

TRABAJO FINAL DE LICENCIATURA

**ESTUDIO PETROGRÁFICO DE LAS VOLCANITAS AFLORANTES ENTRE LOS
BALNEARIOS PLAYA VERDE Y PLAYA HERMOSA (CUENCA PLAYA
VERDE), NEOPROTEROZOICO SUPERIOR, URUGUAY**

UNIVERSIDAD DE LA REPÚBLICA

FACULTAD DE CIENCIAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

SANTIAGO STARECZEK BASCANS

TUTORES:

DRA. LEDA SÁNCHEZ BETTUCCI

DRA. MAGDALENA KOUKHARSKY

2012

INDICE

1. Introducción.....	1
1.1 Objetivos generales.....	1
1.1.1 Objetivos específicos.....	1
1.2 Metodología.....	1
1.3 Ubicación y vías de acceso.....	2
1.4 Geografía.....	3
1.4.1 Orografía.....	3
1.4.2 Hidrografía.....	3
1.4.3 Clima.....	4
1.4.4 Historia, población y actividades.....	4
2. Antecedentes.....	6
2.1 Geología del basamento uruguayo.....	6
2.1.1 Cratón del Río de la Plata.....	8
2.2 Cinturón Dom Feliciano.....	13
2.2.1 Cuencas post-colisionales.....	20
3. Cuenca Playa Verde.....	22
3.1 Formación Playa Hermosa.....	22
3.1.1 Formación Playa Hermosa, miembro inferior.....	23
3.1.2 Formación Playa Hermosa, miembro superior.....	24
3.2 Complejo Sierra de Las Ánimas.....	25
3.2.1 Rocas volcánicas máficas.....	26
3.2.2 Rocas intrusivas y volcánicas félsicas.....	26
4. Hialoclastitas y Peperitas.....	28
4.1 Hialoclastitas.....	28
4.2 Peperitas.....	29
5. Volcanitas y rocas hipoabisales aflorantes en el área de estudio.....	33
5.1 Diques traquíticos.....	34
5.2 Hialoclastitas traquíticas.....	38
5.3 Hialoclastitas y basaltos.....	39
5.4 Diques y lentes basálticos.....	42
5.5 Peperitas basálticas.....	45
5.6 Peperitas traquíticas.....	47
5.7 Lóbulos félsicos.....	49
5.8 Sienitas.....	50
5.9 Brechas cuarzo – sieníticas.....	53
6. Geoquímica.....	56
7. Discusión y conclusiones.....	73
8. Referencias.....	77

La perseverancia, la dedicación, el esfuerzo, el optimismo y el amor fueron valores absorbidos por mí, sin ellos, no estaría escribiendo el final de la licenciatura y comienzo de una nueva etapa. Es por eso que este trabajo está dedicado a las personas que me han ayudado en todos los aspectos, durante mi recorrido por la vida.

A vos papa, por mostrarme el camino, a vos mama, por tu amor eterno, a mis tres hermanos, porque son lo más valioso y divino que la vida me dio.

AGRADECIMIENTOS

Agradecido por demás, a los profesores de la Facultad de Ciencias que vierten sin medidas todos sus conocimientos en los alumnos.

Especialmente a mis tutoras, Leda y Magda, por su paciencia y dedicación.

A mi familia entera en cuerpo y espíritu, por ser como es. A mi novia, por ser fuente de amor y confianza. A mis hermanos de la vida, por haberme elegido como yo a ellos, y a mis compañeros de trabajo y facultad, por haber desempeñado roles esenciales.

Resumen

En este trabajo se describirán las rocas volcánicas y procesos vinculados a un régimen tectónico extensional relacionado a la etapa post-colisional de la orogenia Brasiliano-Panafricana. El registro más antiguo de un proceso magmático registrado en el área de estudio es un cuerpo somero de sienita. En este cuerpo hipoabisal ocurrió un evento explosivo repentino, seguido de un episodio de alteración hidrotermal como respuesta a un emplazamiento de magmas traquíticos, que dieron lugar a un cuerpo de brechas cuarzo-sieníticas. El evento volcánico comenzó y finalizó con rocas basálticas que generaron hialoclastitas y peperitas (*globulíticas* y *blocky*), lo cual confirma la simultaneidad entre la sedimentación y el volcanismo en esta región. Relictos de palagonita en las peperitas basálticas indican un contexto marino y una ausencia de metamorfismo regional. Este evento volcánico en la Cuenca de Playa Verde cobra importancia al hacer correlaciones con otras unidades Neoproterozoicas.

1. Introducción

1.1 Objetivos Generales

- Confección de un mapa geológico a escala 1/4.000 (ver mapa anexo) de la secuencia volcano-sedimentaria aflorante en la costa del balneario Playa Hermosa y elaboración de dos perfiles integrados de la secuencia volcano-sedimentaria.
- Estudio petrográfico de las rocas volcánicas e hipoabisales aflorantes entre Playa Grande y Playa Hermosa, Piriápolis, departamento de Maldonado.

1.1.1 Objetivos Específicos

- Reconocimiento y caracterización de los procesos de interacción magma-sedimentos húmedos en el área de estudio.
- Petrografía de las hialoclastitas y peperitas desde el punto de vista textural (cortes petrográficos).

1.2 Metodología

- Recopilación de material bibliográfico de estudio, fotos aéreas de la zona y carta topográfica escala 1:50.000.
- Trabajo de campo: cartografía a detalle de la secuencia, colección de muestras y confección de perfiles utilizando cinta métrica, brújula (Brunton), GPS (Garmin e-trex) referenciado a sistema de coordenadas Gauss Kruger, software MapInfo y Corel Draw.
- Realización de secciones delgadas y descripción petrográfica utilizando microscopio petrográfico.
- Selección de muestras para la realización de análisis químico en los laboratorios Actlabs de Canadá.
- Interpretación y discusión de los resultados obtenidos.

1.3 Ubicación y vías de acceso

La zona de estudio en este trabajo está ubicada en el departamento de Maldonado, República Oriental del Uruguay. La misma se extiende 1,7 kilómetros a lo largo de Playa Hermosa y Playa Grande, situadas al oeste de la ciudad de Piriápolis (Figura1).

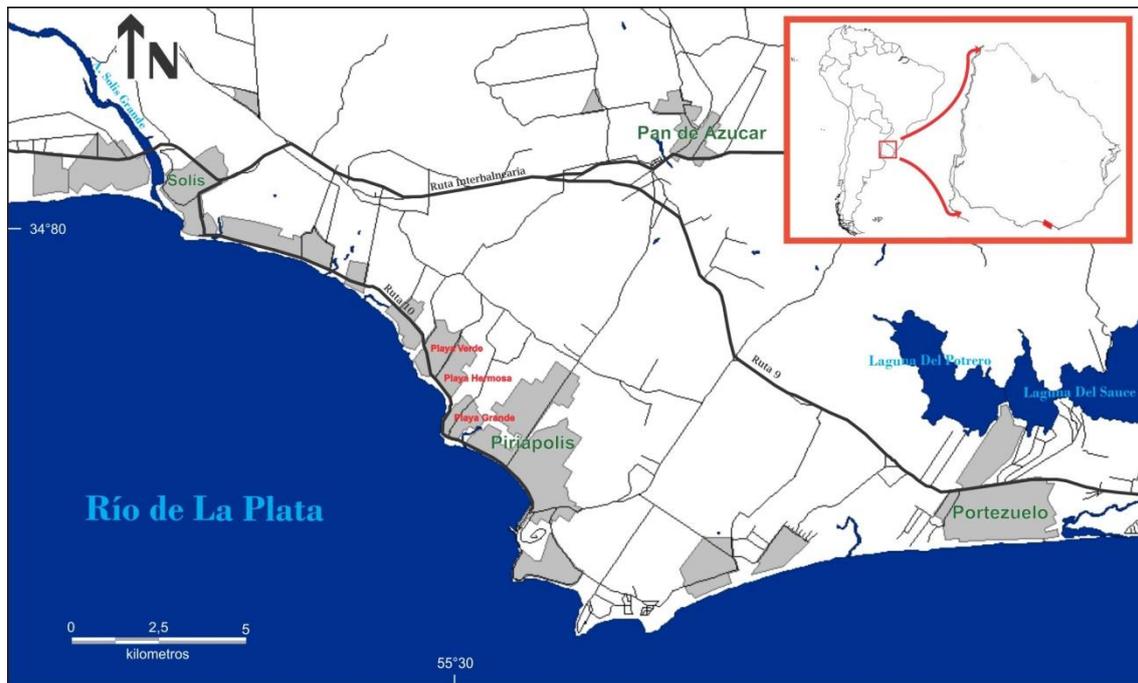


Figura 1 – Rutas y accesos hacia Playa Hermosa.

El acceso a la zona se ve facilitado debido a la urbanización del lugar y se puede realizar de dos maneras. A través de la Ruta Interbalnearia, se ingresa por el desvío hacia Piriápolis a la altura del kilómetro 82, también por la misma ruta se puede tomar el desvío que conduce al balneario Solís (kilómetro 75), luego se continua por la Ruta 10 (13 kilómetros) hasta llegar a Playa Hermosa.

1.4 Geografía

1.4.1 Orografía

El relieve predominante es suavemente ondulado. Si bien el lugar de estudio se centra sobre la costa, no se pueden dejar de nombrar los grandes accidentes orográficos de la zona. Entre los más destacados se encuentra la Sierra de Las Ánimas que se extiende por 55 kilómetros con rumbo general norte-sur, desde Piriápolis hasta llegar al departamento de Lavalleja, pocos kilómetros antes de la ciudad de Minas, con alturas de hasta 501 metros (cerro “Las Ánimas”).

El cerro Pan de Azúcar ubicado seis kilómetros al noreste de Piriápolis con una elevación de 423 metros, el cerro San Antonio ubicado sobre la costa, al este de la ciudad de Piriápolis con una altura de 130 metros, y el cerro del Toro con 195 metros de elevación sobre el nivel del mar, constituyen los accidentes orográficos más conspicuos.

Parte de la zona estudiada se encuentra sobre la costa y durante las altas mareas queda cubierta por agua. Así también algunos afloramientos quedan descubiertos excepcionalmente durante las mareas más bajas.

1.4.2 Hidrografía

La hidrografía en la zona está conformada por algunos arroyos que de Oeste a Este son, Las Tarariras, Zanja Honda y La Cascada.

El drenaje se encuentra controlado estructuralmente por la expresión morfológica del cinturón Dom Feliciano, además de los grandes accidentes orográficos ya mencionados. El tipo de drenaje es paralelo con un rumbo general NE-SO.

La morfología de los arroyos es en general rectilínea y a veces sinuosa formando meandros debido a la baja pendiente existente en las cercanías del Río de la Plata.

1.4.3 Clima

Uruguay es el único país sudamericano situado íntegramente en la zona templada. La ausencia de sistemas orográficos importantes contribuye a que las variaciones horizontales de temperatura, precipitación y otras variables climáticas sean pequeñas. Dentro de los factores oceanográficos, la presencia de la corriente cálida del Brasil produce una inestabilidad de las capas bajas de la atmósfera con un aporte importante de temperatura y humedad en las zonas costeras. La corriente fría de las Malvinas genera una estabilización y un enfriamiento de las masas de aire que circulan sobre ella (Fuente: Dirección Nacional de Meteorología).

El anticiclón semipermanente del Atlántico influye sobre el desarrollo del clima en el Uruguay. La circulación horizontal que origina establece que la dirección predominante del viento sea del noreste al este, aportando masas de aire de origen tropical. El anticiclón del Pacífico provoca los empujes de aire de origen polar con dirección predominante del suroeste. La interacción de ambas influencias provoca la ocurrencia de precipitaciones de carácter frontal (Fuente: Dirección Nacional de Meteorología).

1.4.4 Historia, Población y Actividades

El nombre del departamento de Maldonado data del año 1530, cuando el colono y navegante Sebastián Gaboto partió rumbo a Castilla, España, dejando el cargo al Tte. Francisco Maldonado.

El fundador de Piriápolis fue Francisco Piria, quien nació en Montevideo el 21 de agosto de 1847. Comienza a dedicarse a la venta de solares en cuotas en Montevideo, actividad en la cual forja gran parte de su fortuna y a través de la que se hiciera responsable de gran parte de la actual fisonomía de la ciudad fundando setenta barrios en Montevideo y otros tantos en el interior del país.

En el año 1890 Piria decide fundar su “Establecimiento Agronómico” el cual, luego de visitas a diferentes zonas del país decide sea instalado en los alrededores del Cerro Pan de Azúcar. Al llegar a Pan de Azúcar visitó la antigua playa Puerto del Inglés, hoy conocida como cerro San Antonio. Fue cautivado de manera tal que allí comenzaría el proyecto al que dedicó sus mayores esfuerzos “la ciudad balnearia del porvenir”, el sueño de Piria. Es así que con la

compra de la fracción de campo de 2.700 hectáreas (desde el cerro Pan de Azúcar hasta el mar) comienza entonces su emprendimiento agrario en el cual se dedicaría al cultivo de tabaco, uva (y en consecuencia vinos y un licor denominado posteriormente "cognacquina") y olivares. A fuerza de caballos y bueyes y sin más transportes que caballos y carretas comienza también con la extracción de granitos (obtenidos del mismo Cerro Pan de Azúcar) los cuales cortados y procesados en el lugar eran comercializados en Montevideo y Buenos Aires.

Como destinatario final y propuesta principal de todo el complejo de actividades productivas aparecía Piriápolis. El 17 de agosto de 1897 finalizó la construcción del castillo (hoy conocido como Castillo de Piria), obra del Ingeniero Aquiles Monzani, que sería la residencia particular de Francisco Piria.

En 1904 se inauguró el Gran Hotel Piriápolis. Diseñado por el arquitecto Jones Brown fue alhajado con la mayor suntuosidad conocida en la época: muebles importados de Italia, vajilla de Limoges, cristalería de Murano, alfombras de Esmirna, mantelería de hilo italiano. Allí se hospedaron los primeros turistas llegados a la zona.

En 1912 se iniciaron los remates de los primeros solares del balneario, realizados por el propio Piria en Piriápolis y por Bullrich en Buenos Aires, y posteriormente la venta individual con el sistema de pago a plazo del que había sido precursora la industria en el Río de la Plata.

En 1916 se inauguraron la rambla y el puerto de Piriápolis.

Ya en estos años se puede afirmar que Piriápolis estaba marcando rumbos en materia de turismo en el Uruguay. Además del espontáneo desarrollo edilicio (más de 20 hoteles y gran cantidad de residencias particulares), existía una verdadera implementación de servicios turísticos.

Las décadas del 1930 y 1940, presenciaron un fuerte impulso edilicio que consolida el fraccionamiento inicial a instancia de una sostenida demanda especialmente argentina y nacional.

Actualmente Piriápolis tiene una población fija de 7.579 habitantes, aunque la población flotante es mucho mayor, especialmente entre los meses de diciembre y marzo. Fue la primera ciudad balneario del país. Recibe muchos visitantes argentinos y una cantidad creciente de europeos, aunque el turismo interno es muy importante.

La ciudad tiene su eje en torno a la Rambla de los Argentinos, una avenida costanera que toma su nombre de los clientes mayoritarios de los hoteles del fundador de la ciudad, Francisco

Piria. Con una economía centrada en el turismo, la ciudad tiene hoteles y casinos, una vida nocturna muy activa en los meses de verano así como parques públicos, centros religiosos, miradores, entre otros (Fuente: Wikipedia).

