

Universidad de la República
Facultad de Agronomía

Area Suelos y Aguas
Cátedra de Geología



CORRELACION



PIEDRA ALTA
CSIC - Uruguay

TANDILIA
CONICET - Argentina

TERRENO **PIEDRA ALTA**

J. Bossi

N. Campal

D. Piñeyro

A. Schipilov

L. Ferrando

R. Navarro

L. Dalla Salda

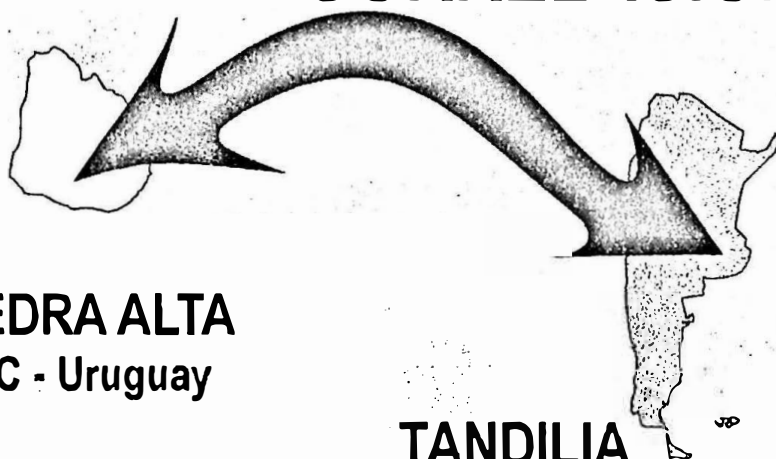
C. Cingolani

R. Varela

M. Lopez de Lucchi

Octubre de 1996

CORRELACION



PIEDRA ALTA
CSIC - Uruguay

TANDILIA
CONICET - Argentina

TERRENO PIEDRA ALTA

J. Bossi

N. Campal

D. Piñeyro

A. Schipilov

L. Ferrando

R. Navarro

L. Dalla Salda

C. Cingolani

R. Varela

M. Lopez de Lucchi

Octubre de 1996



Correlación tectono-estratigráfica entre los
bloques componentes del cratón cisplatino
para elaborar criterios metalogenéticos

TERRENO PIEDRA ALTA

J. Bossi
N. Campal
D. Piñeyro
A. Schipilov

L. Ferrando
R. Navarro

L. Dalla Salda
C. Cingolani
R. Varela
M. Lopez de Lucchi

Octubre de 1996

TABLA DE CONTENIDO

PRESENTACION

OBJETIVOS

PRECAMBRICO EN URUGUAY

TERRENO PIEDRA ALTA

CINTURON ARROYO GRANDE

Formación Arroyo Grande
Intrusiones Asociadas

CINTURON SAN JOSE

Formación Paso Severino
Conclusiones Parciales
Plutonismo Intrusivo
Complejo Carreta Quemada
Complejo Isla Mala

CINTURON MONTEVIDEO

Formación Montevideo
Formación Mosquitos
Migmatitas
Intrusiones Asociadas
Granito de Soca

FAJA GRANITIZADA FLORIDA

Granito de Cerro Colorado
Granito de Florida (Piedra Alta)
Gabro Berrondo - Reboledo
Complejo Guaycurú
Cabalgadura de 1900 Ma
Conclusiones Parciales

FAJA GRANITIZADA SAN JOSE

AREA CERROS OJOSMIN

HAZ DE MICROGABROS FILONIANOS

CONCLUSIONES GENERALES

BIBLIOGRAFIA

PRESENTACION

El zócalo cristalino precámbrico ocupa el subsuelo directamente aflorante y/o la roca madre de los suelos de una superficie de 50000 km², lo que representa el 30 % de la superficie continental uruguaya.

Ello representó que desde las investigaciones pioneras del Prof. K. WALTHER (1911-1948) existieran abundantes trabajos de JONES (1956), GOÑI (1956- 1959), BOSSI (desde 1965), FERRANDO (desde 1971), CAMPAL (desde 1988), entre los más significativos.

El zócalo antiguo en Uruguay es de muy difícil interpretación detallada por la escasez general de afloramientos y la existencia de fenómenos geológicos de diversa índole, superpuestos en cada zona a lo largo del transcurso de varios centenares de millones de años para las rocas más jóvenes y algunos pocos miles de millones para las más antiguas.

Sin embargo, ya es el asiento de importantes recursos minerales (granitos, agua mineral, calizas, dolomitas ...) y probablemente encierre recursos hasta ahora no explotados (hierro, oro y titanio) e incluso no descubiertos, si se compara con otras zonas similares del mundo (Australia, Sudáfrica, Brasil, Canadá).

Estas consideraciones condujeron a firmar un convenio de intercambio científico entre la Cátedra de Geología de la Facultad de Agronomía de Uruguay y el Centro de Investigaciones Geológicas de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata de la Rca. Argentina.

El grupo uruguayo estuvo constituido por cuatro docentes de la Cátedra de Geología que se dedican a rocas cristalinas (J. BOSSI, N. CAMPAL, A. SCHIPILOV, D. PIÑEYRO) y profesionales independientes vinculados (L. FERRANDO, R. NAVARRO). El grupo argentino, liderado por el Prof. L. DALLA SALDA, estuvo integrado por los Profs. C. CINGOLANI, R. VARELA y M. LUCCHI. Algunos aspectos parciales fueron encarados por grupos binacionales en los que intervinieron los profs. argentinos D. MUTTI y A. DI MARCO (Univ. Buenos Aires), la Dra. L. VILLAR (Dirección Nacional de Minería) y el Prof. A. TOSELLI (Univ. Nal. Tucumán).

Se elaboró así el proyecto titulado *CORRELACION TECTONOESTRATIGRAFICA ENTRE LOS BLOQUES COMPONENTES DEL CRATON CISPLATINO, PARA ELABORAR CRITERIOS METALOGENICOS*, suscrito en julio de 1995.

El presente informe da cuenta de los resultados obtenidos en el estudio de actualización realizado en el bloque uruguayo como consecuencia de casi un año de actividades de terreno y laboratorio de varios pequeños grupos en giras realizadas en toda el área.

Esta información original debió generarse para explicar algunos aspectos confusos de los antecedentes disponibles. El resto de lo antecedentes, considerados actualmente válidos, se reproducirán adecuadamente adaptados, en este documento.

OBJETIVOS

El objetivo central del proyecto fue la realización de la correlación existente entre las áreas que forman el cratón Cisplatino: Tandilia en la Rca. Argentina y el zócalo cristalino antiguo (hoy Terreno Piedra Alta) en Uruguay. Ambas unidades tectono-estratigráficas poseen muchas características comunes según una revisión y puesta al día de los conocimientos realizada por DALLA SALDA *et al.* (1988). Como ambas áreas fueron objeto de abundantes trabajos de relevamiento de detalle desde entonces, justifica una nueva actualización de los datos.

El proyecto encaró reunir dos equipos científicos de larga experiencia en el tema, para descifrar la secuencia de episodios geotectónicos que construyeron ambos bloques actualmente separados y que hasta el presente han tenido dificultades de ubicación en las reconstrucciones paleogeográficas de los bloques continentales durante el Proterozoico.

La existencia de ciertos indicios auríferos en Uruguay, alguno de ellos en estado de incipiente explotación, abrigó la idea de poder comparar, compatibilizar y complementar la información disponible en ambas áreas, para intentar optimizar los criterios de prospección y obtener guías razonablemente precisas para la evaluación de posibles yacimientos.

Para ello el proyecto incluyó relevamientos geológicos de unidades específicas que permitieran establecer relaciones espaciales y temporales entre mineralizaciones y rocas encajantes, así como encuadrarlos en posibles ambientes geotectónicos.

El trabajo en Uruguay se programó en 2 etapas, de las cuales el informe que sigue da cuenta de la primera.

El programa de trabajo comprendía las siguientes tareas divididas en 2 períodos:

1 - Relaciones estructurales y geotectónicas entre las fajas de rocas volcano-sedimentarias metamorfizadas y los bloques granito-gnéissicos.

- Relevamientos geológicos a escala 1/200.000.
- Muestreo de unidades de interés económico.
- Geología estructural de detalle.
- Relaciones tectono-estratigráficas.
- Obtención eventual de nuevas edades radiométricas.

2 - Ubicación de las anomalías auríferas en el contexto geológico regional. Programa a definir luego de la primera fase.

El trabajo en Tandilia (Argentina) también se realizaría en 2 etapas:

1 - Actualización de las características geológicas a escala regional.

- Revisión de la secuencia cronológica de eventos.
- Obtención de nuevas edades radiométricas.
- Localización de complejos granitoides.

2 - Estudio regional de unidades potencialmente portadoras de oro: milonitas y rocas graníticas.

La secuencia detallada de esta segunda etapa se haría según los resultados que se obtuvieran en la primera.

INTRODUCCION.

La síntesis más reciente sobre la naturaleza del zócalo cristalino transamazoniano (2000 ± 100 millones de años) en el suroeste de Uruguay y la región de Tandilia en el sur de la provincia de Buenos Aires en Argentina, fue realizado por DALLA SALDA *et al.* (1988) como uno de los componentes de los cratones sudamericanos.

De la misma fecha data la síntesis de conocimiento sobre Uruguay que plantean BOSSI y NAVARRO (1991) por la demora generada en el proceso de publicación en la Universidad de la República de Uruguay.

Desde la fecha hasta el presente, el avance de los conocimientos ha sido curiosamente muy importante, por la superposición de varios proyectos y programas que tuvieron resultados concretos y datos que mejoraron la información o la transformaron casi completamente.

Los principales avances en Uruguay se originaron en 5 programas concretos:

- ☑ Granito negro (1988-1991) con el apoyo del Centro Internacional de Investigaciones para el Desarrollo (CIID) de Canadá que permitió un relevamiento detallado de un área de casi 300.000 km² en el centro sur del país.
- ☑ Conferencia Internacional sobre Eo Paleozoico de Iberoamérica que tuvo lugar en Mérida (España) en 1992.
- ☑ Simposio Internacional sobre Neo Proterozoico - Cámbrico en el área del Río de la Plata, con sede en Rocha y Lavalleja (Uruguay).
- ☑ Programa Evolución Paleogeográfica del Nudo Tectónico de las puntas del arroyo Mansavillagra financiado desde enero de 1996 por el CONICYT (Programa Clemente Estable).
- ☑ Trabajos de empresas privadas desde hace más de 10 años que recién ahora se están dando a conocer.

La Comisión Sectorial de Investigación Científica de la Universidad de la República de Uruguay (CSIC) dio la posibilidad de intercambiar opiniones con investigadores argentinos de primer nivel en temas de rocas precámbricas.

De ello surgió el documento que se expone con relación a la naturaleza geológica, tectono-estratigráfica y geocronológica del zócalo cristalino del centro-sur de Uruguay como base de comparación con el área de Tandilia en la provincia de Buenos Aires (Argentina).

El esquema clásico de subdivisión en dos ciclos orogénicos a partir del planteo de BOSSI *et al.* (1967) perfeccionado por FERRANDO y FERNANDEZ (1971) con una unidad de 2000 millones de años en el oeste y otra de 500 - 600 Ma en el Este, basados en los trabajos de HART (1966) y UMPIERRE y HALPERN (1971) respectivamente, no mantiene actualmente su vigencia. Tampoco mantiene vigencia el planteo de BOSSI (1983) proponiendo la existencia de 3 ciclos, uno de ellos arqueano.

Las investigaciones comenzadas en 1986 aplicando los criterios geológicos actualmente aceptados, condujeron al hallazgo de grandes fallas de transcurrencias y cabalgaduras con varias edades durante el precámbrico que permitieron mejorar todos los esquemas anteriores y explicar buena parte de las incoherencias no resueltas (BOSSI y CAMPAL, 1992).

Una vez aprendidos los criterios de reconocimiento de transcurrencias y cabalgaduras, durante los trabajos de relevamiento financiados por la CSIC, fue posible hallar nuevas evidencias en períodos más antiguos y explicar también estructuras geológicas que resultaban incomprensibles desde hace varias décadas (zona de villa 25 de Mayo en Florida; pegmatitas horizontales en el arroyo Pintos, Flores; interrupción de las fajas volcano-sedimentarias en San José y Montevideo...).

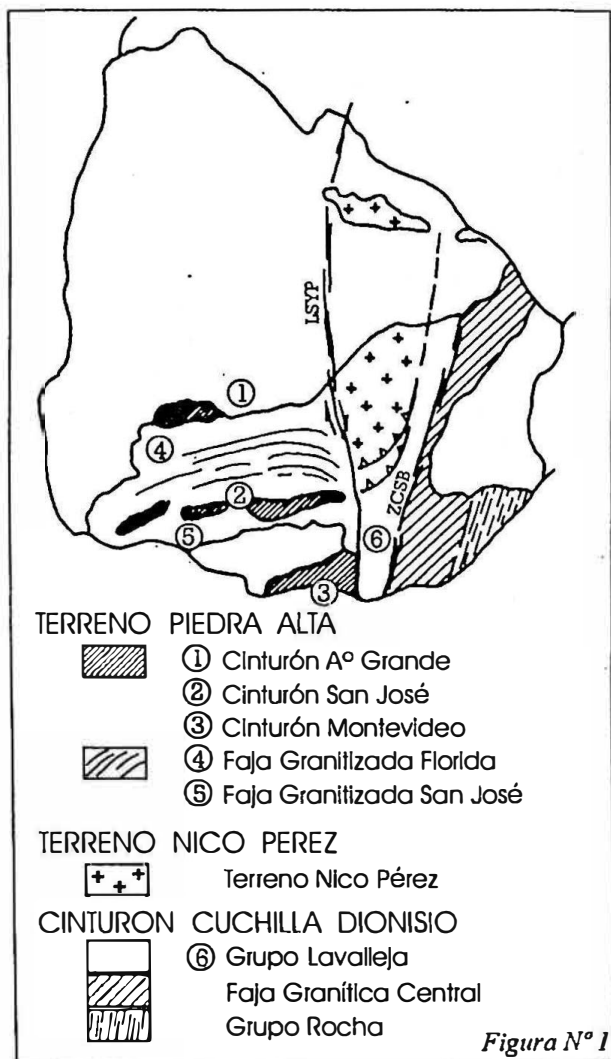
Los cambios resultantes en las estructuras geológicas y los procesos generadores que de ellas pudieron deducirse provocaron modificaciones tan importantes que merecieron la redacción de un documento con las características de actas de un taller, sobre lo que ahora se denomina Terreno Piedra Alta desde la propuesta formulada por BOSSI *et al.* (1993).

PRECAMBRICO EN URUGUAY.

A partir de los avances arriba citados es posible dividir el basamento cristalino precámbrico del Uruguay en 3 grandes unidades de evolución geológica, naturaleza litológica y rasgos estructurales netamente diferentes:

- terreno Piedra Alta.
- terreno Nico Pérez.
- cinturón Cuchilla Dionisio.

En la figura N° 1 modificada de BOSSI *et al.* (1993) se muestra la distribución de cada una de estas unidades, así como las fallas transcurrentes y cabalgaduras más notorias a lo largo de las cuales se desplazaron horizontalmente los diferentes complejos ígneo - metamórficos.



El terreno Piedra Alta está ubicado al oeste de la transcurrencia dextral de primer orden denominada lineación Sarandí del Yí - Piriápolis (LSTP), que operó hace 1200 Ma según CAMPAL *et al.* (1995). Está compuesto por 3 fajas de rocas metamórficas de grado bajo a medio, derivadas de paquetes volcánico-sedimentarios de desarrollo este-oeste separadas entre sí por extensas áreas granito-gnéissicas, según la descripción de BOSSI y NAVARRO (1991). Aparecen actualmente características litológicas similares en el Cerro Ojosmn según recientes datos de L. FERRANDO.

La faja metamórfica central se denomina cinturón San José y es atribuida al arqueano (MUTTI *et al.*, 1996) porque es recortada por un complejo de tipo TTG con una edad de 2450 ± 50 Ma según datos Rb/Sr en roca total obtenidos por PRECIOZZI (1993).

El cinturón Arroyo Grande es la faja metamórfica desarrollada en el borde norte del área aflorante del Terreno Piedra Alta. A partir de la descripción de FERNANDEZ y PRECIOZZI (1974) reinterpretada por BOSSI y NAVARRO (1991), se trata también de un paquete volcánico-sedimentario de grado metamórfico medio a bajo, el cual es asignado también al arqueano por BOSSI *et al.* (1993) pero con grandes incertidumbres porque las isocronas Rb/Sr realizadas por PRECIOZZI y BOURNE (1992) son poco precisas (2501 ± 112 ; 2544 ± 38 ; 2386 ± 120).

La faja volcánico-sedimentaria del sur, denominada cinturón Montevideo, ha experimentado metamorfismo de grado medio. Su edad no es conocida con precisión, aunque se supone por criterios puramente geológicos, que se ha formado en la misma época que los anteriores.

Los granitos, granodioritas y migmatitas desarrollados en extensas fajas entre los cinturones metamórficos, presentan edades Rb/Sr en roca total sistemáticamente ubicadas alrededor de 2000 Ma, por lo que se asocian desde ALMEIDA (1976) al ciclo Transamazoniano, de gran desarrollo regional en América del Sur.

Estas edades cercanas a 2000 Ma también son dominantes en extensas áreas de Tandilia, en el Sur de la provincia de Buenos Aires y ello constituye uno de los elementos de correlación más prominentes con el Terreno Piedra Alta.

Luego de este proceso de generación de rocas plutónicas transamazonianas el bloque se cratonizó y formó parte de un extenso bloque continental en el que se inyectó un haz de miles de diques máficos subparalelos de paredes verticales hace 1780 ± 7 Ma (BOSSI y CAMPAL, 1991).

El Terreno Nico Pérez se desarrolla al Este de la LSYP y fue descubierto por BOSSI y CAMPAL (1992). Está constituido por secuencias sedimentarias (minerales de hierro bandeado, para piroxenitas, paragneisses y granitos con pertitas cordadas) de alto grado de metamorfismo. El grado metamórfico crece de sur a norte y en el Dpto. de Rivera, en la isla cristalina entre Minas de Corrales y Vichadero, se desarrollan típicas granulitas con pertitas cordadas, cuarzo y ortopiroxeno (hiperstenos). En cambio, en el extremo sur del terreno, al sureste de la localidad de Illescas, los minerales de hierro son típicas taconitas con magnetita, cuarzo y hornblenda. Aparecen también aislados lentes poco importantes de dolomitas cristalinas que pertenecen a la fm. Valentines (BOSSI y NAVARRO, 1991).

La edad de estos metamorfitos no es conocida con certeza. En Uruguay se dispone de un solo dato obtenido por Sr/Rb en roca total por SOLIANI (1986) con valores de 2200 ± 100 Ma Usando datos de unidades geológicas equivalentes del estado de Río Grande del Sur, el mismo autor encontró valores de 2165 ± 91 para los gneisses de Encantadas, 2030 ± 73 Ma, 2367 ± 121 y 2541 ± 167 Ma para el Complejo Granítico de Santa María Chico. Aparecen por lo tanto, muchos valores de edad mayor a los límites aceptados para el transamazoniano.

En el extremo sur del área ocupada por el terreno Nico Pérez, hizo intrusión un macizo granítico subvolcánico de naturaleza rapakivi, con grandes cristales ovoides de feldespato potásico y cuarzo celeste, cuya edad UPb en circón fue determinada por L. HEAMANN de Canadá en 1780 ± 5 Ma (CAMPAL y SCHIPILOV, 1995).

La operación dextral de la falla transcurrente Sarandí del Yí - Piriápolis con desplazamiento regional hacia el sur del terreno Nico Pérez con respecto al terreno Piedra Alta, quedó nítidamente registrado por el arqueamiento del haz de filones de microgabros en su proximidad.

La edad de este desplazamiento se ubica en 1240 ± 30 Ma por la determinación K/Ar en muscovitas (C. CINGOLANI, com.pes.) recrystalizadas en granitos tipo

"S" ubicados en los planos de cabalgadura del borde sureste del terreno Nico Pérez. Esta misma edad "grenvilliana" quedó registrada sistemáticamente en escalones intermedios de las curvas Ar^{39}/Ar^{40} en filones de microgabros determinados por P. RENNE de Berkeley, California, USA. (CAMPAL et al., 1995).

El cinturón Cuchilla Dionisio se desarrolla al Este y sureste del terreno Nico Pérez y al Este del Terreno Piedra Alta. Es la unidad más controvertida en el estado actual de los conocimientos a pesar del enorme volumen de información bibliográfica disponible y de la realización en 1993 de un Simposio Internacional sobre el tema en las ciudades de La Paloma (Rocha, Uruguay) y Minas (Lavalleja, Uruguay).

Desde el punto de vista cartográfico, este cinturón está compuesto por 3 bandas subparalelas de naturaleza completamente diferente, separadas por 2 enormes fallas transcurrentes que por la magnitud de las rocas afectadas debieron provocar desplazamientos de dimensiones muy importantes.

El único rasgo común actualmente identificado en las 3 bandas componentes del cinturón Cuchilla Dionisio, es la existencia de un magmatismo granítico plutónico poco profundo de edad comprendida entre 540 y 580 millones de años. Ese magmatismo, por otro lado, ha sido reconocido también en los terrenos Piedra Alta (granito de La Paz) y Nico Pérez (granito de Cementerio en J. Batlle y Ordóñez, granito de Carpintería en Rivera, etc.).

Las fallas transcurrentes, de dirección regional NNE y asombroso trazado rectilíneo en cientos de kilómetros, desarrollan espesos paquetes de ultramylonitas, especialmente en el caso de la zona de cizalla de Sierra Ballena (ZCSB) donde indicadores cinemáticos permiten reconocer desplazamiento sinistral.

La banda occidental (al W de la ZCSB) presenta abundantes calizas, dolomitas, filitas y prasinitas (metabasaltos o meta-andesitas) y constituye la unidad denominada grupo Lavalleja (BOSSI et al. 1965) sobre la que cabalga el grupo Carapé compuesto por metamorfitos de grado medio con abundantes calizas (BOSSI y NAVARRO, 1991).

Recientemente CAMPAL et al. (1995) encuentran abundantes argumentos tectono-estratigráficos, paleontológicos y paleogeográficos para ubicar esta unidad en el Ciclo Uruaçuano (aprox. 1.300 Ma).

La faja central está compuesta principalmente por gneisses, migmatitas y granitos, que constituyen la prolongación meridional del batolito de Pelotas, integrante del cinturón Dom Feliciano separado para el sur de Brasil por FRAGOSO-CESAR *et al.* (1984). Esta faja granítica central se ha desplazado distancias muy importantes en sentido antihorario a lo largo de la ZCSB hasta llegar a ocupar la posición actual.

La faja oriental, compuesta por metapelitas y meta-areniscas de grado de metamorfismo muy bajo, intruídas por un enorme complejo batolítico poli-intrusivo de 445 ± 15 Ma, fue determinado Grupo Rocha por BOSSI (1983). Está adosada a la faja granítica central a lo largo de una importante falla con algunas evidencias de desplazamiento predominantemente horizontal.

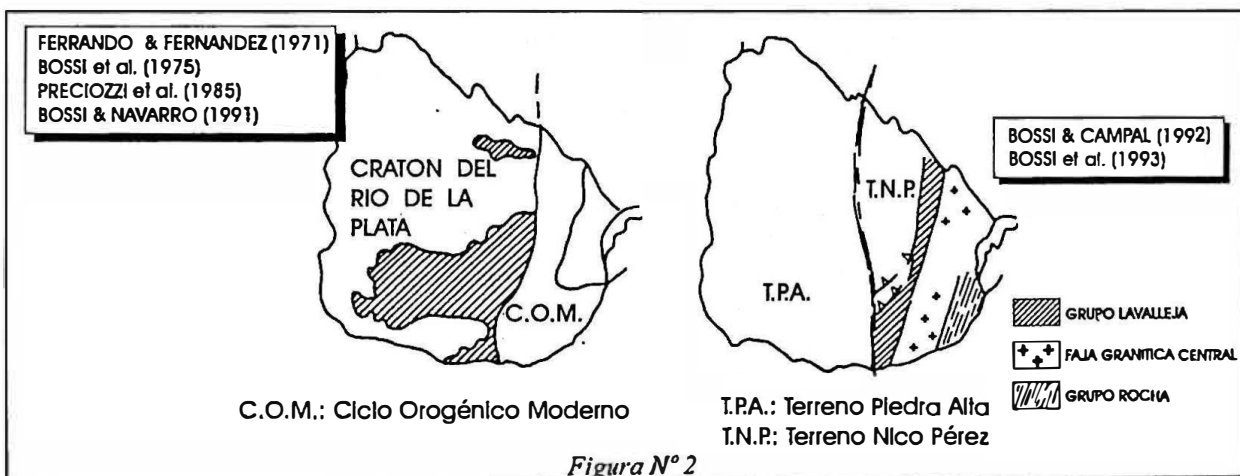
Esta breve síntesis muestra que el sustrato precámbrico del Uruguay, del que forma parte el terreno Piedra Alta, motivo del análisis realizado para su comparación con el bloque Tandilia en la provincia de Buenos Aires, fue construido fundamentalmente por la yuxtaposición de bloques continentales que se adosaron luego de grandes desplazamientos a lo largo de fallas transcurrentes.

El descubrimiento de la LSYP separando tectónicamente los terrenos Piedra Alta y Nico Pérez cambió radicalmente la concepción evolutiva del Precámbrico en Uruguay y obligó a realizar cambios de terminología para evitar el mantenimiento de conceptos equivocados.

La modificación más importante se vincula al hecho de que el sustrato precámbrico de Uruguay no se puede seguir dividiendo en 2 ciclos orogénicos como propusieron BOSSI *et al.* (1967) y FERRANDO y FERNANDEZ (1971).

Los datos actuales muestran una evolución mucho más compleja y la terminología a emplear debe irremediablemente acompañar esos avances.

El cratón del Río de la Plata definido por ALMEIDA (1973) sustituyendo la denominación original de zócalo de la cuenca del Río de la Plata propuesta por FERRANDO y FERNANDEZ (1971) ya no tiene sentido geológico, pues está integrado por dos terrenos que se formaron a distancias impredecibles por ahora y en condiciones netamente diferentes.



Cada uno de los bloques actualmente adosados ha tenido una historia geológica radicalmente diferente, tanto en grado de metamorfismo, como en sucesión estratigráfica, naturaleza del plutonismo y registros de paleoambientes geotectónicos. Se tratan entonces de terrenos tectono-estratigráficos que coinciden exactamente con la definición de MPODOZIS y HERVE (1991). Según estos autores, los terrenos (o "terranes") son entidades geológicas que presentan una asociación estratigráfica con historia geológica diferente de otros terrenos o áreas estables vecinas.

Aunque esa concepción fue retomada por DALLA SALDA *et al.* (1988) y RAMOS (1988), hoy debe ser descartada, porque el cúmulo de información geológica recogida desde entonces, así lo recomienda y sustituirse por el término de cratón Cisplatino, propuesto por FRAGOSO (1994).

En la figura N° 2 se muestran los criterios seguidos por los diversos autores para facilitar la comprensión de la actual propuesta. Básicamente la actual modificación apunta a no incluir en la misma unidad a dos terrenos de

historias geológicas complementarias diferentes, que recién se adosaron hace 1200 millones de años.

También se propone por el momento, suspender el tratamiento de esta unidad como un cratón, pues ello respondió al supuesto comportamiento de este bloque cortical como antepaís durante la orogénesis brasiliana, lo que actualmente está demostrado que no sucedió.

Las razones expuestas por BOSSI *et al.* (1993) apoyan

la idea de descartar el termino Cratón del Río de La Plata, con claras implicancias geotectónicas y reemplazarlo por los términos operacionales Terreno Piedra Alta y Terreno Nico Pérez.

Como fue expresado líneas arriba, el proyecto de investigación abarca en el Uruguay solamente el Terreno Piedra Alta y el objetivo básico es correlacionarlo con el complejo Tandilia de la provincia de Buenos Aires y el basamento precámbrico de la isla Martín García.

TERRENO PIEDRA ALTA

Esta unidad tectono-estratigráfica posee características lito-estructurales particulares que permiten su tratamiento descriptivo sin implicancias geotectónicas, y para ello es que se ha separado como uno de los terrenos integrantes del precámbrico en Uruguay.

La denominación Piedra Alta fue propuesta por BOSSI *et al.* (1993) para rendir homenaje a la localidad histórica junto al río Santa Lucía Chico, en el Prado de la ciudad de Florida, donde fue declarada la independencia de Uruguay el 25 de agosto de 1825.

Esta unidad lito-estructural está integrada por 3 fajas volcano-sedimentarias con grosero ordenamiento este-oeste, separadas entre sí por extensas áreas granito-gnéissicas como fue planteado desde el primer esquema geológico elaborado por FERRANDO y FERNANDEZ (1971).

Todas estas unidades reconocibles dentro del Terreno en análisis han sido intruídas por cuerpos magmáticos de las más diversas composiciones y condiciones de emplazamiento, que durante mucho tiempo no habían sido adecuadamente vinculados a posibles ambientes geotectónicos. Hoy se dispone de algunos datos químicos de elementos mayores y traza, así como cartas geológicas de detalle que hacen posible intentar ensayos petrogenéticos preliminares, aunque algunos de los cuales, sin embargo, ya tuvieron confirmación.

En la figura N°3 se muestra la distribución de las unidades litoestructurales que se reconocen en el Terreno Piedra Alta, según un esquema modificado de BOSSI *et al.* (1993). Los 3 cinturones se identifican por poseer rocas metamórficas nada o poco migmatizadas y de grado metamórfico suficientemente poco desarrollado como para que sea frecuente reconocer el

plano S_0 . Estos cinturones se denominan de norte a sur: Arroyo Grande, San José y Montevideo. Cada uno de ellos ha recibido estudios geológicos con diverso grado de detalle desde los trabajos pioneros de K. WALTHER (1919). Para este taller, se han dedicado importantes esfuerzos al cinturón San José con un grupo integrado por los Profs. D. MUTTI y A. DI MARCO de la Univ. de Buenos Aires y los Profs. J. BOSSI y D. PIÑEYRO de la Cátedra de Geología de la Facultad de Agronomía.

Los resultados han sido publicados en el I Simposio Internacional sobre Arqueano de América del Sur que tuvo lugar en Brasilia, en marzo de 1996 y en el XIII Congreso Argentino de Geología que tuvo lugar en Buenos Aires en octubre del mismo año.

En lo que sigue se realizó la descripción de cada una de las unidades integrantes del Terreno Piedra Alta comenzando por los cinturones metamórficos volcano-sedimentarios y siguiendo con las fajas granitizadas desarrolladas entre ellos. Esta descripción se llevará a cabo actualizando la información de autores anteriores y volcando la totalidad de los datos disponibles por nuestro grupo de trabajo integrado por los 10 investigadores referidos en la presentación.

Los temas serán tratados en un orden tal que permita exponer los datos factuales de cada unidad netamente identificable para luego poder extraer algunas conclusiones regionales de carácter interpretativo. Se han elegido en primer término los cinturones metamórficos volcano-sedimentarios porque tienen límites definidos y parecen ser las unidades aflorantes más antiguas conservadas sin rejuvenecimiento. Estos cinturones incluyen una formación volcano-sedimentaria supracrustal metamórfizada y los complejos ígneos intrusivos asociados. Serán seguidas por el tratamiento descriptivo de las fajas granitizadas

comprendidas entre los cinturones referidos y por fin se tratarán los cuerpos básicos de diferente edad y posición geotectónica que han incidido notoriamente en la evolución del Terreno Piedra Alta desde el Arqueano hasta el estado actual de desarrollo litológico y estructural.

las fases tectónicas reconocidas por CAMPAL (1990) que no habían sido suficientemente jerarquizadas en los esquemas anteriores.

Las 3 fases tectónicas sobreimpuestas que tuvieron incidencia en el desarrollo del terreno en análisis,

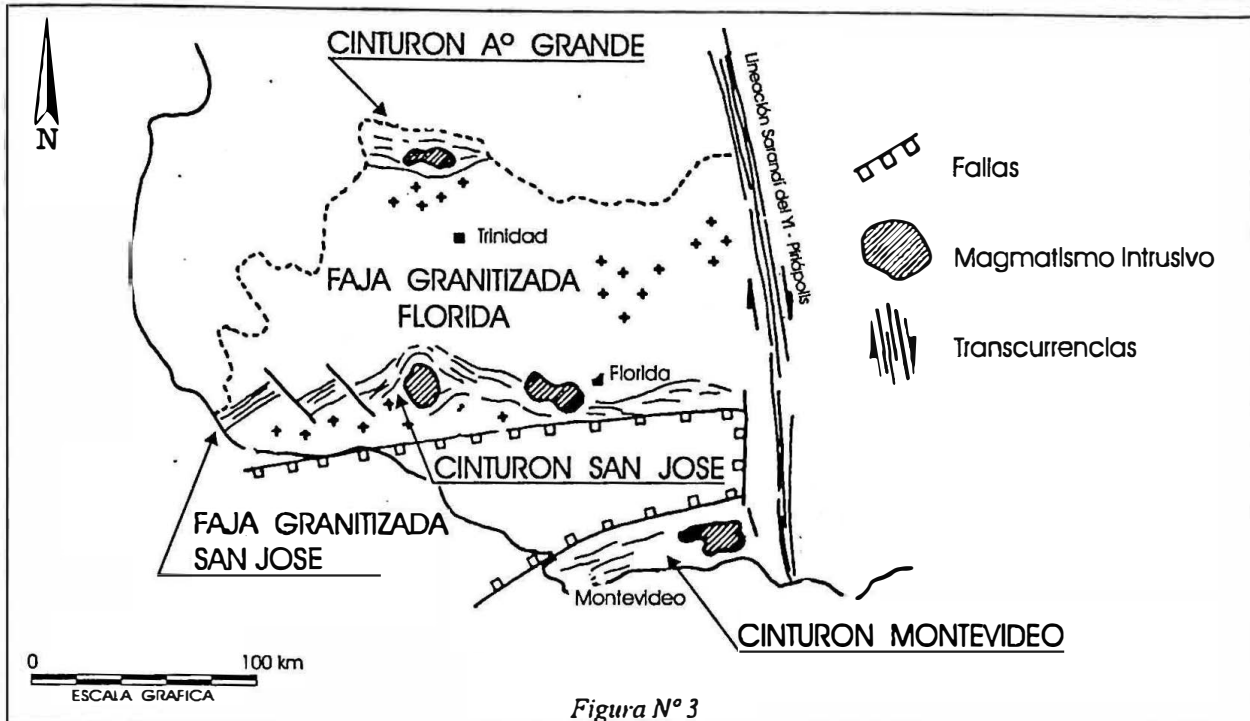


Figura N° 3

La secuencia elegida para la descripción de esta unidad es la siguiente:

- ✓ Cinturón Arroyo Grande: fm. Arroyo Grande y complejo ígneo asociado (Marincho).
- ✓ Cinturón San José: fm. Paso Severino y raíz de arco magmático (complejo Isla Mala y Gabro Carreta Quemada).
- ✓ Cinturón Montevideo: formación Montevideo, cabalgadura Mosquitos y granito de Soca.
- ✓ Faja granitizada Florida y Cabalgadura de 1900 Ma
- ✓ Gabro de Berrondo y sus implicancias petro-genéticas.
- ✓ Complejo gabro-granito de Guaycurú (2000 ± 50 Ma).
- ✓ Faja granitizada San José y fusiones parciales.
- ✓ Haz de filones de microgabro diorítico (1780 ± 10 Ma).

La estratigrafía actualmente aceptada dentro del Terreno Piedra Alta ha sido expuesta por BOSSI et al. (1996) resultante de una modificación del planteo de BOSSI et al. (1993) especialmente por la inclusión de

presentan las características que se describen a continuación, tomando la versión de CAMPAL (1990).

La primera fase tectónica (F1) de carácter sinmetamórfico generó pliegues apretados de plano axial vertical y rumbo N60-70E. La segunda fase tectónica (F2) representa un episodio con desarrollo de cabalgamientos y extensas áreas miloníticas de rumbo regional E-W.

La tercera fase tectónica (F3) generó estructuras que denotan un predominio de un régimen dúctil y originó plegamientos de gran radio de curvatura con planos axiales verticales de rumbo regional NW, estructuras de interferencia y permitió la intrusión de complejos gabro-graníticos en los niveles supracrustales.

En el cuadro siguiente (Cuadro N° 1) se presenta la actual propuesta de BOSSI et al. (1996) donde se ubica la totalidad de datos disponibles. Esta secuencia sirvió de base fundamental para los programas de investigación del Taller financiado por la CSIC.

EDAD	UNIDAD	EVENTO	DOMINIO
1780 ± 20	Haz de filones de microgabros	Distensivo	Transición Proterozoico Medio a Proterozoico Inferior
1900 ± 20		Cratonización	
2000 ± 100	Complejo Mahoma-Mal Abrigo. Faja granito gneissica de Florida.	Magmatismo gabro-granítico a nivel supracrustal. Recalentamiento en profundidad	Trans-amazoniano
2100 ± 50		Metamorfismo, anatexis y plegamiento NW (F3)	
2170 (K/A)	Pegmatita Arroyo Pando	Cabalgadura y milonitización. (F2)	Pre-Trans-amazoniano
2220 ± 60	Leucogranito de Arroyo de la Virgen	Magmatismo tardío	
2290 ± 100	Leucogranito de Isla Mala		
2450 ± 40	Granodiorita de Isla Mala; tonalita y bolita de Carreta Quemada		Transición Proterozoico Inferior a Arqueano
> 2500	Cinturón San José	Metamorfismo y primera fase de deformación ENE (F1)	
2900 ?		Volcanismo y sedimentación	

PROTEROZOICO INFERIOR

ARQUEANO

Secuencia estratigráfica del Terreno Piedra Alta, modificado de BOSSI et al. (1993); según es propuesta por BOSSI et al. (1996).

CINTURON ARROYO GRANDE.

(Versión de L.A. FERRANDO).

Esta unidad tectono-estratigráfica propuesta por BOSSI *et al.* (1993) está integrada por las litologías metamórficas de la formación Arroyo Grande en la que intruyen varios cuerpos plutónicos, tal como fueran caracterizados por primera vez por FERRANDO y FERNANDEZ (1971). Se desarrolla como una faja de rumbo general EW, con una forma groseramente ovoide de 45-50 Km de longitud y 15 Km de ancho máximo, entre el río Yí y el arroyo Grande de donde tomó la denominación. El área de mayor desarrollo de este Cinturón se encuentra en el departamento de Flores entre Paso de Lugo sobre el arroyo Grande en el Oeste y el río Yí por el Norte hasta la altura de la desembocadura del arroyo Porongos en el Este.

Formación Arroyo Grande

Las rocas de la formación Arroyo Grande conforman una estructura de rumbo general N70-90E limitada por las fallas de Andresito en el Norte y Paso Lugo en el Sur, pero con fuertes variaciones internas, debidas tanto a los plegamientos originales como a la tectónica sufrida en los alrededores de los cuerpos intrusivos sin-, tardi- y post-tectónicos. En principio una fuerte transpresión regional plegó isoclinalmente la secuencia e impuso sobre estas rocas un grado de metamorfismo definido en el entorno del pasaje esquisto superior a anfíbolita para toda la secuencia. Los buzamientos son siempre de alto ángulo y predominantemente al Sur, por lo que la estructura parece corresponder a pliegues muy apretados.

La cartografía y estudios detallados del área con motivo de tareas de prospección en las zonas de mayor desarrollo de la unidad, salvo entre los arroyos Marincho y Tala, han permitido aumentar sensiblemente el conocimiento de las litologías que integran la secuencia, el desarrollo areal de las mismas y la estratigrafía de la zona, que estaban basadas hasta el momento en FERRANDO y FERNANDEZ (1971), FERNANDEZ y PRECIOZZI (1974) y PRECIOZZI (1989 a y b).

En la figura 4 se observa la Carta Geológica 1/200.000 que se ha levantado de la zona considerada, aunque por razones de escala no ha sido posible representar todas

las litologías que van a ser descriptas dentro de las rocas volcánicas, ni todos los filones noríticos y gábricos reconocidos.

Se ha confirmado que se trata de una secuencia vulcano-sedimentaria pero de una composición más compleja que la planteada en los antecedentes. Es así que en la secuencia volcánica se han podido definir desde rocas ultrabásicas hasta términos ácidos, y en la sedimentaria desde litologías derivadas de facies conglomerádicas hasta pelíticas. Las distintas litologías aparecen alternadas tanto por la deposición original como por los plegamientos y la tectónica de cabalgamiento que habría en el área (GARAT, com.pers.).

Las rocas ultrabásicas afloran principalmente en una zona relativamente importante con forma de arco, que se ubica al Norte del poblado Andresito. Petrográficamente estas rocas han permitido definir: metaperidotitas, metapiroxenitas, metadoritas y metagabros asociados. En el campo-inclusive se han definido algunas estructuras de este tipo de litologías intruyendo otras ultrabásicas, pero todos estos eventos previos a la fase metamórfica.

La petrografía de las metaperidotitas pueden presentar relictos de texturas cumulares y ocasionalmente de spinifex, lo que permite definir las como metakomatiitas; presentan una composición promedio en base a serpentina (41%), tremolita (31%), clorita (8%) y opacos, principalmente magnetita (5%); ocasionalmente pueden presentar cantidades importantes, que pueden llegar al 40% de la muestra, de iddingsita, cummingtonita u olivino.

Las metapiroxenitas también presentan restos de la anterior textura cumular; presentan anfíbol como minerales dominantes: 64% (tremolita: 48%, acompañada a veces por actinolita y en menor frecuencia hornblenda), clorita 19% y opacos 6%.

Las metadunitas tienen las mismas características texturales que las anteriores, pero presentan talco como mineral dominante (42%) y serpentina (33%), acompañados por carbonatos, opacos y clorita.

Los gabros asociados a estas rocas presentan predominantemente una textura hipidiomorfa con relictos de una textura ofítica anterior. Mineralógicamente presentan hornblenda (55%), andesina (37%), con titanita y opacos como accesorios más frecuentes.

