

## La Caldera Talagapa Chico. Meseta de Somún Curá, Provincia del Chubut.

Francisco E. NULLO<sup>1</sup>, Tomás GANDUGLIA<sup>2</sup> y Corina RISSO<sup>3</sup>

**Abstract.** *THE TALAGAPA CHICO CALDERA. SOMUN CURÁ PLATEAU. CHUBUT PROVINCE.*-The different volcanic and piroclastic episodes that took place in Talagapa Chico Caldera have trachyte, basalt and rhyolite composition. The volcanic event is located on the western edge of the Somún Curá plateau, in the north of the Chubut province. The different magmatic processes were described in the Complejo Volcánico Barril Niyeu, where eight petrography associations that respond directly to different pulses of explosive magmatic activity. The stratigraphic relationships among them, allow determining that this event happened after the Lower Miocene, probably during Middle Miocene times.

**Resúmen.** *LA CALDERA TALAGAPA CHICO. MESETA DE SOMUN CURÁ, PROVINCIA DE CHUBUT.*-Se describen los diferentes episodios volcánico-piroclásticos de composición traquítica, basáltica y riolítica, que tuvieron lugar en la caldera Talagapa Chico, ubicada sobre el borde occidental de la meseta de Somún Curá, en el norte de la provincia del Chubut. Los diferentes procesos magmáticos fueron reunidos en el Complejo Volcánico Barril Niyeu, donde se reconocieron ocho asociaciones petrográficas que responden a distintos pulsos de actividad magmática. Las relaciones estratigráficas entre ellos, permiten determinar que este evento ocurrió con posterioridad al Mioceno inferior, probablemente en el Mioceno medio.

**Key words:** Volcanic rocks. Patagonia. Tertiary

**Palabras claves:** Rocas volcánicas. Patagonia. Terciario

### Introducción

El estudio de la evolución volcánica en el área de la meseta de Somún Curá presenta un panorama de numerosas investigaciones desarrolladas en una amplia superficie que cubre el sur central de la provincia de Río Negro y el centro norte de la provincia del Chubut.

Para conocer mejor los diferentes episodios volcánicos que caracterizan la Meseta de Somún Curá, se realizó el estudio detallado de un aparato volcánico único denominado Talagapa Chico que se dispone al norte de la localidad de Gan Gan en la Provincia del Chubut. El sector estudiado comprende una faja limitada entre los paralelos 42° y 42° 20' LS y los 68° 20' y 68° 10' LO.

<sup>1</sup> Universidad de Buenos Aires – Conicet.

<sup>2</sup> Santos Ltd. Adelaide, Australia.

<sup>3</sup> Universidad de Buenos Aires.

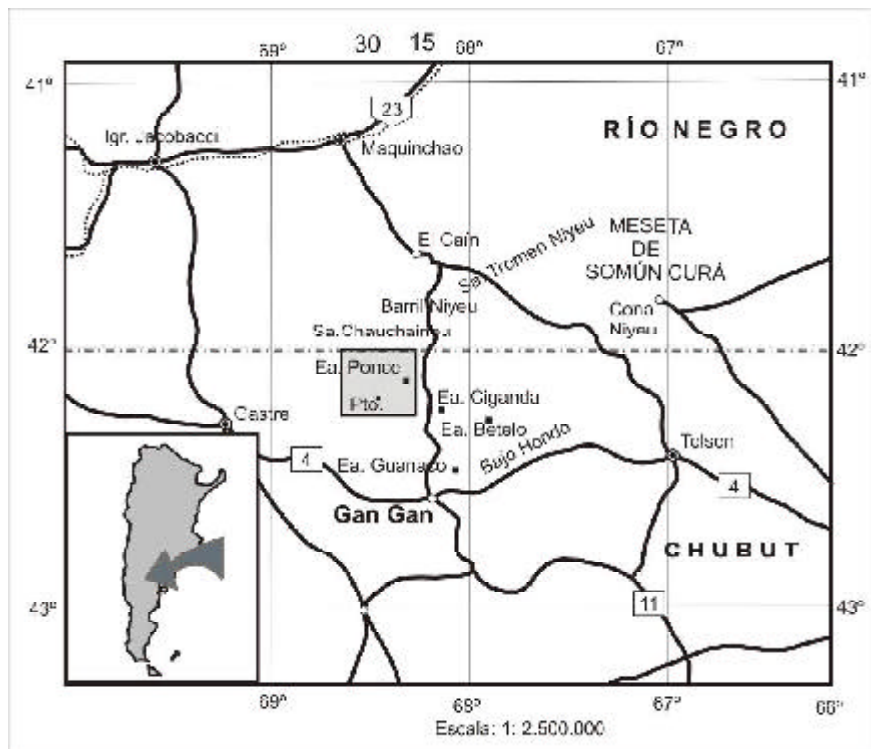


Fig. 1: Mapa de Ubicación

## Antecedentes

Desde hace tiempo se conoce la presencia de rocas volcánicas alcalinas en el Macizo de Somún Curá. Corbella (1984) y Ardolino (1987) resumieron los antecedentes de estas investigaciones, mientras que recientemente se han llevado a cabo nuevas investigaciones regionales y puntuales entre las que se pueden citar los trabajos de Ardolino (1981), Ardolino *et al.* (1993, 1999), Kay *et al.* (1993, 2004), Remesal *et al.* (1999), Salani (1990), Salani *et al.* (2005), Nullo (2004) y Ganduglia (2005).

