

## **HORNBLENDITAS PORFIROBLÁSTICAS : GUÍA LITOLÓGICA DE PLUTONISMO DE RAÍZ DE ARCO EN EL TERRENO PIEDRA ALTA (PALEOPROTEROZOICO, URUGUAY)**

## **PORFIROBLASTIC HORNBLENDITES: LITHOLOGICAL GUIDE OF ARCH ROOT PLUTONISM IN PIEDRA ALTA TERRANE (PALEOPROTEROZOIC, URUGUAY)**

**Bossi, J \* & Piñeyro, D \***

\*Dpto. de Suelos .Facultad de Agronomía. UdelaR.  
*E-mail:* geologia@fagro.edu.uy

### **RESUMEN**

Se describen las características petrográficas y geoquímicas de hornblenditas del Terreno Piedra Alta (TPA) de Uruguay así como su relación espacial y genética con gabros hornbléndicos y otras rocas plutónicas básicas en cinturones orogénicos.

Su estrecha relación con supracrustales metamórficas de grado bajo, sus estructuras de mezcla de magma con granodioritas y tonalitas intrusivas en esas supracrustales y su desarrollo tardío, sugieren un origen vinculado a concentración de vapor de agua, por el enorme tamaño de los cristales (hasta 4 cm de arista). Esa concentración de vapor de agua tiene capacidad de acumulación de oligoelementos de valor económico tales como oro y platinoides. Se concluye que estas hornblenditas resultan de la reacción piroxeno + plagioclasa + agua = hornblenda + SiO<sub>2</sub>. Esta SiO<sub>2</sub> se expresa como filones de cuarzo de las cuales, el que atraviesa el gabro San Carlos estuvo fuertemente, mineralizado en oro.

**Palabras Claves:** hornblenditas, Precámbrico, Terreno Piedra Alta, Uruguay.

### **ABSTRACT**

Petrographic and geochemical features of porphyroblastic hornblendites in Piedra Alta Terrane of Uruguay are described. Their spatial and genetic relationships with hornblendic gabbros and other basic plutonic rocks is also established. Their association with low grade metamorphic supracrustals in magmatic mingling structures and late development, suggests an origin related to high vapour pressure that take off stability to gabbro paragenesis and favours Deer's reaction : pyroxene + plagioclase + water = hornblende + SiO<sub>2</sub>. The silica produced is expressed as quartz dikes frequently mineralized with gold and platinum group elements. San Carlos gabbro is an uruguayan exemple of such proposed model.

**Key words:** hornblendites, Precambrian, Piedra Alta Terrane, Uruguay.

## INTRODUCCIÓN

Las hornblenditas porfiroblásticas *sensu* Bossi et al. (1965) constituyen un tipo litológico característico de algunos cinturones orogénicos del TPA (Bossi et al. 1993) y son poco comunes en la literatura mundial según Preciozzi (1989 b). Fueron descubiertas y descritas por Walther (1948). Son rocas de composición variable cuyo rasgo unificante es poseer grandes cristales de hornblenda (1 a 6 cm) en una matriz de grano fino integrado por otro anfíbol, piroxeno y/o plagioclasa.

Según Walther (1948) estas rocas fueron descubiertas por él en 1930 en dos zonas del Departamento de Florida: al SW de la estación de ferrocarril Palermo y en el cerro Rospide. Las rocas son macizas de color gris oscuro con fenocristales de anfíbol de hasta 1 cm de arista (Figura N°1). Al microscopio se observa crecimiento poiquiloblástico entre los grandes cristales de hornblenda y plagioclasa, así como pequeños cristales de piroxeno en la matriz (Figura N°2). El autor define la roca como una diorita porfírica anfibólica, diorita – gabro porfírica o anfibolita piroxénica según pequeñas variaciones en la composición modal. Las considera producto de un metamorfismo de grado catazonal y el protolito de las anfibolitas de Montevideo.

Bossi et al. (1965) se ocuparon detenidamente del tema y sugirieron un proceso genético diferente (también equivocado) por migmatización acuosa de anfibolitas.

Fernández y Preciozzi (1974) reconocieron la existencia de hornblenditas recortando el macizo granodiorítico de Marincho dejando entrever un origen típicamente magmático.

Campal y Piñeyro (1989) describen el afloramiento ubicado al SW de la Estación Palermo como conteniendo hornblenditas asociadas a piroxenitas y anfibolitas piroxénicas. La expresión cartográfica sugiere un cuerpo intrusivo con estructura de chimenea en un zócalo rígido.

Se trata de un macizo circular con piroxenitas anfibólicas en el centro, un anillo de piroxenos uralitizados y 10% de plagioclasas con microfisuras rellenas con cuarzo y una corona externa con anfíboles autormorfos de hasta 3 cm de arista y abundante oligo-andesina. La roca de caja es una granodiorita hornblendo-biotítica cuyo anfíbol es curiosamente idéntico al de la corona hornblendítica.

Preciozzi (1989 b y c) hace varias contribuciones sobre el complejo Marincho con una unidad principal granodiorítica asociada a las hornblenditas de texturas variables “predominando las porfiroides”. Aporta datos litogeoquímicos y petrográficos que sugieren origen magmático y reconoce rocas similares en la suite Isla Mala con resultados coincidentes.

El programa Rocas Igneas Básicas del Uruguay relevó estos cuerpos y obtuvo información confiable sobre probables procesos genéticos y relaciones con rocas vecinas. Schipilov et al. (1998) describen los gabros de Carreta Quemada y Rospide demostrando el origen magmático de

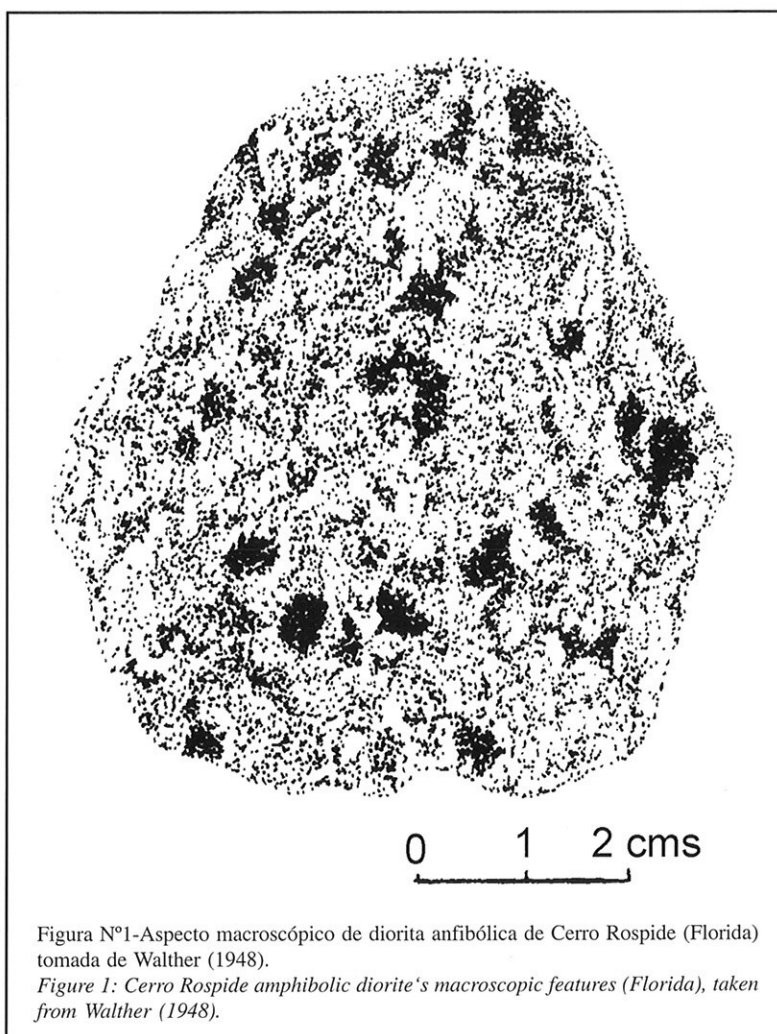
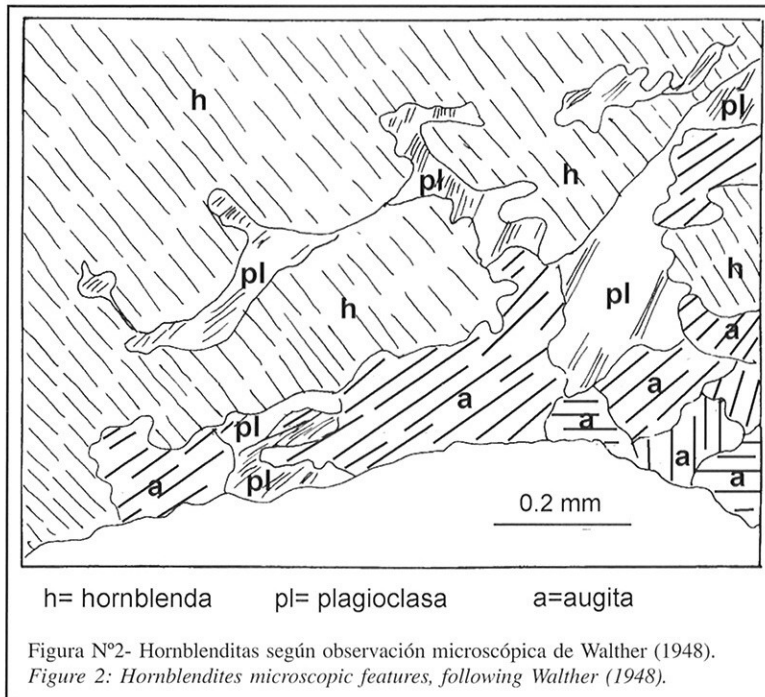


Figura N°1-Aspecto macroscópico de diorita anfibólica de Cerro Rospide (Florida) tomada de Walther (1948).

Figure 1: Cerro Rospide amphibolic diorite's macroscopic features (Florida), taken from Walther (1948).



las hornblenditas. Bossi y Schipilov (2000) agregan datos regionales y encuentran su estrecha asociación a suites post – tectónicas intrusivas de tipo TTG. Desde entonces se obtuvieron progresos en los campos de la geocronología, geotectónica y termobarometría, que justifican la redacción de este ensayo como un aporte a la estratigrafía del Precámbrico de Uruguay y al desarrollo del bloque Plata durante el Mesoproterozoico. La importancia de prestar atención a estas litologías es que son inconfundibles en el campo y su hallazgo y estudio de otras manifestaciones permitirá controlar si su contexto geológico es equivalente al aquí propuesto.

