



# MAPA GEOLÓGICO DEL CINTURÓN NORTE DEL TERRENO PIEDRA ALTA, DEPARTAMENTO DE FLORES, URUGUAY

Loureiro Olivet, J.<sup>1,2</sup>; Fort<sup>3</sup>, S.; Núñez Demarco, P.<sup>3</sup>; Peel, E.<sup>3</sup>;  
Preciozzi, F.<sup>1</sup>; Sánchez Bettucci, L.<sup>2,3</sup>

## OPEN ACCESS

**Edited by:**  
DINAMIGE  
Uruguay

**Corresponding author:**  
Judith Loureiro Olivet  
judith.loureiro@miem.gub.uy

1 Dirección Nacional de Minería y Geología, Ministerio de Industria, Energía y Minería.  
2 Observatorio Geofísico del Uruguay, Facultad de Ciencias, Universidad de la República.  
3 Departamento de Geodinámica Interna, Instituto de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias, Universidad de la República.

## Resumen

**Received:** Jul 2025  
**Accepted:** Nov 2025  
**Published:** Ene 2026

**Citation:**  
Loureiro Olivet et al (2026)  
Mapa geológico del Cinturón  
Norte del Terreno Piedra Alta,  
Departamento de  
Flores, Uruguay. *Revista  
Investigaciones. Uruguay.*  
5(1):1-14

Se llevó a cabo la actualización del mapa geológico del Cinturón Norte del Terreno Piedra Alta, comparando y modificando las versiones de 1993, 1996 y 2018. El trabajo implicó una reinterpretación de los límites de las unidades geológicas descriptas en los antecedentes así como su separación interna en los casos que fuera pertinente. Uno de los principales avances fue la separación de la secuencia metavolcanosedimentaria que constituye la Formación Arroyo Grande. A partir de los antecedentes, trabajos de campo e interpretación de la magnetometría y radiometría aérea del área, se cartografiaron tres subunidades distintas. De base a tope: la primera está representada por metasedimentos; la segunda compuesta por metavolcanitas básicas; y la última formada por metavolcanitas ácidas. Esta subdivisión permite una caracterización más precisa de la evolución geológica del Cinturón Norte y mejora la comprensión de los procesos geodinámicos que actuaron durante el Paleoproterozoico en el Uruguay. Adicionalmente, en base a la misma metodología, se modificaron los límites y la extensión del Granito Carpintería. Esta actualización tiene varias implicancias, tanto en el ámbito científico como del patrimonio geológico, ya que el área de estudio está comprendida en el Geoparque Mundial UNESCO Grutas del Palacio. Este Geoparque representa un importante centro de desarrollo geoturístico, científico y cultural para el departamento de Flores. Por tanto, los resultados de este trabajo no solo enriquecen el conocimiento geológico regional, sino que también fortalecen las bases científicas para la valorización y gestión del patrimonio natural uruguayo.

## Palabras clave

Mapa geológico, Cinturón Norte, Terreno Piedra Alta, Arroyo Grande, Uruguay

## Introducción

El Terreno Piedra Alta (TPA) abarca unos 2200 km<sup>2</sup> en la región suroeste de Uruguay. Al este, limita con el Terreno Nico Pérez y la porción sur del Cinturón Dom Feliciano por medio de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí (Preciozzi et al., 1979). Secuencias sedimentarias y volcánicas de la Cuenca Chaco-Paranaense y Santa Lucía lo cubren al norte y sur, mientras que al oeste subyace a las sedimentitas cretácicas y cenozoicas de la Cuenca Litoral.

El origen de las rocas ígneas y metamórficas paleoproterozoicas del TPA se asocia al ciclo orogénico Transplatense (Santos et al., 2019), previamente denominado Transamazónico (Hurley et al., 1967). Esta orogenia tuvo lugar aproximadamente entre 2.2 y 2.05 Ga siendo responsable de la acreción y amalgamación de los diversos bloques corticales que hoy forman el Cratón del Río de la Plata (Sánchez Bettucci et al., 2010; Oyhantçabal et al., 2011, 2018; Basei et al., 2024 y referencias citadas).

## Complejo Casupá

Esta unidad fue definida recientemente por Loureiro Olivet et al. (2024) e incluye las litologías que conforman el basamento granito-gnéisico-migmatítico de los cinturones metamórficos del TPA. Agrupa las unidades anteriormente denominadas como Complejo Basal y Ortoanfibolitas de Berrondo (Preciozzi et al., 1985), la Granodiorita Feliciano y el Granito Yí (Fernández & Preciozzi, 1974), la Granodiorita Conchillas (Ferrando & Fernández, 1971), los ortogneises de Punta Carretas y Punta Espinillo (Oyhantçabal et al., 2003), la Unidad Ismael Cortinas (Coronel et al., 1990) y las Migmatitas de Suárez denominadas originalmente como migmatitas y granitos autóctonos de Suarez por Spoturno et al., (2004) (Figura 1).

Este complejo se compone principalmente gneises, granitoides fuertemente deformados, para y ortoanfibolitas, granodioritas, tonalitas y migmatitas (Preciozzi et al., 1985; Preciozzi & Bourne, 1993; Bossi et al., 1993). Estas litologías suelen presentar xenolitos de anfibolitas y migmatitas siendo frecuentemente recortadas por diques pegmatíticos, aplíticos y dioríticos. Campal (1990), Campal & Chulepin (1990) y Garat (1991) reconocieron al menos tres fases de deformación en esta unidad. La fase inicial está representada por pliegues con orientación de plano axial N70°E y ejes subverticales, la segunda es una fase caracterizada por corrimientos de orientación este-oeste y la tercera fase consiste en pliegues con planos axiales de dirección N-O.

Al norte de la zona de cizalla Paso del Puerto (ZCPP) se desarrolla una faja granítica que no ha sido diferenciada internamente (Figura 1). Se trata principalmente de granitos de color gris, de grano medio a grueso desde equigranular a heterogranular porfirítico, con una mineralogía

representada por feldespatos potásicos, plagioclasa, cuarzo y biotita y ocasionalmente muscovita (Figura 2). La foliación se orienta groseramente al E-NE. Estos granitos se encuentran atravesados por diques y venas centimétricas aplíticas y pegmatíticas. Las pegmatitas son muy abundantes tanto como diques y cuerpos de límites sinuosos que se interdigitan con el granito (Figura 2b).

