

Evolución termobárica del ortogneis peraluminoso del noroeste de la sierra de Velasco, La Rioja

Juana N. ROSSI, Alejandro J. TOSELLI y Miguel A. BÁEZ

Instituto Superior de Correlación Geológica (INSUGEO), Facultad de Cs. Naturales, Universidad Nacional de Tucumán. Miguel Lillo 205 – 4000-Tucumán. E-mail: ajtoselli@infovia.com.ar

RESUMEN. El Ortogneis Antinaco que constituye el bloque noroccidental de la sierra de Velasco, está representado por ortogneises porfiroides de grano grueso, biotítico muscovíticos, con granate y silicatos de aluminio accesorios. El protolito es un granito porfiroide peraluminoso, que fue deformado en un estadio protomilonítico, cuya foliación es de rumbo NNO y fuerte buzamiento al ENE, asociada con el estiramiento de minerales laminares. Porfiroclastos de feldespato rotados indican desplazamiento según el buzamiento, de E a O. Los datos químicos de granate, biotita, plagioclasa, muscovita y silicatos de aluminio, presentados aquí, así como sus texturas, evidencian mecanismos de deformación en condiciones de altas temperaturas y presiones medias en la evolución termobárica de este importante bloque de sierra, quedando registrados un pico máximo de presión estimado en 6 kb y tres episodios de descompresión isotérmica a temperaturas entre 591-588 °C y presiones descendentes de 4,3, 3,4 y 2,7 kb, respectivamente. La descompresión pudo haber favorecido, además del ascenso de este bloque, el emplazamiento del granito porfírico tardío de San Blas, situado al este, cuya edad absoluta se encuentra dentro del Carbonífero inferior. A pesar de no contar con la edad de cristalización del Ortogneis Antinaco, las relaciones geológicas con el Granito San Blas y su correlación con las milonitas de la Puntilla de Copacabana, sugieren que la intrusión y deformación ocurrieron durante el Devónico.

Palabras clave: *Ortogneis Antinaco, Deformación devónica, Termobarometría, Descompresión isotérmica*

ABSTRACT. *Thermobaric evolution of the peraluminous orthogneiss, north-western Sierra de Velasco, La Rioja.* The Antinaco orthogneiss forms a mountain block located in the north-western sector of the Sierra de Velasco. It consists of coarse-grained biotite-muscovite-bearing porphyritic orthogneisses, with accessory garnet and kyanite/sillimanite. The protolith is a porphyroid peraluminous granite that was deformed into protomylonitic zones with NNW- striking, steeply ENE – dipping foliation which contain down-dip stretching of mica minerals. Rotated feldspar porphyroclasts indicate an east-over-west movement sense. Chemical data from garnet, biotite, plagioclase, muscovite, and aluminosilicates as well as their textures, indicate high temperature and middle pressure conditions of deformation. The thermobaric evolution of this important block records a pressure peak of 6 kb and three episodes of isothermal decompression with temperatures ranges between 591 and 588 °C and decreasing pressures of 4.3, 3.4, and 2.7 kb, respectively. The unloading could have allowed the emplacement of the Early Carboniferous San Blas porphyritic granite to the east. Despite the lack of a crystallization age for the Antinaco Orthogneiss, the geological relationships with San Blas Granite and their correlation with the mylonites of the La Puntilla de Copacabana, suggest it formed as the result of a Devonian intrusion and deformation.

Key words: *Antinaco Orthogneiss, Devonian deformation, Thermobarometry, Isothermal decompression*

Introducción

El Ortogneis Antinaco aflora desde el extremo noroccidental de la sierra, conocido como Señor de la Punta a los 28°28'27"S y 67°16'17"O, y hacia el sur en las quebradas de Tuyuvil: 28°36'1"S y 67°12'69"O, y la quebrada de Amushina 28°26'15"S y 67°11'9"O (Fig. 1).

Es de notar que Bodenbender (1911, 1916) ya lo había reconocido como granito gnésico. Sin embargo, más tarde, el bloque noroccidental de la sierra de Velasco fue interpretado durante mucho tiempo como basamento metamórfico y/o rocas migmatíticas (González Bonorino 1950; Turner 1971 y De Alba 1979), hasta que Rossi *et al.* (1999, 2000) reconocieron el origen magmático, y describieron en detalle la petrografía y las texturas de deformación, como así también las relaciones geológicas con el granito no deformado San Blas que indican

la edad relativa más joven de este último, al haberse hallado dentro del mismo, a lo largo del contacto, inclusiones del ortogneis. No se han encontrado tabiques o remanentes de la roca de caja que pudieran estimar el nivel de emplazamiento del ortogneis.

Las corneanas reconocidas por Bodenbender (1911, 1916) en el extremo nor-oriental del Velasco (Fig. 1) fueron descritas por Rossi *et al.* (1997) y se presentan como inclusiones o septos en los granitoides, conteniendo la paragénesis cordierita-biotita-feldespato potásico-sillimanita, indicativa de alta temperatura y baja presión, sugiriendo el emplazamiento somero de estos granitoides.

En el flanco sud-occidental de Velasco, Coira *et al.* (1968), también reconocieron corneanas y Bellos *et al.* (2002) las describieron en el área de los granitoides de La Puerta, como inclusiones y tabiques en granodiorita. Las rocas son oscu-

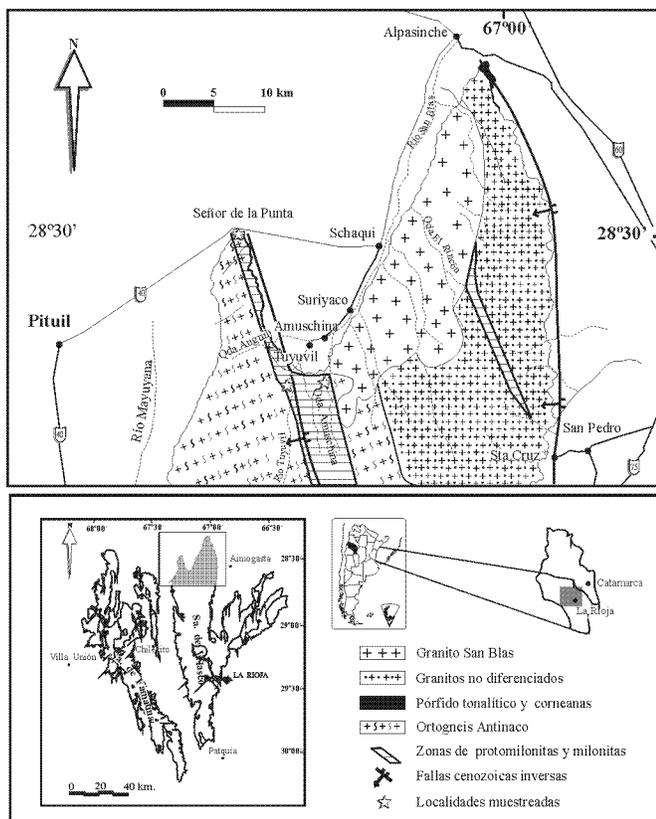


Figura 1: Mapa geológico del norte de la sierra de Velasco.

ras, de grano fino y consisten en feldespato potásico, cordierita, biotita, andalucita y/o sillimanita, cuarzo y menores cantidades de plagioclasa.

El Ortogneis Antinaco forma parte de las fajas deformadas, desde cataclásticas en transición a milonitas que son frecuentes en el basamento de las Sierras Pampeanas. Caminos (1979) ya había observado que son muy comunes en los granitos de las Sierras Pampeanas Noroccidentales, cuyas variedades porfíroides pasan a gneises de ojos muy foliados. El rumbo de estas fajas es generalmente N a NO. Una observación muy importante de Caminos (1979) es que la deformación es más antigua que los estratos del Carbonífero superior del miembro inferior de Paganzo, que descansan intactos sobre los granitos deformados. La edad mínima de la deformación fue acotada así por debajo del Carbonífero medio.

López y Toselli (1993), López *et al.* (1996a, 1996b) definieron fajas de deformación y realizaron análisis cinemático en las sierras de Copacabana, Paimán y Velasco (Faja milonítica TIPA). Neugebauer (1996) reconoció a su vez, tres fajas de deformación en la sierra de Fiambalá. Las conclusiones obtenidas por dichos autores son coincidentes en el sentido regional: las deformaciones dúctiles en los granitoides y rocas de caja produjeron una marcada foliación submeridional, con una lineación de estiramiento pronunciada y en general, de alto buzamiento. El análisis cinemático en fenoclastos asimétricos indicaría desplazamientos hacia el oeste provocando cabalgamientos de los bloques orientales sobre los occidentales en un régimen compresivo.