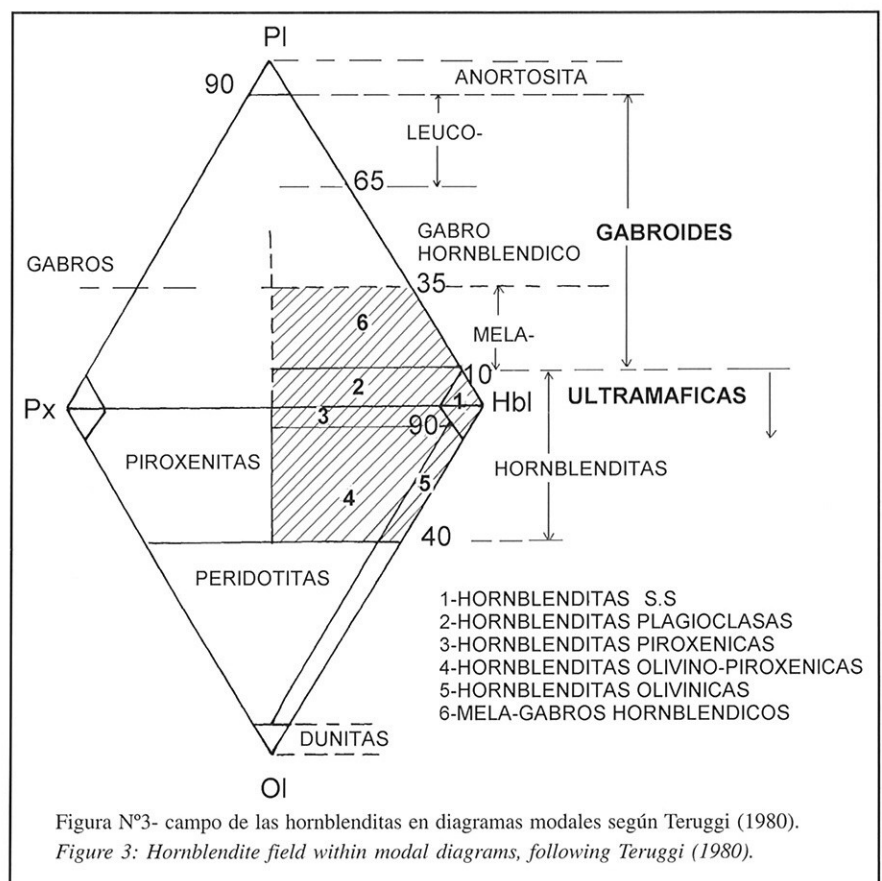
## HORNBLENDITAS

Las hornblenditas son rocas básicas descritas por Teruggi (1980) como integrando una faja con menos de 10% de plagioclasea en el triángulo Pl-Px-Hb. En el diagrama Ol-Px-Hb propuesto para las rocas granudas ultramáficas no plagioclásicas las hornblenditas ocupan un área relativamente más importante (ver Figura

N°3). Distingue 3 grupos : peridotitas, piroxenitas y hornblenditas.

Acevedo et al. (2002) estudian las hornblenditas de Ushuaia (Tierra del Fuego, Argentina), de ca.110 Ma con afloramientos absolutamente frescos y relaciones estructurales bien definibles concluyendo que la composición mineralógica más representativa es : **Hornblenda + diópsido** como esenciales (relación Hb/Px = 5 ); **biotita y feldespato K<sup>+</sup>** en menor proporción ; **esfeno + apatito + opacos** como accesorios. Desde el punto de vista litogeoquímico es una roca ultrabásica aluminica según se puede ver en la Tabla N° I. Según Acevedo (1996), la hornblendita Ushuaia es un complejo de rocas mesocráticas y

melanocráticas hidratadas, constituido por hornblenditas, hornblendo–piroxenitas, dioritas y sienitas según pequeñas variaciones en la composición modal. La variedad más representativa es una facies ultramáfica hidratada de tipo hornbléndico. Las características particulares de exposición indican que el cuerpo es intrusivo con fuerte deformación tectónica y



**Tabla N° I-** Datos litogeoquímicos y modales de la hornblendita Ushuaia simplificado de Acevedo et al. (2002); IS= índice de Solidificación de Kuno (1966) =  $MgO \times 100 / (MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O)$  35-40 magmas no diferenciados; > 45 cumulos de olivina. **Table I:** Lithogeochemical and modal data from Ushuaia Hornblendite, simplified from Acevedo et al. (2002); IS=Kuno's solidification index (1966) =  $MgO \times 100 / (MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O)$ , 35-40 undifferentiated magmas; > 45 olivine cumulates.

| Composición química %           |          | Norma CIPW |    | Moda tipo                    |       |
|---------------------------------|----------|------------|----|------------------------------|-------|
| SiO <sub>2</sub>                | 41 ± 2   | Cuarzo     | 0  | Anfiboles                    | 60%   |
| TiO <sub>2</sub>                | 1,5      | Ortosa     | 7  | Plagioclasa                  | 20%   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 13.5 ± 1 | Albita     | 3  | Clinopiroxeno                | 12%   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 7 ± 1    | Anortita   | 26 | Epidoto                      | 2-4 % |
| FeO                             | 7 ± 1    | Ne         | 4  | Opacos                       | 1-6 % |
| MgO                             | 9 ± 1    | Di         | 22 | <b>Oligoelementos en ppb</b> |       |
| CaO                             | 13 ± 2   | Hed        | 3  | Au                           | 14    |
| Na <sub>2</sub> O               | 1        | Fo         | 15 | Pd                           | 75    |
| K <sub>2</sub> O                | 1        | Mt         | 10 | Pt                           | 75    |
|                                 |          | Il         | 3  | Rh                           | 2     |
| IS = 36 < magma no diferenciado |          |            |    |                              |       |

El estudio geoquímico permite sugerir un magma parental calcoalcalino. Se trata de fluidos mantélicos contaminados que ascienden a niveles corticales con emplazamiento en arco magmático. La cristalización de anfíbol indica sobresaturación en agua y un emplazamiento a  $6 \pm 1$  Kbar y  $950^\circ\text{C}$ . Aunque estas rocas son de poca importancia por la baja frecuencia de aparición, se tornan decisivas para dilucidar en Uruguay, la evolución del TPA y los cinturones orogénicos que lo componen. Son rocas de aspecto muy llamativo por los grandes cristales verde – negros de hornblenda distribuidos sin orientación y algunos de sus aspectos petrogenéticos son conocidos. El estudio de la hornblendita Ushuaia (Acevedo et al. 2002) permite concluir que estos megacristales de hornblenda pueden asociarse a diferentes matrices dando como resultado rocas gabroides (con plagioclasas) y/o diferentes rocas ultramáficas según contengan piroxenos, anfíboles u olivina. De hecho todas las hornblenditas contienen >9% de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en peso, lo que implica una importante proporción de feldespatos. En definitiva las rocas más comunes son gabros hornblendo–porfíricos con facies de hornblenditas de diferentes variedades según la composición de la matriz.

### ROCAS BÁSICAS PRECÁMBRICAS DEL TERRENO PIEDRA ALTA

El Terreno Piedra Alta, (Bossi et al. 1993) es una unidad tectono–estratigráfica del Precámbrico de Uruguay que

contiene 3 fajas de metamorfitos (supracrustales) con rumbo regional EW entre extensas áreas granito – gnésicas con migmatitas y anatexitas. Según Piñeyro et al. (2002); se reconocen de Norte a Sur los Cinturones Andresito, San José y Pando (Figura N° 4). El cinturón Andresito es una serie volcano sedimentaria metamorfozada en grado bajo (Fm Arroyo Grande) inyectada por plutones post-tectónicos del Complejo Marincho integrado por granodiorita, tonalitas, granitos y hornblenditas estudiado por Preciozzi (1989 b y c).

Las edades U-Pb en granodiorita indican valores transamazónicos según Bossi y Ferrando (2001), Tabla N°II.

El cinturón San José presenta características similares y fue motivo de un estudio más detallado (Mutti et al. 1996; Bossi et al. 1996; 1998) incluyendo geocronología Rb – Sr (Cingolani et al. 1997) y edades U – Pb SHRIMP en circones (Hartmann et al. 2000). Es otra serie volcano

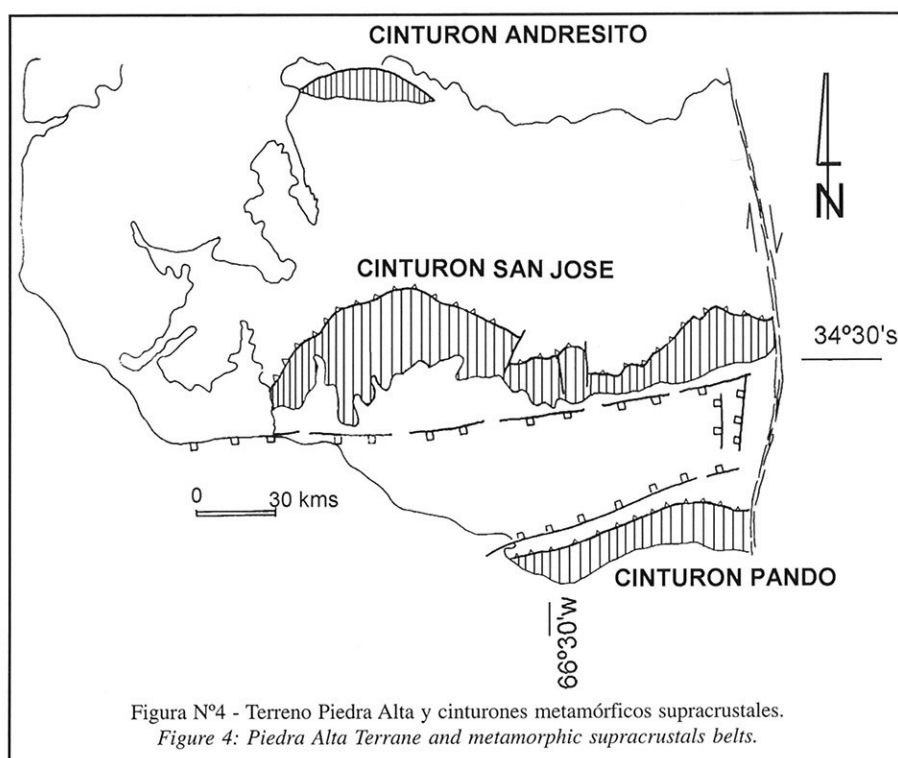


Figura N°4 - Terreno Piedra Alta y cinturones metamórficos supracrustales.  
Figure 4: Piedra Alta Terrane and metamorphic supracrustals belts.



## Hornblenditas porfiroblásticas: guía litológica de ...

**Tabla II-** Edades U-Pb de los intrusivos del Cinturón Andresito.  
*Table II: U-Pb ages of intrusives in Andresito Belt*

| ROCA         | EDAD (Ma) | ERROR 2 $\sigma$ (Ma) |
|--------------|-----------|-----------------------|
| Metarriolita | 2113      | 8                     |
| Granodiorita | 2139      | 20                    |
| Granodiorita | 2076      | 8                     |

sedimentaria metamorfizada en grado bajo (Fm Paso Severino), intruida por un complejo plutónico calco-alcalino post-tectónico (Suite Isla Mala) que contiene 3 cuerpos importantes de rocas hornblendo-porfiricas: Carreta Quemada, Rospide y Reboledo. El estudio litogeoquímico de Mutti et al. (1996) muestra que el vulcanismo de la fm Paso Severino evoluciona de un magmatismo toleítico para los metabasaltos hasta típicamente calco-alcalino para andesitas, dacitas y riolitas.

Con posterioridad a la suite Isla Mala se han reconocido dos facolitos bimodales (Villar & Segal 1990; Mari et al.; 1990; Oyhançabal et al. 1990; Piñeyro y Bossi 1998) constituidos por 2000 metros de gabro – noritas en la base y una delgada lámina granítica en el techo. (ver tabla N° III). Dado que los datos K-Ar y Rb-Sr no tienen la misma importancia que los datos U-Pb en círculo para la finalidad propuesta, parte de los valores obtenidos confirman la secuencia tectono-estratigráfica deducida de la cartografía.