ESQUEMA GEOLOGICO CINTURON A° GRANDE

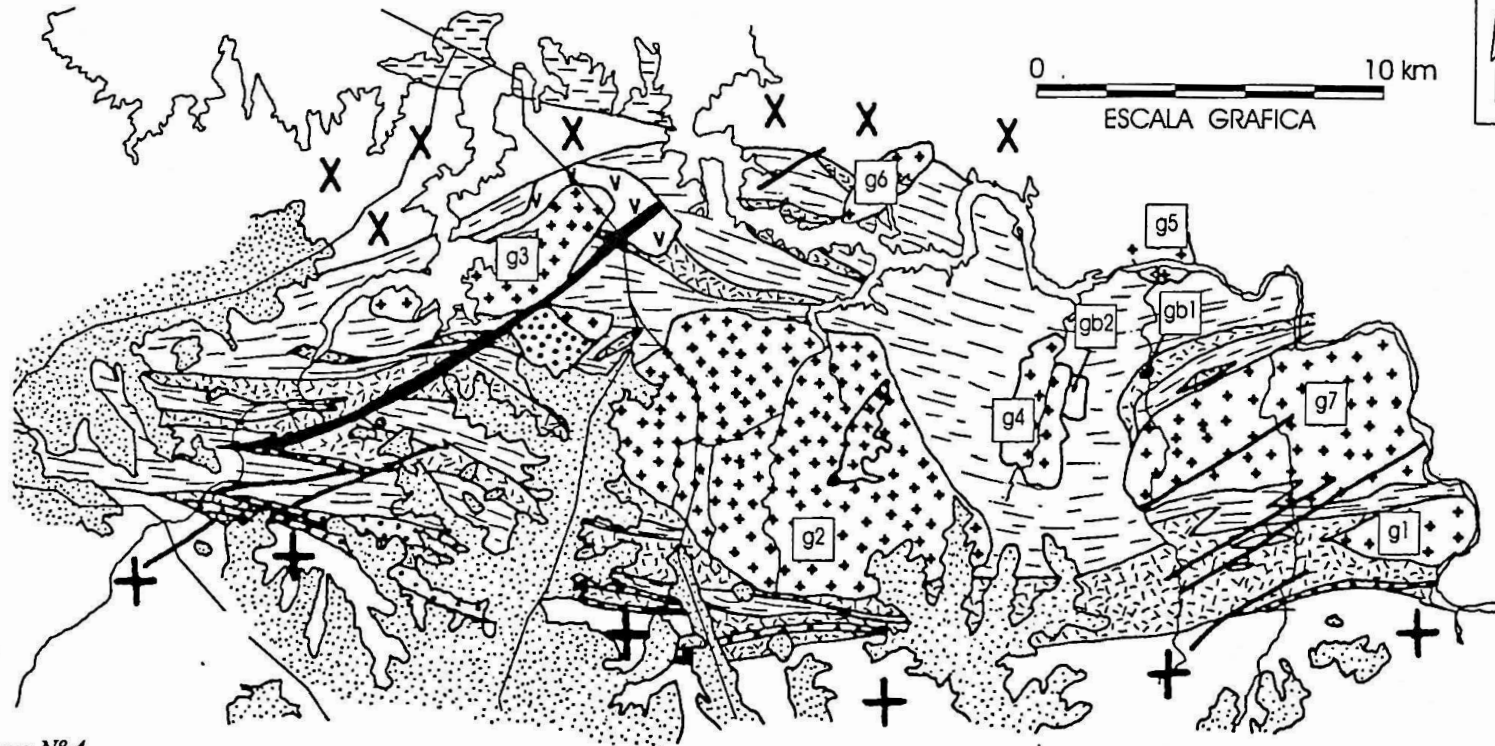


Figura N° 4

-  fm. Mercedes
-  fm. San Gregorio
-  Filones de Norita y Gabro
-  Gabro A° Carpintería
-  Gabro A° Tala

-  g7: granodiorita de A° Malo
-  g6: granodiorita Rincón de los Tapes
-  g5: granodiorita A° Gamarra
-  g4: granodiorita A° Carpintería
-  g3: granodiorita Andresito
-  g2: complejo A° Martíncho
-  g1: granodiorita Cda. Valenzuela

-  Faja granitizada Feliciano
-  Faja granitizada Florida

-  Volcanitas ácidas
-  Metasedimentos
-  Volcanitas básicas
-  Ultrabásitas



FORMACION
ARROYO
GRANDE

Para las rocas de la secuencia volcánica clásica, se ha definido una serie evolutiva completa que va desde los tufos y rocas basálticas a tufos y rocas riolíticas, pasando incluso por términos riodacíticos. Petrográficamente además se han definido algunas rocas con texturas granofíricas, lo que implica la existencia de materiales que no llegaron a la superficie.

Los metabasaltos ocasionalmente presentan conservados sus niveles vacuolares y aparecen como litologías de baja esquistosidad y colores verdes oscuros; los metatufos basálticos aparecen muy raramente. Las rocas así definidas mostraron al microscopio texturas granoblásticas o grano-nematoblásticas dominantes y una composición en base a 55% de anfíbol (principalmente hornblenda 33% y actinolita) y 21% de andesina, como accesorios importantes se han reconocido clorita, cuarzo, epidoto y opacos. Ocasionalmente la biotita puede tener una participación importante.

Las meta-andesitas mostraron una textura porfírica y composicionalmente un 45% de andesina y algo más de un 21% de anfíbol (dominantemente hornblenda 18% y actinolita), con cantidades entre 6 y 8% aparecen cuarzo, epidoto, clorita y biotita; un componente constante pero como accesorio son los opacos. Los metatufos de composición andesítica presentan texturas porfiroblásticas y una composición relativamente similar: andesina 41%, 24% de anfíbol (12% de hornblenda y de actinolita), 11% de clorita, 7% de epidoto y 6% de biotita como accesorios principales.

Las rocas definidas como metadacitas tienden a desarrollarse en la parte Sur de la secuencia y en general presentan colores más claros que las anteriores. La textura porfírica es la más frecuente y composicionalmente mostraron un 43% de plagioclasa (oligoclasa y andesina), 26% de cuarzo, y 14% de biotita, como accesorios: hornblenda y cummingtonita, que ocasionalmente llegan al 20% de la muestra, y epidoto; en menor proporción clorita, opacos y titanita; muy ocasionalmente la muscovita es significativa. Los tufos dacíticos presentan texturas granolepidoblásticas y una composición en base a 40% de oligoclasa, 32% de cuarzo y 13% de biotita; con el acompañamiento de epidoto y opacos. En algunas muestras se han definido cantidades significativas de muscovita, clorita y grafito.

En las metariolitas, metagranófiros y riodacitas se han definido texturas porfíricas y blastoporfíricas en forma dominante. La mineralogía de todas estas litologías

están integradas por 30% de cuarzo, 27% de oligoclasa (a veces andesina), feldespato potásico 22%, acompañados por sericita, biotita, muscovita, epidoto y opacos. Por su parte los metatufos ácidos presentan texturas porfíricas y están compuestos por cuarzo 41%, micas 27% (sericita, 13%, muscovita 9% y biotita); feldespatos 25% (potásicos: 14% y oligoclasa); y como accesorios opacos.

Cada una de las litologías metasedimentarias no fue cartografiada independientemente, ya que las propias estructuras originales y la calidad de los afloramientos no lo permite; no obstante, se han definido petrográficamente desde cuarcitas más o menos sericíticas derivadas de areniscas con cantidades variables de arcilla, hasta metapelitas que generaron micaesquistos de grano muy fino, pasando por metaarcosas, metagrauvacas así como metaconglomerados y/o diamictitas. También se han definido litologías derivadas de una secuencia silicoclástica.

Todo este conjunto litológico presenta a nivel de afloramiento una esquistosidad bastante marcada y colores relativamente claros. En grandes líneas muestran una secuencia groseramente granodecreciente hacia el Sur, en tanto que las estructuras sedimentarias originales que ocasionalmente se conservan (artesas y ondulitas) permitieron también determinar paleocorrientes de dirección Sur. Este dato de que la base de la secuencia se ubicaba al Norte del Cinturón ya había sido adelantado por FERRANDO y FERNANDEZ (1971).

Las rocas interpretadas como metapelitas muestran textura grano-lepidoblástica asociada frecuentemente con porfiroblastos, indicando su origen diamictítico. Mineralógicamente presentan una composición en que el cuarzo es dominante (43%), seguido de plagioclasas (muy frecuentemente oligoclasa) 18%, y 13% de muscovita y biotita; algunas muestras dieron valores altos en granates, feldespatos potásicos, cloritas, epidoto, andalusita y estauroilita. Opacos, apatito, turmalina y zircon aparecen como los accesorios más comunes.

Las cuarcitas resultan claramente de texturas granoblásticas y con una composición muy simple con 72% de cuarzo y 11% de muscovita; ocasionalmente aparecen cantidades importantes de cianita, estauroilita, oligoclasa o actinolita. Los accesorios pueden ser: biotita, granates, opacos y zircon.

Las metaarcosas presentan texturas granoblasticas grano-lepidoblásticas en función del contenido en minerales micáceos que presente la muestra. En términos promediales presentan 48% de cuarzo, 28% de plagioclasas (oligoclasa y algo de albita), 8% de biotita, 6% de epidoto, 4% de muscovita y algo más del 1% de opacos. El feldespato potásico en algunas muestras puede alcanzar porcentajes de hasta el 18%.

Las metagrauvasas presentan 40% de cuarzo, 30% de plagioclasas (se han definido desde andesinas hasta albitas), y del orden del 13% de epidoto y biotita.

Las rocas calcosilicatadas muestran texturas dominantes granoblásticas y una composición en que el anfíbol es el mineral dominante (34%), aunque la especie puede ser diferente (actinolita 16%, hornblenda 10% y tremolita), 22% de cuarzo, 17% de epidoto y 16% de plagioclasa (andesina); microclina y diopsido aparecen en algunas muestras como importantes. Los accesorios comunes son: opacos, titanita y carbonatos.

Los metacherts presentaron textura granolepidoblástica con 35% de cuarzo, 30% de hematita, 15% de calcedonia y 10% de ankerita y de sericita.

Debe señalarse la ocurrencia de dos pequeños bancos de litologías poco frecuentes, uno de roca definida como un esquisto magnanésífero que mostró un 75% de minerales opacos, 20% de cuarzo y 5% de biotita. El otro posee 35% de cuarzo, 20% de granate y de grunerita, 10% de andesina, acompañados por 5% de opacos y de sericita.

Merecen destacarse las diferencias que se encuentran entre los datos arriba indicados y las paragénesis definidas por FERNANDEZ y PRECIOZZI (1974), quienes indican:

secuencia detrítica

- *cuarzo + clorita + muscovita + opacos*
- *cuarzo + clorita + muscovita + opacos + biotita + epidoto*
- *clorita + pistacita + albita + cuarzo + opacos*

secuencia volcánica básica

- *anfíbol + cuarzo + plagioclasa + opacos + zoisita*
- *anfíbol + biotita + cuarzo + esfeno*

Estas diferencias se centran básicamente en la muy baja frecuencia de clorita en nuestras determinaciones, lo

que hace que concluyamos condiciones de metamorfismo levemente más altas.

Toda esta secuencia ha sido interpretada como un "greenstone belt" por Mc. CANDLESS (com.pers.) ya en 1987, coincidiendo con la hipótesis lanzada por FRAGOSO CESAR (1980). Los eventos sedimentarios habrían ocurrido en un ambiente somero, a partir de una zona fuertemente escarpada como resultado de la tectónica original, con una paulatina peneplanización del área de aporte y sin reactivación tectónica; lo que explicaría la tendencia granodecreciente de los sedimentos.

La secuencia volcánica se intercala localmente con la sedimentaria y habría comenzado por las rocas ultramáficas en un proceso evolutivo que, en grandes líneas, terminaría con la dominancia de los términos más ácidos. La conservación de los niveles vacuolares en los derrames basálticos y la total ausencia de estructuras pillow en los distintos materiales efusivos, confirmarían la hipótesis de un ambiente parcialmente subaéreo y con aguas someras, extrapolable a toda la evolución del Cinturón.

Intrusiones asociadas.

FERNANDEZ y PRECIOZZI (1974) asocian geoméricamente a este Cinturón metamórfico varios macizos graníticos de diferente génesis, composición y posición estratigráfica. Es así que definen: granito Feliciano, granito del Yí, complejo Marincho, granodiorita de Arroyo Malo, granodiorita Arroyo Grande (debería llamarse Andresito) y granodiorita de Carpintería.

Actualmente se entiende que el granito Feliciano, que debe incluir el área de Paso del Puerto, corresponde a la faja granitizada más septentrional del Terreno Piedra Alta y se describirá en el ítem correspondiente. Por su parte el granito del Yí se debe considerar parte integrante de la faja granitizada Florida.

Como resultado de algunas perforaciones realizadas en esta zona se ha identificado la existencia de delgados filones de rocas lamprofídicas definidas petrográficamente como spasartitas y kersantitas, compuestas promedialmente por 56% de plagioclasa (andesina), 22% de hornblenda, 10% de biotita, 3% de cuarzo y como accesorios opacos, titanita, carbonatos, epidoto y apatito. Algunas muestras pueden tener cantidades significativas de augita o bronzita. Por el momento y

dado que no se las ha observado en el campo, resulta imposible avanzar en su caracterización y posición estratigráfica.

También se han identificado algunos cuerpos de composición gábrica; el más grande adyacente a la granodiorita de Carpintería y otro pequeño atravesado por el curso medio inferior del arroyo Tala. Dado que se ubican fuera de la zona estudiada, solamente se ha señalado su presencia y en consecuencia no se dispone de mayores evidencias estratigráficas.

En lo que hace a los plutones de composición graníticas s.l., los cuerpos ya citados: complejo Marincho (bojitas, gabro hornbléndico, granodiorita, granito y leucogranito), granodioritas de Arroyo Grande, Carpintería y Arroyo Malo; debe agregarse la identificación de tres nuevos plutones denominados provisoriamente: cañada Valenzuela, arroyo Gamarra y Rincón de los Tapes. Corresponde agregar que probablemente en el área asignada a la granodiorita de arroyo Malo en realidad se desarrolle más de un cuerpo.

La granodiorita denominada Cañada Valenzuela tiene una geometría que hace suponer su emplazamiento muy temprano en el ciclo del Cinturón (sintectónica) no desarrollando foliación interna ni metamorfismo de contacto, y adaptándose los metamorfitos encajantes a su forma. Se trata de una roca de grano grueso equigranular. Una caracterización primaria de este plutón indica una composición con 45% de andesina, 30% de cuarzo, 12% de hornblenda y 8% de biotita.

Internamente, este cuerpo presenta con cierta frecuencia filones decimétricos de rumbo EW, de composición dacítica a tonalítica que no muestran evidencias de metamorfismo, pero no se han observado atravesando los metamorfitos. Petrográficamente se definen como formados por 55% de andesina, 28% de cuarzo y 10% de biotita, con epidoto 4% y sericita 3% como minerales secundarios y titanita y opacos como accesorios principales.

La granodiorita denominada por FERNANDEZ y PRECIOZZI (1974) de Arroyo Grande y a la que sugerimos denominar en el futuro Andresito, macroscópicamente es similar a la definida en la Cañada Valenzuela, pero petrográficamente tiene algunas diferencias: andesina 39%, cuarzo 22%, hornblenda 13%, feldespato potásico 12% y biotita 9%.

El granito de Feliciano aflora en el extremo oriental del área con relaciones tectónicas no claramente

determinadas. Las rocas presentan cierta esquistosidad que le confieren carácter gneissico. Desde el punto de vista mineralógico la composición consiste en plagioclasa (oligoclasa An_{12-15}) microclina y cuarzo con biotita y muscovita como accesorios.

El granito del Yí se desarrolla en el extremo sureste del área. Tiene grano medio a grueso con numerosos enclaves oscuros lenticulares esbeltos. Manifiesta evidencias de esfuerzos tectónicos donde el cuarzo ha fluído y los feldespatos quedan intactos o a lo sumo con flexión en los planos de macla. Se trata de un granito a albita, compuesto por cuarzo, albita (An_{4-8}) microclina, biotita con inclusiones de esfeno, muscovita, epidoto y esfeno.

La granodiorita de Arroyo Malo fue descrita por FERNANDEZ y PRECIOZZI (1974) como una roca de grano medio a grueso con nidos lenticulares de biotita. La composición modal promedio de 6 determinaciones fue la siguiente:

Plagioclasa (An 15-40) en cristales zoneados	39%
Cuarzo	28%
Microclina peritética a veces porfírica	14%
Ferromagnesianos (principalmente biotita)	18%
Circón, esfeno, granate, apatito, ilmenita	1%

La granodiorita de Carpintería, según esos autores, tiene estructura discordante. Es una roca de grano fino, de color gris homogéneo con grandes playas de microclina poiquilítica. La composición modal, es la siguiente:

Plagioclasa (andesina, An 22-25)	49%
Cuarzo xenomorfo extinción homogénea	32%
Feldespato potásico intersticial (microclina)	12%
Ferromagnesiano (biotita con muscovita epitóxica)	6%
Pistacita, ilmenita con esfeno en aureola	1%

El complejo Marincho fue la unidad mejor estudiada por los citados autores y ha sido posible identificar diferentes cuerpos plutónicos recortándose sucesivamente. En este complejo es posible reconocer las siguientes unidades que fueron cartografiadas en la figura N°4:

- granodioritas a hornblenda con pasajes a tonalitas.
- granodioritas a biotita.
- granito a dos micas (granito Marincho).

- hornblenditas porfiroblásticas (bajitas: gabros hornbléndicas).
- leucogranito granatífero a dos micas.

En el contacto norte del complejo Maríncho, los actuales estudios de detalle han descubierto metamorfismo de contacto con las rocas de la secuencia pelítica de la fm. Arroyo Grande desarrollándose cornecanas con 30% de cordierita, 20% de biotita, 15% de andalucita, 10% de silimanita y 13% de cuarzo.

Las granodioritas a hornblenda son de textura granular con plagioclasas automorfas de composición An_{16-42} , cuarzo xenomorfo con inclusiones de rutilo, hornblenda en proporciones de hasta 30% y biotita, microclina, esfeno y circón como accesorios menores.

Las granodioritas a biotita y muscovita presentan a veces textura porfírica. Presenta grandes cristales xenomorfos de microclina, abundante cuarzo también xenomorfo e intersticial, plagioclase An_{20-26} normalmente saussuritizada y biotita bastante frecuente; muscovita, pistacita, ilmenita y apatito son accesorios.

El granito a dos micas es un leucogranito muy homogéneo que se desarrolla al Este del Complejo Maríncho; la textura es granuda de grano grueso isoxenomórfico. Está compuesto por microclina peritítica, cuarzo con fuerte extinción ondulosa, plagioclase subautomorfas An_{10} , biotita y muscovita como minerales esenciales; los accesorios están representados por granate, pistacita, y apatito.

Las hornblenditas porfiroblásticas (actualmente gabros a hornblenda: bojitas) forman un cuerpo magmático que recorta las anteriores litologías; presentan textura porfírica con hornblenda automorfa en cristales de hasta 2 cms. de arista; estos cristales contienen inclusiones de plagioclasas fuertemente saussuritizadas, epidoto, esfeno, granate, apatito, opacios y piroxenos. El segundo mineral en abundancia es una plagioclase intersticial totalmente saussuritizada. El cuarzo está ausente o se presenta en pequeña proporción. No es raro encontrar núcleos de piroxeno dentro de los fenocristales de hornblenda.

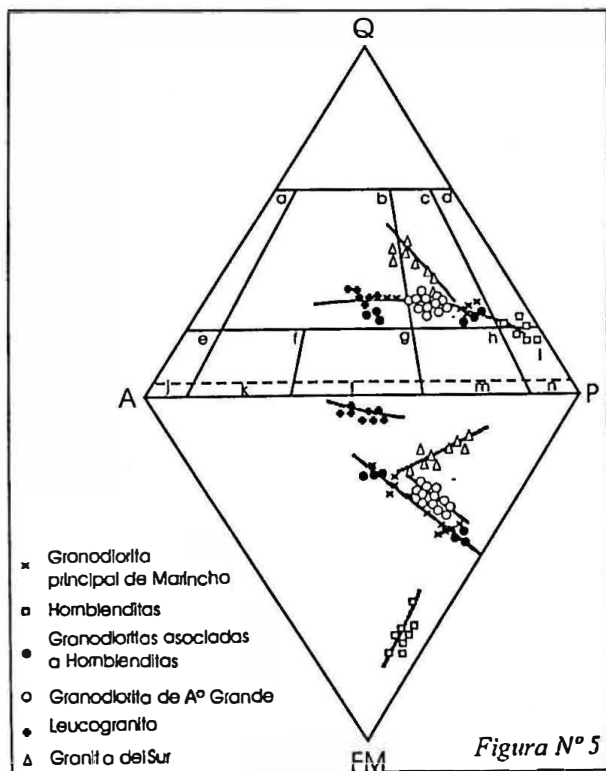
Se ha reconocido además la existencia de removilizaciones de cuarzo en forma de filones posteriores a los cuerpos granodioríticos, pero se desconoce si todos estos cuerpos corresponden a un único evento, o hay cuerpos similares anteriores entre los que recortan a los metamorfitos.

También se ha definido la existencia de varios diques de composición norítica y microgábrica, con direcciones entre N45E y N70E, algunos de los cuales, por su geometría, ancho y dirección, no parecen corresponder el enjambre de diques básicos caracterizados por BOSSI y CAMPAL (1991) de una edad ca. 1800 Ma, que representaría el último evento tectónico del área. Si hay otra familia de filones, se los supone anteriores.

En la tabla que sigue se presentan las composiciones modales de los distintos plutones del Complejo Maríncho.

Roca	Feld.K	Plag.	Cuarzo	Ferromag.
Granodiorita a hornblenda	16	36	20	29
Granodiorita a biotita	10	33	37	13
Hornblendita porfiroblástica	31	34	28	6
Leucogranito a 2 micas	0	25	6	69

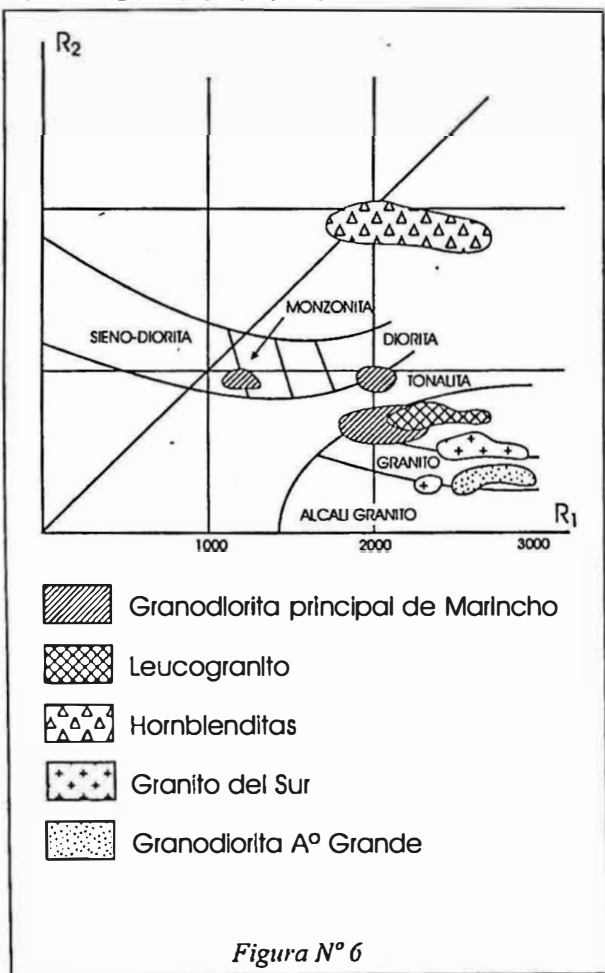
Estos valores de composición modal se representan gráficamente en la figura N° 5 donde se utilizan dos triángulos unidos por la base feldespato alcalino-plagioclase (A-P) para poder exponer la totalidad de los plutones reconocidos.



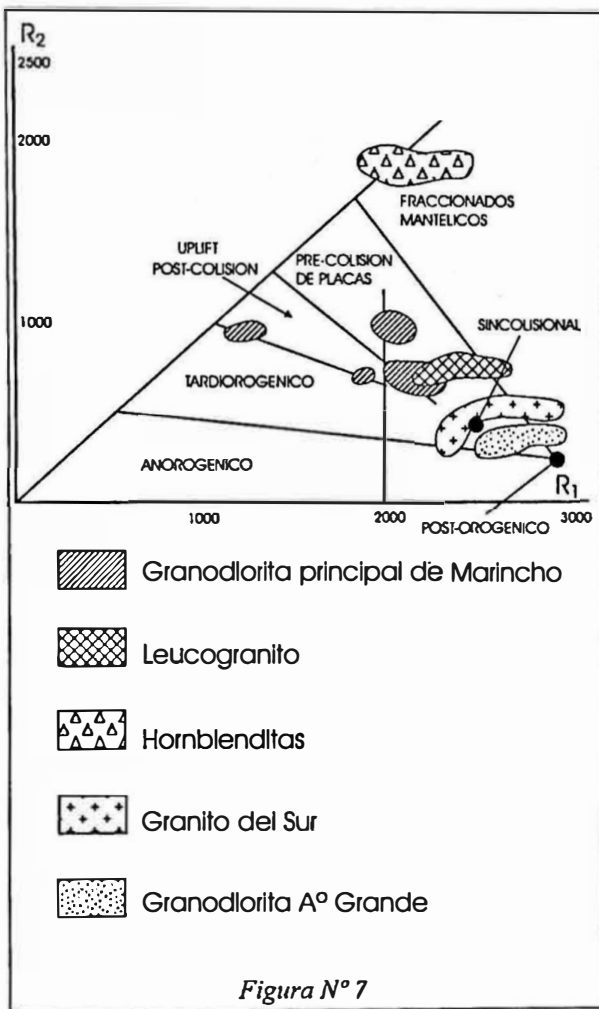
Este criterio usado por BOSSI et al. (1993) permite expresar desde términos ácidos a términos ultrabásicos colocando cuarzo y ferromagnesianos en los vértices opuestos.

Los diferentes plutones fueron analizados también desde el punto de vista de su posible ubicación geotectónica y de su edad absoluta utilizando la técnica Rb/Sr en roca total con isocronas. Esta información obtenida por PRECIOZZI (1993) permite sospechar la existencia de un proceso orogénico con desarrollo de arcos magmáticos en edades del Proterozoico Inferior o del Arqueano, porque los valores son todavía imprecisos.

En la figura N° 6 se representa los datos químicos en el digrama R1-R2 de la ROCHE et al. (1980) donde puede observarse que las rocas plutónicas forman una serie con monzonitas, dioritas, tonalitas y granitos, lo que precisamente sugiere con alta probabilidad que se trate de una raíz de arco volcánico.



Para determinar el posible ambiente geotectónico, PRECIOZZI (1989) utilizó diagramas de BATCHELOR y BOWDEN (1985) y de MANIAR y PICCOLI (1989). Los resultados obtenidos se muestran en la figura N° 7 para el primer caso y en la figura N° 8 para el segundo.



En el diagrama de BATCHELOR y BOWDEN (1985), utilizando los mismos parámetros R1-R2 de la clasificación, se describen las hornblenditas (en rigor gabros hornbléndicos) como fraccionados mantélicos, las granodioritas del complejo Maríncho como colisionales y las demás litologías como sincolisionales, con cierta tendencia a post-orogénico en el caso del leucogranito. En el diagrama de la figura N° 8 las granodioritas de Maríncho pasan de ambiente relacionado a rift a ambientes de arcos de islas y colisión continental, mientras los granitos leucócratas y los granitos del sur caen en el campo de los post-orogénicos.

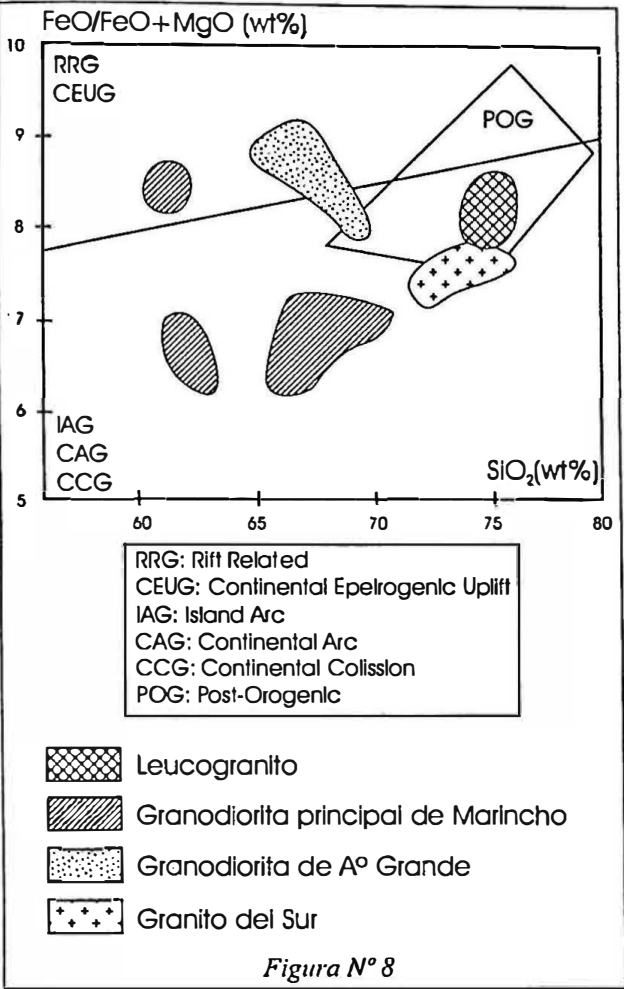


Figura N° 8

Las edades determinadas permiten mostrar en el complejo Maríncho una evolución desde los términos granodioríticos y tonalíticos hacia las rocas más ácidas y leucócratas usando método Rb/Sr en roca total, como se ve en la tabla siguiente.

Roca	Edad
(Ma)	Ro
aplita granatífera y microgranito	1925 ± 25 0.7340
leucogranito	2065 ± 25 0.7190
granito del sur	2180 ± 50 0.7086
granodiorita de la unidad principal	2386 ± 120 0.7113
	2291 ± 65 0.7136

Usando los diagramas de discriminación tectónica y los datos de edades absolutas BOSSI et al. (1993) plantean la evolución de los términos siguientes:

la granodiorita principal del complejo Maríncho presenta términos precolisionales y términos asociados al levantamiento post-colisional.

- ☒ el granito del sur del complejo representaría un macizo típicamente post-colisional.
- ☒ el leucogranito caería en el campo post-orogénico típico, con las menores edades y alta relación isotópica inicial.

El Cinturón Arroyo Grande aparece entonces como generado por un proceso orogénico, que según los discriminantes geotectónicos utilizados, sería el resultado de colisión entre bloques continentales. Los datos cartográficos de terreno son todavía poco precisos como para confirmar o desechar la hipótesis geoquímica.

En cuanto a la edad de los metamorfitos, son anteriores a 2300 Ma porque son recortados por una granodiorita de esa edad aproximada.

CINTURON SAN JOSE.

Se designa así, siguiendo la terminología propuesta por PRECIOZZI *et al.* (1991) ahora modificada parcialmente, a una faja volcano-sedimentaria metamorfica de rumbo general este-oeste con grado de metamorfismo bajo a muy bajo, aumentando débilmente hacia el sur en la que se produjeron inyecciones ígneas al final del proceso evolutivo. Esta faja está limitada al norte y al sur por complejos granito-gnéissicos de alto grado de metamorfismo. Tiene 200 Km de longitud y 20 Km de ancho máximo.

Pueden reconocerse en este cinturón, una serie volcano-sedimentaria (para la que se propone mantener la denominación de Paso Severino) y varios complejos plutónicos.

causó la propuesta de fm. Cerros de San Juan (PRECIOZZI *et al.*, 1985) que luego perdió vigencia por la similitud con el resto.

MUTTI *et al.* (1996) y BOSSI *et al.* (1996) plantean las líneas generales de la evolución tectónica a partir de un relevamiento geológico de toda el área aflorante en el Dpto. de San José y algunos datos geoquímicos de mayores trazas y tierras raras para soportar las conclusiones de campo. Los autores concluyen una edad arqueana para el cinturón metamórfico porque es intruído por un complejo granodiorítico datado por método Rb/Sr en roca total en 2450 ± 40 Ma por PRECIOZZI y BOURNE (1992) con $R_0 = 0.7003$. Esta intrusión generó metamorfismo de contacto en pizarras carbonosas con desarrollo de cornubianitas y megacrístales de quistolita.

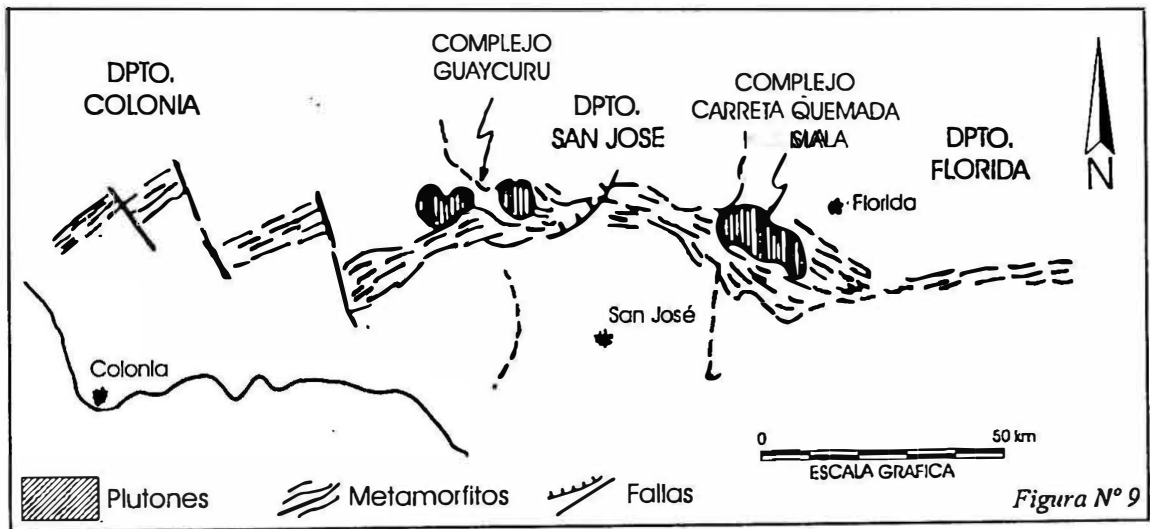


Figura N° 9

Formación Paso Severino

Según BOSSI *et al.* (1993) las litologías varían regionalmente; en el Este - en el Dpto. de Florida - predominan las metasedimentitas de grado bajo y muy bajo, representadas por pizarras, filitas, pizarras carbonosas y calizas dolomíticas de baja cristalinidad; en la porción central, en el Dpto. de San José - que se toma como área tipo de afloramiento - las metasedimentitas alternan con abundantes metavulcanitas; en la porción occidental, en el Dpto. de Colonia, afloran espesos paquetes de metakeratófiros y delgados niveles de dolomititas cuarzosas con lentes de talcoesquisto intercalados (ver figura N° 9). Esta abundancia de metakeratófiros en la zona occidental

El reconocimiento de campo y el mapeo realizado sobre un área tipo de 900 km² demostró una secuencia volcano-sedimentaria metamórfica en facies esquistos verdes, intruída por un plutonismo fuertemente diferenciado de carácter tardi- a post-tectónico (ver figura N° 10). El cinturón está limitado al norte por fallas inversas con un complejo granito-gnéissico y al sur por grandes fallas normales o transcurrentes. La estructura interna del cinturón refleja una tectónica de plegamiento con dominio de isoclinales con ejes buzantes al SE.

Según los referidos autores, la secuencia litológica está compuesta por metasedimentos y metalavas, ordenados

estratigráficamente con 1000 metros de lutitas negras y pizarras en la base, 600 a 800 m de prasinitas con intercalaciones de pizarras y metaconglomerados, 300 a 500 m de metalavas básicas y pizarras, culminando con 200 a 300 m de metakeratófiros en la cima.

b) sedimentación marina evolucionando de facies profundo a somero; espesas series de pizarras negras y cherts en la base; pizarras, areniscas y conglomerados en el tope.

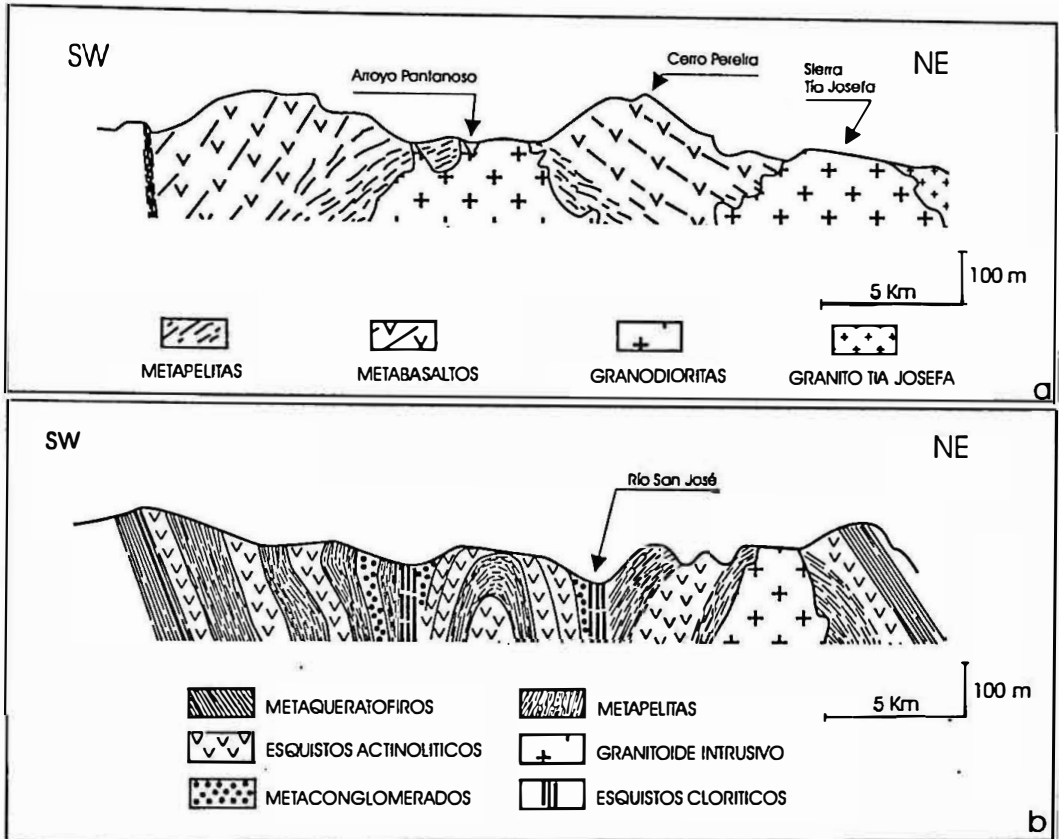


Figura N° 10

La geoquímica de las rocas volcánicas muestra una evolución magmática toleítica con términos extremos en el campo calco-alcalino. Las rocas más básicas encontradas son basaltos komatiíticos con 11% de MgO (ver figura N° 11). El camino de diferenciación hacia el extremo riolítico se recorre a través de basaltos, andesitas y dacitas con enriquecimiento en hierro.

Como en Abitibi y otros greenstone belts del límite Arqueano-Proterozoico en el mundo, hay 2 hechos remarcables en el cinturón San José:

a) vulcanismo bimodal con rasgos geoquímicos similares.

Plegamiento, deformaciones transpresivas, metamorfismo de facies esquistos verdes y plutonismo calco-alcalino tardío afectaron este cinturón y son procesos comunes en los "greenstone belts" de todo el mundo. Los autores sugieren usar el término "greenstone belt" para tipificar este cinturón arqueano de Uruguay, lo que había sido sugerido por FRAGOSO-CESAR *et al.* (1991).

Todos los antecedentes disponibles, tanto geocronológicos como geoquímicos, sugieren una edad arqueana y el objetivo central de trabajo aquí referido ha sido el establecimiento de los primeros avances en la caracterización litogeoquímica del área considerada

tipo, que abarca la totalidad de la superficie aflorante del cinturón en el Dpto. de San José, entre el arroyo de la Virgen en el Este y la ruta nacional N° 23 en el oeste.

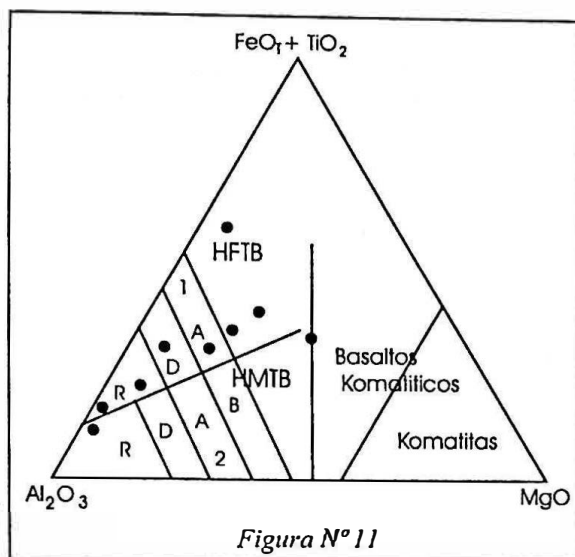


Figura N° 11

Estas unidades metamórficas arqueanas revisten gran importancia porque representan registros de las condiciones evolutivas de esa época y siempre se asocian a recursos minerales que pueden tener rentabilidad de explotación actual o en el próximo futuro.

Para que en estos cinturones arqueanos puedan aplicarse criterios de prospección, es necesario conocer exactamente las litologías integrantes, su secuencia estratigráfica y las relaciones estructurales como único mecanismo de comparación legítima con otros yacimientos del mundo en ambientes similares a la misma edad. Desde hace ya algunas décadas se han reconocido los "greenstone belts" como provincias auríferas de alto valor comercial. Por ese motivo, cuando MUTTI *et al.* (1996) confirmaron cuantitativamente la semejanza con Abitibi en Canadá, se incrementaron los esfuerzos para lograr descifrar el comportamiento geométrico de cada litología así como su impronta geoquímica, ya que estaba siendo enfocada por las distintas compañías mineras que trabajan en el área.

Los tipos litológicos identificados en el área de estudio corresponden a siete variedades principales: tres litologías metasedimentarias y cuatro metavolcánicas. Las metasedimentarias (pizarras negras carbonosas, filitas y conglomerados) se identifican por su textura, color y composición, mientras que entre las

metavulcanitas tres de ellas se reconocen por su color y composición (esquistos actinolíticos, metalavas básicos y metariolitas, estas últimas incluyendo el término de metakeratófiro para las variedades de metariolitas sódicas de acuerdo con la clasificación de HUANG, 1968) y la restante (metacineritas, denominación de acuerdo con JUNG y BROUSSE, 1959) por su textura, composición, grado de compactación y color. Estos tipos litológicos alternan con espesores variables desde pocos decímetros hasta varias centenas de metros.

A continuación se describen los principales rasgos petrográficos asociados a las variedades litológicas identificadas.

Los esquistos actinolíticos afloran como rocas normalmente poco foliadas de color verde. Presentan textura ofítica palimpséstica relictiva y están integrados por plagioclasa (labradorita-bytownita) saussuritizada y cloritizada junto a piroxenos casi completamente transformados en actinolita-tremolita, epidoto y clorita. Ocasionalmente se observa olivina relictiva y escasa ortosa en la pasta.

Al presente se ha identificado un único evento de deformación, reconocible en el campo por el estiramiento de las primitivas vacuolas y/o por la tenue aparición de una lineación con esbozo de recrystalización metamórfica. Al microscopio presentan textura subofítica bien conservada, con plagioclasa fresca de 0,4 mm de longitud, actinolitas recrystalizadas por esfuerzos que curvan los cristales y mínimas proporciones de biotita y cuarzo.

