

TERRENO PIEDRA ALTA – APOORTE A LA ESTRATIGRAFIA DEL BASAMENTO CRISTALINO DEL URUGUAY

PIEDRA ALTA TERRANE – CONTRIBUTION TO THE STRATIGRAPHY OF THE URUGUAYAN CRYSTALLINE BASEMENT

Maldonado, Silvia

Piñeyro, Daniel

Bossi, Jorge

Cátedra de Geología – Facultad de Agronomía.
Garzón 780. C.P. 12900. Montevideo, Uruguay.
Fax: 359 3004, e-mail: geologia@fagro.edu.uy

RESUMEN

Este ensayo sobre el Terreno Piedra Alta (TPA) es producto de la cartografía a escala 1/250.000 y reúne, ordena y homogeniza la información parcial de sus unidades constituyentes y de las técnicas analíticas y metodológicas, publicada de manera fragmentaria durante los últimos 15 años. El resultado global de esta síntesis identifica tres cinturones orogénicos, extensas áreas granito-migmáticas y otras unidades estratigráficas menos conocidas.

Desde el punto de vista geocronológico se confirma la edad Transamazoniana ($2.0 \pm 0.1\text{Ga}$) para el TPA por diversas técnicas (Rb-Sr, U-Pb SHRIMP, K-Ar). Estas rocas de la misma edad se han formado a distintos niveles corticales porque incluyen desde cinturones orogénicos con supracrustales metamórficas de bajo grado hasta complejos granito-migmáticos infracrustales. Aunque la estructuración que explique estas asociaciones no está aún identificada la hipótesis petrológica más razonable sería el desarrollo de escamas tectónicas que hasta hoy sólo se han identificado en el contacto Florida – San José.

ABSTRACT

This essay about the Piedra Alta Terrane (PAT) is the conclusion of 1/250.000 regional cartography, collecting, arranging and equalizing partial information published in the last 15 years about its constituting unites, and analytic or methodological techniques. The main result of this essay identifies three orogenic belts, wide granitic-migmatic regions and other less known stratigraphic units.

Geochronologically, a Transamazonian ($2.0 \pm 0.1\text{Ga}$) age is confirmed to the entire PAT from diverse techniques (Rb-Sr, U-Pb SHRIMP, K-Ar). This rocks of the same age were generated at different crustal levels: from low grade metamorphic supracrustals to medium - high grade granite-migmatic complexes. Although the structural processes that ensemble together this rocks is not known yet, the most reasonable hypothesis implies development of tectonic slices which are only recognized in the Florida – San Jose boundary.

Keywords: Tranzamazonian, Uruguay, Piedra Alta Terrane.

INTRODUCCION

El término Terreno Piedra Alta fue propuesto por Bossi *et al.* (1993) para identificar una unidad tectonoestratigráfica o litoestructural diferente de las unidades desarrolladas al Este del Lineamiento Sarandí del Yí Piriápolis (LSYP). Esta zona de transcurrencia fue reconocida por Bossi & Campal (1992) y la edad propuesta por Campal *et al.* (1995) es mesoproterozoica (ca. 1.2Ga).

La creciente información sobre esta unidad mayor del basamento cristalino del Uruguay era de tal importancia hacia el año 1996 que se entendió necesario realizar una recopilación de los datos disponibles a través de un Taller con la participación de un grupo de trabajo binacional (Argentina – Uruguay). Este taller sintetizó los resultados de un enorme cúmulo de científicos que trabajaron en el área: Ferrando & Fernández (1971); Fernández & Preciozzi (1974); Bossi *et al.* (1975); Bossi (1983); Preciozzi *et al.* (1985); Dalla Salda *et al.* (1988); Bossi & Navarro (1988); Preciozzi & Bourne (1992); Mutti *et al.* (1996); Bossi *et al.* (1993) y la cartografía regional no publicada en el marco del Proyecto Granito Negro desarrollado en el período de 1988-1991.

Se avanzó sobre distintos aspectos de la génesis del Terreno Piedra Alta y entre las conclusiones sobresalientes se destaca el reconocimiento de cinturones integrados por metamorfitos supracrustales e intrusiones asociadas (posibles raíces de arcos magmáticos) como mecanismo de tratamiento del tema en conjunto.

Siguiendo las recomendaciones del primer taller se obtienen mejoras cartográficas y geoquímicas (Mutti *et al.*, 1996; Bossi *et al.*, 1998; Piñeyro & Bossi 1998 y Schipilov *et al.*, 1998). En el año 1999 se realiza un Segundo Taller Itinerante del cual surgen nuevas ideas que son concretadas en informes específicos al final del mismo y nuevas propuestas de proyectos a realizar en el futuro; uno de ellos es la necesidad de

determinaciones U-Pb para resolver la existencia o no de restos arqueanos en la estructura de esta unidad (Hartmann *et al.*, 2000; Cingolani *et al.*, 2000; Cingolani *et al.*, 2001; Bossi *et al.*, 2001a, b; Maldonado *et al.*, 2001).

Se dispone de varias decenas de datos geocronológicos Rb-Sr en roca total, con isocronas puntuales de valores medios cercanos a 2000Ma pero con errores de hasta ± 200 Ma. Aunque las isocronas globales daban error muy bajo (Cingolani *et al.*, 1997), la disposición de los valores de cada medida permitía sospechar que se trata de rocas más antiguas, rejuvenecidas en grado diferente.

La información recogida en estos dos Talleres fue presentada por Bossi & Ferrando (2001), de manera fragmentaria, por lo cual este trabajo pretende proporcionar: a) una unificación en la terminología de las unidades componentes, ya que las mismas han sufrido diversos cambios (extensión, litologías que las componen, nomenclatura, etc.), b) información sobre nuevos relevamientos geológicos a escala 1/50.000, c) estratigrafía y geocronología actualizada Rb-Sr y U-Pb de las distintas unidades y d) una propuesta sobre la evolución del Terreno Piedra Alta.

EL TERRENO PIEDRA ALTA

En el zócalo precámbrico del Uruguay se reconocen tres unidades tectonoestratigráficas principales denominados terrenos Piedra Alta, Nico Pérez y Cuchilla Dionisio (Bossi *et al.*, 1998).

El límite entre los dos primeros lo constituye una importante transcurrencia de cinemática dextral, llamada Lineamiento Sarandí del Yí – Piriápolis (LSYP), de expresión regional y que habría operado hace 1200Ma según Campal *et al.* (1995). La segunda zona de cizalla sinistral y de rumbo NNE denominada Zona de Cizalla de Sierra Ballena (ZCSB) separa los Terrenos Nico

Pérez y Cuchilla de Dionisio y reactiva el LSYP en movimiento sinestral (Figura 1).

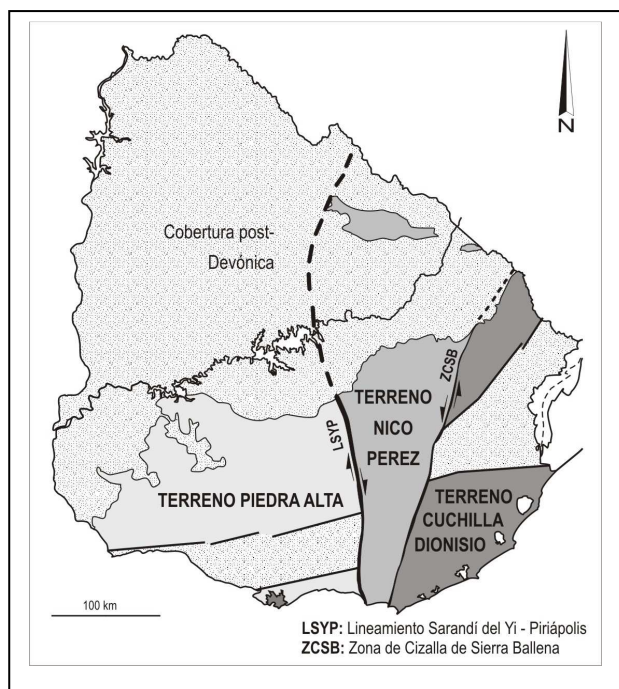


Figura 1.- Distribución esquemática de las principales divisiones del basamento cristalino del Uruguay.

El Terreno Piedra Alta localizado al Oeste del LSYP comprende 3 cinturones metamórficos de rumbo general EW, separados por extensas áreas granito-gneissico- migmáticas (Figura 2 y Tabla I).

Los cinturones, que de Norte a Sur se denominan Andresito, San José y Pando están integrados por una formación volcanosedimentaria (supracrustales metamórficas) y un conjunto de intrusiones asociadas (Bossi & Ferrando, 2001).

Las fajas granito-gneissicas reconocidas reciben el nombre de Faja Feliciano, Florida y Ecilda Paullier de Norte a Sur respectivamente (Figura 2). Están formadas por granitos de anatexis, migmatitas y cuerpos intrusivos emplazados a diferentes profundidades, todas litologías de edad Transamazoniana (2000Ma).

Murphy & Salvador (1999) sugieren no utilizar términos de la litoestratigrafía formal

(Formación, Grupo, etc.) para unidades intrusivas y metamórficas deformadas y/o recrystalizadas. Sin embargo, en el estado actual de los conocimientos no parece conveniente un cambio a nivel de la terminología usada ya que solo las unidades del Cinturón San José (Formación Paso Severino y Suite Isla Mala) se conocen a tal detalle que podrían ser modificadas atendiendo a los nuevos criterios.

La profusión de nombres diferentes para designar tanto al Terreno Piedra Alta como a sus unidades geológicas hace imperiosa la presentación de una tabla donde se muestre la evolución en la terminología (Tabla I).

Los temas serán tratados en un orden que permita exponer los datos factuales de cada unidad para luego extraer algunas conclusiones regionales de carácter interpretativo. Se realiza una descripción de cada una de las unidades integrantes del Terreno Piedra Alta comenzando por los cinturones, siguiendo con las fajas granitizadas, otras unidades estratigráficas (Fm. Cerros de San Juan, Complejo Ojosmín), cabalgaduras y finalmente el haz de diques del Río de la Plata. Se hace especial énfasis en el Cinturón San José y en la Faja Florida ya que estas unidades han sido objeto de estudios a mayor detalle y han permitido realizar extrapolaciones legítimas al resto de las unidades.