Los granitos Yí y Feliciano forman parte de este basamento. Estos cuerpos presentan foliación concordante o subconcordante con la estructuración de la Formación Arroyo Grande (Fernández & Preciozzi, 1974) por lo cual estos autores consideraron que presentan un carácter sintéctónico en relación al primer episodio importante de deformación regional. La zona de cizalla Paso de Lugo -ZCPL- (Fernández & Preciozzi, 1974) pone en contacto tectónico a estos granitoides con la Formación Arroyo Grande al sureste (Figura 1). Fernández & Preciozzi (1974) observaron que el macizo Feliciano ha sido intruído por un haz de diques ácidos, los cuales no se presentan en el plutón Yí lo que podría sugerir una mayor edad para el primero. Además, sugieren que los clastos graníticos de la secuencia metaconglomerádica de la Formación Arroyo Grande podrían estar vinculados a estos cuerpos.

### Granodiorita Feliciano (Fernández & Preciozzi 1974)

La Granodiorita Feliciano (ver Figura 1) posee un restringido desarrollo hacia el este del cinturón Arroyo Grande. Se trata, según estos autores, de granodioritas de grano grueso a fino con biotita, y local desarrollo de esquistosidad EO con un recorte aplítico y pegmatítico intenso. Según Preciozzi et al. (1985) la Granodiorita Feliciano muestra una marcada heterogranularidad y está constituida por cuarzo, microclina, plagioclasa, biotita y moscovita. La plagioclasa (An12-15) se desarrolla en cristales xeno- a sub-automorfos, englobando cristales de muscovita. Las rocas de esta unidad tienen una edad U/Pb de  $2083 \pm 22$  Ma según la información aportada por Ferrando (com. pers. citada por Maldonado et al., 2003).

### Granito Yí (Fernández & Preciozzi 1974)

El Granito Yí, también denominado Cañada Valenzuela por Bossi et al. (2001), se extiende al sur del Granito Feliciano y está separado de éste por la ZCPL (ver Figura 1). Se trata de un granito de grano medio a grueso equigranular (Figura 3a), localmente porfirítico, con escaso desarrollo de foliación interna a excepción de la zona afectada por la zona de cizalla Paso de Lugo. Localmentese han observado la presencia de enclaves decimétricos (Figura 3b). En la ZCPL se observan texturas desde cataclásticas a miloníticas (Preciozzi et al., 1985). Presenta numerosos



enclaves máficos esferoidales a lenticulares muy alargados lo que indica, según estos autores, procesos de deformación actuantes sobre el cuerpo. El Granito Yí se encuentra atravesado, además por filones decimétricos de rumbo EO de composición dacítica a tonalítica. Mineralógicamente está constituido por cuarzo, albita subautomorfa a xenomorfa ocasionalmente sericitizada, microclina pertítica xenomorfa a subautomorfa, biotita, moscovita y accesoriamente epidoto y esfeno. Una peculiaridad es el sobrecrecimiento de plagioclasa sobre feldespato, textura rapakivi (Fernández & Preciozzi 1974; Preciozzi et al., 1985). Según Ferrando (com. pers.citado por Maldonado

et al 2003) determinaciones U/Pb sobre muestras de este cuerpo arrojaron valores de  $2139 \pm 20$  Ma.

### Cinturón Norte

Loureiro Olivet et al. (2024) redenombraron como Cinturón Norte a las unidades previamente agrupadas como Cinturón Andresito (Bossi & Ferrando, 2001) o Cinturón Arroyo Grande (Bossi et al. 1993) a los efectos de eliminar las homonimias con la Formación Arroyo Grande (Ferrando & Fernández, 1971) y la Granodiorita