Las metariolitas y metakeratófiro se reconocen por tabletas milimétricas automorfas de feldespatos (albita dominante junto a ortosa y oligoclasa) sericitizadas y argilitizadas, cristales de cuarzo corroídos y desarrollo de muscovita poco penetrativa en los planos de esquistosidad.

Las metacineritas son rocas masivas de grano muy fino, color blanco grisáceo y ásperas al tacto, que no presentan esquistosidad en los afloramientos. Son rocas que se meteorizan con suma facilidad, pero constituyen un componente conspicuo de la secuencia total. Al microscopio muestran fragmentos cuarzo-feldespatícos de diverso tamaño y grado de redondeamiento, debris angulosos y fiammes deformadas (CAMPAL; com.pers.) y reflejan rasgos de un volcanismo de composición ácida a mesosilícica. A diferencia de ello también se identificaron en el campo variedades de color verde con fiammes deformadas en una matriz

finamente laminada compuesta por actinolita, clinozoisita, cuarzo, arcillas, carbonatos, clorita y oligoclasa-andesina, que responden a un volcanismo de tipo andesítico.

Las pizarras negras carbonosas son laminadas y en los sectores asociados a fajas de cizalla presentan además una marcada esquistosidad. Frecuentemente se intercalan con capas de meta-areniscas de pocos centímetros de espesor y niveles silíceos rojizos y negros. Su metamorfismo sólo determinó recristalización y formación de sericita a partir de illita.

Las filitas con predominio de sericita presentan localmente desarrollo de cristales submilimétricos de muscovita. En ocasiones las filitas o esquistos sericíticos presentan un predominio de componentes cuarzo-feldespáticos con fina textura granoblástica llegando hasta el término de esquistos cuarzo-feldespáticos.

Los metaconglomerados con marcadas microestructuras de deformación contienen clastos ovoides polacentimétricos frecuentemente constituidos por clinozoisita que se hallan en una matriz cloritosa. Por su fácil reconocimiento en el campo y su relativa continuidad de afloramiento estas rocas fueron utilizadas como bancos guías para el mapeo regional favoreciendo la reconstrucción de la secuencia estratigráfica local de la comarca tipo.

El Cinturón San José en el área estudiada muestra un predominio de metavolcanitas hacia el norte y un incremento gradual de las metapelitas hacia el sur y hacia el este, a pesar de que ambas litologías se hallan generalmente interestratificadas en bancos de espesores variables. Por otra parte su estructura interna refleja fenómenos de transcurrencia (zonas de shear) a escala micro y megascópica con un marcado predominio de direcciones NW, responsables de la formación de bandas de esquistos cloríticos, filitas y cuarzo en echelon. La diferencia de plasticidad entre las litologías intervinientes frente a los esfuerzos regionales, determinó además la formación de boudins, que se destacan en los niveles de metaconglomerados con matriz clorítica y esquistosa.

Los esfuerzos compresivos determinaron una configuración de plegamiento, con formación de anticlinales y antiformas generalmente isoclinales que distorsionan la posición estratigráfica de la secuencia original (figura N° 10). A este respecto la deformación

observada en los afloramientos de metaconglomerados conjuntamente con el mapeo de las superficies "S" permitieron definir la existencia de al menos dos direcciones de esfuerzos sobreimpuestos, una que generó plegamientos con plano axial subvertical N70W y un sistema de fuerzas dextrales que interfirió a las estructuras anteriores e inclinó la secuencia volcanosedimentaria, determinando un buzamiento regional hacia el NE de los ejes de pliegues.

A partir de la interpretación litológica y estructural de la secuencia volcanosedimentaria en el área tipo, se sugiere a continuación el siguiente ordenamiento estratigráfico:

Techo

200 a 300 metros de metariolitas (incluyendo aislados niveles de metakeratófiros) y metacineritas.

300 a 600 metros de metalavas básicas y ácidas con delgadas intercalaciones de filitas y metaconglomerados.

600 a 800 metros de esquistos actinolíticos, metaconglomerados, filitas y pizarras.

1000 metros de pizarras negras carbonosas y filitas (a veces muscovíticas) con escasos niveles silíceos y de esquistos actinolíticos intercalados.

Base

El muestreo geoquímico realizado en esta primera etapa se orientó a definir el comportamiento de los elementos mayoritarios y traza de los principales tipos litológicos identificados (con énfasis en la secuencia volcánica), a efectuar precisiones petrogenéticas y a establecer una correlación con cinturones volcanosedimentarios mundiales con mayor grado de conocimiento geoquímico. Los análisis químicos fueron realizados sobre roca total en el laboratorio ACTLABS de Canadá, mediante activación neutrónica, emisión inducida de plasma y fluorescencia de rayos X en 11 muestras, cuyas principales características se destacan a continuación.

Los metamorfitos incluyendo los términos de esquistos cloríticos y actinolíticos y las metafelsitas representadas principalmente por esquistos sericíticos, esquistos cuarzosos y metariolitas junto a metakeratófiros, presenta una evolución desde una composición básica (48,17% de SiO_2) hasta ácida (80,53% de SiO_2) como se observa en la Tabla 1.

La abundancia relativa de las metavolcanitas en función del contenido en SiO_2 está definida por la participación de un 45% de términos básicos, un 35% de niveles mesosilíceos y un 20% de rocas ácidas.

Muestra	P19	P46	P51	P53	P18-2	P10-3	P44-1	P45	P55	P48	P49
SiO ₂	48.17	50.41	55.27	52.53	58.04	63.65	79.12	80.53	73.21	62.19	59.83
Al ₂ O ₃	13.82	12.21	11.64	14.34	16.41	14.26	12.01	9.43	14.72	15.22	14.84
Fe ₂ O ₃	13.29	9.01	17.73	10.11	9.15	6.85	1.78	2.32	1.37	5.66	9.11
MgO	7.23	11.11	1.25	5.71	5.78	1.95	0.36	0.51	0.38	1.51	1.33
TiO ₂	0.96	0.51	1.46	0.91	0.72	0.74	0.17	0.14	0.14	0.54	1.33
CaO	13.26	11.37	5.75	5.95	1.86	2.77	0.06	0.05	1.18	0.55	4.47
Na ₂ O	0.92	1.36	3.26	3.58	4.52	5.71	0.09	0.06	4.81	2.45	4.25
K ₂ O	0.05	0.29	0.55	0.13	<0.01	0.72	3.84	3.02	2.31	2.37	1.21
MnO	0.19	0.16	0.27	0.12	0.12	0.09	0.02	0.04	0.04	0.03	0.12
P ₂ O ₅	0.08	0.06	0.36	0.18	0.18	0.18	0.03	0.03	0.06	0.07	0.43
PPI	1.65	3.62	1.04	6.53	3.96	3.01	2.06	1.79	1.25	6.97	2.23
Total	99.61	100.12	98.56	100.09	100.75	100.03	99.55	97.91	99.48	97.54	99.13

Muestra	P19	P46	P51	P53	P18-2	P10-3	P44-1	P45	P55	P48	P49
Y	20	13	25	16	61	69	24	29	79	27	59
Zr	50	39	202	107	138	180	359	288	119	130	224
Hf	1.4	1.3	6.8	2.6	3.9	5.4	14	13	4.9	6.4	6.9
Sr	218	147	155	164	217	101	18	5	268	248	263
Sc	39	32	32	29	26	14	203	204	1.5	16	10
Cr	980	980	9	150	130	15	<2	<2	110	110	12
Co	56	43	37	35	29	18	3	5	3	13	27
Ni	295	112	3	71	108	17	2	2	5	52	4
Nb	<2	2	8	7	8	32	6	8	22	<2	2
Th	0.5	0.5	2.5	1	101	3.5	11	8.7	7	6	5.6
Ta	<1	<1	2	<1	<1	1	2	2	<1	<1	<1
Ba	6	1019	118	746	58	227	1070	428	1174	13166	741
Rb	34	2	68	81	35	74	42	58	106	6	14
La	2.9	4.3	13.3	8.9	13.9	19.3	20.6	42.5	29	9.8	37.6
Ce	9	11	49	24	32	46	55	37	57	16	68
Nd	<5	11	20	20	18	19	29	57	21	8	34
Sm	2.2	106	6.9	3.4	3.5	4.2	7.3	13	4.2	1.8	8.4
Eu	0.8	0.5	1.9	1.3	1.2	1	1	1.8	1	0.4	2.1
Tb	<0.5	<0.5	1.7	<0.5	<0.5	0.8	1.4	1.8	<0.5	<0.5	1.3
Yb	2.7	1.3	8.2	2.4	2.7	2.6	14.5	15	2.3	2.2	5.8
Lu	0.4	0.2	1.2	0.4	0.4	0.4	2.2	2.5	0.4	0.4	0.3

Tabla N° 1: Análisis químicos de elementos mayoritarios (expresados en porcentajes) y trazas (indicados en ppm) para las metavolcanitas y metasedimentitas de área tipo del Cinturón San José. Referencias: P19, P46, P51, P53 (metabasaltos); P18-2 (meta-andesita); P10-3 (metadacita); P44-1, P45 (metariolitas); P55 (metaqueratófiro); P48, P49 (metapelitas); PPI (pérdida por ignición).

El conjunto de las metavolcanitas evolucionó desde basaltos komatiíticos con un contenido en elementos mayoritarios que se adecuaba a los parámetros previamente definidos por VILJOEN y VILJOEN (1969), BROOKS y HART (1974) y ARNDT y NISBET (1981) para este tipo de rocas (MgO > 9%, TiO₂ > 0.9%, K₂O < 0.9%, CaO/Al₂O₃ > 1 y FeO_T/MgO < 1), hasta alcanzar el extremo riolítico a través de la progresión de toleitas basálticas ricas en hierro, andesitas y dacitas. Asimismo, las relaciones entre elementos mayoritarios indican una tendencia de diferenciación toleítica para la secuencia de rocas básicas a mesosilícicas considerada, por lo que los

términos ácidos más evolucionados de la serie corresponden a diferenciados calcoalcalinos (figura N° 12).

La secuencia volcánica de San José en su conjunto muestra la existencia de un hiato composicional entre un volcanismo básico a mesosilícico magnésiano (MgO > 5,71%) y otros mesosilícico a ácido de bajo contenido en magnesio (MgO < 1,95%), caracterizando una evolución bimodal que puede correlacionarse con el greenstone belt de Río Itapicurú (Brasil) según campos señalados por SILVA (1992) para esta última secuencia volcanosedimentaria (figura N° 13). A este respecto el modelo de mezcla establecido por TAYLOR y Mc. LENNAN (1986) para rocas arqueanas a partir de las

relaciones entre elementos incompatibles (La y Th) y compatible (Co y Sc) se adapta notablemente a la serie litoestratigráfica del Uruguay (figura N° 14) y sugiere la participación de dos extremos volcánicos, uno máfico y otro félsico-trondhjemítico.

acompañado por incrementos promedios superiores al 100% en otros elementos traza incompatibles tales como Ba, Rb, Nb, Ta y Th. (Tabla 1).

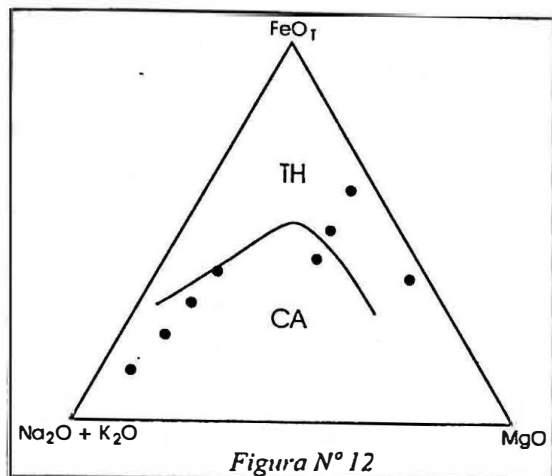


Figura N° 12

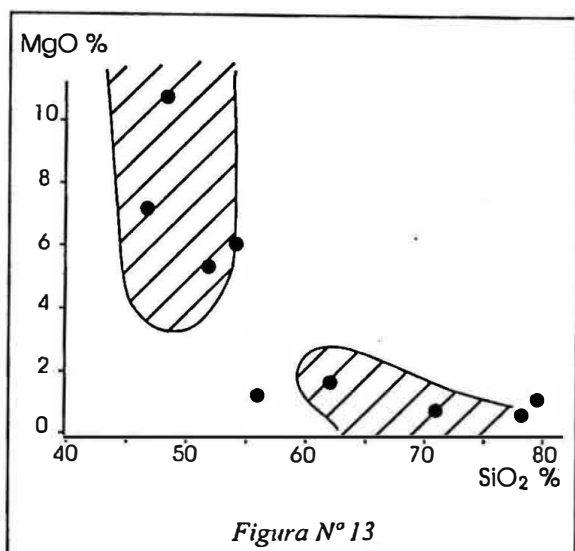


Figura N° 13

La utilización de los REE (tierras raras), elementos poco susceptibles a procesos de alteración, confirman los rastros petroquímicos señalados y muestran para las variedades consideradas de basaltos komatiíticos y toleíticos del Cinturón San José gráficas con tendencias variables desde planas a levemente positivas, cuyas pendientes están controladas por una relación La/Yb_N fluctuante entre 0,65 y 1,50 y que determinan además una afinidad con basaltos de tipo MORB N con evolución a basaltos MORB E (figura N° 15). El progresivo enriquecimiento en LREE (tierras raras livianas) con respecto a los HREE (tierras raras pesadas) de las basitas se encuentra también

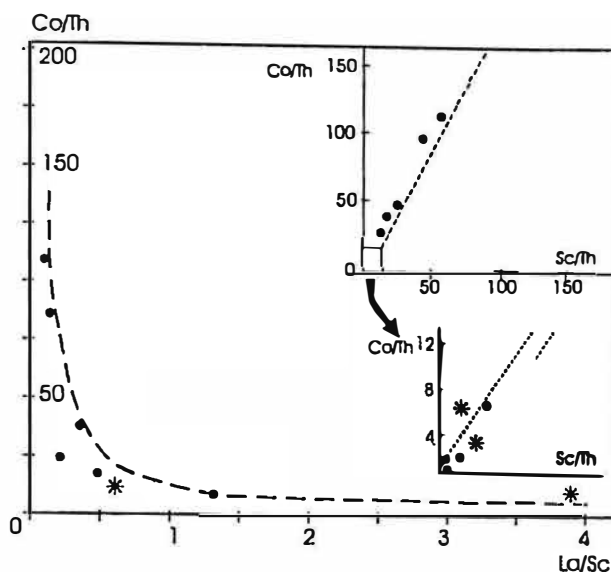


Figura N° 14

La serie de metavolcanitas básicas se puede correlacionar además con niveles equivalentes volcánicos de la región del greenstone belt de Abitibi en Canadá, observándose similares patrones entre las toleítas empobrecidas y enriquecidas de ambas comarcas. No obstante ello se destaca en el basalto komatiítico de San José, un mayor enriquecimiento en LREE con respecto a su homólogo del Canadá (figura N° 15 a y c). Este enriquecimiento ha sido también observado en komatiítas y basaltos komatiíticos de otros greenstone belts mundiales, como en el caso de Pilbara (Australia) y ha sido atribuido por SÜAN y NESBITT (1978) a heterogeneidad en la fuente mantélica que les dió origen.

El grupo de metabasitas analizadas carece de una anomalía significativa en Eu, hecho en cambio frecuente en los términos felsíticos de San José. Estos últimos términos que corresponden a rocas mesosilícicas y ácidas presentan diagramas de REE con pendientes definidas por relaciones La/Yb_N variables entre 1,71 y 7,65 y compatibles con series de rocas derivadas de una diferenciación toleítica transicional a calcoalcalina. Asimismo se destaca para los términos de metadacitas y de metariolitas del Uruguay una estrecha similitud con los miembros felsíticos menos evolucionados del Distrito de Kamiskotia de Abitibi y una sustancial

diferencia con aquellas vulcanitas calcoalcalinas halladas en el distrito de Selbaie de la secuencia del Canadá (figura N° 15 d). De todos modos los bajos contenidos en Nb, Ta, Ti y P para los niveles riolíticos estudiados indicarían un carácter afín con rocas derivadas de una tectónica convergente o asociadas a una dinámica de subducción según el modelo propuesto por BARNES *et al.* (1993) para la secuencia homóloga de Canadá (Tabla 1).

Uruguay, cuyos caracteres son significativamente más compatibles con corteza continental arqueana que postarqueana (figura N° 16). Debe finalmente considerarse que tanto el greenstone belt de Abitibi como el de San José pertenecerían a los denominados greenstone belts arqueanos tardíos por CONDIE (1976), ANAHAUSER (1981) y BARLEY y GROVES (1996) entre otros autores, y que mundialmente presentan edades comprendidas entre 2.9 Ga y 2.5 Ga principalmente.

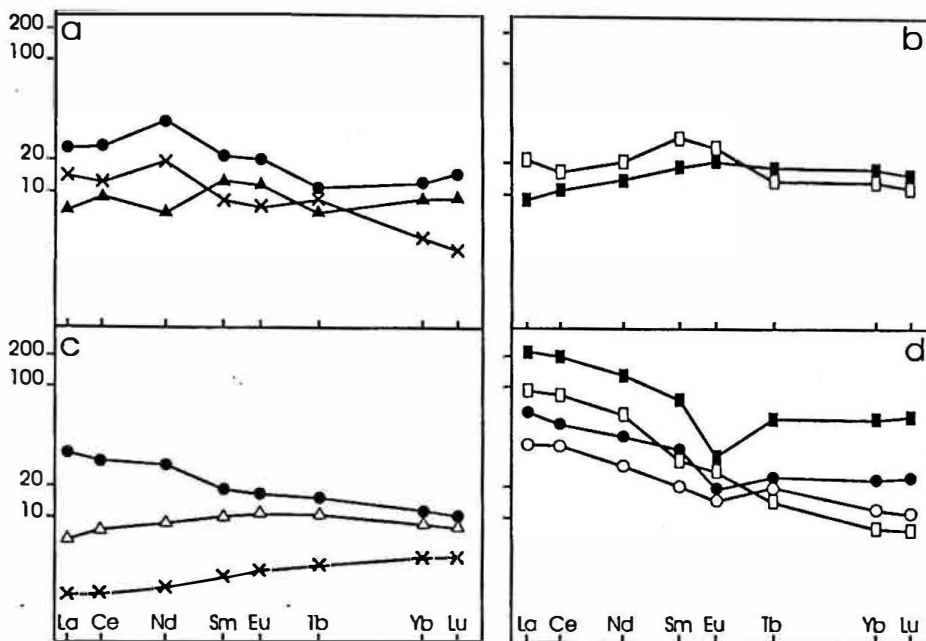


Figura N° 15 - Diagramas de REE normalizados a valores de condritas de Evensen *et al.* (1978) correspondientes a: a. Volcanitas básicas de San José: basalto komatilitico (cruz); basalto toleítico empobrecido (triángulo lleno); basalto toleítico enriquecido (triángulo vacío). b. MORB N, Pearce, 1982 (rectángulo vacío). c. Volcanitas básicas del greenstone belt de Abitibi (Canadá): basalto komatilitico (cruz); basalto toleítico empobrecido (triángulo); basalto toleítico enriquecido (círculo vacío). Datos de Tucker Barrie *et al.*, 1993. d. Volcanitas félsicas de San José y del greenstone de Abitibi: promedio de las riolitas de San José (círculo vacío); dacita de San José (círculo); riolita calcoalcalina de Selbaie, Abitibi (rectángulo) y riolita alcalina de Kamiskotia, Abitibi (rectángulo vacío); datos de Tucker Barrie *et al.*, 1993.

La similitud en el comportamiento geoquímico entre las metavolcanitas del Canadá y del Uruguay junto a las características litoestratigráficas observadas y la edad inferida a partir del plutonismo para la serie volcano-sedimentaria del Cinturón San José permiten avalar para este último la utilización del término greenstone belt en referencia a su tipificación y en acuerdo a lo anteriormente sugerido por FRAGOSO CESAR (1980), RONCONI *et al.* (1988) y FESEFELDT (1988). Debe además señalarse que PRECIOZZI (1993) compara el plutonismo asociado al Terreno Piedra Alta con el del greenstone belt de Abitibi (Canadá). Las evidencias litogeoquímicas y geocronológicas señaladas son también apoyadas por determinaciones de REE realizadas sobre dos metapelitas ubicadas en la base y techo de la secuencia sedimentaria que acompaña a las vulcanitas del

Las tendencias definidas en el enriquecimiento en LREE y LFSE para los niveles máficos del Cinturón San José respecto a basaltos MORB N junto a la presencia de términos diferenciados calcoalcalinos, pueden interpretarse al igual que sus equivalentes litológicos de la región comparada del Canadá como rocas asociadas a un ambiente inicial de fondo oceánico que evolucionó hacia una tectónica de arco, según esquemas propuestos por FYFE (1978), KRONER (1980), GOODWIN (1981), BARLEY y GROVES (1996) y ANAHAUSER (1996) para greenstone belts arqueanos. La utilización del diagrama discriminatorio de ambientes tectónicos de PEARCE (1982) es ilustrativa al respecto y muestra para ambas regiones comparadas una similar tendencia evolutiva (figura N° 17), pero con la diferencia que la secuencia canadiense evolucionó hasta llegar a términos netamente alcalinos,

mientras que la del Uruguay en el área estudiada sólo alcanzó niveles calcoalcalinos, pese a que se esboza en esta última región el inicio de una tendencia hacia una evolución alcalina (figura N° 18 a y b).

Si bien aún no se han hallado en el área tipo peridotitas con afinidad komatiítica y textura spinifex es un hecho frecuente que en muchas localidades mundiales con greenstone belts arqueanos tardíos su participación es muy restringida y su textura no siempre se preserva debido al metamorfismo regularmente presente. No debe descartarse por lo tanto la posible presencia de algunos niveles de ultramafitas ya sea en el Cinturón San José o en los cercanos Cinturones de Arroyo Grande y Montevideo ubicados al norte y al sur de la faja estudiada respectivamente.

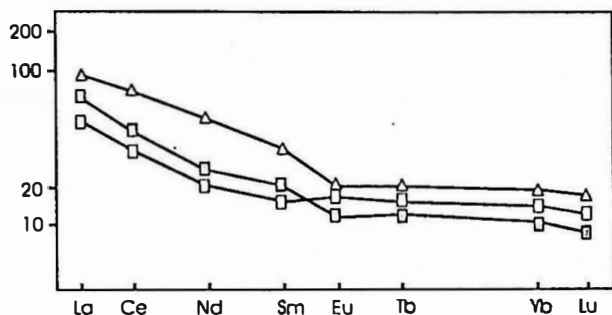


Figura N° 16 - Diagrama de REE normalizado a valores de condritas de Evensen et al. (1978) correspondiente al promedio de metapelitas del Cinturón San José (rectángulo lleno); corteza continental arqueana (rectángulo vacío) y sedimentos actuales de la plataforma norteamericana, NASC (triángulo), valores tomados de Taylor y McLennan (1986)

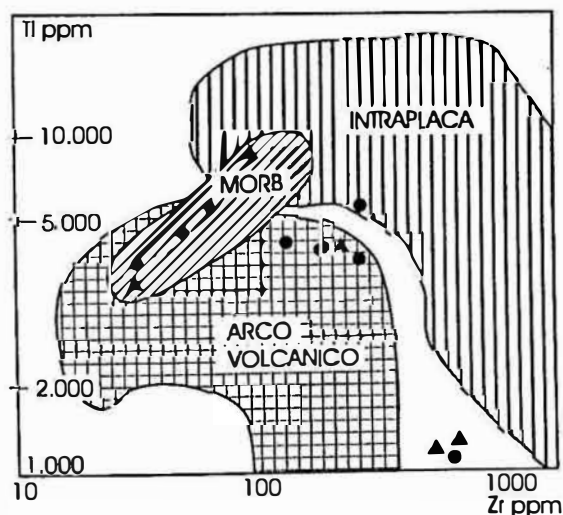


Figura N° 17

La evolución desde términos de basaltos komatiíticos a toleíticos y finalmente a términos calcoalcalinos sugiere una transición desde un régimen extensional asociado a plumas de manto hacia uno compresional definido por la formación de un arco volcánico en el área tipo, este último ambiente también sugerido por FRAGOSO CESAR (1991) en base a correlaciones de carácter tectónico.

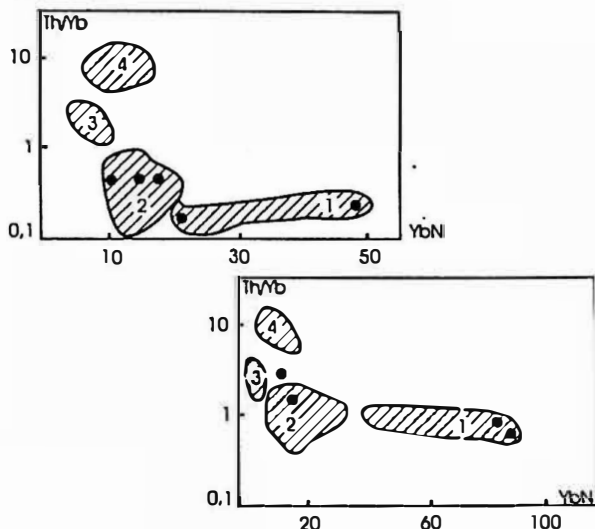


Figura N° 18 - Diagrama de correlación de elementos traza compatibles e incompatibles entre la serie volcánica básica (a) y la félsica (b) del Cinturón San José y los campos obtenidos por Tucker Barrie et al. (1993) para el greenstone belt de Abitibi en los distritos de: 1- Kamiskotia (volcanitas toleíticas), 2- Misema (volcanitas calcoalcalinas), 3- Upper Skead (volcanitas calcoalcalinas a alcalinas), 4- Timiskaming (volcanitas alcalinas).

La dinámica de transición desde un ambiente distensivo a uno compresivo estaría al igual que lo supuesto para Abitibi por CORFU (1993) señalada por:

- 1 - Cesación del volcanismo toleítico submarino con progresión a un volcanismo calcoalcalino felsítico asociado a niveles subaéreos hacia el techo de la secuencia (metacineritas).
- 2 - Sedimentitas que acompañan la tendencia evolutiva de las volcanitas representadas por potentes bancos de pizarras negras carbonosas en la base interestratificadas con finos niveles silíceos rojos y negros. Hacia el techo se observa un pasaje transicional a bancos poco potentes interestratificados con las volcanitas y definidos por esquistos sericíticos (filitas), esquistos cuarzo feldespáticos e intercalaciones de metaconglomerados.
- 3 - Plegamiento isoclinal de la secuencia.

4 - Metamorfismo regional de bajo grado (facies de esquistos verdes) en las rocas volcanosedimentarias.

5 - Deformación tangencial asociada con zonas de cizallamiento dúctil transpresivo.

6 - Plutonismo desde básico a ácido con afinidad calcoalcalina y edades que abarcan el lapso Arqueano - Proterozoico inferior.

7 - Contacto tectónico con generación de milonitas entre el Cinturón de San José y las metamorfitas de mediano a alto grado del Terreno Piedra Alta.

La cuenca de sedimentación de la formación Paso Severino, ha sido definida por BOSSI *et al.* (1966) en el ítem 2 anterior, como evolucionando de facies marinas profundas a someras, pero considerando que todo el vulcanismo intercalado con las pelitas es subaéreo (coladas con niveles vacuolares y ausencia total de estructuras pillow), se debe concluir que se trata en realidad de una cuenca muy somera, y que la abundancia de pelitas se deba explicar por la lejanía del área de aporte y con baja energía de relieve, y cuando en la misma se produce algún rejuvenecimiento tectónico, se forman en esta zona los conglomerados y las diamictitas. Además intelectualmente parece poco probable la existencia de cuencas profundas en el Arqueano.

La ubicación del cinturón San José de edad Arqueana mediante contactos tectónicos con terrenos granito - gnéissicos cratonizados y su tipificación como greenstone belt, avalaría la posibilidad ya esbozada por BOSSI *et al.* (1993) que los terrenos granito - gnéissicos correspondan a parte de un basamento ígneo metamórfico de mediano a alto grado pre-transamazoniano, equiparable a los denominados terrenos metamórficos de alto grado en numerosos cratones arqueanos mundiales.

Las edades obtenidas hasta la fecha en estos terrenos pueden vincularse tanto al rejuvenecimiento tectonotérmico del Transamazoniano como al hecho de haberse datado únicamente los macizos granito - migmáticos y no los gneisses foliados de los complejos.

La posible edad arqueana de los macizos de alto grado en el Uruguay demandará estudios geocronológicos, isotópicos y geoquímicos para confirmar su validez.

Conclusiones parciales.

1 - El Cinturón San José de edad Arqueana y orientación E-W está constituido en su región tipo por una secuencia volcanosedimentaria metamorfizada en facies de esquistos verdes que cubre una superficie cercana a los 900 Km². Esta secuencia aflora en contacto tectónico con un complejo granito-gnéissico de mediano a alto grado en el Terreno Piedra Alta.

2 - En el área tipo la secuencia está integrada por metavolcanitas (metamafitas, metafelsitas y metacineritas) y por metasedimentitas (pizarras negras carbonosas, filitas y metaconglomerados predominantes), con una evolución desde la base hacia el techo a través de potentes bancos de pizarras negras carbonosas con intercalaciones de finos niveles silíceos rojos a negros; seguidos por esquistos sericiticos, cuarzo feldespáticos y actinolíticos dominantes; luego metaconglomerados y metalavas básicas, y finalmente metariolitas, metakeratófiro y metacineritas en su tope.

3 - El estudio geoquímico realizado indica que las volcanitas forman parte de una evolución magmática toleítica a transicional calcoalcalina, donde las rocas más básicas halladas corresponden a basaltos komatiíticos y se alcanza el extremo riolítico de la serie a través de una progresión de basaltos toleíticos, andesitas y dacitas.

4 - La edad del Cinturón San José, la bimodalidad de su vulcanismo, las tendencias geoquímicas de sus elementos mayoritarios y traza, la presencia de sedimentitas marinas transicionales de facies de baja a alta energía, la edad y características del plutonismo actuante en la faja y los contactos tectónicos con terrenos granito-gnéissicos de mediano a alto grado permiten avalar la utilización del término greenstone belt tardío arqueano para referirse a este cinturón.

5 - Las características del Cinturón San José en su área tipo son correlacionables con los Distritos Kamiskotia y Misema del greenstone belt de Abitibi en Canadá. En ambos casos la evolución hallada sugiere una transición desde un régimen extensional asociado a plumas de manto hacia uno compresional asimilable a la formación de un arco volcánico.

La realización de este relevamiento de detalle a escala 1/100.000 y los estudios petrográficos, estructurales y geocronológicos han permitido establecer una secuencia tectono-estratigráfica que se verificó operacional en varios sectores del área estudiada.

En el Cuadro N° 1 antes expuesto, se ha expresado la secuencia considerada válida para el área tipo del Cinturón San José, de edad arqueana según el cúmulo de datos disponibles.

El soporte para la definición de la edad arqueana del cinturón está constituido por las determinaciones geocronológicas realizadas por PRECIOZZI y BOURNE (1992) sobre una granodiorita del complejo Isla Mala que se aceptaba como intrusiva en las pizarras

carbonosas generando aureola de contacto (cornubianitas y andalucitas variedad quiasolita). Las cartas anteriormente publicadas no establecían con claridad si las granodioritas de 2450 ± 50 Ma eran realmente intrusivas en las pizarras. Por ese motivo se organizó el programa "*Complejo magnético Isla Mala*" financiado por la CSIC como una de las incógnitas fundamentales a resolver para el Taller sobre el Terreno Piedra Alta (Uruguay) y su correlación con Tandilia en el sur de la provincia de Buenos Aires.



Plutonismo Intrusivo del Cinturón San José

Las intrusiones magmáticas posteriores al Cinturón San José han tenido un enorme desarrollo aún desconocido en su real dimensión, pero ya sensiblemente mayor a lo supuesto por todas las publicaciones anteriores incluyendo PRECIOZZI et al. (1985), BOSSI y NAVARRO (1991), BOSSI et al. (1993).

hace algunos años (VILLAR y SEGAL, 1990, OYANTÇABAL et al., 1990; MARI et al., 1990) y recientemente reenfocado hasta niveles de comprensión aceptable por PIÑEYRO et al. (inédito) cuyos resultados se presentarán como contribución original en este documento.

Este plutonismo intrusivo se desarrolló en dos etapas netamente diferenciadas (ver figura N° 9):

1) un complejo tonalítico - gábrico - granodiorítico de tipo TTG posterior al metamorfismo y a la primera fase de plegamiento con edades del orden de 2500 Ma

2) un complejo gabro - granito intrusivo en una segunda fase de plegamiento aprovechando pliegues de interferencia que dejaron huecos de geometría facoltica, con edades de alrededor de 2000 Ma

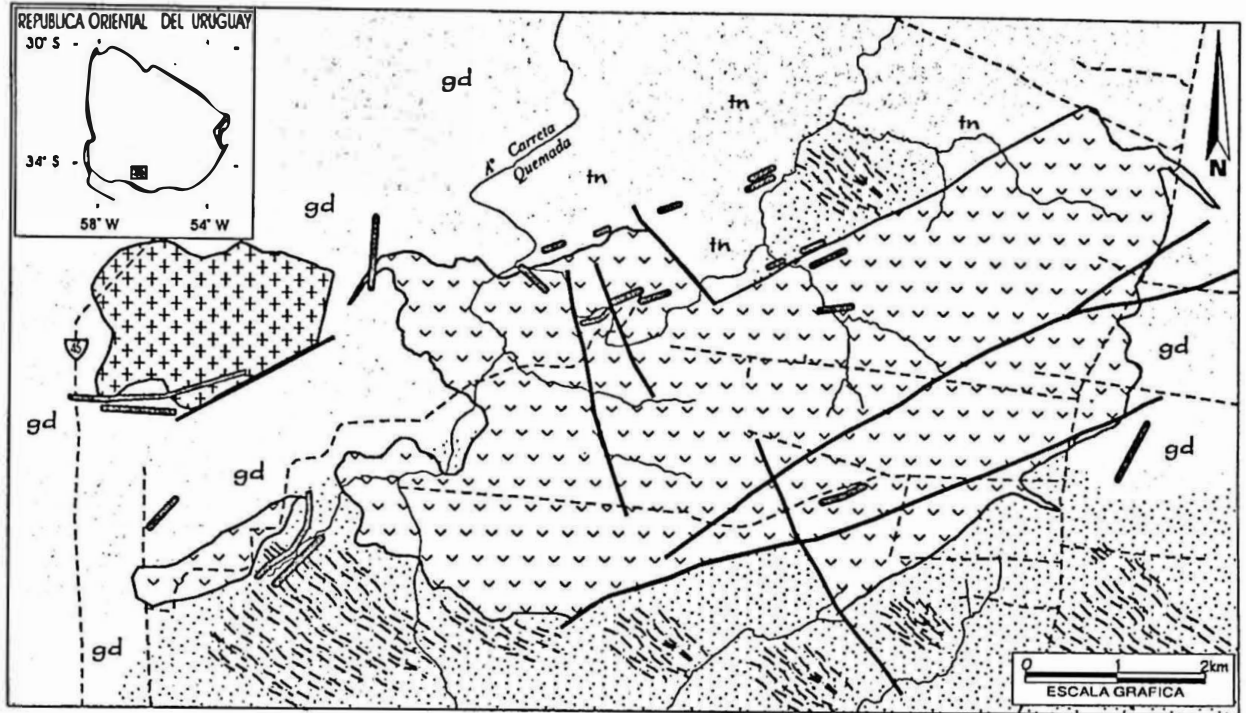
Al primer tipo de magmatismo pertenecen los plutones compuestos de Arroyo de la Virgen e Isla Mala (PRECIOZZI, 1991) que fueron recientemente reestudiados con cambios radicales en las litologías y relaciones estructurales. El complejo Arroyo de la Virgen pasó a denominarse "Gabro hornbléndico de Carreta Quemada" y el complejo plutónico Isla Mala conserva su determinación pero cambió completamente la concepción estructural y petrológica. A estos cuerpos deben agregarse muchos otros plutones cartografiados en la figura N° 3 pero que no se conocen con el mismo grado de detalle.

Al segundo tipo de intrusión se relaciona el complejo gabro-granito de Guaycurú, intensamente estudiado

Complejo Carreta Quemada. (A.SCHIPLOV y J. BOSSI).

Este complejo fue analizado a partir del descubrimiento de un cuerpo gábrico (CAMPAL y PIÑEYRO, 1990) en una zona donde se suponía la existencia de anfibolitas del zócalo primitivo indiferenciado (PRECIOZZI et al., 1985). Ha colaborado en este estudio la Dra. L. VILLAR de CONICET (Argentina) quien aportó valiosa información petrográfica. La Lic. M. ESCAYOLA aportó bibliografía y criterios de estudio para gabros hornbléndicos (bojitas).

Un detallado trabajo de relevamiento en una zona de afloramientos extremadamente escasos y aislados, logró resultados coherentes en cuanto a geoquímica, posición geotectónica y asociación litológica de un complejo plutónico integrado por gabros, tonalitas, granodioritas y granitos. El estudio más cuidadoso se realizó sobre un gabro hornbléndico ubicado en el Dpto. de San José a unos 35 Km al N de la localidad de Rodríguez. Este cuerpo posee forma de amiba con eje mayor de rumbo NE y una superficie aproximada de 40 Km², cruzado por el arroyo Carreta Quemada, del cual recibe su nombre (figura N° 19).



REFERENCIAS

	Gabbro hornbléndico		Encajante granodiorítico		Cinturón San José		Filones
	Granito "Carreta Quemada"		Encajante tonalítico		Fallas		

Figura N° 19

Todos los autores que han descrito el área mencionan la ocurrencia de hornblenditas porfiroblásticas y las asignan como producto de metamorfismo sobre rocas volcánicas máficas, aunque no se brindan datos geocronológicos ni relaciones estratigráficas para las rocas básicas de esta zona; tampoco se relevan las características mineralógicas, petrológicas y geoquímicas de las denominadas hornblenditas porfiroblásticas.

Fue objetivo del presente trabajo un estudio lo más completo posible de las hornblenditas y las rocas directa o genéticamente asociadas.

El macizo estudiado se ubica sobre el borde norte del Cinturón San José (BOSSI et al., 1993), de edad arqueana con desarrollo regional E-W y compuesto por metamorfitos de grado bajo a medio, de origen volcano-sedimentario. Las litologías presentes en el área son micaesquistos, metakeratófiros y prasinitas. CAMPAL (1990) reconoce por lo menos dos fases de deformación; la primera genera pliegues apretados de plano axial E-NE; y la segunda pliegues de amplio radio con plano axial N45W, creando estructuras de interferencia y promoviendo la intrusión de complejos gabro-graníticos.

Hacia el este y el oeste se desarrolla una granodiorita con textura granuda a plagioclasas automorfas, biotítica y excepcionalmente anfibólica, de colores grises, descrita por PRECIOZZI et al. (1988) como "granodiorita de la unidad principal".

Hacia el norte limita con una tonalita hornblendo-biotítica, de textura granuda y tendencia porfiroide a causa de los fenocristales de anfíbol y plagioclasa. Por último, hacia el noroeste entra en contacto con un granito rosado de grano grueso, biotítico-granatífero, denominado granito Carreta Quemada.

El cuerpo gábrico es recortado por filones de diabasa pertenecientes al Haz de filones básicos de 1780 Ma (BOSSI y CAMPAL, 1991), existiendo de esta forma un tope estratigráfico (Estateriano) para la edad de la roca en cuestión.

En lo que tiene que ver con las relaciones con las encajantes, los contactos con los metamorfitos del Cinturón San José son tectónicos, cortando lineaciones estructurales N45W aunque se verificaron algunos filones subconcordantes haciendo intrusión en estas litologías; esto se pudo observar tanto al sur del

cuerpo gábrico donde el área de contacto es muy extensa, como al norte, donde se conserva un pequeño relicto de este cinturón (ver figura N° 19).

Considerando el importante volumen de rocas metabasálticas en el paquete metamórfico, y visto la naturaleza predominantemente anfibólica del cuerpo estudiado, hubieron zonas donde el contacto sólo pudo ser determinado luego de una precisa cartografía y apoyo petrográfico.

Hacia el oeste el contacto toma forma de mezcla de magmas, donde una roca granodiorítica ("main granodiorite" sensu PRECIOZZI et al., 1988) se mezcla con otra más melanócrata. Los afloramientos donde es posible observar este fenómeno se encuentran fuertemente meteorizados, por lo que no se pudo analizar petrográficamente la roca con mayor contenido de máficos.

Sin embargo, hacia el oeste, la relación con la misma granodiorita es claramente intrusiva, donde un filón de diabasa proveniente del gabro intruye con bordes rectos, potencia constante y bordes congelados (chilled margin).

Por último, hacia el norte se pasa mediante una zona de enclaves múltiples a la tonalita descrita supra, y se observan dentro del gabro tres tipos diferentes de enclaves, unos con bordes netos, anfibólicos y con orientación visible, a veces con fuerte bandeamiento, de 2 a 50 cm de eje mayor; otros también anfibólicos, con evidencias de asimilación, sin bandeamiento o foliación en los que se distinguen filoncillos de cuarzo de 3 mm de espesor que no recortan a la roca hospedante. El último tipo se trata de enclaves de borde difuso, melanócratas, que gradan suavemente al material de la matriz.

Petrográficamente, las rocas son melanócratas, predominantemente anfibólicas, con texturas granudas, poikilíticas y a veces cumulares.

El cuerpo posee un zoneado litológico concéntrico que se puede observar en la figura N° 20. En la zona central, identificada como "A" en la figura, la textura es porfírica, con fenocristales de clinopiroxeno (augita/ferroaugita) y hornblenda de hasta 3,0 mm de eje mayor. Los piroxenos se encuentran totalmente desagregados y rodeados por una corona de anfíbol uralítico; los anfíboles son anhedral y parcialmente reabsorbidos con bordes engolfados.

La matriz posee una textura quasi-cumular, donde sus minerales esenciales tienen bordes ligeramente redondeados, la mineralogía está compuesta principalmente por plagioclasa (labrador, An_{56-58}), hornblenda s.l. y clinozoisita.

Un hecho a destacar es la ocurrencia de playas dispersas de ortopiroxeno (enstatita/bronzita), desagregado y con textura coronítica; la corona está compuesta por espinela anhedral (pleonasto) que también aparece como gotas en el interior del piroxeno. Como característica merece señalarse que no se ha encontrado nunca cuarzo en las rocas de esta zona.

En la zona "B", inmediatamente alrededor de la anterior, las rocas dominantes poseen entre 40 y 60% en volumen de anfíboles, alrededor de 30% de plagioclasa, con opacos y cuarzo accesorio.

Los anfíboles son de dos tipos:

- a) uno euhedral, hornbléndico, en cristales de hasta 3 mm, asociado con cuarzo bajo dos relaciones texturales: en golfos de típico fenómeno corrosivo o en rosarios de gotas paralelas al borde de extinción simultánea;
- b) el otro anfíbol, también hornbléndico, se caracteriza por alojar relictos de piroxeno o sustituirlos idiomórficamente; cuando los hospeda éstos quedan desagregados y el anfíbol crece en idéntica orientación óptica que los piroxenos originales.