## Marco Geológico

El volcanismo del Macizo de Somún Curá está desarrollado sobre un conjunto de unidades antiguas que comprenden desde el Precámbrico superior aflorantes al noreste de la meseta (Formación El Jaguelito y equivalentes) hasta del Cretácico superior presentes en numerosas localidades alrededor de la meseta (Formación La Colonia y equivalentes). A partir de esta última unidad se instaló una secuencia volcánica que se inició con cuerpos intrusivos de gabros y teschenitas que se distribuyeron en una amplia región incluyendo el área de la meseta de Somún Curá.

Estos cuerpos básicos fueron descriptos también en numerosas regiones de la Patagonia extraandina, recibiendo distintas denominaciones. Al norte de la sierra de Lipetrén fueron agrupados como Formación Cerro Cortado (Nullo, 1978; Coira, 1979), mientras que al sur de Gan Gan los denominaron Formación El Buitre (Ardolino y Franchi, 1993). Las dataciones radimétricas los ubican en el Eoceno.

Con posterioridad tuvo lugar un volcanismo básico (Formación Somún Curá) y piroclástico (Grupo Sarmiento). Los derrames lávicos construyeron la actual meseta de Somún Curá, mientras que los depósitos piroclásticos fueron de gran distribución regional por sus características litológicas (Franchi y Nullo, 1986). La actividad magmática en la Formación Somún Curá ha sido determinada por dos pulsos lávicos, uno de 33-31 Ma y otro de 27-25 Ma (Ardolino *et al.*, 1999).

A continuación, sobre esta importante meseta basáltica, se desarrollaron tanto al este como al oeste de la amplia planicie, los diferentes aparatos volcánicos alcalinos uno de los cuales es la caldera Talagapa Chico.

### **Complejo Volcánico Talagapa Basalto Ciganda**

Remesal *et al.* (1999) describieron bajo la denominación de Complejo Volcánico Talagapa (CVT) un conjunto de basaltos, provenientes de la sierra homónima al sur del área aquí estudiada, mencionando que dentro del complejo, también se encontraban rocas alcalinas, tales como lavas, ignimbritas traquíticas, tobas y basaltos. Ardolino *et al.* (2004) mapearon estas rocas basálticas como pertenecientes a la Formación Bajo Hondo incluida dentro del Complejo Volcánico Sierra de Talagapa. Nullo (2004) y Ganduglia (2005) denominaron Basalto Ciganda, a unas de estas coladas basálticas incluidas dentro del CVT. Los afloramientos están compuestos por un conjunto de potentes mantos basálticos provenientes del centro volcánico Talagapa. Estas coladas básicas se derramaron tanto hacia el norte como hacia el este de la sierra de Talagapa, cubriendo a las antiguas coladas de la Formación Somún Curá.

En el sector oriental de la caldera Talagapa Chico y en la base de la secuencia lávica aflorante, se disponen mantos basálticos oscuros con un espesor menor de 10 a 12 m, con textura porfirica, formada por un 80% de pasta y un 20% de fenocristales de plagioclasa, euhedrales, con manchas de óxido de hierro y vesículas redondas. La textura es porfirica, con grandes fenocristales euhedrales de plagioclasa algo sericitizados, en menor cantidad fenocristales de piroxeno maclados, algo alterados en los bordes a filosilicatos de Fe-Mg posiblemente cloritas-esmectitas, opacos y algo de carbonatos. Las cloritas verdes muy pleocroicas y en último lugar y de menor tamaño se observan algunos cristales de olivina. La pasta de tipo intersertal está formada por tablitas de plagioclasa, clinopiroxeno pardo claro (augita?) y opacos con algo de clorita verde pleocroica y como accesorio apatita.

Dos dataciones radiométricas provenientes de estas coladas, al sur de la Ea. Ciganda, arrojaron un valor de  $19 \pm 1$  y  $20 \pm 1$  Ma (Ardolino, 1987) que permiten incluir esta actividad dentro del Mioceno inferior.

### **Complejo Volcánico Barril Niyeu**

La denominación de Complejo Volcánico Barril Niyeu (CVBN) fue propuesta por Remesal *et al.* (1999), mientras que más tarde Ardolino *et al.* (2004) y Salani *et al.* (2005) agruparon a los episodios lávicos producto de la actividad volcánica que se desarrolló en el área de las sierras de Barril Niyeu. Al sur de estas serranías se encuentra la caldera Talagapa Chico, constituyendo un centro volcánico independiente perteneciente a este mismo evento e incluido dentro del CVBN cuya mayor representatividad se encuentra hacia el norte. Hacia el sudeste se dispone la sierra de Talagapa, y hacia el oeste se encuentra la sierra de Pire Mahuida, caracterizando dos centros volcánicos importantes.