**Tabla N°III-** Datos geocronológicos del cinturón San José.  
*Table III: Geochronological data from the San José Belt.*

| LITOLOGÍAS             | EDAD (Ma)     | METODO           | AUTORES                   |
|------------------------|---------------|------------------|---------------------------|
| Paso Severino          |               |                  |                           |
| Metarriolita           | 2145 $\pm$ 21 | U-Pb SHRIMP      | Bossi et al., (2)001      |
| Tonalitas Isla Mala    | 2074 $\pm$ 6  | U-Pb SHRIMP      | Hartmann et al., (2000)   |
| Granodiorita Isla Mala | 2065 $\pm$ 9  | U-Pb SHRIMP      | Hartmann et al. (2000)    |
| Gabro Mahoma           | 2033 $\pm$ 44 | K-Ar             | Oyhançabal et al., (1990) |
| Granito Mahoma         | 1998 $\pm$ 35 | Rb-Sr roca total | Umpierre & Halpern (1971) |

La Fm. Cerros de San Juan (Preciozzi et al. 1985) es una pequeña banda de metamorfitos de bajo grado con rumbo general NE con granitos intrusivos poco conocidos asociados al gabro hornbléndico de San Carlos estudiado por Ledesma et al (2001).

El cinturón Pando comprende las supracrustales metamórficas de la Fm. Montevideo y el macizo granítico de Soca. La Fm. Montevideo (Bossi et al. 1975; Oyhançabal et al. 2002) está integrada por paragneisses oligoclásicos y grafitosos, micaesquistos, orto- y para- anfibolitas. Preciozzi et al (1999) y Basei et al (2000) hacen referencia a dataciones K-Ar > 2200 Ma, pre-transamazónicas para las orto-anfibolitas del cerro de Montevideo. El macizo granítico de Soca descrito por Oyhançabal et al. (1998) es definido como leucogranito porfírico ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8\%$ ) de tipo A relacionado con los rapakivi. La edad U-Pb, SHRIMP en circones

dio valores de 2054  $\pm$  11 Ma. (Hartmann et al. 2001; Bossi et al. 2001) lo que confirmaría una edad pre-transamazónica (2000  $\pm$  100 ) para el encajante ya que la naturaleza petrológica sugiere emplazamiento en zona cratonizada.

Terminada la actividad del Ciclo Transamazónico, se inyectó un haz de miles de filones de microgabro subparalelos de rumbo N70E de más de mil metros de longitud individual y 20 metros de potencia media, con paredes planas, paralelas y verticales indicando emplazamiento en encajante rígida. La edad de estas rocas ha sido determinada por dos métodos: Ar-Ar 1786  $\pm$  2 Ma. (Paul Renne, *com. pers.*) dos métodos: Ar-Ar 1727  $\pm$  10 Ma (Texeira et al. 1999) y 1790  $\pm$  5 por U-Pb en baddeleyita por Halls et al (2001).

A modo de resumen se reconocen 5 tipos fundamentales de rocas ígneas básicas precámbricas, -con o sin metamorfismo- en el

## Terreno Piedra Alta:

1. Vulcanitas basálticas de series volcano sedimentarias con metamorfismo de grado medio a superior, transformadas en orto-anfibolitas (Fm. Montevideo).
2. Vulcanitas basálticas ricas en  $Mg^{+2}$  en series metamórficas de bajo grado que se transforma en prasinitas (actinolita + plagioclasa + epidoto) componentes de las formaciones Arroyo Grande, Paso Severino, Cerros de San Juan.

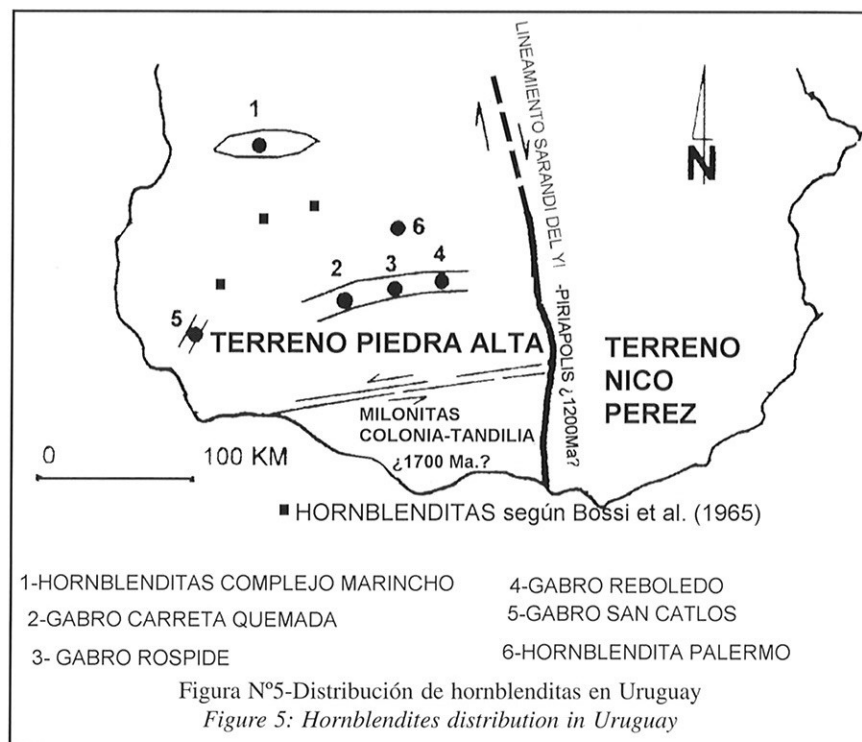
3. Hornblenditas y gabros hornbléndicos integrantes de suites intrusivas post-tectónicas calco-alcalinas en el complejo Marincho, suite Isla Mala, gabro San Carlos y hornblendita Palermo.
4. Gabros y noritas integrantes de facolitos anorogénicos bimodales conocidos sólo en el cinturón San José.
5. Haz de diques de microgabro de 20 m de potencia media con rumbo regional N70E.

Las hornblenditas y gabros hornbléndicos resultaron ser tipos litológicos significativos porque se asocian a cinturones metamórficos de bajo grado, se han formado en condiciones de saturación de vapor de agua, pueden ser portadoras de concentraciones metalíferas y son conocidas en el Uruguay únicamente en la porción septentrional del TPA.

## HORNBLENDITAS EN URUGUAY

Los antecedentes disponibles indican que las hornblenditas porfiro-blásticas y los gabros hornblendo porfíricos asociados se encuentran exclusivamente en el TPA, al N de la faja de milonitas y cataclasitas de rumbo N80E que pasa por la ciudad de Colonia. No son conocidas ni en el cinturón Pando ni en Tandilia.

En el estado actual de los conocimientos es posible identificar 6 cuerpos principales de estas hornblenditas (Figura N° 5).



## Complejo Marincho

Este complejo, descrito por Preciozzi (1989 b y c) contiene como unidad principal una granodiorita gris hornblendo-biotítica asociada a hornblenditas porfiroides. La "granodiorita" comprende desde dioritas a monzonitas siempre con feldespato potásico. Las hornblenditas presentan textura porfiroide con 2 tipos de anfíboles: automorfos de gran tamaño compuestos por hornblenda (pleocroismo verde,  $2V = 60^\circ$ ) y cristales subautomorfos de talla intermedia con pleocroismo azulado y  $2V = 72^\circ$  (Figura N°6). Contienen granos aislados de augita automorfa de habito prismático ( $2v = 60$ ;  $n_m = 1,705$ ) y plagioclasas saussuritizadas ( $An_{52-56}$ ).

Las relaciones anfíboles – piroxenos sugieren que parte de los anfíboles se originaron por uralitización y parte por cristalización independiente. La augita, que fue el primer mineral en cristalizar es transformado en hornblenda pobre en  $Al^{+++}$  y sólo se observan relictos en el corazón de algunos cristales. La hornblenda  $Al^{+++}$  es el segundo mineral en cristalizar, seguido de plagioclasa, microclina y cuarzo. Esta secuencia responde a un fenómeno magmático.

Preciozzi (1989 b) realiza 62 análisis modales del complejo Marincho, que graficados en el diagrama de Streckeisen (1976) sugieren una evolución típica de series calco-alcalinas, sugiriendo

do que las hornblenditas son simultáneas a la granodiorita principal (Figura N° 7).

La geoquímica de mayores mostró que las hornblenditas no caían en la línea evolutiva tipo de Daly en el diagrama  $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{CaO}) - \text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ , por lo que Preciozzi (1989 b) sugiere que deben interpretarse como una intrusión independiente derivada de magmas mantélicos con tendencia ultramáfica.

En la Figura N° 8 se muestran los valores obtenidos y la línea evolutiva tipo. Las condiciones de cristalización de los anfíboles en las hornblenditas fueron calculadas en 780°C a 1 Kbar de presión de vapor de agua. Según el referido autor, las hornblenditas son rocas relativamente originales con las siguientes características destacables:

- rocas porfíricas con fenocristales automorfos de anfíboles y su composición modal promedio contiene 55% de hornblenda actinolítica 20% de andesina- labrador, 8% de cuarzo, 5% de augita, 2% de microclina y 2% de pistacita.

- Geoquímicamente caen en el campo de los gabros, gabros olivínicos, monzogabros y dioritas cuarzosas en el diagrama de de la Roche et al (1980), ver Figura N° 9.