Las plagioclasas son labrador (An_{52-58}), automorfas y fuertemente zoneadas, con saussuritización incipiente y formación de pistacita en los corazones. Algunos cristales muestran extinción ondulante, evidenciando cierta deformación.

El cuarzo aparece en las relaciones texturales arriba descritas en íntima relación con la hornblenda y en playas anhedral independientes. Merece recalarse que no presenta extinción ondulante ni posee inclusiones de ningún tipo. Los opacos completan la mineralogía en cristales dispersos.

En la zona "C", la más extensa del cuerpo, se mantienen pero en menor proporción los anfíboles que sustituyen idiomórficamente a los piroxenos, y desaparecen totalmente los relictos desagregados dentro de estos anfíboles que se observaban en la zona antes descrita. Son más comunes los anfíboles asociados con cuarzo, aunque anhedral y con bordes desflecados.

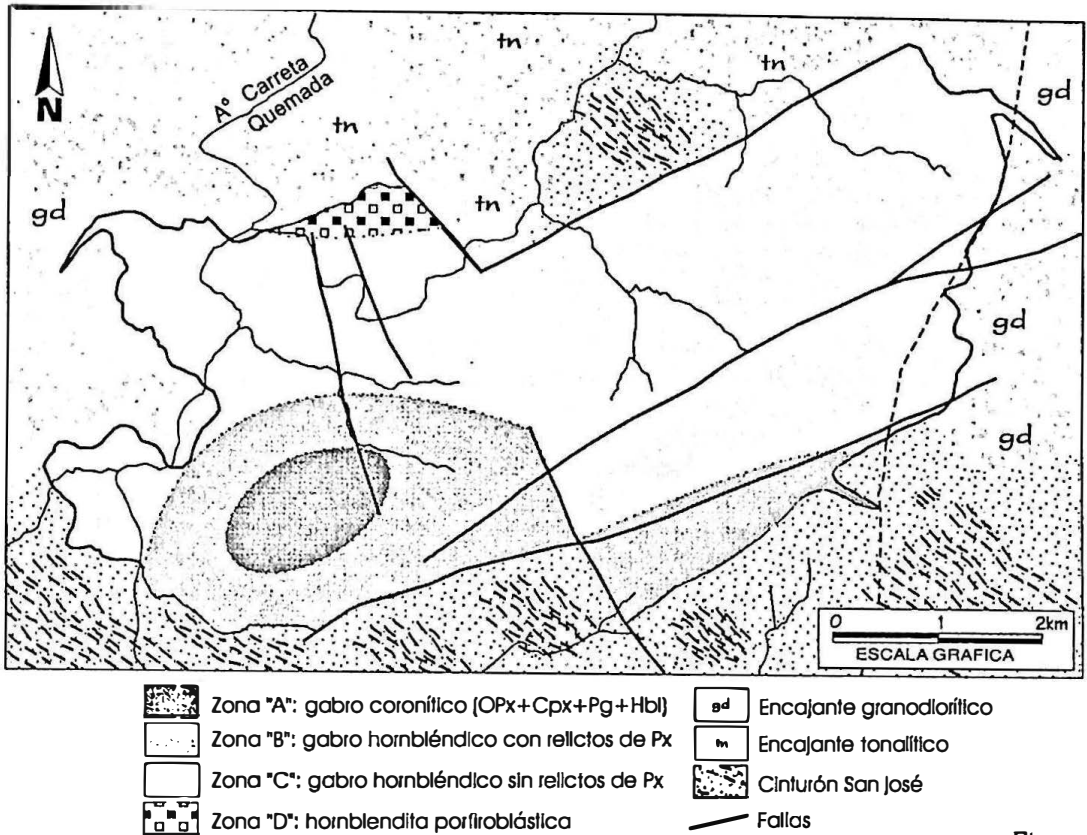


Figura N° 20

Las plagioclasas se encuentran fuertemente saussuritizadas, haciéndose casi invisibles; es de destacar que a pesar de ello se pueden observar indicios de zonación composicional.

En la matriz aparecen pequeñas fibras de anfíbol actinolítico, el cuarzo se mantiene en parches totalmente límpidos y sin extinción ondulante. Los minerales opacos aparecen dispersos y engolfados, y localmente se vuelve de importancia el epidoto (clinozoisita), alcanzando proporciones de hasta 30% en volumen de la roca.

Por último, en la zona "D" el anfíbol se hace primordial, alcanzando entre un 85 a un 100% en volumen de la roca, se encuentra como fenocristales de hornblenda s.l. de hasta 15 mm de cje mayor, subhedrales, con bordes desfilcados, engolfados e intercrecidos con otros de igual tamaño, confiriéndole a la roca textura porfiroblástica. Las otras variedades son de tamaño ligeramente menor, con las mismas características. Todos los anfíboles se encuentran llenos de inclusiones opacas y de epidoto, además incluyen cuarzo, apatito y esfeno (éste último desagregado).

Las plagioclasas son de pequeño porte, saussuritizadas y en muy baja proporción, mientras que el cuarzo se mantiene en playas límpidas y sin extinción ondulante.

La roca se encuentra bandeada, en capas métricas, centimétricas y milimétricas. Los de menor porte poseen una ligera orientación de los minerales y menor tamaño en los cristales. El bandeamiento, además de textural, puede ser modal, aumentando hasta un 30% el contenido en plagioclasea y cuarzo; en éstas capas el epidoto (clinozoisita) alcanza hasta un 10%, y posee claros indicios de provenir de fuente magmática (epidoto primario).

De las observaciones petrográficas realizadas se pueden extraer las siguientes conclusiones:

La roca estudiada se puede clasificar, en general, como **Gabro Hornbléndico** (TERUGGI, 1980).

Para estas rocas, predominantemente anfibólicas y con presencia de anfíbol primario, WEINSCHENK (in JOHANNSEN, 1958) propone el nombre de **Bojitas**. Dichas rocas formarían parte de una serie magmática característica (serie appinitica, BENDER et al., 1982).

y estarían asociadas a tonalitas, granodioritas y granitos.

La zonación petrográfica propuesta se basó en las siguientes propiedades; desde el centro del cuerpo (zona "A") hacia los perímetros, y en particular hacia el norte (zona "D"), es notoria la desaparición progresiva del piroxeno, pasando de fenocristales automorfos inmersos en una matriz plagioclasa - anfíbol - (ortopiroxeno), a relictos desagregados inmersos en fenocristales de anfíbol hornbléndico, hasta su total desaparición en la zona "C".

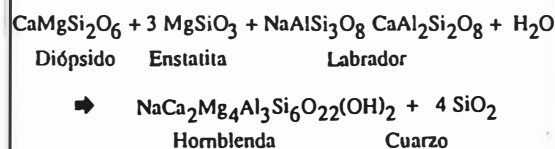
Hacia los bordes del cuerpo la saussuritización y formación de pistacita y sobre todo cuarzo (véase más adelante) a expensas de la plagioclasa se vuelve de primera magnitud. Es importante destacar que los cristales de plagioclasa, aunque fuertemente alterados, continúan manteniendo evidencias de zonación, lo que indicaría ausencia de condiciones de metamorfismo necesarias para desestabilizarlas (Mason, 1990).

Obviamente el aumento en volumen de los cristales de anfíbol demarcan una zonación, llegando a una roca compuesta casi en su totalidad por hornblenda (hornblendita porfiroblástica).

Hay dos puntos a destacar: el primero es la aparición progresiva de cuarzo hacia los bordes del cuerpo que se pueden observar en el campo como filones de bordes netos, contorneados y con espesores que van desde pocos milímetros hasta aproximadamente 1,5 m.

Ya se ha descrito la ocurrencia del cuarzo en láminas delgadas, inmerso en forma de gotas dentro del anfíbol o en la matriz, siempre como mineral tardío, sin inclusiones ni evidencias de deformación tectónica, aunque el resto de los minerales presentes lo posean.

La aparición de cuarzo, junto con la alteración de la plagioclasa, la desaparición del piroxeno, y la formación de hornblenda se ve satisfactoriamente explicada por la siguiente ecuación (DEER *et al.* 1964):



Esta reacción tendría lugar a fines del proceso magmático, no relacionándose con fenómenos metamórficos.

El segundo punto a tener en cuenta son las hornblenditas porfiroblásticas. Dichas rocas hasta el presente se consideraban metamórficas, proveniente el anfíbol del metamorfismo de los piroxenos constituyentes de una roca gábrica.

En el presente trabajo se ha puesto de manifiesto el origen magmático de las hornblenditas porfiroblásticas como diferenciado anfibólico de gabros hornbléndicos (bojitas) y asociadas a rocas tonalíticas. La zonación del cuerpo y el aumento progresivo de anfíbol en la roca hacia la zona "D", y la ausencia de tectónica rígida en la zona de contacto permite observar base y tope de la capa anfibólica con espesores variables entre 2 y 4 metros, y tamaño de cristales aumentando hacia el tope de la capa.

Desde el punto de vista geoquímico no pueden extraerse conclusiones definitivas por el reducido número de análisis frente a variaciones composicionales muy importantes. Sin embargo, la existencia de buenos soportes cartográficos, petrográficos y estructurales, habilitan a realizar algunas consideraciones de valor petrogenético, teniendo por supuesto, un carácter preliminar.

Se han analizado químicamente para elementos mayores cuatro muestras de rocas definidas como gabros hornbléndicos (36, 66a, 66b y 111). Una de ellas (66b) fue también analizada para oligoelementos, trazas y tierras raras. No se obtuvieron hasta el presente datos sobre elementos platinoides.

En la tabla N° 2 se exponen los datos sobre elementos mayores, a los que se agregó el cálculo de la norma CIPW.

MUESTRA:	GCQ-36	GCQ-66a	GCQ-66b	GCQ-111
OXIDO				
SiO ₂	51.80	48.70	49.30	50.80
TiO ₂	0.51	2.40	2.50	0.93
Al ₂ O ₃	14.60	13.70	13.60	11.10
Fe ₂ O ₃	2.20	5.10	7.20	2.40
FeO	7.30	9.80	7.50	5.70
MnO	0.17	0.20	0.20	0.11
MgO	8.60	4.90	4.50	12.20
CaO	9.40	7.70	7.80	11.00
Na ₂ O	2.40	3.20	2.70	1.90
K ₂ O	0.35	1.30	1.80	0.61
P ₂ O ₅	0.06	0.43	0.44	0.30
Cr ₂ O ₃	0.07	0.01	0.02	0.07

MINERAL				
Cuarzo	2.62	1.32	5.96	0.24
Ortoclase	2.07	7.68	10.66	3.61
Albita	20.31	27.07	22.80	16.08
Anortita	28.04	19.18	19.75	19.96
Nefelina	0.04	0.29	0.29	0.20
Diopsido	14.76	13.56	13.66	26.14
Hypersteno	25.28	15.72	8.77	25.14
Magnetita	3.19	7.39	10.44	3.48
Cromita	0.10	0.02	0.03	0.11
Ilmenita	0.97	4.56	4.75	1.77
Apatito	0.15	1.02	1.05	0.71

Tabla No.2: Elementos mayores y norma CIPW (% en peso).

Todas las rocas son hipersteno-normativas, con mínimas o nulas cantidades de olivina o cuarzo. Según YODER y TILLEY (1962) serían toleitas que caen justo en el plano de saturación de la sílice.

Todos los datos geoquímicos disponibles son sobre roca total, a partir de muestras de aproximadamente 1 Kg de peso, con muy bajo grado de intemperismo y con significado geológico en cuanto representaban litologías abundantes dentro del cuerpo de gabro o de la tonalita respectivamente. Los datos geoquímicos utilizados para calcular R1-R2 (DE LA ROCHE et al., 1980) indican 4 rocas gábricas como se pueden ver en la figura N° 21.

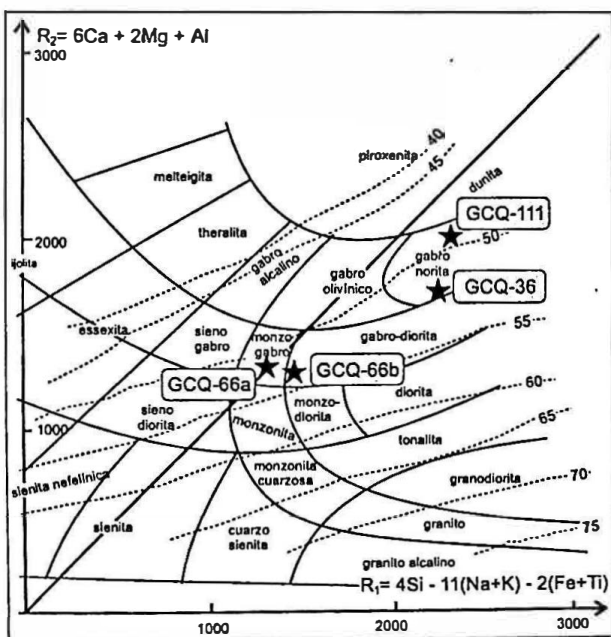


Figura N° 21

En la tabla N° 3 se exponen algunos coeficientes elaborados con los elementos mayores

Tabla N° 3.-				
	36	111	66a	66b
mg	0.67	0.78	0.47	0.52
SiO ₂	51.8	50.8	48.7	49.3
Fe ₂ O ₃ /FeO	0.30	0.42	0.52	0.96
FeO _t	9.5	8.1	14.9	14.7
CaO	9.4	11.0	7.7	7.8
MgO	8.6	12.2	4.9	4.5

La relación molar $mg = \frac{MgO}{MgO+FeO}$ es muy variable, incluso dentro del cuerpo de gabro, desde 0.47 a 0.78. Esa gran variación no es acompañada por la SiO₂, que es prácticamente constante; es acompañada en cambio por el CaO y en sentido opuesto por el FeO total. La relación Fe₂O₃/FeO es muy variable, pero no acompaña la tendencia del parámetro "mg". Algo similar ocurre con el Al₂O₃ (ver figura N° 22). También se produce un incremento de Na₂O, K₂O, P₂O₅ y TiO₂ con la disminución de "mg"; al tiempo que decrecen NiO y Cr₂O₃ (ver figura N° 23).

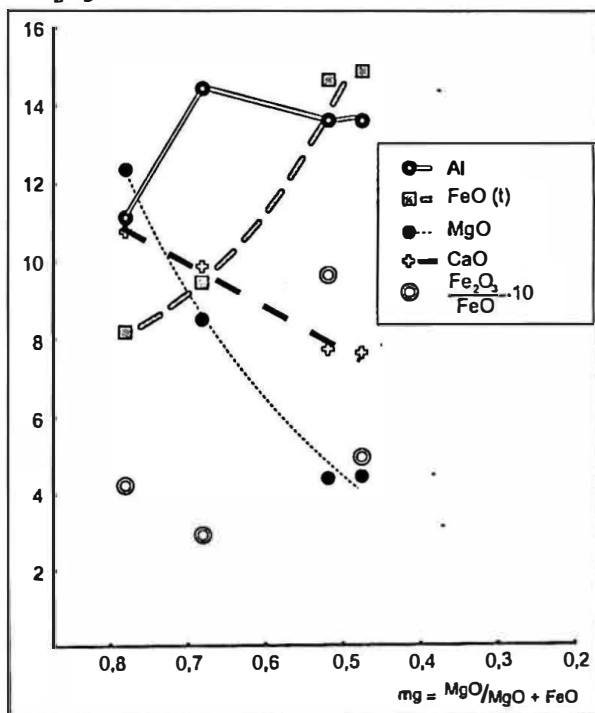
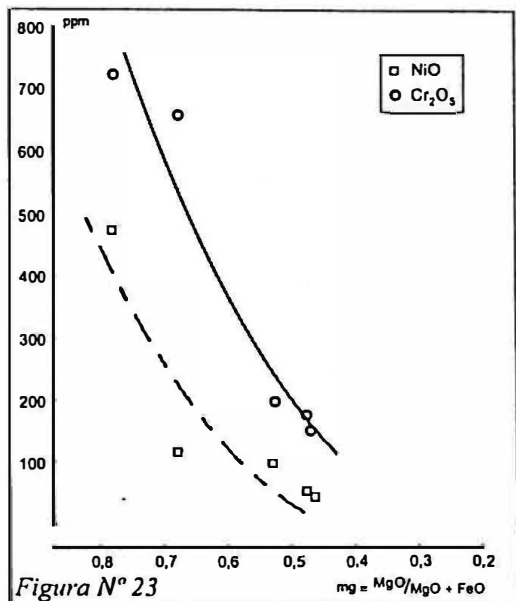
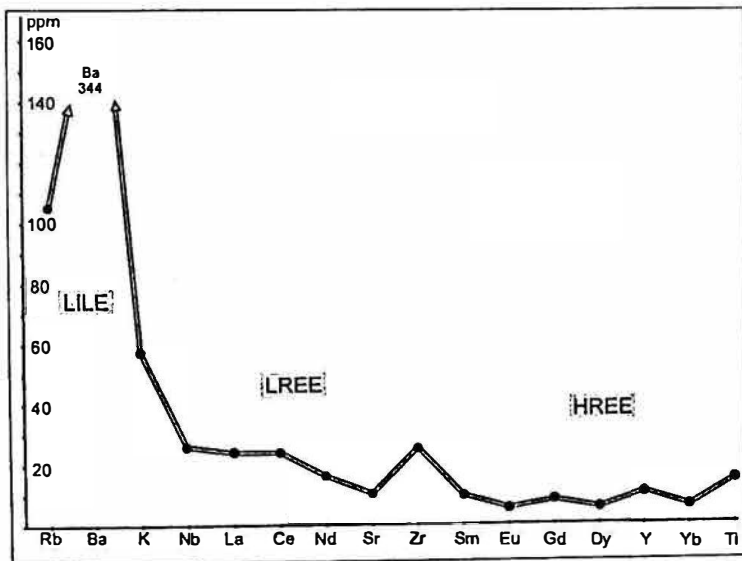


Figura N° 22



En la tabla N° 4 se presentan los resultados de los análisis de los elementos incompatibles, mientras que en la figura N° 24 se representa gráficamente su comportamiento.

El análisis que se hace tiene la limitante de disponerse de un solo dato, pero muestra algunos aspectos que merecen recalcar.



El diagrama normalizado al manto primitivo (HOFFMAN, 1988) muestra un enorme enriquecimiento en LILE (Large Ion Lithosphere Elements: Rb, Ba, K), una fuerte anomalía positiva en Zr, pequeñas anomalías negativas en Eu y apreciable anomalía negativa de Yb: $(La/Yb)_n = 4.8$, $(Sm/Yb)_n = 2.0$. Hay fuerte enriquecimiento también en LREE.

La relación $Rb/Sr = 0.32$ sugiere fuente con granate, lo que queda confirmado por la anomalía negativa de Yb.

La pequeña anomalía negativa de Eu significa que no existió etapa intermedia importante de cristalización de plagioclasa. Una relación La/Yb cercana a 6, según O'NIONS y CLARKE (1972) significa fuente de peridotita granatífera o eclogita con 10% de fusión.

Una posiblemente fuerte anomalía de Sr (faltarían más datos para confirmar) sugiere CPx en la roca fuente pues el coeficiente de reparto entre cristal y líquido es de 0.02 para la olivina, mientras que es de 0.16 para el clinopiroxeno. Esto quedaría confirmado por las fuertes anomalías positivas de K, Rb y Ba.

MUESTRA:	GCQ 36	GCQ 66a	GCQ 111
Cu	115	182	31
Cr	449	106	502
Co	72	76	82
V	193	289	133
Ni	82	82	381
Zn	132	184	104
Ag	5	3	3
Au	<.05	<.05	<.05
Th	<5	<5	<5
Ba	157	873	232
Ta	<5	<5	<5
Nb	<5	15	<5
Cs	<5	<5	<5
U	<10	<10	<10
Rb	16	39	16
Hf	<8	<8	<8
Sr	201	158	757
Y	12	40	10
Zr	65	231	134
La	6	32	33
Ce	14	76	72
Nd	7	42	38
Sm	2	6	4
Eu	0.5	2	1
Gd	2	8	4
Dy	2	8	3
Ho	0.5	2	0.5
Er	1	4	1
Yb	1	3	1
Lu	0.1	0.5	0.1

Tabla No. 4.-

La relación $(K/Rb)_n = 0.52$ también apunta a una fuente eclogítica porque los piroxenos toleran más K que Rb en su estructura. Por lo tanto parece razonable suponer una roca fuente eclogítica. El Zr^{4+} por su alta carga y su tamaño iónico es virtualmente excluido y su enriquecimiento es inverso al porcentaje de fusión.

Petrogenéticamente se analizarán aspectos vinculados a diferenciación, características de la fuente y eventual contaminación crustal. Los datos químicos indican importantes variaciones de composición, con términos muy magnesianos en el cuerpo gábrico y rocas más ferrosas en uno de los filones porfíricos.

A pesar de la gran variación en el parámetro "mg", el contenido en SiO_2 se mantiene constante, lo que merece un análisis particular. En el cuerpo gábrico con "mg" elevado, aparecen frecuentes delgados filones y lentes de cuarzo resultantes de la reacción (ya vista): $Px + Pg + H_2O \rightarrow Hbl + Qz$. Esto explicaría el hecho de poderse producir un empobrecimiento en Mg^{++} en la cristalización de alta temperatura, sin un enriquecimiento en sílice del magma residual por la cristalización de cuarzo en filones. La anomalía negativa en Eu, aunque poco pronunciada, indica etapas previas de cristalización de plagioclasas en una cámara magmática anterior. En cuanto a las características de la fuente, parece contener granate (depresión de Yb, $La/Y \sim 6$ y $Rb/Sr = 0.32$) y clinopiroxeno (depresión de Sr). Una fuerte depresión de Ni y Cr parece indicar una etapa intermedia de cristalización de olivina, porque no hay indicios geoquímicos de fuente rica en peridotitos.

La formación de hornblenda como fenocristales y en la matriz implica una adición de agua al material fundido original, que debe provenir de reacción de rocas crustales.

El alto valor "mg" para el cuerpo de gabro resulta solamente de la reacción entre piroxenos y plagioclasa en presencia de agua con expulsión de sílice.

CONCLUSIONES PARCIALES

Desde el punto de vista geológico, el cuerpo gábrico en análisis se ha interpretado como integrando un arco magmático de alrededor de 2500 Ma profundamente erosionado. Su estrecha relación con típicas tonalitas, formando con ellas brechas magmáticas y presentando fenómenos de desmezcla, su ubicación regional inyectando metapelitas y metalavas de un cinturón orogénico sugieren un origen vinculado a un arco magmático.

El uso de varios discriminantes geotectónicos propuestos por diversos autores han dado resultados sorprendentemente contradictorios; agregando a ello que solamente se dispone de un dato de oligoelementos y 4 datos de mayores, se descartan esos análisis. Se utilizó en cambio el diagrama de contenido de tierras raras normalizado a condrita y se comparó con diagramas de ambientes conocidos (ver figura No. 25).

La curva se aproxima a la de un arco magmático de margen continental con menos enriquecimiento en LREE y mayor concentración en HREE. Esta actitud se podría explicar perfectamente por la existencia de espesores corticales sensiblemente menores a los actuales, hace más de 2000 Ma. La naturaleza petrográfica relativamente exótica de estas rocas, con dominio de anfíboles primarios en rocas de composición gabroide, íntimamente asociados a tonalitas s.s., haciendo intrusión en una cintura metamórfica arqueana, sugiere continuar con los estudios petrográficos y geoquímicos, agregando medidas geocronológicas incluyendo relaciones isotópicas Sm/Nd y Ar^{39}/Ar^{40} .

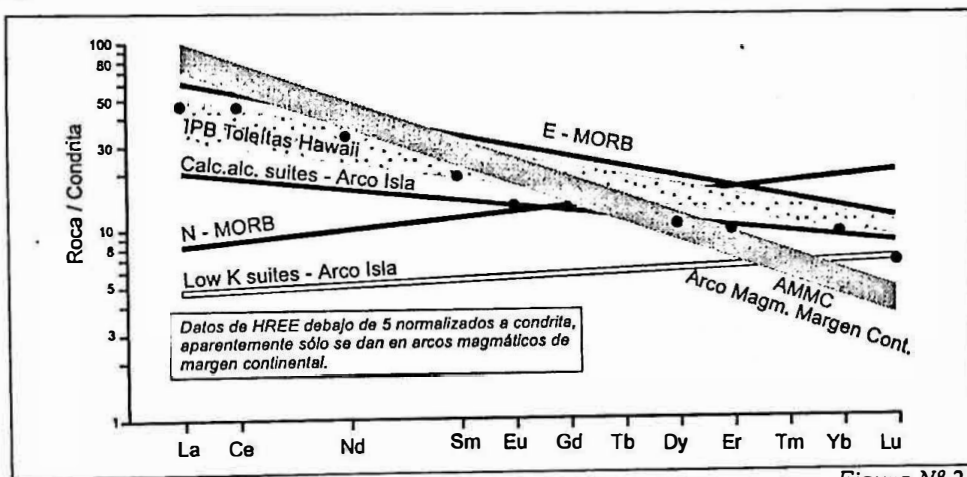


Figura Nº 25

Complejo Plutónico Isla Mala.

Todos los trabajos de cartografía realizados en esta zona desde el relevamiento original de A. FERNANDEZ en BOSSI *et al.*, (1965) presentan interpretaciones diferentes tanto en las litologías como en las estructuras. El complejo plutónico de Isla Mala, que se desarrolla en los alrededores de la villa 25 de Mayo, tuvo siempre una gran importancia geológica por 3 razones fundamentales:

1 - tiene relaciones intrusivas indiscutibles con las pizarras carbonosas del Cinturón San José (antes llamado fm. Paso Severino) por lo que constituyó el pilar de apoyo para determinaciones geocronológicas de toda esta faja metamórfica.

2 - constituye una extensa zona de subsuelo granítico para obtención de balasto para ferrocarril y piedra triturada para hormigón.

3 - contiene fajas de tonalitas que durante varias décadas tuvieron un fluido uso como rocas ornamentales y lo pueden volver a tener si la moda actual se mantiene.

Las grandes discrepancias entre los sucesivos relevamientos determinaron que para esta puesta a punto de los conocimientos sobre el Terreno Piedra Alta, dos de los autores (Jorge BOSSI y Daniel PIÑEYRO) dedicaran 20 días de campo y muchas jornadas de laboratorio para descifrar la estructura, ahora que se dispone de fotos aéreas a escala 1/20.000 y se han podido visitar decenas de canteras abandonadas o en actividad en el área problema.

La "granodiorita de Isla Mala" fue descrita originalmente como tardi-orogénica por sus relaciones de contacto secante en el sureste y con desarrollo de rasgos estructurales concordantes con los metamorfitos en el oeste. Según BOSSI y NAVARRO (1991) el macizo está compuesto por dos litologías dominantes: tonalita y diorita. En casi toda su extensión, la roca es una tonalita hornblendo-biotítica de grano medio, compuesta por 60% de oligoandesina (An_{30}), cuarzo ondulado, hornblenda y biotita. Los accesorios son apatito, circón e ilmenita con aureola de esfero. En varias canteras aparecen enclaves lenticulares de rumbo N80E de tonalitas con enriquecimiento de máficos y cristales de diópsido. En el borde meridional, el macizo presenta rocas de grano fino, con menos hornblenda, aparición de escasa microclina y fuerte saussuritización de las plagioclasas. Aunque estas descripciones

petrográficas son correctas, la estructura no fue comprendida. BOSSI (1978) suponía un origen por granitización de gneisses durante la fase orogénica y que por removilización posterior hacia zonas menos profundas adoptaba estructura intrusiva.

La estructura relevada por PRECIOZZI (1989) reproducida por BOSSI *et al.* (1993) tampoco resuelve el problema porque intercala entre la granodiorita principal del área y las cornubianitas, una corona de leucogranitos, que no existe con esa morfología. Las rocas son descritas como granudas de grano medio, de composición variable entre dioritas y monzo-granitos, siendo una granodiorita hornblendo-biotítica el facies más abundante.

Los análisis modales muestran que las composiciones dominantes caen en el campo de las granodioritas y dioritas. Los filones de leucogranito ocupan el extremo ácido y las hornblenditas representan los términos más básicos. En la figura N° 26 se expone gráficamente la posición que cada una de las rocas analizadas ocupa en el diagrama triangular APQ (feldespatos alcalinos, plagioclasas, cuarzo). La composición de las rocas se alinea en trenes bien definidos indicando una probable consanguinidad que luego se verá si corresponde o no con variación gradual de edad de formación.

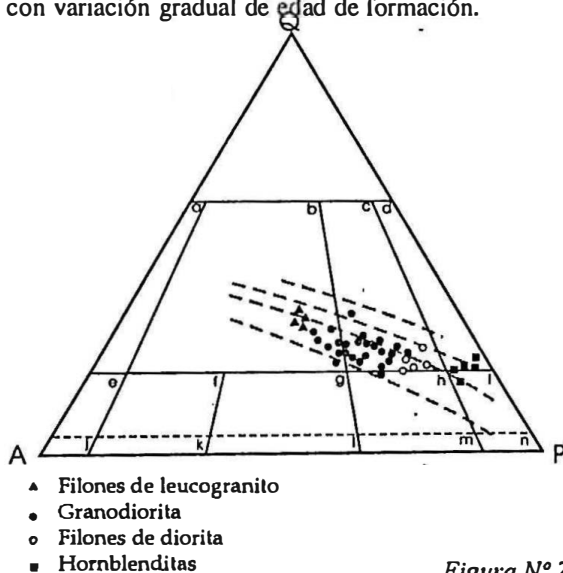


Figura N° 26

En la figura N° 27 se colocan los datos químicos obtenidos por PRECIOZZI y BOURNE (1992) en más de 30 muestras del complejo x en el diagrama propuesto por DEBON y LEFORT (1983) que utiliza en abscisas el parámetro $P = K - (Na + Ca)$ y en ordenadas el parámetro $Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)$ todo expresado en milimoles.

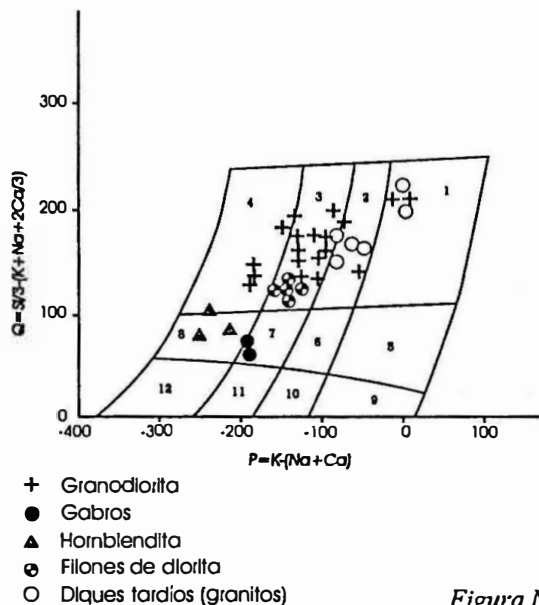


Figura N° 27

Los análisis químicos se usaron también como discriminantes geotectónicos usando diagramas de BATCHELOR y BOWDEN (1985) y de MANIAR y PICCOLI (1989). Los resultados obtenidos se presentan en la figura N° 28. Ambos diagramas indicarían condiciones precolisionadas hasta sincolisionales y post-orogénicos.

Las granodioritas se sitúan en el complejo pre-colisional en el diagrama de BATCHELOR y BOWDEN y en arco de isla (IAG) o arco continente (CAG) en el diagrama de MANIAR y PICCOLI. No podrían ser de colisión (CCG) por el bajísimo contenido en aluminio. Los leucogranitos se ubican claramente en el campo post-orogénico (POG).

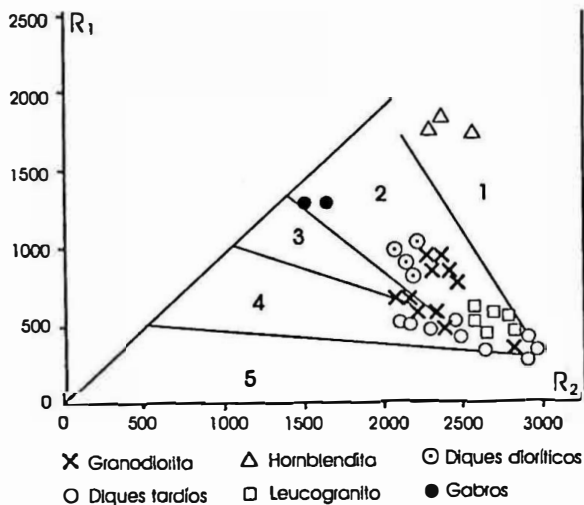


Figura N° 28 a

Respecto a la edad de las rocas componentes de este plutón, se obtuvieron 3 isocronas Rb/Sr sobre roca total que BOSSI et al. (1993) publicaron con datos obtenidos por PRECIOZZI y BOURNE (1992) según clasificación petrográfica de la bibliografía disponible.

Roca	Edad (Ma)	R ₀
Filón granítico	2040 ± 40	0.7060
Leucogranito	2290 ± 35	0.7090
Granodiorita principal	2450 ± 40	0.7003

Estas cifras fueron decisivas en el programa de investigación encarado en vinculación con este Taller de correlación Piedra Alta-Tandilia, pues la posición geotectónica de la roca datada y su relación con los metamorfitos del cinturón San José permitieron resolver la edad arqueana del complejo metamórfico.

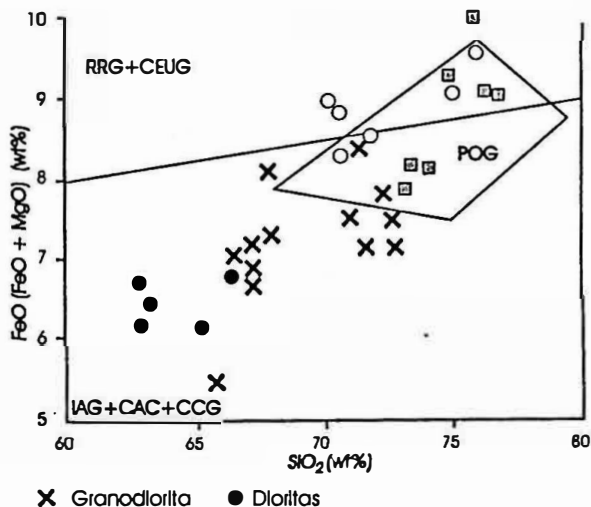


Figura N° 28 b

El reconocimiento geológico realizado a escala 1/20.000 en los alrededores de la villa 25 de Mayo abarcando buena parte del complejo plutónico Isla Mala, permitió descubrir una estructura y distribución de las litologías completamente diferentes de todo lo supuesto hasta entonces en las diversas descripciones publicadas desde BOSSI et al. (1965) hasta PRECIOZZI et al. (1991).

La carta geológica expuesta en la figura N° 29 muestra que el complejo es una intrusión cupular de escasa profundidad con coronas concéntricas de composición variable desde dioritas y tonalitas en la zona exterior hasta granodioritas con xenolitos del cinturón metamórfico de bajo grado en la parte cuspidal central. Hacia el Sureste, este macizo entra en contacto con

pizarras carbonosas a través de facies relativamente enriquecidas en cuarzo y microclina - sin llegar a granitos - y hacia el norte la estructura es cortada abruptamente por una cabalgadura en la que se desarrollan pegmatitas y granitos con muscovita y granate. Esta cabalgadura que tuvo enorme trascendencia en la estructuración del terreno Piedra Alta será tratada con el detalle que se merece más adelante; ahora solamente se hará referencia a ella porque su descubrimiento permitió resolver la estructura del complejo Isla Mala.

carbonosas del paquete volcano-sedimentario metamorizado en grado bajo. Las rocas dioríticas y tonalíticas adquieren mayor porcentaje de sílice con aparición de cuarzo y feldespato potásico por endomorfismo y las pizarras se transforman en cornubianitas con crecimiento desordenado de megacrístales de quiasolita por exomorfismo. El fenómeno de metamorfismo de contacto entre el complejo ígneo de edad Rb/Sr en roca total de 2450 ± 40 Ma queda así demostrado con certeza en el terreno y como corolario se puede concluir una edad arqueana

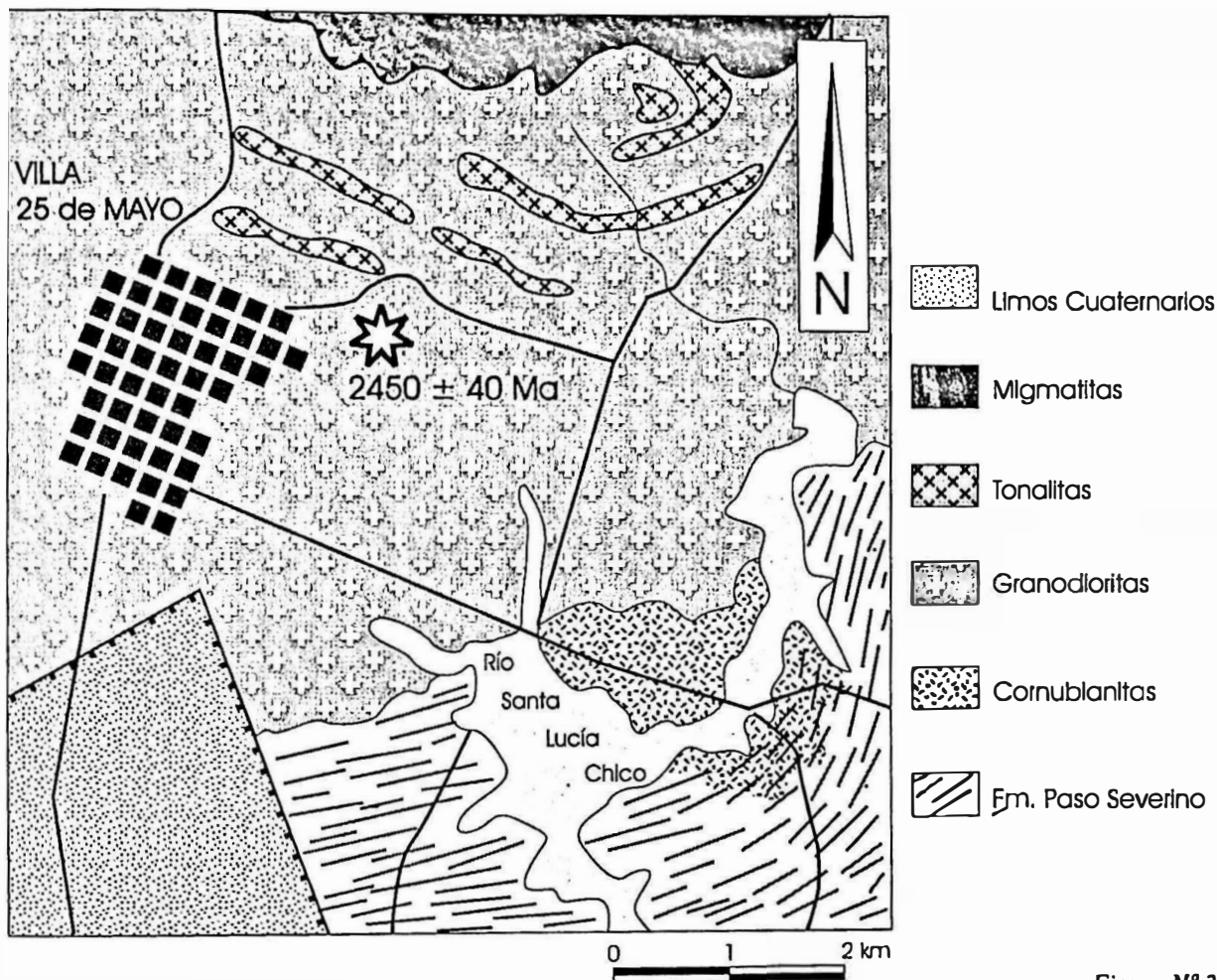


Figura N° 29

La isocrona de 2450 ± 40 Ma fue obtenida en rocas absolutamente frescas de varias canteras indicadas en la figura N° 29. Allí la roca es una diorita cuarzosa con enclaves básicos orientados resultantes de una mezcla de magmas, porque el borde de los enclaves básicos es de grano mucho más fino que el resto (chilled margins). Estas rocas forman parte del complejo que en el sureste hace contacto térmico y químico con las pizarras

para el cinturón San José, hecho que se demuestra fehacientemente por primera vez para la preparación de este Taller de Correlación Piedra Alta - Tandilia financiado por la CSIC de la Universidad de la República de Uruguay. Esta verificación naturalista de la formación de andalucita por metamorfismo de contacto convalida a su vez los cálculos de presión de

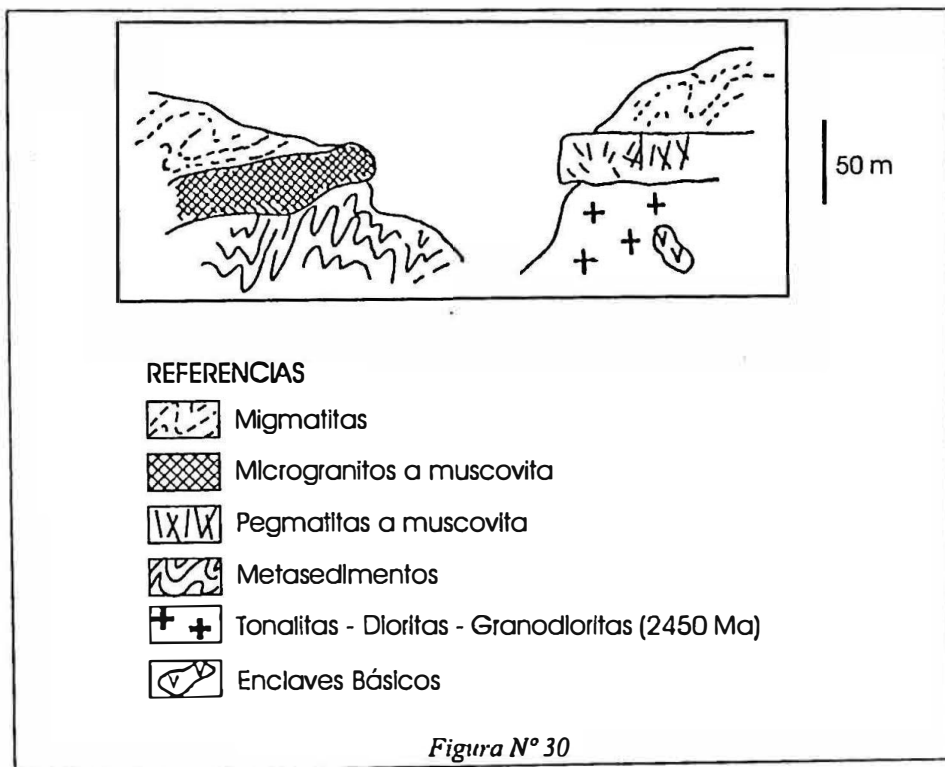
emplazamiento inferiores a 3,8 Kbar (PRECIOZZI y BOURNE, 1992).