El CVBN comprende una asociación litológica basáltico-traquítica, en la que se incluyen flujos de lava traquíticas, piroclastitas, flujos piroclásticos, brechas, basaltos y escasas riolitas. Los límites, según Salani *et al.* (2005), están definidos por la extensión de los basaltos que radian de la parte central ubicada en la Sierra de Chauchañeu, distribuyéndose hacia el este-noreste. Las coladas básicas constituyen la Sierra de Tromen Niyeu derramándose hacia el norte bordeando el gran bajo en el cual está ubicada la localidad de El Caín, mientras que los episodios de traquitas y piroclastitas se circunscriben a las proximidades de los centros volcánicos. Salani *et al.* (2005) interpretaron que el CVBN presenta una efusividad de tipo central con cuatro calderas menores, una de las cuales, a nuestro entender, es la caldera Talagapa Chico (Figura 2). Esta caldera permitió identificar varios episodios dentro de su evolución, que en el centro volcánico mayor se hace menos distinguible.

Salani *et al.*, (2005) dividen al CVBN en tres facies, una traquítica, una piroclástica subdividida en dos episodios menores y una básica final. La primera está compuesta por rocas lávicas dispuestas como cuerpos de dimensiones variadas o coladas de hasta 100 m de potencia. La piroclástica se subdivide en un primer episodio caracterizado por depósitos de caída y flujos piroclásticos asociados a erupciones plinianas, mientras que las piroclastitas del segundo episodio son ignimbritas y constituyen afloramientos mesetiformes, finalizado con dos episodios basálticos.

Dentro de los eventos volcánicos de la Caldera Talagapa Chico se han podido diferenciar varias secuencias lávicas y piroclásticas, cuyo origen se relaciona a partir de la emisión de este centro volcánico (Ganduglia, 2005). La secuencia litológica está integrada por brechas basálticas, piroclastita Inferior, traquita principal, piroclastita superior, ignimbrita roja, ignimbrita superior, pórfidos traquíticos y basalto Cerro Negro

### **Brechas basálticas**

Sobre el Basalto Ciganda, al sur del conducto central de la caldera, en el sector inferior de la caldera, se dispone una brecha de 3 m de espesor, formada por fragmentos de rocas basálticas de hasta 60 cm de diámetro, irregulares, conteniendo algunas bombas volcánicas de hábito fusiforme de hasta 40 cm de largo.

Se observa una importante participación de óxidos de hierro, que le dan al afloramiento una coloración roja característica. Los piroclastos son altamente vesiculares y livianos, con vesículas redondas yuxtapuestas, de hasta 1 cm de diámetro. Están soldados entre sí, mostrando características propias de un depósito estromboliano. Hacia el techo comienzan a interdigitarse bancos de tobas incluidos en las piroclastitas inferiores. Por el tamaño y la irregularidad de los piroclastos, se interpreta que el depósito se encuentra muy próximo al área de proveniencia

### **Piroclastita inferior**

Por arriba de las brechas se observa una secuencia piroclástica de color blanco a blanco amarillento caracterizada por tobas friables bastante homogéneas conteniendo cantidades irregulares de fragmentos pumíceos. Dentro de los materiales que constituyen los afloramientos se observan fragmentos líticos de material basáltico y numerosos fragmentos pumíceos de hasta 5 cm de diámetro.

Los afloramientos se distribuyen en forma periférica al centro volcánico de la caldera. Las mejores exposiciones se encuentran en el sur, en la margen derecha del camino al puesto de la Ea. La Dolores. En estos afloramientos dentro de las tobas se encontraron restos de troncos silicificados mal conservados tamaños variados.

La secuencia comienza con una roca piroclástica matriz sostén con piroclastos líticos angulosos de gran tamaño hasta 35 cm de diámetro, estructuras de flujo, ondulitas y clastos imbricados. La matriz es tamaño arena gruesa y puede observarse una estratificación grosera por tamaño de grano. Hacia arriba disminuye el tamaño de los líticos, con una moda de 1 cm y algunos pocos que