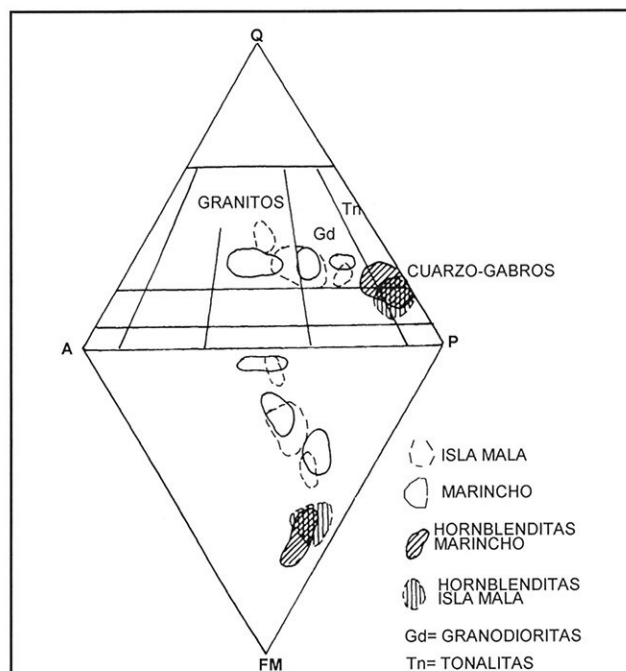
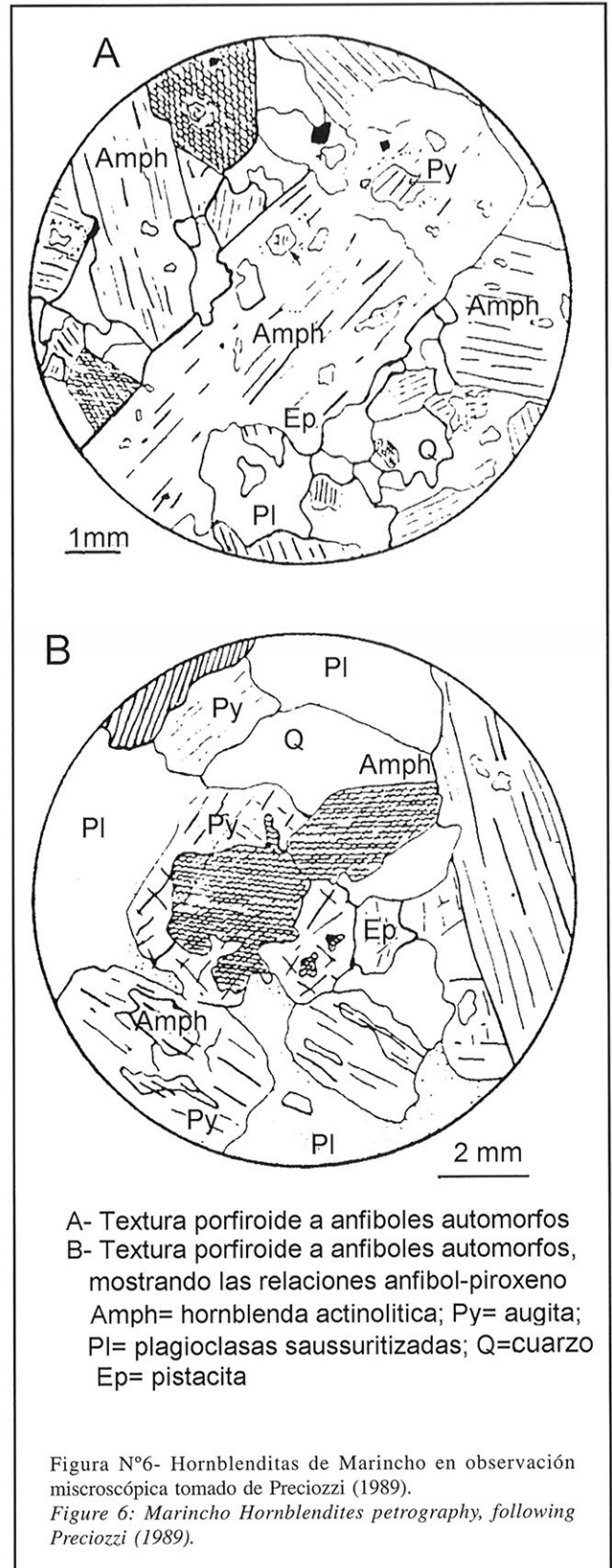
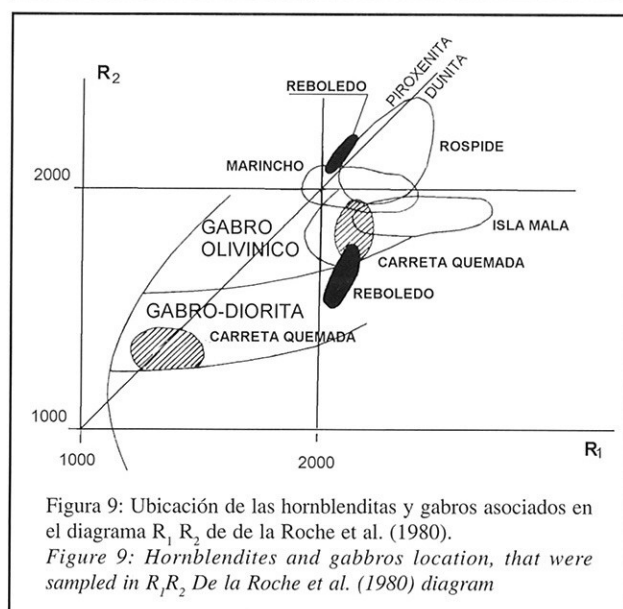
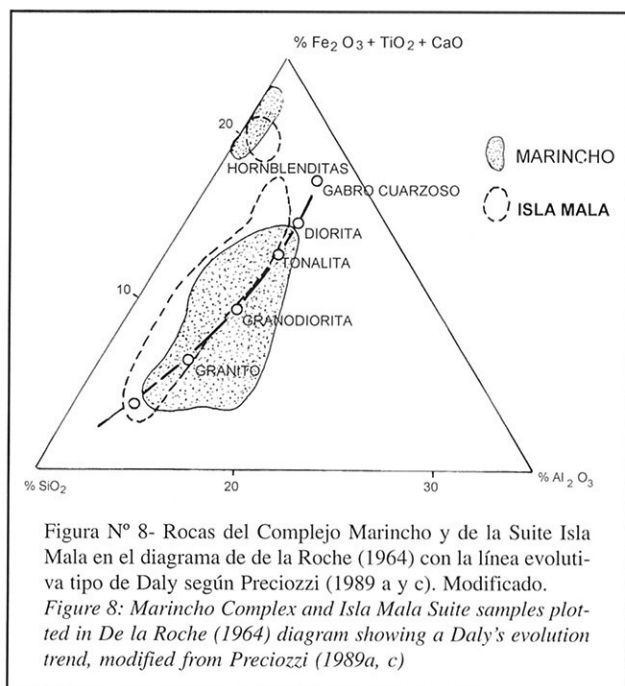


Figura N° 7- Diagrama APQ de Streckeisen (1976) unido a APFM propuesto por Preciozzi (1989) para mostrar evolución modal en Maríncho e Isla Mala.

Figure 7: QAP diagram from Streckeisen (1976) linked by APFM diagram, proposed by Preciozzi (1989), showing the modal evolution in Maríncho and Isla Mala plutonic bodies.



- Los megacrístales de las hornblenditas presentan la siguiente fórmula estructural  $[(\text{Si}_7\text{Al})(\text{Al}_{0.05}\text{Ti}_{0.07}\text{Fe}^{+3}_{0.80})(\text{Mg}_{3.20}\text{Fe}^{+2}_{0.74})\text{Ca}_{1.90}\text{Na}_{0.2}\text{K}_{0.1}]\text{O}_{22}(\text{OH}_2)$  por lo que aplicando la clasificación propuesta por Deer et al, (1964) se trata de hornblendas s.s.:  $z = 8$ ;  $y = 4.95$ ;  $x = 2.20$ ;  $\text{Al}^{\text{IV}} = 0.6 - 1.4$ ;  $(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Ti}) = 0.8 - 1.2$



El nuevo trazado de la Ruta Nacional N°3 abrió una enorme cantera para balasto natural donde se observan claras estructuras de mezcla de magmas de granodioritas y gabros hornblendoporfíricos. Se verificó la simultaneidad de cristalización de ambas litologías infiriendo que la edad de las hornblenditas del complejo Marincho es la misma que la granodiorita (ca. 2080 Ma, U- Pb SHRIMP).

### Suite Isla Mala

Este término fue propuesto por Bossi y Ferrando, (2001) para designar las intrusiones postectónicas inyectadas en la Fm. Paso Severino, incluyendo litologías cogenéticas de muy variada composición.

Preciozzi (1989c) aporta datos petrográficos y geoquímicos de un stock de "hornblenditas porfiroblásticas" ubicadas a 2 km al E de la localidad de 25 de Mayo, que van a contribuir a su comparación con las del complejo Marincho, al ser estudiadas por los mismos métodos y autor. Las hornblenditas desarrollan textura porfiroide con megacristales de anfíboles automorfos. Desde el punto de vista mineralógico aparecen en la matriz, augita en pequeños cristales automorfos, hornblenda magnesia en cristales subautomorfos andesina labrador ( $An_{48-56}$ ), completamente saussuritadas, microclina intersticial y cuarzo escaso o ausente. Los accesorios son esfeno, opacos y epidoto.

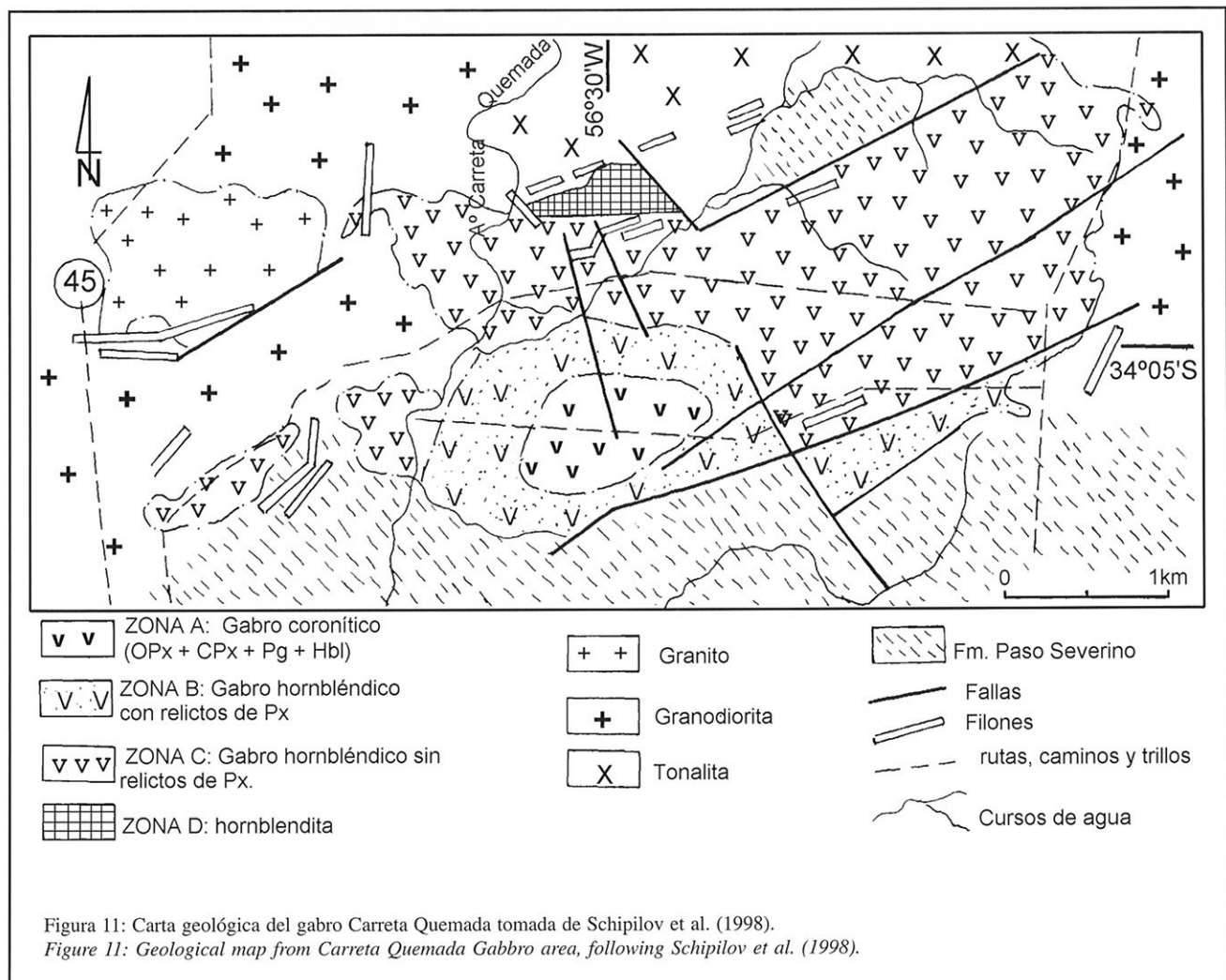
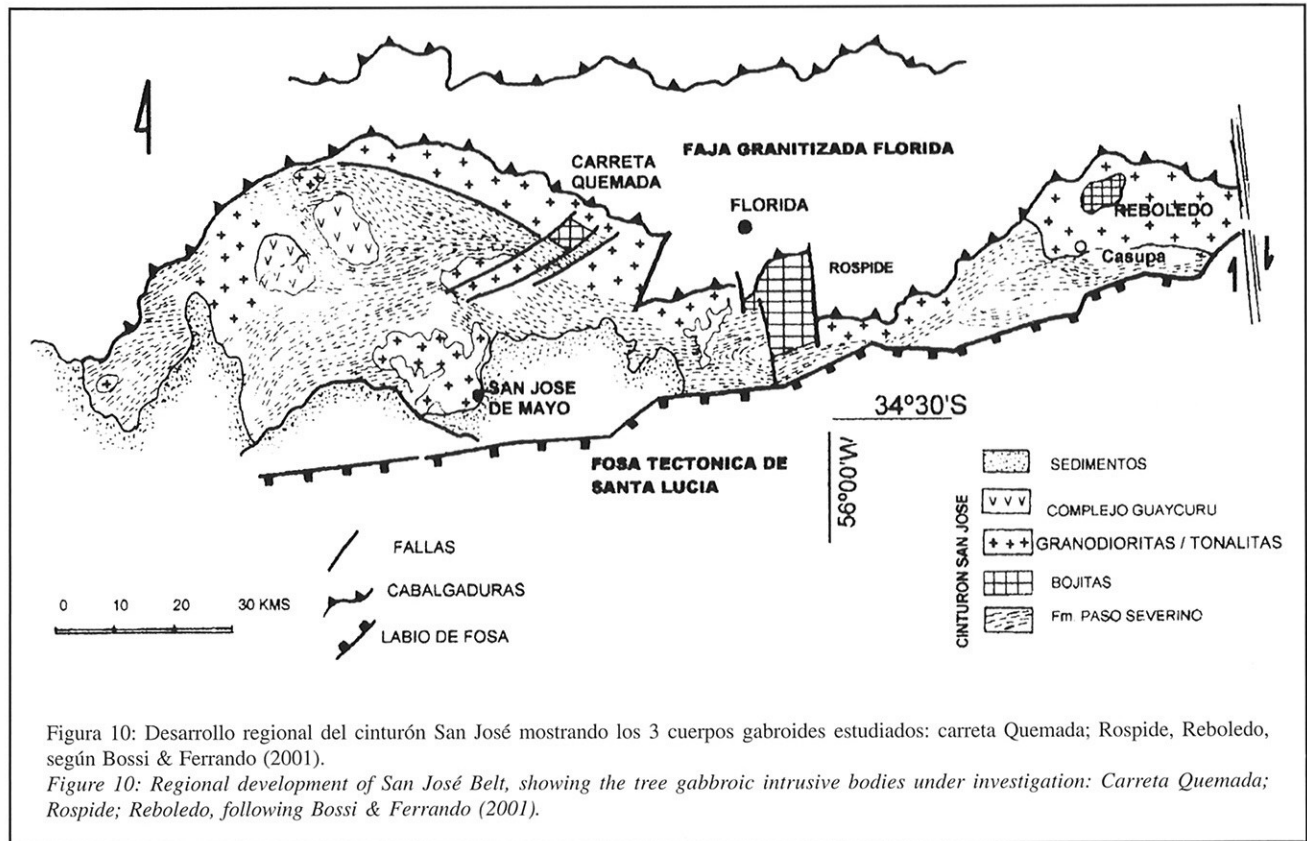
En el diagrama de Streckeisen (1976) caen en el campo de los gabros cuarzosos (Figura N°7) coincidiendo con la composición del área del complejo Marincho. Las hornblenditas se sitúan en el diagrama de de la Roche (1964) en un dominio netamente diferente de las restantes unidades (Figura N° 8). Estos aspectos geoquímicos y petrográficos permiten definir diferentes líneas evolutivas sugiriendo orígenes diferentes para las granodioritas y las hornblenditas porfíricas, lo que encaja perfectamente con las observaciones de campo que muestran estructuras de mezcla de magmas. Según Preciozzi (1989 c) las hornblenditas contienen 55 % de  $SiO_2$ ; 11 % de  $Al_2O_3$ ; 10 % de CaO y 10 % de MgO.