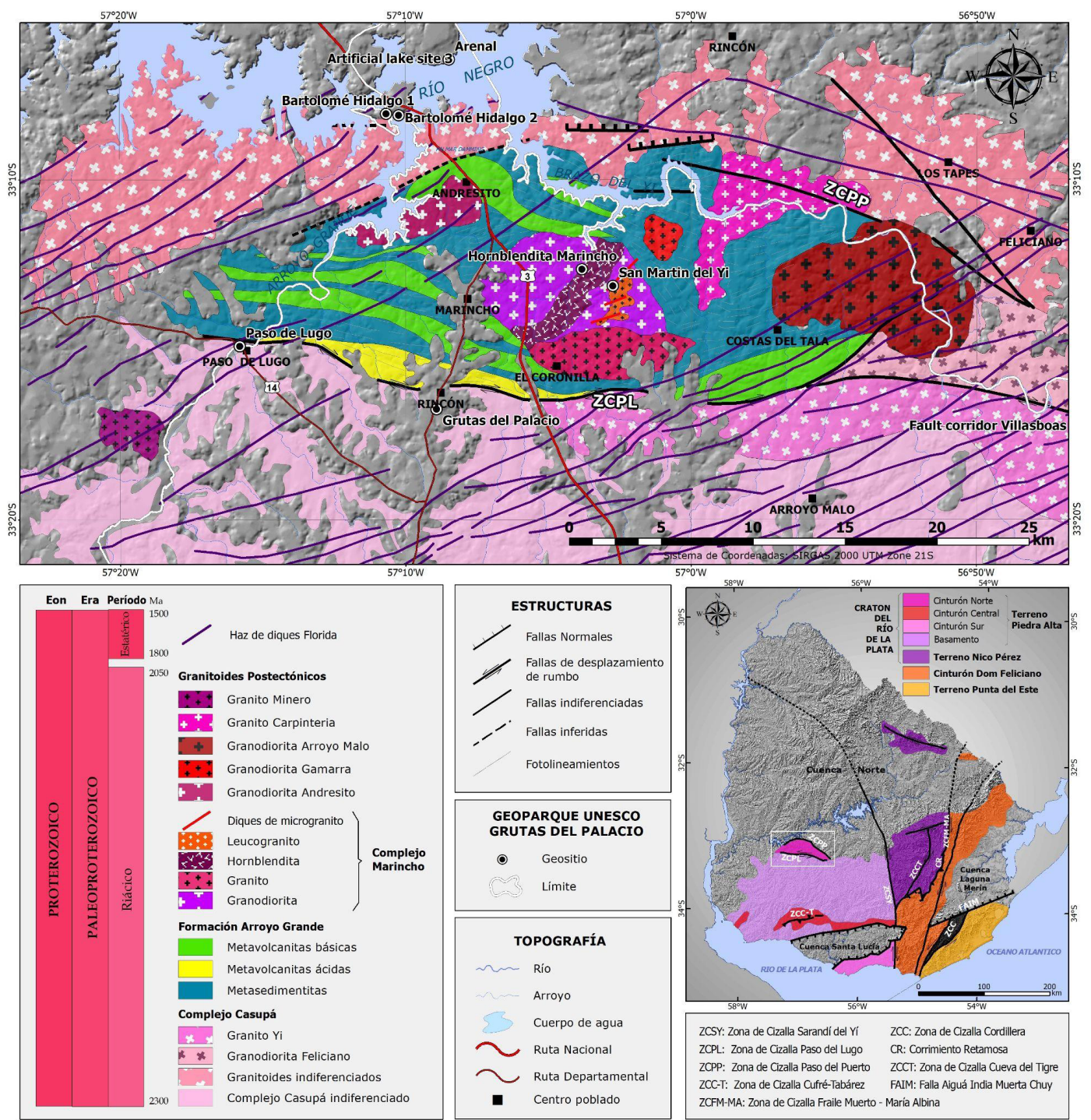


Figura 1. Mapa Geológico del Cinturón Norte.





**Figura 2.** Granitoide deformado del complejo Casupá al Norte de la Zona de Cizalla Paso del Puerto. a) Granito a biotita de grano medio a grueso porfiritico de color gris. Los fenocristales de feldespato potásico alcanzan ~2cm. Levemente orientado (foliación grosera N75/50NO), b) Se observan venas y recortes centímetros de diques aplíticos y pegmatíticos

Andresito (Bossi et al., 1998). Incluye a las secuencias metavolcanosedimentarias comprendidas en la Formación Arroyo Grande y a los intrusivos asociados (ver Figura 1). Este cinturón metamórfico se encuentra en el límite norte del área aflorante del Terreno Piedra Alta, cerca del río Yí. Varios plutones diferentes (Marincho, Andresito, Gamarra, Carpintería y Arroyo Malo) son intrusivos en la secuencia metavolcanosedimentaria. El área principal del cinturón se extiende desde Paso de Lugo en el oeste hasta varios kilómetros al este del Arroyo Malo del Yí en el este. Al norte, el cinturón es afectado por la zona de cizalla Paso del Puerto (ZCPP) y se encuentra cubierto por una secuencia sedimentaria paleozoica (Formación San Gregorio). Su límite sur está definido por la ZCPL de orientación E-W (Preciozzi et al., 1985; Preciozzi & Bourne, 1993; Bossi et al., 2001).

## Formación Arroyo Grande (Ferrando & Fernández, 1971)

Corresponde a una secuencia metavolcanosedimentaria metamorfozada en facies esquistos verdes. Al norte, la Formación Arroyo Grande se ve afectada por la ZCPP y está parcialmente cubierta por sedimentitas y volcanitas del Paleozoico y Mesozoico respectivamente (ver Figura 1). Su límite sur está definido por la ZCPL de orientación predominante E-O (Preciozzi et al., 1985; Preciozzi, 1993; Bossi et al., 2001) donde se desarrollan texturas lepidoblásticas a cataclásticas (Preciozzi et al., 1985). Está intruída por múltiples cuerpos graníticos posttectónicos que provocaron una importante deformación en la unidad. En base a los antecedentes geológicos previos, recientes trabajos de campo e interpretación de la magnetometría y radiometría del área, fueron separados dentro de la secuencia metavolcanosedimentaria, tres subunidades cartografiables: la primera corresponde a la secuencia

metasedimentaria, la segunda a la secuencia volcánica básica y la última está representada por la secuencia volcánica ácida. La secuencia metasedimentaria es la que presenta mejor expresión y se encuentra intercalada con la secuencia volcánica básica, mientras que la secuencia volcánica ácida se ubica en el tope.

Las litologías de la **secuencia metasedimentaria** corresponden a metaconglomerados, metaarcosas, metareniscas, metapelitas, cuarcitas, cuarcitas moscovitas, cuarcitas feldespáticas (Figura 4 a y b), entre otras, siendo las tres últimas las más abundantes (Ferrando & Fernández 1971, Fernández & Preciozzi, 1974; Bossi & Gaucher, 2014).

A unos 2 km de la ZCPL, se observó una secuencia metasedimentaria foliada y en ocasiones plegada. Los plegamientos son de tipo Z y de orden centimétrico (5-10 cm) a métrico (Figura 5). El cuarzo aparece como venas concordantes más o menos deformadas (ocasionalmente budinadas) con espesores de orden centimétrico a decimétrico, también aparecen en venas discordantes cortando la secuencia. La sucesión sedimentaria presenta de S a N :

- -metaconglomerados esquistosos con mica blanca de ca. 1 mm, donde los clastos pueden alcanzar los 2 cm. Es común observar clastos de cuarzo estirados;
- -metaareniscas cuarzosas y esquistosas con mica blanca de aproximadamente 1mm que presentan ocasionalmente pátinas de hierro pulverulentas en los planos de foliación (Figura 5a);
- -metapelitas muy micáceas con escasa clorita microplegada con plano axial subhorizontal;
- -esquistos micáceos con crenulación N35° y localmente atravesados por venas de cuarzo (Figura 5c), finalmente;
- -metaareniscas cuarzosas masivas (Figura 5b).