2. Antecedentes

2.1 Geología del basamento Uruguayo

Geológicamente el Uruguay se puede resumir en cinco regiones bien diferenciadas (Figura 2). El basamento precámbrico situado en la porción sur del país, los sedimentos Paleozoicos, los basaltos Mesozoicos que forman parte de la provincia magmática Paraná-Etendeka, las dos cuencas extensionales Mesozoicas, Santa Lucía y Laguna Merín, ambas relacionadas con la apertura del océano Atlántico, y por último los sedimentos Cenozoicos situados en el litoral del Río Uruguay (Preciozzi et al., 1985).

Estratigráficamente, la geología uruguaya está representada también en sus países vecinos, en el Estado de Rio Grande del Sur, en Brasil y en las Provincias de Corrientes y Entre Ríos en Argentina.

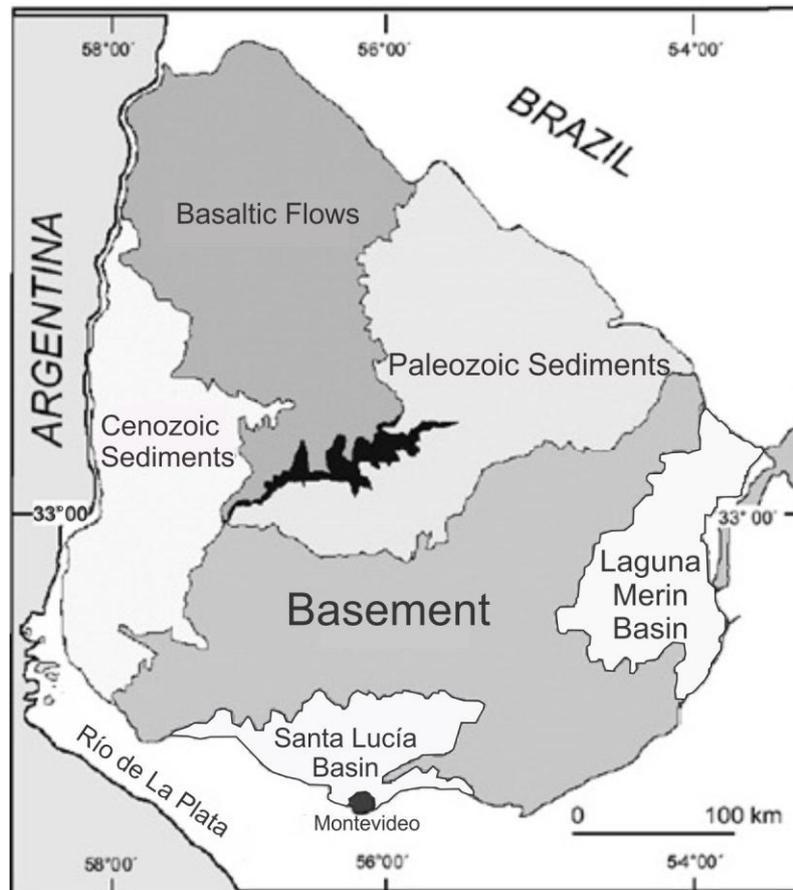


Figura 2. Principales unidades Geológicas del Uruguay (Modificado de Preciozzi et al., 1985).

Una primera división del basamento fue propuesta por Ferrando y Fernández (1971) basada en la geocronología. Se separaron dos grupos de edades, el primero entre 2,2 – 1,8 Ga relacionado al ciclo Transamazónico (en el sentido de edad y no de evento orogénico), en la porción suroeste del país, y el segundo entre 0,9 – 0,5 Ga, relacionado con el ciclo Brasiliano - Panafricano en la porción sureste.

Otra más reciente tuvo un enfoque tectonoestratigráfico y fue presentada en el trabajo de Bossi y Ferrando (2001). La misma utiliza dos estructuras de primer orden como base para definir tres terrenos llamados, Terreno Piedra Alta al oeste, Terreno Nico Pérez en el centro y Terreno Cuchilla Dionisio al este.

2.1.1 Cratón del Río de la Plata

El Cratón del Río de La Plata representa el 45% de las unidades rocosas en el territorio uruguayo y está ubicado al sur del Río Negro. Se continúa como Plataforma Sudamericana en Brasil (Almeida et al., 1976), y como Escudo Bonaerense en Argentina (Dalla Salda et al., 1988).

Ferrando y Fernández (1971) propusieron una división basada en dataciones isotópicas que arrojaron dos grupos de edades diferentes. El primero entre 2,2 – 1,8 Ga relacionado al ciclo Transamazónico, en la porción suroeste del país, y el segundo entre 0,9 – 0,5 Ga, relacionado con el ciclo Brasileño - Panafricano en la porción sureste.

Hasui et al. (1975) dividieron el Cratón del Río de La Plata en macizos granítico-gnéissicos y cinturones volcánico-sedimentarios con rumbo general noreste-suroeste.

Terreno Piedra Alta

Bossi et al. (1993) definieron el Terreno Piedra Alta como la porción del Cratón del Río de La Plata que se encuentra al oeste de la zona de cizalla Sarandí del Yí, constituida por tres cinturones volcánico-sedimentarios separados entre sí por rocas graníticas y gnéissicas. De Norte a Sur los cinturones presentan una intensidad del metamorfismo en aumento que va de grado bajo a medio, representados por Cinturón Arroyo Grande, San José y Montevideo respectivamente.

El cinturón Arroyo Grande presenta una dirección regional N70° y está constituido por dos unidades litológicas diferentes. Una de estas está representada por secuencias detríticas metamorfizadas en grado medio y la otra por rocas ultrabásicas metamorfizadas, metalavas, esquistos cloríticos y anfibolitas (Formación Arroyo Grande sensu Ferrando y Fernández, 1971).

El Cinturón San José (Bossi et al., 1993b) está constituido por dos unidades formacionales denominadas Formación Paso Severino y Formación San José. La primera está representada por una faja de rocas metamórficas casi continua con dirección este-oeste desde el río San Juan en el departamento de Colonia hasta la localidad de Fray Marcos en el Dpto. de Florida. La secuencia corresponde a metalavas ácidas y básicas, metapelitas y ocasionales rocas carbonáticas, presentando metamorfismo en facies esquistos verdes. La segunda se compone

de paragneisses y micaesquistos que llegan al límite de metamorfismo granate-estaurolita (Preciozzi, 1993; Oyhantçabal et al., 2003; 2007 b).

El cinturón Montevideo está compuesto por una unidad metamórfica de grado medio, que comprende anfibolitas, gneisses y micaesquistos con granate-estaurolita.

Estos cinturones de rumbo este-oeste estarían representando terrenos arqueanos de tipo *greenstone belt*, según Fragoso Cesar (1984), Fragoso Cesar et al. (1987), Fesefeldt (1988) y Bossi et al. (1996). Así también fueron correlacionados con otros terrenos granito-greenstone de Río Grande do Sul por Fragoso Cesar (1984) y Soliani (1986).

El evento tectono-térmico más antiguo datado en este terreno es Paleoproterozoico, mientras que la edad más joven de este terreno, fue obtenida en un haz de diques de microgabro que arrojó 1,79 Ga (U-Pb, Halls et al., 2001)

Peel y Preciozzi (2006) sugirieron que el TPA representa una unidad juvenil paleoproterozoica estable desde 1,7 Ga y no se encuentra afectada por eventos tectónicos posteriores.

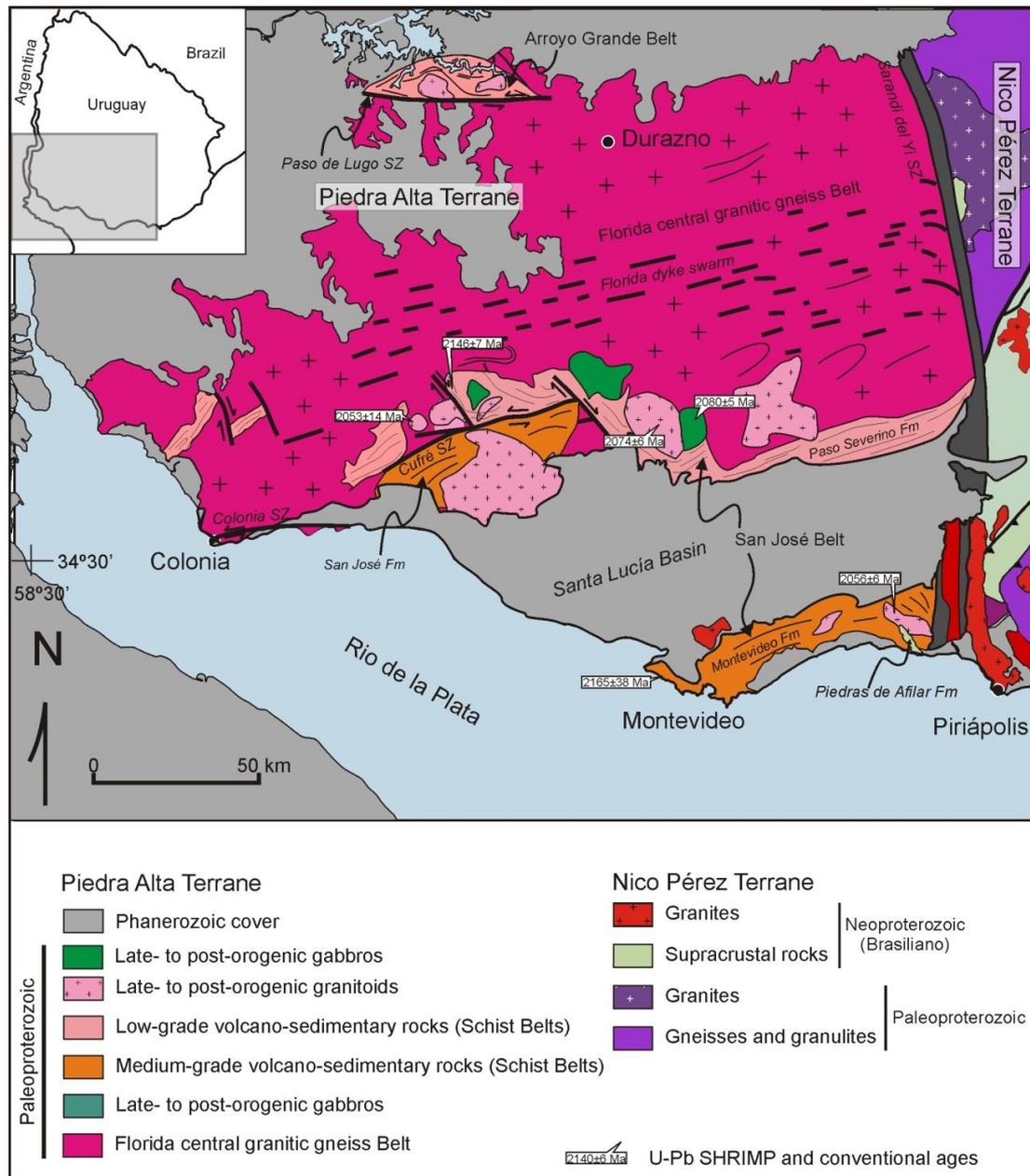


Figura 3 Cratón del Río de La Plata: revisión de unidades, límites, edades y signatures isotópicas (tomado de Oyhantçabal et al., 2010).

Oyhantçabal et al. (2010) redefinió el Terreno Piedra Alta, el mismo estaría constituido por una región granítico-gnéissica central con frecuentes xenolitos de anfibolitas, y dos cinturones metamórficos, Arroyo Grande y San José (Figura 3). En el trabajo mencionado se agrupan los cinturones Montevideo y San José, propuestos Bossi et al. (1993), en un solo cinturón dividido por el desarrollo de un rift (Rift Santa Lucia), en base a proximidad geográfica, tendencias estructurales similares y edades U-Pb. Propone el nombre de Cinturón San José debido a la mejor exposición del mismo cercano a la ciudad homónima (Oyhantçabal et al. 2007b).

Terreno Nico Pérez

El Terreno Nico Pérez constituye una unidad compleja debido a su intrincada arquitectura marcada por el acontecimiento de la orogenia Neoproterozoica Brasileña-Panafricana (Figura 4).

Bossi y Campal (1992) definieron el Terreno Nico Pérez en la región comprendida entre la faja milonítica de Sarandí del Yí y el límite occidental del Grupo Lavalleja. Inicialmente había sido separado por Preciozzi et al. (1979), el cual lo localizaba entre la faja milonítica de Sarandí del Yí y la Zona de Cizalla Cueva del Tigre (Bloque Valentines). El mismo está representado por secuencias metamórficas de medio a alto grado representadas por rocas Paleozoicas a Mesoproterozoicas, y por un magmatismo sin a postectónico de edades brasileñas.

Las unidades que conforman este terreno fueron afectadas por la orogenia Brasileña.

Hartmann et al. (2001), basados en estudios isotópicos U-Pb (SHRIMP) en circones, reconocieron cinco unidades litotectónicas. El Complejo Valentines representado por tonalitas y granitos en facies granulita. La edad de los protolitos es de 2,6 Ga, y la edad del metamorfismo de alto grado 2,2 Ga. El Complejo La China compuesto por rocas máficas y ultramáficas asociadas a metacherts presenta edades U-Pb (SHRIMP) en circones de 3,4 Ga en el núcleo y 3,1 Ga en la periferia de los cristales, las edades fueron interpretadas como edad magmática y de metamorfismo respectivamente. El complejo Las Tetras está constituido por una secuencia plataformal representada por gneisses muscovíticos, meta-conglomerados y cuarcitas. La edad del metamorfismo para este complejo es de 2,7 Ga basada en una edad U-Pb SHRIMP de los halos de los circones (Hartmann et al., 2001). Gaucher et al. (2010) definen formalmente a ésta secuencia meta-sedimentaria como el Grupo Cebollatí, compuesto de tres Formaciones: Arroyo Malo, Cerro de Villalba y Cerro del Diamante. En el mismo trabajo se discute la edad de la secuencia a través de la presentación de 12 edades modelo Sm-Nd para las sedimentitas del mismo.

Sánchez Bettucci (2010) separa desde el punto de vista tectónico (Mapa Tectónico del Uruguay) tres bloques llamados Pavas, Valentines y Rivera, siguiendo el esquema original de Preciozzi et al. (1979; 1985).

El Bloque Pavas definido por Preciozzi et al (1979), conforma una unidad alargada en dirección nor-noreste, representado por gneisses anfibólicos, anfibolitas, cuarcitas con fucsita y rocas meta-ultramáficas como esquistos tremolíticos y actinolíticos (Preciozzi et al., 1979;

Oyhançabal y Vaz, 1990). Esta limitado al norte y oeste por la Zona de Cizalla Cueva del Tigre que lo separa del Bloque Valentines.