Estudios más recientes definen la naturaleza del magmatismo intrusivo así como la edad del emplazamiento. Bossi et al. (1998) reconocen la existencia de mezclas de magmas entre granodioritas y hornblenditas porfíricas descritas en detalles por Schipilov et al. (1998). El complejo intrusivo tiene un enorme desarrollo y en él se han reconocido 3 cuerpos de gabros asociados a hornblenditas porfiroblásticas: Carreta Quemada, Rospide y Reboledo. En la Figura N° 10 se señala la ubicación de esto cuerpos así como la dimensión regional de la Suite Isla Mala.

### Gabro Carreta Quemada

Este cuerpo ubicado al NE del Dpto. San José, aflora en un área de 40 km<sup>2</sup>. La mayoría de los contactos con los metamorfitos de la Fm. Paso Severino son tectónicos, pero en el W se observan contactos intrusivos, hacia el E se observa una extensa zona de mezcla de magma con la

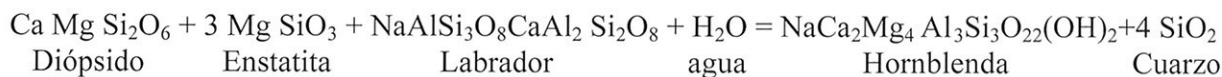




granodiorita más abundante del área y hacia el NW pasa a una tonalita a través de una faja de enclaves mutuos (Figura N°11). Según Schipilov et al. (1998) está compuesto por rocas melanócratas, anfibólicas con texturas granudas, poiquiliticas y cumulares, con llamativo zoneado litológico concéntrico.

En este cuerpo, del centro a la periferia, es notoria la disminución del piroxeno hasta desaparecer y la aparición creciente de cuarzo y epidoto. La plagioclasa es siempre zoneada, lo que indica según Mason (1990) que hay ausencia de metamorfismo o no fue suficiente para homogeneizarla. La roca se puede clasificar como gabro hornbléndico siguiendo la propuesta de Teruggi (1980). Para rocas con hornblenda primaria Johansen (1958) propuso el nombre de bojitas, típicamente asociadas a series TTG según Bender et al. (1982).

La aparición de cuarzo junto con la alteración de la plagioclasa, la desaparición de piroxeno y formación de hornblenda ha sido explicado por Deer et al. (1964) según la siguiente ecuación:



En el estudio del gabro Carreta Quemada quedó demostrado el origen magmático del cuerpo que contienen las hornblenditas como fase terminal del proceso. La aparición de los anfíboles asociados a liberación de sílice explica el hecho que todos los cuerpos contengan filones de cuarzo y que muchos de ellos puedan estar mineralizados.

Desde el punto de vista geoquímico son rocas básicas con 50 ± 2 % de SiO<sub>2</sub>; 13 ± 1 % de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 10 ± 3 % MgO; 10 ± 2 % CaO; hipersteno normativo importante y pequeñas cantidades de cuarzo normativo. En el diagrama de la Roche et al. (1980) caen en el campo de los gabros (Figura N° 9).

### Gabro Rospide

Se desarrolla por extenso en el Dpto. de Florida a 5 km al SE de la capital. Posee geometría casi rómbica definida por controles tectónicos NS y NE. El apéndice al W de la Ruta N°5 intruye

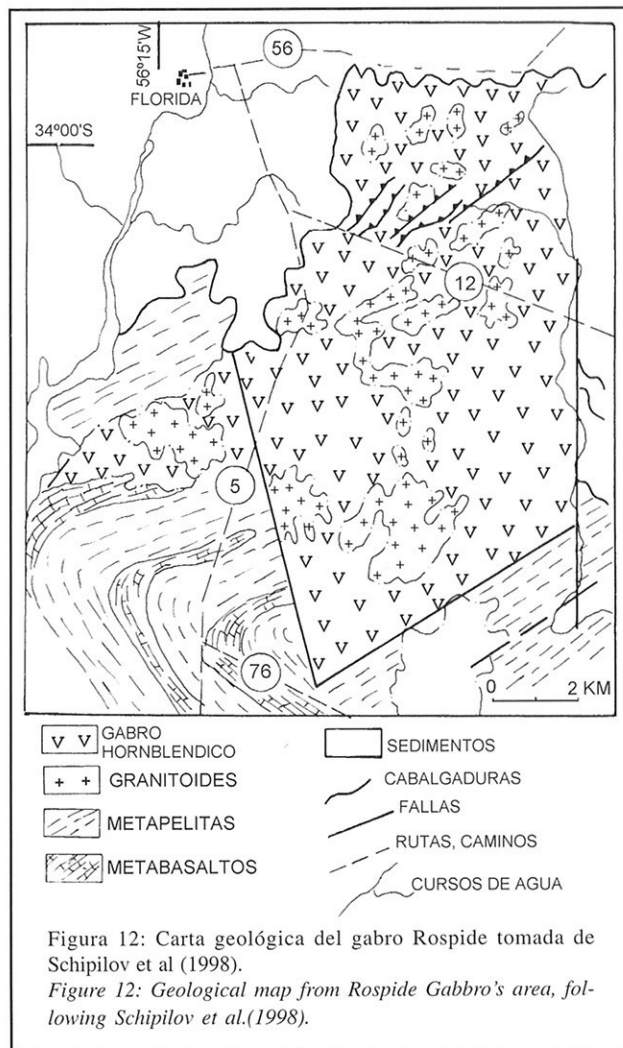
litologías de la Fm Paso Severino. El borde N es una discontinuidad tectónica subhorizontal con abundantes pegmatitas peraluminosas inyectadas según esos planos y rocas infracrustales que las cabalgan con vergencia hacia el S (Figura N°12).

El macizo presenta asociación de granodiorita y gabro con zonas de hornblenditas determinando típicas estructuras de mezcla de magma y mutuo recorte. En las facies básicas se verifican variaciones mineralógicas y texturales con rocas porfíricas conteniendo entre 40 – 60 % de hornblenda en megacristales automorfos de 0.5 a 2 cms, 15 – 35 % plagioclasa y 15 – 25 % de clinopiroxeno.

El estudio geoquímico se basó en 4 muestras petrográficamente diferentes y representativas analizadas en ACTLABS de Canadá por ICP e ICP/MS. (Figura N° 12 y Tabla N°IV). Estas muestras en el diagrama de la Roche et al. (1980) caen en el campo de los gabros (Figura N°9). Las estrechas relaciones con estructuras de mezcla de magma de estos gabros y sus hornblenditas con tonalitas, granodioritas y gra-

nitos, presentando enclaves múltiples y pasajes graduales inyectando la Fm. Paso Severino, aseguran un origen magmático. Estas características permitieron conocer la edad de emplazamiento del conjunto determinándola edad de granitoides por isócrona de rocas totales en 1961 ± 46 (Cingolani et al. 2001) y U-Pb en circones de granodiorita con 2040 ± 10 Ma. (Hartmann et al., 2000), así como las condiciones de emplazamiento en 700 ± 40°C y 1.5 ± 0.3 kbars por relaciones de Al<sup>IV</sup> de hornblenda y plagioclasa cogenéticos determinados por la Prof. Carmen Galindo (*com. pers.*).

El comportamiento de las tierras raras normalizadas con Manto Primitivo (Figura N°13) muestran características similares para las pocas rocas analizadas, sean gabros u hornblenditas: débil enriquecimiento en tierras raras livianas (La/Yb)<sub>N</sub> = 2.5 y una notoria anomalía positiva de Eu. El coeficiente molar mg = MgO/(MgO+FeO) se ubica entre 0.55 y 0.65 de modo que estos gabros pueden ser fusiones directas del Manto Primitivo.