Según Arduin et al. (2018), los metaconglomerados son polimícticos matrizsoportados y presentan clastos alargados que varían en tamaño de 1 a 20 cm,





**Figura 3.** Fotografías mostrando el aspecto del a) Granito Yí, de grano medio a grueso y la b) presencia de enclaves máficos.

compuestos principalmente de cuarzo y granito (Figura 6 a y b). El estudio de los ejes elongados en los niveles conglomerádicos muestra una historia intrincada donde se distinguen dos fases de deformación: una ocurrida durante el metamorfismo y otra relacionada con el emplazamiento de los cuerpos plutónicos. La matriz está compuesta por cuarzo, biotita, feldespato, granate y minerales opacos pudiendo estar recrystalizada (Fernández & Preciozzi, 1974). Las cuarcitas son masivas, pero localmente se puede observar que conservan estructuras primarias, como la estratificación y la forma original de los clastos. Adicionalmente, se observa una disminución de tamaño de grano hacia el sur por lo que Las asociaciones minerales en las facies detríticas son predominantemente: cuarzo + clorita + moscovita + opacos ± biotita ± granate ± plagioclasa ± epidoto (Fernández & Preciozzi, 1974; Preciozzi et al., 1985). Según Bossi & Navarro (1991) el metamorfismo aumenta hacia la base de la secuencia en el Norte, variando de facies esquisto verdes a facies anfibolita.

Análisis de anisotropía magnética fueron realizados por Arduin et al. (2018) tanto en los metaconglomerados como en el granito Carpintería. Según este estudio, los conglomerados presentan una foliación magnética

orientada en N 334/77 y una lineación magnética en N 32/74, lo cual concuerda con las observaciones de campo. Esta autora sugiere que la lineación magnética es paralela a la lineación de estiramiento mineral, pero no consistente con la tendencia regional del TPA, por lo que sugiere que es el resultado de la ocurrencia de un evento de extensión localizado NNE-SSW.

La **secuencia metavolcánica básica** (Figura 7) se intercala con la serie metasedimentaria y está dominada por metalavas básicas, anfibolitas, esquistos cloríticos, metaandesitas y metatobas andesíticas (Ferrando & Fernández, 1971; Fernández & Preciozzi, 1974; Preciozzi et al., 1985; Preciozzi & Bourné, 1992; Preciozzi, 1993; Bossi et al., 1993; Ferrando, 1996; entre otros). Las metalavas básicas presentan una textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa (An60) frecuentemente zonados y alterados a zoicita, en una matriz fina de anfíboles fibroblásticos y nematoblásticos ocasionalmente alterados a clorita, esfeno, epidota, y minerales opacos (Fernández & Preciozzi, 1974).

Las anfibolitas granonematoblásticas presentan una marcada segregación composicional en bandas ricas en anfíbol, alternando con bandas cuarzo-feldespáticas compuestas por granos xenomorfos de tamaño muy fino.



**Figura 4.** a) Metaareniscas, b) cuarcitas de la Formación Arroyo Grande.



Fernández & Preciozzi (1974). Estos autores agregan que algunos lentes elongados de cuarzo podrían corresponder a la deformación y recrystalización de pequeñas amígdalas cuarzosas presentes en la lava basáltica original. La paragénesis mineral principal incluye anfíboles y plagioclasas comparables a las observadas en las metalavas. Además, se identifican fases accesorias tales

como minerales opacos y epidoto.

Ferrando (1996) describió un conjunto de metaandesitas con textura porfírica mineralógicamente constituidas por andesina, hornblenda, actinolita, cuarzo, epidoto, clorita, biotita y minerales opacos. Describió además metatobas andesíticas constituidas por andesina, hornblenda, actinolita, clorita, epidoto y biotita.



**Figura 5.** Secuencia metasedimentaria foliada de la Formación Arroyo Grande. a) Metaareniscas cuarzosas con pátinas de hierro pulverulentas en planos de foliación, b) metareniscas masivas, c) esquistos micáceos crenulados con pliegues Z de orden métrico.





**Figura 6.** Metaconglomerados de la Formación Arroyo Grande. a) conglomerados con clastos graníticos elongados, b) conglomerados con clastos de cuarcita elongados

Las **metavolcanitas ácidas** (Figura 8) afloran hacia el tope de la secuencia, al sur. Su expresión es bastante menor que el de los anteriores y se compone por metadacitas, metariolitas, metariodacitas y metatobas ácidas (Ferrando, 1996).

Estudios isotópicos U/Pb en zircón fueron realizados sobre metariolitas arrojando edades de  $2113 \pm 8$  Ma (Ferrando comm pers., citado por Maldonado et al.,

2003). Por otra parte, Basei et al. (2016) obtuvieron una edad máxima ca. 2.1 Ga por método LA-ICPMS U/Pb en metasedimentos lo que es consistente con las edades del basamento y de los intrusivos graníticos. Los autores sugirieron un proceso rápido de formación del basamento y erosión, seguido de la deposición de secuencias volcanosedimentarias.



**Figura 7.** Rocas metavolcánicas básicas de la Formación Arroyo Grande. a) metavulcanitas básicas foliadas; b) metavulcanitas básicas con recortes aplíticos.





**Figura 8.** Metariolitas de la Formación Arroyo Grande.

## Granitoides tardi a postectónicos

Seis diferentes cuerpos graníticos intruyen la Formación Arroyo Grande: Complejo Marincho, Andresito, Carpintería, Arroyo Malo y Gamarra. Los primeros cuatro fueron definidos por (Fernández & Preciozzi, 1974) y el último por Bossi et al. (2001). La granodiorita Andresito fue denominada inicialmente por Fernández y Preciozzi (1974) como granito Arroyo grande. En este trabajo con el fin de eliminar homonimias, siguiendo el criterio de Loureiro Olivet et al. (2024), se utiliza la nomenclatura propuesta por Bossi et al. (2001) que lo renombra como Granito Andresito.