Cinturón Andresito

Este cinturón se desarrolla como una faja de forma ovoide al NW del TPA, con rumbo general EW y limitado hacia el S y N por las fallas Paso de Lugo y Andresito, respectivamente (Figura 3). Esta unidad es redefinida por Ferrando (1996) y comprende la unidad metamórfica denominada Formación Arroyo Grande e intrusiones asociadas de Ferrando & Fernández (1971); Fernández & Preciozzi (1974) y Preciozzi (1989 a y b).

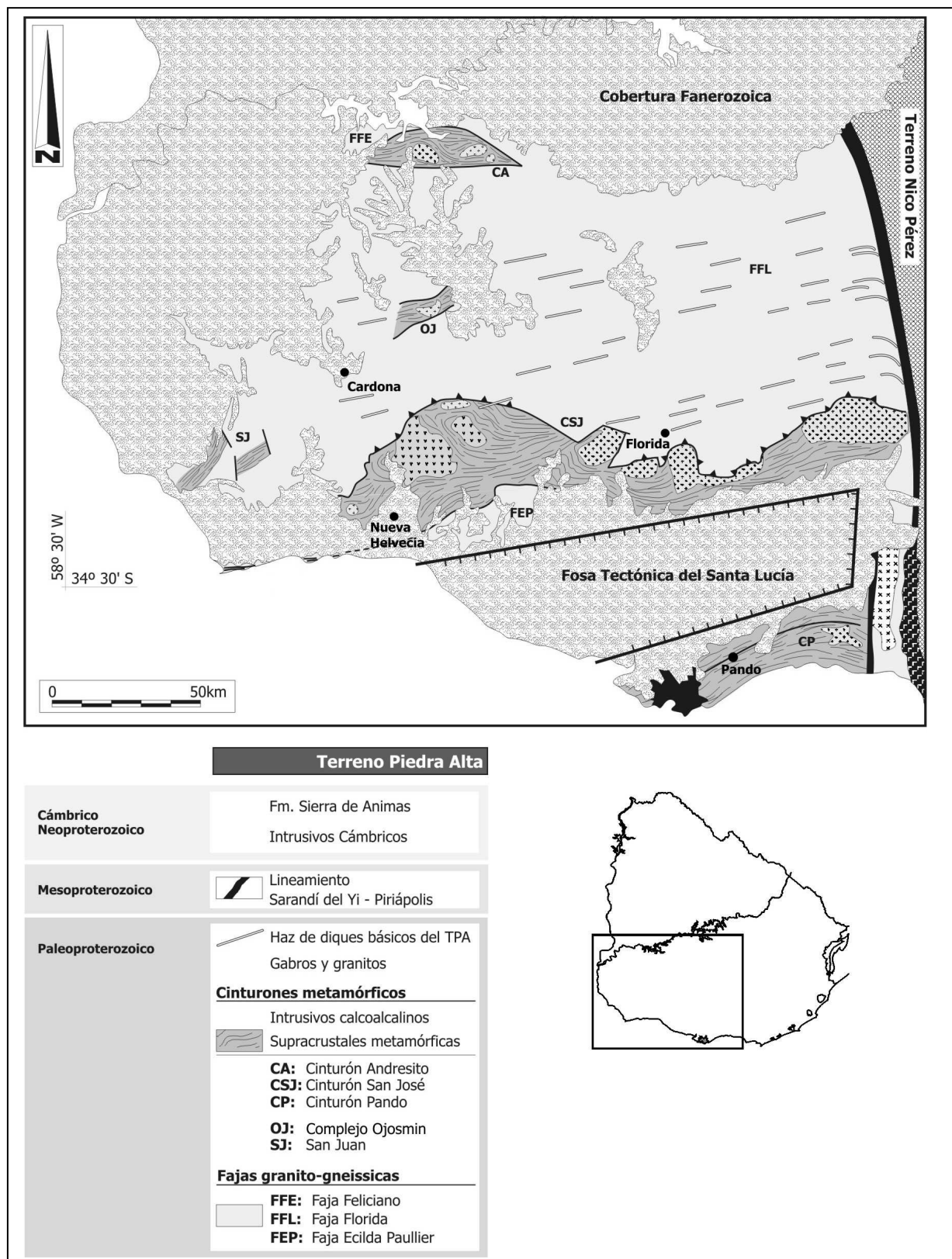


Figura 2.- Carta Geológica del Terreno Piedra Alta.

	Ferrando y Fernández (1971)	Bossi <i>et al.</i> (1975)	Preciozzi <i>et al.</i> (1985)	Bossi y Navarro (1991)	Bossi <i>et al.</i> (1993)	Bossi <i>et al.</i> (1998)	Bossi y Ferrando (2001)
	Ciclo Limpopo-Kibali	Zócalo de la Cuenca R. Plata	Ciclo Transamazónico	Ciclo Orogénico Antiguo	Terreno Piedra Alta	Terreno Piedra Alta	Terreno Piedra Alta
Fajas graníticas e intrusiones asociadas	Granitos postectónicos	Granitos postorogénicos	Granitos postectónicos	Granitos postectónicos	Plutonitas asociadas		
	Granitos tarditectónicos	Granitos tardiorogénicos	Granitos tarditectónicos	Granitos tarditectónicos		Faja Feliciano	Faja Feliciano
			Granitos sintectónicos	Granitos sintectónicos		Faja Florida	Faja Florida
	Granitos sintectónicos	Granitos sinorogénicos	Complejo Basal	Faja Granitizada Florida	Complejo Granito Gneíssico	Faja Ecilda Paullier	Faja Ecilda Paullier
Cinturones orogénicos	Fm. Arroyo Grande	Fm. Arroyo Grande	Fm. Arroyo Grande	Fm. Arroyo Grande	Fm. Arroyo Grande	Cinturón Arroyo Grande	Cinturón Andresito
	Fm. Paso Severino	Fm. Paso Severino	Fm. Paso Severino	Fm. Paso Severino	Fm. Paso Severino	Cinturón San José	Cinturón San José
	Fm. Montevideo	Fm. Montevideo	Fm. Montevideo	Fm. Montevideo	Fm. Montevideo	Cinturón Montevideo	Cinturón Pando
			Fm. Cerros San Juan			Fm. Cerros San Juan	Fm. Cerros San Juan
			Fm. San José	Fm. San José	Fm. San José	Area Cerros Ojosmín	Area Cerros Ojosmín
				Microgabros filonianos	Haz de microgabros filonianos	Haz de diques TPA	Haz de diques TPA

Tabla I.- Evolución de la terminología para las unidades del Terreno Piedra Alta.

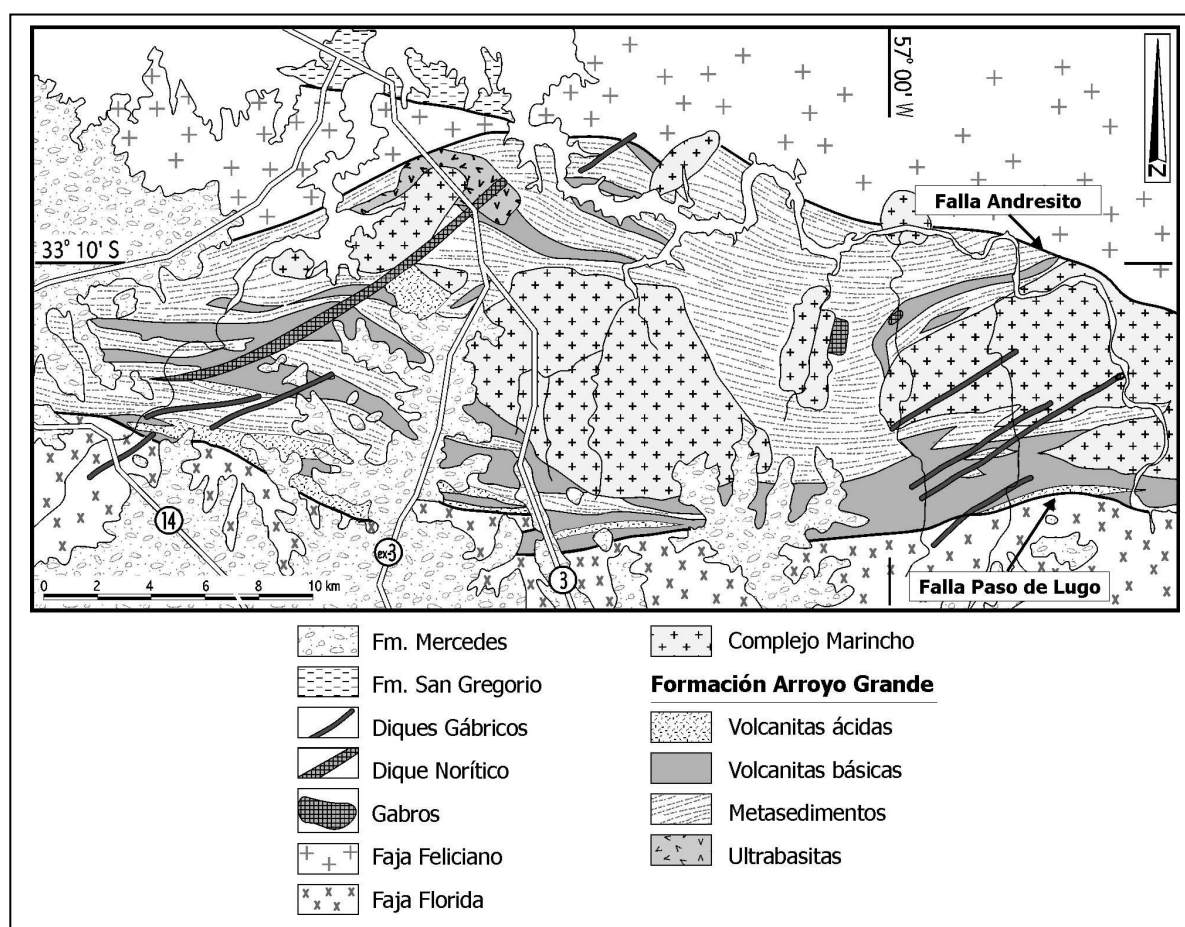


Figura 3.- Carta geológica del Cinturón Andresito según Ferrando (1996).

Formación Arroyo Grande

Esta unidad volcano-sedimentaria está compuesta por una secuencia volcánica donde se identificaron desde rocas básicas (serpentinitas talcosas) hasta litologías ácidas (riolitas) con predominio de metabasaltos y andesitas; y en la secuencia sedimentaria desde facies conglomerádicas hasta términos pelíticos.

Aunque Bossi & Ferrando (2001) plantean la existencia de metapiroxenitas, metaduniitas, etc. estudios más recientes, solo permiten confirmar la presencia de metamorfitos derivados de rocas básicas y ultrabásicas, constituidas por tremolita, actinolita, hornblenda, talco y accesorios.

