grupo Arroyo del Soldado (Gaucher y Schipilov, 1994; Gaucher, 2000) de la misma edad (Gaucher *et al.*, 2004). A pesar de que los perfiles de este grupo han sido analizados en detalle, nunca se ha reconocido participación volcánica en sus depósitos. El ambiente de sedimentación que señalan los citados autores corresponde a una plataforma continental somera de margen pasivo. Es posible pensar que el episodio magmático que dio lugar a las rocas de la Formación Cerros de Aguirre ocurriese en un evento extensional responsable asimismo del lineamiento que separa a los metamorfitos del Grupo Rocha de las rocas de alto grado ubicadas al Oeste. Este evento extensional podría ser responsable del desmantelamiento parcial del orógeno Brasileño y -quizás- de la generación de las cuencas en las que inmediatamente después

comienza a depositarse el Grupo Arroyo del Soldado. No obstante, Blanco y Gaucher (2005) asignan una edad algo mayor a la apertura de la cuenca de Arroyo del Soldado, en base a estudios micropaleontológicos y dataciones disponibles. La Formación Sierra de Ríos -ubicada en el Nordeste de Uruguay- sería otro representante de este fenómeno. La extensión litosférica podría ser asimismo un mecanismo adecuado para explicar la exposición de las rocas de facies granulita que constituyen la base de las vulcanitas de la Formación Cerros de Aguirre, y la discontinuidad que las separa del Grupo Rocha podría haber actuado como canal para el ascenso de el o los magmas implicados en el proceso volcánico.

Con respecto a la deformación, la Formación Cerros de Aguirre y el Grupo Arroyo del Soldado tienen estilos tectónicos muy similares, lo que probablemente llevara a otros autores a incluir la primera dentro de la Formación Piedras de Afilas o del Grupo Barriga Negra. Tanto la dirección del plano axial de los pliegues de mayor jerarquía (N20-30E) como un grado de deformación variable que crece en la proximidad de los lineamientos mayores, son características comunes que podrían indicar que esta deformación ocurre como respuesta a un mismo campo de esfuerzos en un episodio bien definido estratigráficamente en Uruguay, y que se encuentra pobremente representado tanto en la geología del Sur del Brasil como en la de Argentina. Esta deformación se asocia al último episodio compresivo que afecta al zócalo cristalino uruguayo

generando transcurrencia sinistral a lo largo de estructuras preexistentes, de las cuales el representante más notorio es el Lineamiento Sarandí del Yi - Piriápolis.