En el extremo noroccidental de la sierra de Velasco, la defor-

mación se produjo en niveles relativamente profundos, con paragénesis minerales en facies de anfibolitas barrowianas (cianita-sillimanita-granate) cuyo pico metamórfico habría superado los 600° C y presiones de 6.5 – 8 kb (Rossi *et al.* 1999).

En este trabajo se interpretaron los análisis químicos obtenidos con microsonda de granates, biotitas, plagioclasas, muscovitas, silicatos de aluminio e ilmenita de estos ortogneises, y los cálculos termobarométricos demuestran que luego de la fase compresiva y el pico metamórfico, se inició una descompresión en condiciones isotérmicas, manteniéndose las temperaturas altas durante el proceso.

Metodología de trabajo

Se presentan tres análisis de roca total del ortogneis Antinaco, con elementos mayores, trazas y tierras raras, realizados por ICP (*Inductively Coupled Plasma*) para los elementos mayores e ICP-masas para trazas y tierras raras en los laboratorios de ACTLABS de Canadá.

Las muestras para termobarometría provienen del Señor de la Punta (Fig. 1). Los minerales se analizaron en una microsonda Camebax-Cameca SX 50 del Laboratorio Central del Instituto de Mineralogía de la Universidad del Ruhr, Bochum, Alemania. Las condiciones de operación fueron 15,0 Kv de aceleración y corriente de 15,0 nA. Se obtuvieron un total de 158 análisis. Las fórmulas estructurales de los minerales, así como Fe^{3+} y Fe^{2+} en granate y H_2O en micas, se calcularon usando una adaptación del programa MINCALC de ese laboratorio.

Los cálculos termobarométricos se obtuvieron con el programa TWQ de Berman (1991) y los ajustes de intersección mediante el subprograma INTERSX, del mismo autor.

Geoquímica de roca total

Los análisis de roca total del Ortogneis Antinaco se presentan en el Cuadro 1. El contenido de SiO_2 varía desde 66 % a 70%. El índice de saturación en alúmina $A/CNK = 1,21$ a $1,43$, indica un granito fuertemente peraluminoso. Las tierras raras normalizadas a corteza continental (Taylor y Mc Lennan 1985) muestran un enriquecimiento de dos veces el patrón y un diseño plano indicador de una fuente cortical carente de granate (Fig. 2 A). La fuerte anomalía negativa de europio sugiere fraccionación de feldespatos en la fuente. El diagrama de multielementos normalizados a corteza continental (Taylor y Mc Lennan 1985), muestra un enriquecimiento general de dos veces la corteza, con anomalía positiva de Rb, negativa de Ba, una fuerte anomalía negativa de Sr y otra menor de Ti. La anomalía de Sr puede ser por herencia de material sedimentario maduro (Fig. 2 B). Es de notar que tanto los patrones de multielementos como los de Tierras Raras representados aquí, se repiten constantemente en los granitos peraluminosos de la Zona Batolítica Central de las Sierras Pampeanas (Rapela *et al.* 1996, Rossi *et al.* 2002).

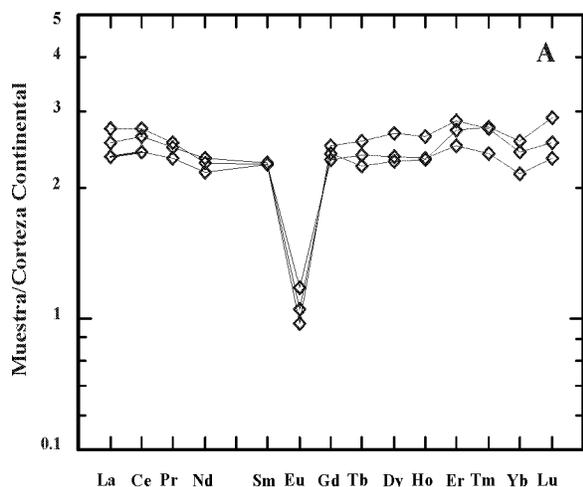
Composiciones químicas de los minerales paragéneticos

Granate: El granate se presenta como fenoclastos disper-

Cuadro 1: Datos analíticos de elementos mayores, trazas y tierras raras del Ortogneis Antinaco

Muestra	6156	6519	6522
SiO ₂	66,20	70,44	68,14
TiO ₂	0,63	0,53	0,70
Al ₂ O ₃	15,37	14,09	14,82
Fe ₂ O ₃	4,76	4,11	5,27
MnO	0,09	0,07	0,11
MgO	1,49	1,32	1,93
CaO	2,17	1,23	1,54
Na ₂ O	2,79	2,07	2,00
K ₂ O	3,83	4,70	3,94
P ₂ O ₅	0,20	0,22	0,23
LOI	1,22	1,57	1,80
Total	98,75	100,36	100,48
Cr	32	45	49
Co	31	37	13
Sc	12	13	14
V	65	61	83
Rb	181	178	121
Cs	6,10	6,4	5,8
Ba	357	439	494
Sr	102	91	110
Ta	0,27	2,92	1,26
Nb	17,6	17,7	8,0
Hf	6,7	5,6	5,4
Zr	216	203	240
Y	53	62	60
Th	17,90	18,3	16,5
U	2,29	2,53	2,02
La	43,80	37,70	40,80
Ce	90,50	79,90	86,40
Pr	9,90	9,09	9,68
Nd	36,50	34,70	37,50
Sm	7,91	7,90	8,02
Eu	1,30	1,07	1,16
Gd	7,68	8,28	7,91
Tb	1,43	1,54	1,35
Dy	8,71	9,90	8,50
Ho	1,82	2,05	1,81
Er	5,50	6,26	5,97
Tm	0,77	0,87	0,88
Yb	4,76	5,33	5,62
Lu	0,70	0,765	0,868

sos, alargados de 1,5 a 2 mm, rodeados por biotita y/o muscovita, en cuyos contactos los bordes suelen ser euhedros. Las fracturas son comunes y rellenas de mica secundaria y óxidos de hierro. Las inclusiones son raras, siendo el cuarzo y algunas micas alteradas las más comunes. En general se encuentra fresco y sin efectos de retrogradación (Rossi *et al.* 1999).



El Cuadro 2 muestra composiciones seleccionadas de los granates, en óxidos y sus fórmulas estructurales. La composición promedio en moles % de los miembros extremos son: almandino 63,50 %, piropo 11,50 %, espesartina 19,80 % y grosularia 5 %. El contenido relativamente alto de espesartina sostiene un origen magmático para el granate (Miller y Stoddard 1981), contrariamente a lo sugerido por Le Corre y Rosello (1994) quienes plantean un origen sindeformacional o metamórfico para el mismo.

En el Cuadro 3 se muestran las fracciones molares de almandino, piropo, espesartina y grosularia promedio, junto con el porcentaje en SiO₂ y el índice de saturación en alúmina (ASI), de la roca total que los contiene. Con el fin de comparar, se añadieron las fracciones molares de miembros extremos de granates de otras fuentes y orígenes. Aquellos granates con alto contenido en espesartina (más del 30%) son típicos de granitos félsicos, de más de 70% de sílice y peraluminosidad débil, (ASI:1,0 a 1,1) como los de Old Woman-Piute Mountains (Miller y Stoddard, 1981); Ruby Mountains (Kistler *et al.*, 1981); Suqii-Waaga (Kebede *et al.* 2001) y Arabian Shield (du Bray 1988), mientras que los granates con moderado contenido de espesartina (10 a 20%) acompañan a granitos más peraluminosos con ASI: 1,1 a 1,4 y el contenido en sílice es generalmente menor de 73%, como el Ortogneis Antinaco (este trabajo) y el granito de Damara (Jung *et al.* 2001). Los granates de origen restítico y los de migmatitas cordieríticas son pobres en espesartina (menos del 5%), dando como ejemplos el plutón Cardigan (Plank 1987) y la migmatita cordierítica-granatífera de Quilmes (Rossi *et al.* 1987).

En el diagrama triangular de la figura 3, los granates magmáticos se diferencian bien de los de otros orígenes, proyectándose hacia el flanco almandino-espesartina, mientras que el granate de la migmatita de Quilmes y el granate restítico del plutón Cardigan se proyectan hacia el flanco almandino-piropo.