Las paragénesis conteniendo muscovita y biotita en la secuencia sedimentaria y hornblenda en la secuencia volcánica básica, llevaron a Bossi & Ferrando (2001) a definir un grado de metamorfismo algo más elevado que el originalmente propuesto por Fernández & Preciozzi (1974). La información con la que se cuenta para definir el grado medio inferior (facies epidoto-anfibolita) es aún escasa por lo que se mantiene lo definido por Fernández & Preciozzi (1974).

Secuencia detrítica:

cuarzo + clorita + muscovita + opacos + (biotita) +
(granate)
cuarzo + clorita + muscovita + opacos + biotita +
epidoto

Secuencia volcánica básica:

clorita + pistacita + albita + cuarzo + opacos +
(calcita)
anfíbol + cuarzo + plagioclasa + opacos + zoisita
anfíbol + biotita + cuarzo + esfeno

Por otra parte, la secuencia metasedimentaria presenta estructuras cruzadas preservadas, lo que permitió a Ferrando & Fernández (1971) determinar la base de la misma hacia el Norte.

Recientes datos radimétricos de términos ácidos de la secuencia volcánica indican edades U-Pb convencional de 2113 ± 8 Ma,

edad que correspondería a la de sedimentación de la secuencia en la cual estas rocas están intercaladas (Bossi & Ferrando, 2001).

Complejo Marincho

Posteriormente al metamorfismo y la deformación, este cinturón sufrió una importante actividad magmática intrusiva. Se reconocen en él siete cuerpos plutónicos e hipabisales, de composición granodiorítica y rocas calco - alcalinas afines. Se propone utilizar el término Complejo Marincho para englobar además de la granodiorita Marincho, granodioritas de Arroyo Grande, Carpintería y Arroyo Malo, unidades intrusivas ya reconocidas por Fernández & Preciozzi (1974), además de los plutones de cañada Valenzuela, Arroyo Gamarra y Rincón de los Tapes.

Los plutones de cañada Valenzuela y Granodiorita Andresito son relevantes ya que indican edades U-Pb con valores de 2139 ± 20 Ma y 2098 ± 22 Ma, respectivamente (Bossi & Ferrando, 2001).

Litología	Edad (Ma)	R ₀	MSDW
Aplita y microgranito	1969 ± 25	0.734	26
Leucogranito	2067 ± 25	0.719	28
Granodiorita Marincho	2180 ± 50	0.7086	75
Granodiorita Marincho	2291 ± 65	0.7136	73
Granodiorita Marincho	2386 ± 120	0.7113	70
Bloques graníticos en falla Paso Lugo	2505 ± 112	0.7003	70
Bloques graníticos en falla Paso Lugo	2544 ± 38	0.7073	76

Tabla II.- Datos geocronológicos Rb-Sr WR del complejo Marincho según Preciozzi & Bourne (1992)

Las edades Rb-Sr en roca total determinadas por Preciozzi & Bourne (1992) indicaban edades superiores a 2.2 Ga (Tabla II); recientes determinaciones U-Pb SHRIMP indican valores de 2108 ± 23 y 2076 ± 18 Ma

con lo cual parece razonable descartar las edades superiores a 2150 Ma.

Tanto los datos geocronológicos de Preciozzi & Bourne (1992) que indicaban rocas de posible edad arqueana (2.4Ga para la granodiorita Marincho) y la idea de un "greenstone belt" de Mc Candless (Bossi & Ferrando, 2001) se desdibujan frente a los datos geocronológicos U-Pb hoy disponibles. Estos permiten ubicar al cinturón Andresito en el Proterozoico (2.1Ga) con bajos errores (inferiores a 25Ma) tanto por la edad de las metavulcanitas como de los cuerpos intrusivos reconocidos (Tabla III).

Litología	Edad (Ma)
Metavulcanita Arroyo Grande	2113 ± 8
Granodiorita Cañada Valenzuela	2139 ± 20
Granodiorita Arroyo Grande	2098 ± 22
Complejo Marincho	2108 ± 23
Complejo Marincho	2076 ± 18

Tabla III.- Datos geocronológicos U-Pb del Cinturón Andresito (Ferrando com. pers.)

Cinturón San José

Se define como una asociación volcano sedimentaria metamorfizada en facies esquistos verdes, denominada Formación Paso Severino (Bossi, 1966) y por un complejo plutónico calco-alcalino, geométrica y genéticamente vinculado, llamado Suite Isla Mala (Bossi & Ferrando, 2001). Figura 4.

Se encuentra limitado al Norte y al Sur por bordes tectónicos con discontinuidades subhorizontales inyectadas por pegmatitas y granitos peraluminosos con muscovita y granate (Piñeyro & Bossi, 1998).

En la Suite Isla Mala (tipo TTG post-tectónico) se han identificado gabros hornbléndicos coetáneos (Schipilov *et al.*, 1998) y un complejo gabro-granito atectónico emplazado posteriormente a profundidades menores denominado

Complejo Guaycurú (Piñeyro & Bossi, 1998).

Formación Paso Severino

Se desarrolla como una faja de rumbo general EW de 150 km de longitud y 10 a 15 km de ancho desde la ciudad de Nueva Helvecia en el Oeste hasta pocos kilómetros al SE de Casupá, en el Este (Figura 4).

El límite Sur de esta unidad lo constituye el labio austral de la fosa tectónica de Santa Lucia; mientras que al Norte y al Oeste de la ciudad de San José el límite toma forma de planos de discontinuidad subhorizontal con vergencia al Sur en el que se han inyectado pegmatitas y granitos a muscovita, granate y turmalina de formas tabulares y bajos buzamientos (Bossi *et al.*, 1998).

La Formación Paso Severino comprende una secuencia sedimentaria integrada por pizarras negras carbonosas, filitas sericíticas, dolomitas y una secuencia volcánica compuesta por prasinitas, metabasaltos, metariolitas, metacineritas y metakeratófiro. Estos tipos litológicos se interestratifican en niveles de espesores variables desde pocos decímetros hasta centenas de metros. La secuencia fue metamorfizada en facies esquistos verdes durante el Transamazoniano y su límite Norte es un contacto subhorizontal con un complejo granito gnéissico de grado de metamorfismo medio a alto (Faja Florida sensu Bossi & Navarro, 1991) según describen Mutti *et al.* (1996); Bossi *et al.* 1996 y 1998). Figura 5.

En esta unidad se ha identificado un litotipo muy particular compuesto por nódulos ovales de epidotita envueltos en cloritoesquistos en una zona de cizalla. Los cloritoesquistos aparecen sólo por tectónica en nódulos de metalavas básicas y en base a ellos se infiere que estos nódulos originalmente estaban en metabasaltos.

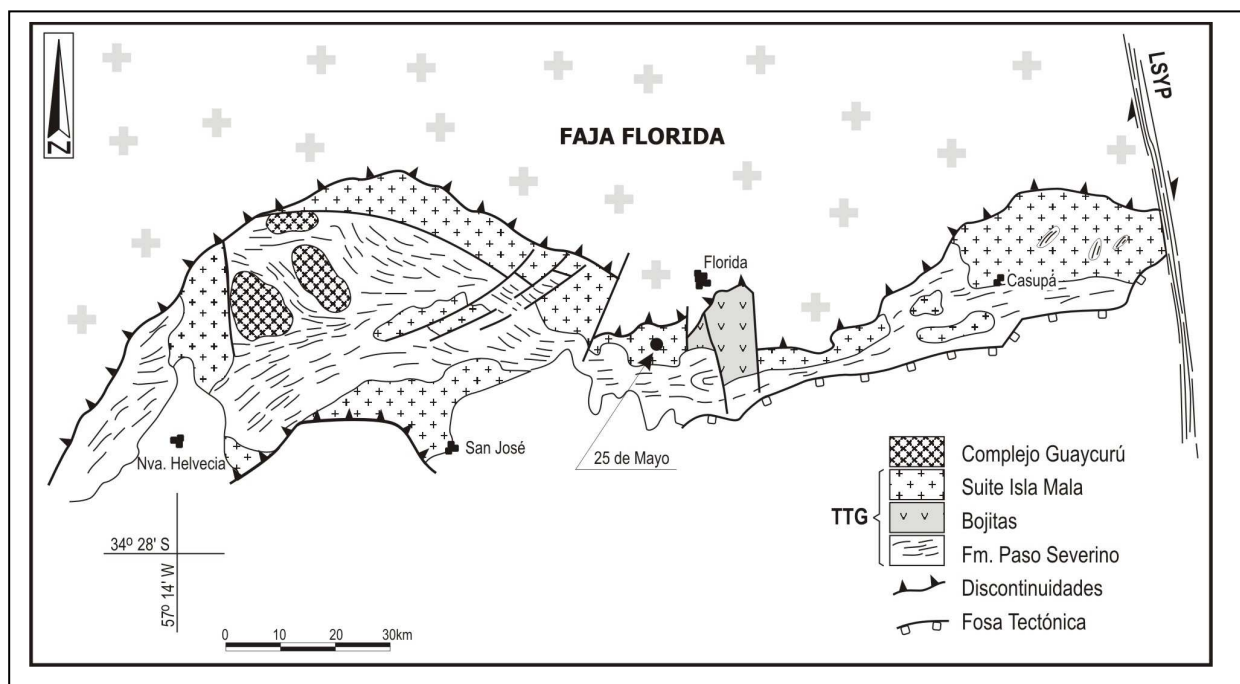


Figura 4.- Carta geológica esquemática del Cinturón San José.