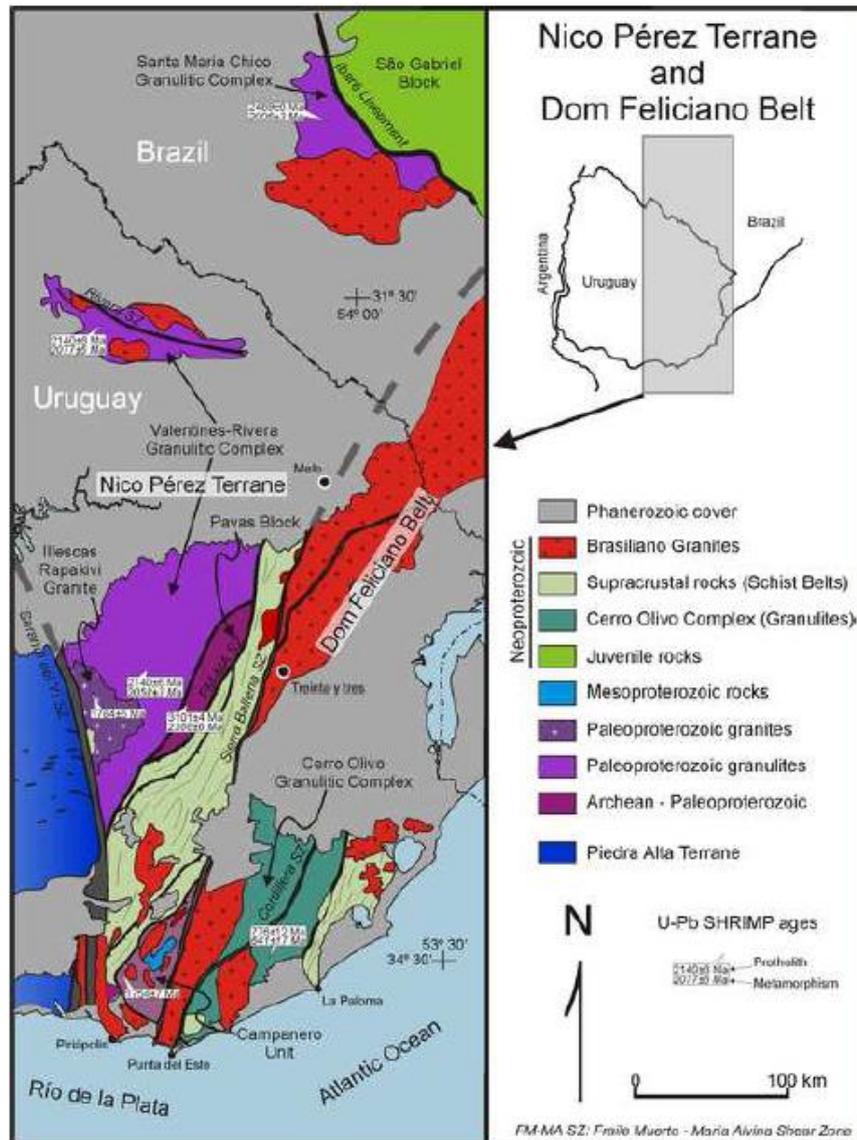


Figura 4 Cratón de Río de La Plata: revisión de unidades, límites, edades y signaturas isotópicas (tomado de Oyhançabal et al., 2010).

También se dataron por K/Ar y Rb/Sr las milonitas que separan este bloque del Bloque Valentines dando edades Mesoproterozoicas de 1,25 Ga (ver Preciozzi, 1999).

El Bloque Valentines (Preciozzi et al., 1979) se localiza entre la Zona de Cizalla Sarandí del Yí y el Terreno Pavas. También fue definido como Cinturón Granulítico Valentines por Fragozo Cesar (1984). Está representado por gneisses granulíticos, meta-piroxenitas, cuarcitas magnetito-augíticas, formaciones ferríferas, esquistos magnesianos y granitos con cuarzo azul.

En la zona este del bloque, esos gneisses limitan con la Zona de Cizalla Cueva del Tigre que los separa del Terreno Pavas.

El basamento del Bloque Valentines se encuentra afectado por intrusiones Neoproterozoicas con edades que se encuentran entre 0,9 y 0,5 Ga (Preciozzi et al., 2001). Fue considerado como un núcleo primitivo por Bossi y Navarro (1991), posteriormente Bossi et al. (1993) lo redefinieron como terreno, considerándolo una unidad independiente. Bossi et al. (2001) y Hartmann et al. (2001) reportaron edades U/Pb (SHRIMP) en circones de la misma unidad dando edades de 2,6 Ga como edad de cristalización y 2,2 Ga correspondiente a un evento metamórfico.

El Bloque Rivera se encuentra separado de los bloques anteriores por sedimentitas Paleozoicas. Está representado por un basamento con piroxenitas, gneisses con sillimanita, lherzolitas, gneisses con microclina, cuarcitas, mármoles con forsterita, ortogneisses charnoquíticos y meta-basitas con dos piroxenos y anfíbol. Ocurren intercalaciones de *ironstones* y una cobertura meta-sedimentaria de grado bajo e intrusiones graníticas de ca. 0,6 Ga.

Los ortogneisses granulíticos fueron datados por el método Rb-Sr (RT) y arrojaron edades transamazónicas interpretadas por Cordani y Soliani, (1990) como un evento metamórfico.

Dentro del Terreno Nico Pérez existen registros de granitos rapakivi (anorogénicos), uno se sitúa en la localidad de Minas de Corrales datado en 1,75 Ga (Soliani, 1986) y el otro conocido como el Batolito de Illescas (Campal y Shipilov, 1995), con edades de ca. 1,7 Ga (Bossi y Campal, 1992) y de 1,76 Ga -Rb/Sr- (Campal y Shipilov, 1995).

2.2 Cinturón Dom Feliciano

El Cinturón Dom Feliciano (CDF) definido por Fragoso Cesar (1980), corresponde a una megaestructura de escala continental que fue generada durante la orogenia Brasiliana-Panafricana que involucra a los cinturones Damara, Gariiep y Kaoko (Figura 5). Limitado al oeste por las zonas de cizalla Sarandí del Yí y Fraile Muerto-María Albina, y al este y sur por el Océano Atlántico y Río de La Plata respectivamente (Sánchez Bettucci et al., 2010). El límite este es uno de los temas más controvertidos dentro de la geología del Uruguay, algunos autores consideran la zona de cizalla Sierra Ballena como el límite este del Cinturón Dom

Feliciano (Bossi, y Gaucher, 2004). El mismo se extiende de forma casi continua hacia el sur de Brasil con rumbo nor-noreste y esta caracterizado por un arreglo litológico sub-paralelo que muestra diferentes grados de metamorfismo (Figura 6).

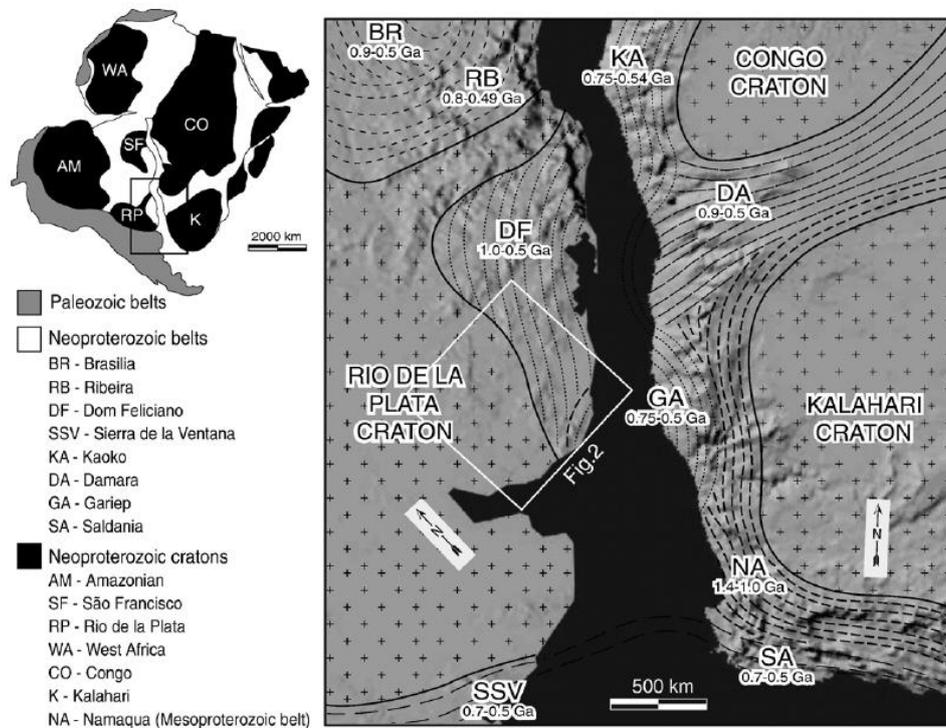


Figura 5 Ensamblaje de Gondwana Occidental, cratones y cinturones móviles Neoproterozoicos (tomado de Mallman et al., 2007).

La evolución del CDF comprende una cuenca de trasarco que evoluciona a una de antepaís en el periodo de 0,75 – 0,63 Ga. La misma se presenta como una faja plegada y corrida de piel gruesa cuyo principal representante es el Grupo Lavallega (Sánchez Bettucci et al., 2010).

El Grupo Lavallega consiste en una secuencia volcano-sedimentaria desarrollada en dirección nor-noreste con importante acortamiento en sentido este-sureste. Las litologías presentes en el mismo son variadas y están representadas por meta-sedimentos, meta-volcánicas básicas, meta-volcánicas ácidas, meta-gabros y meta-doleritas, todas afectadas por un metamorfismo regional de grado bajo y baja presión (Sánchez Bettucci et al., 2003a). El mismo se subdivide en tres unidades formacionales, Formación Minas, Formación Fuente del Puma y Formación Zanja del Tigre (Sánchez Bettucci y Ramos 1999; Sánchez Bettucci et al., 2001). Posteriormente, la Formación Zanja del Tigre fue considerada como relictos de basamento (*basement inliers*) por Sánchez Bettucci et al. (2010). Estas formaciones presentan una evolución pro-gradual de

metamorfismo dentro de facies esquistos verdes, inferior, Formación Minas, y superior, Formación Fuente del Puma. Sus asambleas mineralógicas denotan un metamorfismo regional de baja presión y alto gradiente termal (Sánchez Bettucci et al., 2001).

La Formación Minas, localizada en las cercanías de la ciudad de Minas, está comprendida por metaconglomerados, metareniscas, metapelitas, BIF, mármoles calcíticos y dolomíticos (Sánchez Bettucci 1998; Sánchez Bettucci et al., 2001). Dentro de la misma se incluyen litologías pertenecientes a las Formaciones Cerro Espuelitas y Polanco consideradas dentro del Grupo Arroyo del Soldado por Gaucher et al. (1996) y Gaucher (2000).

La Formación Fuente del Puma (Midot 1984) aflora al Sur de la ciudad de Minas. Al oeste está limitada por el Complejo Sierra de Las Ánimas y hacia el este por los corrimientos de La Oriental y Pan de Azúcar (Sánchez Bettucci 1998; Sánchez Bettucci et al., 2001, 2003a). Fue subdividida informalmente por Sánchez Bettucci (1998) en tres asociaciones, sedimentaria, volcánica e intrusiva, que alcanzan grado metamórfico esquistos verdes superior. La asociación intrusiva la representan metagabros hornblendíticos, la asociación sedimentaria está representada por mármoles, metapelitas, metamargas y metarcosas intercaladas con una asociación volcánica caracterizada por rocas ácidas y básicas.

El Complejo Carapé se compone de granitos calcoalcalinos y representa al magmatismo de arco continental (Sánchez Bettucci 1998; Sánchez Bettucci et al. 2003a). El mismo aflora a lo largo del cinturón con rumbo noreste-suroeste de aproximadamente 300 km de longitud y espesor variable entre 5 y 40 km de ancho. Estudios isotópicos en U-Pb sobre algunas muestras indicaron edades de 0,63 Ga (Hartmann et al., 2002). Dataciones anteriores K-Ar y Rb-Sr mostraron un rango de edades de 0,75 a 0,49 Ga.

Los granitos fueron caracterizados geoquímicamente como granitos meta y peraluminosos con bajos contenidos de CaO, alto álcalis y relaciones bajas a moderadas de Ba/Sr, sugiriendo una tendencia calcoalcalina-alcalina (Sánchez Bettucci et al., 2003a, 2003b).

Los batolitos de Aiguá y Dionisio representan el magmatismo pos-orogénico (Sánchez Bettucci et al. 2010) y están constituidos por diferentes tipos de granitos dentro de los cuales se separan, calcoalcalinos tipo I, alcalinos tipo A y peraluminosos tipo S (Oyhantçabal et al., 2007). El rango de edades isotópicas abarca entre 0,63 y 0,57 Ga (Oyhantçabal et al., 2007). Estos batolitos fueron correlacionados con el Batolito de Pelotas por Philipp y Machado (2005), en donde destacan el emplazamiento de los mismos controlados por esfuerzos de cizalla sinistral

profunda, que separa dominios con vergencia opuesta. Fragoso Cesar et al. (1986) interpretaron al Cinturón granítico de Pelotas como las raíces de un arco magmático.

El basamento del CDF se compone de tres unidades litológicas, las cuales son otro punto controvertido en la definición del Cinturón.

La Unidad Campanero constituye el basamento en la zona central y sur del cinturón supracortical desarrollado durante la orogenia Brasiliana-Panafricana (Sánchez Bettucci et al., 2010) y fue definido como representado por granitoides pre-tectónicos con texturas gnéissicas a miloníticas (Sánchez Bettucci, 1998). Oyhantçabal (2005) describió ortogneises, gneisses escapolíticos, anfibolitas, micaesquistos, BIFs y migmatitas. Mallmann et al. (2007) reportaron utilizando el método U-Pb SHRIMP en circón una edad de $1,754 \pm 0,007$ Ga, interpretada como la edad de cristalización del protolito. Otros estudios isotópicos utilizando el método U-Pb (convencional) indicaron para la Unidad Campanero una edad de $1,735 + 0,032/- 0,017$ Ga (Sánchez Bettucci et al., 2003b; Oyhantçabal et al., 2005). Esta unidad se encuentra intruída por los granitos calcoalcalinos que componen el Complejo Carapé (Sánchez Bettucci 1998; Sánchez Bettucci et al., 2003a).

La Formación Zanja del Tigre está compuesta por una secuencia metavolcano-sedimentaria, metagabros, para y ortoanfibilolitas, rocas calcosilicatadas, micaesquistos, cuarcitas, mármoles e *ironstones*. La misma, se encuentra en contacto tectónico con la Formación Fuente del Puma (Sánchez Bettucci et al., 1998) y presenta un grado metamórfico de facies anfibilolita (Sánchez Bettucci et al., 2001; Rossini y Legrand, 2003). Circones tomados de una metaignimbrita fueron analizados utilizando el método U-Pb (convencional) dando una edad de 1.430 Ga (Oyhantçabal et al., 2005). Varios circones detríticos analizados bajo el método isotópico U-Pb (SHRIMP) dieron edades desde 3,35 hasta 1,40 Ga, lo que sugiere que el área de aporte para esta unidad pudo haber sido el Terreno Nico Pérez (Oyhantçabal et al., 2005).

El Terreno Cuchilla Dionisio (sensu Bossi et al., 1998), se encuentra localizado al este de la Zona de Cizalla Sierra Ballena (Preciozzi et al., 1999), comprende ortogneises, paragneises, anfibilolitas y migmatitas del Complejo Cerro Olivo (Masquelin, 2004, Masquelin et al., 2012). El mismo se encuentra en contacto tectónico con la Formación Rocha hacia el este y está separado del Batolito Aiguá-Dionisio por la Zona de Cizalla Cordillera en el oeste. Las condiciones metamórficas dentro del Complejo alcanzaron un máximo de temperaturas entre 770° y 850°C y presiones desde 7 hasta 11 Kbar (Masquelin et al., 2001). Oyhantçabal et al. (2009) registraron edades magmáticas en circón de $0,85 - 0,75$ Ga y $0,65 - 0,60$ Ga para el

metamorfismo de alta temperatura. Edades similares se registraron en el basamento Neoproterozoico del Grupo Brusque ($0,843 \pm 0,012$ Ga, U-Pb SHRIMP; Basei et al., 2008b).