Los perfiles realizados en granate (Figs. 4 A, B, C, D) muestran los porcentajes molares de los miembros extremos. La tra-

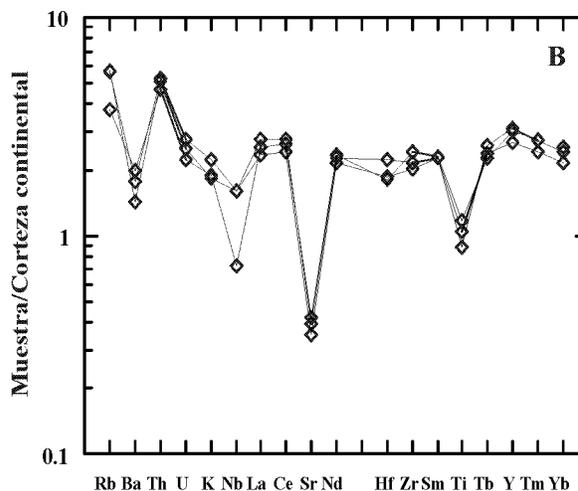


Figura 2: Elementos trazas y tierras raras. A: Diagrama de tierras raras, B: Diagrama de multielementos, normalizados a corteza continental (Taylor y Mc Lennan 1985).

Cuadro 2: Composiciones representativas de granates y fórmulas estructurales. (Fe² c, Fe³ c, calculado).

Muestra	12026/1	12026/10	12026/3	12026/4	12026/48	12026/50	12027/1	12027/3
SiO ₂	36,58	36,78	36,44	36,72	36,37	36,64	36,46	35,98
TiO ₂	0,00	0,02	0,07	0,02	0,05	0,05	0,03	0,04
Al ₂ O ₃	20,85	21,00	20,94	21,00	20,76	20,99	20,93	20,57
Cr ₂ O ₃	0,01	0,04	0,01	0,03	0,01	0,05	0,01	0,06
FeO	29,55	29,42	29,30	29,47	29,47	28,68	29,50	29,22
MnO	8,86	8,68	8,99	8,83	9,12	9,12	9,27	9,46
MgO	2,52	2,94	2,74	2,64	2,49	2,42	2,45	3,19
CaO	1,64	1,79	1,78	1,72	1,66	1,81	1,52	1,33
Suma	100,00	100,63	100,29	100,40	99,92	99,71	100,16	98,99
FeO c	28,94	28,64	28,49	28,90	28,67	28,50	28,87	28,16
Fe ₂ O ₃ c	0,67	0,86	0,89	0,64	0,89	0,20	0,71	1,18
Si	5,93	5,91	5,89	5,92	5,91	5,95	5,91	5,88
Al ^{IV}	0,07	0,09	0,11	0,08	0,09	0,05	0,09	0,11
Al ^{VI}	3,92	3,89	3,88	3,92	3,88	3,96	3,91	3,84
Fe ³ c	0,08	0,10	0,11	0,08	0,11	0,02	0,09	0,15
Ti	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe ² c	3,92	3,85	3,85	3,90	3,90	3,87	3,91	3,85
Mg	0,61	0,70	0,66	0,64	0,60	0,59	0,59	0,78
Mn	1,22	1,18	1,23	1,21	1,26	1,25	1,27	1,20
Ca	0,29	0,31	0,31	0,30	0,29	0,31	0,26	0,23
Alm	65,04	63,69	63,66	64,56	64,46	64,22	64,76	63,54
Andr	0,10	0,13	0,14	0,10	0,13	0,03	0,09	0,14
Gros	4,63	4,94	4,93	4,82	4,65	5,17	4,28	3,70
Piropo	10,07	11,66	10,90	10,53	9,97	9,74	9,79	12,82
Espes	20,16	19,55	20,35	19,99	20,78	20,82	21,07	19,80
Uvaro	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00

za de los perfiles indican zonación del granate: el contenido en grosularia disminuye desde el centro hacia los bordes, la espesartina por el contrario, tiende a aumentar hacia los bordes, como así también el almandino. El piropo disminuye desde el centro a los bordes. Las zonaciones químicas de los nucleos se interpretan como primarias, de origen magmático, mientras que la zonación de borde es de origen metamórfico.

Plagioclasa: La plagioclasa a pesar de la deformación, y de participar en fábricas cataclásticas conserva frecuentemente un hábito tabular. Los granos presentan deformación interna con orientación heterogénea de planos de macla y zonado irregular en parches (patchy zoning). Las maclas de deformación se presentan a menudo con acuñamientos dentro del cristal.

Sin embargo los perfiles revelan un zonado de composición normal, asimétrico, con nucleos de An 35 (andesina ácida) y bordes de An 27 (oligoclasa básica) que se interpreta como magmático (Fig. 5). El cuadro 4 muestra las composiciones de plagioclasas seleccionadas.

Biotita y muscovita: La biotita se encuentra en proporción mayor que muscovita, presentándose en forma de cintas alargadas y torsionadas, que envuelven a los fenoclastos. Son comunes en ellas, los pliegues kink y fracturas. En las bandas más gruesas, se encuentran fragmentos de biotita rotados a modo de clastos que son envueltos por las cintas del mismo mineral (Rossi *et al.* 1999). A pesar de la fuerte deformación, no presenta indicios de alteración o retrogradación. Las com-

Cuadro 3: Fracciones molares medias de almandino, piropo, espesartina y grosularia del Ortogneis Antinaco, otros granates magmáticos, granate de migmatita y granate de origen restítico.

	Ortogneis Antinaco (este trabajo)	Miller & Stoddard (1981)	Kistler et al. (1981)	Kebede et al. (2001)	Du Bray (1988)	Jung et al.2001	Migmatita cordierítica Quilmes (Rossi et al.1987)	Plank (1987) Cardigan Pluton
X _{Fe}	0,635	0,543	0,595	0,518	0,559	0,729	0,685	0,728
X _{Mg}	0,115	0,027	0,036	0,021	0,096	0,094	0,262	0,212
X _{Mn}	0,198	0,410	0,341	0,426	0,317	0,167	0,025	0,025
X _{Ca}	0,050	0,021	0,028	0,019	0,010	0,009	0,027	0,032
%SiO ₂ roca	66-70	74,6	74,3	74-76	74-76	73-75	-----	-----
Indice ASI	1,21-1,43	1,08-1,16	1,196	0,97-1,06	débil peral.	1,00-1,31	-----	Peraluminoso

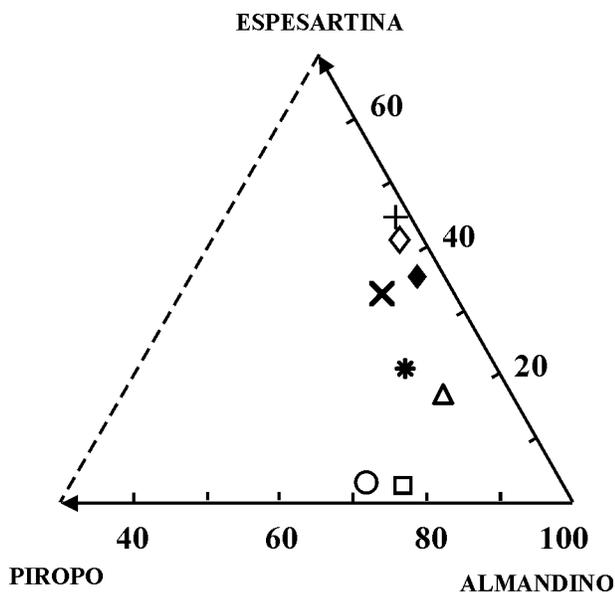


Figura 3: Diagrama triangular con porcentajes de almandino, piropo y espesartina. Símbolos, cruz: Suqii Pluton, (Kebede et al.2001); rombo: Piute Range, (Miller y Stoddard 1981); rombo relleno: Ruby Mountain (Kistler et al.1981); equis: Arabian Shield (du Bray 1988); estrella : Ortogneis Antinaco; triángulo: Damara Orogen (Jung et al.2001); círculo: Migmatita de Quilmes (Rossi et al. 1987); cuadrado: Cardigan Pluton (Plank 1987).

posiciones de las biotitas reflejan su origen magmático en el protolito granítico peraluminoso. El componente siderofilita predomina, por proyectarse los valores de Al^{IV} y $Fe/Fe+Mg$ dentro de ese cuadrante composicional (Fig.6 A). En el diagrama $Al_{total} - Mg$, de Nachit *et al.* (1985), las biotitas se proyectan en el campo de los granitoides alúmino-potásicos. (Fig. 6 B). En el Cuadro 5 se muestran las composiciones de biotitas y muscovitas. seleccionadas.

En las biotitas, el contenido en Ti es significativo, cuando coexisten con fases saturadas en Ti como ilmenita y/o rutilo y el mismo aumenta con la temperatura y grado metamórfico (Guidotti *et al.* 1977).