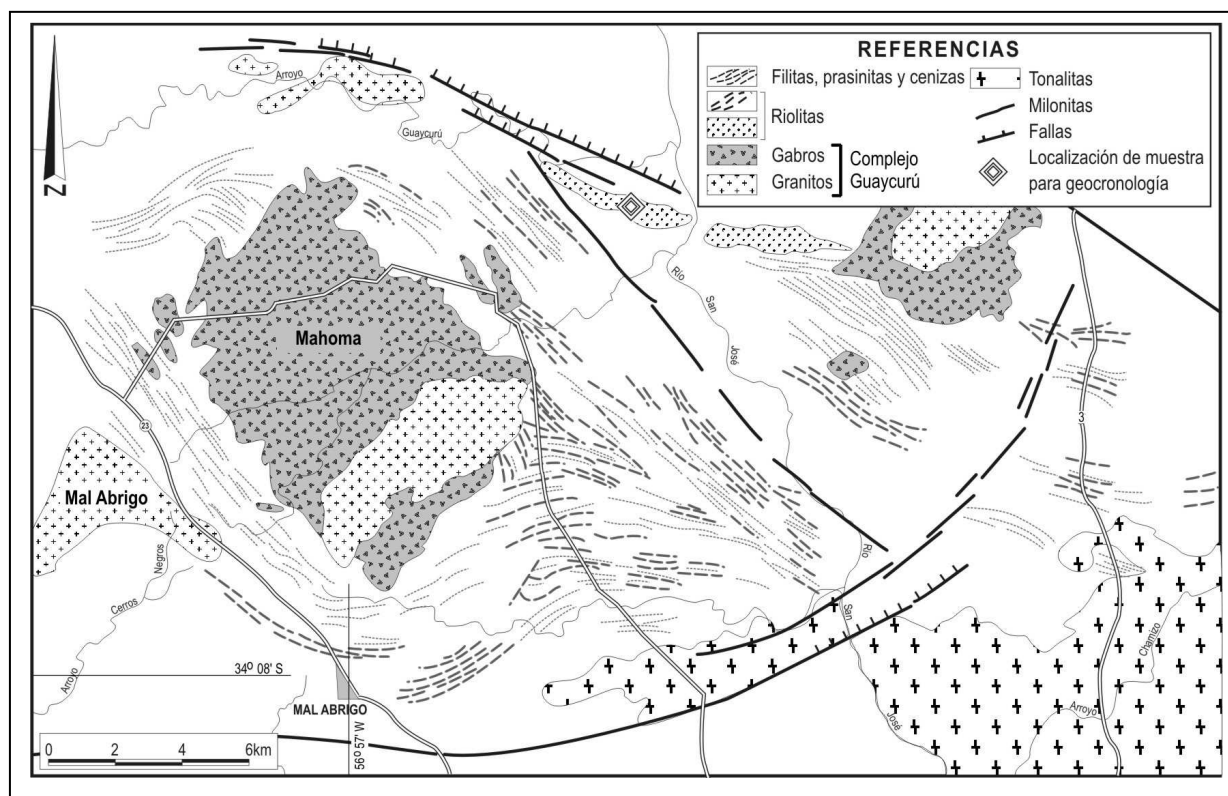


Figura 5.- Carta geológica de la Formación Paso Severino.

Hacia el Este la Formación Paso Severino evoluciona hacia una secuencia donde dominan materiales sedimentarios detríticos y se reduce el porcentaje de vulcanitas. En algunos casos se puede reconocer una secuencia metasedimentaria con varios ciclos granodecrecientes formados por conglomerados oligomícticos de matriz soportada que gradan a areniscas gruesas cuarzo feldespáticas, areniscas medias bien seleccionadas y redondeadas y pelitas en el tope.

La geoquímica de las metavulcanitas muestra una evolución desde términos toleíticos a calco-alcalinos y sugiere una transición desde un régimen extensional hacia uno compresivo asimilable a la formación de un arco volcánico (Mutti *et al.*, 1996).

Datos geocronológicos de metariolitas de Paso Severino por el método U-Pb SHRIMP indican un valor de 2145 ± 21 Ma, lo que representa el momento de la efusión de estas lavas y parte de la sedimentación de la secuencia (Bossi *et al.*, 2001).

Suite Isla Mala

En el Cinturón San José las rocas plutónicas ocupan una extensa área superando la de los metamorfitos. Este magmatismo integra la Suite Intrusiva Isla Mala que posee afinidades principalmente granodioríticas y tonalíticas con típicas estructuras de mezcla de magmas, así como menores proporciones de granitos y gabros hornbléndicos.

Las rocas que la integran son granodioritas con biotita y hornblenda, de grano medio a grueso, con ocurrencias de dioritas y granitos. Son rocas calco-alcalinas en función de parámetros geoquímicos y no poseen deformación tectónica plástica. El ambiente geotectónico de formación y emplazamiento sería post-orogénico (Preciozzi & Bourne, 1992).

La estructura de la Suite Isla Mala fue definida por Bossi & Piñeyro (1996),

quienes determinan la geometría de la intrusión como un domo con bandeo litológico e íntimas relaciones con los metamorfitos de la caja (bloques englobados, septos, roof pendants, etc.). Los plutones se han inyectado luego de cesar toda clase de esfuerzo por tratarse de rocas isótropas no deformadas, sin metamorfismo, y que generan aureolas de contacto con formación de muscovita o andalusita en las metapelitas de la formación Paso Severino.

A estas litologías deben agregarse gabros a hornblenda (bojitas), reconocidos en el Cerro Rospide, en la cuenca del A° Carreta Quemada y en Reboledo. Schipilov *et al.* (1998) determinan su relación genética (mixing) con las tonalitas y granodioritas del área. Sus estrechas relaciones e inyección en metapelitas y metalavas en un cinturón orogénico sugieren un origen vinculado a un arco magmático.

Cingolani *et al.* (1997) analizando por método Rb-Sr en roca total varias localidades tipo del Terreno Piedra Alta, incluyendo muestras de cuerpos plutónicos intrusivos en las localidades referidas por Preciozzi & Bourne (1992), concluyen que todas las edades son típicamente Transamazonianas (2000 ± 100 Ma). La totalidad de valores obtenidos en varias decenas de lugares de muestreo conduce a una isocrona de 1988 ± 16 Ma.

Los resultados de las dataciones U-Pb en circones SHRIMP (Hartmann *et al.*, 2000) en tonalitas y granodioritas de la Suite Isla Mala indican valores de 2074 ± 6 Ma y 2065 ± 9 Ma, correspondientes a la edad de cristalización del magma.

Complejo Guaycurú

Se desarrolla en los alrededores de la localidad de Mal Abrigo (Figura 5). Marí *et al.* (1990) definen por datos geofísicos la morfología profunda de uno de los cuerpos; mientras que Villar & Segal (1990) exponen estudios petrográficos. Consiste en un

evento intrusivo bimodal con gabros y noritas en la base y granitos en el tope; en él se distinguen dos cuerpos (Mahoma y Mal Abrigo) separados por una banda de metapelitas de la Formación Paso Severino (Piñeyro & Bossi, 1998). Los granitos son de grano medio y color variable entre gris y rojo; están compuestos por cuarzo, ortosa muy pertítica y albita como minerales esenciales (Bossi, 1968). Las rocas básicas son cuerpos estratificados de gabros, gabro-noritas y noritas de afinidad toleítica, de grano fino a medio, con plagioclasas no mayores a 12 mm de longitud.

Litología	Edad (Ma)
Metariolitas Paso Severino	2145 ± 21 (U-Pb) ⁽¹⁾
Tonalitas Isla Mala	2074 ± 6 (U-Pb) ⁽²⁾
Granodiorita Isla Mala	2065 ± 9 (U-Pb) ⁽²⁾
Gabro Mahoma	2033 ± 44 (K-Ar) ⁽³⁾
Granito Mahoma	1998 ± 35 (Rb-Sr) ⁽⁴⁾
Granito Rospide	1961 ± 46 (Rb-Sr) ⁽⁵⁾

(1) Bossi et al. (2001)
(2) Hartmann et al. (2000)
(3) Oyhançabal et al. (1990)
(4) Umpierre & Halpern (1971)
(5) Cingolani et al. (2001)

Tabla IV.- Datos geocronológicos del Cinturón San José.

La estructura del Complejo buza hacia el NW y el conjunto define un facolito discontinuo, intruido en los corazones de los mega-pliegues de esta cintura metamórfica, muy posteriormente a su etapa de actividad orogénica (Piñeyro & Bossi, 1998).

La información geocronológica disponible de este complejo consiste en una edad Rb-Sr en roca total de 1998 ± 35 Ma para el granito de Sierra de Mahoma (Umpierre & Halpern, 1971) y una edad en plagioclasa por método K-Ar de 2033 ± 44 Ma en el Gabro de Mahoma (Oyhançabal et al., 1990).

Utilizando datos radimétricos precisos se puede determinar una secuencia geocronológica coincidente con los datos geológicos relevados en este cinturón (Tabla IV). Se confirman así las conclusiones de Cingolani et al. (1997) y se descarta la hipótesis de edad Arqueana para la asociación entre la formación Paso Severino y la suite calco-alcalina Isla Mala (Hartmann et al., 2000).

Cinturón Pando

El Cinturón Pando con desarrollo regional ENE incluye la Formación Montevideo, secuencia volcano-sedimentaria con metamorfismo de grado medio, con abundantes inyecciones de cuerpos graníticos, pegmatitas, aplitas y lamprófidos (Figura 6). Está limitada al Norte, por la formación Mosquitos y en su extremo oriental es intruido por el mayor complejo plutónico del Cinturón, denominado granito de Soca, y por el granito de Sosa Díaz (Bossi et al., 1998).

La Formación Mosquitos es una asociación de milonitas, granitos y pegmatitas con llamativa abundancia de muscovita y granate, las cuales definen una faja N60E reconocida desde la margen oriental del arroyo Toledo hasta los cerros Mosquitos (Campal et al., 1988). La discordancia de esta unidad respecto al cinturón Pando y al área granito-gneissica Ecilda Paullier es estructural.

Esta unidad se admite como generada durante un cabalgamiento hacia el Sur del zócalo cristalino de la zona J. Suárez - Pando - Empalme Olmos hoy Faja granitizada Ecilda Paullier (Campal et al. 1988; Coronel & Oyhançabal, 1988). La edades disponibles de estas litologías son, 2160 Ma (K/Ar en muscovita), 1880 Ma (Rb/Sr en roca total) y 2170 Ma mediante Rb/Sr en roca total y minerales separados (Hart, 1966).