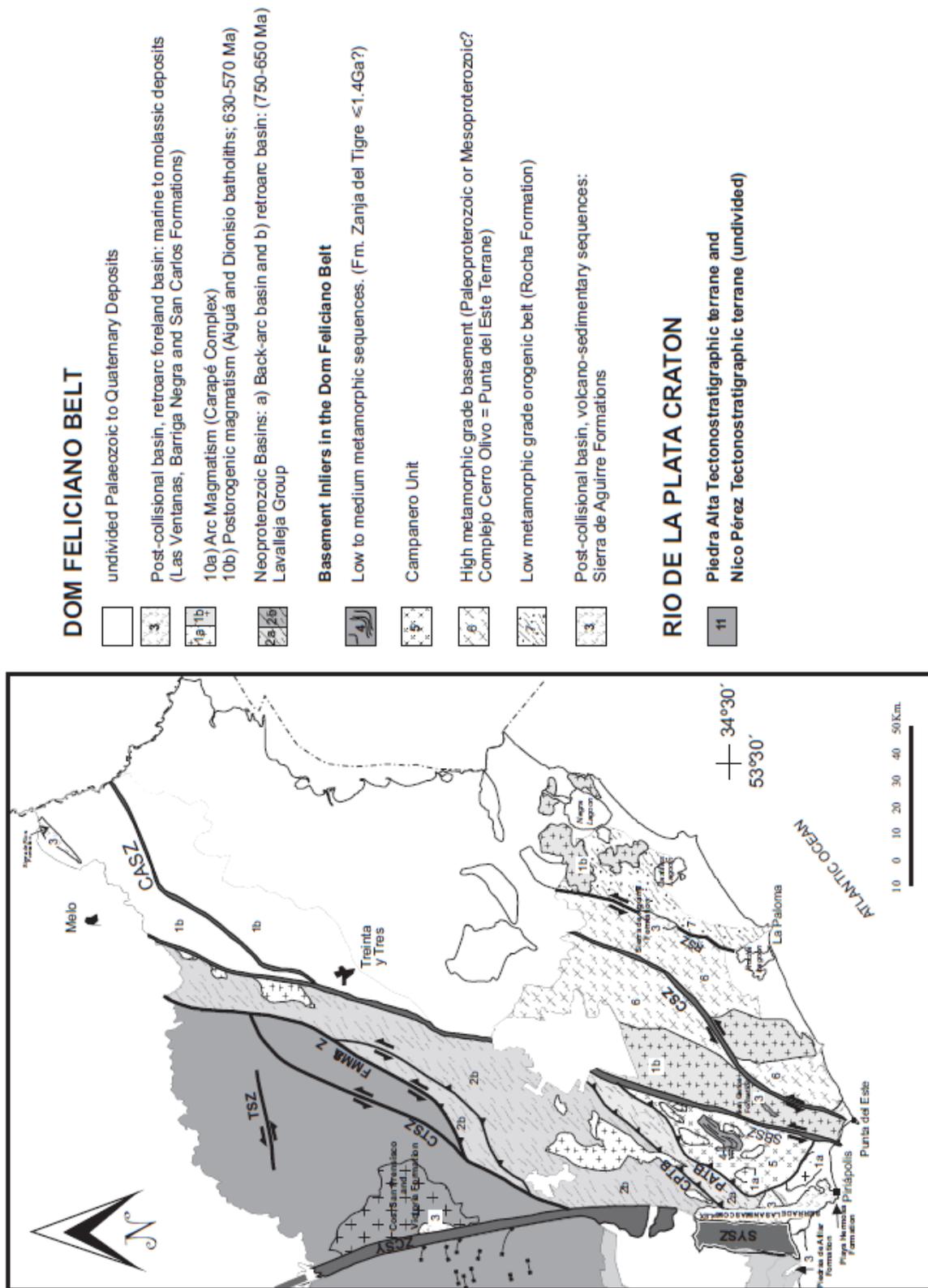


Figura 6 Esbozo geológico del Cinturón Dom Feliciano (tomado de Sánchez-Bettucci et al., 2010).

La Formación Rocha (Hasui et al., 1975; Sánchez Bettucci y Mezzano, 1993) pertenece a una unidad metamórfica supracortical de bajo grado que se encuentra en contacto tectónico con el Complejo Cerro Olivo. Esta unidad se expone en el extremo sureste del país con una extensión de 120 Km y un espesor aparente que varía entre 20 y 30 km (Figura 6).

La secuencia metasedimentaria está compuesta por metareniscas, metapelitas y metalimolitas con escasos niveles de metaconglomerados (Hasui et al., 1975; Frago Cesar 1991; Sánchez Bettucci y Mezzano, 1993). El grado metamórfico varía de muy bajo en el sureste, a bajo en el noroeste. Es posible reconocer algunas estructuras primarias dentro de los términos con menor grado metamórfico como son, estratificación planar paralela, estratificación cruzada, *hummocky* y *climbing ripples* (Fragoso Cesar et al., 1987; Sánchez Bettucci y Mezzano, 1993; Sánchez Bettucci, 1998). Un ambiente de antearco fue propuesto por Sánchez Bettucci (1998) y Masquelin y Gómez-Rifas (1998).

El desarrollo de cuencas extensionales, con importantes eventos volcánicos, y cuencas de antepaís periféricas son un rasgo característico en la evolución del CDF. En el extremo sureste del Cinturón Dom Feliciano se preservan con buenos registros cuencas sedimentarias y volcano-sedimentarias, que han sido vinculadas con una fase de relajación cortical post-colisional. Sánchez Bettucci et al. (2010) agrupa estos registros en dos tipos de cuencas, la primera conformada por depósitos marinos a molásicos, conformada por las Formaciones Las Ventanas, Barriga Negra, San Carlos y parte del Grupo Arroyo del Soldado (Formaciones Piedras de Afilas, Cerros San Francisco y Cerro Victoria). La segunda compuesta por secuencias volcano-sedimentarias, Formación Sierra de Aguirre y la Cuenca de Playa Verde. Esta fase post-colisional también se caracteriza por una fase de relajamiento cortical con desarrollo de magmatismo asociado, el cual está representado por el Complejo Sierra de Las Ánimas y la Formación Sierra de Ríos.

Antes de entrar de lleno en las cuencas post-colisionales de las cuales forma parte la Cuenca de Playa Verde, unidad objetivo de este trabajo, daremos una breve reseña del magmatismo recientemente mencionado.

El Complejo Sierra de Ánimas comprende una asociación de rocas intrusivas, volcánicas y subvolcánicas generadas durante la evolución del ciclo orogénico brasiliano dentro un proceso de relajamiento cortical (Sánchez Bettucci, 1997). Se extiende desde la ciudad de Piriápolis hasta las cercanías de Minas (Figura 6). Consiste en una asociación de carácter bimodal representada por rocas intrusivas, volcánicas, subvolcánicas y piroclásticas. Presenta afinidad subalcalina – alcalina sin feldespatoides, con piroxenos y anfíboles. Edades isotópicas K-Ar y

Rb-Sr indican edades que van desde 0,62 a 0,49 Ga (Umpierre, 1966; Cingolani et al., 1993; Preciozzi et al., 1993; Sánchez Bettucci y Linares, 1996; Linares y Sánchez Bettucci, 1997). El plutón de Pan de Azúcar, una de las intrusiones más conspicuas dentro del complejo, fue datado por el método Ar-Ar dando una edad de 0,579 Ga interpretada como la edad de cristalización por Oyhantçabal et al. (2007).

La Formación Sierra de Ríos se localiza en el sector noreste del Uruguay (Figura 6). Flujos ignimbríticos y diques riolíticos componen esta unidad (Elizalde et al., 1970; Cingolani et al., 1993; Loureiro et al., 2006) con edades de $0,575 \pm 0,014$ Ga obtenida por el método isotópico Rb-Sr (Rb/Sr, RT, Ro= 0,71046, Bossi et al., 1993). Loureiro et al. (2006) obtuvieron una edad K-Ar (RT) de $0,473 \pm 0,006$ Ga, la cual fue interpretada relacionándola con un evento tectono-térmico. Edades similares (0,49 – 0,47 Ga) fueron encontradas en protolitos del CDF reflejando ese mismo evento en el Paleozoico Temprano, probablemente relacionado con la reactivación de las zonas de cizalla neoproterozoicas (Sánchez Bettucci et al., 2010).

2.2.1 Cuencas Post-colisionales

La Formación Las Ventanas (Midot 1984) comprende abanicos aluviales subacuáticos compuestos por conglomerados polimícticos, aglomerados, brechas, facies rudáceas, areniscas y pelitas asociadas. Esta secuencia se desarrolla discordantemente con las rocas supracrustales del Grupo Lavalaja y fue dividida informalmente en dos miembros, el inferior, conformado por intercalaciones de ignimbritas, brechas volcánicas y tobas ácidas, y el superior, exclusivamente sedimentario. Las brechas y conglomerados fueron interpretados como cohesive debris flows con gradación normal o depósitos de flujo de alta energía que representan facies proximales de abanicos aluviales y abanicos deltaicos (Pecoits et al., 2004). Esta unidad fue plegada formando un sinclinal y fue afectada por un metamorfismo en facies esquistos verdes (Sánchez Bettucci 1998; Pecoits et al., 2004). Masquelin y Sánchez Bettucci (1993) correlacionan esta unidad con el miembro superior de la Formación Playa Hermosa.

La Formación Barriga Negra está compuesta por una potente sucesión de conglomerados, areniscas conglomerádicas, areniscas y pelitas. Fue interpretada como depósitos de abanico aluvial y de río por Fambrini et al. (2005). Está afectada por metamorfismo en grado muy bajo a facies esquistos verdes (Sánchez Bettucci et al. 2010)

La Formación San Carlos (Masquelin y Pías 1989, Masquelin, 1990) se encuentra aflorando en las cercanías de la ciudad homónima (Figura 6). Está compuesta por conglomerados con estratificación granodecreciente, depósitos de canal, areniscas con estratificación cruzada tangencial y pelitas laminares de origen fluvial. Una potencia mayor a 500 metros fue propuesta por Sánchez Bettucci (1998). La secuencia fue afectada por metamorfismo de grado bajo (Masquelin y Pías 1989; Sánchez Bettucci 1998).

La Formación Piedras de Afilar (Jones 1956; Coronel et al., 1982) se localiza en la porción oeste del Terreno Piedra Alta (Figura 6). Se desarrolla en disconformidad sobre basamento Paleoproterozoico (Granito tipo A, Granito Soca) y está compuesta de rocas silicicláticas y carbonáticas. La sucesión fue afectada por deformación horizontal la cual se expresa a través de pliegues de arrastre en rocas carbonáticas, clivaje de crenulación en areniscas y fábricas S-C en pelitas (Coronel et al., 1982; Aubet et al., 2005). Dataciones U-Pb en circón muestran edades de 2,1 a 1,0 Ga (Finney et al. 2006; Gaucher et al. 2006, 2007).

La Formación Cerro San Francisco (Montaña y Sprechmann 1993) está compuesta por metareniscas, metasub-arcosas, con estructuras sedimentarias preservadas. Scaglia et al. (2007) describen deformación en estado dúctil a través de pliegues tipo *chevron* y *box*. Estas dos últimas formaciones podrían corresponder al mismo evento de depósito (Sánchez Bettucci 2010).

La Formación Cerro Victoria está compuesta por rocas carbonáticas oolíticas y estromatolíticas. Kawashita et al. (1999) obtuvieron relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,711 y 0,726 las cuales son significativamente mayores a las propuestos para el Cámbrico. Estas variaciones en las concentraciones de Sr pudieron ocurrir durante metamorfismo o exhumación (Sánchez Bettucci et al., 2010).

Formación Sierra de Aguirre. Bossi (1966) efectuó los primeros estudios de la sierra de Aguirre definiéndola como una sucesión sedimentaria de areniscas y pelitas y se la incluyó dentro de la Formación Piedras de Afilar. Posteriormente, fue considerada como parte de la Formación Barriga Negra (Preciozzi et al. 1985). Masquelin y Tabó (1988) definieron la Formación Sierra de Aguirre y la interpretaron como una secuencia sedimentaria marina somera asociándola a depósitos molásicos brasilianos. Estos autores además plantearon la posible correlación con las Formaciones Piedras de Afilar y Maricá de Brasil. Campal y Gancio (1993) propusieron una nueva unidad litoestratigráfica para las rocas que afloran en la sierra, que es denominada Formación Cerros de Aguirre. Fue descrita como una asociación de rocas volcanoclásticas y piroclásticas. En el trabajo de Campal y Gancio (1993) no se mencionaron los estudios de

Masquelin y Tabó (1988) donde había sido definida una unidad nueva para el mismo conjunto litológico. Fantin (2003), siguiendo el principio de prioridad del código estratigráfico internacional utiliza para la formación el nombre otorgado por Masquelin y Tabó (1988). Los trabajos más recientes corresponden a estudios geocronológicos de una dacita de la Formación Sierra de Aguirre que arrojó una edad de $0,571 \pm 0,008$ Ga por el método U-Pb en circón y titanita (SHRIMP II) (Bossi et al., 2001; Hartmann et al., 2002).

3. Cuenca Playa Verde

La Cuenca de Playa Verde (Sánchez Bettucci y Pazos, 1996) tuvo lugar hacia finales del Neoproterozoico, donde se desarrolla la secuencia volcano-sedimentaria denominada Formación Playa Hermosa, definida por Masquelin y Sánchez Bettucci (1993), culminando su desarrollo en el Cámbrico-Ordovícico con la Formación Las Ventanas (Midot, 1984; Sánchez Bettucci 1998).

Sánchez Bettucci y Pazos (1996) definieron esta cuenca como una cuenca transtensional con su eje mayor orientado aproximadamente Norte-Sur. Las unidades desarrolladas dentro de la misma son la Formación Playa Hermosa y Formación Las Ventanas así ordenadas estratigráficamente. La última mencionada presenta dos episodios llamados Las Ventanas I y Las Ventanas II las cuales se depositaron durante el Neoproterozoico y Cámbrico-Ordovícico respectivamente. La Formación Playa Hermosa (Masquelin y Sánchez Bettucci, 1993) consiste en una sucesión epiclástica que presenta niveles volcano-sedimentarios en su sección superior la cual ha sido estudiada por Sánchez Bettucci y Pazos (1996) y Pazos et al. (1998, 2003).

3.1 Formación Playa Hermosa

La Formación Playa Hermosa (Figura 7) se encuentra aflorando a lo largo de la costa entre Playa Verde y Playa Grande, localizada pocos kilómetros al oeste de la ciudad de Piriápolis. La base de la secuencia se encuentra en contacto con gneisses tonalíticos (Sánchez Bettucci et al., 2009).

Esta formación se encuentra representada por una sucesión volcano-sedimentaria compuesta por conglomerados, areniscas, diamictitas, limolitas, flujos volcánicos y diques sin-sedimentarios. La Formación fue dividida en dos miembros por Sánchez Bettucci y Pazos (1996).