Las otras rocas datadas se basaron en cartas geológicas no confiables a la escala que se publicaron. El leucogranito de 2290 ± 35 Ma no se ha ubicado con exactitud aunque parece haber sido extraído de una cantera en las cercanías de Paso Vela por lo cual correspondería al granito "S" generado en la cabalgadura arriba referida y cartografiada en la figura N° 29. El mayor problema es que presenta una relación isotópica inicial del Sr demasiado baja para un granito peraluminoso formado a partir de metasedimentos.

El filón granítico de 2040 ± 40 Ma presenta típica edad transamazoniana, de modo que puede asignarse a los fenómenos de anatexis ocurridos durante ese episodio tectono-térmico, al que se dedicarán algunas páginas en capítulos venideros (Fajas granitizadas Florida y San José). Estas primeras conclusiones extraíbles a partir de datos petrográficos, geoquímicos y cartográficos - escasos pero confirmados - sugieren que el complejo Isla Mala está compuesto por un plutón zoneado, de forma ovoide con eje mayor según el rumbo general del cinturón San José.

La composición litológica varía entre tonalita, diorita, granodiorita con aumento del contenido de cuarzo hacia el núcleo. Ese plutón hizo intrusión hace 2450 ± 40 Ma en pizarras carbonosas produciendo una aureola de contacto con aumento de sílice y potasio en el borde del cuerpo magmático y desarrollo de andalucita (variedad quiasolita) en las pizarras.

Todas las confusiones anteriores sugiriendo pasaje gradual de las granodioritas - tonalitas a gneisses y migmatitas, (por ejemplo BOSSI et al., 1965; PRECIOZZI, 1993) se generaron por no haberse descubierto hasta entonces las estructuras de las cabalgaduras a profundidades importantes donde se hace imprescindible la existencia de granitos y pegmatitas muscovíticas (granitos "S" de PITCHER) como lubricantes del desplazamiento predominantemente horizontal. Al disponerse actualmente de esa conceptualización universalmente aceptada ha sido posible encarar la zona con un enfoque diferente y pudo lograrse construir varios perfiles en los cuales se encontraba un granito "S" en la parte media, apoyado sobre metamorfitos o plutonitas del cinturón San José y cubierto por rocas migmatíticas más o menos intensamente granitizadas (ver figura N° 30).



CINTURON MONTEVIDEO.

Esta unidad tectono-estratigráfica ha sido probablemente la más estudiada del Uruguay desde los trabajos pioneros de WALTHER (1919, 1935, 1948), retomada por JONES (1956), BOSSI *et al.* (1965), CARDELLINO y FERRANDO (1969) entre las monografías más destacables.

En esta unidad es posible reconocer una secuencia volcano-sedimentaria con metamorfismo de grado medio (Fm. Montevideo) y un conjunto de intrusiones magmáticas posteriores. Están limitadas al norte por una asociación granítico - pegmatítica a muscovita y granate que fue denominada Fm Mosquitos (CAMPAL *et al.*, 1988) y que separa la unidad anterior de un extenso complejo migmatítico.

Formación Montevideo

Fue definida inicialmente (1965) como formación Montevideo, unidad litoestratigráfica integrada por gneissos a 2 micas, anfibolitas y micaesquistos. Se adjudicó carácter formacional por la coincidencia en grado metamórfico y concordancia estructural entre los 3 tipos litológicos dominantes.

CARDELLINO y FERRANDO (1969) cartografiaban a escala 1/100.000 buena parte de la extrusión areal de esta unidad y reconocen 4 tipos litológicos principales: gneissos oligoclásicos, anfibolitas, micaesquistos y cuarcitas muscovíticas (ver figura N° 31). Este criterio es mantenido en los trabajos siguientes hasta que CAMPAL *et al.* (1988) describen la formación Mosquitos como integrada por un conjunto de rocas peraluminosas, fuertemente deformadas, incluyendo micáceas originalmente cartografiadas por CARDELLINO y FERRANDO (1969) que representaron un progreso sensible en la posibilidad de reinterpretación de las estructuras, a la luz de los principios rectores de la tectónica de placas.

Todos estos antecedentes permitieron a BOSSI *et al.* (1993) hacer un replanteo de la estructura que responde más satisfactoriamente a las observaciones factuales, aunque siempre son escasas y aisladas por la gran extensión de la cobertura cuaternaria y la densa edificación. En la figura N° 32 se presenta el esquema propuesto por estos autores, donde el límite norte del cinturón Montevideo queda determinado por la cabalgadura a la que se asocia la fm. Mosquitos. Al sur de la cabalgadura se desarrolla el cinturón Montevideo, con rocas metamórficas de grado medio; al norte aflora

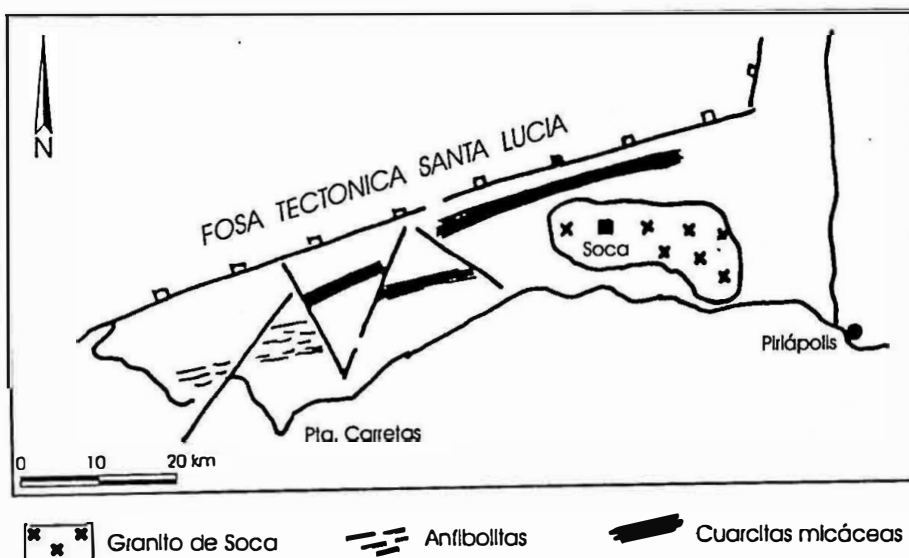


Figura N° 31

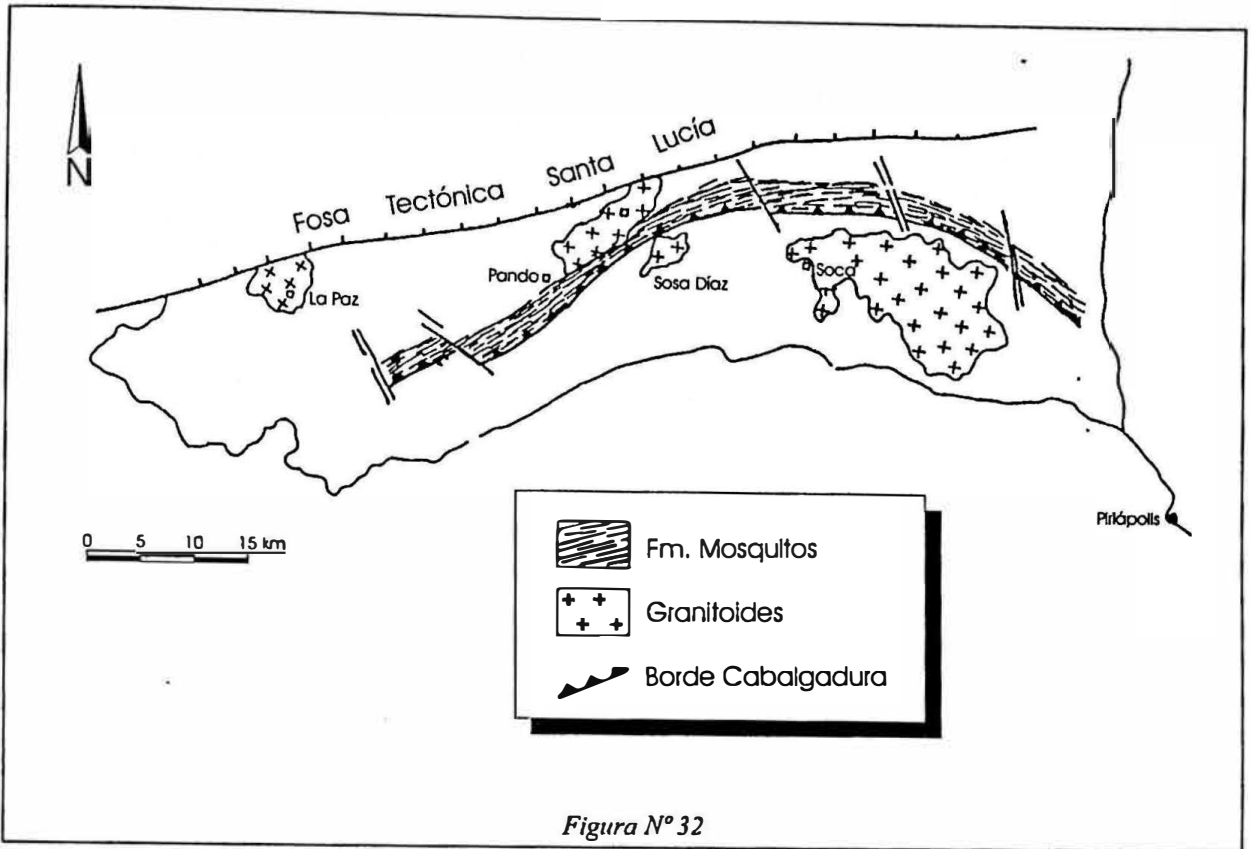


Figura N° 32

un complejo granito-gnéissico donde la migmatización es intensa y como regla general se han alcanzado condiciones de anatexis.

Las litologías constituyentes del cinturón metamórfico, al sur de la fm. Mosquitos, incluyen principalmente gneisses oligoclásicos a dos micas, orto- y para-anfibolitas, micaesquistos y paragneisses grafíticos.

Los gneisses constituyen la unidad litológica más extendida. Son de grano medio a grueso, con esquistosidad poco marcada y compuestos básicamente por oligoclasa, cuarzo y biotita como minerales esenciales y muscovita como accesorio. Dentro del departamento de Montevideo es excepcional la presencia de microclina, pero hacia el este, en los alrededores del granito de Soca está casi siempre presente y es de cristalización tardía.

Por las estructuras observadas y sus relaciones con las litologías vecinas, CARDELLINO y FERRANDO (1969) concluyen que el origen de estos gneisses es sedimentario (paragneisses) lo que por otra parte no ha sido controvertido por ningún otro autor.

Las relaciones localmente discordantes deben asimilarse como fue planteado más arriba, a removilizaciones parciales durante el metamorfismo y antes del plegamiento.

Las anfibolitas se conocen en detalle solamente en el departamento de Montevideo, en muy buena parte gracias a los estudios de WALTHER (1948). Este autor reconoce orto- y para-anfibolitas. Las primeras son masivas, de grano fino y muestran esporádicos restos de augita, de donde surge la evidencia de un origen a partir de rocas ígneas de composición gabroide (basaltos). Abunda la textura nefrítica con fibras entrecruzadas de anfíboles (esmaragdita y hornblenda) entre las cuales crecen cristales de andesina. Esta textura da a las rocas gran resistencia a la meteorización y se originan así las dos elevaciones más importantes del departamento de Montevideo: el Cerro y el Cerrito.

Las para-anfibolitas son esquistosas, de grano medio a grueso y están constituidas por hornblenda y andesina, con esfeno como mineral accesorio. La textura es típicamente nematoblástica. Estas para-anfibolitas, especialmente en la costa SW del departamento de Montevideo, presentan estructura bandeada en capas

centimétricas claras y oscuras que fueron consideradas como epibolitas por BOSSI *et al.* (1965). Como se demostró que las capas claras estaban constituídas por andesina idéntica a la de las capas oscuras y cuarzo, debe desecharse la idea de migmatización y en cambio concluir que se trata del metamorfismo y plegamiento de rocas sedimentarias finamente estratificadas como proponen CARDELLINO y FERRANDO (1969).

Las anfíbolitas de ambos tipos son rocas frecuentes dentro del cinturón Montevideo. Ello permite suponer que tanto la actividad efusiva básica submarina como la sedimentación de arcillas ferro-magnesianas fue bastante importante durante la evolución de este ciclo orogénico. Por otro lado, series volcano-sedimentarias equivalentes han sido encontradas en las otras formaciones del Terreno Piedra Alta. Las micaesquistos afloran principalmente en la costa SW del departamento de Montevideo, pero JONES (1956) describe varios lugares de afloramiento en la mitad oriental del departamento de Canelones. Se trata de micaesquistos muscovíticos y a dos micas, siempre conteniendo cuarzo y granate. Son rocas de muy fácil alteración meteórica lo que dificulta su afloramiento y permite suponer que su desarrollo sea más importante del que actualmente se conoce.

Las litologías descritas forman pliegues de ejes predominantemente horizontales, lo que impide las observaciones de las narices. En la figura N° 33 se expone una carta geológica detallada en Punta Sayago donde se puede observar la concordancia estructural entre los diferentes miembros litológicos de lo que se denomina formación Montevideo.

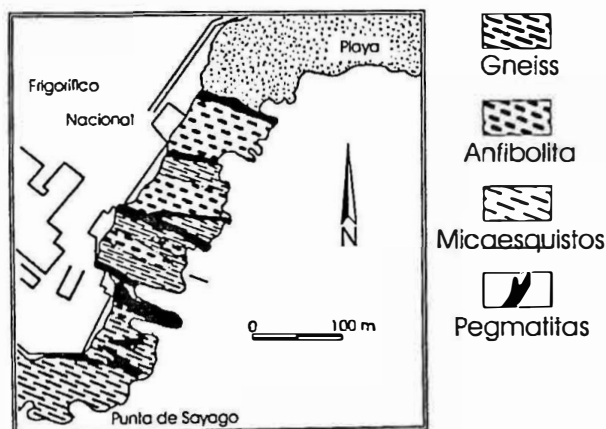


Figura N° 33- Carta geológica detallada del fundamento rocoso del Frigorífico Nacional, Punta de Sayago, al SW del Departamento de Montevideo. Se observa claramente la concordancia estructural entre los miembros litológicos de la formación Montevideo.

Una observación más detallada fue descrita por CARDELLINO y FERRANDO (1969) en la alternancia de gneisses y anfíbolitas de Pajas Blancas como se expone en la figura N° 34. Allí ambas litologías fueron plegadas simultáneamente y luego falladas y recortadas por pegmatitas y aplitas como una sola unidad.

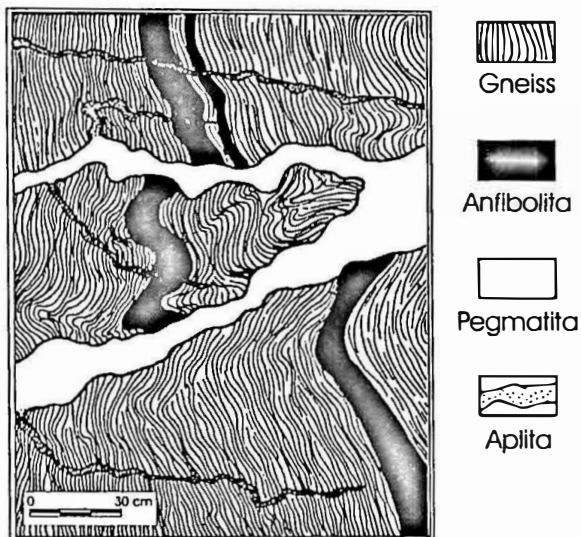


Figura N° 34 - Anfíbolitas y gneisses en Pajas Blancas. Ambos fueron conjuntamente plegados, fallados y recortados por pegmatitas y aplitas

Sólo por excepción aparecen relaciones estructurales discordantes entre anfíbolitas y gneisses como resultado de filones doleríticos recortando la primitiva pila sedimentaria, luego metamorfozando el conjunto. Un buen ejemplo es presentado por CARDELLINO y FERRANDO (1969) en un esquema tomado a 400 m. al sur de La Colorada, como se expone en la figura N° 35.

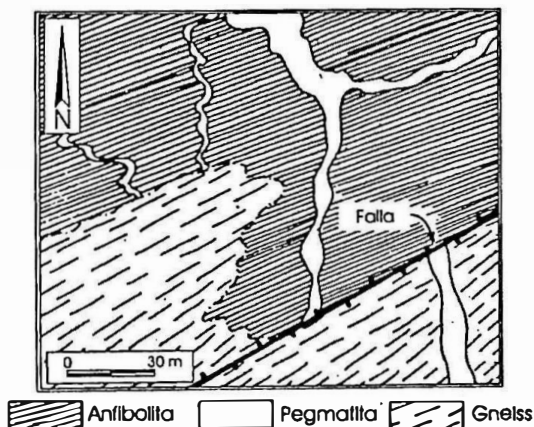


Figura N° 35 - Esquema tomado 400 m al sur de la Colorada (Sanguinetti) donde se evidencia una relación netamente discordante entre el gneiss y la anfíbolita

HEIDE (1983) en una conferencia de la Sociedad Uruguaya de Geología presentó una excelente colección de diapositivas sobre estructuras de la formación Montevideo en las exposiciones de la costa del Río de la Plata. Allí se mostraron muchas estructuras no descritas y que en términos generales apoyan la idea de una removilización siálica relativamente intensa, antes, durante y después del plegamiento de los metamorfitos.

La colección de diapositivas comprende:

- ☐ relaciones estructurales entre los metamorfitos: hay buenas exposiciones de estructuras discordantes gneiss-anfibolitas que confirman la idea de removilización cuarzo-feldespática anterior al plegamiento principal.
- ☐ estructuras ptigmáticas "Z" en rocas gneissosas.
- ☐ estructuras ptigmáticas "S" en anfibolitas.
- ☐ gneisses con lentes de anfibolitas girados, mostrando nuevamente la movilidad de las masas cuarzo feldespáticas, en este caso, con posterioridad al metamorfismo.
- ☐ intrusivas mesócratas con clastos gnéissicos, de un período en el cual las rocas gnéissicas perdieron totalmente su plasticidad.
- ☐ intrusivas leucócratas de grano medio.
- ☐ intrusivas melanócratas finicinemáticas.
- ☐ lamprófidos.
- ☐ algunas intrusiones posteriores a los lamprófidos.
- ☐ fallas y diaclasas tardías.

Propone la existencia de 10 fases tectónicas detectables, en la siguiente secuencia:

- 1** Plegamiento principal.
- 2** Venas ptigmáticas, intrusión de otras rocas leucócratas, comienzo de boudinage.
- 3** Plegamientos ptigmáticos.

4 Leucócratas sincinemáticas que recortan ptigmatitas.

5 Inyección de mesócratas englobando clastos y con bordes ondulados y discordantes con la esquistosidad.

6 Inyección de rocas leucócratas y pegmatitas.

7 Inversión de competencia: el gneiss genera boudinage en las anfibolitas que rotan ya cristalizadas.

8 Pequeñas fallas finicinemáticas con cuarzo de exsudación.

9 Inyección de lamprófidos.

10 Fallas posteriores a los lamprófidos.

Este esquema tectono-estratigráfico representa un avance muy considerable en el nivel de los conocimientos y permite encarar futuros estudios con hipótesis de trabajo muy cercana a la realidad por la abundancia de observaciones puntuales.

En términos generales el cinturón Montevideo da señales de un grado de metamorfismo más intenso que las otras fajas antes descritas. No aparecen litologías de bajo grado de metamorfismo. Es muy abundante la actividad pegmatítica y aplítica. Presenta frecuentes removilizaciones siálicas. Por otro lado presenta indicios claros de una migmatización incipiente que granitiza los gneisses o por lo menos les aporta microclina. Esta migmatización es creciente de oeste a este y en los alrededores del Granito de Soca afloran en áreas cartografiadas.

Un relevamiento relativamente reciente y extremadamente detallado realizado por A. SCHIPILOV como alumno de Mineralogía de la Facultad de Ciencias, bajo la dirección del Prof. N. CAMPAL, permitió reconocer las características litológicas y estructurales en micaesquistos del litoral cercano al cerro de Montevideo, según se indican en la figura N° 36.

- ☒ la paragénesis consiste en muscovita, biotita, almandino, estaurolita, andalucita, plagioclasa y cuarzo en ese orden de abundancia y con cristales centimétricos de estaurolita y andalucita.

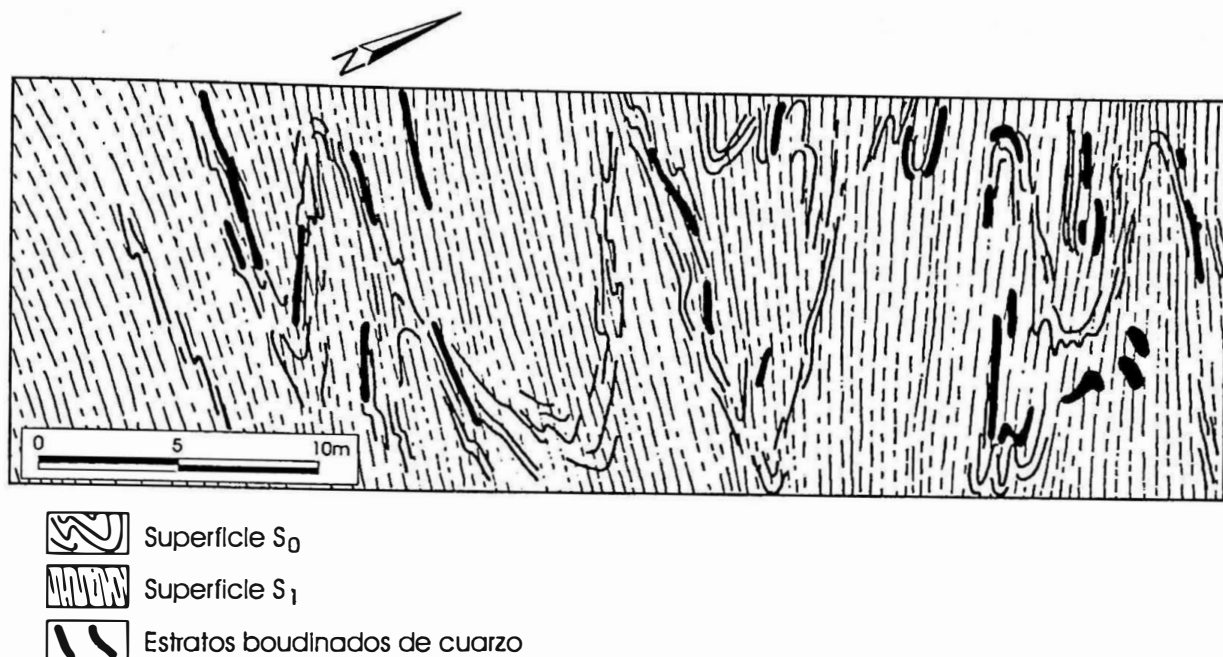


Figura N° 36

- ☑ es perfectamente reconocible la superficie S_0 de sedimentación original, a la cual responde el bandeo composicional actual.
- ☑ la disposición espacial de la andalucita, así como la ausencia de intrusiones graníticas próximas, sugieren que este mineral responde a condiciones genéticas vinculadas al metamorfismo regional.
- ☑ se puede concluir un grado de metamorfismo medio, en el que la muscovita no se desestabilizó y son estables la estauroлита y la andalucita.
- ☑ estas condiciones metamórficas están alejadas de la posibilidad de anatexis y apuntan a un proceso metamórfico sin fusiones locales; las pegmatitas y aplitas parecen asociarse principalmente a las intrusiones graníticas como las descritas por WALTHER (1948) en La Teja y Capurro.

El cinturón Montevideo debe definirse como una cintura volcano-sedimentaria metamorfizada en grado medio con abundantes inyecciones de cuerpos graníticos, pegmatitas, aplitas y lamprófidos. Está limitada al norte, por la formación Mosquitos y en su extremo oriental es intruído por el mayor complejo plutónico del Cinturón, denominado granito de Soca.

Formación Mosquitos.

Esta unidad litoestratigráfica fue definida por CAMPAL *et al.* (1988) y agrupa diversas rocas peraluminosas con abundante muscovita y deformación de grado variable pero siempre importante, asociándose localmente a foliación milonítica.

Las rocas integrantes son granitos muscovíticos, micaesquistos a una o dos micas, cuarcitas muscovíticas y gneisses muscovíticos de probable origen milonítico.

Estas litologías definen una ancha faja N60E reconocida de la margen oriental del arroyo Toledo hasta los cerros Mosquitos, lugar donde adquiere su máxima expresión geomorfológica y de donde fue tomado su nombre.

Las rocas más abundantes son los gneisses muscovíticos que, localmente poseen un seguro origen milonítico pues la foliación envuelve megacristales de cuarzo rotados y aparece fluxión del cuarzo alrededor de granos de feldespato. Los granitos a muscovita, presentaron tamaño de grano variable entre fino y medio, compuestos por microclina, cuarzo, muscovita y oligoclasa en ese orden de abundancia; localmente contienen además granate, reafirmando el carácter peraluminoso.

Esta formación aparece como netamente discordante respecto de las unidades vecinas tanto al sur (cinturón Montevideo) como al norte (migmatitas y granitos de anatexis). La discordancia respecto de los metamorfitos de grado medio del cinturón Montevideo es estructural, pues desarrolla foliación dominante N60E, 80°N y una segunda foliación horizontal, mientras que los metamorfitos del sur tienen rumbo principal EW.

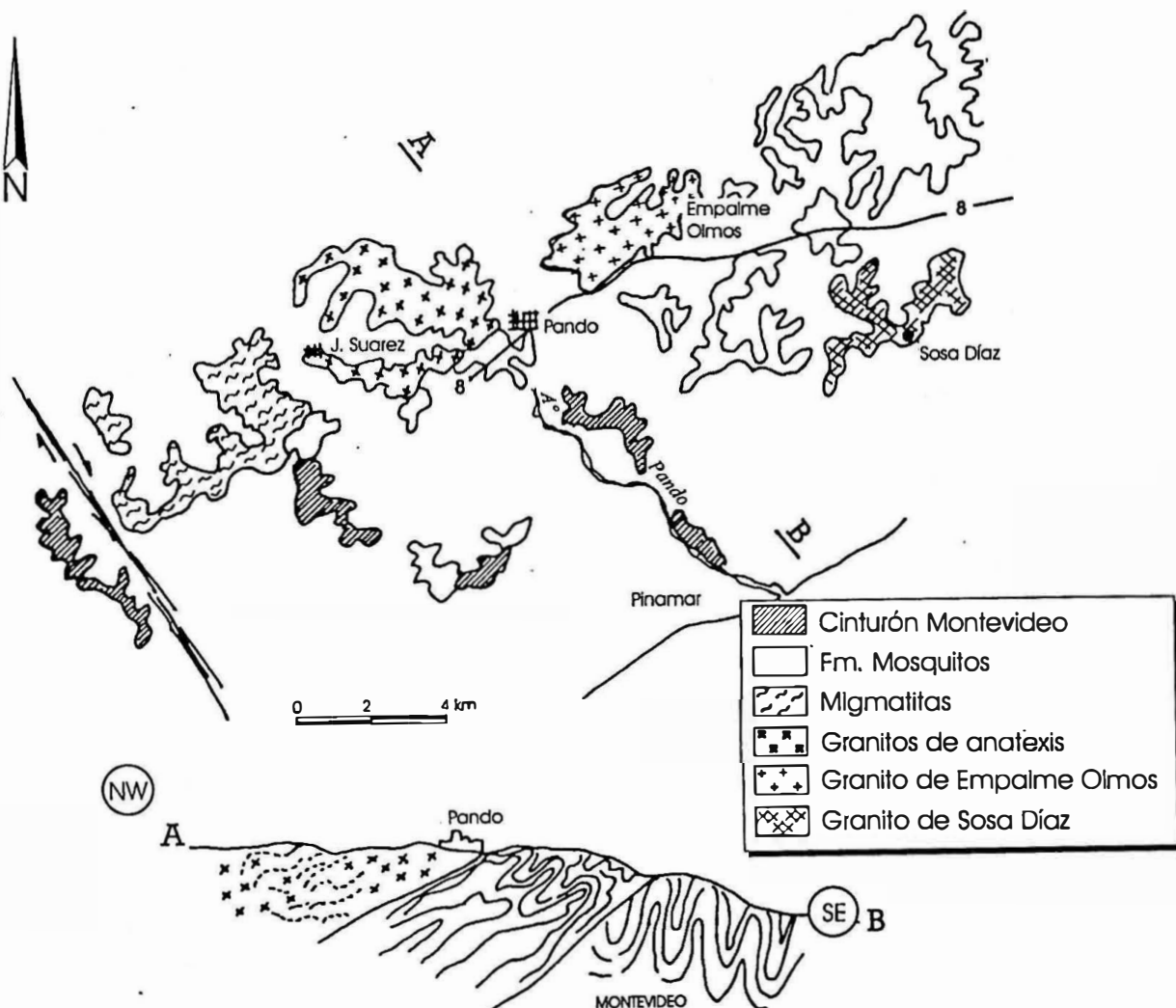
La discordancia respecto a las migmatitas y granitos de anatexis desarrollados hacia el norte es tanto estructural como de grado metamórfico, en efecto, las migmatitas del norte están fuera del campo de estabilidad de la muscovita.

La idea actual es que esta asociación litológica se generó por fusión de metasedimentos en un proceso de

cabalgadura vinculado a una etapa de recalentamiento sub cortical seguido de esfuerzos de compresión que vieron facilitado el desplazamiento por la fusión de materiales que actuaron como lubricantes.

En esencia, se supone que el conjunto de litologías de alto aluminio, con muscovita y granate en rocas cuarzo-feldespáticas se debe asociar a los granitos tipo "S" formados por fusión de la base de la corteza continental.

En la figura N° 37 se plantea el esquema imaginado para explicar la distribución de rocas al sur de la fase tectónica de Santa Lucía a partir del modelo propuesto por CAMPAL *et al.* (1988) y aceptado en la cartografía de la hoja Pando (J-28) por CORONEL y OYANTÇABAL (1988).



Migmatitas.

Según CORONEL y OYANTÇABAL (1988) se desarrollan especialmente en los alrededores de la localidad de Joaquín Suárez y la principal zona de estudio se encuentra en la cantera de AFE. Son migmatitas heterogéneas que gradualmente pasan a gneissos o a rocas graníticas.

Desde el punto de vista mineralógica, la oligoclasa es dominante con frecuentes estructuras mirmequíticas y antipertitas de microclina. Siguen en abundancia microclina, cuarzo, biotita, epidoto y csfeno.

Este fenómeno de migmatización ha afectado poco a las anfibolitas en las que se expresa como recortes filonianos en todas direcciones. Los gneissos son las rocas más afectadas, con pasajes locales y regionales a rocas graníticas de grano fino medio, con biotita como accesorio más frecuente. La microclina tardía xenomorfa es típica de estas rocas graníticas formadas por fusión de metasedimentos, en los cuales la oligoclasa es el mineral que cristaliza en primer término, acompañado de biotita.

Según los autores arriba citados, estas rocas sufrieron dos fases de deformación. La segunda y más evidente se manifiesta en pliegues de plano acial N70E verticales con ejes de pliegues prácticamente horizontales.

La primera podría estar vinculada a una estructura "nappe" según DALLA SALDA (1981) pero los autores no describen evidencias de sus propuestas para relacionar esta zona con la isla Martín García donde se describe la estructura por el referido autor argentino.

En términos generales, los antecedentes son muy escasos, pero parecen indicar que realmente existió un proceso de fusión parcial y desplazamiento filoniano de magma sílico-aluminoso recortando las rocas no afectadas, lo que permite describir al conjunto, como una migmatita.

Intrusiones asociadas.

Los granitos de Empalme Olmos (al norte de la fm. Mosquitos) y de Sosa Díaz al sur, pueden ayudar a diferenciar los terrenos actualmente adosados por yuxtaposición generada por cabalgadura en la que se

instaló el complejo peraluminoso denominado fm. Mosquitos.

El granito de Empalme Olmos (granodiorita de Cañada Grande de JONES, 1956) es porfiroide con fenocristales de microclina orientados definiendo una planaridad N50E coincidente con el eje mayor de la intrusión. Estos grandes cristales de microclina son tardíos y engloban a los restantes minerales de la roca. Las plagioclasas de la matriz son subautomorfas con núcleo An₃₅ y borde An₂₀.

La biotita es abundante y el cuarzo presenta extinción ondulosa. Los accesorios son apatito, esfeno, circón y opacos. Este granito tiene relaciones intrusivas con la fm. Mosquitos y con los gneissos, anfibolitas y migmatitas del norte del área.

El granito Sosa Díaz es de grano medio, biotítico. Está constituido por cuarzo, microclina, plagioclasa, ortosa y biotita. Los accesorios son muscovita, epidoto y apatito. Localmente desarrolla planaridad de rumbo N50E.

Granito de Soca.

Se trata de un extenso cuerpo intrusivo de forma groseramente ovoide con un eje mayor de alrededor de 15 Km con rumbo general noroeste, como se puede observar en la figura N° 38.

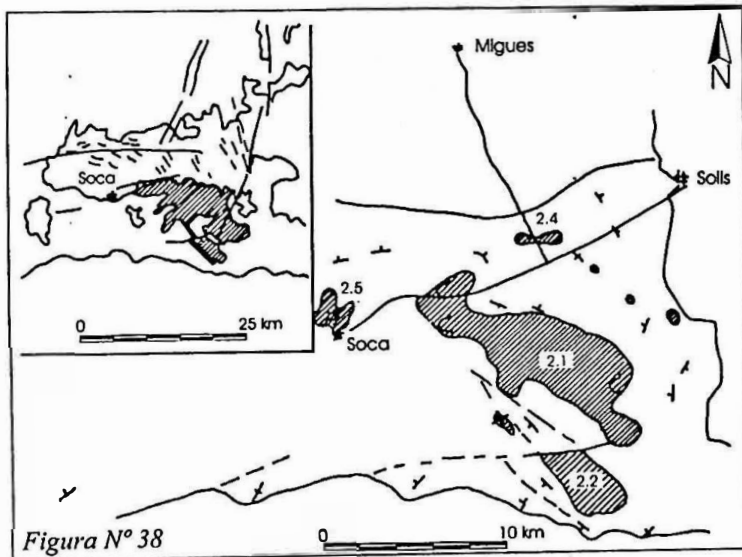


Figura N° 38

Este macizo granítico fue descrito originalmente por JONES (1956) como "Granodiorita de Tío Diego" porque en muestras de mano es una roca de grano grueso, de color verde oscuro, casi negro y con abundante cuarzo. El estudio petrográfico detallado,

muestra sin embargo, que su composición es típicamente granítica.

Se trata de una granito porfiroide con crecimiento tardío de microclina peritítica zoneada que engloba plagioclasas, cuarzo y microclina de una fase anterior. La textura es relativamente exótica e indica dos etapas de crecimiento de la microclina de las cuales, la más tardía generó porfiroblastos de hasta 3 cm de longitud mayor. Estos porfiroblastos crecieron a su vez en varias fases definiendo una zonación con alternancia de fases K⁺ y fases peritíticas (ver figura N° 39).

La composición modal promedio de nueve láminas delgadas, según BOSSI *et al.* (1965) es la siguiente:

Microclina peritítica	45%
Cuarzo	38%
Oligoclasa	10%
Ferromagnesianos(biotita y hornblenda)	6%
Accesorios(apatito,circón y esfeno)	1%

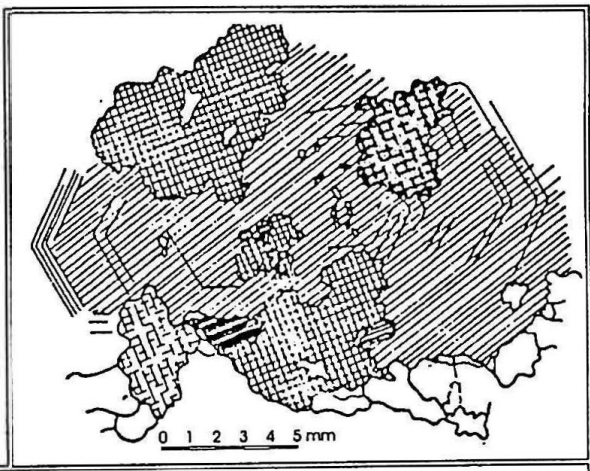
La composición química a partir de 8 Kg de muestra compuesta de unidades de 1 Kg de cada una fue determinada por M. UMPIERRE:

SiO ₂	73.5%
Al ₂ O ₃	11.1%
Fe ₂ O ₃ (total)	5.5%
MgO	0.2%
CaO	1.5%
Na ₂ O	2.2%
K ₂ O	5.2%
R1 = 2850	
R2 = 234 (de la Roche <i>et al.</i> , 1980)	

La microclina peritítica "zoneada" que recrystaliza en grandes porfiroblastos tardíos presenta una tonalidad rosada. La zonación se debe a una peritización diferencial.

La microclina de la masa de textura granuda presenta un color negro verdoso cuando pulida o en los clivajes de roca fresca, por la existencia de láminas microscópicas de clorita interpuestas en los planos 001. Este hace que la roca sea explotable como "granito negro" y posee una demanda constante.

La edad de este macizo fue determinada por UMPIERRE y HALPERN (1971) por método Rb/Sr en roca total en 1800 ± 150 Ma, obteniéndose una isocrona poco precisa. La geocronología de este cuerpo no ha sido reenfozada, pero las cifras son geológicamente válidas porque hace intrusión en la fm. Mosquitos, para la cual, tres determinaciones realizadas por HART (1966) sobre muscovitas por métodos K/Ar y Rb/Sr, indican valores de 1880, 2160 y 2170 Ma



 Cuarzo	 Microclina sin maclar	 Microclina peritítica doble macla
 Monocristal de microclina sin maclar	 Microclina peritítica zoneada	

Figura N° 39

FAJA GRANITIZADA FLORIDA

Este término fue acuñado por BOSSI y NAVARRO (1991) para designar un complejo granito-gneíssico localmente migmatítico y anatóxico que se desarrolla entre los cinturones Arroyo Grande y San José. Según los referidos autores, constituye el subsuelo del norte del Dpto. de Colonia, el Este del de Soriano; los departamentos de Flores y Florida en su casi totalidad y el oeste del Dpto. de Lavalleja.

El rasgo dominante es la abundancia de rocas graníticas y migmatitas. Consideran difícil de generalizar las características geológicas, pero ciertos rasgos estructurales y litológicos están presentes con relativa frecuencia y merecen su descripción.

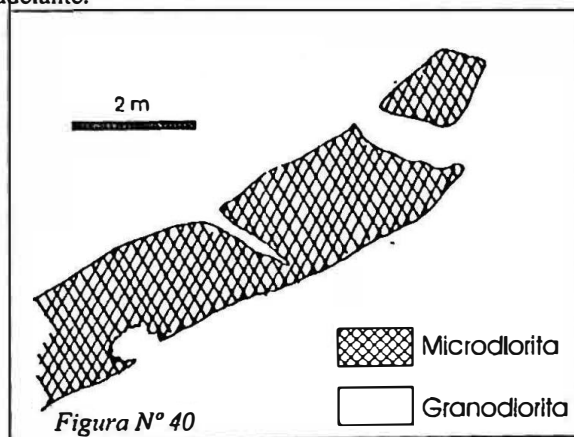
Una característica notable es la abundancia de áreas "graníticas" con megacristales de microclina y matriz compuesta por plagioclasa, cuarzo y biotita. Estas rocas son granodioritas o granitos calco-alcalinos con estructura homogénea sólo en parches de unos pocos kilómetros cuadrados. Los alrededores de la Piedra Alta en el Prado de la ciudad de Florida y la zona de Cerro Colorado pueden tomarse como ejemplos típicos de estas estructuras que se describen más adelante.

Otro prototipo muy frecuente son las migmatitas, que constituyen extensas áreas del subsuelo del Dpto. de Florida aunque no afloran y son reconocibles solamente en canteras para extracción de material de caminería. Aparecen rocas con estructuras nebulíticas con biotita como único ferromagnesiano distribuido en típicos pliegues contorneados de borde difuso con capas compuestas por oligoclasa, microclina y cuarzo. También aparecen estructuras en girones de tipo Schlieren con abundantes ferromagnesianos incluyendo piroxenos.

Un tercer prototipo estructural son los gneisses y pegmatitas de geometría subhorizontal que es notorio en los alrededores del Km 146 de la ruta N° 3. Esta descripción, aunque interpretada con criterio diferente a lo que actualmente piensa el grupo de trabajo, fue altamente significativa para la concepción del modelo operacional que hoy se acepta como más probable. Estas pegmatitas y gneisses piroxeno-ganfíferos con estructura sub-horizontal fueron el punto de partida para el hallazgo de una cabalgadura regional que cambia todos los enfoques anteriormente utilizados para explicar la faja granitizada Florida y que será descrito

con cierto detalle en las páginas siguientes por la importancia que reviste.

Un cuarto elemento estructural de importancia es la aparición de rocas filonianas básicas pre-orogénicas y pre-tectónicas, compuestos por microdioritas anfibólicas o microgabros cuarzosos según WALTHER (1948). Estos "filones" recortan y son recortados por granodioritas o sus filones. El caso mejor estudiado fue en los alrededores de La Cruz donde BOSSI et al. (1965) describen la estructura mostrada en la figura N° 40 y presentan datos analíticos de la microdiorita filoniana con la siguiente composición modal: oligoandesina 44%, hornblenda 30%, biotita 15%, epidoto 8%, cuarzo 3%; localmente aparece ilmenita rodeada de esfeno. Ya BOSSI y NAVARRO (1991) tenían la idea de inyecciones magmáticas pre-orogénicas pero fueron los profesores J. SAAVEDRA de la Universidad de Salamanca (España) y A. TOSELLI de la Universidad de Tucumán (Argentina) en su visita a Uruguay en 1992, los que dieron a estos filones su verdadero rol petrogenético, causando en su ascenso, fusiones parciales de metasedimentos o fenómenos de anatexis. Este enfoque fue generalizado por nuestro grupo de trabajo y hoy se puede llegar a cartografiar extensas áreas de rocas gabroides alrededor de las cuales se produjeron extensos macizos anatóxicos como será descrito más adelante.



Un quinto componente de esta faja granitizada son las hornblenditas porfiroblásticas. Son rocas verdes, de textura porfírica con megacristales de hornblenda que pueden llegar a 1 cm. de diámetro. Luego de varias interpretaciones más o menos encontradas de diversos autores, actualmente se está sugiriendo que estas rocas son gabros hornbléndicos y para ello se describió con mucho detalle el complejo Carreta Quemada en el cinturón San José.

Una sexta unidad estructural citada por BOSSI y NAVARRO (1991) se refiere a las pegmatitas difusas de bajo buzamiento que los autores citados las diferenciaban de las del Km 146 de la ruta nacional N° 3 pero que actualmente se consideran integrantes de la misma unidad.