### Gabro Reboledo

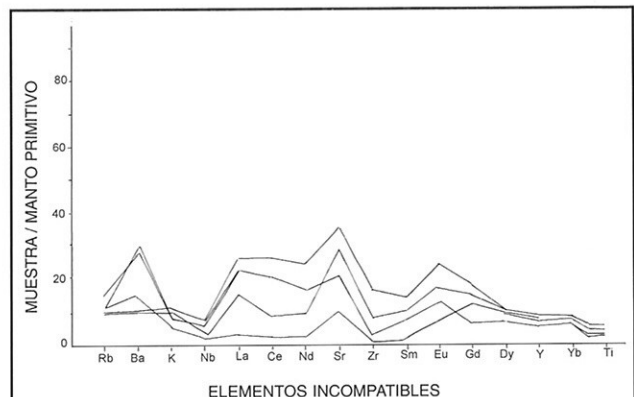
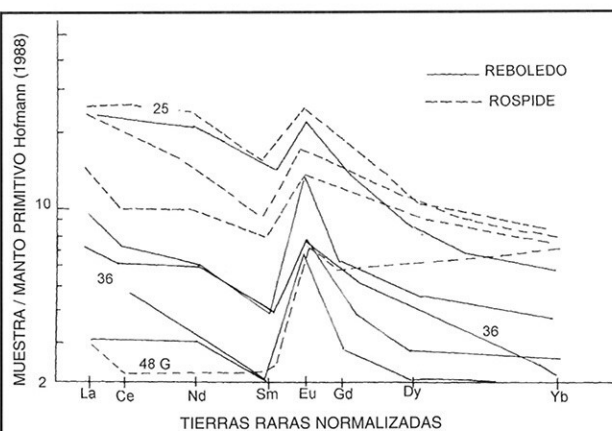
Este cuerpo de rocas ígneas básicas fue descubierto por Bossi y Navarro en 1982 a unos 5 km al E de la localidad de Reboledo en el Departamento de Florida por la existencia de un promontorio rocoso que toma el nombre de local de Piedra Campana. Se trata de una roca granuda sin orientación estructural, compuesta por 35% CIPx + 10 % Opx+ 50 % plagioclasa (labrador) + opacos. Para obtener una carta geológica confiable a escala 1/100.000 debieron relevarse 150 puntos en 60 km<sup>2</sup>, porque la fotogeología no ayudó a trazar bordes, existen discontinuidades tectónicas subhorizontales asociables a cabalgaduras y la forma es ameboide (Figura N°15).

Desde el punto de vista petrográfico se diferencian claramente dos tipos de roca como más abundantes: un gabro de textura granuda equigranular y una hornblendita de textura porfírica con megacristales de hornblenda. El gabro presenta entre 60 % y 70 % de plagioclasa labrador, 20 – 25 % de ortopiroxeno y 5 – 15 % de clinopiroxeno. Las hornblenditas contienen 55 – 65 % de hornblenda, 30 – 40 % de plagioclasa fuertemente saussuritizadas y 2 a 10 % de clinopiroxeno.

**Tabla IV:** Datos geoquímicos de gabro hornbléndico Rospide (Schipilov et al. 1998).

Table IV: Rospide hornbléndic Gabbro geochemical data (Schipilov et al. 1998).

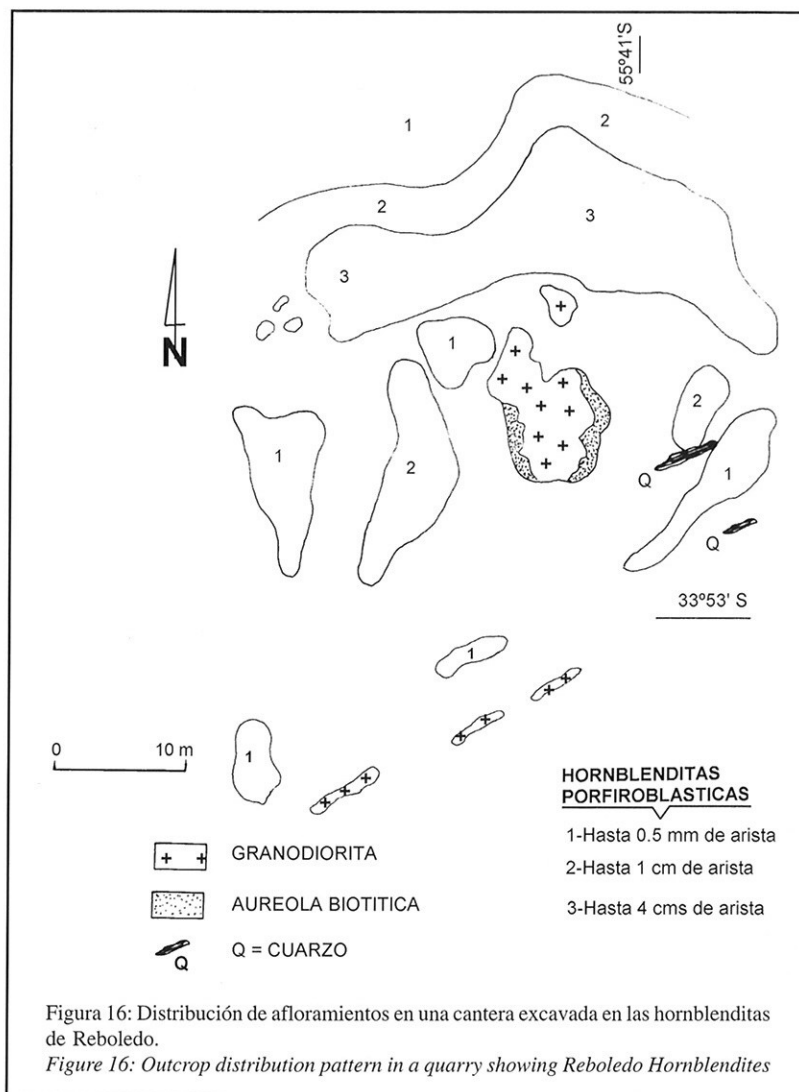
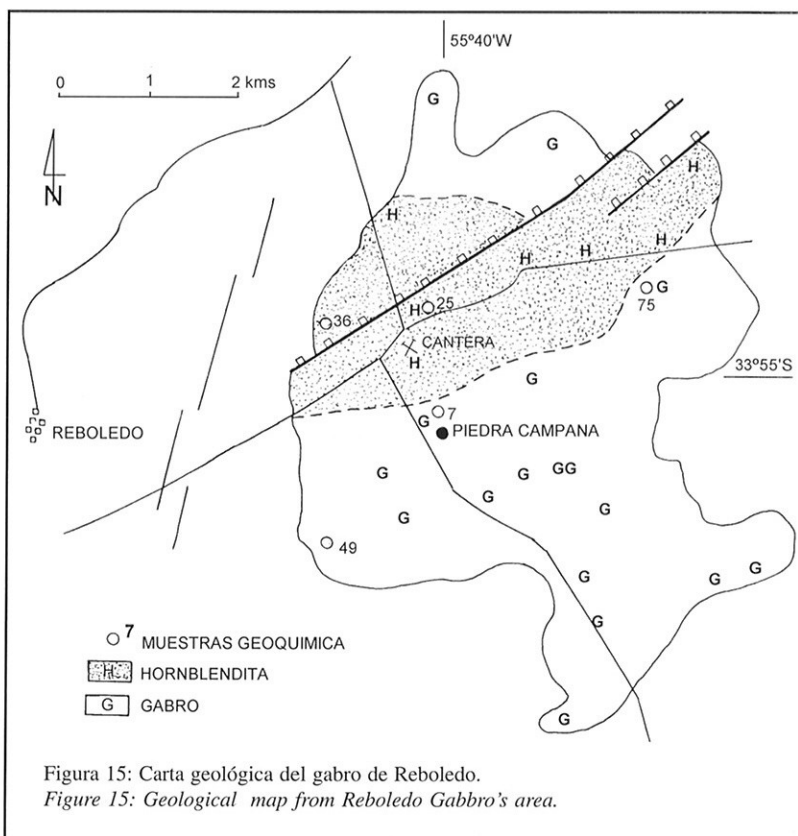
| SiO <sub>2</sub> %               | 50.5 ± 2  | MgO %               | 10 ± 2    | NORMA |       |        |
|----------------------------------|-----------|---------------------|-----------|-------|-------|--------|
| TiO <sub>2</sub> %               | 0.4 ± 0.2 | CaO %               | 12 ± 2    | Q     | 2 Di  | 20-45  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> % | 12 ± 2    | Na <sub>2</sub> O % | 2 ± 0.5   | Or    | 3 Hy  | Oct-15 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 8.5 ± 1   | K <sub>2</sub> O %  | 0.4 ± 0.1 | Ab    | 14-20 | Mt 0.5 |
|                                  |           |                     |           | An    | 17-30 | HE 8   |



El estudio litogeoquímico mostró un comportamiento diferencial entre gabros y hornblenditas con una notoria pérdida de  $\text{SiO}_2$  (54% en los gabros; 46% en las hornblenditas) y ganancia en  $\text{CaO}$  y  $\text{MgO}$ . Desde el punto de vista de la composición normativa CIPW, los gabros tienen 10 % cuarzo, 60 % de labrador, 20% de  $\text{Di} + \text{Hy}$  y 10 %  $\text{He}$ ; las anfibolititas 45% labrador – bytownita, 45%  $\text{Di} + \text{Hy}$ : 10 %  $\text{He}$ . En el diagrama  $\text{R}_1\text{R}_2$  de de la Roche et al (1980) las hornblenditas caen en el campo de la piroxenitas en el límite de la dunitas mientras los gabros caen en el campo de los gabro-noritas (Figura N°8).

En la zona indicada como “cante-  
ra” en la Figura N° 15 se pudo estudiar un área de 2900 m<sup>2</sup> con afloramiento casi continuo, lo que permitió conocer el mecanismo de formación de estas rocas. Esta cantera está implantada en un área de hornblenditas de 3 tamaños de megacrístales desde 1 a 4 cm de arista. En la carta geológica relevada a escala 1/200 (Figura N°16) se señala un bloque de granodiorita de 10 m de longitud mayor que es englobado por hornblenditas y desarrollan aureolas con biotitas, mientras al SW del área aparece un filón de granodiorita recortando hornblenditas de grano fino.

Esto prueba la existencia de mezcla de magmas pero eso no parece ser la causa de los enormes cristales porque precisamente su desarrollo no respeta la geometría de la bola de granodiorita englobada ni se forma junto al filón. La hipótesis más defendible parece ser que la transformación de gabro en hornblendita se asocia a una saturación de vapor de agua alcanzando estados de tan baja viscosidad que se desarrollan verdaderos facies pegmatoides, como había sugerido el Prof. Julio Saavedra (*com. pers.*)





El diagrama de variación de los elementos traza incompatibles normalizados a Manto Primitivo adoptando la composición propuesta por Mc Donough et al. (1991) indican enriquecimiento fuerte en Ba, La y Sr y débil en Eu para los gabros, con valores  $<5$  para el resto de los elementos. Las hornblenditas tienen un comportamiento diferente (Figura N°14) en

Ce y Nd. Este diagrama sugiere un 20 % de fusión de Manto en facies peridotita granatífera si se sigue el criterio propuesto por Hofmann (1988).

La relación molar  $mg = MgO/(MgO+FeO)$  se ubica alrededor de 0.6 de modo que no serían fusiones de manto primitivo (cuyo  $mg = 0.7$ ), aunque no está demasiado alejado.

El diagrama de tierras raras normalizadas a Manto Primitivo muestra para todas las rocas (gabros y hornblenditas) el mismo comportamiento: enriquecimiento poco pronunciado de tierras raras livianas  $(La/Yb)_N = 2$  a 5 y una fuerte anomalía positiva de Eu mostrando un enriquecimiento en plagioclasa (Figura N° 13). La relación  $Rb/Sr < 0.03$  sugiere que no hubo contaminación cortical porque es aún menor que la relación en las condritas y el Manto Primitivo. La fuerte anomalía negativa de Nb se observa en todas las rocas.