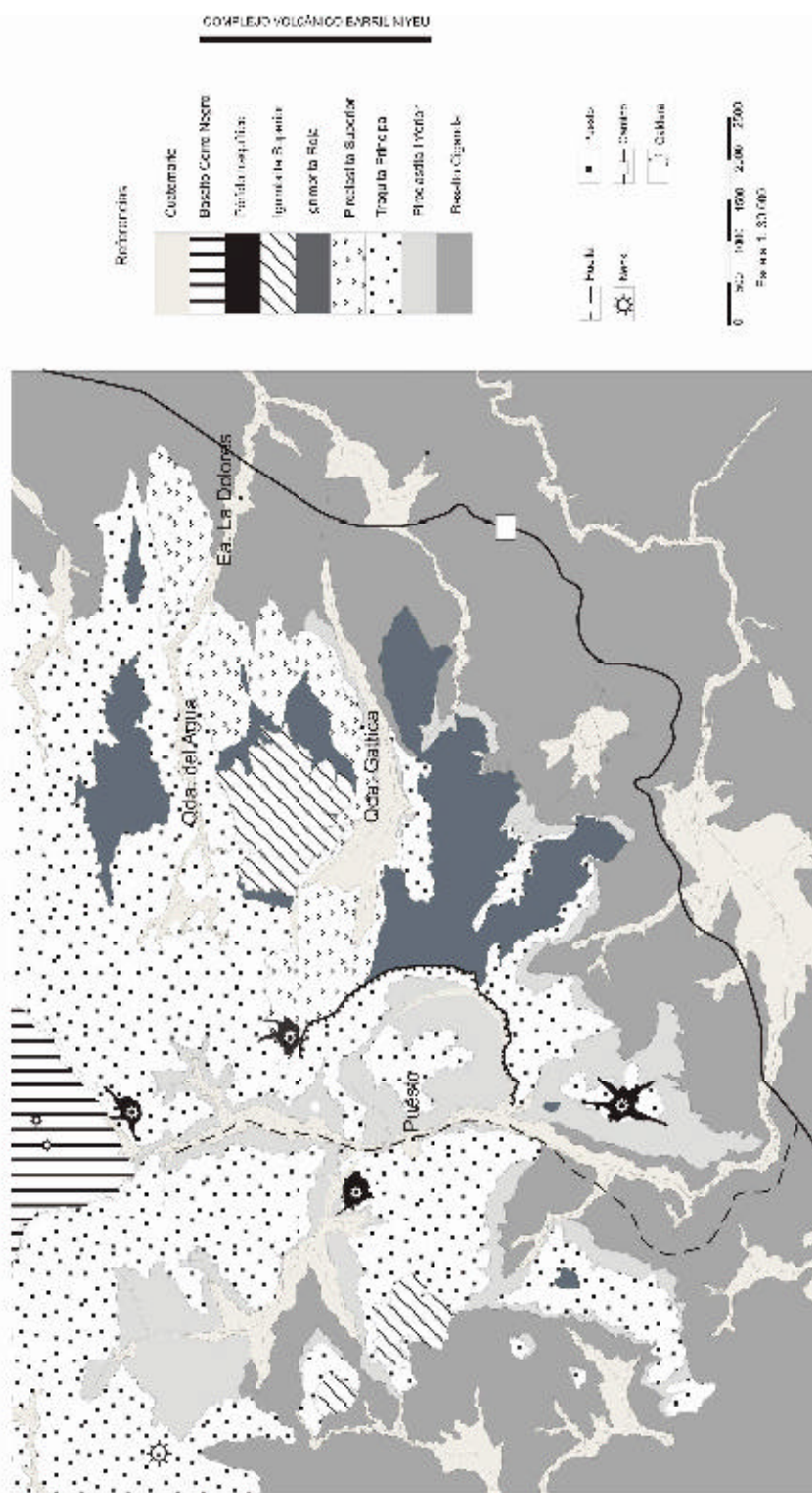


Fig. 2. Mapa geológico de la caldera Talagapa Chico.

llegan hasta los 30 cm y además se observa un mayor redondeamiento hacia el techo, pasando a uno de grano más fino, granosoportado, de muy buena selección, de 1,5 m de potencia. Por arriba se dispone una secuencia granodecreciente, con base erosiva, que pasa de clastos de 1,5 cm de diámetro, alguno de los cuales están imbricados, a tamaño arena gruesa para terminar con tamaños de grano arena fina, bien seleccionada, clastososten, muy homogénea. La secuencia total tiene un espesor de 80 metros.

La roca piroclástica está formada por un 55% de matriz tobácea de color blanco y un 45% de líticos basálticos y traquíticos de hasta 1.5 cm y cristaloclastos de sanidina y gran participación de *fiammes* negras muy deformadas de vidrio negro de hasta 5,5 cm que le imparten fluidalidad a la roca. Hay abundantes fragmentos pumíceos de color blanco, de hasta 5cm, que no se encuentran deformados llegando algunos bancos a estar formados casi en su totalidad por fragmentos pumíceos subredondeado. Al microscopio se observan litoclastos de basaltos y algunas traquitas con texturas esferulíticas y grandes cristaloclastos de sanidina con bordes agudos que a veces forman glomérulos, en parte con engolfamientos con la pasta, también se presentan cristaloclastos pequeños y frescos de clinopiroxeno y vitroclastos pumíceos muy vesiculados.

Esta secuencia corresponde a un depósito formado por una o más erupciones explosivas que generaron depósitos de flujos piroclásticos intercalados con bancos más reducidos de depósitos de caída, donde las erupciones se tornaron altamente explosivas. Se han observado tres tipos de productos con características diferentes y propias: depósitos de caída, depósitos de oleadas piroclásticas y depósitos de flujos piroclásticos; todos estos productos de erupciones explosivas de tipo pliniano.

### **Traquita Principal**

Depositada sobre las piroclastitas se disponen potentes flujos de traquitas. Por su naturaleza viscosa los flujos lávicos son de corto recorrido y suelen presentar importantes espesores o tienden a formar domos. Generalmente presentan una importante disyunción columnar. Los afloramientos se distribuyen en forma radial a la caldera formando importantes paredones verticales que sobresalen en el relieve del área.

Se trata de coladas traquíticas de un espesor de hasta 30 m de color gris a verde claro formadas por un 80% de pasta, y un 20% de fenocristales grandes y escasos de hasta 2cm. de sanidina transparente subhedral con texturas porfíricas y glomerulopofíricas (Figura 3 D). Los fenocristales son de aspecto límpido sin alterar. Abundantes microfenocristales de clinopiroxeno verde claro levemente pleocroico formando prismas cortos de aegirina-augita con variaciones en el contenido en sodio a veces en secciones ortogonales, asociados a minerales opacos de hábito cúbico. En algunos fenocristales se ha observado el pasaje gradual del clinopiroxeno en el centro del cristal al anfíbol en los bordes. Las texturas de las pastas están definidas por la proporción de vidrio pardo claro, variando de hialotraquítica a traquítica y bostonítica. Están integradas esencialmente por microlitos de sanidina, y algunos anfíboles alcalinos arfvedsoníticos que las hace más verdes y oscuras. Cristales accesorios de apatita. Texturas de devitrificación y la formación de grandes mosaicos poikilíticos de cuarzo-feldespatos, arcillas, smectitas pardas, calcita y mucho epidoto, con incipiente textura esferulítica.