Agradecimientos

Al Ing. Agrónomo Fernando Gancio por su colaboración y participación activa en el trabajo de campo y a los doctores Eduardo Llambías y Claudio Gaucher por sus acertadas sugerencias en la elaboración de este trabajo.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Basei, M.A.S., H.E. Frimmel, A.P. Nutman, F. Preciozzi y J. Jacob.,** 2005. A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariap (Namibia/South Africa) orogenic belts - evidence from a reconnaissance provenance study. *Precambrian Research* 139:195-221.
- Blanco, G. y C. Gaucher,** 2005. Estratigrafía, paleontología y edad de la Formación Las Ventanas (Neoproterozoico, Uruguay). *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 12:109-124.
- Bossi, J.,** 1966. *Geología del Uruguay*. Colección Ciencias N° 2. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo, 469pp.
- Bossi, J., C. Cingolani, E. Llambías, R. Varela y N. Campal,** 1993. Características del magmatismo post-orogénico finibrasiliano en el Uruguay: formaciones Sierra de Ríos y Sierra de Animas. *Revista Brasileira de Geociências* 23:282-288.
- Bossi, J., L. A. Ferrando, J. Montaña, N. Campal, H. Morales, F. Gancio, A. Schipilov, P. Sprechman y D. Piñeyro,** 1998. *Carta Geológica del Uruguay a escala 1/500.000 - 1998*. Geoeditores S.R.L., Montevideo, 1p.
- Bossi, J. y R. Navarro,** 1991. *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo, 996pp.
- Bossi, J. y C. Gaucher,** 2004. The Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay: an allochthonous block accreted in the Cambrian to SW-Gondwana. *Gondwana Research* 7:661-674 .
- Campal, N. y F. Gancio,** 1993. Asociación volcánicas - piroclásticas de los Cerros Aguirre (Departamento de Rocha): una nueva formación y su implicancia en la evolución del Ciclo Brasiliano en el Uruguay. *Primer Simposio Internacional del Neoproterozoico- Cámbrico de la Cuenca del Plata*, Actas II: N° 44. La Paloma.
- Campal, N., F. Gancio, A. Schipilov y J. Bossi,** 2002. La Formación Cerros de Aguirre (Vendiano superior): geocronología, características estructurales y litológicas. *Second International Colloquium Vendian-Cambrian of W-Gondwan*. Montevideo, Uruguay.
- Gaucher, C. y A. Schipilov,** 1994. Formaciones de Hierro Bandeadas del Vendiano del Uruguay. *Paleociencias del Uruguay* 2:3-5.
- Gaucher, C.,** 2000. Sedimentology, palaeontology and stratigraphy of the Arroyo del Soldado Group (Vendian to Cambrian, Uruguay). *Beringeria* 26:1-120.
- Gaucher, C., A. N. Sial, G. Blanco y P. Sprechmann,** 2004. Chemostratigraphy of the lower Arroyo del Soldado Group (Vendian, Uruguay) and palaeoclimatic implications. *Gondwana Research* 7:715-730.
- Guillemie, M.R. y M.T. Styles,** 1999. *BGS Rock Classification Scheme - Volume 1 : Classification of igneous rocks*. British Geological Survey Research Report (2nd. Edition). RR99-06, Nottingham, www.bgs.ac.uk.
- Hartmann, L.A., S. Orestes Santos, J. Bossi, N. Campal, A. Schipilov y N. J. McNaughton,** 2002. Zircon and titanite U-Pb SHRIMP geochronology of Neoproterozoic felsic magmatism on the eastern border of the Río de la Plata Craton, Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences* 15:229-236.
- Hasui, Y., C. D. R. Carneiro y A. M. Coimbra,** 1975. The Ribeira folded belt. *Revista Brasileira de Geociências* 5:257-266.
- Masquelín, H., A. O. M. Silva, C. C. Porcher, I. A. D. Fernández y E. Morales,** 2001. Geología y geotermobarometría de la Suite Metamórfica Chafalote, Basamento prebrasiliano, Sureste del Uruguay. *Tercer Congreso Uruguayo de Geología y Decimoprimer Congreso Latinoamericano de Geología*, Abstracts (CD): trabajo #191. Montevideo.
- Masquelín, H. y E. Morales,** 2002. Reconocimiento preliminar de campo para la prospección de rocas ornamentales migmatíticas: ejemplo del Complejo Cerro Olivo (SE de Uruguay). *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología* 3:43-53.
- Midot, D.,** 1984. *Etude géologique et diagnostique métallogénique pour l'exploration du secteur Minas (Uruguay)*; Tesis 3eme Cycle, Université Pierre et Marie Curie (inédito).
- Preciozzi, F., J. Spoturno, W. Heinzen y P. Rossi,** 1985. *Carta Geológica del Uruguay a escala 1/500.000*. DINAMIGE, Montevideo.
- Preciozzi, F., H. Masquelín y L. Sánchez,** 1993. Geología de la porción Sur del Cinturón Cuchilla de Dionisio. *I Simposio Internacional Neo-Proterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata*, Guía de Excursiones 3-39pp. La Paloma.
- Umpierre, M. y M. Halpern,** 1971. Edades Sr - Rb del Sur de la República Oriental del Uruguay. *Revista Asociación Geológica Argentina* 26:133-155.
- Winchester, J. A. y P. A. Floyd,** 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20:325-343.
- Zerfass, H., D. P. M. De Almeida y C. H. Gomes,** 2000. Faciología of the Acampamento Velho Formation volcanic rocks (Camaquã basin) in the region of Serra de Santa Bárbara, Cerro do Perau and Cerro do Bugio (Municipality of Caçapava do Sul - RS). *Revista Brasileira de Geociências* 30:375-379.