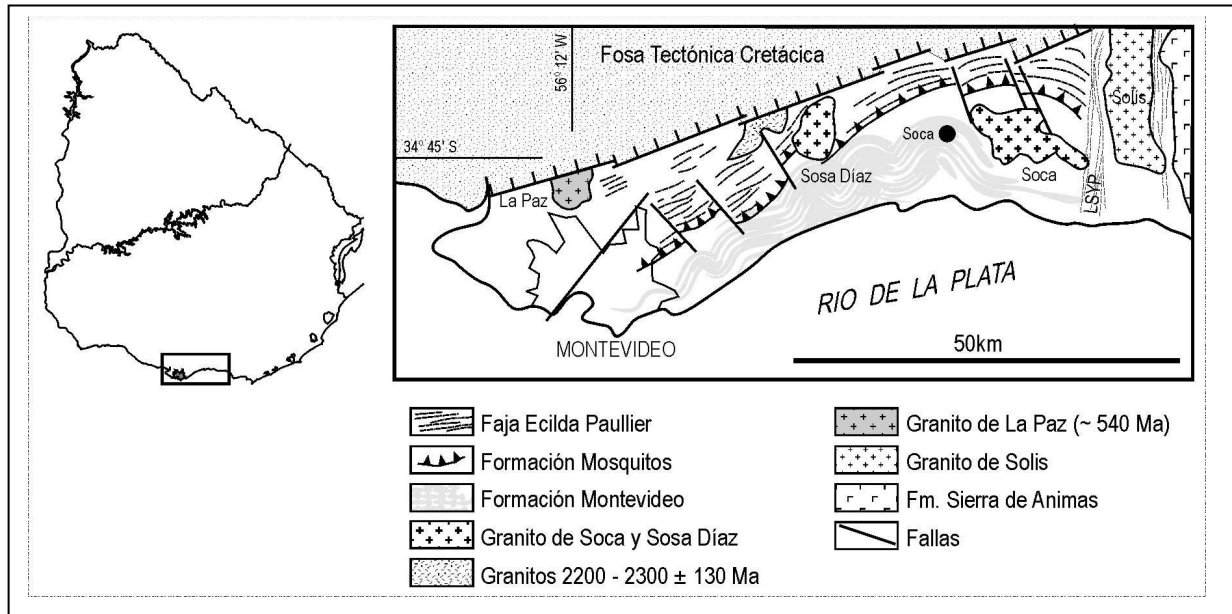


Figura 6.- Esquema geológico del Cinturón Pando.

Formación Montevideo

Es definida por una asociación de gneisses oligoclásicos a dos micas, orto y para anfibolitas, micaesquistos y para-gneisses grafitosos. Los ortogneisses graníticos son de grano medio a grueso, biotíticos y homogéneos, con esquistosidad muy mal definida. Oyhantçabal (2002) propone separarlas porque son intrusivas posteriores. Las ortoanfibolitas son masivas, de grano fino con restos de augita de los basaltos originales (Bossi *et al.*, 1998).

Las relaciones estructurales entre las distintas litologías son concordantes, y solo en algunos casos discordantes cuando aparecen filones doleríticos recortando la secuencia metasedimentaria. Las litologías mencionadas dan lugar a pliegues de ejes horizontales (Bossi *et al.*, 1998).

La datación realizada por Cingolani *et al.* (1997) sobre litologías de la secuencia parametamórficas indican una edad Rb-Sr de 1990 ± 32 con $R_0 = 0.7008$. Las ortoanfibolitas de Montevideo presentan edades >2200 Ma en método K-Ar según lo exponen Preciozzi *et al.* (1999).

Intrusiones Asociadas

El cinturón Pando fue intruído por un grupo de cuerpos graníticos de los cuales se distinguen por su extensión el Granito de Soca y el Granito de Sosa Díaz, los cuales se ven afectados en grado variable por la cabalgadura de la formación Mosquitos (Bossi *et al.*, 1999).

Granito de Soca

Este cuerpo identificado por Jones (1956) como Granodiorita de Tío Diego fue redefinida por Bossi *et al.* (1965) como Granito de Soca. Posee una forma groseramente ovoide de 15 km de eje mayor con rumbo NW-SE (Figura 7).

Este macizo es un leucogranito heterogranular de grano grueso a muy grueso, caracterizado por abundantes megacrístales de microclina, biotita y hornblenda como minerales máficos.

Ocasionalmente los megacrístales de plagioclasa presentan anillos con típicas texturas rapakivi (Oyhantçabal *et al.* 1998). Presenta algunas variaciones de facies y xenolitos de rocas básicas con fenómenos de doble enclave y otros de bloques métricos de rocas graníticas y metamórficas.

Oyhantçabal *et al.* (1998) brindan argumentos petrográficos, mineralógicos y geoquímicos que permiten clasificar este macizo como de afinidad rapakivi (tipo A). Las características mencionadas son: a) ocurrencia de cuarzo, plagioclasa y feldespatos alcalinos en dos generaciones; presencia de piroxenos, micas y anfíboles ricos en Fe^{++} y relictos de fayalita; b) alta tasa de $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, valores elevados de álcalis totales, alta tasa de $\text{FeO}(\text{t})/(\text{FeO}(\text{t}) + \text{MgO})$, bajos valores de CaO , Al_2O_3 y P_2O_5 ; y c) altas concentraciones de Nb, Y, LREE.

La instalación de este cuerpo granítico es previa a un episodio tectónico mayor de carácter transcurrente, que se manifiesta por bandas miloníticas cuyo protolito es el granito de Soca y de rumbo general N40-50W (figura 7).

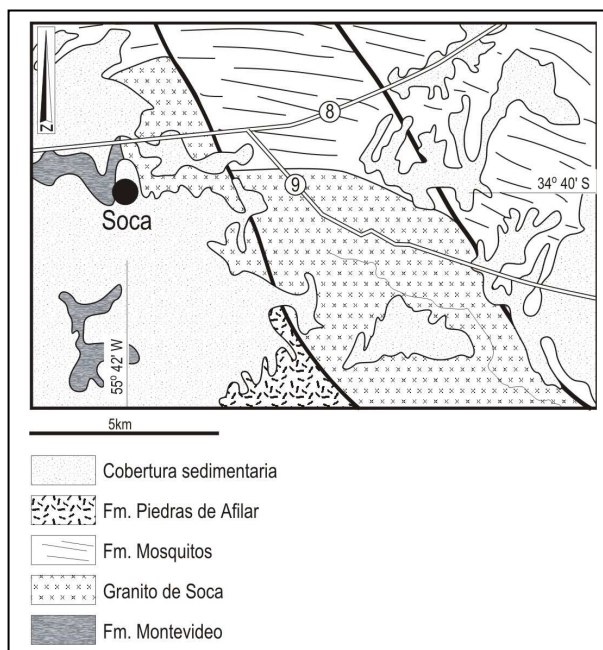


Figura 7.- Esquema geológico del "Granito de Soca" tomado de Oyhantçabal *et al.* (1998), modificado.

La edad de este cuerpo por el método Rb-Sr fue determinada con mucho error sobre roca total por Umpierre & Halpern (1971). Bossi *et al.* (2001) realizan determinaciones U-Pb en circón SHRIMP las que indican edades de 2054 ± 11 (n= 14).

Granito de Sosa Díaz

Este cuerpo está formado por una roca de grano medio, constituida por cuarzo, microclina, plagioclasa, ortosa y biotita, con muscovita, epidoto y apatito como accesorios. Presenta enclaves básicos y recortes pegmatíticos a biotita. En algunas ocasiones desarrolla una planaridad de rumbo N50E (Coronel & Oyhantçabal, 1988).

FAJAS GRANITIZADAS

Faja Feliciano

Esta unidad granito-gnéissica posee un restringido desarrollo hacia el Norte del cinturón Andresito, donde se encuentra cubierta por sedimentos y lavas. Se corresponde con el denominado granito Feliciano por Fernández & Preciozzi (1974). Se trata de litologías de grano grueso a fino con local desarrollo de esquistosidad EW y con intenso recorte aplítico y pegmatítico. Mineralógicamente se compone de plagioclasa, microclina y cuarzo con algo de biotita y muscovita. Las texturas muestran una marcada heterogranularidad definida por tabiques cuarzo feldespáticos. La plagioclasa (An_{12-15}) se desarrolla en cristales xeno a subautomorfos, englobando cristales de muscovita (principalmente en el centro), según Preciozzi *et al.* (1985).

Las rocas de esta unidad granítica tienen una edad U-Pb de 2083 ± 22 Ma según la información aportada por L. Ferrando (com. pers.).

Faja Florida

El término Faja Florida es utilizado por primera vez por Bossi & Navarro (1988) para designar un complejo granito-gneissico desarrollado entre los hoy cinturones Andresito y San José.

La extensión de esta faja comprende más del 50% del Terreno Piedra Alta aflorante (Figura 2). Bossi *et al.* (1993) definen esta faja como un complejo granito-gnéissico con

anatexitas relacionadas, compuesta por una serie de granitoides foliados con megacrystales de microclina, generados por fusión parcial en núcleos ovoides. La distribución de estas granodioritas o granitos calco-alcalinos dan una estructura homogénea con la aparición de núcleos de escasa extensión. Las unidades geológicas reconocidas en esta faja son:

(1) Rocas granitoideas de composición granítica o granodiorítica (Granito Cerro Colorado y Granito de Florida), con estructura homogénea y escasos kilómetros de extensión.

(2) Anatexitas en estructuras complejas, con restitas biotíticas, hornbléndicas e incluso piroxénicas, y recortes filonianos a oligoclasa + feldespato potásico + cuarzo (Granito de Carmelo y Florida). Las migmatitas constituyen extensas áreas del subsuelo del departamento de Florida con frecuentes estructuras nebulíticas (biotita como único ferromagnesiano) y estructuras en jirones de tipo "schlieren" con abundancia de ferromagnesianos incluyendo piroxenos.

(3) Rocas filonianas básicas sin-magmáticas, plegadas y desplazadas con contacto de mutua intrusión, compuestas por microdioritas anfibólicas o microgabros cuarzosos. J. Saavedra y A. Toselli (com. pers. 1992) sugieren que estos diques pueden interpretarse como posibles causantes o contribuyentes de la fusión parcial de metasedimentos o fenómenos de anatexis durante su ascenso.

Granito de Cerro Colorado

El macizo de Cerro Colorado descrito por Cingolani *et al.* (1990) está constituido por rocas granitoideas que afloran en núcleos de centenares de metros con megacrystales tabulares distribuidos al azar. Estos núcleos graníticos se encuentran rodeados por migmatitas anfibólicas orientadas regionalmente al NW.

La edad Rb-Sr en roca total sobre siete muestras cogenéticas calculada por Cingolani *et al.*, 1990 es de 2071 ± 70 Ma, $R_0 = 0.7011$, datos isotópicos que confirman la edad Transamazónica y una génesis infracrustal.

Granito de Florida

Chulepin *et al.* (1991) describen este macizo como una intrusión granítico-granodiorítica con estructura en capas subhorizontales, recortado por diques microgranodioríticos. Representan núcleos de fusión en un complejo metamórfico integrado por gneisses, anfibolitas y micaesquistos como fue cartografiado por Campal & Chulepin (1990). Los datos geocronológicos disponibles para la Faja Florida se resumen en la tabla V.