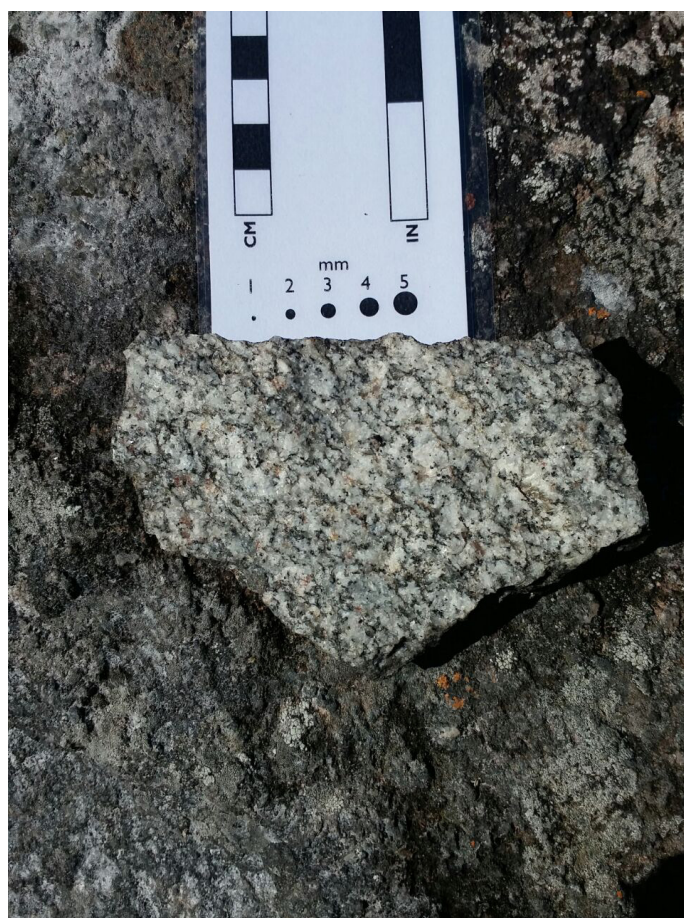
## Complejo Marincho

Este complejo ígneo fue inicialmente descrito por Fernández & Preciozzi (1974), y está representado por granodioritas, hornblenditas y granitos, subconcordantes con la estructura regional E-W. Se encuentra localizado en la porción Norte del TPA entre las fallas Paso de Lugo y Paso del Puerto, en la porción central del Cinturón Norte (ver Figura 1) y presenta unas dimensiones ca. 48 km<sup>2</sup>. Fernández & Preciozzi (1974) lo definen como un complejo poli-intrusivo tardío a postectónico a la deformación del cinturón, ya que no presenta deformación interna. Dentro de este complejo (Figura 1) se han separado cuatro plutones diferentes, siguiendo la propuesta de Fernández & Preciozzi (1974) y Preciozzi (1980). La intrusión principal corresponde a una granodiorita rica en hornblenda (Figura 9) mientras que las intrusiones subordinadas incluyen una hornblendita porfirica, un granito y un leucogranito. Ferrando (1996) describió la ocurrencia, en la porción norte, de corneanas con cordierita, andalucita y sillimanita. También se han sugerido fenómenos de mezcla de magmas

entre fundidos granodioríticos a tonalíticos con gabros ricos en hornblenda (Fernández & Preciozzi, 1974).

El cuerpo más representativo en su expresión superficial corresponde principalmente a una granodiorita de color gris (Figura 1) que presenta frecuentemente xenolitos y recortes de diques de aptitas y microgranodioritas. Esta intrusión varía composicionalmente desde términos dioríticos a monzograníticos (Preciozzi, 1980). La mineralogía dominante se compone de plagioclasa (oligoclasa-andesina) con zonación, cuarzo con extinción ondulante e inclusiones de rutilo, hornblenda (ca. 30%), biotita y microclina peritítica ocasionalmente poiquilítica. Los minerales accesorios son esfeno, apatito, pistacita, ilmenita, granate, circón y clorita como producto de la alteración de la biotita, y turmalina. Las facies monzograníticas suelen también presentar moscovita (Fernández & Preciozzi, 1974; Preciozzi, 1989a).

El segundo cuerpo en volumen corresponde a un granito de grano grueso (Granito del Sur o Marincho Sur sensu Fernández & Preciozzi (1974) de textura heterogranular, localmente porfirítico. Se localiza al sur del Complejo cortando al cuerpo granodiorítico. En el contacto entre la Formación Arroyo Grande y la granodiorita se observa una faja con textura cataclástica a milonítica, lo que sugiere su intrusión posterior. Este granito se encuentra mineralógicamente constituido por cuarzo, microclina peritítica a veces poiquilítica, plagioclasa (oligoclasa)



**Figura 9.** Granodiorita del Complejo Marincho, rica en hornblenda.





**Figura 10.** Afloramiento en bochas de la Granodiorita Andresito

comúnmente sericitizada, biotita cloritizada, muscovita y accesoriamente minerales opacos, esfeno, granate, pistacita y apatito (Fernández & Preciozzi, 1974; Preciozzi, 1989a). La hornblendita ocurre como un cuerpo alargado con dirección NE-SO que intruye a los cuerpos previamente descritos. Se trata de una hornblendita o mela-dolerita hornbléndica (*sensu* Fernández & Preciozzi, 1974) donde se han reconocido algunos xenolitos de la granodiorita. Petrográficamente presenta textura porfirítica con fenocristales de hornblenda de hasta 2 cm con inclusiones de plagioclasa (andesina-labradorita) generalmente sericitizada, epidoto (pistacita y clinozoisita), esfeno, granate, apatito y minerales opacos. Ocasionalmente presenta también microclina, augita y cuarzo (Fernández & Preciozzi, 1974; Preciozzi, 1989a).

Finalmente, la unidad de menor desarrollo superficial corresponde a un leucogranito que intruye a la granodiorita (ver Figura 1). Se trata de un cuerpo litológicamente homogéneo, de grano grueso equigranular constituido

por cuarzo, microclina peritítica, plagioclasa (albita), muscovita y biotita. De forma accesoraria presenta granate, pistacita, circón y apatito. Adicionalmente ocurren diques de microgranito que lo recortan. (Fernández & Preciozzi, 1974; Preciozzi, 1989a).