### Gabro San Carlos

Este cuerpo es descrito por Ledesma et al. (2001), como intrusivo en la Fm. Cerro de San Juan, abarcando un área de 2.5 km<sup>2</sup>. La textura es inequigranular con megacristales de plagioclasa y anfíbol de hasta 1 cm de dimensión mayor. Se describen dos piroxenos: enstatita de hasta 2 mm, conteniendo cristales de iddingsita y augita uralitizada en coronas de reacción. La plagioclasa es labrador, maclada y zoneada con textura cumular. También se forma andesina ( $An_{45}$ ) en bordes de reacción con piroxenos. La uralitización de los piroxenos conduce a actinolita y va asociada a intensa saussuritización. Lo denominan metagabro porque observan dos fases de deformación: foliación protomilonítica subvertical NNE y cabalgaduras N30E 25° SE. En estos planos de cabalgadura se instaló una veta de cuarzo con mineralización aurífera por circulación

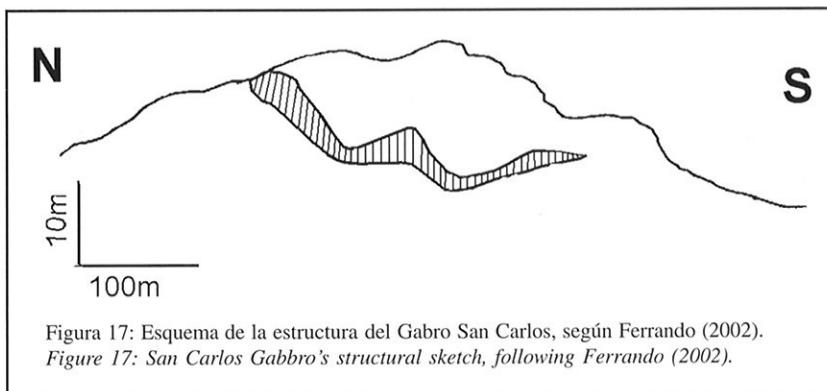


Figura 17: Esquema de la estructura del Gabro San Carlos, según Ferrando (2002).  
Figure 17: San Carlos Gabbro's structural sketch, following Ferrando (2002).

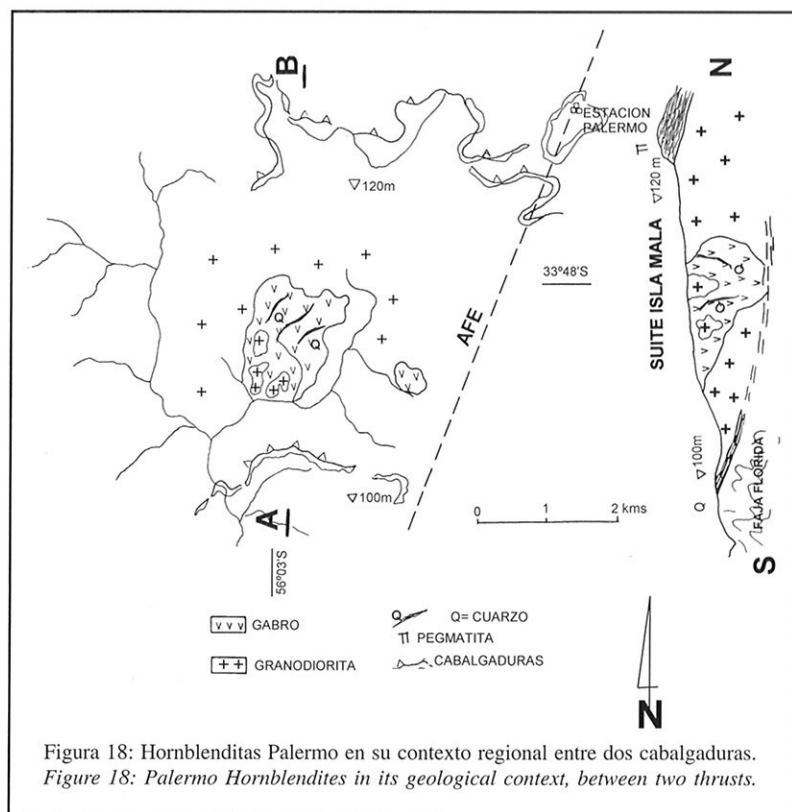
de fluidos. El oro se encuentra en estado nativo, acompañado de calcopirita. El argumento utilizado para ubicar el emplazamiento del filón en la base de la cabalgadura es el intenso cizallamiento subhorizontal del filón de cuarzo, lo que parece inapropiado porque la instalación coetánea de un fluido en una cabalgadura lubrica el desplazamiento sin deformarse (Tommasi et al. 1994; Piñeiro et al. 2000).

Este tema pareció fundamental para considerar con detalle porque registra una mineralización aurífera en un gabro hornbléndico que reúne muchas de las características de las hornblenditas porfíricas motivo de este ensayo. Para lograr información geométrica y cuantitativa de la mineralización se consultó al encargado de la gerencia de explotación durante la operación extractiva. Se trató de un filón de cuarzo lechoso de grano muy fino de 3 a 4 m de potencia conteniendo reservas comprobadas de 40.000 ton con un tenor medio de 12g/ton de oro (480 kg en total). El cuerpo está ubicado en la hoja Miguelete a 4 km al NE del Paso Antolín del Río San Juan con coordenadas planas  $x = 319$ ;  $y = 6219$ .

La estructura del filón deducida de perforaciones de hasta 60 metros de profundidad no confirma una morfología plana o con grandes radios de curvatura. Un corte NS del desarrollo del cuerpo filoniano se muestra en la Figura N°17 según Ferrando (*com. pers.*).

### Hornblenditas Palermo

La descripción original señalando la identidad de los anfíboles de la hornblendita y la granodiorita circundante, motivó la revisión del área, resultando que las rocas básicas y ultramáficas determinaron una típica estructura de mezcla de magmas con tonalitas y granodioritas isótropas de grano medio,



asimilables a la suite Isla Mala. La formación de estas hornblenditas es tardía, asociada a la acumulación de vapor de agua generando la reacción de Deer, verificado por la cantidad de filones de cuarzo que recortan el macizo. Estudiando la geología regional se verifica nuevamente que las hornblenditas pertenecen a un cuerpo básico ultramáfico de la suite Isla Mala en una escama tectónica limitada por dos cabalgaduras: una al N, a cota + 120 m inyectada por pegmatitas peraluminosas y otra al S a cota + 100 m conteniendo filones subhorizontales de cuarzo (Figura N°18).

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las hornblenditas son rocas inconfundibles en el campo y relativamente frecuentes en Uruguay. La detallada descripción de la hornblendita Ushuaia (Acevedo, 2002) aporta información sobre aspectos petrográficos y petrológicos así como su posición geotectónica en el arco magmático calco-alcalino post-orogénico de 113 Ma en el ciclo Andino.

Los estudios realizados en Uruguay sugieren que provienen de un magma diferente al de la serie TTG coetánea (Preciozzi, 1989 a, b y c), a la que asocian con estructuras de mezcla. La cartografía 1/20.000 de 3 cuerpos de ca 2000 Ma en el

cinturón San José permitió concluir que son facies saturadas de agua en los gabros originales operando la reacción de Deer: piroxeno + plagioclasa + agua = hornblenda + sílice.

Son rocas ultramáficas con > 50 % de hornblenda y un contenido de 50-55 % de SiO<sub>2</sub> en peso. En el diagrama R<sub>1</sub> R<sub>2</sub> de de la Roche et al. (1980) caen en el campo de los gabros olivínicos. La relación Rb/Sr entre 0.01 y 0.06 plantea un origen mantélico sin contaminación crustal para el gabro original. El mesurado enriquecimiento en TR livianas (La/Yb)<sub>N</sub> = 3 ± 1 así como la retención de Nb (Briqueu et al. 1984) indicaría la presencia de antiguos componentes crustales en el Manto. Según White (1998) el Nb<sup>+5</sup> es anormalmente bajo en magmas de zonas de subducción. Parámetros de

diferente índole sugieren un proceso genético a partir de magmas mantélicos vinculados a fenómenos de subducción que genera gabros y rocas similares, las que, en una etapa tardía al saturarse en agua, se transforman en hornblenditas porfiroblásticas.

Estas rocas representan una guía geológica inconfundible y muy valiosa para varios fines :

- indicadores de magmatismo calco-alcalino post-tectónico como pocas litologías consiguen serlo *per-se*.
- representantes de facies pegmatoides de ultramáficas, capaces de concentrar oro y platinoides.
- se asocian exclusivamente a supracrustales metamórficas de bajo grado porque su emplazamiento es a poca profundidad (3 a 6 km).
- no representan la cristalización de un magma sino el cumulo de un magma de composición diferente o una reacción tardía en rocas gabroides, como parece ser el caso de las rocas Paleo-proterozoicas de Uruguay.

### Agradecimientos

La elaboración de este ensayo pudo concretarse gracias a la colaboración de colegas y compañeros de trabajo nacionales y extranjeros. En primer lugar se debe agradecer a la Lic. Rosa Navarro quien apoyó todas las etapas de estudio del gabro Reboledo del cual ella fue codescubridora. El

Prof. Julio Saavedra de Salamanca aportó valiosas sugerencias petrogenéticas. La Prof. Carmen Galindo de la Complutense de Madrid hizo determinaciones de termobarometría. El Prof. Néstor Campal contribuyó en las discusiones metodológicas. La Ayud. Tec. Carmen Oliveira digitalizó los dibujos; la Sra. Olga Franco digitalizó el manuscrito original en varias etapas. La Bach. Gabriela Iardino colaboró en el trabajo de campo y petrografía del gabro Reboledo. El apoyo económico de que se dispuso provino de la Facultad de Agronomía de la Udelar.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACEVEDO, R. 1992. Los anfíboles cálcicos como indicadores del origen magmático intrusivo de las rocas melanocráticas del batolito andino en Tierra del Fuego. In: CONGRESO LATINOAMERICANO DE GEOLOGÍA, 8. España. Actas 4: 163–167.
- ACEVEDO, R. 1996. Los mecanismos sustitutivos y los factores de evolución en los anfíboles de la Hornblendita Ushuaia, Tierra del Fuego. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 51(1) : 69–77.
- ACEVEDO, R.; LINARES, E.; OSTERA, H.; VALIN, O.; ALBERDI, M. 2002. La hornblendita Ushuaia (Tierra del Fuego): Petrografía, geoquímica y geocronología. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 57(2): 133 – 142.
- BASEI, M, SIGA, J.R. ; MASQUELIN, H; HARARA, O ; REIS NETO , J y PRECIOZZI, F. 2000. The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its folerand domain, Río de la Plata craton. In: U. CORDANI, E MILANI; A. THOMAZ FIHLO; D .CAMPOS; (Ed): *Tectonic evolution of South America*: 311 – 334. Río de Janeiro.
- BENDER, F.; HANSON, G.N & VENCE A.E. 1982. The Cortland Complex : evidence for large - seale liquid immiscibility involving granodiorite and diorite magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 58: 330–344.
- BOSSI, J & FERRANDO, L. 2001. *Carta Geológica del Uruguay a escala 1/ 500.000*. Versión digital, 2.0. Ed. Cátedra de Geología, Facultad de Agronomía. Montevideo.
- BOSSI, J. & SCHIPILOV, A. 2000. *Rocas Ígneas Básicas del Uruguay. Vol. II*. Ed. CSIC – Facultad de Agronomía.
- BOSSI, J. & SCHIPILOV, A. 2002. Rocas básicas precámbricas del Uruguay. In: TALLER SOBRE LA ESTRATIGRAFÍA DEL PRECÁMBRICO DEL URUGUAY, 2; Facultad de Ciencias, INGEPA, Montevideo.
- BOSSI, J ; FERNANDEZ, A & ELIZALDE, G. 1965. Predevoniano en el Uruguay. *Boletín Facultad de Agronomía*, (78) : 49 pp, Montevideo.
- BOSSI, J. ; FERRANDO, L.; FERNANDEZ, A ; ELIZALDE, G.; MORALES, H.; LEDESMA, J.; CARBALLO, E.; MEDINA, E.; FORD, I. & MONTAÑA, J. 1975. *Carta Geológica del Uruguay a escala 1:1.000.000*. Ed. de los autores. Montevideo.
- BOSSI, J.; PRECIOZZI, F. & CAMPAL, N. 1993. *Predovoniano del Uruguay. Parte 1: Terreno Piedra Alta*. Montevideo. Ed. DINAMIGE. 50 pp.
- BOSSI, J.; MUTTI, D.; PIÑEYRO, D & DI MARCO, A. 1996. El cinturón Arqueano Uruguayo de San José: caracterización litogeoquímica de su área tipo. In: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 13 y CONGRESO DE EXPLORACIÓN DE HIDROCARBUROS, 3. Buenos Aires, Actas, 3: 567 – 579
- BOSSI, J.; FERRANDO, L.; MONTAÑA, J.; MORALES, H.; CAMPAL, N.; GANCIO, F.; PIÑEYRO, D.; SCHIPILOV, A. y SPRECHMANN, P. 1998. *Carta Geológica del Uruguay, escala 1/500.000*. Ed. Geoeditores. Versión digital. Montevideo.
- BOSSI, J; CAMPAL, N.; HARTMANN, L. y SHIPILOV, A. 2001 Predevoniano en el Uruguay : Terrenos y SHRIMP II. CONGRESO LATINOAMERICANO DE GEOLOGÍA, 11. Actas. Montevideo.
- BRIQUEU, L.; BOUGAULT, H. & JORAN, J.L. 1984. Quantification of Nb, Te, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications: *Earth Planetary Science Letters*, 68: 297 – 308.