Granito de Carmelo

Se trata de rocas graníticas isótropas, ligeramente orientadas, de origen claramente metamórfico con jirones de rocas básicas (restitas) y recortes pegmatíticos. El facies dominante es un granito de grano medio, de composición monzonítica con 30% de cuarzo, textura granuda xenomorfa e inequigranular; 31% de microclina en grandes individuos, pertítica en el centro y bordes maclados con desarrollo de mirmequitas; 33% de plagioclasas de composición albitica (An_8), con textura poiquilítica. Como accesorios (8%) se incluyen biotita, epidoto, apatito y esfeno (Ferrando *et al.*, 1988).

Otro facies está representado por una microdiorita isótropa de contacto franco con el facies anterior que presenta textura granuda xenomorfa de grano medio con cuarzo de pequeño tamaño, microclina, plagioclasa zoneada de An_{20} a An_{12} (centro a borde).

Englobadas en las rocas anteriores se encuentran restitas biotítico - anfibólicas de grano fino a medio y orientación N65-70E. Petrográficamente tienen textura granolepidoblástica equigranular de grano

fino con biotita y hornblenda en cantidades equivalentes y en menor proporción plagioclasa (An₂₅). Todas estas litologías pueden estar atravesadas discordantemente por filones a cuarzo y plagioclasa.

Granodiorita de Cardona

En los alrededores de la localidad de Ismael Cortinas y Cardona un relevamiento realizado a escala 1/100.000 ha permitido detectar que en esta zona el comportamiento es equivalente a lo observado en Cerro Colorado, Talita y Florida. Se trata de granodioritas que se expresan de manera fragmentaria entre metamorfitos de grado medio y migmatitas a los cuales frecuentemente inyecta con filones de potencia polimétrica.

La granodiorita es de grano grueso porfiroide, con fenocristales de feldespato potásico de hasta 5cms.; la composición modal indica 30-50% de oligoclasa, 20-35% feldespato potásico, 20-25% de cuarzo; biotita y hornblenda como accesorios. Hacia el Este del cuerpo existen enclaves de una roca de grano muy fino de composición biotítica, mientras que en el resto del macizo aparecen xenolitos de anfibolitas, micaesquistos y migmatitas.

Esta zona había sido cartografiada por fotogeología por Bossi *et al.* (1975) como Granito de Puntas del San Juan (SW de la ciudad de Cardona); hoy se reconoce la existencia de una falla de rumbo NW que deja un bloque ascendente compuesto por la granodiorita antes descrita y permite una diferencia de erosión dando lugar a extensos afloramientos en el bloque elevado.

Intrusiones Asociadas - Batolito de Goñi

Bossi & Ferrando (2001) reconocen en esta faja la existencia de un cuerpo batolítico intrusivo denominados Batolito de Goñi; la cartografía de este macizo en su área tipo (Macizo de Pintos, Maldonado *et al.* 2001) no ha sido suficiente para la determinación de sus bordes y aún no existe representación cartográfica a escala 1/500.000.

Maldonado *et al.* (2001) reconocen la existencia de estructuras cupulares en un cuerpo granodiorítico de características magmáticas intrusivas, localizado en el extremo Sur del departamento de Flores (Macizo de Pintos). Este macizo hace intrusión en las migmatitas, gneisses y anfibolitas de la Faja Florida. Las litologías reconocidas son granodioritas de grano grueso con biotita como accesorio y monzogranitos de grano fino con biotita y hornblenda. El accesorio omnipresente es un epidoto de origen magmático. Desde el punto de vista petrográfico, las granodioritas tienen textura equigranular con 33±5% de cuarzo, 52,5±5% de oligoclasa, 14±2% de microclina y 5% de biotita, epidoto y esfeno; los monzogranitos son de grano fino (1-2 mm) con textura inequigranular, compuestos por 40±5% de cuarzo, 35±5 de oligoclasa y 25±5 de microclina peritítica, los accesorios son biotita, hornblenda y epidoto, allanita, esfeno, circón.

Los contactos observados tienen forma de inyecciones del cuerpo granodiorítico en metamorfitos de grado medio y migmatitas evidencian su carácter intrusivo. Por otra parte la frecuente aparición de jirones de metamorfitos caídos dentro de la granodiorita en bloques de diverso tamaño y forma es un elemento más para indicar la relación de contacto magmático en este cuerpo.

La edad Rb/Sr en roca total presentada por Cingolani *et al.* (2001) para este macizo es de 2081±130 Ma (2σ), Ri= 0.702, MSWD= 1.4.

Las litologías componentes de la Faja Florida presentan edades Rb-Sr en roca total, cercanas a 2000 Ma (Tabla V) y pertenecen por lo tanto al ciclo o evento Transamazoniano (Cingolani *et al.* 1997). Los fenómenos ocurridos a nivel cortical profundo en esta fase plástica que tuvo lugar hace alrededor de 2000 Ma se pueden ejemplificar con el macizo granítico de Cerro Colorado y el granito-granodiorítico

de Florida en la Piedra Alta.

Macizo	Edad	1 σ	R ₀
Pegmatita Pintos ⁽¹⁾	1910 Ma	300	
Est. "La Paloma" ⁽³⁾	1941 Ma	100	0.7019
Conchillas ⁽¹⁾	2039 Ma	55	0.702
Cerro Colorado ⁽²⁾	2071 Ma	70	0.7011
Carmelo ⁽¹⁾	2086 Ma	40	0.703
Florida ⁽¹⁾	2101 Ma	74	0.701
Pliegue C° Colorado ⁽¹⁾	2154 Ma	126	0.7006
S de Fm. A° Grande ⁽⁴⁾	2501 Ma	112	0.7003
S de Fm. A° Grande ⁽⁴⁾	2544 Ma	38	0.7073

(1) Umpierre & Halpern (1971)

(2) Cingolani *et al.* (1990)

(3) Cingolani *et al.* (1997)

(4) Preciozzi & Bourne (1992)

Tabla V.- Datos geocronológicos de la Faja Florida.

Faja Ecilda Paullier

Esta unidad fue separada por Bossi & Navarro (1988) con otra denominación para demostrar la discordancia de un conjunto litológico ubicado al Sur del actual Cinturón San José. En efecto se reconocen allí la existencia de plutones intrusivos en metamorfitos de grado medio y migmatitas.

Si bien las litologías y estructuras no están resueltas ni en orden tectono-estratigráfico ni en distribución geométrica que permita una cartografía precisa los fenómenos están bien identificados.

Las diferencias esenciales que soportan la identificación de esta faja granitizada radican en que en el cinturón San José los metamorfitos son de grado metamórfico bajo mientras que en la faja Ecilda Paullier son de grado más elevado. A esto se agrega la existencia de discontinuidades tectónicas horizontales entre ambas unidades con inyección de pegmatitas y granitos peraluminosos.

Dos son las zonas donde esta faja recibió estudios relevantes, una cantera cercana a la localidad de Suárez y una zona en los

alrededores del pueblo González. En la primera cantera Coronel & Oyhançabal (1988) describen migmatitas que pasan gradualmente a granodioritas con edad Rb-Sr en roca total de 2233 ± 107 Ma con $R_0 = 0.7020$. En la segunda Preciozzi (1989) reconoce una granodiorita deformada con valores Rb-Sr en roca total de 2176 ± 146 Ma con $R_0 = 0.7090$.

Otras unidades estratigráficas

Formación Cerros de San Juan

Esta unidad litoestratigráfica localizada al SW de Colonia fue separada por Roth *et al.* (1980) y Preciozzi *et al.* (1985) y fue incluida en las anteriores definiciones de la Formación Paso Severino por Bossi & Navarro (1988). Aflora en dos pequeñas áreas separadas tectónicamente (Bossi *et al.*, 1975) con estructuras de dirección N40E a N50E y buzamientos siempre cercanos a la vertical.

Es una secuencia volcanosedimentaria de grado bajo de metamorfismo que incluye en la serie sedimentaria: dolomitas, filitas cloritosas a biotita, cuarcitas a biotita y clorita, talcoesquistos y niveles de metaconglomerados; los términos volcánicos son principalmente metalavas ácidas (Bossi & Ferrando, 2001).

La Formación Cerros de San Juan se encuentra fuertemente deformada por intrusiones graníticas granitos de Miguelete y de Antolín; este último cuerpo comprende desde rocas de composición granítica ya citadas por Bossi *et al.* (1975) hasta litologías gábricas. En su límite suroeste, se ha identificado un cuerpo básico (metagabro de Cerro San Carlos) con una extensión no mayor a los 2.5 km^2 , correspondiente a un gabro-norita, según Ledesma *et al.* (2001).

En las cercanías de esta unidad un filón pegmatítico con enormes muscovitas y berilo que intruye metamorfitos de grado medio fue datado por Hart (1966) en 1930 Ma por K-Ar y en 2110 Ma por Rb-Sr.

Complejo Ojosmín

Esta unidad fue reconocida en una pequeña zona del Dpto. de Flores, al NE de Cardona (Ferrando, 1996), hasta entonces era considerada como granitos tardi – postectónicos (Bossi *et al.*, 1975; Preciozzi *et al.*, 1985). Esta unidad cubre aproximadamente 80km², donde afloran rocas metamórficas de grado bajo (prasinitas y filitas) y gabros de grano medio parcial o totalmente transformadas en tremolinitas (L. Ferrando, com.pers.)

Su límite SW es una discordancia tectónica horizontal aparentemente asociada a pegmatitas y microgramitos peraluminosos. El borde oriental lo constituye una importante falla de rumbo N10W con desarrollo de ultramilonitas de 20m de potencia, mientras su límite Norte es aún incierto, aunque en 2 zonas se han identificado filones horizontales de traquitas (Figura 8).

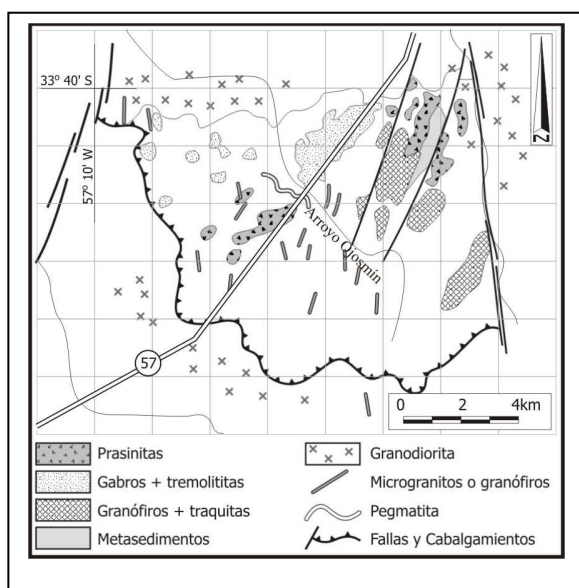


Figura 8.- Carta geológica esquemática del Complejo Ojosmín.