Patiño Douce et al. (1993) y Patiño Douce (1993), propuso un modelo de solución de Mg, Fe, ^{VI}Al y Ti en biotita, asociada a granate, silicato de aluminio, cuarzo, rutilo y/o ilmenita, aplicable como geotermómetro no sólo a rocas metamórficas pelíticas, sino también a granitoides peraluminosos de esa composición mineral.

Se detectó ilmenita, en granos pequeños y escasos. La composición de un espécimen, en relación con biotita, se expresa en el Cuadro 7. La presencia de este mineral de titanio sugiere que las soluciones de Ti en sitios octaédricos, tanto en biotitas como muscovitas se hallan saturadas con respecto a ilmenita que actuó como *buffer* en la asociación mineral.

La Fig. 6 C muestra la proyección de Ti versus Mg/Fe en las biotitas notándose una leve disminución de Ti con la relación Mg/Fe . Las biotitas con menor contenido de Ti y mayor contenido de Mg son las coexistentes con mica blanca y cianita o sillimanita. Las texturas relicticas de los silicatos de aluminio y las pequeñas diferencias en contenido de Ti y Mg

de las biotitas, sugieren que las biotitas y micas blancas son de neoformación.

La muscovita, por otra parte, se encuentra en el rango composicional correspondiente a los granitos peraluminosos,

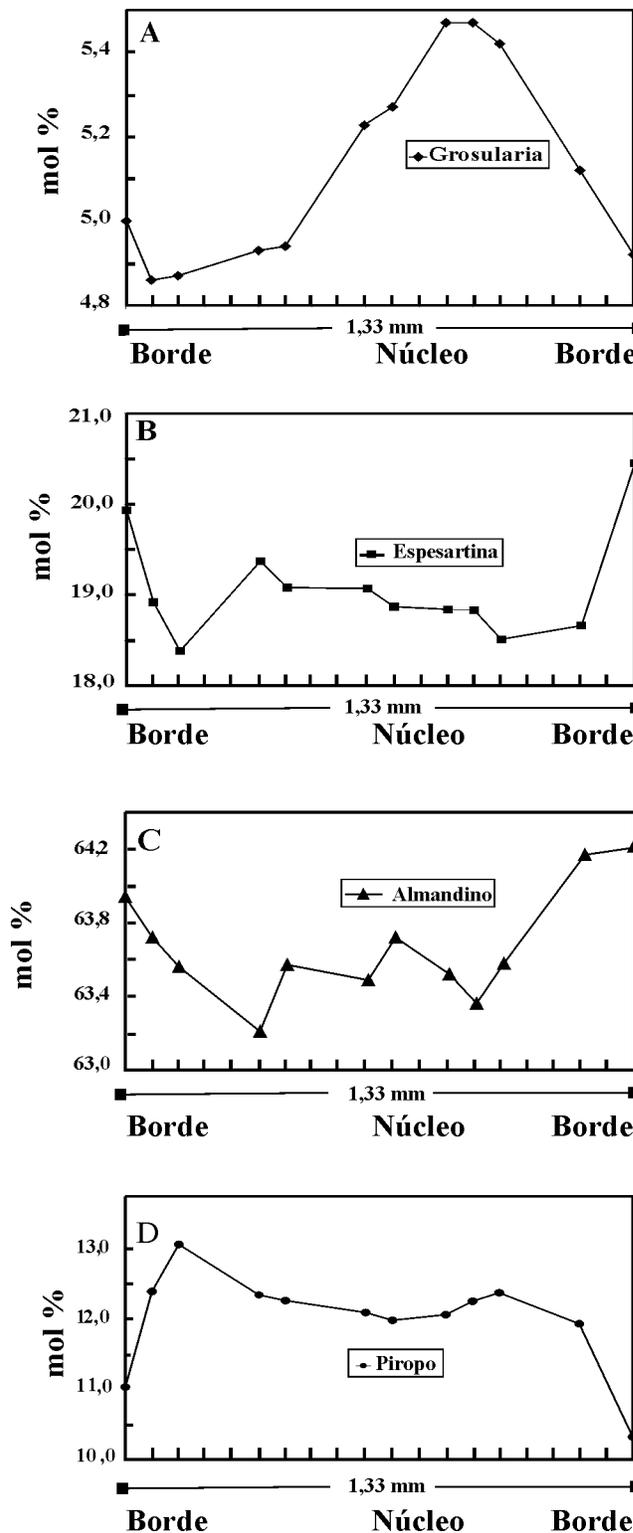


Figura 4: Perfiles químicos en porcentaje en moles de los miembros extremos de granate.

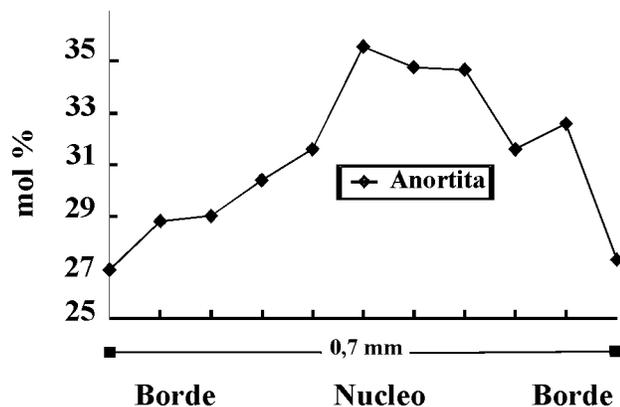


Figura 5: Perfil químico de plagioclasa, en porcentaje en moles de anortita.

con o sin silicatos de aluminio, dados por Miller *et al.* (1981), (Cuadro 6). Asimismo, el contenido promedio de TiO_2 es de 0,48%, lo que supera al mínimo de 0,4 % dado para las muscovitas de este tipo de granitos, según Anderson (1996).

Cianita y sillimanita: Los silicatos de aluminio se encuentran como relictos en las micas blancas y coexisten ambos: cianita y sillimanita. Es común encontrar prismas de sillimanita incluidos en secciones tabulares de cianita con su clivaje característico, se lo interpreta como un desarrollo epitaxial de la primera en la segunda. Las composiciones de los silicatos de aluminio se pueden ver en el Cuadro 7. El contenido en Fe_2O_3 oscila desde 0,5 % a 1%.

Termobarometría

La asociación mineral que se tomó para los cálculos termobarométricos es biotita + muscovita + granate + plagioclasa + silicato de aluminio (cianita/sillimanita).

Las reacciones significativas y modelos de solución fueron los empleados por Berman (1991) y desarrollados mediante el programa TWQ (*Thermobarometry with estimation of equilibration state*) de este autor. Los símbolos y abreviaturas de las fases minerales son los propuestos por Kretz (1983).

Una de las reacciones de transferencia neta utilizada es:

1) $2 \text{Sil} + \text{Qtz} + \text{Grs} \ll 3 \text{An}$, de la cual se obtiene el geobarómetro conocido como GASP (por granate, aluminosilicato, sílice y plagioclasa, respectivamente)

La reacción de intercambio Fe-Mg en biotita y granate es la siguiente:

2) $\text{Phl} + \text{Alm} = \text{Ann} + \text{Prp}$, de la cual se obtiene el geotermómetro granate-biotita.

3) $\text{Prp} + \text{Grs} + \text{Ms} = 3 \text{An} + \text{Phl}$

4) $\text{Alm} + \text{Grs} + \text{Ms} = 3 \text{An} + \text{Ann}$

5) $\text{Prp} + \text{Ms} = \text{Phl} + \text{Qtz} + 2\text{Ky}$

6) $\text{Prp} + \text{Ms} = \text{Phl} + \text{Qtz} + 2\text{Sil}$

Las reacciones 3 a 6 son geobarómetros, conocidos como SGAM por sílice, granate, aluminosilicato, micas (Ghent y Stout 1981, Hoisch 1991), estos geobarómetros que se utilizaron, son los recomendados por Anderson (1996).

Las composiciones de las fases minerales medidas corresponden a aquellas que están en contacto mutuo, por ejemplo: contacto granate-biotita, y granate-muscovita-biotita-plagioclasa. El Cuadro 8 muestra las fórmulas catiónicas de tres grupos diferentes en contacto mutuo.

Los resultados se muestran en el diagrama de la Fig. 7, en el que los tres grupos A, B y C del Cuadro 8, representados por los tres triángulos en sombra, indican tres episodios de descompresión isotérmica ya que las temperaturas permanecen altas y con poco cambio. Los promedios de Presión y Temperatura obtenidos mediante el programa de Berman (1991), son respectivamente: $4,3 \pm 1 \text{ Kb}$, $583 \pm 57 \text{ }^\circ\text{C}$; $3,4 \pm 0,6 \text{ Kb}$, $588 \pm 37 \text{ }^\circ\text{C}$ y $2,7 \pm 0,47 \text{ Kb}$, $591 \pm 39 \text{ }^\circ\text{C}$.