Según BOSSI et al. (1993) este complejo granito-gnéissico con migmatitas relacionadas, está compuesto por una serie de granitoides foliados con megacrístales de microclina, generados por anatexis en núcleos ovales de composición química favorable dentro de diferentes tipos de rocas gneissicas. Todas las rocas de este complejo presentan edades Rb/Sr en roca total cercanas a 2000 Ma y pertenecen por lo tanto al ciclo o evento transamazoniano.

Según CAMPAL (1990) son detectables 2 fases de

deformación plástica y una fase de deformación rígida dentro del complejo granito-gnéissico. La primera fase es de deformación plástica, generando pliegues de rumbo regional N70E y ejes subverticales; la segunda fase es principalmente un mapeo o cabalgadura con generación de milonitas y granitos muscovíticos peraluminosos; la tercera fase genera pliegues de amplio radio de curvatura dando lugar a la formación de estructuras con plano axial NW. Según este autor, durante esta fase se produce anatexis local en profundidad y se manifiesta una actividad plutónica bimodal en niveles supracrustales. En la figura N° 41 se exponen las líneas estructurales más salientes a partir de una cartografía inicial a escala 1/100.000, posteriormente simplificada. En esa carta es posible observar el resultado de la interferencia entre pliegues originales con plano axial N70E y plegamiento sobreimpuesto que generó planos axiales N45W.

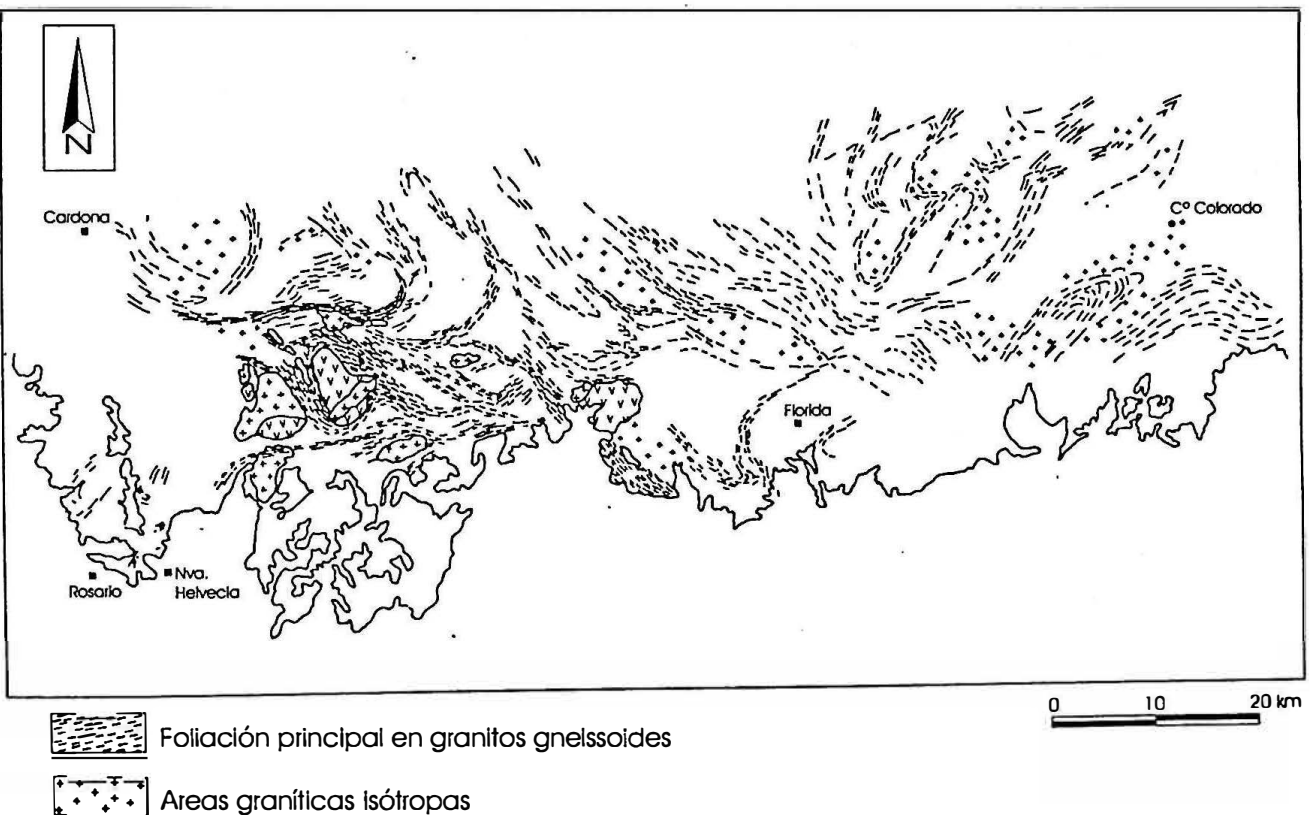


Figura N° 41

Aunque estas líneas estructurales hayan sido deducidas incluyendo unidades con diferente proceso evolutivo, y hoy pueda mejorarse el esquema general, este trabajo ha representado la base a partir de la cual se comenzó a entender el comportamiento global de esta faja granitizada Florida *sensu* BOSSI y NAVARRO (1991). Resultó especialmente significativo el hallazgo de una fase tectónica rígida permitiendo estructuras de mapeo para lo que actualmente se considera el modelo evolutivo más viable de este bloque granito-gnéissico transamazoniano (2.000 Ma).

La primera fase de deformación plástica se interpreta como simultánea del metamorfismo primario del paquete volcano-sedimentario.

La segunda fase corresponde a un evento tectónico-térmico fundamentalmente dinámico que genera espesas franjas miloníticas.

La tercera fase es nuevamente de deformación plástica y genera fenómenos de trasposición tectónica de los planos S1 y S2. Esta tercera fase se asocia a una intensa actividad térmica: removilización cuarzo-feldespática en los metamorfitos y anatexis de extensas zonas a niveles de corteza continental profunda; magmatismo bimodal en niveles supracrustales.

En niveles crustales profundos se generan granodioritas anatóxicas íntimamente ligados a magmas básicos (dioríticos a gábricos) con abundantes fenómenos de interpenetración y de mezcla.

Los fenómenos ocurridos a nivel cortical profundo en esta tercera fase plástica que tuvo lugar hace 2.000 Ma se pueden ejemplificar con el macizo granítico de Cerro Colorado y el granito de Florida en la Piedra Alta. Los fenómenos ocurridos a nivel supracrustal se han reconocido en el complejo Guaycurú al NW del Dpto. de San José.

En lo que sigue se presentarán los datos disponibles sobre el granito de Florida en Piedra Alta (CHULEPIN *et al.*, 1991), el complejo granítico de Cerro Colorado (CINGOLANI *et al.*, 1990), el complejo gabro-granito Guaycurú (PIÑEYRO y BOSSI, inédito) y el extenso cuerpo gábrico de Berrondo-Reboledo (BOSSI, NAVARRO y PIÑEYRO, inédito).

Estas áreas son poco significativas con relación a la superficie abarcada pero constituyen los pilares en los cuales hoy se apoya el modelo conceptual de evolución del transamazoniano en Uruguay, generando macizos rocosos de 2.000 ± 100 Ma

Luego se expondrán los datos disponibles sobre un fenómeno de cabalgadura asociado a granitos peraluminosos subhorizontales a partir de resultados inéditos de J. BOSSI y D. PIÑEYRO, que por el momento se ha reconocido afectando solamente a la faja granitizada Florida.

Granito de Cerro Colorado.

El macizo granítico de Cerro Colorado fue recientemente descrito por CINGOLANI *et al.* (1990) desde el doble punto de vista geológico y geocronológico. Las rocas granitoides afloran en núcleos de diámetro polihectométrico con megacrístales tabulares distribuidos al azar. Estos núcleos graníticos están rodeados por migmatitas anfibólicas orientadas al NW (figura N° 42).

La estructura geológica permite demostrar que el bloque que contiene a la localidad de Cerro Colorado ha sido más elevado y por lo tanto el que fue más profundamente erosionado.

Desde el punto de vista petrográfico, los megacrístales son de microclina débilmente peritítica en una matriz granuda de oligoclasa (An_{25}), cuarzo y biotita. La microclina creció en último término englobando todos los demás componentes. Los autores sugieren que la granodiorita se podría haber formado por fusiones parciales locales de rocas preexistentes.

La edad Rb/Sr en roca total sobre siete muestras cogenéticas fue calculada en 2071 ± 70 Ma con $R_0 = 0.7011$. Estos datos isotópicos confirman la edad transamazónica y son coherentes para materiales litosféricos de origen mantélico para el Arqueano (R_0 entre 0.7000 y 0.7003). Concluyen que es razonable su formación en la base de una corteza de edad arqueana y deducen que la corteza actual debe ser extremadamente delgada.

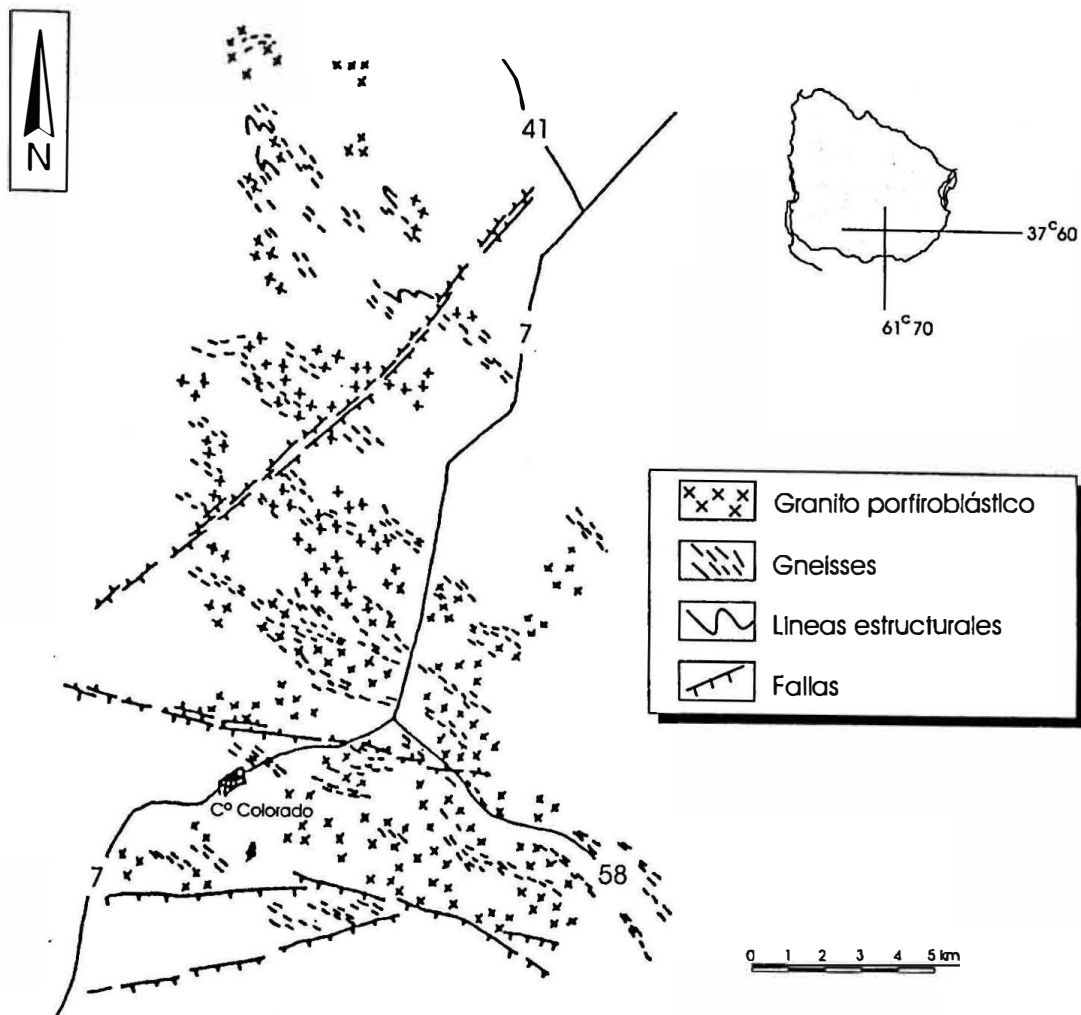


Figura N° 42

Granito de Florida (Piedra Alta).

El macizo granítico de Florida en la Piedra Alta y la cantera del prado fue descrito por CHULEPIN et al. (1991) e incluído en la guía de excursión del "International Symposium of Mafic Dykes" (Sao Paulo, Brasil, 1991). Este macizo muestra los niveles más profundos del dominio transamazónico y fue datado en 2030 ± 75 Ma por método Rb/Sr en roca total (recalculado) de UMPIERRE y HALPERN (1971).

CHULEPIN et al. (1991) describen este afloramiento como una asociación de rocas graníticas y granodioríticas con estructura en capas subhorizontales a contacto neto (figura N° 43).

Estas rocas están atravesadas por diques sin magmáticos de dioritas y microdioritas, así como afectadas por actividad hidrotermal tardi-magmática.

La roca más extensa del afloramiento, ocupando la parte superior, es un granito de grano medio a grueso compuesto aproximadamente de 22 a 39% de cuarzo, 8 a 26% de oligoclasa, 23 a 45% de feldespato potásico, de 5 a 25% de biotita y como accesorios: anfíbol, epidoto, esfeno, apatito y muscovita.

En la capa inferior la roca es melanócrata con textura isotrópa de grano fino. Es una granodiorita compuesta por 20% de cuarzo, 28 a 41% de oligoclasa, 11 a 18% de feldespato potásico, 17 a 29% de biotita, con apatito, esfeno y epidoto como accesorios.

Las relaciones estructurales entre las dos litologías se muestran en la carta y corte geológicos expuestos en la figura N° 43. Los autores citados concluyen que la existencia de interpretación continua, la diversidad de estructuras generadas y fenómenos de mutua inclusión conduce a pensar que ambas rocas evolucionaron como dos magmas sin gran contraste térmico entre ellos.

Filones y venillas cuarzo-feldespáticas invaden las rocas descriptas, en condiciones dúctiles y rúptiles simultáneamente (Figura N° 44). También aparecen diques sin-magmáticos plegados y desplazados por movimientos del magma. Un dique sub-horizontal de 0,60 m de espesor desarrolla contactos de mutua intrusión con la roca granítica (figura N° 44, a, b y c respectivamente).

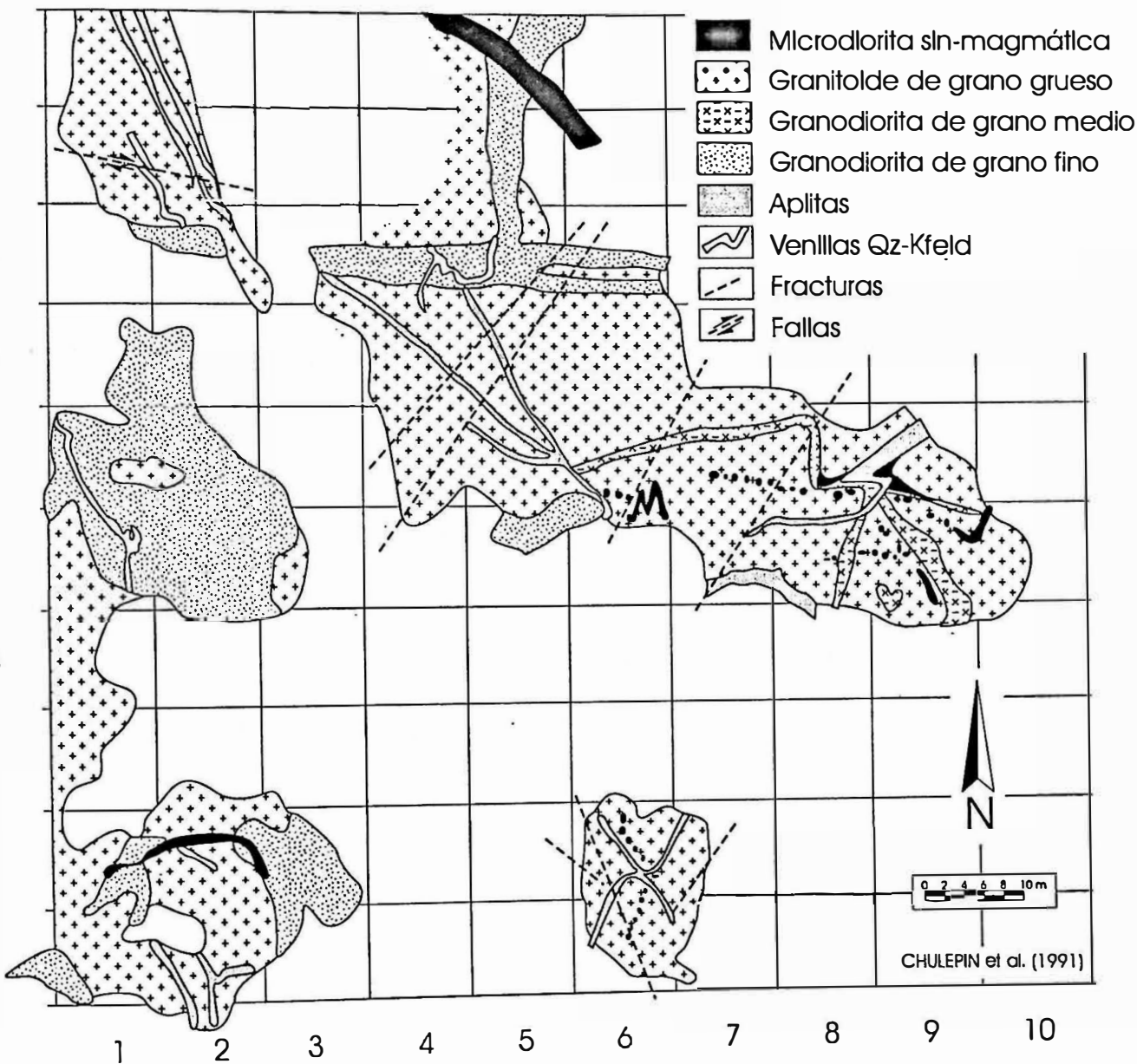


Figura N° 43

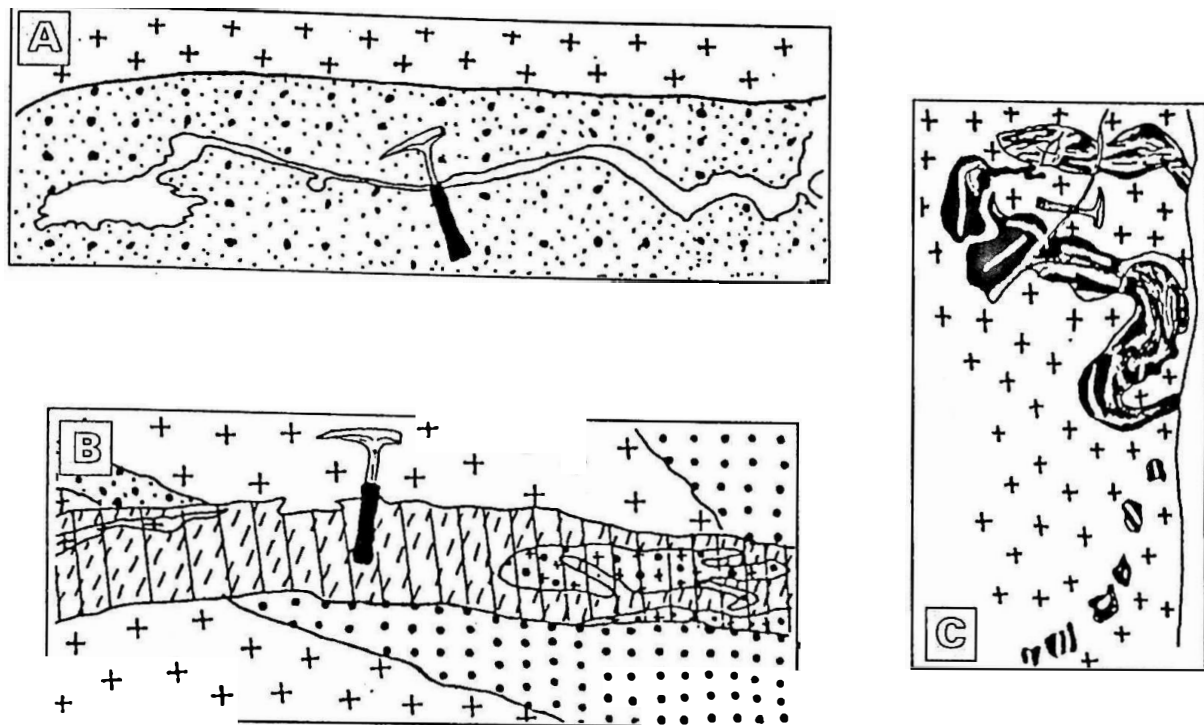


Figura N° 44

La estructura resulta de que el magma granodiorítico tiene suficiente energía cinética para generar diques sin-magmáticos que atraviesan la fusión granítica, la cual, a su turno, tiende a formar capas. Concluyen también que la zona está supersaturada de agua; en la última etapa magmática la presión del fluido puede provocar fracturación hidráulica en una fusión con más del 50% de cristales. Diques con bordes ondulados se emplazarán con contraste de viscosidad en la roca de caja aún no completamente cristalizada.

Estos macizos graníticos representan núcleos de fusión dentro de un complejo metamórfico integrado por granitos gneissoides, anfibolitas y gneisses, descriptos por CAMPAL y CHULEPIN (1990) para el fotoplano Talita.

Presentan textura inequigranular con megacristales feldespáticos, cuarzo, plagioclasa y biotita en la matriz. Los gneisses presentan foliación que rodea los núcleos granitoides. Las anfibolitas aparecen como enclaves en los granitoides y masas métricas a decamétricas en las áreas gneissicas; son foliadas y microplegadas en algunos casos, mientras que en otros se presentan isótropas con textura porfiroblástica.

Los granitoides constituyen núcleos más isótropos, que fotogeológicamente tienen bordes difusos y no ocupan, individualmente, grandes extensiones.

Cuando afloran, lo hacen en bochas de gran tamaño y no denotan alteración pronunciada, distinguiéndose de los gneisses que en general no afloran.

Tanto a muestra de mano como al microscopio, los núcleos presentan una marcada similitud mineralógica, textural y composicional. La textura es porfírica y la mineralogía está compuesta por oligoclasa, feldespato alcalino, cuarzo y biotita como accesorio. De acuerdo a la clasificación modal de STRECKEISEN (1973, 1976) son granodioritas.

Localmente se desarrolla un granito con abundante feldespato potásico de grano grueso, interdigitado con una granodiorita de grano fino, de manera tal que no pueden establecerse relaciones de precedencia. El estudio detallado del afloramiento sugiere una evolución conjunta de dos magmas composicionalmente diferentes.

Una de las características de esta área es que contiene metamorfitos en extensiones limitadas o incluidos en los cuerpos granitoides. Estos metamorfitos exhiben

sistemáticamente una intensa removilización cuarzo-feldespática y una discontinuidad en su desarrollo. Estas características constituyen la diferencia de comportamiento más saliente con las litologías de los cinturones antes descriptos. Esta intensa removilización cuarzo-feldespática se manifiesta como microgranitos, aplitas y pegmatitas.

Los microgranitos en filones de buzamiento variable sistemáticamente recortan a los granitos gneisoides, gneisses y anfibolitas, sin una orientación preferencial.

La textura es granuda homogénea; el mineral predominante es el cuarzo y le siguen oligoclasa, microclina y biotita; ocasionalmente presentan granate. La biotita es similar a la que se encuentra en las granodioritas, con laminillas onduladas y fuerte pleocroismo.

Las pegmatitas aparecen intimamente asociadas al microgranito en la unidad de los granitos gneisoides, gneisses y anfibolitas; su mineralogía es simple y el accesorio ferromagnesiano es biotita.

Gabro Berrondo - Reboledo.

Este enorme cuerpo gábrico, integrado por gabros s.s., hornblenditas porfiroblásticas (bojitas) y excepcionales niveles de norita está recién en proceso de cartografía a escala 1/100.000, pero puede tener gran significación en la construcción de rocas de edad transamazoniana, por lo que se entendió de fundamental importancia incluirlo en este taller de correlación geológica.

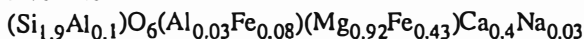
Estos gabros habían sido citados y descriptos petrográficamente por WALTHER (1948) y fueron cartografiados como anfibolitas de Berrondo por PRECIOZZI et al. (1985). Son rocas que normalmente presentan fuerte meteorización, lo que dificulta su reconocimiento inmediato en el terreno, pero se identifican por falta de esquistosidad, grano homogéneo y ausencia de biotita.

Estas características, aún en rocas muy alteradas permite su diferenciación de las anfibolitas, que también existen en la zona. Las rocas frescas permiten determinar al microscopio la presencia de piroxeno (augita) y plagioclasa algo variable alrededor de An₆₀. La composición química media de estos gabros determinada en los alrededores de la localidad de Berrondo fue publicada por BOSSI et al. (1993) con los valores siguientes:

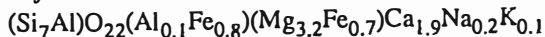
SiO ₂	51%	FeO	6 %	Na ₂ O	1 %
Al ₂ O ₃	13 %	MgO	6 %	TiO ₂	1 %
Fe ₂ O ₃	6 %	CaO	14 %	H ₂ O	1 %

Las hornblenditas porfiroblásticas son reconocibles sin ninguna dificultad en el terreno y presentan normalmente fenocristales de hornblenda mayores a 5 mm. No constituyen grandes masas rocosas sino que aparecen como parches dentro de los gabros o las noritas. Mineralógicamente están compuestas por 50-60% de anfibol, 2-8% de augita, 15-25% de plagioclasa entre andesina y labrador, 0-4% de microclina, 4-12% de cuarzo y 1-3% de epidoto (pistacita). Es frecuente observar que el piroxeno original ha sido invadido por un anfibol de pleocroismo verde en un típico proceso de uralitización. El piroxeno original es una augita calco-magnesiana con $Z_v=60^\circ$ y la fórmula que se expone líneas abajo para 6 oxígenos. Los anfíboles de pleocroismo verde tienen $Z_v=59-65^\circ$ y la composición química que se expone a continuación para 22 oxígenos.

Piroxeno



Anfibol



Esta cristalización corresponde a un proceso magmático en el cual se forman cristales de piroxeno magnesiano automorfos en suspensión en un magma. El anfibol es muy magnesiano y con alta relación de $\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Al}^{\text{total}}$ sugiriendo un origen de alta temperatura.

Las noritas fueron encontradas solamente al SE de la localidad de Reboledo en el Dpto. de Florida y en afloramiento o en muestra de mano no se diferencian de los gabros. Al microscopio están constituidas por labrador e hipersteno en una roca de textura granuda homogénea.

Todo este conjunto de litologías diferentes pero estrechamente relacionadas aparecen como intrusiones en migmatitas y producen mezclas de magmas en las zonas de borde con las granodioritas porfíricas típicas de la faja granitizada Florida.

Algunos afloramientos son especialmente ilustrativos del proceso masivo de inyección de rocas gábricas en la etapa de formación de migmatitas y granodioritas de anatexis en la faja granitizada Florida. Sobre la ruta nacional N° 5 en el desmonte de 3 m de altura para el

camino de acceso a la cantera del Cerro Pelado, se observan claras estructuras migmatíticas con fusiones y removilizaciones parciales asociadas a un filón de gabro de varios metros de potencia.

A lo largo de la ruta departamental de rumbo general NS que se sitúa a unos 5-10 Km al Este de la ruta nacional N° 5, al sur de la ruta nacional N° 12 se pueden observar decenas de afloramientos de gabros, con diferente grado de meteorización pero de identificación inconfundible, que de sur a norte comienzan a englobar bloques esferoidales a angulosos de rocas granodioríticas en proporción creciente hasta que al norte de la ruta nacional N° 12 son las granodioritas porfíricas las que contienen masas globulares decimétricas a métricas de rocas gábricas.

Estos afloramientos representarían la zona de pasaje entre un cuerpo de gabro y las granodioritas de anatexis. El afloramiento de la Piedra Alta en la ciudad de Florida representaría ya la parte central del cuerpo anatético.

El relevamiento se encuentra todavía en estado preliminar, pero ya es significativo que fenómenos semejantes se encuentren a lo largo de un área ovoide muy esbelta de alrededor de 70 Km de longitud mayor de rumbo N70E entre Berrondo en el extremo occidental y Reboledo en el oriental, como se muestra esquemáticamente en la Figura N° 45.

Complejo Guaycurú (Piñeyro, D.; Bossi, J. & L. Villar).

Este complejo se desarrolla en los alrededores de la localidad de Mal Abrigo, en el límite de los departamentos de Colonia y San José en el centro - oeste de Uruguay; comprende las Sierras de Mahoma y Mal Abrigo.

Ha sido motivo de varios trabajos durante la década del 60 por el desarrollo de una morfología superficial particular y la existencia de grandes bochas que permitan la explotación de granito rojo con fines ornamentales (BOSSI, 1968). UMPIERRE y HALPERN, (1971) dataron estos granitos por el método Rb/Sr en roca total obteniendo valores de 1930 ± 35 m.a..

La importancia areal y volumétrica de las rocas gábricas fue sugerida por MEDINA et al (1988) quienes presentaron además datos de edad de 2.000 Ma. RONCONI, et al. (1989) agrega información vinculada a los resultados de los trabajos de exploración sobre los gabros con miras de ser usado como granito negro y por su contenido metálico.

El mayor volumen de información se publica en 1990 durante el Primer Congreso Uruguayo de Geología donde se exponen datos sobre morfología profunda de uno de los cuerpos por análisis gravimétricos (MARI et al. 1990) así como detallados estudios petrográficos y petrológicos (VILLAR Y SEGAL, 1990; OYHANTÇABAL et al. 1990). Estos últimos autores indican además que los gabros tienen una edad de 2033 ± 44 Ma para plagioclasas del gabro por el método K/Ar.

Los autores del presente ensayo efectuaron durante 1989-1993 el relevamiento geológico sistemático a escala 1/100.000 de la hoja Mal Abrigo perteneciente al plan Cartográfico Nacional entre los paralelos 34°01' y 34°12' Sur y 57°15' y 56°53' Oeste.

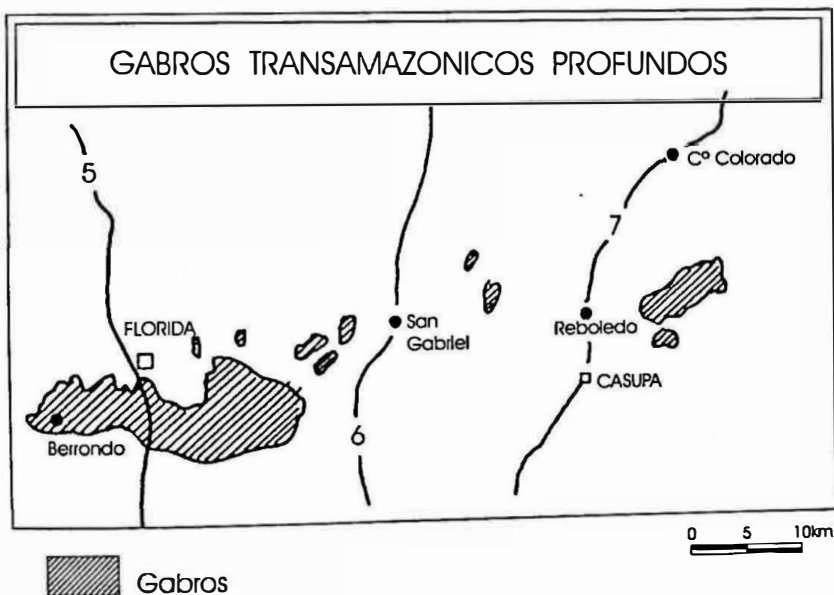


Figura N° 45

Durante esos trabajos se obtubieron datos cartográficos que modificaron las anteriores interpretaciones y mejoran la estructura regional permitiendo una ubicación geotectónica precisa para este complejo magmático.

Al haberse encontrado cuerpos de gabro de volumen relativamente importante (160 Km² de superficie aflorante) asociados a magmatismo granítico de la misma edad se realizaron estudios geoquímicos de elementos mayores, trazas y tierras raras dosificados en la Dirección Nacional del Servicio Geológico de Argentina. Los estudios petrográficos y calcográficos realizados en la Cátedra de Geología de la Facultad de Agronomía confirmaron los datos de los autores anteriores, pero se logró una más precisa ubicación de terreno para los diferentes facies y una mejor descripción de las zonas de borde.

La principal contribución ha sido un relevamiento geológico detallado con mucho apoyo de campo, lo que mejora sensiblemente el conocimiento sobre la estructura de este cuerpo.

Otra contribución significativa se relaciona con los datos geoquímicos de estos cuerpos con plasma de argón y fluorecencia de RX.

En la figura N° 46 se exponen los resultados de la cartografía así como la ubicación regional dentro del Uruguay. Allí puede verse que el complejo gabro-granítico hace intrusión en una serie volcano-sedimentaria metamorfozada. en grado bajo, compuesta principalmente por pizarras, filitas, metabasaltos y metarriolitas, que se denominan fm. Paso Severino (BOSSI *et al.* 1965).

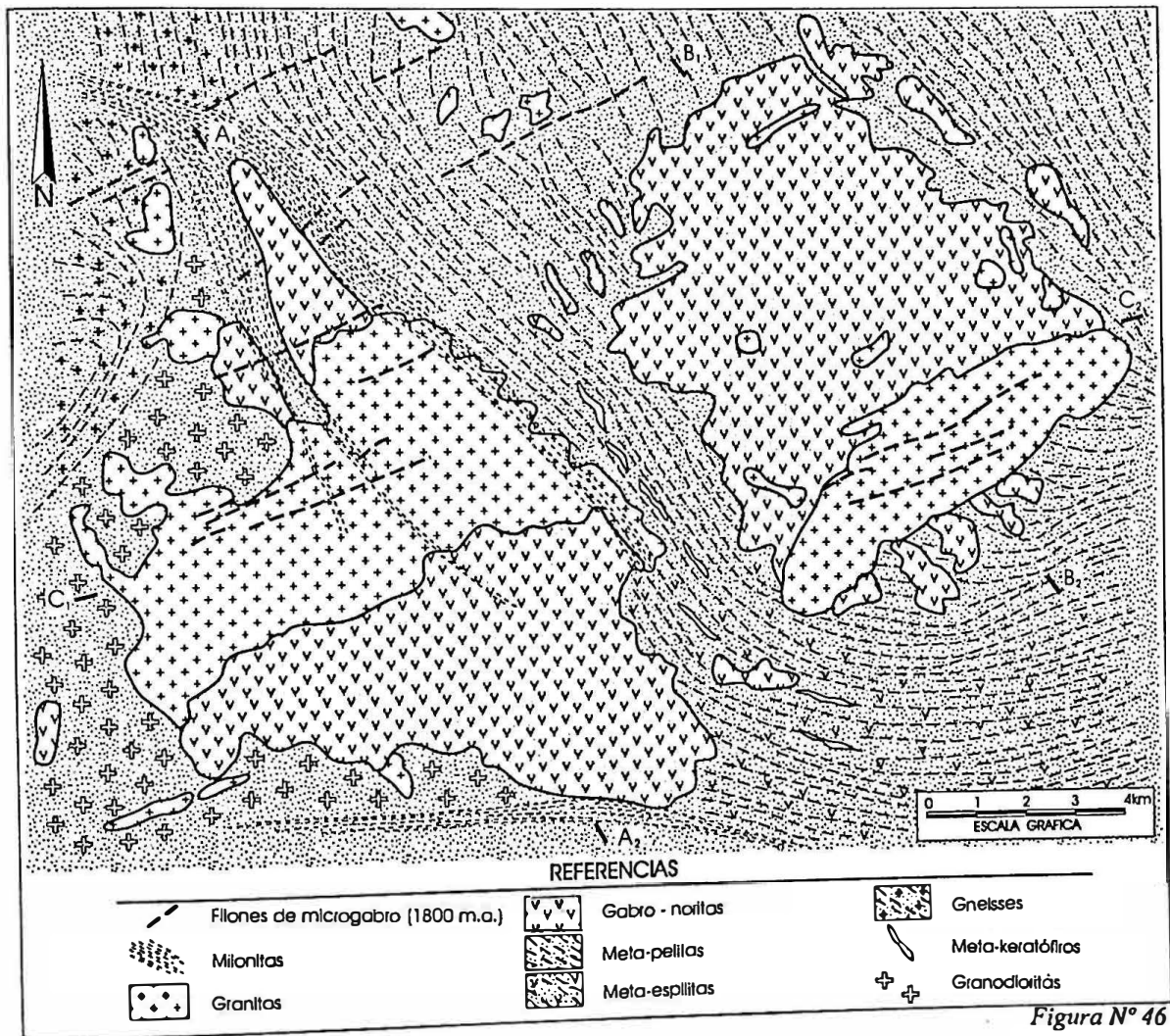


Figura N° 46

Esta serie volcano-sedimentaria viene de ser descrita por MUTTI *et al.* (1996) como un "greenstone belt" arqueano por similitud con Abitibi en Canadá, aún cuando no presenta típicas komatiitas.

El complejo gabro-granítico aflora en dos macizos separados entre sí por una faja de metamorfitos de bajo grado donde se superpone una banda de milonitización que dificultó la interpretación de la verdadera estructura durante muchos años.

La observación de la carta geológica permite ver una distribución diferente de las rocas graníticas y gábricas en ambos macizos. Al ser las rocas graníticas más jóvenes, esa distribución sugirió la existencia de un par anticlinal-sinclinal con buzamiento regional de los ejes hacia el noroeste.

La observación en el terreno de pliegues parásitos y otras estructuras en los metamorfitos, confirmaron la macro-estructura propuesta coincidiendo además con la geometría profunda del cuerpo gábrico del macizo de Mahoma por datos gravimétricos (MARI *et al.* 1990).

Las rocas básicas descritas por VILLAR y SEGAL (1990) y OYHANTÇABAL *et al.* (1990). Consisten en cuerpos estratificados compuestos por gabros, gabro-noritas y noritas de grano fino a medio, con plagioclasas de 10 a 12 mm de máxima longitud. El ferromagnesiano predominante es piroxeno ortorrómbico y/o monoclinico según los estratos. Los anfíboles son excepcionales. Magnetita, ilmenita y sulfuros dispersos aparecen en toda la masa. Las plagioclasas presentan una orientación preferencial definiendo una planaridad con buzamientos de hasta 70°.

Según OYHANTÇABAL *et al.* (1990), las rocas caen dentro del campo de los gabro-noritas con o sin olivina y con texturas cumulares. La olivina es más frecuente hacia el oeste y norte. El mineral más abundante es una plagioclasa automorfa, cumular, de composición An₅₅₋₆₅ (labrador).

El ortopiroxeno es el segundo mineral en abundancia con exsolución de láminas de clinopiroxeno; su composición varía entre el hipersteno (En₅₀) y eulita (En₇₅). El clinopiroxeno es también frecuente y se trata de pigeonita, los accesorios son anfíbol, apatito y biotita. Los minerales opacos son por su orden de abundancia ilmenita, magnetita, pirrotina con desmezcla de pentlandita y calcopirita.

VILLAR y SEGAL (1990) estudiaron además muestras de una perforación y concluyeron que las rocas son cumulos de plagioclasa zoneada, olivina, ortopiroxeno, espinela y clinopiroxeno subordinado. En la perforación analizada se produce una alternancia sin orden de gabro-noritas olivínicas, gabros olivínicos y noritas s.s.

En las noritas con cierta proporción de pigeonita se produce un incremento del contenido en sulfuros de Ni y Cu intercumulares. La pentlandita es un componente constante de estas rocas y se presenta con texturas variadas VILLAR y SEGAL (1990)

En el bloque occidental (Mal Abrigo), las noritas y gabros presentan algunos niveles de anortosita como cumulos de labrador con 7% de olivina. También en este bloque son abundantes las noritas y gabros con alto porcentaje de olivina normativa que puede llegar a valores de 25 - 30% modales.

En los niveles de anortosita los sulfuros y óxidos metálicos se encuentran en valores de hasta 9 % del total de la roca. La ilmenita es el óxido dominante y entre los sulfuros aparece sistemáticamente pentlandita.

Los granitos son posteriores a los cuerpos gabro - noríticos y han sido alimentados por filones que atraviesan los cuerpos básicos. Estos filones son observables en las áreas donde la erosión eliminó la lámina granítica superior.

El relevamiento fotogeológico y de terreno permitió construir los cortes geológicos que se señalan en la figura N° 46 y se exponen en la figura N° 47. Estos cortes permitieron inferir que la estructura del macizo consiste en una capa de rocas gabro - noríticas de 2000 metros de espesor (MARI *et al.* 1990) superpuestas por una lámina de granito de no más de 200 metros de potencia.

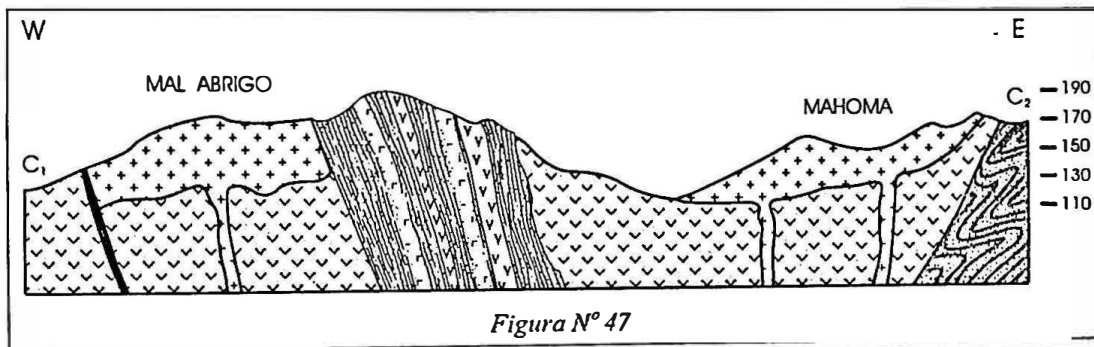
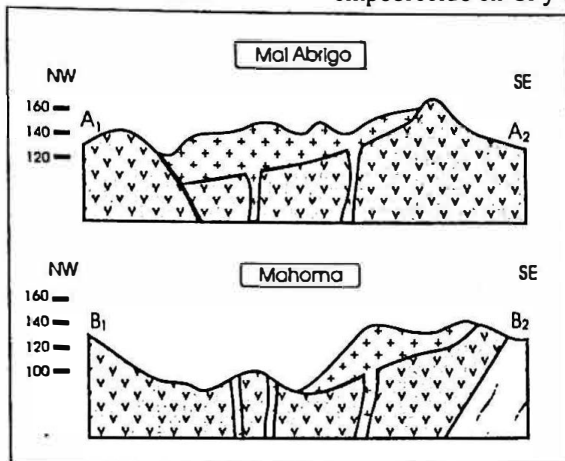
Los granitos aparecen en dos cuerpos aislados pero relacionados entre sí por una composición muy similar, Sierra Mahoma (Dpto. de San José) y Sierra de Mal Abrigo (Dpto. de Colonia). Son rocas de color rosado o gris, con textura homogénea de grano medio, compuesta por cuarzo, ortosa fuertemente perlitica y albita, como minerales esenciales. Los accesorios son por su orden de abundancia, biotita, fluorita y apatito. En los bordes aparecen evidencias de mezcla de magma, conteniendo el granito enclaves ovales

melanócratas de 10 a 50 cm de diámetro con crecimiento interno de feldespato potásico automorfo.