Los Cerros Ojosmín están rodeados por una zona granítica con pegmatitas verticales de borde difuso con rumbo N70W, litologías típicas de la Faja granitizada Florida. La zona de mayor interés está enmarcada por fallas de rumbo N50-70E. Los cerros Ojosmín están constituidos por una roca

granofírica de grano fino a afanítico con fenocristales de cuarzo y feldespato potásico, y abundantes filones de microgranito y granófiro que alimentan los derrames cuspidales.

El último evento intrusivo reconocido está constituido por un haz de filones muy delgados de traquitas porfíricas de rumbo N10-20E.

CABALGADURAS

El borde Norte de la Suite Isla Mala en los alrededores de 25 de Mayo es abruptamente interrumpido por pegmatitas y granitos ricos en muscovita y granate con planos de contactos subhorizontal, buzando entre 5° y 15° al NE (Figura 4). La estructura y tectonoestratigrafía de la zona muestran la existencia de un bloque de migmatitas y granitoides de edad transamazoniana (2000Ma) sobre un complejo ígneo metamórfico (Cinturón San José) constituido por una suite granodiorítica-tonalítica (Suite Isla Mala) inyectada en una serie volcanosedimentaria de grado bajo (Fm. Paso Severino). La explicación más satisfactoria para este fenómeno es la existencia de una cabalgadura en cuyo plano se desarrollaron las pegmatitas.

La frecuente aparición de pegmatitas subhorizontales como rasgos característicos de la Faja Florida (Bossi *et al.*, 1996) a que cada una de ellas se había emplazado en un plano de cabalgamiento.

Maldonado *et al.* (2001) redefinen una de las zonas descritas como de cabalgamiento en base a un estudio cartográfico de detalle (1/10.000) con soporte petrográfico. A partir del mencionado trabajo se reconoce por primera vez la existencia de las facies cuspidales en un macizo de afinidad granodiorítica al cual se asocian geométricamente las planaridades subhorizontales anteriormente definidas como de zonas de cabalgamiento.

El resto de las zonas donde se han cartografiado cabalgaduras regionales (Bossi *et al.*, 1998) están siendo reanalizadas para caracterizar su verdadera naturaleza. Es de esperar que en algunas localidades las estructuras de bajo ángulo realmente se encuentren asociadas con eventos de espesamiento crustal, mientras que en otras éstas se deban a fenómenos similares a los descritos por Maldonado *et al.* (2001).

HAZ DE DIQUES DEL RIO DE LA PLATA

Este haz de filones básicos es un episodio geológico de primera magnitud que se desarrolla exclusivamente en el Terreno Piedra Alta; el mismo se interrumpe bruscamente en la lineación Sarandí del Yí – Piriápolis donde experimenta una flexión del rumbo general N60-70E a EW primero y luego a N60W. Según Bossi & Campal (1991) el haz está integrado por miles de diques subparalelos con potencia media de 20 m (entre 10 y 30 m) y una longitud individual superior a 1.000 m. Las paredes son planas, paralelas y subverticales indicando que su inyección se produjo en una encajante totalmente rígida.

A pesar de la marcada constancia de las características geométricas y del aspecto macroscópico de las rocas, Bossi *et al.* (1990) y Bossi & Campal (1991) distinguen dos grupos netamente diferenciables, tanto por criterios petrográficos como geoquímicos: andesitas y andesi-basaltos.

Las primeras determinaciones precisas de Ar^{39}/Ar^{40} (Renne com. pers., 1991) dieron un valor de 1786 ± 2 Ma. Datos más recientes (Halls *et al.*, 2001) confirman esa edad por método U-Pb en baddeleyita con cifras de 1790 ± 5 Ma.

Es probable que el adelgazamiento crustal y espesamiento litosférico referido por Introcaso & Huerta (1982) se asocien precisamente a este episodio distensivo. La coincidencia de valores de distinta fuente y

bajo error llevan a que se considere aceptable como el valor más probable de este evento magmático una edad en el entorno de los 1800 Ma.

CONCLUSIONES

La estructura del Terreno Piedra Alta parece más compleja que lo considerado hasta ahora. El TPA está integrado por tres cinturones metamórficos supracrustales entre los cuáles se desarrollan extensas áreas granito-gnéisicas (Figura 9).

En todos los cinturones aparecen rocas con alto contenido de magnesio, tremolititas y talcoesquistos. Las unidades de mayor extensión en el terreno son la Faja Florida y el cinturón San José. En la faja Florida dominan metamorfitos profundos que contienen migmatitas en forma sistemática y núcleos granodioríticos de anatexis. En el cinturón San José se distingue una secuencia volcanosedimentaria y una extensa actividad plutónica postectónica calcoalcalina.

Se ha identificado una faja de supracrustales en la unidad Ojosmín y se confirma la propuesta de Preciozzi *et al.* (1985) de separar la Formación Cerros de San Juan del Cinturón San José. El cinturón Pando adquiere una dudosa correlación con los otros cinturones.

La edad de todas las unidades pertenecientes al TPA se vinculan al Transamazoniano (2000 ± 100 Ma), confirmado por criterios tectonoestratigráficos como por geocronología U-Pb en zircón (SHRIMP). La sucesión de eventos en el TPA es la siguiente: 1) fajas metamórficas y fajas granitizadas; 2) intrusiones postectónicas de cada uno de los cinturones; 3) Complejo Guaycurú; y 4) el enorme haz de filones del Río de la Plata como último evento intrusivo precámbrico.

La petrología indica que cada unidad ha tenido origen a distintas profundidades de la corteza y que sin embargo hoy se encuentran a un mismo nivel crustal. La hipótesis

sugerida es la existencia de escamas tectónicas o importantes cabalgamientos, que dan lugar a estructuras subhorizontales producto del evento colisional que estructura al TPA. Esto permitió la inyección de granitos peraluminosos favoreciendo el desplazamiento de los bloques y de este modo se explicaría que rocas de diferentes profundidades de la corteza se encuentren hoy a un mismo nivel cortical.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- BOSSI, J. 1966. Geología del Uruguay. Colección Ciencias N°2. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República. Montevideo. Uruguay.
- BOSSI, J. 1968. Ensayo de clasificación geológica de las rocas ígneas. Boletín Facultad de Agronomía 102: 1-27. Montevideo. Uruguay.
- BOSSI, J. 1983. Breve reseña sobre el conocimiento geológico del Escudo Predevoniano en Uruguay, Sudamérica. Zentralblatt für Geologie und Palaëontologie. 1 (3/4) :417-429. Alemania.
- BOSSI, J. & CAMPAL, N. 1991. Granitos negros filonianos del Uruguay - Resultados de las Investigaciones. Convenio CIID - Facultad de Agronomía. Ed. Facultad de Agronomía. Montevideo. Uruguay.
- BOSSI, J. & CAMPAL, N. 1992. Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico Inferior en Uruguay. In: GUTIERREZ MARCO, J. C.; J. SAAVEDRA & I. RABANO (Eds). Paleozoico Inferior de Iberoamérica. Universidad de Extremadura. España.
- BOSSI, J. & FERRANDO, L. 2001. Carta Geológica del Uruguay, versión 2.0. Escala 1/500.000. Geoeditores. Montevideo. Uruguay.
- BOSSI, J. & NAVARRO, R. 1988. Geología del Uruguay. 2 tomos. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República. Montevideo. Uruguay.
- BOSSI, J.; CAMPAL, N.; CIVETTA, L.; DEMARCHI, G.; GIRARDI, V. A. V.; MAZZUCHELLI, M.; NEGRINI, L.; RIVALENTI, G.; FRAGOSO CESAR, A. R. S.; SINIGOI, S.; TEXEIRA, W.; PICCIRILLO, E. M. & MOLESINI, M. 1993. Early Proterozoic dike swarms from western Uruguay: geochemistry, Sr-Nd isotopes and petrogenesis. Chemical Geology 106 :263-277. Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam. Holanda.
- BOSSI, J.; CAMPAL, N.; PIÑEYRO, D.; SCHIPILOV, A.; FERRANDO, L. A.; NAVARRO, R.; DALLA SALDA, L.; CINGOLANI, C.; VARELA, R. & LOPEZ de LUCCHI, M. 1996. Terreno Piedra Alta (Correlación Piedra Alta - Tandilia). pp. 77. Ed. Facultad de Agronomía. Montevideo. Uruguay.
- BOSSI, J.; FERNANDEZ, A. & ELIZALDE, G. 1965. Predevoniano en el Uruguay. Boletín Facultad de Agronomía N° 78. Montevideo. Uruguay.
- BOSSI, J.; FERRANDO, L. A.; FERNANDEZ, A.; ELIZALDE, G.; MORALES, H.; LEDESMA, J.; CARBALLO, E.; MEDINA, E.; FORD, I. & MONTAÑA, J. 1975. Carta Geológica del Uruguay. Escala 1/1.000.000. Editada por los Autores. Montevideo. Uruguay.
- BOSSI, J.; FERRANDO, L. A.; MONTAÑA, J.; MORALES, H.; CAMPAL, N.; GANCIO, F.; PIÑEIRO, D.; SCHIPILOV, A. & SPRECHMANN, P. 1998. Carta Geológica del Uruguay, escala 1/500.000. X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica. 1 :24. Buenos Aires. Argentina.
- BOSSI, J.; FERRANDO, L. A.; MONTAÑA, J.; MORALES, H.; CAMPAL, N.; GANCIO, F.; PIÑEIRO, D.; SCHIPILOV, A. & SPRECHMANN, P. 1998. Carta Geológica del Uruguay, escala 1/500.000. Geoeditores. Montevideo. Uruguay.
- BOSSI, J.; HARTMANN, L.; PIÑEYRO, D.; LEITE, J. & McNAUGHTON, N. 1999. Geological and geochronological constraints on the Paleo-Proterozoic evolution of the Isla Mala granitic suite, Uruguay. II Simposio Sudamericano de Geología Isotópica: 295-299. Villa Carlos Paz. Córdoba. Argentina.
- BOSSI, J.; CAMPAL, N.; HARTMANN, L. A. & SCHIPILOV. 2001. Predevoniano en el Uruguay: Terrenos y SHRIMP II. Actas XI Congreso Latinoamericano de Geología. Montevideo. Uruguay.
- CAMPAL, N. & CHULEPIN, H. 1990. Carta Geológica del Uruguay a escala 1:100.000 - Hoja J24 Talita. Convenio Facultad de Agronomía, DINAMIGE, Facultad de