En algunos sectores se ha observado, tanto en la base como en el techo de las coladas traquíticas, un importante borde de enfriamiento formado casi totalmente por vidrio negro.

### **Piroclastita superior**

Acompañando el paleorrelieve formado por las espesas secuencias de la traquita principal, se deposita una secuencia piroclástica de color blanco, con características muy semejantes a las de la piroclastita inferior. Los asomos se distribuyen preferentemente en las zonas donde las secuencias

traquíticas son menos espesas y pobremente representadas. Su distribución se interpreta que estas secuencias piroclásticas tendieron a depositarse preferentemente en los antiguos bajos dejados por el paleorrelieve de las secuencias traquíticas, en cambio sobre los escarpados paredones traquíticos no se depositaron.

En la entrada de la Quebrada Gatica (Figura 3 B) se observa una secuencia de color blanco, con piroclastos pumíceos de hasta 4 cm de diámetro angulosos y friables, matriz sostén de 15 m de potencia. En la sección media del perfil sobresale un pequeño banco de 20 cm de color gris oscuro, bien consolidado, clastososten, con base erosiva, granosoportado, compuesto por trizas vítreas (98%). La roca es muy homogénea, bien seleccionada, con escasos vitroclastos de fragmentos pumíceos pequeños y litoclastos. Se trata de una toba vítrea, sin soldar compuesta por trizas principalmente monoaxonas sin alterar y fragmentos pumíceos de hasta 0,4 cm de vidrio pardo claro. Como cristaloclastos se disponen algunos fragmentos irregulares de sanidina y cuarzo.

### **Ignimbrita roja**

Por arriba de la secuencia anterior se reconocieron mantos de rocas piroclásticas matriz sostén, muy soldados y con marcadas evidencias de flujo, que se interpretaron como ignimbritas de composición traquítica, de color rojo característico.

Estos flujos afloran principalmente al este de la caldera, rebosando el borde de la misma, y extendiéndose por encima de la traquita inferior, alcanzando mayores distancias del centro emisor que las traquitas. Cuando suprayacen a las traquitas forman delgados mantos de 3-4 m de potencia y se engrosan cuando se encuentran rellenando el relieve previo labrado en valles profundos. El espesor de esta unidad en general es menor a los 10 metros.

Dentro de este cuerpo ignimbrítico se han podido diferenciar por lo menos tres unidades de enfriamiento distintas, caracterizadas por una base erosiva con clastos angulosos de hasta 20-30 cm y gran cantidad de fiammes de color negro bien desarrolladas de hasta 15 cm de largo.

Hacia el techo, disminuye la participación de fiammes negras y empiezan a aparecer vitroclastos pumíceos de color gris también orientadas. Las piroclastitas tienen un importante aporte de cristaloclastos de sanidina proveniente de la traquita inferior y la matriz esta formada íntegramente por triza monoaxonas y triaxonas con desvitrificación axiolítica. Las trizas están impregnadas de óxidos de hierro, que es lo que le confiere el color a la roca.

En algunos sectores esta secuencia se presenta aislada por la acción de procesos erosivos, sin embargo, manifiesta claramente una secuencialidad de los eventos de este complejo volcánico.