La información geoquímica es escasa pero se entendió necesario disponer al menos de algunos elementos que contribuyeran a descifrar la posición geotectónica de este macizo cuyas formas geométricas y sus relaciones geológicas habían sido definidas previamente como una intrusión post-tectónica con estructura de facolito.

Estos datos muestran un gabro toleítico con hipersteno normativo, plagioclasa An_{60} y débil proporción de olivina.

El análisis de elementos traza expuesta en la tabla up supra permitió construir el diagrama de la figura N° 48 a donde los elementos de transición normalizados a condrita dan un diagrama muy próximo a MORB pero empobrecido en Cr y enriquecido en Fe.



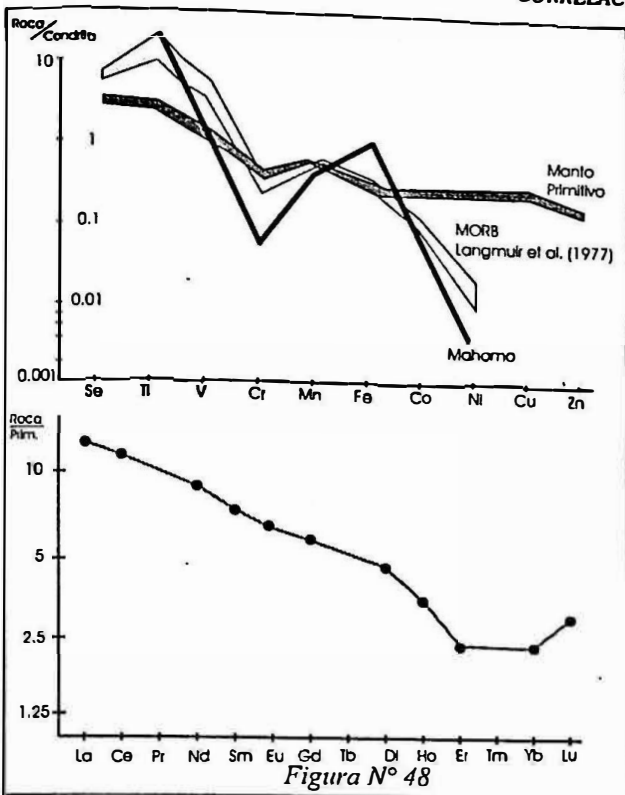
Los elementos mayores y menores fueron determinados en una muestra promedio de una perforación de 25 metros en el centro del macizo de Mahoma. Los resultados obtenidos fueron los siguientes

SiO ₂	48.6 %	K ₂ O	2.3 %
Al ₂ O ₃	16.2 %	MnO	0.2 %
Fe ₂ O ₃	3.2 %	PPC	0.3 %
FeO	8.0 %	Cr ₂ O ₃	0.046 %
CaO	10.6 %	NiO	0.011 %
MgO	8.6 %	F	0.018 %
TiO ₂	0.8 %	Cl	0.006 %
P ₂ O ₅	0.2 %	S	0.13 %
Na ₂ O	2.3 %		

Un sólo análisis de elementos de tierras raras permitió mostrar que no existe etapa intermedia de cristalización de plagioclasa pues no hay anomalía de Eu y que se produjo un enriquecimiento apreciable en LREE al normalizar con manto primitivo.

El estudio geológico de campo y algunos datos geoquímicos realizados sobre un complejo gabro-granito del centro Oeste de Uruguay permitieron ampliar los conocimientos previos y lograr extraer las conclusiones siguientes:

1 - Según los antecedentes, estos cuerpos estaban compuestos por gabros y noritas estratificadas de una edad vecina a los 2.000 Ma.



Cabalgadura de 1900 Ma

(J. BOSSI y D. PIÑEYRO).

Este episodio de grandes movimientos de masas pétreas en un plano subhorizontal regional ha sido descubierto en los trabajos preparatorios del Taller Piedra Alta-Tandilia financiado por la CSIC.

La información disponible es por ahora fragmentaria, pero por demás significativa. Desde 1964 se reconocían en esta zona pegmatitas con estructura horizontal pero no se había logrado interpretar correctamente el fenómeno porque el estado de evolución científica de la Geología no lo permitía.

Las rocas precámbricas afloran mostrando zonas corticales profundas, por lo que las cabalgaduras precámbricas se han producido a profundidades tan importantes que normalmente contienen granitos generados por fusión de metasedimentos en zonas corticales profundas, que al producirse la fractura, ascienden y permiten lubricar el movimiento predominantemente horizontal.

2 - La cartografía geológica detallada realizada para este trabajo permitió identificar una asociación post-orogénica gabro-granito con estructura de facolito

3 - Este complejo se inyectó en una serie volcano-sedimentaria (greenstone belt) de edad arqueana (mayor a $2.540 \pm \text{Ma}$) posteriormente a todas las fases de plegamiento.

4 - Desde el punto de vista geoquímico es un gabro-norita con abundante hipersteno y mínima olivina normativas.

Los elementos de transición normalizados a condrita dan un diagrama cercano a MORB pero con déficit de cromo y superavit de hierro lo que inclina a sugerir que debió atravesar corteza continental y el ambiente se aproxima entonces a un rift. El diagrama de REE confirma esa hipótesis.

5 - El granito ha sido inyectado con posterioridad atravesando el cuerpo básico por abundantes fracturas aún cuando los gabro-noritas estratificados no estaban totalmente rígidos por la mezcla de magmas que se verifica en las cercanías de los contactos.

Estos granitos fueron clasificados como granitos "S" por WHITE y CHAPPELL (1983) por su origen derivado de metasedimentos y son siempre peraluminosos, por lo que contienen muscovita y/o granate como principales accesorios. En un tetraedro Si-Al-K-Na, estos granitos peraluminosos se encuentran en el área próxima al vértice Al. Son granitos anorogénicos en el sentido de HESS (1986) que incluye todos los magmas graníticos que se forman en regiones continentales en las que no se producen apreciables fenómenos de deformación y construcción de montañas. Esto significa, en otros términos, en áreas continentales fuera de regiones de subducción y fuera de zonas de activo "rifting".

El carácter de peraluminoso implica que $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}$ en porcentajes molares, que la relación isotópica inicial del Sr es mayor a 0.708, que aparece muscovita y/o granate en la composición mineralógica y otras características para isótopos del oxígeno y del Nd que ayudan la identificación.

Por el momento, los únicos parámetros reconocidos son la presencia de muscovita y/o granate y la llamativa estructura subhorizontal que se puede seguir casi ininterrumpidamente a lo largo de casi 150 Km, como puede verse en el esquema mostrado en la figura N°49.

CABALGADURA de 1900 Ma

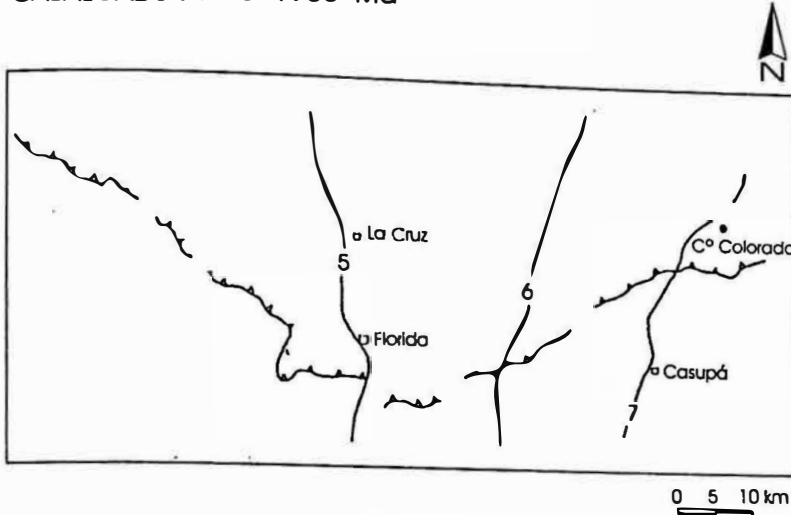


Figura N° 49

Los datos de campo son muy abundantes y muestran estructuras de bajo ángulo de buzamiento donde alternan en espesores de hasta 100 metros, pegmatitas muscovíticas, microgranitos a muscovita y/o granate, granitos de grano grueso equigranulares con dos micas y a veces pegmatitas con turmalina.

Varios afloramientos son representativos de esta estructura; el más notorio se encuentra en las puntas del arroyo del Horno afluente del San Gregorio, en el Dpto. de Flores, a 10 km de la ruta nacional N° 3, entrando por el camino vecinal que sale hacia el Este en el Km 144.

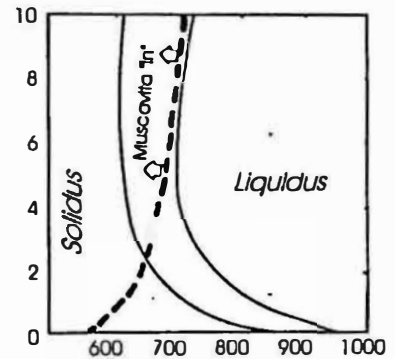
Para mostrar la morfología de las rocas graníticas se incluye un par estereoscópico de un fragmento de foto aérea a escala 1/20.000 reproducida por medios computarizados. Esta foto aérea tiene la importancia adicional de mostrar que estos granitos subhorizontales son recortados por un filón de microgabro cuya edad es bien conocida por varios métodos radimétricos dando valores de 1780 ± 20 Ma

El perfil local en cada zona de afloramiento de estos granitos peraluminosos es variable, pero en lo esencial, alternan granitos de grano fino, pegmatitas y granitos de grano grueso en capas de 0,5 a 2 metros de espesor individual.

El buzamiento es variable, pero en la gran mayoría de los casos las capas se inclinan alrededor de $10-15^\circ$ hacia el NE.

Estos granitos muscovíticos en presencia de agua obedecen a un diagrama de P - T establecido por HUANG y WYLLIE (1981) aquí reproducido en la figura N° 50. Este diagrama indica que a las presiones esperables en la base de la corteza, el magma granítico está completamente fundido por encima de 700°C y cristaliza en totalidad a menos de 600°C .

El mecanismo imaginado para este proceso es la formación de magma en profundidad de la corteza que ante un esfuerzo de compresión actúa como lubricante y facilita el desplazamiento horizontal de un bloque sobre otro. Este modelo conceptual se expone gráficamente en la figura N° 51.



HUANG & WYLLIE (1981).

Figura N° 50

La carta geológica mostrada para el complejo Isla Mala en la figura N° 29 es el argumento más importante disponible en apoyo de la naturaleza litológica radicalmente diferente de las dos capas separadas por la lámina de granitos peraluminosos.

La asociación de rocas ubicada topográficamente debajo de la lámina de cabalgadura es el complejo magmático Isla Mala constituido por tonalitas y granodioritas de 2450 Ma. Las rocas ubicadas topográficamente por encima de la plancha subhorizontal de granitos "S" consisten en un complejo de migmatitas y gabros intrusivos con pasaje hacia granodioritas datadas en 2000 Ma en la ciudad de Florida.

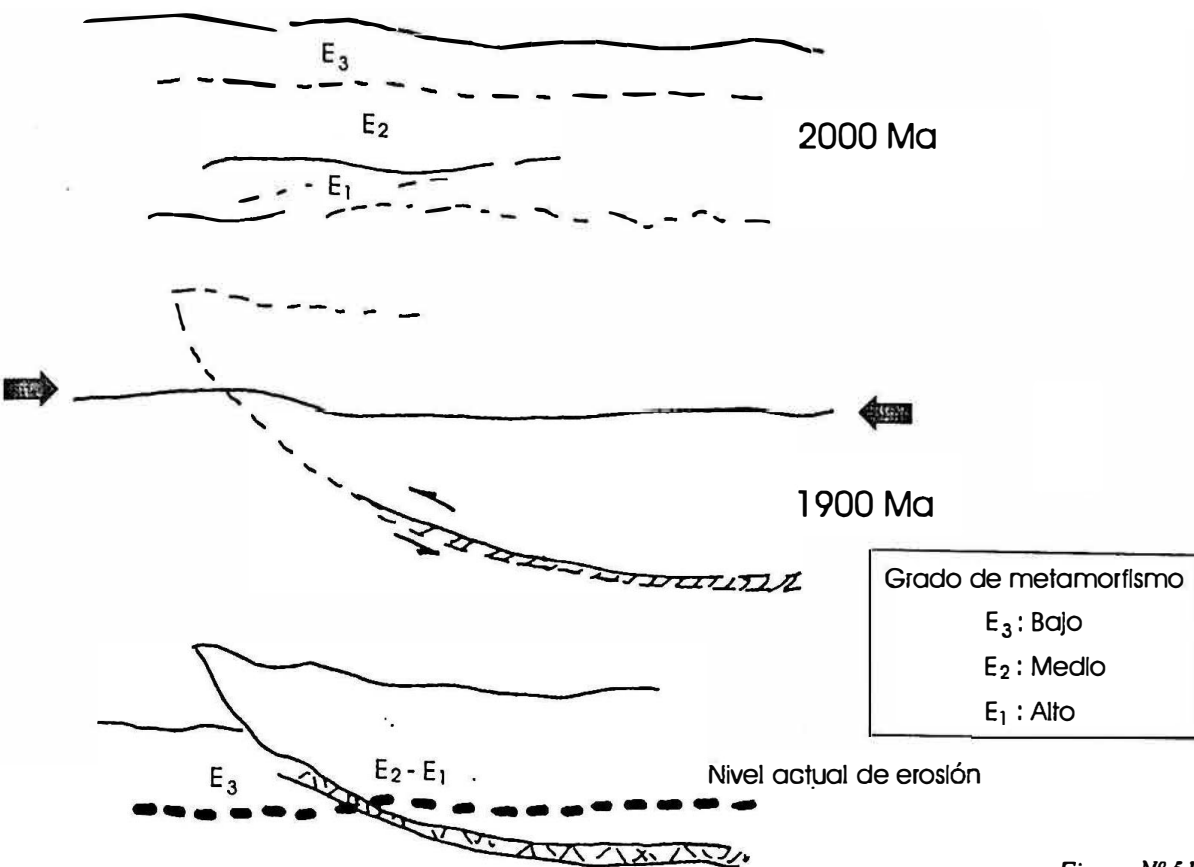


Figura N° 51

Conclusiones Parciales.

La conclusión más importante sobre los procesos ocurridos durante el transamazoniano en Uruguay (2000 $\pm$ 100 Ma) en la faja granitizada Florida, resulta evidente a partir de los fenómenos descritos, que en niveles crustales inferiores aparecen granodioritas anatóxicas con aloctonicidad variable íntimamente ligadas a magma más básicos (generalmente dioríticos) presentando abundantes fenómenos de interpenetración como se puede observar en los macizos de Florida y Cerro Colorado. En niveles crustales menos profundos, el rango de fusión parcial es más reducido y resultan migmatitas asociadas a cuerpos o filones de gabro, que cuando se emplazaron sin grandes fracturas por encima, retuvieron el vapor de agua y formaron bajitas. Este fenómeno fue explicado con detalle para el gabro de Carreta Quemada en un capítulo previo.

En niveles crustales menos profundos, se inyectaron complejos gabro-graníticos (Guaycurú en los Dptos. de San José y Colonia), que según VILLAR y SEGAL (1990) debieron emplazarse a una presión mínima de

Kbar en el tope de la intrusión, equivalente a una profundidad mínima de 6.000 metros.

Otra conclusión importante es que la cabalgadura de 1900 Ma modifica la extensión de esta faja granitizada a favor del magmatismo eo-proterozoico vinculado genéticamente a los cinturones metamórficos arqueanos. Aunque todavía no está totalmente definido el trazado del nuevo límite en toda la extensión del Terreno Piedra Alta, los ejemplos locales y regionales presentados son argumento suficiente para soportar esta conclusión.

Dentro de la faja granitizada Florida aparecen serias posibilidades de resolver uno de los problemas planteados como fundamentales por BOSSI et al. (1993), que es diferenciar entre los macizos de rocas granitoideas que hayan hecho intrusión en un zócalo preexistente y los materiales gneissoides integrantes de ese zócalo. El hallazgo y cartografía de la cabalgadura arriba descrita representa un progreso sensible para separar ambas categorías de granitoideas.

FAJA GRANITIZADA SAN JOSE

Esta faja en la que dominan granodioritas y migmatitas fue así denominada por BOSSI y NAVARRO (1991) porque se desarrolla entre los cinturones San José y Montevideo y era por lo tanto conveniente diferenciarla de la faja Florida, aunque sea de naturaleza similar.

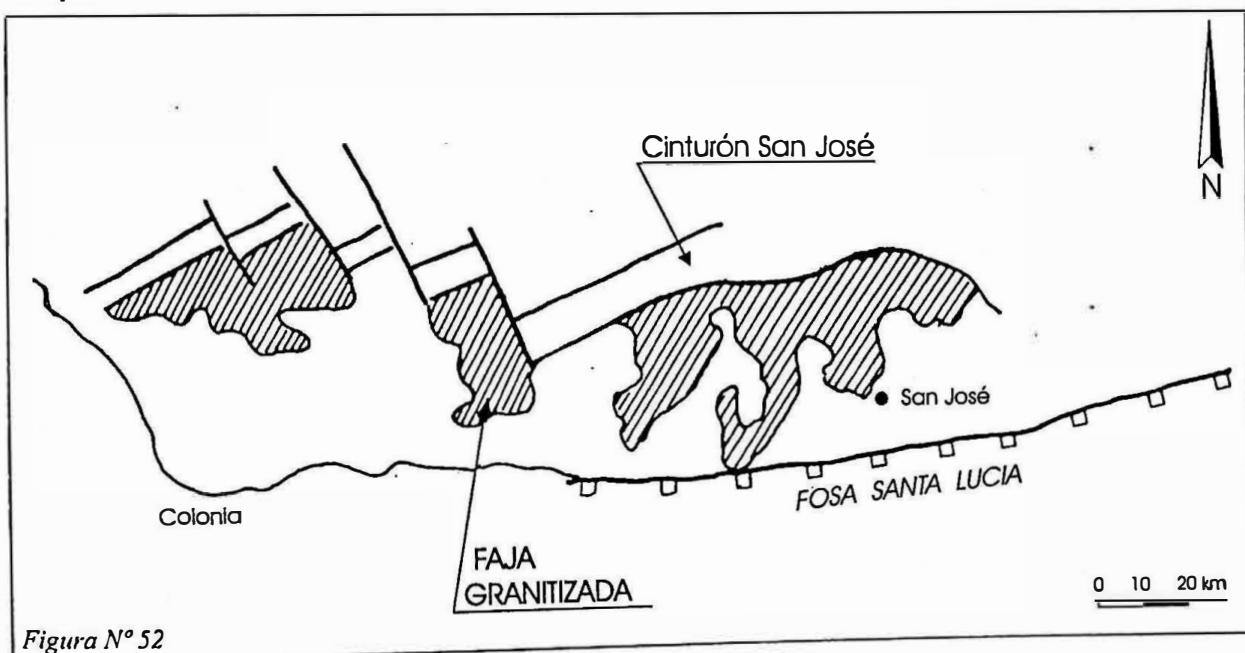
El área de afloramiento es relativamente limitada porque su mayor parte fue hundida por la fosa tectónica de Santa Lucía de edad mesozoica. Tanto en el sur del Dpto. de San José como en el norte del de Canelones, las rocas quedan ocultas bajo espesores enormes de sedimentos cretácicos y cenozoicos.

En las escasas áreas de afloramiento se ha podido reconocer la existencia de migmatitas y granodiorita de anatexis, tanto en el sur del Dpto. de Colonia, en los alrededores de Ecilda Paullier y de la ciudad de San José y en el Dpto. de Canelones al norte de la fm. Mosquitos, en la cantera de AFE de la localidad de Suárez y las enormes canteras de Bocas del Rosario en el Dpto. de Colonia.

En la figura N° 52 se presenta un esquema geológico de la distribución de esta faja granitizada con las litologías conocidas en algunas áreas específicas. En general dominan las migmatitas sobre las áreas completamente transformadas en granodioritas y también son relativamente abundantes, relictos de metamorfitos no afectados por la anatexis y sólo parcialmente migmatizados, conservando las propiedades originales.

Varias fajas miloníticas y ultramiloníticas paralelas afectan las rocas de esta unidad. Una de las más importantes tiene rumbo N70E, pasa por la propia ciudad de Colonia, y causó - o por lo menos tuvo incidencia - en la falla del labio norte de la fosa tectónica de Santa Lucía.

En el sur del Dpto. de Colonia, las canteras de la Boca del Riachuelo están excavadas en migmatitas extremadamente contorneadas, con proporciones importantes de los metamorfitos originales, principalmente anfibolitas.



La escasez de afloramientos dificulta además establecer las relaciones con las unidades tectono estratigráficas vecinas excepto la existencia de una posible cabalgadura hacia el sur sobre el cinturón Montevideo a lo largo del desarrollo de la fm. Mosquitos.

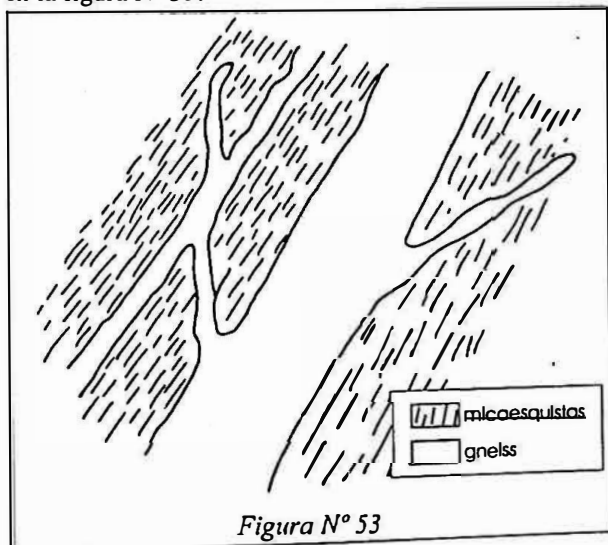
El bloque al SE del arroyo Riachuelo ya muestra algunas zonas homogeneizadas por anatexis, fenómeno que crece hacia el norte, donde por ejemplo, en los alrededores de la ciudad de Tarariras se desarrollan masas de granodiorita porfírica compuestas por

oligoclasa, cuarzo, biotita, hornblenda y microclina tardía en megacristales.

Una de las áreas mejor estudiadas de esta faja granitizada ha sido la cantera de AFE en la localidad de Suárez (Dpto. de Canelones) descrita por CORONEL y OYANTÇABAL (1988). Dichos autores describen la presencia de migmatitas heterogéneas con estructuras dictioníticas y estromáticas según la clasificación propuesta por MEHNERT (1971). Estas rocas de mezcla pasan gradualmente a gneisses o a rocas de naturaleza granítica compuestas por oligoclasa, microclina, cuarzo y biotita como minerales esenciales. Los accesorios son epidoto, apatito y esfero.

La edad de estas rocas fue medida en 2233 ± 107 Ma con $R_0 = 0,7020$ por método Rb/Sr en roca total. En los alrededores del pueblo González sobre la ruta nacional N° 23 en el Dpto. de San José se desarrolla un macizo de granodiorita algo deformada, con planaridad que muestran que han sido afectadas por fases tectónicas posteriores a su emplazamiento. Una edad absoluta obtenida por PRECIOZZI (1989) dio valores de 2176 ± 146 Ma con $R_0 = 0,7090$ por método Rb/Sr sobre roca total.

En esta faja granitizada se han observado algunos afloramientos que muestran claramente como el proceso de fusión parcial afecta las rocas de composición química adecuada y no produce transformaciones en rocas más refractarias. Un afloramiento al SW de Ismael Cortinas es especialmente favorable para explicar el fenómeno, mostrando que las capas gnéissicas se funden y envían filones atravesando las vecinas capas ricas en biotita y muscovita como se ve en la figura N° 53.



AREA CERROS OJOSMIN (L.A. FERRANDO)

El área de los alrededores de los cerros de Ojosmín, cuyos datos geológicos preliminares se exponen en las líneas que siguen, tiene una historia muy particular. No se conocen publicaciones que traten con algún grado de detalle la geología de la zona, por lo que cabe referirse como antecedentes sólo a los trabajos de síntesis. En la Carta Geológica del I.G.U. (1957) aparece asignada a las "rocas efusivas ácidas" de la Serie de Aiguá de edad Proterozoica inferior, en medio de una zona de "Basamento Cristalino" asignada al Arqueozoico. En CAORSI y GOÑI (1958) se propone el cambio de la unidad anterior por Serie de Lascano, pero no se hace mención a las rocas que acá afloran. Es de hacer notar que estos autores ya plantean algunas dudas sobre la edad de las mismas en el área tipo, a raíz de los trabajos de JONES (1956); lo que fue confirmado posteriormente y actualmente se corresponde con la formación Puerto Gómez de edad en el límite Jurásico - Cretácico.

En la Carta de BOSSI *et al.* (1975), como resultados de trabajos de fotointerpretación, aparece un granito tardi-postorogénico intruido un área de migmatitas, gneisses y metamorfitos profundos, asignados al Proterozoico inferior, sin que en la memoria se mencione el área. En la carta de DINAMIGE (1985) se mantiene el granito tardi-post tectónico, pero intruyendo en el contacto entre un área formada por rocas asignadas al "Complejo Basal y granitos diferenciados", pero flanqueado en el este por una zona de "vulcanitas de Ojosmín" según reza en las referencias, pero que no aparecen descriptas en la Memoria Explicativa que la acompaña, y en consecuencia se desconoce que litologías la integran.

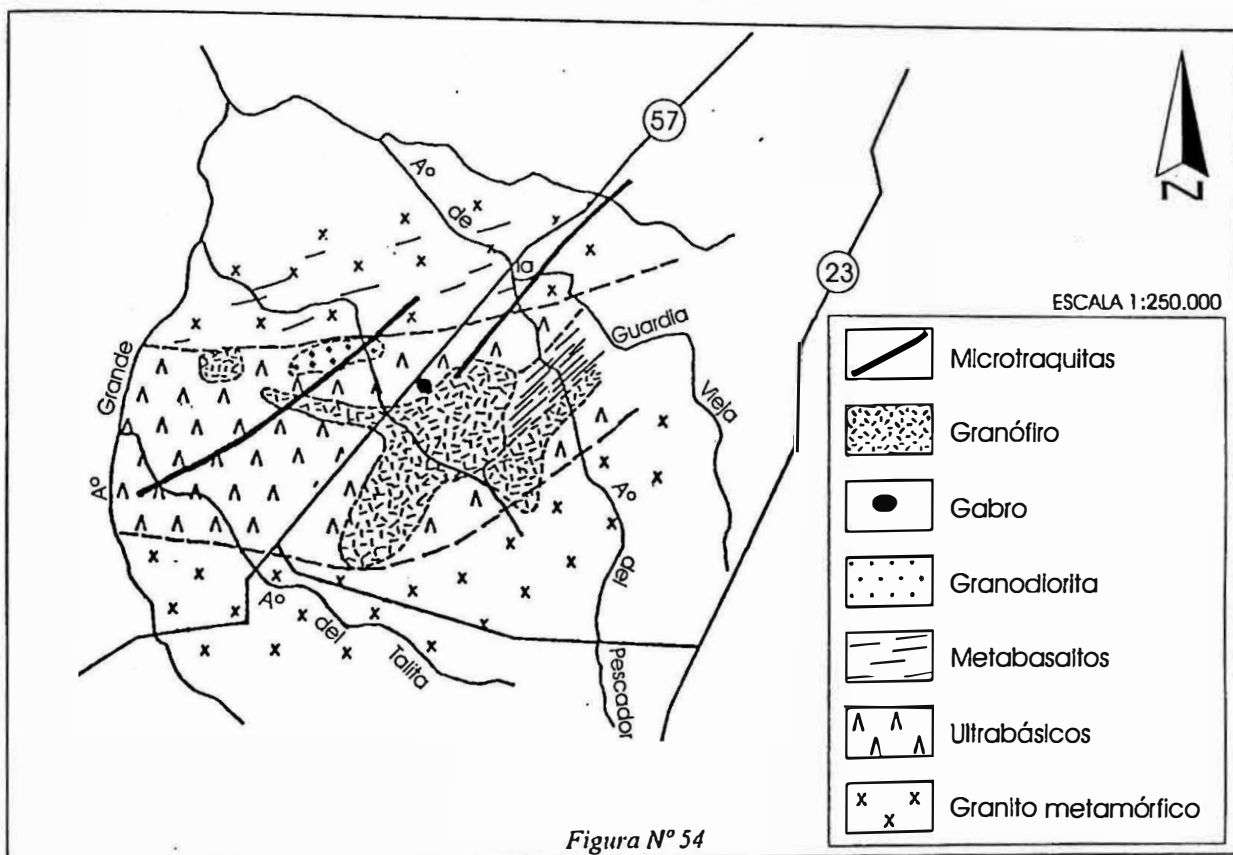
En consecuencia los elementos que siguen, en realidad, constituyen la primer referencia concreta al área en cuestión, en la literatura geológica uruguaya. Antes de entrar en detalles vale la pena consignar que se trata de datos preliminares, con varios problemas estratigráficos no resueltos por parte de la cobertura Cretácea superior y más jóvenes así como por el importante porcentaje de suelos que allí se desarrolla, que ha impedido observar fundamentalmente los contactos entre las distintas litologías.

La zona estudiada, groseramente queda limitada por el arroyo Grande en el oeste, el arroyo de la Guardia Vieja

por el norte, el arroyo del Pescador por el este; mientras que el borde sur está definido por un camino que une las rutas 23 y 57 sobre el SE y hacia el W por el arroyo Talita.

El área, según muestra el esquema geológico de la figura N° 54, se encuentra enmarcada por una zona de composición granítica, con recorte pegmatítico a borde difuso, sub vertical de rumbo N290-300, especialmente al norte de la misma; con litologías y estructuras que en principio son típicas del terreno Piedra Alta. La zona de mayor interés probablemente está enmarcada por fallas, la NW probablemente de rumbo N50-70E y la SE de posición aún muy incierta.

Hacia el SE comenzaría una intercalación con rocas metamórficas derivadas de lavas de composición basáltica, bastante bien desarrollada en el NE del área estudiada. Se trata de litologías de textura nematoblásticas, con esquistosidad meida a baja, color verde y macroscópicamente formadas por plagioclasa y hornblenda, ocasionalmente acompañados por pirita y magnetita. Presentan una estructura dominante NE, aunque deformada por los esfuerzos tectónicos posteriores; los buzamientos son siempre prácticamente verticales. No se han observado niveles vacuolares ni estructuras pillow; aunque algunos afloramientos sin confirmación petrográfica, se han definido como tufos básicos.



Desde el área granítica con pegmatitas en el NW hacia el SE se pasa a una amplia zona en la que se desarrollan rocas ultrabásicas, en general muy poco esquistosas, de grano medio, color verde oscuro, y de probable composición piroxenítica dado el amplio dominio de tremolita en las mismas. Estas rocas muestran una composición macroscópica muy homogénea y una potencia que podría superar los 3 km, si no hay plegamientos o fallas en la misma.

Hasta el presente en la zona no se han definido ni rocas metamórficas derivadas de lavas ácidas ni de litologías sedimentarias, pero dado que en varias zonas aún no se definieron los bordes de la estructura, no se descarta su posible existencia.

En lo que hace a las fases intrusivas, la situación es igualmente compleja, se han definido cuatro etapas, con rocas totalmente diferentes y sólo se tiene la certeza de

cuales son las últimas, por lo que la secuencia del orden de la descripción es casi casuístico.

Aparentemente en la zona del contacto NW de los granitos con los ultrabásicos, se han encontrado varios afloramientos de una roca isótropa equigranular de grano medio y composición granodiorítica a biotita, eventualmente con algo de hornblenda, y a magnetita. Los afloramientos no constituyen un macizo como normalmente se presentan estas rocas, ni tienen expresión fotogeológica, ya que aparecen como bochas aisladas; en consecuencia se supone que nos encontramos en el techo de la intrusión.

Sobre la ruta 57 a la altura del Km 33, se observa un muy buen afloramiento de un gabro de grano fino a medio, con cristales automorfos de hornblenda. Se han encontrado unos pocos afloramientos de estas litologías, pero sin poder definir un área única de afloramiento. Tampoco se han visto sus bordes y de acuerdo a la cartografía parece intruir las rocas ultrabásicas.

El evento mejor caracterizado es el que determinan el cerro Ojosmín, que están constituidos por una roca cuyo tamaño de grano varía desde afanítico a fino, definiendo tanto texturas porfíricas como equigranulares. Los fenocristales son de cuarzo y feldespatos potásico y la roca como accesorio presenta siempre magnetita en cantidades significativas. Se trataría de por lo menos cuatro cuerpos de estas rocas; los dos más importantes estarían yuxtapuestos y conformarían los dos cerros ya mencionados, hay otro cuerpo en el NW de la zona y finalmente otro pequeño en el este; en el área es frecuente además encontrar filones de estas litologías, cartográficamente desvinculados de los macizos. Se trata de cuerpos claramente intrusivos en los granitos y en los ortometamorfitos, pero no se tiene la certeza de su relación estratigráfica con el gabro, aunque parece posterior a él, y la granodiorita. Con esta última roca se presume alguna relación genética dado el carácter magnético de ambas rocas.

El último evento intrusivo está constituido por un haz de filones muy esbeltos, en general submétricos y de más de 5 km de largo (el mayor), predominantemente N45E aunque con frecuentes variaciones de rumbo o flexuras, incluso autorecortes. Litológicamente se definen como formados por una roca granuda de grano fino a afaníticas, frecuentemente porfíricas, de un color anaranjado a rojizo muy típico. Los fenocristales son de feldespato potásico y nunca se les ha observado cuarzo,

por lo que se las define como microtraquitas o pórfidos traquíticos, eventualmente como microsienitas.

Los primeros datos petrográficos indican que la roca que estamos describiendo varía entre dos extremos; uno formado por una litología masiva de textura granogáfica localmente porfírica, con 29% de cuarzo, 33% de microclina, 19% de hornblenda y 13% de andesina, con epidoto, biotita, zircón y allanita como accesorios principales. La otra litología es también masiva de grano hasta medio, con textura hipidiomórfica granular y granofírica formada por 30% de cuarzo, 31% de microclina y 24% de oligoclasa, con epidoto, biotita y titanita como accesorios. Según las observaciones de campo, la hipótesis de trabajo es que existen todos los términos intermedios entre ambos grupos.

Se trata de un evento hasta ahora no registrado en nuestra evolución geológica, que recorta todas las litologías anteriormente descritas, emplazado en o durante un evento en que las rocas del área estaba en una fase plástica, dada las abundantes flexuras que presentan; e inyectados en dirección general NE.

En conclusión, en el área de los cerros de Ojosmín, parece que se desarrolla un trozo de otro cinturón metamórfico con su cortejo de intrusiones posteriores, distinto a los ya conocidos, ya que por su ubicación geográfica no parece razonable asimilarlo ni a la formación Arroyo Grande ni a Paso Severino; a pesar de que la información disponible hasta el momento es absolutamente insuficiente para caracterizarlo desde todo punto de vista.

De todos modos resulta tentador, por no decir además necesario, establecer alguna hipótesis de trabajo al respecto. Los cerros Ojosmín fotogeológicamente son absolutamente idénticos a los cerros de San Juan, estando constituidos ambos conjuntos de cerros por rocas granofíricas. La geología de esta última zona tradicionalmente se asignó a lo que actualmente estamos denominando formación Paso Severino (IGU, 1957; BOSSI et al., 1975, por ejemplo); sin embargo en DINAMIGE (1985) sin que aparezca justificación alguna de su separación, se define una formación Cerros de San Juan. Los autores posteriores: BOSSI y NAVARRO (1988), BOSSI et al. (1993) ni la consideran ni la discuten.

Los metamorfitos del área de los Cerros de San Juan, presentan algunas diferencias con los de Paso Severino (y a su vez similitudes con Ojosmín): litológicamente

presentan cierta abundancia de rocas ultrabásicas y de granófiros. Por otra parte, la estructura regional que presentan estas rocas, N45E aproximadamente, hace que la teórica continuación de la misma hacia esa dirección, pase llamativamente por el área de Ojosmn.

Este supuesto a su vez genera varios otros problemas, por un lado supone un límite occidental para el Terreno Piedra Alta y por otra parte haría aparecer otra zona granitizada en el oeste de Uruguay (Colonia, Soriano y

eventualmente Flores); un área a su vez difícil de caracterizar por la cobertura sedimentaria Cretácea superior y Cenozoica que posee.

De todas formas si esta primer hipótesis es rechazada, deberá plantearse otra que justifique la existencia del complejo de rocas informado, que parece echar por tierra todos los modelos hasta ahora establecidos para el terreno Piedra Alta. A su vez plantea la prioridad de estudiar algunas zonas para entender el significado tectónico estratigráfico de esta secuencia.

HAZ DE MICROGABROS FILONIANOS

Este es un episodio geológico de primera magnitud que se desarrolla exclusivamente en el terreno Piedra Alta. Se interrumpe bruscamente en la lineación Sarandí del Yí - Piriápolis donde experimenta una flexión del rumbo regional N60-70E a EW primero y luego a N60W. Este arqueamiento e interrupción del haz de filones fue lo que permitió descubrir la existencia de una enorme falla transcurrente dextral y separar los terrenos Piedra Alta y Nico Pérez.

Este haz de filones pudo ser cartografiado con gran detalle a escala 1/100.000 en una superficie de 30.000 km² gracias al apoyo del Centro Internacional de Investigación para el Desarrollo (CIID) en Canadá y los resultados fueron expuestos extensamente por BOSSI y CAMPAL (1991). En la figura N° 55 se reproduce la carta geológica construida en ese programa para dar idea exacta de la densidad y distribución regional de estos cuerpos filonianos.

El haz está integrado por miles de diques subparalelos con potencia media de 20 metros (entre 10 y 30) y una longitud individual siempre superior a 1000 metros. Las paredes son planas, paralelas y subverticales indicando que su inyección se produjo en una encajante totalmente rígida.

La distribución espacial relativamente homogénea y la potencia de los diques, permiten estimar una tasa de extensión entre 1 y 2% asociada al episodio intrusivo. A pesar de la marcada constancia de las características geométricas y del aspecto macroscópico de las rocas, BOSSI y CAMPAL (1991) distinguen dos grandes grupos, tanto por criterios petrográficos como geoquímicos.

En ambos grupos, los minerales esenciales son plagioclasa y clinopiroxeno; el accesorio fundamental es un intercrecimiento gráfico cuarzo-feldespático; escaso anfíbol, biotita, apatito y opacos completan la mineralogía de la roca.

La textura es siempre subofítica con varillas de plagioclasa y piroxenos globulares. El tamaño de grano varía entre 0,1 y 1,0 mm para la longitud de las plagioclasas, en estrecha correlación con el ancho del filón.

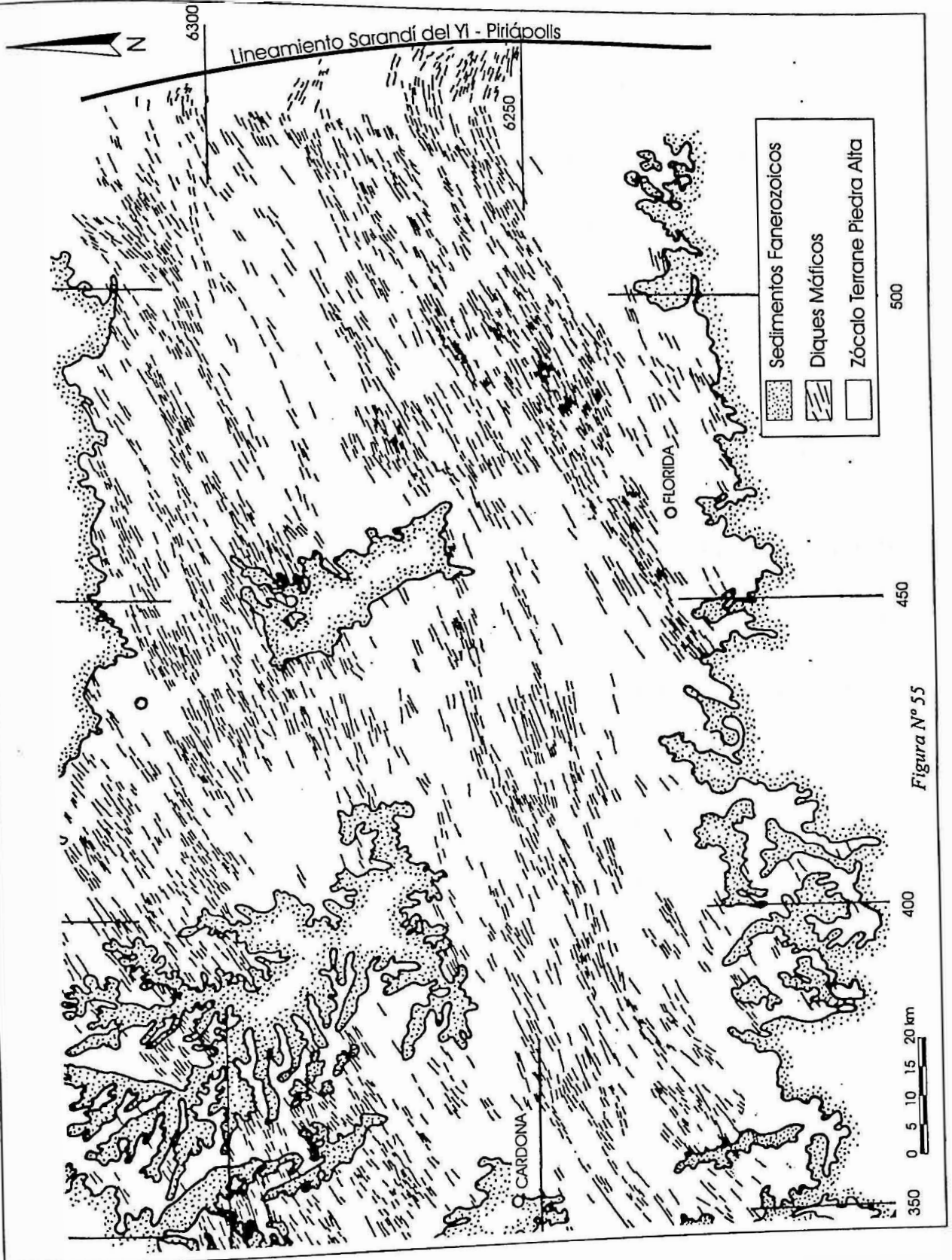
La separación en dos grupos surgió por criterios geoquímicos y petrográficos. BOSSI et al. (1990) demuestran que las rocas estudiadas pertenecen a dos grupos netamente diferenciables: andesitas y andesi-basaltos.