La discrepancia en presión de los geobarómetros GASP y

Cuadro 4: Composiciones representativas de plagioclasas y fórmulas estructurales.

Nº muestra	12026/54	12026/56	12026/59	12026/61	12026/63	12026/64
SiO ₂	61,07	59,83	58,13	58,41	58,46	59,64
Al ₂ O ₃	23,74	24,14	25,16	25,03	24,68	23,45
Fe ₂ O ₃	0,01	0,04	0,02	0,05	0,06	0,04
BaO	0,06	0,04	0,10	0,07	0,00	0,00
CaO	5,55	6,00	7,45	7,26	6,88	5,71
Na ₂ O	8,28	7,95	7,37	7,48	7,75	8,31
K ₂ O	0,11	0,24	0,12	0,14	0,17	0,14
Suma	98,82	98,24	98,35	97,98	98,00	97,29
Si	2,74	2,71	2,64	2,64	2,66	2,72
Al	1,26	1,29	1,35	1,35	1,32	1,26
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,27	0,29	0,36	0,35	0,34	0,28
Na	0,72	0,70	0,65	0,66	0,68	0,74
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ab	72,5	69,6	63,7	64,6	66,4	71,9
An	26,9	29,0	35,6	34,7	32,6	27,3
Or	0,6	1,4	0,7	0,8	1,0	0,8

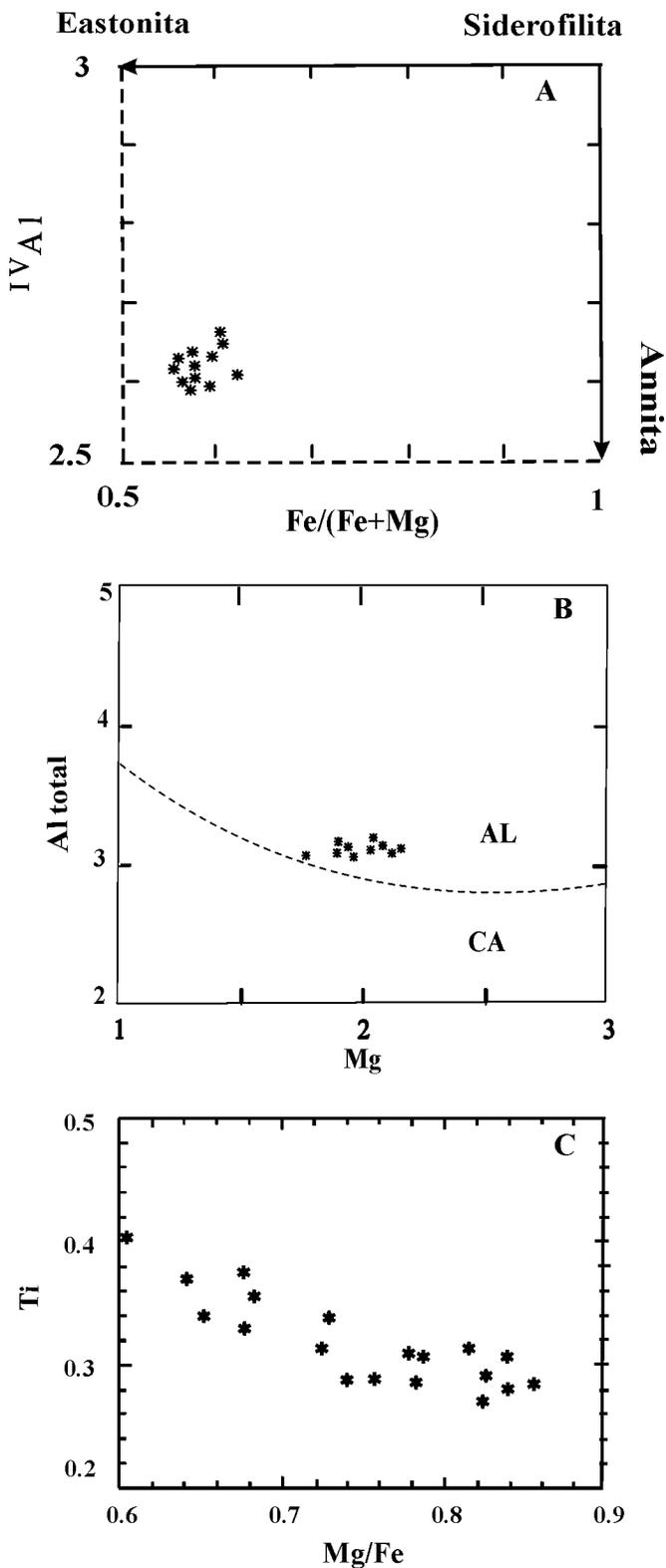
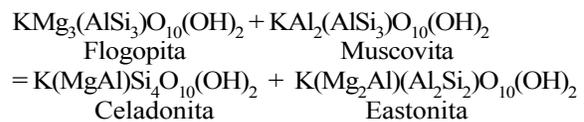


Figura 6: A: Clasificación de las biotitas. Los datos se proyectan en el campo de la siderofilita.

Al^{IV} promedio: 2,62; Fe/(Fe+Mg) promedio: 0,57. B: - Diagrama de Nachit et al. (1985). Las biotitas se proyectan en el campo de los granitos peraluminosos. C: Variación de Ti - Mg/Fe en cationes, de las biotitas

SGAM (Fig.7), como así también en las desviaciones standards de la temperatura, puede deberse al alto contenido en Mn y muy bajo contenido en Ca del granate, (Anderson 1996); pero también es indicación de desequilibrio durante la dinámica de la deformación y posterior ascenso del bloque de sierra durante el Carbónico. El pico de la deformación y metamorfismo pudo estar cercano a 6 - 7 Kb como se estimó anteriormente (Rossi *et al*, 1999).

Con la finalidad de obtener datos independientes de la temperatura, se utilizó el geotermómetro muscovita-biotita de Hoisch (1989), que se basa en el intercambio del componente Tschermak de Mg entre muscovita y biotita coexistentes $(MgSiAl-2)^B = (MgSiAl-2)^M$. La reacción (R₁) correspondiente es la siguiente:



La constante de equilibrio está dada por: $K_{R1} = a_{Cel} a_{Eas} / a_{phl} a_{ms}$

La expresión obtenida por Hoisch (1989), en la que incorporó parámetros de interacción para modelar la no idealidad en la mezcla de cationes en los sitios octaédricos de muscovita y biotita, es la siguiente:

$$T = \frac{500,110 + 0,0147890P - 878,745(X_{Mg}^B - X_{6Al}^B) - 4532,67[X_{Mg}^M(X_{Mg}^M - 2)]}{1 + 0,0237527R \ln K}$$

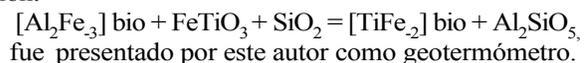
La presión P está dada en bars, T en Kelvin, R = 8.3144 J/K y X_S^m significa fracción molar del elemento S en el sitio octaédrico de la fase mineral m (M = muscovita, B = biotita y la constante de equilibrio $K = 27[(Mg/{}^6Al)^M / (Mg/{}^6Al)^B]$.

Sin embargo, Hoisch (1989) previene que el funcionamiento de este geotermómetro queda restringido dentro de estrechos rangos composicionales de biotitas y muscovitas.

Los valores medios de biotitas y muscovitas del Ortogneis Antinaco fueron comparados con los calibrados por ese autor y se muestran en el Cuadro 9.

La única discrepancia que se observa es en la fracción molar de hierro, superior al valor máximo dado por Hoisch (1989). El cálculo para las temperaturas correspondientes a las presiones obtenidas es: T₁ = 589 °C, para P₁ = 4,3 Kb; T₂ = 574 °C para P₂ = 3,4 Kb y T₃ = 560°C para P₃ = 2,7 Kbars. Dichos valores de T son comparables a los obtenidos aplicando el programa de Berman (1991).

El modelo de solución de Ti en biotita propuesto por Patiño Douce *et al.* (1993) y Patiño Douce (1993), basado en la reacción:



De la reacción de intercambio de Al₂Fe₋₃ y TiFe₋₂ en biotita, en presencia de ilmenita, silicato de aluminio y cuarzo, utilizando el programa de Patiño Douce (1993), se obtuvieron para la mayor presión estimada (6 Kb) alrededor de 766°C y 703 °C, para la menor presión (2,7 Kb). Estas temperaturas tan altas, sugieren que los contenidos en Ti de las biotitas no variaron significativamente con la posterior deformación y metamorfismo y están reflejando los rangos de temperatura de cristalización del magma granítico.