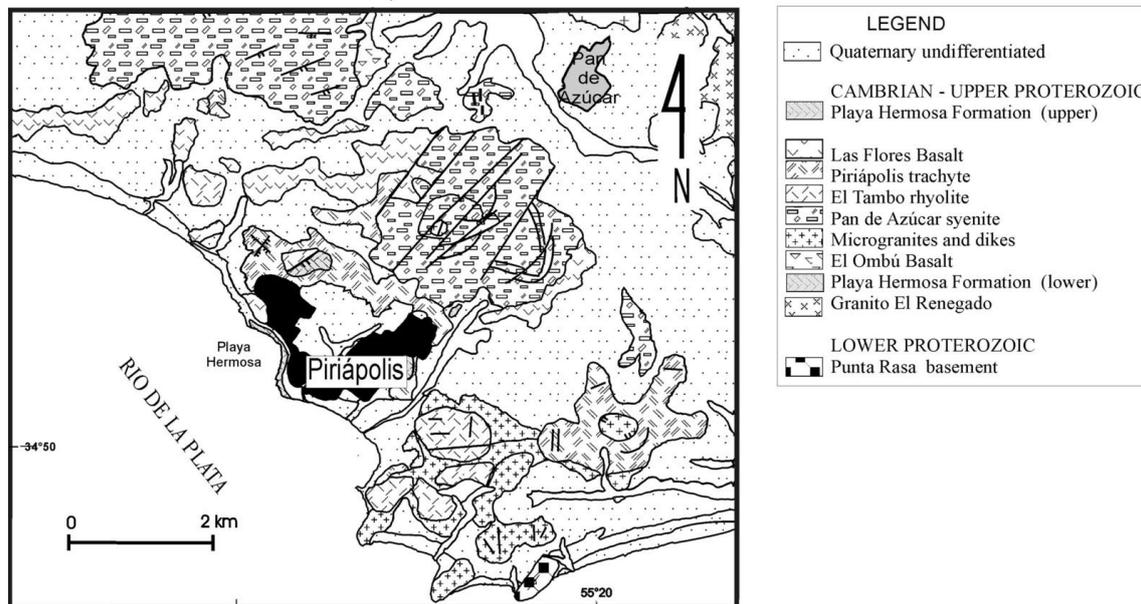


Figura 7 Esbozo geológico de los alrededores de la Formación Playa Hermosa (modificado de Sánchez Bettucci 1997).

3.1.1 Formación Playa Hermosa, miembro inferior

El miembro inferior tiene aproximadamente 80 metros de espesor, el mismo se encuentra prácticamente libre de niveles volcánicos y está caracterizado por la presencia de ritmitas y diamictitas. La presencia de cadilitos (*dropstones*) en diamictitas fue interpretada por Pazos et al. (1998, 2003) como una evidencia de procesos glaciogénicos durante su sedimentación. También Fambrini et al. (2003) sugirieron un origen glaciomarino basándose en la presencia de cadilitos en sedimentos de grano fino, y sugieren un ambiente de alta energía debido a la presencia de estructuras *micro-hummocky*, ausencia de fracción arcilla en los sedimentos de grano fino y la presencia de areniscas conglomerádicas.

3.1.2 Formación Playa Hermosa, miembro superior

El miembro superior está constituido por conglomerados y areniscas recortados por numerosos diques y filones capa. Hacia el tope la secuencia exhibe una sucesión de basaltos vesiculares, con ocasionales pillows o pseudo-pillows *sensu* Yamagishi (1994), brechas basálticas, traquitas, diques micro-sieníticos, domos riolíticos y rocas piroclásticas que pueden ser observadas durante momentos de marea baja. La presencia de peperitas y hialoclastitas en la secuencia, generadas por la interacción entre el magma y sedimentos húmedos y/o agua, sugiere un vulcanismo sin-sedimentario (Sánchez-Bettucci et al., 2009).

La sucesión expuesta de la Formación Playa Hermosa ha sido afectada por un basculamiento tectónico, pero no presenta signos de deformación interna o metamorfismo. Lossada et al. (2010) realizaron estudios de fábrica magnética y paleomagnéticos sobre una nueva colección de esta unidad así como un estudio geocronológico en circones detríticos en una muestra de la formación mediante el método U-Pb SHRIMP. Los datos presentados son consistentes y logran aportar la edad aproximada de sedimentación de la Formación. El análisis realizado sobre 41 circones detríticos dio como resultado una distribución bimodal de poblaciones, más de la mitad de los circones se agrupan entre 2,0 y 2,2 Ga y un 40% de los mismos se agrupan alrededor de los 0,6 Ga siendo la edad más joven datada de 0,592 (+0,011/-0,018) Ga. La primer población de circones representa la edad del basamento paleoproterozoico del Cratón del Río de la Plata (Rapela et al., 2007; entre otros). La segunda representa edad del vulcanismo que se daba simultáneamente con la sedimentación de los niveles superiores de la Formación Playa Hermosa, lo cual sugiere una edad de *ca.* 0,59 Ga para los sedimentos basales de la misma.

Dentro de la transición entre el miembro inferior y superior se han reconocido distintas evidencias de alteración hidrotermal (Figura 8). La más común es la carbonatada, que se presenta alterando los intrusivos del miembro superior. Se observaron brechas hidrotermales de matriz silíceas vinculadas estrechamente a fallas con desplazamiento de rumbo.



Figura 8 Brecha hidrotermal desarrollada en el contacto entre dique basáltico y sienita (Bas: dique basáltico, Br.Ht.: brecha hidrotermal, Sy: sienita).

3.2 Complejo Sierra de Las Animas

El complejo Sierra de Las Ánimas comprende una asociación de cuerpos plutónicos, volcánicos, subvolcánicos y piroclásticos relacionados a un etapa extensional de la Orogenia Brasiliana-Panafricana, durante el Proterozoico Tardío (Sánchez Bettucci et al., 2009). Está compuesto por una asociación ígnea de carácter bimodal. Los cuerpos intrusivos son sienitas, microsienitas y granitos. Las unidades extrusivas corresponden a riolitas, dacitas, basaltos y flujos piroclásticos. El complejo presenta una tendencia subalcalina hacia alcalina sin feldespatoideos, pero con presencia de piroxenos y anfíboles alcalinos (Bossi, 1996; Oyhantçabal et al., 1993; Sánchez Bettucci, 1997; 1998; 2009). Los datos geológicos, estructurales y geocronológicos realizados hasta el momento sugieren al menos dos pulsos magmáticos. La edad más antigua se extiende desde los 0,58 a 0,55 Ga (Sánchez Bettucci y Linares 1996; Oyhantçabal et al., 2006; Oyhantçabal et al., 2007) caracterizada por la intrusión de los cuerpos sieníticos de la Formación Pan de Azúcar y la extrusión de los flujos basálticos de la Formación El Ombú 0,54 Ga (Sánchez Bettucci y Linares 1996). La fase más joven extruyó entre los 0,52 Ga y los 0,49 Ga y está representada por traquitas, riolitas y diques correspondientes a las Formaciones El Tambo, Piriápolis y Las Flores. Dos dataciones Rb/Sr en roca total, la primera sobre cuatro diques riolíticos y una traquiandesita correspondieron a

una edad de 0,52 Ga (Sánchez Bettucci y Linares, 1996), la segunda sobre un dique basáltico arroja una edad de 0,49 Ga.

3.2.1 Rocas Volcánicas Máficas

Las rocas volcánicas máficas que forman parte del Complejo Sierra de Ánimas son predominantemente de composición basáltica, pudiéndose encontrar registros más diferenciados como traquibasaltos. Fueron agrupadas en dos unidades formacionales por Sánchez Bettucci (1997).

Formación El Ombú (Sánchez Bettucci, 1997). Constituida por basaltos masivos, diques y traquibasaltos. Presentan una textura microlítica subfluidal, compuesta por plagioclasas, piroxenos y olivinos orientados en una matriz criptocristalina. Los traquibasaltos presentan textura hipocristalina fluidal con fenocristales de plagioclasa (albita). Se observan parches de titanita, iddingsita y gran cantidad de pirita. Las traquitas cortan a éstos basaltos.

Formación Las Flores (Sánchez Bettucci, 1997). Son basaltos vesiculares, diques con amígdalas, y brechas magmáticas (autoclásticas). Los basaltos vesiculares presentan textura subofítica, plagioclasa albitizada, olivino y escaso piroxeno (augita, augita-aegirina). Algunos basaltos presentan amígdalas rellenas de calcedonia y clorita. En algunos lugares los basaltos vesiculares están intercalados con material riolítico. Los diques con amígdalas presentan textura hipocristalina subfluidal con fenocristales de olivino y augita y plagioclasa, los mismos cortan las traquitas y los basaltos masivos. Fueron reconocidos xenolitos de ignimbritas, traquitas y granitos en estos basaltos vesiculares.

3.2.2 Rocas intrusivas y volcánicas félsicas

Los intrusivos y rocas volcánicas félsicas que componen el Complejo Sierra de Ánimas varían entre términos intermedios y ácidos, representados por sienitas, traquitas y riolitas.

Formación Pan de Azúcar (Sánchez-Bettucci, 1997). El cerro Pan de Azúcar ubicado 5 Km al norte de la ciudad de Piriápolis está constituido por un cuerpo sienítico con forma ovoide. Presenta textura inequigranular a hipidiomórfica con tamaño de grano variable, con albita y/o

oligoclasa, ortoclasa perfitica, piroxenos, anfíbol alcalino, cuarzo intersticial y escasa biotita. Es común encontrar la ortoclasa rodeando la plagioclasa (textura antirapakivi). Los minerales máficos están representados por arfvedsonita, riebekita, hornblenda, augita-aegirina y biotita marrón. La augita es de color marrón pálido y usualmente se encuentra en intercrecimiento perfitico con la hornblenda.

Formación El Tambo (Sánchez Bettucci 1997). Se compone de riolitas, riodacitas, dacitas y flujos piroclásticos. Algunos cuerpos riolíticos presentan estructuras de flujo, en general se observa una textura micro-porfirítica constituida por fenocristales de feldespatos alcalinos, plagioclasa, cuarzo y biotita con una matriz felsítica con textura granofírica. Las rocas piroclásticas son variables y van de tobas a brechas e indican un régimen de volcanismo explosivo. Las ignimbritas presentan color marrón y texturas eutaxíticas y esferulíticas. En algunos casos se preserva el *welding* (soldadura) acompañado por flujo interno obliterando cualquier registro de flujos originales.

Formación Piriápolis (Sánchez Bettucci 1997). Está compuesta por lavas traquíticas, diques y traquitas porfíricas. La litología característica son las traquitas con textura porfírica con fenocristales de ortoclasa, plagioclasa, anfíbol, biotita y escaso cuarzo. En las traquitas se observan cristales grandes y bien definidos que alcanzan los 3 cm. En algunos casos ocurren maclas y zonación en plagioclasas. Los diques traquíticos se encuentran cortando los cuerpos microsieníticos y sieno-granitos.

4. Hialoclastitas y Peperitas

Estos tipos de depósito constituyen una de las características más notables en el área de trabajo. Es por eso que daremos una introducción de los procesos envueltos en la génesis de los mismos, así como sus principales características.

4.1 Hialoclastitas

Las hialoclastitas son rocas formadas por fragmentos de lava debido al rápido enfriamiento que tiene lugar cuando corrientes de lava entran en contacto con el agua y son propias de erupciones submarinas o subacuáticas. La superficie de la lava se enfría mientras fluye, la corteza superficial se rompe y se granula, permitiendo que nuevo magma fluya y continúe el proceso (Fisher y Schimincke, 1984 y Tucker, 2001).

El proceso de fragmentación puede ser más o menos explosivo. En aguas poco profundas la exsolución de gases magmáticos, además del enfriamiento, colabora a fragmentar la lava y a formar vesículas. La interacción magma-agua es explosiva y puede generar hialotobas. A partir de una determinada profundidad (500-1000 m) la presión hidrostática impide la erupción explosiva y sólo el enfriamiento repentino produce fragmentación en la lava, generándose hialoclastitas en sentido estricto (Fisher y Schimincke, 1984 y Tucker, 2001).

En aguas profundas durante la erupción de lavas basálticas submarinas, típicas de márgenes continentales activos o de cinturones precámbricos, dominan las lavas almohadilladas con techo más o menos fragmentadas (desde grandes bloques a pequeños trozos de cortezas almohadilladas), formando brechas o hialoclastitas (Fisher y Schimincke, 1984 y Tucker, 2001).

Muchas hialoclastitas con frecuencia aparecen sin estratificar, sobre todo en aguas poco profundas, donde pueden estar retrabajadas por olas o corrientes, y presentar estructuras de rocas clásticas (Fisher y Schimincke, 1984 y Tucker, 2001). Los clastos son de tamaño variable (milimétricos a centimétricos), pobremente seleccionados, formados por fragmentos de lava vesicular (hojas, escamas, lascas). En las hialoclastitas son más planares y presentan menos vesículas, en las "hialotobas" los clastos son más finos (sin bombas o gotas de lava), angulosos, cóncavos (paredes de burbujas) y más vesiculares.

4.2 Peperitas

El estudio de este tipo de depósito es importante por varias razones. La interacción del magma con sedimentos o sedimentos húmedos es muy común (White et al., 1996), especialmente en ambientes volcánicos subacuáticos. La identificación de las peperitas en el campo cobra importancia debido a que éstas nos brindan información sobre los mecanismos de interacción entre el magma y sedimentos húmedos, incluyendo los procesos que preceden a las erupciones explosivas los cuales guardan una analogía con las interacciones *fuel-coolant* (Zimanowski et al., 1997). También son importantes para las reconstrucciones paleoambientales y las relaciones cronológicas en las secuencias sedimentarias, debido a que su presencia demuestra contemporaneidad entre el magmatismo y sedimentación. Asimismo, su génesis está relacionada con la alteración hidrotermal y/o mineralizaciones, puesto que la intrusión de los magmas afecta la temperatura, presión y densidad de los fluidos contenidos en los poros, iniciando o modificando la circulación de los mismos por períodos de tiempo prolongados. Dentro de estos sistemas puede darse el aporte directo de fluidos magmáticos hacia los fluidos contenidos en los poros (Delaney, 1982), con consecuencias significantes en la composición química y el potencial de mineralización.

El término peperita puede ser utilizado con dos sentidos, uno exclusivamente descriptivo y otro genético. De Goër et al. (1998) y Cas y Wrigth (1997) discuten el uso genético del término, y sugieren que el mismo debe ser aplicado con cuidado y en un sentido meramente descriptivo. Otros autores como Brooks et al. (1982), White et al. (2000) and Skilling et al. (2002) defienden el uso del término peperita en sentido genético. En este trabajo nos apegamos a la segunda, debido a que si bien los tipos de interacción pueden darse en diferentes contextos, los procesos incluyen siempre los mismos componentes (magma y sedimentos húmedos).

Peperita: es un término genético que se aplica a rocas formadas por la fragmentación in situ del magma que intruye y se mezcla con sedimentos húmedos pobremente consolidados o inconsolidados, incluyendo mezclas similares generadas por los mismos procesos que actúan en los contactos de lavas o flujos piroclásticos calientes con los tipos de sedimentos ya mencionados (White et al., 2000).

La generación de las peperitas puede darse en distintos ambientes. Las mismas son frecuentemente asociadas con intrusiones en secuencias sedimentarias submarinas (Brooks et al., 1982; Busby-Spera y White, 1987; Goto y McPhie, 1996), también en secuencias lacustres (Cas et al., 2001). Dentro de las secuencias subaéreas, están asociadas con lavas (Schmincke, 1967; Rawlings et al., 1999) y en la base con flujos piroclásticos (Leat, 1985; Branney, 1986).