En el diagrama R1-R2 de DE LA ROCHE et al. (1980) que se expone en la Figura N° 56 se muestra la distribución de los valores obtenidos.

La mayoría de los discriminantes geoquímicos se mostraron aptos para diferenciar ambos grupos, pero se optó por el contenido en titanio por el significado que este elemento tiene en la petrología de los magmas básicos (PICCIRILLO y MELFI, 1988).

CAMPAL y GARAT (1990) mediante estudio petrográfico cuantitativo encuentran una estrecha correlación entre los grupos de alto y bajo titanio y los resultantes de la clasificación petrográfica modal.

Las características diferenciales de ambos grupos se exponen en el cuadro adjunto:



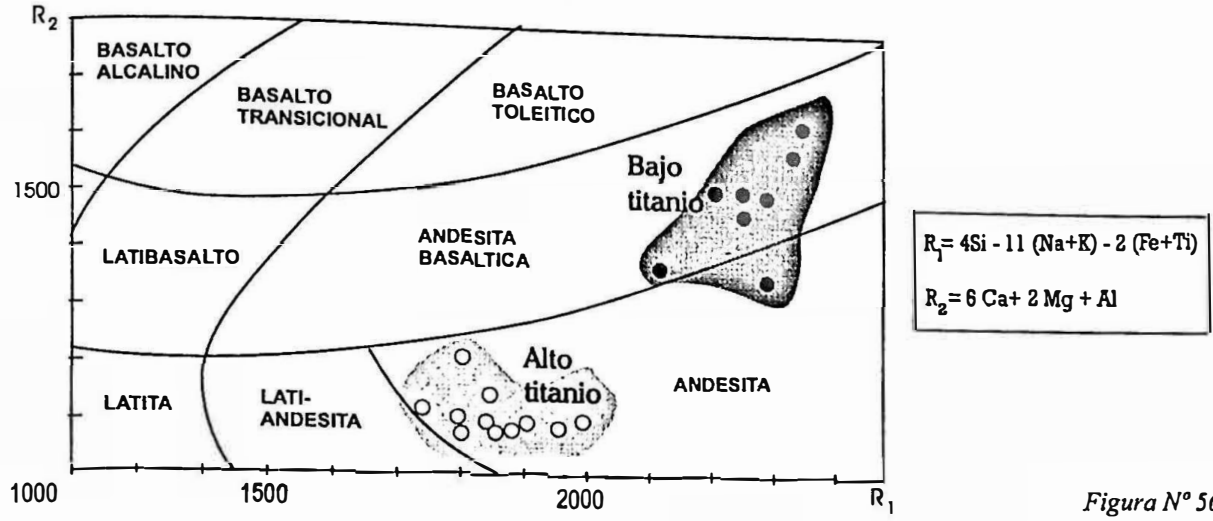


Figura N° 56

Criterio utilizado	(A) Grupo de Alto Titanio	(B) Grupo de bajo Titanio
Núcleo de plagioclasa	An ₄₂₋₅₀	An ₅₂₋₆₄
% plagioclasa	35 - 42	47 - 56
% micropegmatita	15 - 26	2 - 10
% opacos	5 - 10	2 - 5
Forma de los opacos	automorfos	esqueléticos
Tipo de opacos	magnetita-ilmenita	ilmenita
Ortopiroxeno	nunca	puede existir

Los filones de este haz fueron difíciles de datar por método K/Ar convencional. Las primeras determinaciones dieron valores muy erráticos entre 1400 y 1600 millones de años (UMPIERRE, 1974; GOMEZ RIFAS, 1988). Recientes determinaciones de Ar^{39}/Ar^{40} (RENNE, P., com.pers.) y medidas K/Ar en biotita de la encajante contra el contacto (TEXEIRA, W. in BOSSI et al. 1991) permiten ahora asegurar una edad de cristalización de 1786 ± 2 Ma. La naturaleza y disposición de las rocas descritas permiten inferir el desarrollo de un episodio distensivo de gran envergadura ocurrido durante el Estateriano y asociado al proceso de cratonización del terreno Piedra Alta.

En la figura N° 57 se exponen las características petrográficas más salientes que identifican al microscopio en luz natural a cada uno de los dos grupos.

Es probable que el adelgazamiento crustal y espasamiento litosférico referido por INTROCASO y HUERTA (1982) se asocie precisamente a este episodio distensivo.

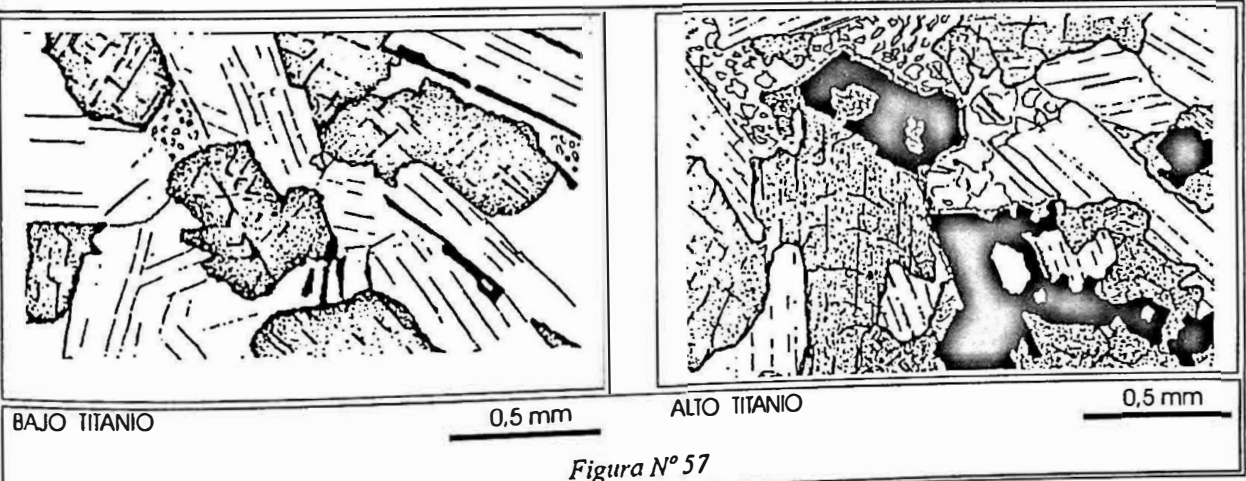


Figura N° 57

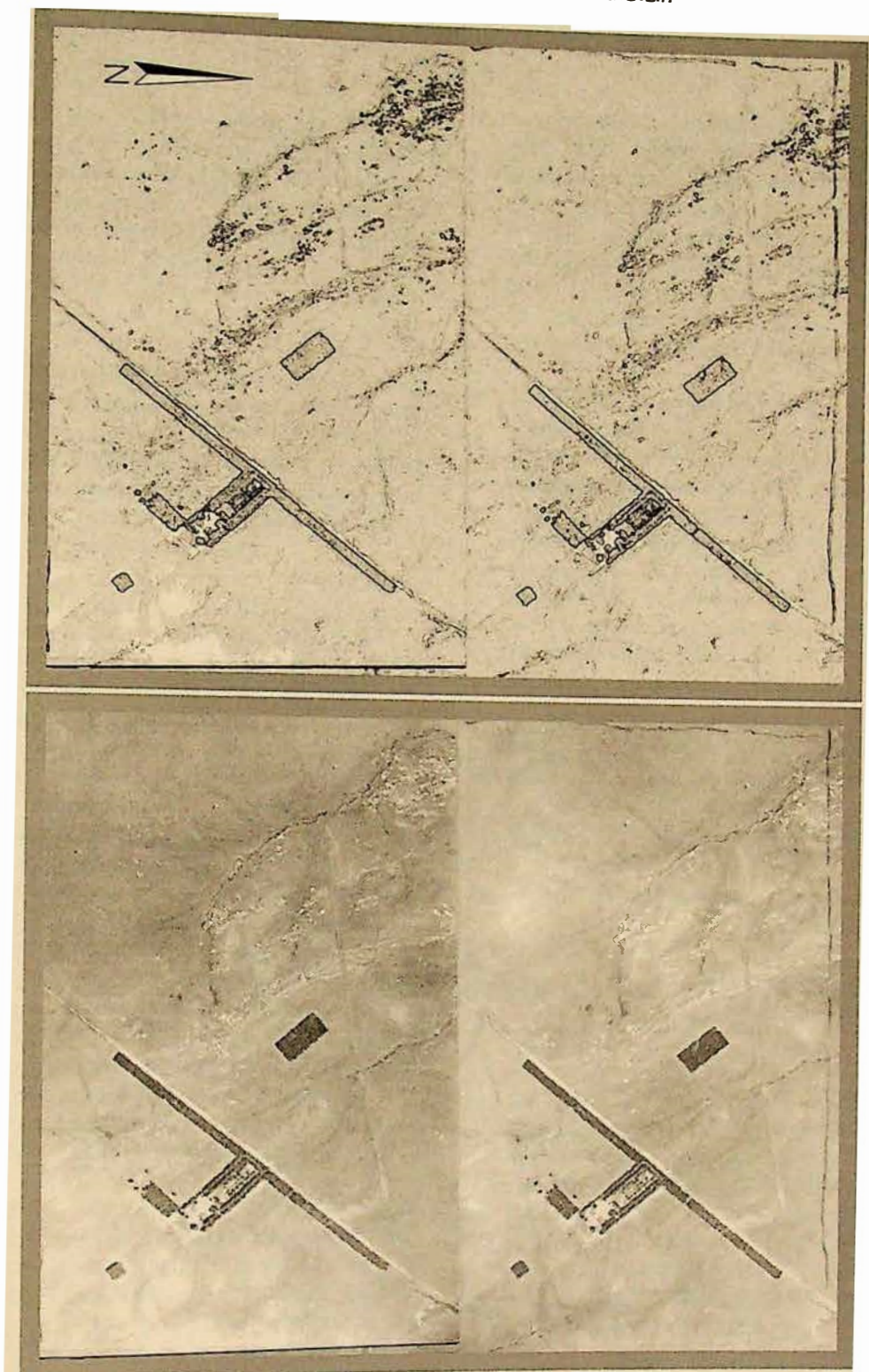


Foto aérea a escala 1:20.000 adaptada para visión estereoscópica de cornisa subhorizontal de granito "S".

Arriba: imagen procesada mediante técnica de "buscar bordes"

Abajo: imagen original escaneada.

0

0.5

1 Km

CONCLUSIONES GENERALES.

La recopilación de gran cantidad de trabajos publicados e inéditos y los relevamientos realizados específicamente para soportar el Taller de correlación tectono-estratigráfica entre el terreno Piedra Alta (Uruguay) y Tandilia (Argentina), han permitido extraer algunas conclusiones fundamentales sobre las características del terreno Piedra Alta, que se pasan a detallar.

- ❖ Quedó definitivamente comprobado que el límite oriental representado por la enorme transcurrencia Sarandí del Yí - Piriápolis, separa dos unidades de características litológicas, estructurales, tectónicas y geocronológicas completamente diferentes. Ello soporta la terminología propuesta por BOSSI et al. (1993) para el terreno Piedra Alta.
- ❖ Se mantiene la gran división de FERRANDO y FERNANDEZ (1971) en 3 fajas metamórficas separadas por extensas áreas granito-gneissicas con abundantes migmatitas, pero se realizaron significativos progresos sobre edades y orígenes de las cinturas metamórficas así como sobre su relación con las denominadas fajas granitizadas por BOSSI y NAVARRO (1991).
- ❖ Se confirmaron las 3 fases tectónicas planteadas por CAMPAL (1990) con una primera fase plástica simultánea al metamorfismo generando planos axiales N70E verticales y pliegues apretados, una segunda fase rígida provocando milonitización y cabalgaduras y una tercera fase plástica generando pliegues de plano axial NW de gran radio de curvatura. Un paso importante ha sido datar dichas fases tectónicas que se estiman en 2500, 2100 y 2000 Ma respectivamente.
- ❖ Se descubrió una nueva fase tectónica rígida provocando extensos desplazamientos de escamas en una cabalgadura regional dentro de la faja granitizada Florida, que se ubica en una edad de alrededor de 1900 Ma. Esta cabalgadura es conocida por ahora en forma fragmentaria, pero es altamente probable que haya operado generando desplazamientos a escala continental hacia el final del desarrollo del evento tectónico-térmico transamazoniano.

- ❖ Los cinturones metamórficos de Arroyo Grande, San José y Montevideo están integrados por formaciones metamórficas de grado variable desde muy bajo a medio, como había sido descrito en trabajos previos, pero en otros nuevos relevamientos se encontró que el magmatismo plutónico post-orogénico ocupa áreas mucho mayores que la de los propios metamorfitos. Este caso es especialmente significativo en el cinturón San José.
- ❖ La verificación de este enorme plutonismo en cada cintura conduce a la conveniencia de proponer separar dos unidades en cada una: una formación metamórfica resultante del metamorfismo de paquetes volcano-sedimentarios y uno o más complejos plutónicos genética y geoméricamente vinculados. Se propone así mantener las formaciones meta-vulcano-sedimentarias de los autores anteriores. El esquema quedaría entonces en los términos que se exponen en el cuadro adjunto.

Cinturón	Formación	Complejos
plutónicos		
Arroyo Grande	Arroyo Grande	Márincho y otros
San José	Paso Severino	Carreta Quemada, Isla Mala y otros
Montevideo	Montevideo	Soca, Punta Colorada y otros

- ❖ El presente relevamiento permitió mejorar significativamente el conocimiento de las rocas ígneas básicas de este bloque precámbrico, uniendo esfuerzos del proyecto CSIC "Rocas Básicas del Uruguay" con el presente Taller, por la importancia enorme que ambos temas encierran para la Geología Aplicada en el Uruguay. Hoy es posible reconocer la siguiente secuencia, de las más antiguas a las más modernas:
- ⇒ más de 2500 Ma: enormes derrames submarinos poco profundos de rocas basálticas y gabros asociados esporádicamente a rocas ultrabásicas en los cinturones metamórficos; este magmatismo

básico sufrió metamorfismo posterior que lo transformó en metabasaltos, prasinitas, esquistos actinolíticos o anfibolitas según los casos.

- ⇒ 2500 Ma: pequeños cuerpos de gabro hornbléndico (Carreta Quemada) integrantes de una raíz de arco volcánico, asociados principalmente a tonalitas y granodioritas equigranulares.
- ⇒ 2000 ± 100 Ma: importantes intrusiones de gabro en zonas corticales profundas generando migmatización y anatexis; en áreas supracrustales se inyectan gabros estratificados asociados a granitos. Ninguna de estas rocas tiene indicios de metamorfismo importante.
- ⇒ 1800 Ma: importante haz de diques verticales de 10 a 30 m de potencia de rumbo general N70E, separados entre sí alrededor de 700 m en promedio (BOSSI y CAMPAL, 1991).
- ❖ La nueva información recogida permite plantear un esquema evolutivo muy diferente de todos los enfoques anteriores. Hasta ahora se consideraba que tanto los cinturones metamórficos como las fajas granitizadas se habrían estructurado en el ciclo Transamazónico de alrededor de 2000 Ma

Las escasas determinaciones geocronológicas recientes permiten suponer con poco margen de error que las cinturas metamórficas son arqueanas (MUTTI *et al.*, 1996; BOSSI *et al.*, 1996) y que los complejos granito-gnéissicos entre ellos, fueron formados (o mejor refundidos) durante el Transamazónico.

Ya BOSSI *et al.* (1993) planteaban que no se habían reconocido hasta la fecha rocas supracrustales de edad transamazónica dentro del Terreno Piedra Alta y hoy aparece como una posibilidad concreta el hecho de que no se formaron cuencas volcano-sedimentarias en el período 2100 - 1900 Ma

Las edades recopiladas por BOSSI *et al.* (1993) muestran dominios arqueanos y transamazónicos. Los granitoides pre-transamazónicos poseen edades geocronológicas con mucho error, apoyando la idea de un proceso de refusión de rocas más antiguas durante ese período. Los valores planteados por los autores referidos se muestran en la figura N° 58

La totalidad de la información permite soportar un modelo en el cual existió una intensa actividad metamórfica durante el arqueano, formándose rocas de todos los grados de metamorfismo, con desarrollo de arcos magmáticos y posibles procesos colisionales entre pequeños bloques continentales.

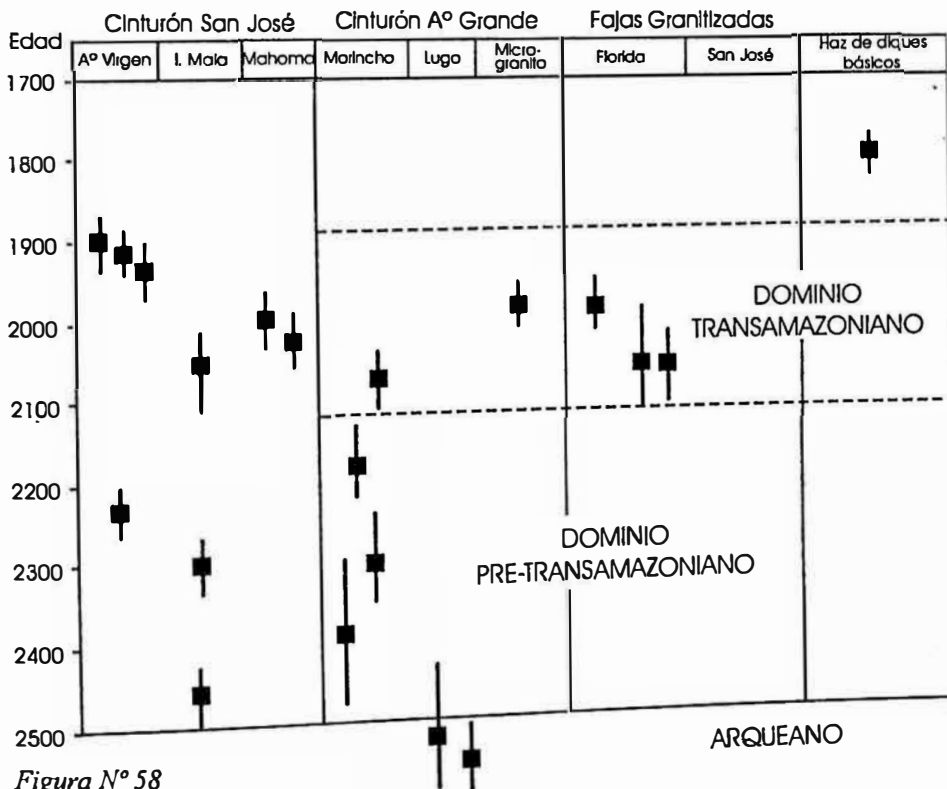


Figura N° 58

Hacia 2000 Ma se produce un gran bloque continental que impide o dificulta la expulsión de calor y las isoterms ascienden permitiendo intrusiones de gabros y fusiones más o menos generalizadas de los metamorfitos profundos pre-existentes. Se forman así extensas áreas de migmatitas y donde la composición química, temperatura, presión y contenido en vapor de agua lo permite, se funden grandes masas que luego recrystalizan como granodioritas porfíricas con megacrystales de feldespato potásico.

Hacia 1900 Ma se producen en Uruguay grandes esfuerzos compresivos generados por colisiones o apertura oceánica ubicados lejos de nuestro subsuelo, pero que generaron las posibilidades de ascensos de cuerpos granitizados hasta los mismos niveles topográficos que las rocas supracrustales poco metamorfizadas.

La evolución sugerida para el Terreno Piedra Alta a partir de los trabajos de este Taller de Correlación, es la que se muestra gráficamente en la figura N° 59.

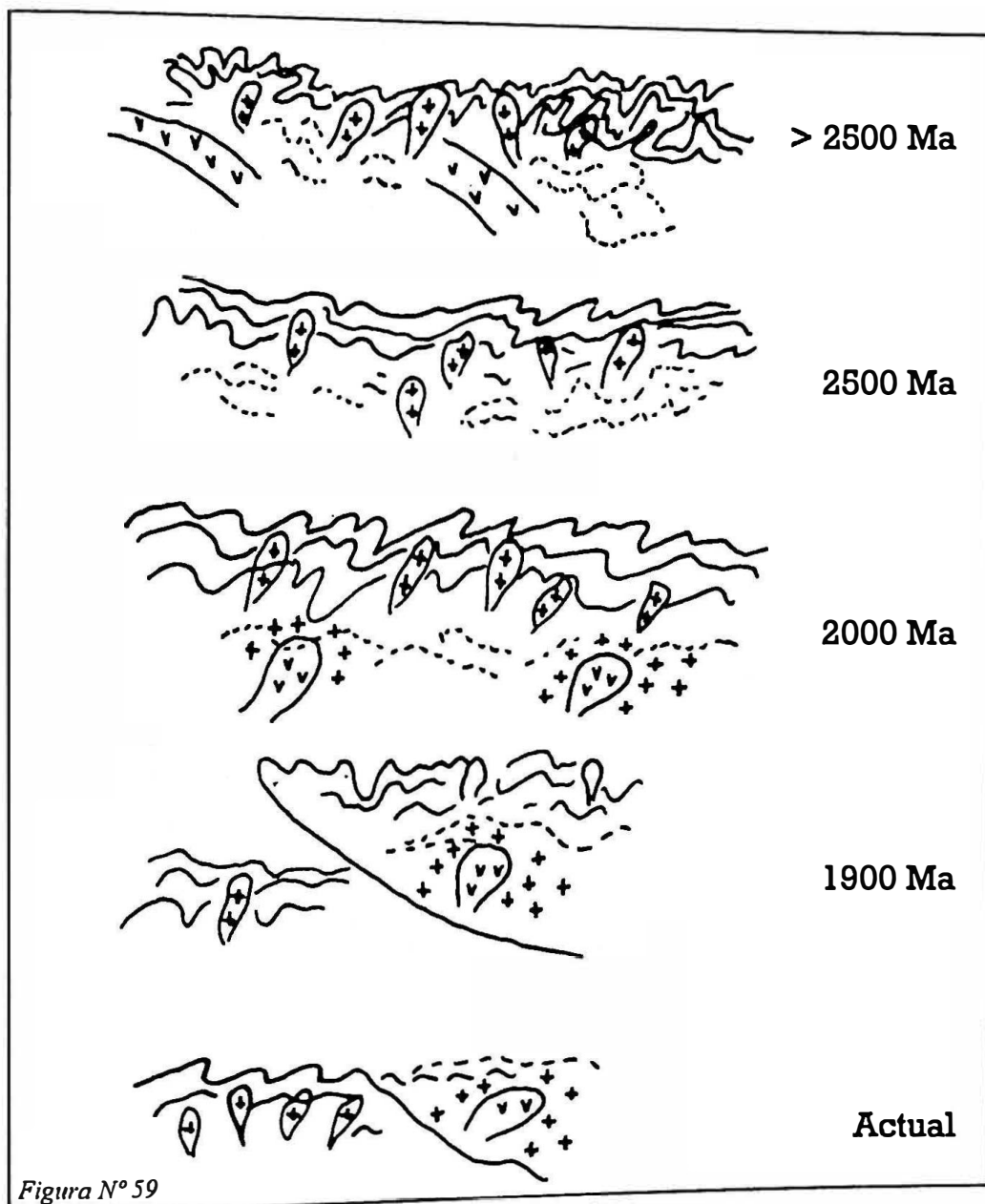


Figura N° 59

BIBLIOGRAFIA

ALMEIDA, F.F.M. DE (1971). Geochronological division of the Precambrian of the South America. *rev. Bras. Geol.* 1(1):13-21.

ANDREIS, R. & M. MAZZONI (1967). Sedimentología de las formaciones Kiyú y San José. *Rev. Mus. La Plata, geol.*: 4:41-91. Argentina.

ANHAUESSER C.R.(1981). The relation of mineral deposits to early crutal evolution. En: Skinner, B.J. (Ed.) Seventy-Fifth Anniversary Volume, *Economic Geology*: 42-62, New Haven.

BARNES S.J., J.F.COUTURE, E.W. SAWYER y C. BOUCHAIB (1993). Nickel-copper occurrences in the Belleterre-Angeliers Belt of the Pontiac Subprovince and the use of Cu-Pd ratios in interpreting platinum-group element distributions. *Economic Geology*, 88 (6): 1402-1428.

BATCHELOR, R.A. & P. BOWDEN (1985). Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.* 48:43-45.

BENDER, J. F.; HANSON, G. N. & BENCE, A. E. (1982). The Cortland complex: evidence for large-scale liquid immiscibility involving granodiorite and diorite magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 58: 330-344. (Ed. Elsevier), Amsterdam.

BOSSI, J. & CAMPAL, N. (1991). Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico Inferior en Uruguay. In: *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. (Eds. J.G. Gutierrez Marco, J. Saavedra & I. Rábano), pp 343-356. Univ. de Extremadura.

BOSSI, J. (1978). Recursos Minerales del Uruguay. (Ed. Aljanati). Montevideo.

BOSSI, J. (1983). Breve reseña sobre el conocimiento geológico del escudo Predevoniano en Uruguay (Sud Am(érica). *Zbl. Geol. Palön.* 1(3-4):417-429.

BOSSI, J. & N. CAMPAL (1991). Granitos negros filonianos del Uruguay: Resultados de las investigaciones. Ed. Fac. Agronomía. Montevideo.

BOSSI, J.; CAMPAL, N.; CIVETTA, L.; DEMARCHI, G.; GIRARDI, V.A.V.; MAZZUCHELLI, M.; PICIRILLO, M.; RIVALENTI, G.; SINIGOI, S.; TEXEIRA, W. & A.R. FRAGOSO-CESAR (1990). Petrological and geochronological aspects of the Precambrian mafic dikes swarm from Uruguay. *II International Dyke Swarm Symp.* Adelaide, Australia.

BOSSI, J.; FERNANDEZ, L. & G. ELIZALDE (1965). Predevoniano del Uruguay. *Bol. Fac. Agronomía* N° 78. Montevideo.

BOSSI, J.; FERRANDO, L.; FERNANDEZ, N.; ELIZALDE, G.; MORALES, H.; LEDESMA, J.J.; CARBALLO, E.; MEDINA, E.; FORD, I. & J. MONTAÑA (1975). Carta Geológica del Uruguay a escala 1:1.000.000. Ed de los autores. Montevideo.

BOSSI, J. & R. NAVARRO. (1991). Geología del Uruguay. (Departamento de Publicaciones, Universidad de la República), 453 pp. Montevideo.

BOSSI, J.; PRECIOZZI, F. & CAMPAL, N. (1993). Predevoniano en el Uruguay - Tomo I: Terrane Piedra Alta. (Ed. DI.NA.MI.GE.), 76 pp. Montevideo.

BROOKS, C. & S.R. HART (1974). On the significance of Komatiite. *Geology*, 2: 107-110.

CAMPAL, N. (1990). Aportes al conocimiento de la Estratigrafía durante el Precámbrico Medio del Uruguay; *I Congr. Urug. Geól.* 1:65-69, Salto.

CAMPAL, N. & H. CHULEPIN (1990). Carta geológica del Uruguay a escala 1:100.000 - fotoplano Talita. DINAMIGE - Fac. Agronomía - FCEN. Montevideo.

CAMPAL, N.; CHULEPIN, H. & J. BOSSI (1991). III Intern. Symp. Mafic Dykes; excursion guide. Sao Paulo, Brasil.

CAMPAL, N. & I. GARAT (1990). Consecuencias petrológicas de las variaciones composicionales dentro del haz de filones máficos precambrianos del centro - sur del Uruguay: Proyecto IGCP 257, II Workshop "Diques máficos do Brasil". Sao Paulo, Brasil, pp. 99 - 109.

CAMPAL, N.; OYANTÇABAL, P.; BACHMANN, I. & G. GALMARINI (1988). La faja milonítica de los Cerros Mosquitos. *Acta I reunión Geol. Urug.*, pp. 101-103. Salto

CAMPAL, N. & D. PIÑEYRO (1989). Estiramiento cortical y su posible asociación con tectónica horizontal en fase rígida. *II Reunión Geotranssectas Am. Sur.*, pp. 68-71. Mar del Plata, Argentina.

CARDELINO, R. & L. FERRANDO (1969). Carta Geológica del Uruguay a escala 1:100.000 - sector XCVIII. Bol. N° 2. Dpto. Publ. Univ. Rpa. Montevideo.

CHULEPIN, H.; PEREZ, A. & M. CURBELO (1991). The Piedra Alta outcrop; *In* CAMPAL et al. (1991).

CINGOLANI, C.; BOSSI, J.; VARELA, R. & R. NAVARRO (1990). Nuevos datos geológicos y geocronológicos del macizo granítico de Cerro Colorado, Florida, Uruguay. *I Congr. Urug. Geol.* 1:101-105. Montevideo.

CONDIE, K.C. (1976). Plate Tectonics and Crustal Evolution. Pergamon Press, 288pp. New York.

CORONEL, N. & P. OYANTÇABAL (1988). Carta Geológica del Uruguay a escala 1:100.000 - fotoplano Pando. DINAMIGE - Fac. Agronomía - FCEN. Montevideo.

CORFU, F. (1993). The evolution of the southern Abitibi Greenstone Belt in light of precise U-Pb geochronology. *Economic Geology*, 88 (6): 1323-1341

DEBON, F. & P. LEFORT (1983). A chemical - mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edimb.* 73:135-149.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1964). Rock Forming Minerals - volume two. (Ed. Longmans). 435 pp. London.

De La ROCHE, H. (1976). Sur la contribution des données chimique a une systématique générale des roches ignées. *Sci. de la Terre*. Nancy, 23:17-35

De La ROCHE, H.; LETERRIER, P.; GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M. (1980). A clasifcation of volcanic and plutonics rocks using R1-R2 diagram in mayor elements analyses - It's relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29:183-210.

EVENSEN N.M., P.J.HAMILTON & R.K O'NIONS (1978). Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 42: 1199-1212

- FERNANDEZ, A.N. & F. PRECIOZZI (1974). La formación Arroyo Grande y los granitoides asociados. *An. XXVIII Cong. Bras. Geol.* 213-226. Sao Paulo, Brasil.
- FERRANDO, L. & A.N. FERNANDEZ (1971). Esquema tectónico estratigráfico del Predevoniano en el Uruguay. *An. XXV Cong. Bras. Geol.* 199-210. Sao Paulo, Brasil.
- FESELFELDT, K. (1988). Cooperación técnica Proyecto 84.2024.2 misión geofísica alemana, asesoramiento yacimientoológico a la Dirección Nacional de Minería y Geología.
- FRAGOSO CESAR, R.; R. MACHADO & C. GOMEZ RIFAS (1987). Observações sobre o cinturao Dom Feliciano no escudo Uruguaio e correlações com o escudo do Rio Grande do Sul; *Actas III Simp. Sul-Bras. Geol.* Curitiba.
- FYFE, W.S. (1978). Crustal evolution and metamorphic petrology. Ed: Fraser, J.A. and W.W. Heywood (Ed.) Metamorphism in Canadian Shield. *Geological Survey Canada Papers*, 78(10): 1-3.
- GARAT, I. (1991). Carta Geológica del Uruguay a escala 1/100.000 - Fotoplano "Guaycurú".- (DINAMIGE, Facultad de Agronomía, Facultad de Ciencias). Montevideo.
- GOODWIN, A.M. (1981). Archean plates and Greenstone Belts. En: Elsevier (Ed.) Precambrian Plate Tectonics: 105-135, Oxford.
- HART, S. (1966). Radiometric ages in Uruguay and Argentina and their implications concerning continental drift; *Geol. Soc. Am. Ann. Meeting*. S. Fco, USA.
- HERVE, F. & C. MPODOZIS (1991). Terrenos tectonoestratigráficos en evolución de los Andes Chilenos: Una revisión; *Comunicaciones* (41):67-72
- HESS, H.H. (1941). Pyroxenes of common mafic magmas, part II. *Am. Mineral.* 26:573
- HOFFMANN, A.W. (1988). Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. lett.*, 90:297-314.
- HUMPHRIS, S.S.E.; THOMPSON G.; SCHILLING J.C. & R.A. KINGSLEY (1985). Petrological and geochemical variations along the Mid Atlantic Ridge between 46°S and 32°S: Influence of the Tristan da Cunha mantle plume. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 49: 1111-1129.
- INTROCASSO, A. & E. HUERTA (1982). Interpretación del exceso de gravedad en Uruguay. *V Cong. Latinoam. Geol.* Actas IV:87-104. Argentina.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR W.Q. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rock. *Canadian Journal Earth Sciences*, 8: 523-548.
- JENSEN, L.S. (1976). A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. *Ontario Division Mines Miscellany Papers*, 66:1-22, Ontario.
- JOHANSEN, A. (1958). A descriptive petrography of the igneous rocks. (Ed: University of Chicago Press), 318 pp. Chicago.
- KRONER, A. (1981). Precambrian Plate Tectonics. Ed: Elsevier (Ed.) *Precambrian Plate Tectonics*:57-89, Oxford.

- MANIAR, V.P. & P.M. PICCIOLI (1989). Tectonic discrimination of granitoid. *Geol. Soc. Am. Bull.* 101:635-643.
- MARI, C.; COSTA, H.; INFANTOSI, E. & C. GONZALEZ (1990). Estudio regional en Sierra Mahoma, San José. *I Cong. Urug. Geol.*, 1:145-150, Montevideo-Uruguay.
- MASON, R. (1990). Petrology of the metamorphic rocks. Second Edition. (Ed. Unwin Hyman), 230 pp. London.
- MEDINA, E. & H. PIRELLI (1994). Carta geológica de los gabros de Mahoma y Mal Abrigo. *Actas XXXVIII Cong. Bras. Geol.* pp 52. Camboriú.
- MEHNERT, K.R. (1971). Migmatites and the origins of granite. Ed. Elsevier.
- MUTTI, D.; BOSSI, J.; DI MARCO, A. & D. PIÑEYRO. (1996). The Archean vulcano sedimentary San José Belt (Uruguay). *Symposium Archean Terranes of American Platform*, 26-27, Brasilia.
- OYANTÇABAL, P.; MEDINA, E. & J. SPOTURNO (1990). Geología y petrografía del stock de gabro del Arroyo Mahoma. *I Cong. Urug. Geol.*, 1:145-150, Montevideo.
- PEARCE, J.A. (1982). Trace element characteristics of lavas from destrutive plate boundaries. En: R.S. Thorpe (Ed.). *Andesites: orogenic andesites and related rocks*: 525-548, Chischester.
- PICCIRILLO, E.M. & A.J. MELFI (1988). The mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic and geophysical aspects. Ed. Univ. Sao Paulo, Brasil.
- PITCHER, W.S. & A.R. BERGER (1972). The geology of Donegal A study of granite emplacement and unroofing. pp. 135. Ed. J. Wiley Intern. NY.
- PRECIOZZI, F. (1989). Estudio geoquímico del complejo intrusivo de Isla Mala . *Contrib. Geol. Urug. N° 6*. DINAMIGE. Montevideo.
- PRECIOZZI, F. (1989-b). Aspectos petrográficos del complejo intrusivo de Arroyo Marincho y granodiorita de Arroyo Grande. *Ibid. N° 7*
- PRECIOZZI, F. (1989-c). Mineralogía y geoquímica del complejo intrusivo de Arroyo Marincho y granodiorita de Arroyo Grande. *Ibid. N° 8*
- PRECIOZZI, F. (1989-d). Estudio petrográfico y geoquímico del complejo intrusivo de Arroyo de la Virgen. *Ibid. N° 9*
- PRECIOZZI, F. (1993). Thesis, Universidad Quebec à Montreal Canadá.
- PRECIOZZI, F. (1993). Petrography and geochemistry of five granitic plutons from south-central Uruguay: Contribution to the Knowledge of the Piedra Alta Terrane.
- PRECIOZZI, F.; BOSSI, J. & H. MORALES (1991). The Uruguayan crystalline basement, *Global Geosciences Transect, Valparaiso-Chile Punta del Este-Uruguay*; Ed. C.M. Podozis

PRECIOZZI, F. & N. BOURNE (1992). Petrography and geochemistry of the A° de la Virgen and Isla Mala plutons, southern Uruguay, with a comment on tectonic implications for the transamazonian orogen. *Bull. South. Am. Geol.*

PRECIOZZI, F.; SPOTURNO, J.; HEINZEN, H. & P. ROSSI (1985). Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000: DI.NA.MI.GE. Montevideo.

RONCONI, N.; MEDINA, E.; SPOTURNO, J. & R. CARRION (1988). Explotación del Complejo Mahoma-Guaycurú. Dpto. de San José. *Acta I Reunión Geológica Uruguaya*. Salto.

SERRA, N. (1944). Memoria explicativa del mapa geológico del dpto. de Colonia. Inst. Geol. Urug. Bol. N° 31. Montevideo.

SILVA, M.G. (1992). O Greenstone Belt do Rio Itapicuru: Uma bacia do tipo back-arc fósil. *Rev sta Brasileira de Geociencias XXII* (2): 157-166.

STRECKEISSEN, A . (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.* 12:1-33.

SUN, S.S., & R.W. NESBIT (1978). Petrogenesis of Archean ultrabasic and basic volcanics evidence from rare earth elements. *Contribution Mineralogical Petrological*, 65: 301- 325.

TAYLOR,S.R. & S.M. Mc LENNAN (1986). The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, 310 pp. Oxford.

TERUGGI, M. E. (1980). La clasificación de las rocas ígneas. (Ed. ECAL). 34 pp. Buenos Aires.

TUCKER BARRIE, C.; LUDDEN J.N. & T.H. GREEN (1993). Geochemistry of volcanic rocks associated with Cu-Zn and Ni-Cu deposits in the Abitibi subprovince. *Economic Geology*, 88(6): 1341-1358.

UMPIERRE, M. & M. HALPERN (1971). Edades Rb-Sr del sur de la R. O. del Uruguay. *Rev. Asoc. Geol. Arg.* , 26: 133-155. Buenos Aires, Argentina.

VILJOEN, M.J. & R.P.VILJOEN (1969). Evidence for the existence of a mobile extrusive peridotite magma from the komati Formation of the Onverwact group. *Geological Society South Africa Special Publication 2*, Upper Mantle Project: 87-112.

VILLAR, L. & SEGAL, S. (1990). Caracterización petrológica y metalogénica del Complejo gábrico próximo a San José de Mayo, San José-Uruguay. *I Cong. Urug. Geol.*, 1:199-204, Montevideo.

WALTHER, K. (1935). La estructura geológica de los alrededores de Montevideo. *An. Mus. Ist. Nat.* Serie IV: (7). Montevideo

WALTHER, K. (1948). El basamento cristalino del departamento de Montevideo; *Bol. Inst. Geol.* (33). Montevideo.

WINDLEY, B.F. (1981). Precambrian rocks in the light of the plate tectonic concept. En: *Elvesier* (Ed.)Precambrian Plate Tectonic: 1-2, Oxford.

WINKLER, H.G.F. (1978). Petrogénesis de rocas metamórficas. Ed. Blume Madrid, 356 pp.

YODER, H. S. & TILLEY, C. E. (1962). Origin of basaltic magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrol.*, 3:342-532.

ADDENDA

CERRQS OJOSMIN

Los primeros datos petrográficos indican que la roca que estamos describiendo va ría entre dos extremos; uno formado por una litología masiva de textura granofílica localmente porfirítica, con 29% de cuarzo, 33% de microclina, 19% de hornblenda y 13% de andesina, con epidoto, biotita, zircón y allanita como accesorios principales. La otra litología es también masiva de grano hasta medio, con textura hipidiomórfica granular y epidoto, biotita y titanita como accesorios. Según las observaciones de campo, la hipótesis de trabajo es que existen todos los términos intermedios entre ambos grupos.

F. MONTEVIDEO.

Estudiando los gneises de Pajas Blancas, CHULEPIII (com.pers.,1996) describe sillimanita fibrosa, la que para formarse necesita alta presión y temperatura inferior a los 800 grados. La coexistencia en estas rocas de sillimanita y andalusita se puede dar cuando las condiciones de metamorfismo van cambiando las presiones y temperaturas en largo plazo (WINKLER, 1970) o en áreas que han experimentado dos o más eventos metamórficos.

A su vez en La Colorado afloran rocas en las que aparece una orientación de los minerales que evidencian esfuerzos tectónicos: cuarzo ondulado, kind bands en las biotitas y fracturación de los cristales. En esas fracturas recrystallizan cuarzo, biotita, epidoto, clinozolcita y muscovita.

Estas rocas presentan una composición granítica y sus características demuestran un origen ígneo que ha sufrido un evento tectonotérmico, que le confiere la referida orientación y en el cual se forman los minerales de segunda generación (microclina, epidoto y clinozolcita). Se concluye que el granito hace intrusión durante el evento metamórfico, lo que lleva a definirlos como granitos sinclinemáticos.

ERRATAS

Parágrafo 8: Hay un 12 fuera de lugar.

Parágrafo 9: Idem con un 62

Pag. 19 parágrafo 2b) Acá no hay argumentos para facies profundos.

Pag. 23 parágrafo 1 renglón 12: basitas???

Fig. 14 faltan referencias.

Pag. 25 Fig. 17 Faltan referencias. .

parágrafo 1: En A° Grande ya hay ultrabásicos y además aparecieron en Ojosmín.

Pag. 27 en PICSJ párrafo 3:

Es "Cerro horribléndico de Carreta Quemada" o "Complejo Carreta Quemada" como dice el título que sigue: uno de los dos está mal.

párrafo 3: La Fig. 3 no tiene "muchos otros plutones cartografiados" como se dice al final del mismo.

Pag. 35, párrafo 1: Ahora también es Fm. Paso Severino.

Pag. 39, párrafo 4, 2° renglón: es extensión en lugar de extrusión.

Pág. 44 párrafo 5, 2° renglón, es "fosa" en lugar de "fase"

Pag. 47. A mi juicio debería indicarse que incluye el Granito del Yf de Preclozzi (19..).

Pag. 50 párrafo 1, renglón 2: es Prado y no prado.

Pag. 52 párrafo 2, renglón 1: es "representan" en lugar de "representan".

párrafo 4, renglón 1: es "constituyen" en lugar de "constituyen"

Pág. 60 parágrafo 2, renglón 5: el 2 debe ir junto con Kbar.

Pág. 64: El parágrafo 5° debe ser el 4°

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue posible de realizar gracias al apoyo de la Comisión Sectorial de Investigación Científica de la Universidad de la República Oriental del Uruguay (CSIC), a la Facultad de Agronomía con su aporte de laboratorios y equipos y al CONICET de la República Argentina que brindó apoyo en varias oportunidades de trabajos conjuntos previos y simultáneos a esta investigación.

También contribuyeron la Universidad de Buenos Aires y el Centro de Investigaciones Geológicas de la Universidad de La Plata, así como el Prof. Julio Saavedra de la Universidad de Salamanca - España.

Al grupo de trabajo Uruguayo es necesario agragar la valiosa colaboración de Carmen Olveira en el diseño y confección de dibujos y a Alejandra Piano en la dactilografía de los originales.