Cuadro 5: Composiciones de biotitas y muscovitas seleccionadas.

Nº muestra	12026/39	12026/49	12026/33	12027/15	12027/20	12027/25
SiO ₂	34,24	34,45	34,48	33,63	34,49	33,25
TiO ₂	2,65	2,44	2,15	2,82	2,64	2,81
Al ₂ O ₃	16,77	16,93	16,99	16,44	17,10	16,80
Cr ₂ O ₃	0,02	0,05	0,09	0,00	0,00	0,00
FeO _{total}	21,26	21,81	21,55	21,35	21,02	21,70
MnO	0,35	0,32	0,25	0,24	0,28	0,36
MgO	8,64	8,69	8,89	8,74	9,17	7,94
CaO	0,02	0,03	0,01	0,00	0,02	0,00
BaO	0,06	0,05	0,14	0,12	0,13	0,11
Na ₂ O	0,10	0,11	0,06	0,07	0,11	0,11
K ₂ O	9,72	9,49	9,87	9,68	9,83	9,52
Cl	0,16	0,12	0,15	0,11	0,14	0,25
F	0,53	0,65	0,60	0,67	0,63	0,52
H ₂ O	3,51	3,48	3,50	3,41	3,51	3,43
O-Cl-F	0,26	0,30	0,29	0,31	0,30	0,27
Suma	98,00	98,30	98,73	97,04	98,89	96,74
Si	5,40	5,41	5,41	5,36	5,38	5,34
Al ^{IV}	2,60	2,59	2,59	2,64	2,62	2,66
Al ^{VI}	0,51	0,54	0,55	0,45	0,52	0,51
Cr	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Ti	0,31	0,29	0,25	0,34	0,31	0,34
Fe	2,80	2,86	2,83	2,85	2,74	2,91
Mn	0,05	0,04	0,03	0,03	0,03	0,05
Mg	2,03	2,03	2,10	2,10	2,13	1,90
Ca	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Na	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03
K	1,95	1,90	1,97	1,97	1,95	1,95
Cl	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,07
F	0,27	0,32	0,30	0,34	0,31	0,26
OH	3,69	3,65	3,66	3,63	3,65	3,67
Nº muestra	12026/38	11718/23	12027/14	12027/16	12027/19	12027/27
SiO ₂	44,66	44,79	45,11	44,69	45,29	44,59
TiO ₂	1,29	0,07	0,41	0,73	0,51	0,21
Al ₂ O ₃	33,25	34,82	33,63	32,97	33,70	33,76
Cr ₂ O ₃	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO _{total}	3,28	2,41	3,33	3,28	3,30	2,95
MnO	0,05	0,00	0,04	0,03	0,06	0,00
MgO	0,70	0,58	0,84	0,77	0,89	0,63
CaO	0,00	0,17	0,00	0,00	0,00	0,02
BaO	0,13	0,00	0,16	0,08	0,18	0,13
Na ₂ O	0,28	0,40	0,38	0,37	0,39	0,32
K ₂ O	9,95	11,10	10,29	10,72	10,33	10,20
Cl	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	0,00
F	0,06	-----	0,07	0,06	0,08	0,08
H ₂ O	4,35	4,40	4,36	4,33	4,38	4,31
Cl-F-O	0,03	0,01	0,03	0,03	0,04	0,03
Suma	98,15	98,76	98,66	98,02	99,14	97,17
Si	6,12	6,09	6,15	6,15	6,16	6,15
Al ^{IV}	1,88	1,91	1,85	1,85	1,85	1,85
Al ^{VI}	3,48	3,68	3,55	3,50	3,54	3,64
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,13	0,00	0,04	0,08	0,05	0,02
Fe	0,38	0,27	0,38	0,38	0,37	0,34
Mn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	0,14	0,11	0,17	0,16	0,18	0,13
Ca	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
Na	0,07	0,11	0,10	0,10	0,10	0,09
K	1,74	1,93	1,79	1,88	1,79	1,80
Cl	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,03	0,00	0,03	0,03	0,04	0,04
OH	3,97	3,99	3,97	3,97	3,96	3,96

*Fórmulas estructurales recalculadas en base a 24 (O, OH, F, Cl).

Cuadro 6: Fórmulas de muscovitas de granitos peraluminosos con distintas asociaciones minerales y promedio de muscovitas del Ortogneis Antinaco.

Asociación Mineral	ms + bt	ms+bt+grt	ms+grt	bt+ms+grt+sil	Ortogneis Antinaco
Si	6,23	6,25	6,21	6,19	6,14
Ti	0,07	0,05	0,07	0,01	0,06
Al ^{VI}	3,44	3,46	3,25	3,69	3,52
Al ^{IV}	1,77	1,75	1,99	1,81	1,86
ΣAl	5,21	5,21	5,24	5,50	5,38
ΣMg+Fe	0,60	0,61	0,57	0,37	0,54
(Na/Na+K)100	7,73	5,62	9,30	8,02	4,63

*Datos de Miller *et al.* 1981

Discusión

De las relaciones geológicas, de los análisis texturales y paragénesis minerales de la deformación y metamorfismo, así como las investigaciones geoquímicas, efectuados en trabajos previos, los datos químicos de los minerales y los resultados termobarométricos obtenidos, permiten interpretaciones que contribuyen a dilucidar la historia tectonomagmática de los plutones y fajas de deformación septentrionales de la sierra de Velasco.

Los datos termobarométricos nos dicen que la deformación y el metamorfismo del Ortogneis Antinaco se produjeron en condiciones de altas temperaturas, cercanas a 600°C y que la presión máxima se estima en 5 - 7 Kb por la presencia de cianita relictica, asociada a sillimanita. La temperatura se man-

tuvo alta, con valores superiores a los 560°C, durante la descompresión cuando el plutón comenzó su proceso de ascenso y exhumación. Las relaciones geológicas con el granito porfírico San Blas, carente de deformación, sugieren que el ascenso y emplazamiento del mismo estarían vinculados con el proceso de deformación y descompresión del Ortogneis Antinaco. La edad K-Ar del granito San Blas, de 328 ± 10 Ma obtenida por McBride *et al.* (1976), la edad Rb-Sr de 332 ± 6 Ma obtenida por Rapela *et al.* (1982) y recientemente por Báez *et al.* (2004), de 334 ± 5 Ma, por U-Pb convencional en zircones, sitúan la edad de cristalización del Granito San Blas en el Carbonífero inferior.

Si tenemos en cuenta que la deformación del Ortogneis Antinaco está vinculada espacial y temporalmente con la faja milonítica TIPA, cuyas edades máximas de 402 ± 2 Ma en la

Cuadro 7: Composiciones y fórmulas estructurales de silicatos de aluminio e ilmenita.

Nºmuestra	Silicatos de Aluminio					Ilmenita
	12026/43	12026/44	12026/45	12027/29	12027/28	12027/9
SiO ₂	35,94	35,83	35,75	36,44	36,08	1,18
TiO ₂						52,95
Al ₂ O ₃	62,18	62,30	62,22	62,33	61,92	1,40
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00
FeO						35,63
Fe ₂ O ₃	0,56	0,68	0,67	0,94	0,54	-----
MnO	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	1,93
MgO						0,06
CaO						0,22
ZnO	0,00	0,03	0,00	0,14	0,00	-----
Suma	98,80	99,02	98,78	100,08	98,69	94,23
Si	0,98	0,98	0,98	0,99	0,99	-----
Al	2,01	2,01	2,01	1,99	2,00	-----
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-----
Fe ³⁺	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	-----
Fe						0,77
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04
Mg						0,00
Ca						0,01
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	3,00	3,01	3,01	3,00	3,00	0,82
Ti						1,02
Cr						0,00
Al						0,04
Si						0,03
Suma						1,09

Cuadro 8: Fórmulas catiónicas de los minerales utilizados en termobarometría.