- Ciencias. Montevideo. Uruguay.
- CAMPAL, N.; GAUCHER, C.; SCHIPILOV, A. & BOSSI, J. 1995. El Uruaçuano en el Uruguay: evidencias geológicas, paleontológicas y radiométricas. VI Simposio Sul-Brasileiro de Geología. I Encuentro de Geología del Cono Sur. Boletín de Resumos Expandidos: 97-100. Porto Alegre. Brasil.
- CAMPAL, N.; OYHANTÇABAL, P. & BACHMANN, I. 1988. Carta Geológica del Uruguay a escala 1/100.000. Hoja H-28 Mosquitos. Convenio DINAMIGE, Facultad de Agronomía, Facultad de Ciencias. Montevideo Uruguay.
- CINGOLANI, C.; BOSSI, J.; VARELA, R. & NAVARRO, R. 1990. Nuevos datos geológicos y geocronológicos del macizo granítico de Cerro Colorado, Florida, Uruguay. I Congreso Uruguayo de Geología. Resúmenes Ampliados 1: 101-105. Montevideo. Uruguay.
- CINGOLANI, C.; FERRANDO, L. A.; PIÑEYRO, D.; BOSSI, J.; CAMPAL, N.; VARELA, R. & SCHIPILOV, A. 2000. Chronology and isotopic signature of the Piedra Alta Terrane, Uruguay. 31st. International Geological Congress. Río de Janeiro. Brasil.
- CINGOLANI, C.; VARELA, R.; DALLA SALDA, L.; BOSSI, J.; CAMPAL, N.; FERRANDO, L. A.; PIÑEIRO, D. & SCHIPILOV, A. 1997. Rb/Sr geochronology from the Río de la Plata craton of Uruguay. South American Symposium on Isotope Geology. Curitiba. Brasil.
- CINGOLANI, C.; BOSSI, J.; VARELA, R.; MALDONADO, S.; PIÑEYRO, D. & SCHIPILOV, A. (2001). Piedra Alta Terrane of Uruguay: Rb-Sr geochronological data of two new Palaeoproterozoic (Transamazonian) granitoids. III South American Symposium on Isotope Geology, 109 – 112, Pucón, Chile.
- CORONEL, N. & OYHANTÇABAL, P. 1988. Carta Geológica del Uruguay a escala 1:100.000 - fotoplano J-28 Pando. Convenio Dirección Nacional de Minería y Geología, Facultad de Agronomía, Facultad de Ciencias. Montevideo. Uruguay.
- CHULEPIN, H.; PEREZ, A. & CURBELO, M. 1991. The Piedra Alta outcrop; In CAMPAL *et al.* (1991) Excursión Guide III Symposium Mafic Dykes. Sao Paulo. Brasil.
- DALLA SALDA, L.; BOSSI, J. & CINGOLANI, C. 1988. The Río de la Plata Cratonic Region of South-Western Gondwanaland. Episodes, 11(4): 263-269. Ottawa. Canadá.
- FERNANDEZ, A. & PRECIOZZI, F. 1974. La formación Arroyo Grande y los granitoides asociados. Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geología. 1 :213-226. Porto Alegre, Brasil.
- FERRANDO, L. A. 1996 Cinturón Arroyo Grande. En BOSSI *et al.* 1996 Terreno Piedra Alta (Correlación Piedra Alta-Tandilia). Facultad de Agronomía. :10-17. Montevideo. Uruguay.
- FERRANDO, L. A. & FERNANDEZ, A. 1971. Esquema tectónico cronoestratigráfico del Pre-Devoniano en el Uruguay. Annais XXV Congresso Brasileiro de Geología. I: 199-210. San Pablo. Brasil.
- FERRANDO, L. A.; EUGUI, W.; CABRERA, Z. & ELIAS, R. 1988. Carta Geológica del Uruguay a escala 1/100.000 Hoja Carmelo P24. Convenio Facultad de Agronomía. Facultad de Ciencias, Dirección Nacional de Minería y Geología. Montevideo. Uruguay.
- HALLS, H.C.; CAMPAL, N.; DAVIS, D.W.; & BOSSI, J. 2001. Magnetic studies and U-Pb geochronology of the Uruguayan dyke swarm, Río de la Plata craton, Uruguay: paleomagnetic and economic implications. Journal of South American Earth Sciences. Vol. 14 (2001) :349-361. Elsevier.
- HART, S. R. 1966. Radiometric ages in Uruguay and Argentina and their implications concerning continental drift. Geological Society of America. Annual Meeting : 86: San Francisco. EEUU.
- HARTMANN, L. A.; PIÑEYRO, D.; BOSSI, J.; LEITE, J. & McNAUGHTON, N. 2000. Zircon U-Pb shrimp dating of Paleoproterozoic Isla Mala granitic magmatism in the Río de la Plata craton, Uruguay. Journal of South American Earth Sciences. Vol. 13 (2) :105-113. Elsevier.
- INTROCASSO, A. & HUERTA, E. 1982. Interpretación del exceso de gravedad en Uruguay. V Congreso Latinoamericano de Geología Actas IV :87-104. Buenos Aires. Argentina.
- JONES, G. H. 1956. Memoria explicativa y mapa geológico de la región oriental del Departamento de Canelones. Instituto Geológico del Uruguay, Boletín N° 34.

- Montevideo. Uruguay.
- LEDESMA, J. J.; HEIMANN, A. & BERGALLI, L. 2001. El metagabro de Cerro San Carlos: roca relacionada a una veta de cuarzo aurífero en el Cratón del Río de la Plata, SW de Uruguay. ". XI Congreso Latinoamericano de Geología III Congreso Uruguayo de Geología. CD. Montevideo. Uruguay.
- MALDONADO, S.; BOSSI, J.; PIÑEYRO, D.; CINGOLANI, C. & SCHIPILOV, A. 2001. Macizo de Pintos - Terreno Piedra Alta (Florida, Uruguay). XI Congreso Latinoamericano de Geología III Congreso Uruguayo de Geología. CD. Montevideo. Uruguay.
- MARI, C.; COSTA, H.; INFANTOZZI, E. & GONZÁLEZ, C. 1990. Estudio geofísico regional en Sierra Mahoma, San José. I Congreso Uruguayo de Geología. Resúmenes Ampliados 2:145-150. Montevideo. Uruguay.
- MURPHY, M. S. & SALVADOR, A. 1999. Internacional Stratigraphic Guide – An abridged version. Episodes, 22 (4) : 255-271.
- MUTTI, D.; BOSSI, J.; DI MARCO, A. & PIÑEYRO, D. 1996. The Archean vulcano sedimentary San José Belt (Uruguay). *Symposium Archean Terranes of American Plataform.* :26-27. Brasilia. Brasil.
- OYHANTÇABAL, P.; MEDINA, E. y SPOTURNO, J. 1990 Geología y petrología del stock de gabro del Arroyo Mahoma. 1º Congreso Uruguayo de Geología. Resúmenes Ampliados 1 :115-121. Montevideo. Uruguay.
- OYHANTÇABAL, P.; DERREGIBUS, M. T.; MUZIO, R. & NARDI, L. V. S. (1998). The Soca intrusión: a rapakivi granite in Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences.* 11 (2):169-178. Elsevier.
- OYHANTÇABAL, P.; SPOTURNO, J.; AUBET, N.; CAZAUX, S. & HUELMO, S. 2002. La Formación Montevideo y los granito – gneises asociados del Basamento Cristalino de Montevideo. Segundo Taller sobre estratigrafía del Precámbrico Uruguayo. Montevideo. Uruguay.
- PIÑEYRO, D. & BOSSI, J. 1998. Complejo Gabro - granito post-orogénico Guaycurú, Uruguay. IV Reunión de Mineralogía y Metalogenia. Universidad Nacional del Sur. :301-307. Bahía Blanca. Argentina
- PRECIOZZI, F. 1989a. Aspectos petrográficos del complejo intrusivo de Arroyo Marincho y granodiorita de Arroyo Grande. Contribución a la Geología del Uruguay. Dirección Nacional de Minería y Geología. N° 7. Montevideo, Uruguay.
- PRECIOZZI, F. 1989b. Mineralogía y geoquímica del complejo intrusivo de Arroyo Marincho y granodiorita de Arroyo Grande. Contribución a la Geología del Uruguay N° 8, DINAMIGE. Montevideo, Uruguay.
- PRECIOZZI, F. & BOURNE, N. 1992. Petrography and geochemistry of the A° de la Virgen and Isla Mala plutons, southern Uruguay: Early Proterozoic tectonic implications. *Journal South American Earth Sciences.* 6 (2) :169-181. EEUU.
- PRECIOZZI, F.; SPOTURNO, J.; HEINZEN, W. & ROSSI, P. 1985. Carta Geológica del Uruguay a escala 1/500.000; Ed. DINAMIGE.- Montevideo. Uruguay.
- PRECIOZZI, F.; BASEI, M. A. & MASQUELÍN, H. 1999. New geochronological data from the Piedra Alta Terrane (Río de la Plata Craton). II Simposio Sudamericano de Geología Isotópica : 341-344 . Villa Carlos Paz. Córdoba. Argentina.
- ROTH, W. et al. (1980). Estudio geominero de la mina de talco Narancio S.A. Inst. Geol. Ing. E. Terra Arocena, Montevideo.
- SCHIPILOV, A.; IARDINO, G.; BOSSI, J. & PIÑEYRO, D. 1998. Gabros hornbléndicos Eo Proterozoicos del Cinturón San José. Uruguay. IV Reunión de Mineralogía y Metalogenia. Universidad Nacional del Sur :309-316. Bahía Blanca. Argentina.
- UMPIERRE, M. & HALPERN, M. 1971. Edades Sr - Rb del Sur de la República Oriental del Uruguay. *Revista Asociación Geológica Argentina.* 26:133-155. Buenos Aires. Argentina.
- VILLAR, L. M. & SEGAL, S. J. 1990. Caracterización petrológica y metalogénica del complejo gábrico próximo a San José de Mayo, Depto. de San José. Uruguay. I Congreso Uruguayo de Geología. Resúmenes Ampliados 1:199-204. Montevideo. Uruguay.