- CAMPAL, N. & PIÑEIRO, D. 1989. Estiramiento cortical y su posible asociación con tectónica horizontal en fase rígida. In: REUNIÓN DE GEOTRANSECTAS DE AMÉRICA DEL SUR, 2. Mar del Plata.
- CINGOLANI, C. & DALLA SALDA, L. 2000. *Buenos Aires cratonic region*. In: CORDANI, U.G, MILARI, E. THOMAZ FILHO, A. & CAMPOS, D. (Eds.) Tectonic evolution of South America: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS.31. Rio de Janeiro, 139 – 146.
- CINGOLANI, C.; VARELA, R.; DALLA SALDA, L.; BOSSI, J.; CAMPAL, N.; FERRANDO, F; PIÑEYRO, D. & SCHIPILOV, A. 1997. Rb-Sr geochronology of the Rio de la Plata craton of Uruguay. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, Sao Paulo. *Anais*, 1:73-75.
- CINGOLANI, C.; BOSSI, J.; VARELA, R.; MALDONADO, S.; PIÑEYRO, D. & SCHIPILOV, A. 2001. Piedra Alta Terrane of Uruguay: Rb-Sr geochronological data of two new Paleoproterozoic (Transamazonian) granitoids. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 3. (Pucón, Chile). *Revista Comunicaciones*, 52: pág. 32. CD SERNAGEOMIN, 109-112.
- DEER W.A; HOWER, R.A. & ZUSSMAN, J. 1964. *Rock forming minerals*. Volume II. London. Ed. Longmans, 435p.
- DE LA ROCHE, H 1964 Sur l' expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches crystallines. *Sciences de la Terre*, (3):243-337.
- DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, P.; GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rock using R1 – R2 diagram in mayor elements analyses: It's relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29: 183-210.
- FERNÁNDEZ, A. & PRECIOZZI, F. 1974. La Formación Arroyo Grande y los granitoides asociados. In: CONGRESO BRASILEIRO DE GEOLOGÍA, 28. Porto Alegre. *Anais*, 1:213-226
- FERRANDO, L. & FERNANDEZ, A. 1971. Esquema tectónico cronoestratigráfico del Pre – Devoniano en el Uruguay. In: CONGRESO BRASILEIRO DE GEOLOGÍA, 25. Sao Paulo, *Anais* 1:213-226.
- FERRANDO, L. 1999. La formación Arroyo Grande. In: TALLER ITINERANTE DE CORRELACIÓN PIEDRA ALTATANDILIA, 2. Documento Interno Cátedra de Geología, Facultad de Agronomía.
- HALLS, H.C.; CAMPAL, N.; DAVIS, D.W. & BOSSI, J. 2001. Magnetics Studies and U-Pb geochronology of the Uruguay dike swarn, Uruguay: paleomagnetic and economic implications. *Journal of South American Earth Science*, 14 : 349- 361.
- HARTMANN, L. A; PIÑEYRO, D.; BOSSI, J.; LEITE, J. & McNAUGHTON, N. 2000. Zircon U- Pb SHRIMP dating of Paleoproterozoic Isla Mala granitic magmatism in the Rio de la Plata craton, Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(2): 105-113.
- HARTMANN, L.A.; CAMPAL, N.; SANTOS, O.; McNAUGHTON, N.; SHIPILOV, A. & LAFON, J. 2001. Archean crust in the Rio de la Plata Craton, Uruguay: SHRIMP U – Pb zircon reconnaissance geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 557- 570.
- HOFMANN, A.W. 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle; continental crust and oceanic crust. *Earth Planetary Science Letters*, 90: 297-314.
- JONES, G.H. 1956. Memoria explicativa y mapa geológico de la región oriental del Departamento de Canelones. *Boletín Instituto Geológico del Uruguay*, (34) .
- JOHANNSEN, A. 1958. *A descriptive petrography of the igneous rocks*. Chicago. Ed. University of Chicago Press, 318 pp.
- KUNO, H. 1966. Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. *Bulletin Volcanology*, 29: 185-222.
- LEDESMA, J. ; HEIMANN, A. & BERGALLI, L. 2001. El metagabro del cerro San Carlos: roca relacionada a una veta de



- cuarzo aurífero en el Cratón del Río de la Plata, SW de Uruguay. *In: CONGRESO LATINOAMERICANO DE GEOLOGÍA* 11, 3p.
- MARI C; COSTA,H ; INFANTOSI , E & GONZALEZ,C 1990. Estudio regional en Sierra Mahoma, San José; *In: CONGRESO URUGUAYO DE GEOLOGÍA*, 1. Montevideo. *Actas*, 1: 145-150.
- McDONOUGH,W.F.; SUN, S.; RINGWOOD, A, E.; JAGOUTS, E. & HOFMANN, A.W.1991. K,Rb and Cs in the Earth and Moon and the evolution of Earth Martle. *Geochimica Cosmochimica Acta. Ross Tylor Symposiun volume*.
- MASON, R. 1990. *Petrology of the metamorphic rocks*. Ed. Unwin Hyman Ltd., London. 230 p.
- MUTTI, D.; BOSSI, J.; DI MARCO, A & PIÑEYRO, D. 1996. The Archean vulcano sedimentary San José Belt (Uruguay). *In: SYMPOSIUM ARCHEAN TERRANES OF AMERICAN PLATAFORM*, Brasilia. 1:26-27.
- OYHANTÇABAL,P.; MEDINA, E. & SPOTURNO, J. 1990. Geología y petrografía del stock de gabro del Arroyo Mahoma. *In: CONGRESO URUGUAYO DE GEOLOGÍA*, 1. Montevideo. 1: 115-122.
- OYHANTÇABAL, P.; DEREGIBUS, M.T.; MUZIO, R. & NARDI,LV.S. 1998. The Soca intrusion: a rapakivi granite of Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(2): 169-178.
- OYHANTÇABAL, P.; SPOTURNO, J.; AUBET, N.; CAZAUX, S. & HUELMO, S. 2002. La Formación Montevideo y los granitos gnéissicos asociados del Basamento Cristalino de Montevideo. *In: TALLER SOBRE LA ESTRATIGRAFÍA DEL PRECÁMBRICO DEL URUGUAY*, 2. Facultad de Ciencias. Montevideo.
- PIÑEYRO, D. & BOSSI, J. 1998 Complejo gabro – granito post – orogénico Guaycurú, Uruguay. *In: REUNIÓN DE MINERALOGÍA Y METALOGENIA*, 4. Bahía Blanca. Universidad Nacional del Sur. *Actas*, 301-307.
- PIÑEYRO, D.; MALDONADO, S. & BOSSI, J. 2002 Terreno Piedra Alta – Aporte a la estratigrafía del basamento cristalino del Uruguay. *TALLER SOBRE LA ESTRATIGRAFÍA DEL PRECÁMBRICO DEL URUGUAY*, 2. Montevideo.
- PRECIOZZI, F. 1989 a. Petrografía y Geoquímica del macizo granodiorítico de Arroyo de la Virgen (Uruguay). *Contribuciones a la Geología de Uruguay*, 6: 1-18. Ed DINAMIGE, Montevideo.
- PRECIOZZI, F. 1989 b. Aspectos petrográficos del complejo intrusivo de Arroyo Marincho y granodiorita Arroyo Grande; (parte I). *Contribuciones a la Geología de Uruguay*, 7: 1-18 Ed DINAMIGE, Montevideo.
- PRECIOZZI, F. 1989 c. Geoquímica del Complejo Arroyo Marincho y granodiorita Arroyo Grande (Uruguay) (Parte II). *Contribuciones a la Geología de Uruguay* 8 : 1-18 Ed. DINAMIGE, Montevideo.
- PRECIOZZI, F 1989- d . Aspectos petrográficos y geoquímicos del Complejo Intrusivo de Isla Mala (Uruguay). *Contribuciones a la Geología de Uruguay*, 9 : 1-18 Ed. DINAMIGE, Montevideo.
- PRECIOZZI, F. ; BASEI, M. & MASQUELÍN, H. 1999. New geochronological data from the Piedra Alta Terrane (Rio de la Plata cratón). *In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE.GEOLOGY* 2, Villa Carlos Paz, Córdoba. 295-299.
- PRECIOZZI, F. ; SPOTURNO, J.; HEINZEN, W. & ROSSI, P. 1985 *Carta Geológica del Uruguay a escala 1/500.000*. Ed. DINAMIGE. Montevideo.
- SCHIPLOV, A.; IARDINO, G.; BOSSI, J. & PIÑEYRO, D. 1998. Gabros hornbléndicos Eo Proterozoico del Cinturón San José. *In: REUNION DE MINERALOGÍA Y METALOGENIA*, 4. Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca. 309-316.
- STRECKEISSEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sciences Review*, 12: 1-33.
- TEXEIRA, W.; RENNE, P. ; BOSSI, J. ; D'AGRELLA FILHO, 1999.  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  and Rb-Sr geochronology of the Uruguay dike

- swarm, Rio de la Plata cratón. *Precambrian Research*, 93: 153-180.
- TERUGGI, M. 1990. *Clasificación de las rocas ígneas según la subcomisión de sistemática de la IUGS*. Ed. Libratrt, Buenos Aires.
- TOMMASI, A., VAUCHEZ, A., FERNÁNDES, L. & PORCHER, C. 1994. Magma-assisted strain localization in an orogen-parallel transcurrent shear zone Southern Brazil. *Tectonic*, 13 (2): 421-437.
- UMPIERRE, M. & HALPERN, M. 1971 edades Sr/Rb del Sur de la República Oriental del Uruguay. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 6: 133-155.
- VILLAR, M. & SEGAL, S. 1990 Caracterización petrológica y metalogenética del Complejo gábrico próximo a San José de Mayo, Uruguay. In: CONGRESO URUGUAYO DE GEOLOGIA, 1. Montevideo. *Resúmenes Expandidos*, I: 199-204.
- WALTHER, K 1948. El basamento cristalino del Departamento de Montevideo. *Boletín Instituto Geológico*, (33).
- WHITE, W. M. 1998-2003. Geochemistry. John-Hopkins University Press. On line Text-book. [www.geo.cornell.edu](http://www.geo.cornell.edu).
- Recibido: 30 de junio de 2004**  
**Aceptado: 1 de febrero de 2005**