La composición química de los magmas que generan las peperitas abarca desde basaltos a riolitas (Skillling et al., 2002 y referencias) y los sedimentos varían entre grano grueso y fino (Busby-Spera y White, 1987; Squire y McPhie, 2002).

Procesos de Formación de peperitas

La formación de las peperitas envuelve procesos de fragmentación del magma para generar clastos juveniles que se mezclan en los sedimentos huéspedes. Los procesos de fragmentación y mezcla frecuentemente se dan de forma simultánea, aunque algunos clastos juveniles generados por procesos de enfriamiento y autobrechamiento, se pueden mezclar con los sedimentos adyacentes en etapas posteriores a la fragmentación inicial (Skillling et al., 2002). Cuando la densidad y viscosidad del magma es similar a la de los sedimentos húmedos, la mezcla de los mismos se ve favorecida (Skillling et al., 2002).

Debido a que los procesos de formación de las peperitas incluyen dos componentes principales (magma y sedimentos húmedos), las variaciones en las características de ambos influye directamente en las texturas que presentan.

Fragmentación del magma

La fragmentación del magma que intruye en los sedimentos envuelve varios procesos, algunos de ellos son enfriamiento, tensión del magma (autobrechamiento), explosiones dirigidas debidas a la vaporización de los fluidos en los poros de los sedimentos, vesiculación explosiva, cizallamiento del magma durante su intrusión por la fluidización de sedimentos, tensiones superficiales, contrastes de densidad entre magma y sedimentos además de la inestabilidad en la capa de vapor que se genera entre el magma y los sedimentos (Skillling et al., 2002).

Tanto la interpretación de los procesos de fragmentación como los de mezcla son complejos. A veces, los clastos juveniles que componen estas rocas muestran márgenes fluidales y planares, sugiriendo una fragmentación en varias etapas, otras veces, la presencia de clastos vesiculares y masivos sugiere que los diferentes fragmentos fueron generados bajo condiciones térmicas diferentes. El estudio de los clastos que componen las peperitas debe ser detallado y se debe prestar especial atención al contexto en el cual se formaron.

Clastos juveniles tipo *blocky*

Los fragmentos tipo *blocky* implican la fragmentación del magma en condiciones frágiles, dando lugar a muchas morfologías que incluyen, clastos tipo *platy* y *traped*. Este tipo de fragmentación se ve favorecida cuando la viscosidad del magma y/o la tensión en el mismo son altas. Los procesos de generación más probables para el desarrollo de clastos tipo *blocky* son el enfriamiento, tensiones del magma o explosiones hidromagmáticas. Tanto el enfriamiento como las explosiones hidrotermales, requieren una rápida transferencia de calor hacia los fluidos en los poros, lo cual implica que la capa de vapor en la interfase magma – sedimentos húmedos no se desarrolle o no perdure. Busby-Spera y White (1987) sugirieron que el desarrollo de los clastos tipo *blocky* es favorecido diferentes factores como son la alta permeabilidad y la pobre selección de los sedimentos huéspedes, estos factores interrumpen la formación de la capa de vapor. La textura *jigsaw-fit* es común en este tipo de peperitas.

Los clastos tipo *blocky* son polihedrales a tabulares, presentan superficies planares a curvilineales. Comúnmente se disponen mostrando texturas *jigsaw-fit*, características de fragmentación *in situ*.

Clastos juveniles fluidales

Este tipo de clastos se generan bajo un régimen dúctil. El proceso se explica a través del desarrollo de una capa de vapor en el contacto entre los sedimentos y el magma, la misma impide el contacto directo con el fluido contenido en los poros. No está clara la forma en que la capa de vapor se mantiene estable, sobre todo durante la mezcla y los procesos de deformación de los clastos juveniles fluidales. Kokelaar (1982) sugiere que la intrusión fluidal

del magma en sedimentos húmedos, está acompañada por una fluidización de los sedimentos huéspedes en la capa de vapor que se genera a lo largo del contacto magma – sedimentos. Este tipo de fluidización y la consecuente formación de clastos fluidales se desarrolla preferentemente en sedimentos de grano fino, bien seleccionados y pobremente consolidados (Busby- Spera y White, 1987; McPhie, 1993; Hanson y Hargrove, 1999).

Los clastos en las peperitas fluidales (globulíticas) presentan morfologías fluidales, frecuentemente con bordes complejos, y abarcan desde formas irregulares (ameboides) a globulares (Busby-Spera y White, 1987; McPhie, 1993).

5. Volcanitas y rocas hipoabisales aflorantes en el área de estudio

El área de estudio está constituida por una sucesión epiclástica con niveles volcano-sedimentarios que fue definida por Masquelin y Sánchez Bettucci (1993) como la Formación Playa Hermosa. La misma constituye parte de la cobertura sedimentaria del Cratón del Río de La Plata, y se sitúa dentro de la Cuenca de Playa Verde.

Sus afloramientos se desarrollan a lo largo de un angosto cordón costero, que localmente alcanza los 80 metros de espesor, localizado entre los balnearios Playa Grande y Playa Verde a 5 kilómetros de la ciudad de Piriápolis. Este cordón de afloramientos se ve interrumpido en el balneario Playa Hermosa por una cobertura de arenas. La sucesión está compuesta por conglomerados, areniscas y limolitas con intercalaciones de flujos y diques sin-sedimentarios.

El basculamiento tectónico que la afecta, deja expuesta la secuencia de forma transversal al apilamiento estratigráfico. Esto permite caminar a través de su perfil casi completo (Figura 9), ya que el techo y el piso de la misma se encuentran bajo agua. En una ocasión de marea baja se descubrió un afloramiento de gneisses tonalíticos cercanos a la base del Miembro Inferior de la Formación Playa Hermosa.

Litologías semejantes a estos últimos fueron datadas pocos kilómetros al Este arrojando una edad de 1.7 Ga (Sánchez Bettucci et al., 2003a; Oyhançabal et al., 2007).

Las volcanitas aflorantes en el área corresponden a tres litologías principales. La primera corresponde a traquitas que se presentan como diques, peperitas y hialoclastitas traquíticas. Los diques recortan a todas las litologías presentes con rumbo general nor-noroeste y sus espesores son variables entre 30 cm y 3 m. Texturalmente varían entre afaníticos y porfiríticos, con fenocristales de feldespato en una pasta afanítica. La segunda corresponde a basaltos constituidos por niveles masivos de lavas, diques, lentes, hialoclastitas y peperitas. Son rocas de colores grises a beige, afíricos o porfiríticos de grano muy fino con fenocristales de plagioclasa. La tercera corresponde a rocas félsicas que afloran en forma de lóbulos o como cuerpos volcánicos que varían entre los 3 y 10 m de espesor. Son de colores rojo amarronado a grises, presentan texturas afaníticas o porfiríticas con fenocristales de cuarzo y feldespato de hasta 4 mm.

Las rocas hipoabisales están representadas por sienitas y brechas cuarzo-sieníticas, microporfiríticas de colores gris verdoso y rojizos cuando están muy intemperizadas.

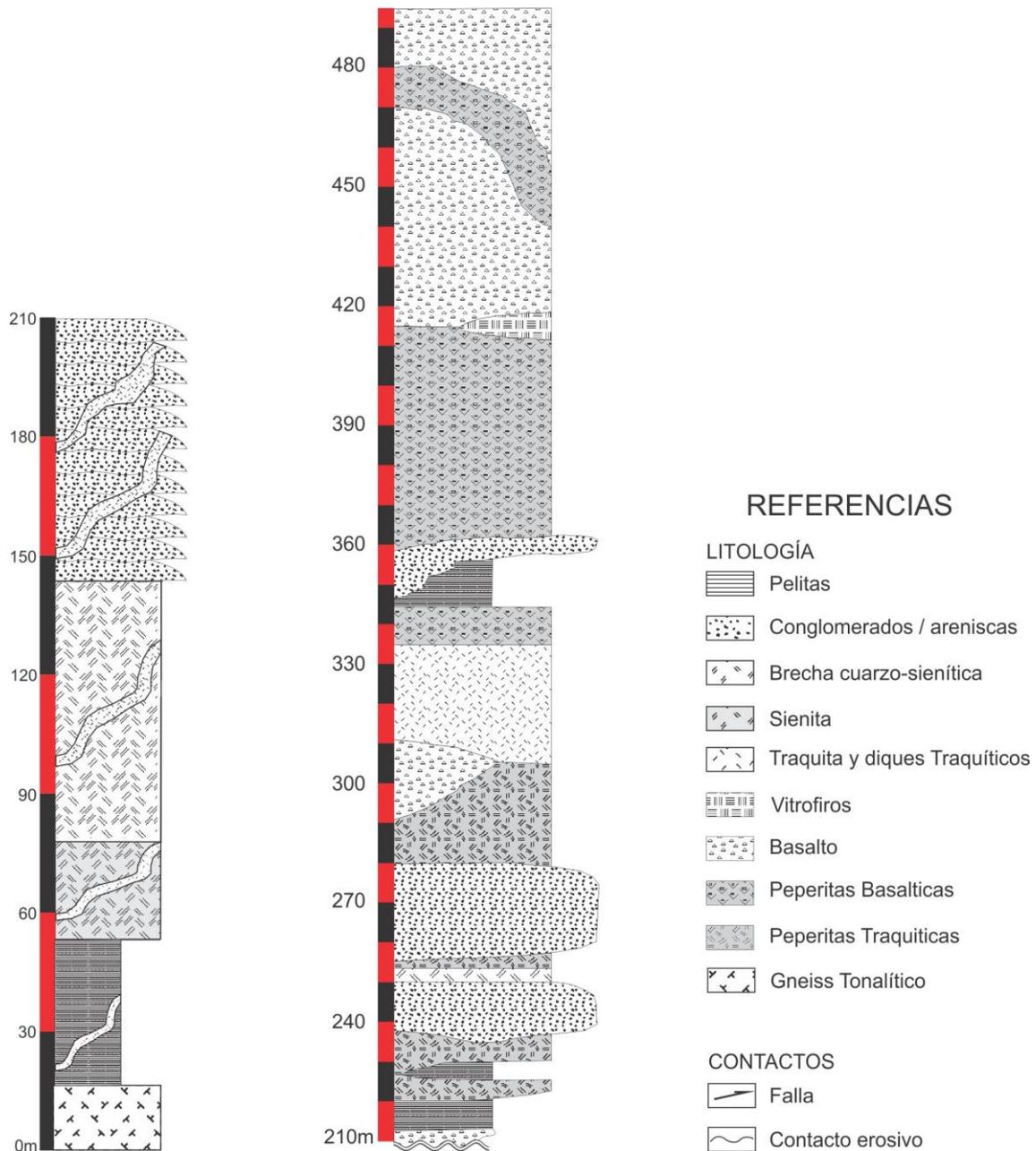


Figura 9 Perfil del área de estudio Playa Hermosa (izquierda) y Playa Verde (derecha).

5.1 Diques traquíticos

Los diques traquíticos son una de las características más repetitivas a lo largo de toda la zona, recortando las sedimentitas e intrusivos aflorantes. Los diques que recortan la secuencia sedimentaria tienen colores violeta-rojizos, a veces violeta oscuro o rojos-anaranjados. Presentan espesores que varían desde decimétricos, alcanzando en algunas ocasiones 3

metros (Figura 10). Sus bordes alternan entre rectilíneos e irregulares y en algunos casos presentan *chilled margins* (Figura 11).



Figura 10 Dique traquítico 3 m de potencia. Falla dextral desplaza su traza.

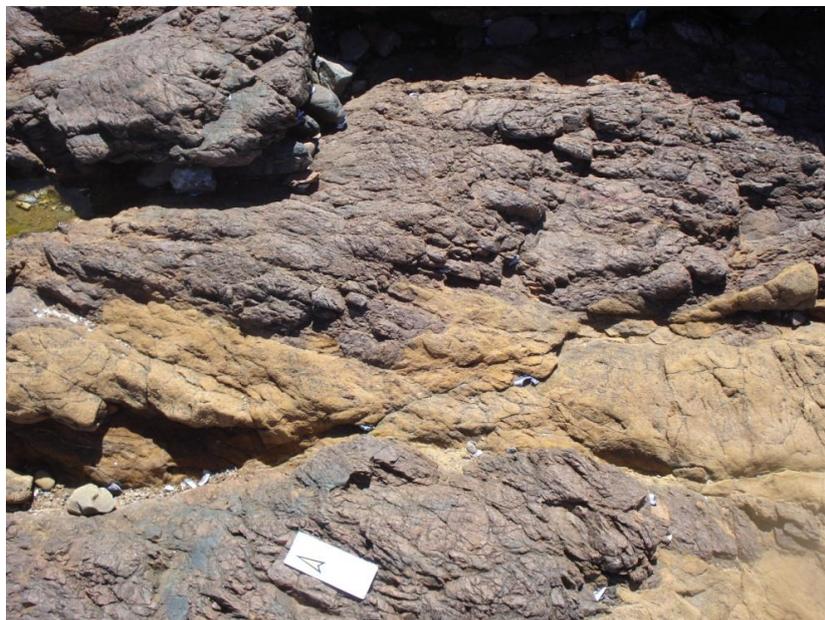


Figura 11 Contacto irregular entre dique (violeta) y sedimentitas (beige).

Frecuentemente se observan diques con trazas segmentadas, por fallas con desplazamiento de rumbo, o por fluidización de sedimentos. (Figuras 11 y 12).

Si bien los diques presentan alabeos en su traza (Figura 13), su rumbo general es noreste con buzamientos verticales. Esta característica se repite a lo largo de toda la cuenca.



Figura 12 Dique traquítico segmentado por comportamiento fluidal de las pelitas en el momento del emplazamiento (libreta 15 cm).



Figura 13 Dique traquítico con alabeos en su traza.

La textura de los diques es porfirítica, con fenocristales de feldespato potásico que alcanzan hasta 1,5 centímetros de longitud en su eje mayor, en una pasta afanítica violácea (Figura 14).

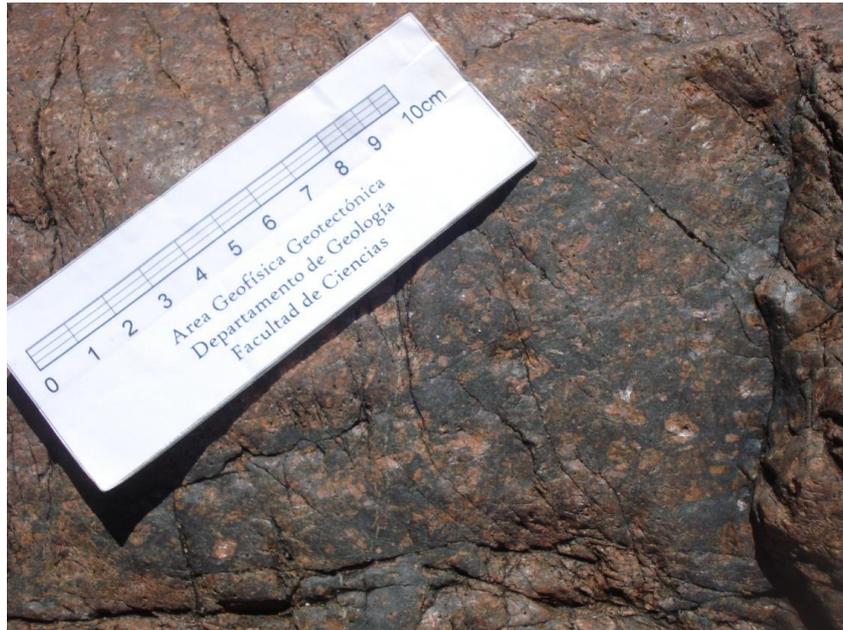


Figura 14 Textura de diques traquíticos.