Plagioclasas			
	A	B	C
Muestra nº	12026/54	12026/51	12027/22
Ca	0,267	0,323	0,368
Na	0,720	0,669	0,646
K	0,006	0,008	0,013
Ba	0,001	0,000	0,000
Granates			
Muestra nº	12026/50	12026/48	12027/1
Mg	0,586	0,602	0,591
Fe2+	3,869	3,895	3,914
Mn	1,254	1,256	1,273
Ca	0,314	0,289	0,264
Biotitas			
Muestra nº	12026/49	12026/47	12027/2
Si	5,406	5,402	5,370
AlIV	2,594	2,598	2,630
AlVI	0,537	0,587	0,503
Cr	0,006	0,003	0,000
Ti	0,288	0,266	0,329
Fetotal	2,862	2,789	2,859
Mn	0,042	0,038	0,043
Mg	2,033	2,059	1,936
Ca	0,006	0,002	0,000
Ba	0,003	0,005	0,009
Na	0,034	0,037	0,035
K	1,899	1,918	1,931
Muscovitas			
Muestra nº	12026/38	12026/46	12027/19
Si	6,116	6,134	6,147
AlIV	1,884	1,866	1,853
AlVI	3,482	3,759	3,536
Cr	0,004	0,000	0,000
Ti	0,133	0,000	0,052
Fetotal	0,376	0,265	0,375
Mn	0,005	0,005	0,007
Mg	0,143	0,103	0,181
Ca	0,000	0,000	0,000
Ba	0,007	0,008	0,001
Na	0,075	0,081	0,102
K	1,738	1,756	1,789

Sierra de Copacabana, y las mínimas en la Sierra de Fiambalá de $342,3 \pm 1,8$ Ma. fueron obtenidas por Sm-Nd en granate, y por U-Pb en apatita, respectivamente (Höckenreiner *et al.* 2003), entonces, la duración de la deformación abarcaría un largo proceso de 60 Ma. que habría mantenido la corteza a elevada temperatura, favoreciendo la intrusión de granitos posttectónicos en el Carbonífero inferior. Las milonitas de Copacabana y el Ortogneis Antinaco, protomilonítico, tienen en común que el evento de deformación se produjo a temperaturas superiores a los 500°C y en condiciones de presiones de 5-6 Kb, indicando que el proceso se realizó por debajo del nivel frágil-dúctil de la corteza.

La falta de dataciones para la edad de cristalización del Ortogneis Antinaco impone dos opciones de acuerdo a los datos existentes: 1) Rapela *et al.* (1999) obtuvieron una edad

U-Pb SHRIMP en circón de 479 ± 3 Ma en un granito porfirico de dos micas situado en el flanco occidental de la Sierra de Velasco en el área de La Puerta ($29^{\circ}20'49''$ S y $67^{\circ}15'08''$ O). Asimismo, otro granito, con cordierita ($29^{\circ}17'52''$ S y $67^{\circ}10'26''$ O) fue datado por el mismo método, obteniéndose una edad de cristalización de $481,4 \pm 2,4$ Ma y una edad de $469 \pm 3,9$ Ma en bordes de crecimientos de circón, interpretados como edad de deformación y/o metamorfismo (Rapela *et al.* 2001). Si hacemos una extrapolación espacial, aceptando estas edades para el Ortogneis Antinaco, éste habría cristalizado en el Ordovícico inferior y la deformación habría ocurrido quizás 11 o 14 Ma después. En ese caso, no habría ninguna vinculación tectomagmática con el Granito San Blas, del Carbonífero inferior; o alternativamente, la edad de cristalización del Ortogneis Antinaco sería Ordovícico inferior, pero la deformación se habría generado en el Devónico.

2) Perteneciendo el Ortogneis Antinaco a la faja milonítica TIPA en su continuación al sur de la sierra de Copacabana, éste podría haber cristalizado y deformado en el Devónico superior, en el lapso de las edades máximas (400 Ma) y mínimas (342 Ma) de las milonitas de Copacabana y Fiambalá (Höckenreiner *et al.*, 2003). El cambio de un estilo tectónico compresional a otro extensional, habría facilitado el ascenso y emplazamiento del granito posttectónico San Blas.

Al término del magmatismo, se produce el ascenso y exhumación en el Carbonífero superior, donde la mayor parte de la roca de caja es erodada y quedan expuestos los granitoides. En el Cenozoico, la tectónica andina eleva diferencialmente los bloques septentrionales rígidos de la sierra de Velasco, por la acción de fallas inversas con buzamiento al oeste, produciendo el cabalgamiento del bloque occidental que contiene el Ortogneis Antinaco sobre el oriental, que contiene el granito porfirico San Blas, adoptando la configuración actual (Fig.1).

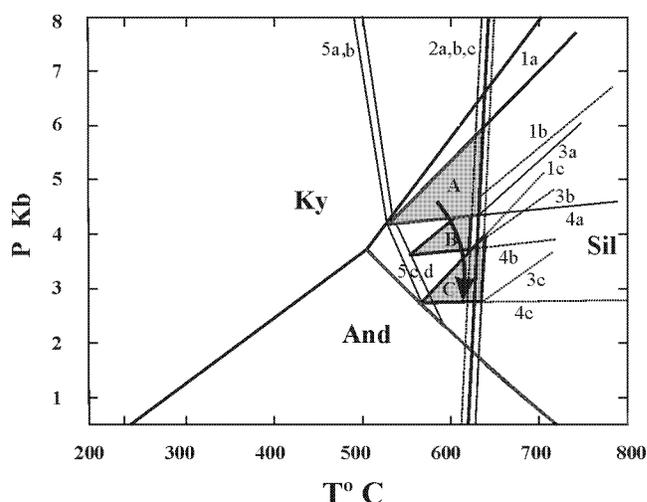


Figura 7: Diagrama P - T - tiempo relativo de descompresión casi isotérmica mostrada por el sentido horario de la flecha. Reacciones 2 a,b,c: geotermómetro granate-biotita: $\text{Phl} + \text{Alm} = \text{Ann} + \text{Prp}$. Reacciones 1 a, 1b, 1c: $2 \text{Sil} + \text{Qtz} + \text{Grs} = 3 \text{An}$. Reacciones 3a, 3b y 3c: $\text{Ms} + \text{Alm} + \text{Grs} = \text{Ann} + 3 \text{An}$. Reacciones 4 a, 4b y 4c: $\text{Ms} + \text{Prp} + \text{Grs} = \text{Phl} + 3 \text{An}$. Reacciones 5 a,b y 5c,d: $\text{Prp} + \text{Ms} = \text{Phl} + \text{Qtz} + 2\text{Ky}$; y $\text{Prp} + \text{Ms} = \text{Phl} + \text{Qtz} + 2\text{Sil}$. Punto triple: Berman (1991).

Cuadro 9: Rangos de composiciones de micas para el geotermómetro muscovita-biotita y de micas del Ortogneis Antinaco.

Composiciones de micas para la calibración del geotermómetro (Hoisch, 1989)							
	K_{R1}^{ideal}	$X_{Mg}^B - X_{6Al}^B$	X_{Mg}^B	X_{6Al}^B	X_{Ti}^B	X_{Fe}^B	X_{Mg}^M
Mínimo	0,108	0,165	0,319	0,089	0,024	0,339	0,009
Máximo	0,449	0,318	0,417	0,170	0,073	0,443	0,043
Composiciones medias de micas del Ortogneis Antinaco							
Media	0,305	0,265	0,360	0,095	0,054	0,484	0,037

Conclusiones

El Ortogneis Antinaco, que constituye actualmente el bloque occidental cabalgado tectónicamente sobre un bloque oriental compuesto por el granito porfiroide San Blas, del Carbonífero inferior, cristalizó y deformó dúctilmente en condiciones máximas de temperatura de alrededor de 600°C y P de 5 a 6 Kb, en el límite del campo de estabilidad de cianita-sillimanita.

Los minerales paragenéticos analizados, especialmente granate, biotita y muscovita indican un origen magmático incuestionable y sólo la presencia de cianita relictica, nada común en granitoides, testimonia un pico de metamorfismo en facies anfibolita tipo Barrow.

Los datos termobarométricos, obtenidos a partir de los contactos en minerales, registran tres episodios de descompresión casi isotérmica, con temperaturas entre 591°C y 583°C y presiones descendentes de 4,3, 3,4 y 2,7 Kb, respectivamente.

No tenemos conocimiento de edades radiométricas en el ortogneis, pero al encontrarse en la continuación de la faja milonítica TIPA, podría haberse intruído y deformado en el intervalo máximo del Devónico medio y mínimo del Devónico superior. La descompresión y cambio de un régimen tectónico compresivo a otro distensivo y las altas temperaturas, habrían facilitado la intrusión de granitoides posttectónicos. Esto estaría en acuerdo con las relaciones geológicas existentes con el granito San Blas del Carbonífero inferior.

Agradecimientos

Los autores agradecen al Proyecto PICT 0709686, al Consejo de Investigaciones de la UNT y al Instituto de Mineralogía de la Universidad del Ruhr, Bochum por el apoyo técnico y económico. Asimismo se agradecen las valiosas sugerencias de los árbitros Dres. J. Otamendi y E. Baldo que contribuyeron a mejorar este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Anderson, J.L., 1996. Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 87: 125-138.

Báez, M., Basei, M.A., Toselli, A.J. y Rossi, J.N., 2004. Geocronología de granitos de la Sierra de Velasco (Argentina). Reinterpretación de la secuencia magmática. Simposio Cuarenta Años de Geocronología no Brasil. 8-10 de Diciembre de 2004, Abstract.