Preciozzi (1989b) realizó estudios mineralógicos y químicos evaluando las condiciones termodinámicas en el Complejo Marincho. Según esta investigación se evidencia una evolución compleja de este magmatismo. La diferenciación magmática en la granodiorita de la unidad principal y las granodioritas asociadas a las hornblenditas porfiroblásticas debió ocurrir durante un proceso de cristalización fraccionada. En el caso del leucogranito los procesos corresponderían a una diferenciación de composición granítica en una cámara magmática donde tempranamente cristalizaron términos granodioríticos, o a la fusión de materiales corticales. Por su parte, el granito presenta claras divergencias en la composición química y mineralógica lo que sugiere un origen por fusión de



**Figura 11.** Granodiorita Carpintería, a) afloramiento en bochas; b) detalle de la granodiorita mostrando textura porfirítica con fenocristales de feldespato de hasta 4 cm.





**Figura 12 .** Afloramiento del Granito Minero con textura heterogranular porfirítica y feldespatos prismáticos (diámetro del anillo: 2 cm)

materiales corticales. En el caso de las hornblenditas porfiroblásticas, este autor sugiere que se trata de una intrusión independiente que recorta la granodiorita y que deriva probablemente de un magma a tendencia ultramáfica.

Preciozzi & Bourne (1992) realizaron los primeros estudios isotópicos por el método Rb/Sr (RT) sobre diferentes cuerpos del Complejo Marincho obteniendo edades en el entorno de los 2.1 Ga. Posteriormente, Maldonado et al. (2003) presentaron dos edades U/Pb SHRIMP (Ferrando com. pers.) de  $2108 \pm 23$  y  $2076 \pm 18$  para el complejo Marincho. Recientemente Franceschinis et al. (2022) presentaron nuevas edades U-Pb (SHRIMP en circón) para la granodiorita y el granito que arrojaron edades de  $2096.1 \pm 6.2$  y  $2079.5 \pm 7.0$  Ma, respectivamente.

## Granodiorita Andresito (enmendada por Bossi et al. 2001)

Fernández & Preciozzi (1974) fueron los primeros en describir un cuerpo granodiorítico que denominaron Granito Arroyo Grande (enmendado por Bossi et al., 2001 como Granodiorita Andresito). Originalmente fue considerada como parte del Complejo Marincho aunque fue separado de éste posteriormente por Preciozzi (1989a). Se trata de un cuerpo alargado con su eje mayor en dirección ENE localizado en la porción noroccidental del Cinturón Norte de ca. 20 km<sup>2</sup>. Se emplaza en subconcordancia con la estructuración regional siendo considerado como postectónico por Preciozzi (1989a). La litología dominante es una granodiorita de grano medio con hornblenda y biotita (Figura 10) mientras que ocurren de forma subordinada monzogranitos. Es común la presencia de enclaves y xenolitos de naturaleza variada.

La granodiorita presenta textura granuda y se compone mineralógicamente de plagioclasa (andesina) cuarzo,

hornblenda, microclina perítica y biotita. Como minerales accesorios presenta apatito, circón, minerales opacos, esfeno y epidoto. En las litologías monzograníticas la plagioclasa suele ser oligoclasa (Preciozzi, 1989a). En el trabajo de Preciozzi (1989b) además de realizar estudios mineralógicos y químicos del Complejo Marincho, también se analizó a la granodiorita Andresito. Los resultados sugieren que en esta intrusión la diferenciación magmática entre los términos granodioríticos y monzograníticos son producto de un proceso de cristalización fraccionada.

Este cuerpo fue datado por el método U-Pb (SHRIMP) arrojando una edad de  $2098 \pm 22$  (Ferrando com pers en Bossi & Ferrando, 2001), mientras que Franceschinis et al. (2022) obtuvieron una edad de  $2083.6 \pm 8.0$  (U-Pb SHRIMP en circón).

## Granodiorita Carpintería (Fernández & Preciozzi, 1974)

La Granodiorita Carpintería fue descrita originalmente por Fernández & Preciozzi (1974) como un cuerpo discordante a la estructuración regional, localizado a pocos kilómetros al este del complejo Marincho, ocupando un área de ca.



**Figura 13 .** Afloramiento del Granito Yi afectado por la Zona de Cizalla Paso de Lugo.





**Figura 14 .** Dique de dolerita del Haz de diques Florida

25 km<sup>2</sup>. En base al trabajo de [Arduin et al. \(2019\)](#) así como en la reinterpretación de datos aereogeofísicos se propuso un nuevo límite para este cuerpo ([ver Figura 1](#)). La Granodiorita Carpintería ([Figura 11](#)) se encuentra en contacto con niveles de conglomerados de la Fm. Arroyo Grande. [Arduin et al. \(2019\)](#) describieron tres diferentes facies para este cuerpo ígneo: una facies de grano fino con textura equigranular al sur del cuerpo, otra facies de grano medio con textura inequigranular seriada en la porción central, y una facies de grano grueso porfirítica al norte.

En general, se puede describir al granito Carpintería como una roca de grano fino, de color gris, con textura inequigranular seriada constituida por cuarzo, ortoclasa, microclina poiquilítica, abundante plagioclasa sericitizada, biotita con inclusiones sageníticas (rutilo acicular) o asociada con muscovita en crecimiento epitáxico, accesoramente presenta pistacita, circón, esfeno y minerales opacos ([Fernández & Preciozzi, 1974](#); [Arduin 2019](#)). [Franceschinis et al \(2022\)](#) obtuvo una edad por el método U-Pb SHRIMP en circón de  $2109.8 \pm 9.4$  Ma.

## Granodiorita Gamarra

(Bossi et al. 2001)

Se trata de un cuerpo de unos 4 km<sup>2</sup> localizado a pocos km al E del complejo Marincho y al O del Granito Carpintería ([Figura 1](#)). Se trata de una granodiorita equigranular de grano medio a grueso.