Petrográficamente es una roca microcristalina constituida por fenocristales subhedrales a euhedrales de feldespato alcalino y en baja proporción plagioclasas. En algunas muestras se observa anfíboles de color verde pálido (actinolita). Como accesorios se ven minerales opacos con formas esqueletales y cúbicas (magnetita y pirita), apatito en cristales prismáticos y circón. Los opacos llegan a ocupar el 1% del volumen. Carbonato, esfeno y epidoto son comunes como minerales secundarios. A veces se observa cuarzo intersticial. Suelen encontrarse clastos angulosos (xenolitos) compuestos por cristales de feldespatos alcalinos perfiticos y con inclusiones, pertenecientes a la brecha cuarzo-sienítica (Figura 15).

La textura ígnea más común es la traquítica (Figura 16), donde se observa la dirección de flujo marcada por la orientación preferencial de los cristales de feldespato alcalino. Localmente esa textura puede verse obliterada por la fuerte alteración hidrotermal carbonatada, que es una de las alteraciones más frecuentes. Es común la presencia de fracturas que se encuentran rellenas con carbonatos, epidoto y clorita, asimismo, se han reconocido venillas aplíticas.

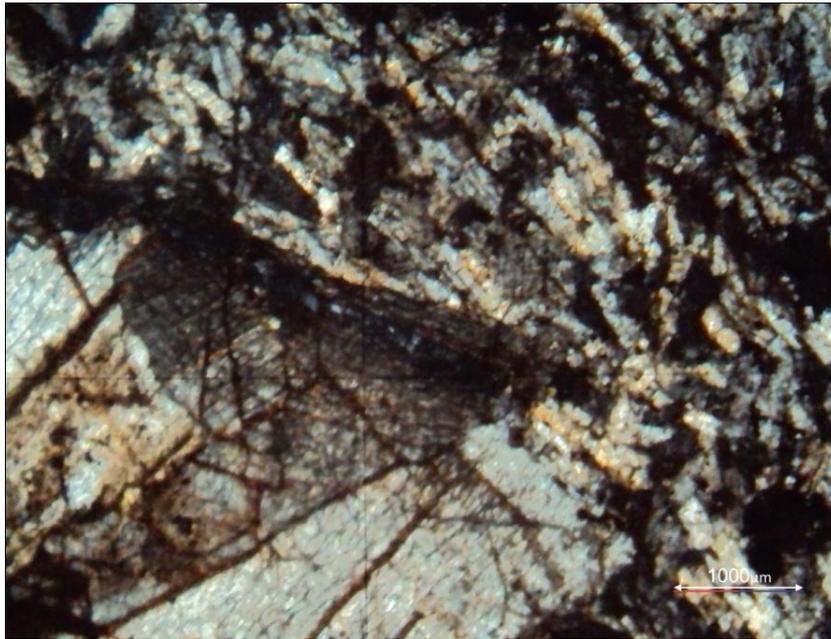


Figura 15 Traquita (Luz polarizada) donde se puede observar un clasto del cuerpo cuarzo-sienítico.

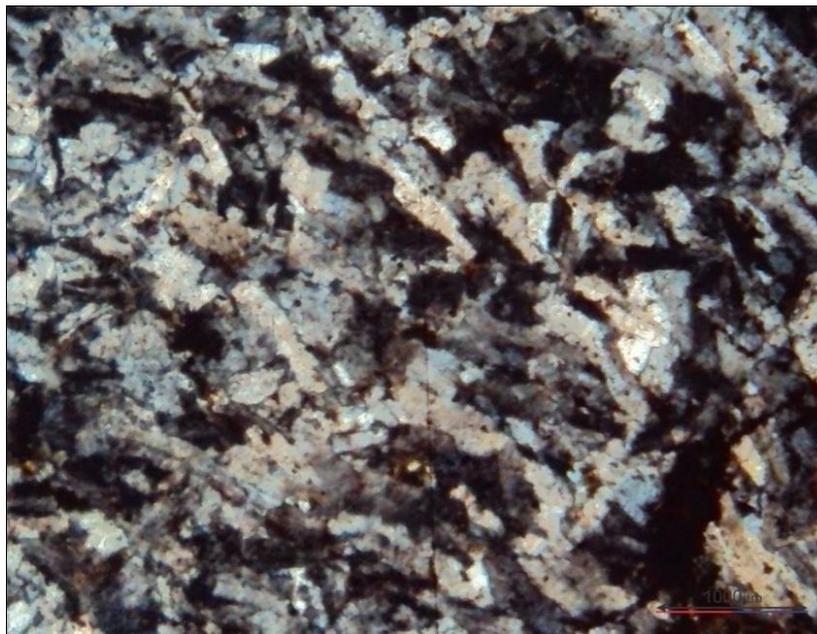


Figura 16 Traquita (Luz polarizada) donde se observa la dirección de flujo marcada por la orientación de los cristales de feldespato alcalino.

5.2 Hialoclastitas traquíticas

El termino hialoclastitas corresponde a un depósito formado por el flujo o intrusión de lava o magma en agua, hielo o sedimentos saturados en agua, y su consecuente granulación o

dispersión en pequeños fragmentos angulosos (Neuendorf et al., 2005). También incluye tobas vítreas del volcanismo explosivo en aguas poco profundas o interacción explosiva de magma con agua freática.

Un delgado cuerpo de hialoclastitas traquíticas con fragmentos dispersos de cuarzo-sienita, se encuentra aflorando sobre la brecha cuarzo-sienítica en la base del perfil que aflora sobre Playa Verde. Son rocas de color gris, afaníticas, en las que en detalle se observan agregados granulares finos de hasta 1,5 cm de longitud, con cristales de feldespato fragmentados, que otorgan un aspecto textural de falsa ignimbrita.

Petrográficamente se ven como rocas fracturadas compuestas por fragmentos felsíticos cementados por minerales del grupo de la clorita, acompañados por nódulos de pirita. Se identifican los fenocristales de feldespato con textura *jigsaw-fit*, producto del fracturamiento perlítico en la pasta, así como texturas esferulíticas incipientes (Figura 17).



Figura 17 Hialoclastita traquítica (luz natural) en la cual se observan fracturas perlíticas, textura *jigsaw-fit* en fenocristales de feldespato alcalino.

5.3 Hialoclastitas y basaltos

Los basaltos aflorantes en la zona de estudio son de color gris oscuro a beige con texturas afaníticas en niveles masivos y porfíricas muy finas en los bordes. Presentan notable fragmentación *in situ*, gradando de mega a micro-brechas. Fueron interpretadas como

hialoclastitas basálticas, (Figura 18) basándose en las diaclasas de contracción polihedrales y normales que presentan (Yamagishi, 1994; McPhie et al., 1993).



Figura 18 Hialoclastita basáltica con diaclasas de contracción polihedrales (Lapicera 14 cm).

Los lóbulos basálticos (Figura 19) se reconocen a través de las líneas de flujo definidas por la orientación preferencial de los cristales tabulares de plagioclasa. En muestra de mano los fenocristales de plagioclasa tienen tamaños seriados y alcanzan los 6 mm de longitud. Estos basaltos presentan vacuolas y amígdalas con tamaños mayores a 1 cm de diámetro, compuestas por cuarzo, calcedonia, calcita y clorita. Las vesículas son más comunes hacia el tope del perfil situado en Playa Verde.



Figura 19 Lóbulos basálticos en el centro y diques traquíticos que los recortan en el borde izquierdo de la fotografía.

Los basaltos son mayoritariamente porfiríticos y frecuentemente están brechados como consecuencia de la hialoclastitización.

En sección delgada son porfiríticos, inmersos en una pasta microcristalina. La textura de la pasta que probablemente haya sido hialofírica, ahora es seriada. La roca está compuesta por tablillas de plagioclasa, a veces con disposición tendiente a variolítica (Figura 20), inmersos en un material intersticial de color marrón en la cual se identifican escasos remanentes de palagonita y agregados de opacos (óxidos de hierro y piritita).

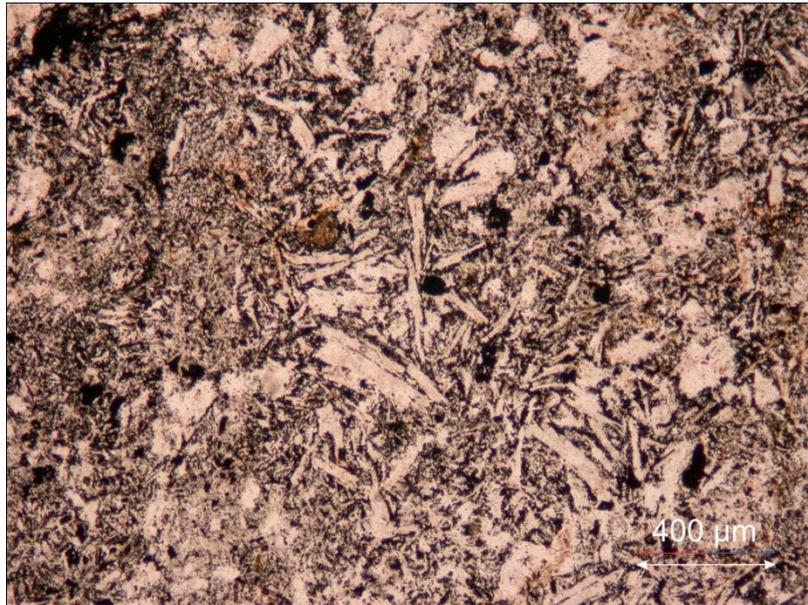


Figura 20 Basalto con textura tendiente a variolítica (luz natural), en el borde izquierdo se observa un fragmento con textura más fina. Escasa palagonitización en la pasta.

La plagioclasa se ve siempre alterada a minerales de arcilla y/o reemplazada por albita y calcita. En algunos casos los olivinos son reemplazados por minerales pseudomorfos de clorita o serpentina.

5.4 Diques y lentes basálticos

Los diques y lentes basálticos son muy comunes hacia el tope de los depósitos de brecha cuarzo-sienítica. Se reconocen al menos dos pulsos de diques basálticos, algunos de ellos en el mismo lugar, dando como resultado complejas texturas de *mingling*. Los lentes basálticos más antiguos son afíricos de colores grises verdosos. Estas rocas basálticas son interpretadas como basaltos altamente hidratados en donde la palagonita fue completamente transformada a clorita, siguiendo la evolución normal que fue sugerida por Fisher y Schmincke (1984).

El primer pulso de diques y lentes basálticos muestra en sección delgada plagioclasa (albita) escasa y granos de apatito inmersos en un agregado clorítico denso con parches de carbonato que marcan las líneas de flujo.

El segundo pulso de diques basálticos reconocido ocurre como diques irregulares de 0.50 m de espesor y poca continuidad lateral, dando aspecto de lentes (Figura 21). Son anhídros con respecto a los más viejos y están emplazados mayoritariamente en los niveles más bajos de lavas basálticas. En muestra de mano son afíricos o casi afíricos de color gris oscuro con pequeñas amígdalas rellenas de clorita y calcita.



Figura 21 Lente de basalto intruyendo brecha cuarzo-sienítica. 1: basalto relativamente anhídrico; 2: basalto cloritizado (hidratado); 3: fragmento de brecha cuarzo-sienítica.

Bajo el microscopio, muestras del segundo pulso de diques y lentes basálticos muestran textura intersertal bien preservada con cristales de plagioclasa alterada con inclusiones aciculares de apatito, cristales de minerales máficos remplazados por agregados de clorita y gránulos de opacos (Figura 22). Los minerales accesorios son opacos y apatito.

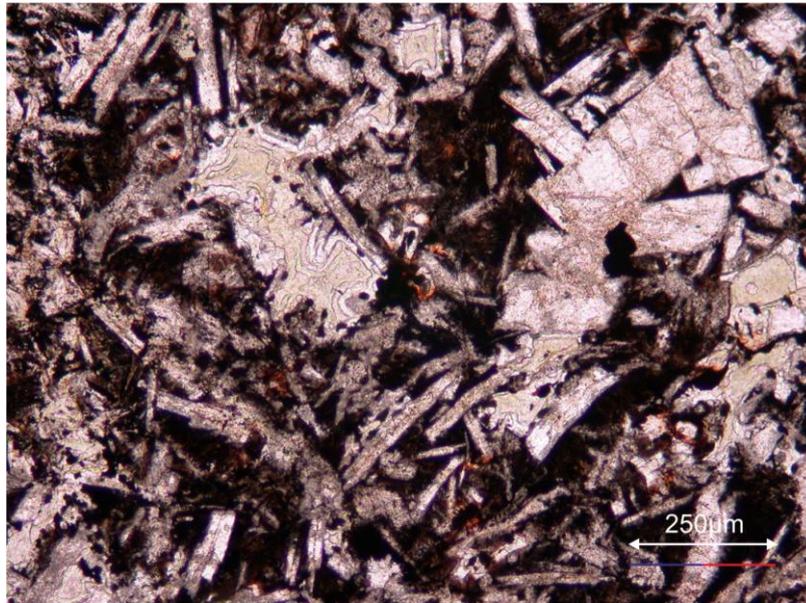


Figura 22 Corte petrográfico (luz natural) de basalto anhidro mostrando textura intersertal y una amígdala.

Lóbulos de riolitas están intercalados con basaltos cerca del tope del miembro superior de la Formación Playa Hermosa. Delgados diques y filones concordantes de composición basáltica, ocurren localmente. Su aspecto masivo contrasta con los rasgos típicos de contracción de las hialoclastitas (Figura 21). Los diques y lentes basálticos son muy comunes hacia el tope de los depósitos de brecha (Figura 23).

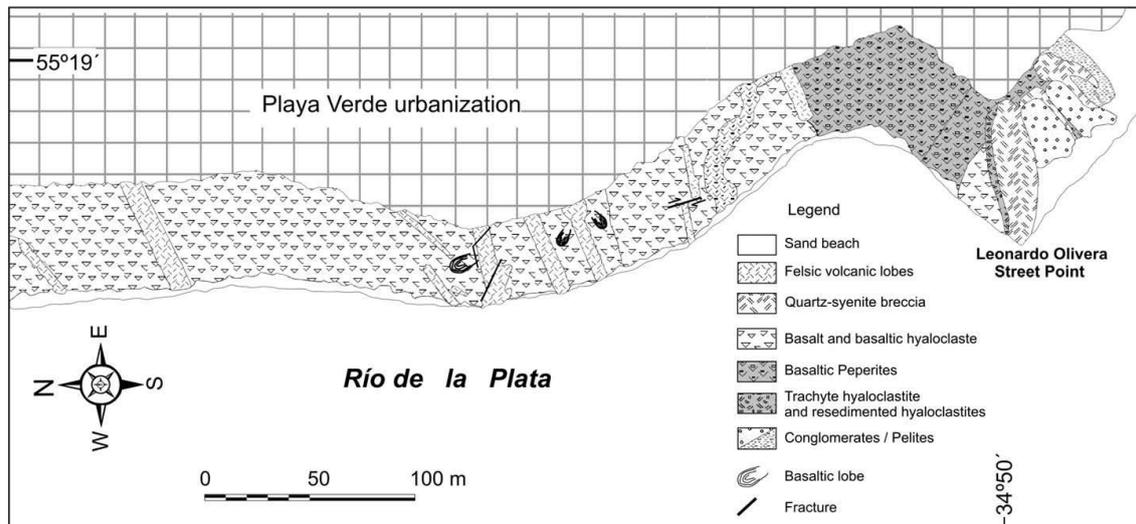


Figura 23 Mapa geológico en el área de estudio correspondiente a la sección superior de la Formación Playa Hermosa (Sánchez Bettucci et al., 2009).