### **Ignimbrita superior**

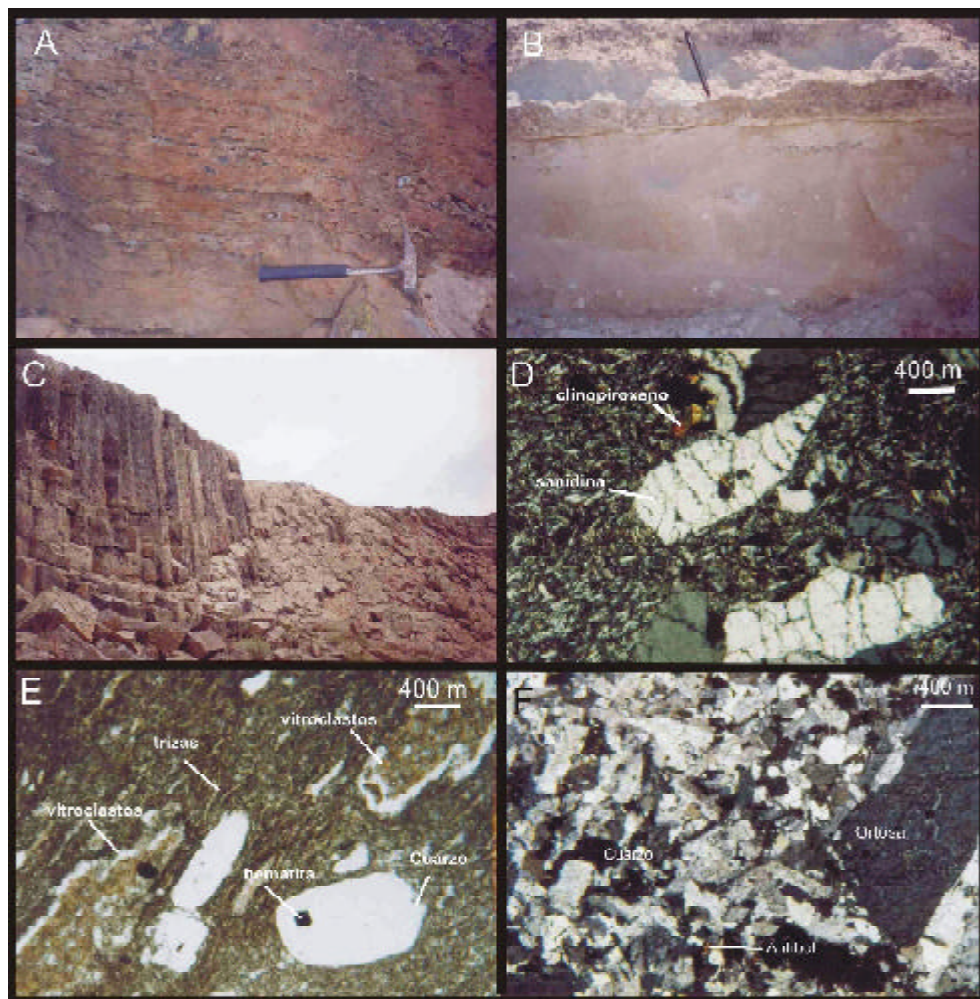
Esta unidad de enfriamiento se encuentra estratigráfica y topográficamente en la zona más alta de la caldera. El espesor de los mantos piroclásticos es de 6 a 8 m, alcanzando en algunos lugares, por superposición un espesor de 20 metros. Los afloramientos de esta unidad se encuentran aislados por la erosión, y afloran tanto al este como al oeste de la caldera. Los afloramientos orientales se observan entre las quebradas Del Agua y Gatica, mientras que los afloramientos occidentales se encuentran al oeste del puesto de la estancia La Dolores (Figura 3 A). En los niveles superiores o en otros sectores lateralmente a los mantos de ignimbritas, se disponen mantos piroclásticos de color gris claro, formados por tobas vítreas muy soldadas que presenta una marcada disyunción columnar (Figura 3 C) y hasta a veces flabeliforme.

En la base de la secuencia se observa un depósito caótico rico en fragmentos pumíceos muy irregulares posiblemente correspondientes a la sección superior del cuerpo principal idealizado de una ignimbrita. Luego de un contacto bastante neto se observa el cuerpo principal de otra ignimbrita, matriz sostén y con muy poca participación de fragmentos grandes. Hacia el techo



una muy fina capa con estructuras unidireccionales muy indurada que sobresale del resto y que caracteriza a la capa de oleada piroclástica (*ash cloud surge*) para finalizar con depósitos de caída (donde se encuentra el bolígrafo) de la nube acompañante.

Estas rocas piroclásticas se caracterizan por una abundante pasta muy recrystalizada a agregados felsíticos y esferulíticos con escasos cristaloclastos de sanidina, cuarzo, clinopiroxeno verde pálido y grandes litoclastos subredondeados de rocas afánicas de color negro muy vesicular de hasta 3,5 cm. La mesostasis es esferulítica con algunos microlitos fantasmas de feldespato, cuarzo y óxidos de hierro y algunos cristaloclastos de color verde brillante de anfíbol alcalino arfvedsonítico, el circón es accesorio. En algunas muestras la mesostasis no está tan alterada y se puede observar una pasta eutaxítica formada por trizas vítreas monoaxonas alteradas (Figura 3 E).



**Fig. 3:** A, ignimbrita superior, con marcada fluidalidad resaltada por las *flammas*. B, detalle de la piroclastita superior, con varios paquetes indicando diferentes pulsos piroclásticos. C, afloramientos con disyunción columnar en la ignimbrita superior. D, grandes fenocristales de sanidina en pasta traquítica proveniente del cuello volcánico de la traquita principal. E, trizas monoaxonas parcialmente devitrificadas y litoclastos de rocas piroclásticas con textura esferulítica de la ignimbrita superior. F, sección delgada de un dique hipabisal de pórfido traquítico cuarzoso correspondiente a los pequeños cuellos volcánicos



### **Pórfidos traquíticos**

Tanto al norte como al sur del área se disponen afloramientos aislados que presentaban características petrográficas diferentes a las rocas traquíticas circundantes. Afloran pequeños cuellos volcánicos, de una decena de metros y escasos diques radiales asociados.

La característica principal es la presencia de grandes fenocristales de ortosa color rosado y anortoclasa en menor proporción, con abundante cuarzo en las pastas. Por lo que se clasificó a esta roca como una traquita cuarzosa con tendencia a riolita. Son rocas muy frescas con textura porfírica formada grandes fenocristales euhedrales de ortosa con maclas de dos individuos sericitizados y anortoclasa con maclas en arpillera. En menor proporción fenocristales de clinopiroxeno (aegirina-augita) verdosos, alterados y reemplazados por cloritas y smectitas. Pasta bostonítica, devitrificada, con microlitos sericitizados de feldespato alcalino, abundante cuarzo subhedral finamente subdividido y pequeños cristales verdes con geometría de anfíbol del tipo arfvedsonita, como accesorio cristales hexagonales de apatita, epidoto, circón y calcedonia (Figura 3 F).