## Granodiorita Arroyo Malo

(Fernández & Preciozzi, 1974)

La Granodiorita Arroyo Malo se encuentra desarrollada en la porción más oriental del Cinturón Norte intruyendo a la Fm. Arroyo Grande y la Granodiorita Feliciano ([ver Figura 1](#)). Se trata de una roca de grano medio a grueso, de color gris, localmente porfirítica que ocupa un área de ca. 35 km<sup>2</sup>. Comúnmente se encuentra recortada por filones de microgranitos y presenta enclaves ricos en biotita. Esta granodiorita presenta textura heterogranular y se compone principalmente de cuarzo, plagioclasa con zonación (oligoclasa-andesina), microclina ocasionalmente peritítica, biotita y esfeno en cristales grandes. Los minerales accesorios son hornblenda, circón, granate, apatito, minerales opacos con bordes de esfeno o leucoxeno y pistacita. La plagioclasa puede encontrarse a veces en fenocristales pudiendo estar localmente sauritized. Por otra parte, el recorte por filones aplíticos en este cuerpo es común.

## Granito Arroyo Minero

(Preciozzi et al., 1985)

Este cuerpo fue separado por [Preciozzi et al. \(1985\)](#) como un cuerpo tardi a postectónico. Se trata de un cuerpo de unos 7 km<sup>2</sup>, localizado al SW de la zona de cizalla Paso de Lugo ([Figura 1](#)), al sur de la ruta 14. Este granito tiene tendencia porfirítica ([Figura 12](#)) con cuarzo, presenta fenocristales de feldespato potásico (hasta 4 cm), biotita y plagioclasa, y los minerales accesorios son opacos y circón.

## Zona de Cizalla Paso Lugo

(Fernández & Preciozzi 1974)

La falla Paso del Lugo (ZCPL) delimita bruscamente a la Formación Arroyo Grande en su borde meridional. Inmediatamente al sur de esta estructura, aflora un cuerpo granítico que exhibe estructuras planares primarias con dirección norte-sur a N25°O y sus estructuras internas se proyectan hasta interrumpirse de manera abrupta contra milonitas de dirección este-oeste (Figura 13). Esta relación sugiere que la intrusión granítica es anterior tanto a la actividad tectónica asociada a la ZCPL como al desarrollo de la Formación Arroyo Grande, caracterizada en su evolución por una orientación estructural EO. En este sentido, los autores destacan que la presencia de clastos graníticos en los niveles metaconglomerádicos constituye una clara evidencia de un basamento granítico preexistente. La ZCPL ha sido asignada al Paleoproterozoico y se ha propuesto una cinemática de desplazamiento lateral sinistral por Preciozzi (1993).

## Haz de diques maficos

Finalmente, el área de estudio se encuentra recortada por el enjambre de diques doleríticos, subverticales y subparalelos (Figura 14), con orientación N70°E y espesores que varían entre 20 y 80 m (Preciozzi et al., 1985; Bossi et al., 1993; Halls et al., 2001). Estos diques presentan una edad de cristalización de  $1790 \pm 5$  Ma. (Halls et al., 2001; U-Pb en baddeleyita).

## Referencias

- Arduin, F., Silva Lara, H. & Sánchez Bettucci, L. (2019). Nuevos límites para el granito Carpintería a través de integración geofísica y datos de campo. IX Congreso Uruguayo de Geología. Montevideo, Uruguay
- Arduin, F., Singer, S., García Saltzmann, S., Franceschinis, P., Loureiro Olivet, J., Campal, N. & Sánchez Bettucci, L. (2018). Preliminar anisotropy of magnetic susceptibility studies in the contact between Arroyo Grande Formation and Carpintería Granite (Paleoproterozoic), Arroyo Grande Belt, Piedra Alta Terrane, Uruguay: Inferences about deformation and metamorphism. In 49° Congresso Brasileiro de Geologia. Rio de Janeiro, Brasil. ID (Vol. 8686).
- Basei, M.A.S., Sánchez Bettucci, L., Peel, E., Franceschinis, P., Rapalini, A., Loureiro Olivet, J., Núñez Demarco, P., Fort, S., Lino, L., Passarelli, C.R., Cordani, U.G., Dopico, C. & Preciozzi, F. (2024). Combined geochronological U-Pb, Hf isotopes and trace element zircon studies from Piedra Alta Terrane, Río de la Plata Craton (West Uruguay, South America): A geodynamic model. *Precambrian Research* 410, 107470. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2024.107470>.
- Basei, M.A.S., Sánchez Bettucci, L., Peel, E. & Preciozzi, F. (2016). LAICPMS U-Pb zircon ages from basement and metamorphic cover of Piedra Alta Terrane. In Río de la Plata Craton, Uruguay. *Actas VIII Congreso Uruguayo de Geología*, Montevideo.
- Bossi, J., Campal, N., Hartmann, L.A. & Schipilov, A. (2001). Predevoniano en el Uruguay: Terrenos y SHRIMP II. In Congreso Latinoamericano de Geología (Vol. 15).
- Bossi, J. & Ferrando, L. (2001). Carta Geológica del Uruguay, escala 1:500.000, versión 2.0. Ed. Cátedra de Geología, Facultad de Agronomía. Montevideo.
- Bossi, J., Ferrando, L. A., Montaña, J., Campal, N., Morales, H., Gancio, F., Schipilov, A., Piñeyro, D., Sprechmann, P. (1998). Carta Geológica del Uruguay (versión electrónica). Escala 1/500. 000. GeoEditores S. R. L. Montevideo, Uruguay.
- Bossi, J. & Navarro, R. (1990). Geología del Uruguay. Ed. Universidad de la República, Uruguay.
- Bossi, J., Preciozzi, F. & Campal, N. (1993). Predevoniano en el Uruguay I: Terreno Piedra Alta. Dirección Nacional de Minería y Geología, 1: 1-50, Montevideo.
- Bossi, J. & Gaucher, C. (Eds) (2014). Geología del Uruguay, Tomo I, Pre-devónico, 450p.
- Campal, N. (1990). Aportes al conocimiento de la estratigrafía durante el Precámbrico medio del Uruguay (con énfasis en los departamentos de Florida y San José). In 1 Congreso Uruguayo de Geología. Resúmenes Ampliados (Vol. 1, pp. 65-69).
- Campal, N. & Chulepin, H. (1990). Carta Geológica de la Hoja J24- Talita. Proyecto Carta Geológica del Uruguay a Escala 1:100.000. DINAMIGE-Facultad de Agronomía-Facultad de Humanidades y Ciencias.
- Coronel, N., Techera, J., Ramos, E., Piñeyro, G., (1990). Fotointerpretación regional y zonas de interés prospectivo en los alrededores de Ismael Cortinas, Mal Abrigo-San José/ Colonia, Uruguay (Parte I), DINAMIGE, Div. Geología Aplicada, Montevideo, 26 págs., 1 map (Unpublished report).
- Fernandez, A., Preciozzi, F. 1974. La Formación Arroyo Grande y los granitoides asociados. *Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*. 1: 213-226. Porto Alegre, Brasil.