Bellos, L., Grosse, P., Ruiz, A., Rossi, J. y Toselli, A., 2002. Petrografía

y geoquímica de granitoides del flanco sud-occidental de la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, 2: 81-86, El Calafate.

Berman, R.G., 1991. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications. *Canadian Mineralogist*, 29: 833-855.

Bodenbender, G., 1911. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y Regiones Límitrofes, República Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 19 (1): 1- 220, Córdoba.

Bodenbender, G., 1916. El Nevado de Famatina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 21: 100-182, Córdoba.

Caminos, R. (1979): Sierras Pampeanas Noroccidentales, Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. *Academia Nacional de Ciencias*, 1: 225-292, Córdoba.

Coira, B., Koukharsky, M. y Volkheimer, W., 1968. Sobre el hallazgo de Paleozoico inferior en la Sierra de Velasco (Provincia de La Rioja) entre los paralelos 29° 30' y 29° 50'. *Terceras Jornadas Geológicas Argentinas (Comodoro Rivadavia)* 1: 230-247, Buenos Aires.

De Alba, E., (1979): Descripción geológica de la Hoja 16d, Chilecito, provincia de La Rioja. *Secretaría de Estado de Minería, Boletín* 163, 87 p.

Du Bray, E.A., 1988. Garnet compositions and their use as indicators of peraluminous granitoids petrogenesis- Southeastern Arabian Shield. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 100: 205-212.

Ghent, E.D. y Stout, M.Z., 1981. Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76: 92- 97.

González Bonorino, F., 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5 (3): 81-110.

Guidotti, C.V., Cheney, J.T. y Guggenheim, S., 1977. Distribution of titanium between coexisting muscovite and biotite in pelitic schists from northwestern Maine. *American Mineralogist*, 62: 438-448.

Höckenreiner, M., Söllner, F. y Miller, H., 2003. Dating the TIPA shear zone: an Early Devonian terrane boundary between the Famatinian and Pampean systems (NW Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 45-66.

Hoisch, T.D., 1989. A muscovite-biotite geothermometer. *American Mineralogist*, 74: 565-572.

Hoisch, T.D., 1991. Equilibria with the mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + garnet + plagioclase. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 108: 43-54.

Jung, S., Mezger, K. y Hoernes, S., 2001. Trace element and isotopic (Sr, Nd, Pb, O) arguments for a mid-crustal origin of Pan-African garnet-bearing S-type granites from the Damara orogen (Namibia). *Precambrian Research*, 110: 325-355.

Kebede, T., Koeberl, C. y Koller, F., 2001. Magmatic evolution of the Suqii-Wagga garnet-bearing two mica granite, Wallagga area, Western Ethiopia. *Journal of African Earth Sciences*, 32/2: 193-221.

Kistler, R.W., Ghent, E.D. y O'Neil, J.R., 1981. Petrogenesis of garnet two - mica granites in the Ruby Mountains, Nevada. *Journal of Geophysical Research*, 86(B11): 10591-10606.

Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.

Le Corre, C.A. y Rosello, E.A. (1994): Kinematics of early Paleozoic

- ductile deformation in the basement of NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 7 (3/4): 301-308.
- López, J.P. y Toselli, A.J., 1993. La faja milonítica TIPa: faldeo oriental del Sistema de Famatina, Argentina, Duodécimo Congreso Geológico Argentino y Segundo Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3: 39-42, Mendoza.
- López, J.P., Durand, F.R. y Toselli, A.J., 1996 a. Zonas de cizalla en el flanco noroccidental de la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. Décimo Tercer Congreso Geológico Argentino y Tercer Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 179-185, Buenos Aires.
- López, J.P., Ibáñez Palacios, G. y Toselli, A.J., 1996 b. Geología, petrografía y tectónica de la Sierra de Copacabana, provincia de Catamarca, Argentina. Decimo Tercer Congreso Geológico Argentino y Tercer Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 171-177, Buenos Aires.
- McBride, S.L., Caelles, J.C., Clark, A.H. y Farrar, E., 1976. Paleozoic radiometric age provinces in the Andean Basement, Latitudes 25°30' S. *Earth and Planetary Science Letters*, 29: 373-383.
- Miller, C.F. y Stoddard, E.F., 1981. The role of manganese in the paragenesis of magmatic garnet: an example from the Old Woman-Piute Range, California. *Journal of Geology*, 89: 233-246.
- Miller, C.F., Stoddard, E.F., Bradfish, L.J. y Dollase, W.A., 1981. Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Canadian Mineralogist*, 19: 25-34.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M. y Carron, J.P., 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. *Comptes Rendus Hebdomadaires de l'Académie des Sciences*, 301 (2) - 11: 813-818, Paris.
- Neugebauer, H. (1996): Die Mylonite von Fiambalá. *Strukturgeologische und petrographische Untersuchungen an der Ostgrenze des Famatina-Systems, Sierra de Fiambalá, NW-Argentinien*. *Münchner Geologische Hefte A* 18, 126 p., Munich.
- Patiño Douce, A.E., 1993. Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry, O₂ and H₂O barometries, and consequences for biotite stability. *Chemical Geology*, 108: 133-162.
- Patiño Douce, A.E., Dana Johnston, A. y Rice, J.M., 1993. Octahedral excess mixing properties in biotite: A working model with applications to geobarometry and geothermometry. *American Mineralogist*, 78: 113-131.
- Plank, T., 1987. Magmatic garnets from the Cardigan pluton and the Acadian thermal event in southwest New Hampshire. *American Mineralogist*, 72: 681-688.
- Rapela, C.W., Heamann, L.M. y Mc Nutt, R.H., 1982. Rb-Sr Geochronology of granitoid rocks from the Pampean Ranges Argentina. *Journal of Geology*, 90: 574-582.
- Rapela, C.W., Saavedra, J., Toselli, A. y Pellitero, E., 1996. Eventos magmáticos fuertemente peraluminosos en las Sierras Pampeanas. Décimo Tercer Congreso Geológico Argentino y Tercer Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5: 337-354, Buenos Aires.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Dahlquist, J. y Fanning, C.M., 1999. U-Pb SHRIMP ages of famatinian granites: New constraints on the timing, origin and tectonic setting of I- and S-type magmas in an ensialic arc. *Second South American Symposium on Isotope Geology (II SSAGI)*. Actas: 264-267, Carlos Paz.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Baldo, E., Casquet, C., Galindo, C., Fanning, C.M. y Saavedra, J., 2001. Ordovician Metamorphism in the Sierras Pampeanas: New U-Pb SHRIMP ages in Central-East Valle Fertil and the Velasco Batholith. *Third South American Symposium on Isotope Geology (III SSAGI)*. Pucón. Chile. Artículo 616: 1-4. Actas electrónicas.
- Rossi de Toselli, J.N., Toselli, A.J., Willner, A. y Medina M.E., 1987. Geotermobarometría de granate – biotita – cordierita en los gneises de alto grado entre las regiones de Cafayate y Colalao del Valle, Sierra de Quilmes, Argentina. Décimo Congreso Geológico Argentino, 3: 25-30, San Miguel de Tucumán.
- Rossi, J.N., Toselli, A.J., Durand, F.R., Saravia, J. y Sardi, F.G. (1997): Significado geotectónico de corneanas piroxénicas en Granitos de las sierras Paimán, Velasco y Famatina, provincia de La Rioja, Argentina. *Octavo Congreso Geológico Chileno*, Actas: 1498-1501, Antofagasta.
- Rossi, J.N., Toselli, A. J. y López J.P., 1999. Deformación y metamorfismo en el Noroeste de la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil 1, Heft 7/8: 839-850.
- Rossi, J.N., Toselli, A.J., Baéz, M.A. y Sardi, F.G., 2000. Granitoides deformados y no deformados del Norte de la Sierra de Velasco, La Rioja, 17° Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium, Stuttgart. *Profil*, Band 18. Extended Abstracts. Actas electrónicas.
- Rossi, J.N., Toselli, A.J., Saavedra, J., Sial, A.N., Pellitero, E. y Ferreira, V.P., 2002. Common crustal source for contrasting peraluminous facies in the Early Paleozoic Capillitas Batholith, NW Argentina. *Gondwana Research*, 5 (2): 325-337.
- Taylor, S.R. y McLennan, S.M., 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, 312, Oxford.
- Turner, J.C. 1971. Descripción geológica de la Hoja 15 d, Famatina, Provincia de La Rioja. *Dirección Nacional de Geología y Minería*, Boletín 126, 96 p., Buenos Aires.

Recibido: 10/12/04

Aceptado: 15/05/05