La presencia de estos cuerpos constituyen las últimas expresiones del volcanismo ácido en la zona, ya que intruyen al resto de las unidades. Posiblemente este episodio este asociado con una fractura de dirección norte-sur que limita el borde occidental de la caldera, por donde circula el arroyo Cita.

### **Basalto Cerro Negro**

En la quebrada del puesto de la estancia La Dolores, cercano al límite entre la provincia de Río Negro y la provincia del Chubut, se encuentra el cerro Negro, compuesto por un neck basáltico que intruye a las traquitas inferiores. Son basaltos afaníticos, de color negro, con fenocristales de olivina y piroxeno.

Este cuerpo subvolcánico presenta una continuación en forma de diques, todos ellos asociados a una facturación de rumbo 100° a 120°. La roca es de color negro y textura porfírica, formado por un 95% de pasta afanítica y un 5 % de microfenocristales de hábito tabular, transparente, de hasta 4 mm. Al microscopio se observan fenocristales de plagioclasa y escasos fenocristales de olivina y piroxeno, este último totalmente reemplazado por filosilicatos de Fe-Mg (smectias-cloritas) y reborde de opacos. La pasta es pilotáxica con bastantes microlitos de plagioclasa con una gran cantidad de opacos, clorita, biotita y clinopiroxeno verde claro ocupando intersticios.

Dentro de esta unidad se han incluido tentativamente a los flujos basálticos que provienen del oeste, que se disponen por arriba de los eventos más antiguos, debido a su similitud litológica y a su posición estratigráfica, siendo el último evento registrado de la actividad magmática de esta caldera.

### **Edad del CVBN**

La actividad del CVBN es posterior al Basalto Ciganda, ya que sus primeras etapas se apoyan sobre estos mantos básicos. La edad de la Formación Somún Curá, basada en dataciones radimétricas, varía entre  $33 \pm 3$  y  $26 \pm 3$  Ma (Ardolino, 1981). Estas lavas son en parte equivalentes temporalmente con la subyacente Tobas de Sarmiento que se correlacionan con las tobas portadoras de fauna de edad mamalífera Deseadense (37 a 27 Ma, Marshall *et al.*, 1983) mientras que las tobas que sobreyace a la Formación Somún Curá, pueden ser correlacionada con las tobas del Mioceno inferior que contienen la fauna Colhuehuapense (23 a 24 Ma, Marshall *et al.*, 1983).

Posteriormente a este evento tuvo lugar, en el sector occidental de la meseta, un volcanismo importante que afectó una gran superficie, dando como resultado una secuencia de diferentes episodios lávicos y piroclásticos, de composición traquítica que fueron agrupados en el Complejo Volcánico

Talagapa. Uno de estos episodios lávicos es el Basalto Ciganda (Nullo, 2004; Ganduglia, 2005) del Mioceno inferior. Posteriormente tuvo su actividad el CVBN en el área de la caldera Talagapa Chico, siendo más joven, lo que permite asignarle una edad post miocena inferior a la base de la secuencia, sin poder determinar la edad de los últimos episodios (Nullo, 2004).

## **Evolución del volcanismo**

Se pueden diferenciar dos tipos bien marcados de mecanismos volcánicos ocurridos en la zona. Por un lado los cuerpos basálticos relacionados con la proveniencia de conductos independientes de dimensiones pequeñas y teniendo una amplia distribución regional y proveniencia profunda, sin diferenciar. Por otro lado, se encuentra la actividad magmática traquítica, que provendría de calderas de mayores dimensiones, asociadas a importantes eventos explosivos y relacionados temporalmente con las secuencias piroclásticas. Se supone que los productos lávicos, en este caso, provienen de una cámara magmática evolucionada en la corteza, donde se homogeneizaron los magmas y arribaron a la superficie con composiciones variadas, en general más ácida que la original (Nullo, 2004; Ganduglia, 2005).

Estas características no son diferentes a la de otros volcanes del mundo con secuencias basálticas-riolíticas-basálticas donde la evolución de la serie litológica basalto alcalino-traquita/riolita alcalina es típica de asociaciones encontradas en zonas volcánicas extensionales.

El inicio de la actividad magmática en la caldera Talagapa Chico está registrado por la presencia de un banco compuesto por escoria y *spatter* extremadamente vesiculado de brechas basálticas, donde predominan las bombas fusiformes y bloques. Se los ha interpretado como depósitos típicos de erupciones estrombolianas muy proximales con velocidades de ascenso bajos.

Le siguieron unos 80 m de depósitos piroclásticos formados por una o más erupciones explosivas de tipo pliniano, que generaron depósitos de flujos piroclásticos con gradación inversa de fragmentos pumíceos y gradación normal en líticos, intercalados con bancos menos potentes de depósitos de caída y escasos bancos de oleadas piroclásticas tipo *ground surge* con estructuras unidireccionales.

La presencia de vegetación carbonizada como la que se encontró al este del puesto de la estancia La Dolores, indicaría temperaturas de los flujos piroclásticos de entre 200-500° C.