- Ferrando, L. (1996). Cinturón Arroyo Grande. En: Terreno Piedra Alta. In: Bossi et al. (Eds) Taller de Correlación Tandilia - Piedra Alta, Montevideo, CONICET (Arg)-CSIC, 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.
- Franceschinis, P.R., Afonso, J.W., Arrouy, M.J., Gómez-Peral, L.E., Poiré, D., Trindade, R.I.F. & Rapalini A.E. (2022) Paleomagnetism of the Ediacaran Avellaneda Formation (Argentina), part I: Paleogeography of the Río de la Plata craton at the dawn of Gondwana. *Precambrian Research*, 383, 106909. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2022.106909>.
- Garat, I. (1991). Carta Geológica del Uruguay a escala 1/100.000 - Hoja M-26 Guaycurú, Montevideo, Convenio Facultad de Agronomía-Facultad de Ciencias-Dirección Nacional de Minería y Geología.
- 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*, 14(4): 349-361
- Hurley, P. M., Rand, J. R., Pinson Jr, W. H., Fairbairn, H. W., de Almeida, F. F. M., Melcher, G. C., ... & Vandomos, P. (1967). Test of Continental Drift by Comparison of Radiometric Ages: A pre-drift reconstruction shows matching geologic age provinces in West Africa and Northern Brazil. *Science*, 157(3788), 495-500.
- Loureiro Olivet, J., Sánchez Bettucci, L., Núñez Demarco, P., Peel, E., Fort, S. & Preciozzi, F. (2024). Actualización de la Carta Geológica del Uruguay a escala 1: 500.000. *Revista Investigaciones*, 5(1), 1-13.
- Maldonado, S., Piñeyro, D. & Bossi, J. (2003). Terreno Piedra Alta - Aporte a la estratigrafía del basamento cristalino del Uruguay. *Estratigrafía del Precámbrico de Uruguay, Publicación Especial*, (1), 18-37.
- Oyhantçabal, P., Cingolani, C. A., Wemmer, K. & Siegesmund, S. (2018). The Río de la Plata craton of Argentina and Uruguay. *Geology of Southwest Gondwana*, 89-105. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-68920-3\\_4](https://doi.org/10.1007/978-3-319-68920-3_4)
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S. & Wemmer, K. (2011). The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Sciences*, 100, 201-220. <https://doi.org/10.1007/s00531-010-0580-8>
- Oyhantçabal, P., Spoturno, J., Aubet, N., Cazaux, S. & Huelmo, S. (2003). Proterozoico del suroeste del Uruguay: nueva propuesta estratigráfica para la Formación Montevideo y el magmatismo asociado. *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología*, (1), 39-48.
- Preciozzi, F. (1980) Etude pétrographique et minéralogique du Complexe Intrusif du Arroyo Marincho, Uruguay. *Un. Sc. Ex. et Nat., Clermont-Fd*, 89 pp.
- Preciozzi, F. (1993). Petrography and geochemistry of five granitic plutons from south-central Uruguay. Contribution to knowledge of the Piedra Alta Terrane. Tesis de Doctorado, Universidad de Quebec, Quebec; 143 pp.
- 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. No 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 No 8, DINAMIGE. Montevideo, Uruguay.
- Preciozzi, F. & Bourne, J.H. (1992). Petrography and geochemistry of the Arroyo de la Virgen and Isla Mala plutons, southern Uruguay: Early Proterozoic tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 6(3): 169-181. EEUU. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(92\)90006-K](https://doi.org/10.1016/0895-9811(92)90006-K)
- Preciozzi, F. & Bourne, J.H. (1993). Geochemistry and geochronology of three plutons from central Uruguay: tectonic implications for the Transamazonian orogeny. *Revista Brasileira de Geociências*, 23(1), 52-60.
- Preciozzi, F., Spoturno, J. & Heinzen, W. (1979). Carta Geoestructural del Uruguay escala 1:2.000.000. Instituto Geológico Ing. Eduardo Terra Arocena. Montevideo. 62pp
- Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W. & Rossi, P. (1985). Memoria explicativa de la carta geológica del Uruguay a escala 1: 500.000. DINAMIGE, Montevideo
- Sánchez Bettucci, L., Peel, E. & Oyhantçabal, P. 2010. Precambrian geotectonic units of the Río de La Plata craton. *International Geology Review*, 52 (1): 32-50. doi: 10.1080/00206810903211104.
- Santos, J., Chernicoff, C., Zappettini, E., McNaughton, N. & Hartmann, L. (2019). Large geographic and temporal extensions of the Río de la Plata Craton, South America, and its metacratonic eastern margin. *International Geology Review*, 61: 56-85. <https://doi.org/10.1080/00206814.2017.1405747>
- Spoturno, J., Oyhantçabal, P., Goso, C., Arrigheti, R.,



Techera, J., Aubet, N., Cazaux, S., Huelmo, S., Morales, E. & Loureiro, J. 2004. Carta geológica y de recursos minerales del Departamento de Canelones a escala 1:100.000. DINAMIGE-CONICYT. Montevideo.