Le siguen potentes flujos de traquitas. Con bases caracterizadas por bordes de enfriamiento ricos en vidrio negro. Por su naturaleza viscosa los flujos lávicos son de corto recorrido y elevado espesor o tienden a formar domos debido a su altura crítica.

La efusión de las tobas descritas como ignimbrita roja, no difieren mayormente de los flujos iniciales, salvo por la presencia de abundante material ferruginoso que caracteriza a estos depósitos. Esta particularidad indica que la actividad volcánica fue recurrente, con la generación de plumas plinianas y el consecuente colapso-formación de flujos piroclásticos y tobas asociadas.

Un rasgo característico de la ignimbrita superior es la importante soldadura, acentuando la idea de un emplazamiento a altas temperaturas, que se ve confirmado ante la presencia de un fuerte desarrollo de disyunción columnar y abundantes *flammas* en todos los niveles.

La presencia de porfidos traquíticos con cierto control estructural muestra una etapa diferente a las etapas anteriores, ya que se presentan relativamente alineados al recorrido del arroyo Cita y caracterizándose por tener una mineralogía diferente al resto de las rocas aflorantes. Estos cuellos volcánicos representan una fase póstuma de la actividad del volcán Talagapa Chico.

El último episodio de actividad magmática se manifiesta con derrames basálticos provenientes de pequeños conos individuales, como el del cerro Negro, cuyas coladas presentan una importante extensión y cobertura areal.

## Conclusiones

- Se describen por primera vez los diferentes episodios lávico-proclásticos de la caldera Talagapa Chico, localizada en el oeste de la meseta de Somún Curá.
- Se asimila la evolución del magmatismo en este centro volcánico, con los episodios descriptos para el CVBN.
- De acuerdo a criterios estratigráficos se determinó que la actividad de este volcanismo fue posterior al Mioceno inferior, sin poder precisar cuando ocurrieron los últimos eventos.

**Agradecimientos.** Los autores agradecen a la Universidad de Buenos Aires y a Wintershall Energía S.A. por haber financiado las tareas de campo.

## Bibliografía

- Ardolino, A. A., 1981. El vulcanismo cenozoico del borde suroccidental de la meseta de Somún Curá, provincia del Chubut. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas III – 23.
- Ardolino, A. A., 1987. Descripción geológica de la Hoja 42f, Sierra de Apas, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 203: 1-110. Buenos Aires.
- Ardolino, A. A. y Franchi, M.R., 1993. El vulcanismo cenozoico de la Meseta de Somún Curá provincia de Río Negro y Chubut. XII Congreso Geológico Argentino, Actas IV: 225 – 235.
- Ardolino, A. A., Franchi, M., Remesal, M. y Salani, F. 1999. El vulcanismo en la Patagonia Extraandina. Geología Argentina. Ed. R. Caminos. SEGEMAR. Anales 29:579-612.
- Ardolino, A. A., M. Lizuáin y F. Salani, 2004. Mapa Geológico de la Hoja 43-69 - II, Gan Gan, 1:250.000, provincia del Chubut, Segemar.
- Coira, B., 1979. Descripción geológica de la Hoja 40d, Ingeniero Jacobacci, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 168. Buenos Aires.
- Corbella, H., 1984. El vulcanismo de la altiplanicie de Somuncurá. Congreso Geológico Argentino, Relatorio I: 267-300.
- Franchi, M. y F. Nullo, 1986. Las tobas de Sarmiento en el macizo de Somuncurá. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 41 (1-2): 219-222.
- Ganduglia, T., 2005. Geología de la caldera Talagapa Chico, Chubut. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Trabajo Final de Licenciatura, inédito.
- Kay, S.M., Ardolino, A., Franchi, M. y Ramos, V.A., 1993. El origen de la meseta de Somún Curá: distribución y geoquímica de sus rocas volcánicas máficas. XII Congreso Geológico Argentino, Actas IV: 236 – 248.
- Kay S. M., M. Gorrington y V. A. Ramos, 2004. Magmatic sources, settings and causes of Eocene to Recent Patagonian plateau magmatism (36°S to 52°S latitude). Revista de la Asociación Geológica Argentina. 59 (4): 556-568.
- Marshall, L.G., R. Hoffstetter y R. Pascual, 1983. Geochronology of the continental mammal-bearing Tertiary of South America. *Paleovertebrae. Memoir*: 1-93 p.
- Nullo, F., 2004. Geología al norte de Gan Gan, Provincia del Chubut. Wintershall Energía, inédito.
- Remesal M.; Salani, F.; Franchi M. y Ardolino A., 1999. Descripción geológica de la Hoja 4169-IV, Maquinchao, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Inédito.
- Remesal M.; Salani, F.; Franchi M. y Ardolino A., 2001. Descripción geológica de la Hoja 4169-IV, Maquinchao, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 312. Buenos Aires.
- Salani, F., 1990. Caracterización geológica y petrológica del vulcanismo ácido terciario de la sierra de Pire Mahuida, Provincia del Chubut. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, inédito.
- Salani, F., Remesal, M., Franchi, M. y Ardolino, A., 2005. Estratigrafía del complejo Volcánico Barril Niyeu, oeste de Somún Curá, Provincias de Río Negro y Chubut. XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata. Actas: 795-801.(CD).