5.5 Peperitas basálticas

Las peperitas son rocas originadas por la mezcla de magma o lava y sedimentos húmedos no consolidados (Fisher, 1960). Estas rocas se caracterizan por una textura clástica en la cual ambos componentes pueden formar parte de la matriz (McPhie et al., 1993). Este tipo de interacción es considerado una clara evidencia de simultaneidad entre la sedimentación y el magmatismo y un paso previo a las erupciones freatomagmáticas (Busby y White, 1987).

Así mismo se definen como material semejante a brecha en roca sedimentaria marina, interpretada por algunos como mezcla de magma y sedimentos, y por otros como intrusiones poco profundas de magma en sedimentos húmedos (Neuendorf et al., 2005).

Las peperitas tipo blocky fueron definidas por Busby y White (1987) como estructuras compuestas por clastos juveniles y angulares cuyo desarrollo es más favorable en sedimentos húmedos de grano grueso inconsolidados o pobremente consolidados. La fragmentación in situ del magma genera clastos tipo *blocky*, dando lugar a las texturas *jigsaw-fit* (Busby y White, 1987; Skilling et al., 2002). Este tipo de fragmentación es favorecido por una alta viscosidad y/o fuertes tensiones del magma. Pero también la fragmentación puede estar dada por las explosiones magmáticas dirigidas, las mismas pueden engolfar sedimentos con fluidos en los poros. Esta combinación de sucesos genera la fragmentación del magma en clastos tipo *blocky*, que son dispersados de manera súbita por el sobrecalentamiento y expansión de los fluidos

contenidos en los poros de los sedimentos (Kokelaar, 1986; Busby y White, 1987; White et al., 2000). Micro y mega peperitas tipo *blocky* son comunes en el área de estudio y se han encontrado al menos tres niveles de las mismas asociadas a los basaltos (Figura 23 y 24).



Figura 24 Peperitas basálticas tipo blocky (moneda 2,2 cm).

En sección delgada se identifican tanto componentes basálticos como sedimentarios. Los últimos corresponden a clastos angulares mal seleccionados de rocas volcánicas previas en una matriz fina de color gris amarronada, donde son frecuentes los clastos de riolitas y traquitas con texturas micro-porfiríticas. A veces los litoclastos riolíticos presentan fracturas perlíticas (figura 24). En ellos los microfenocristales de cuarzo y plagioclasa se encuentran dentro de un mosaico de feldespatos alcalinos. También los hay con texturas esferulíticas, esferulitas fragmentadas, tobas y litofisas (agregados de pequeños cristales de feldespato perpendiculares a los bordes, dispuestos en una base de cuarzo cristalino). Los fragmentos cristalinos del sedimento corresponden a cuarzo y plagioclasa. Los fragmentos del basalto se encuentran entre los más grandes y los más pequeños. Los grandes presentan texturas porfiríticas con cristales prismáticos alargados de plagioclasa albitizada y fenocristales de olivino serpentinizados y cloritizados, en una matriz originalmente holohialina transformada en minerales opacos y/o palagonita (Figura 25). Los clastos más pequeños corresponden a fragmentos de palagonita, a veces en una pasta vesicular con tablillas de plagioclasa. La palagonita muestra color naranja y a veces está alterada a clorita.

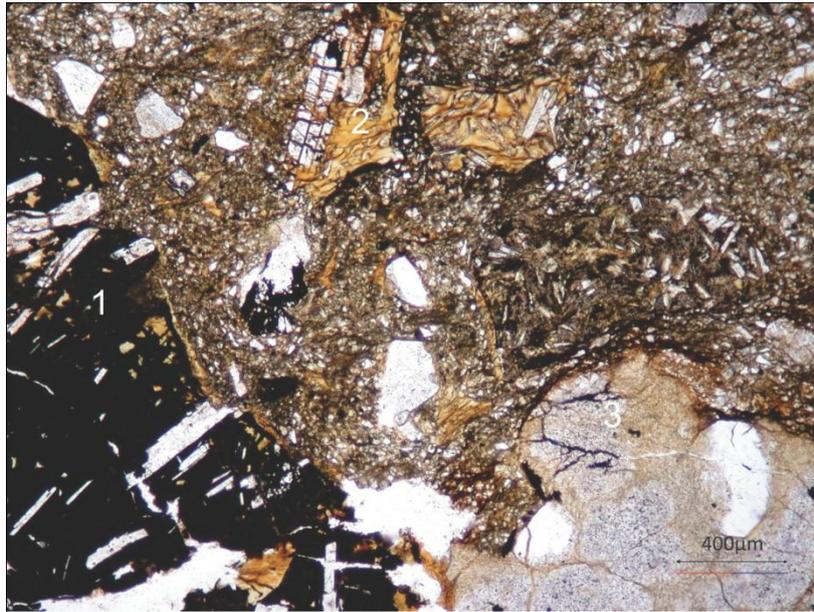


Figura 25 (Luz natural) Peperita basáltica mostrando palagonita como reemplazo de vidrio volcánico, microlitos de plagioclasa. 1: basalto oxidado; 2: palagonita; 3: litoclasto riolítico.

La combinación de palagonita, peperitas dispersadas y fragmentos vesiculares sugiere un emplazamiento bajo una columna de agua relativamente somera.

5.6 Peperitas Traquíticas

Las peperitas globulíticas fueron definidas por McPhie et al. (1993). Los clastos juveniles de este tipo de peperitas están caracterizados por formas globulares y fluidales incluyendo ameboides. El desarrollo de este tipo de peperitas no explosivas (Kokelaar, 1982) es debido al emplazamiento pasivo del magma en sedimentos húmedos bajo un régimen dúctil. En estos casos la penetración del magma ocurre por el desplazamiento de la roca hospedante mediante la capa de vapor presente en la interface magma–sedimentos húmedos (Figuras 26 y 27).

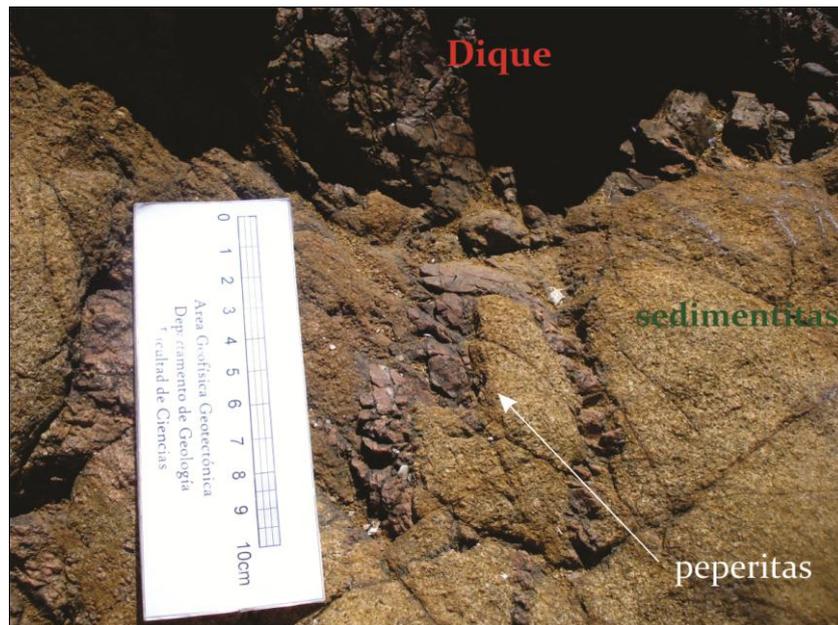


Figura 26 Peperitas traquíticas tipo globulíticas sensu McPhie et al. (1993).



Figura 27 Peperitas traquíticas tipo globulíticas sensu McPhie et al. (1993).

Este tipo de peperitas se desarrollan principalmente cuando los sedimentos hospedantes son de grano fino, bien seleccionados e inconsolidados o pobremente consolidados (Kokelaar, 1982; Skilling et al., 2002). Las peperitas de composición traquítica son del tipo globular. Se puede observar muy bien en la interacción de los diques con las pelitas del miembro superior de la Formación Playa Hermosa.

5.7 Lóbulos félsicos

Las rocas volcánicas félsicas afloran como lóbulos o cuerpos de hasta más de 10 metros de espesor intercalados con basaltos. Su actitud estructural con rumbo noreste es concordante con la disposición de las hialoclastitas basálticas y traquíticas de la zona.

Son rocas con colores rojizos, grises y grises verdosas de texturas afaníticas y porfíricas con fenocristales de cuarzo y feldespato alterado de hasta 2mm. La mayoría son masivas y cerca de sus contactos presentan estructuras de flujo (Figuras 28 y 29), sugiriendo que fueron parte de domos de lava vitrofírica.



Figura 28 Lóbulo riolítico mostrando textura de flujo (piqueta 45 cm).



Figura 29 Detalle de textura de flujo en lóbulo riolítico (lapicera 14 cm).

Auto-brechas irregulares predominantemente de grano fino son observadas localmente y en la superficie de los cuerpos de lava. Escasos fragmentos de rocas basálticas se hacen presentes en las rocas félsicas cercanos al contacto con las mismas.

En sección delgada se pueden apreciar estructuras primarias de flujo a través del lineamiento dado por cristales argilizados o reemplazados por minerales opacos, en una pasta microgranular, transformada en un mosaico de cuarzo que engloba láminas de sericita. Estructuras de desvitrificación son obliteradas por la silicificación aunque en algunos casos se observan relictos de esferulitas reemplazadas por cuarzo. Los fenocristales de cuarzo llegan a alcanzar el 8% e indican recristalización secundaria dada por la orientación óptica similar a la del mosaico cristalino que conforma la pasta. Los fenocristales de feldespatos (plagioclasa) están reemplazados por carbonato, sericita y agregados de fluorita, acompañados por escasos cristales de cuarzo.

5.8 Sienitas

Los afloramientos de sienita constituyen uno de los rasgos más conspicuos de la zona de estudio, mostrando afloramientos elípticos y masivos que se destacan frente a las demás litologías. Muestran color gris-verdoso que van de grano grueso a fino, al estar más alterados

se tornan rojizas (Figura 30). Muchas veces se confunden con sedimentos de grano grueso y brechas sieníticas (Figura 31).



Figura 30 Detalle de las sienitas débilmente alteradas (piqueta 45 cm).



Figura 31 Afloramiento de sienita.

En sección delgada la textura es agpaítica (Figura 32) de grano medio a fino. Dominan los cristales euhedrales de feldespato alcalino peritítico (microclina), la plagioclasa euhedral es escasa. Como minerales minoritarios aparecen anfíbol, biotita y muy escaso cuarzo. Se observan venillas de clorita, con desarrollo de cristales euhedrales de cuarzo hacia los bordes (Figura 33).

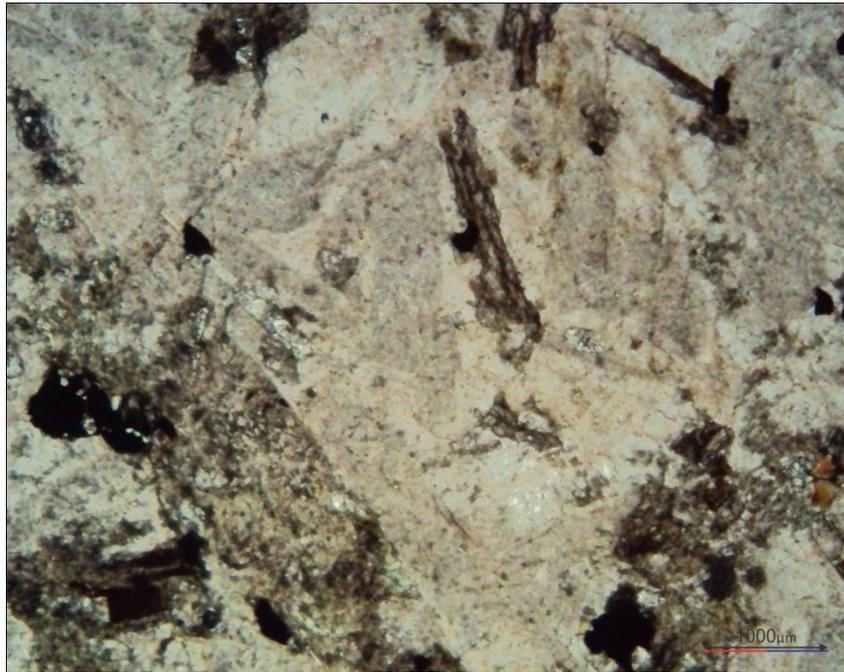


Figura 32 Sienita (Luz natural) mostrando textura agpaítica.

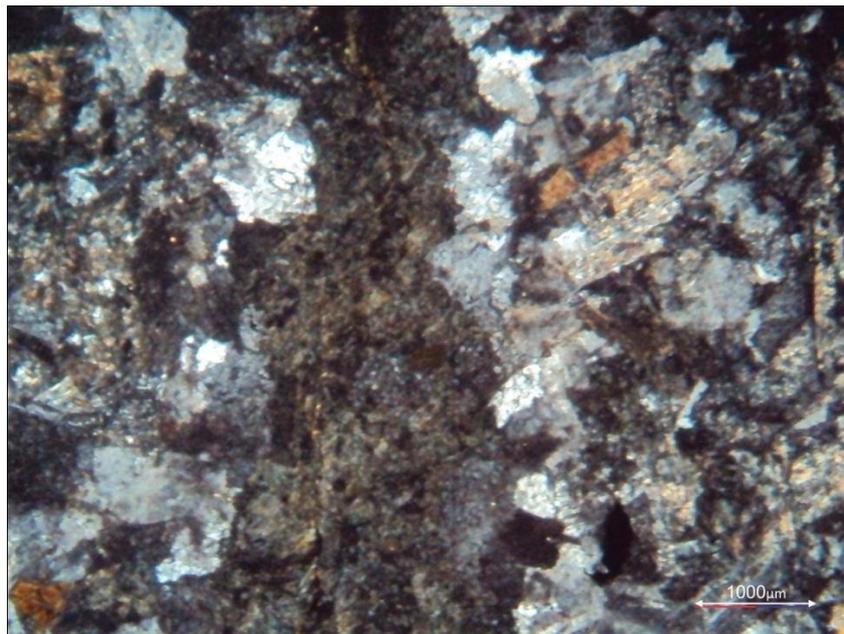


Figura 33 Sienita (Luz polarizada) donde se observa venilla de clorita con desarrollo de cristales de cuarzo en los bordes.

Localmente se desarrollan brechas hidrotermales con fluidos carbonáticos y una pasta fina constituida por clastos angulosos de la misma sienita.

5.9 Brechas cuarzo-sieníticas

Afloramientos de brechas cuarzo-sieníticas son comunes en la base del perfil de Playa Hermosa (Figura 34). Están genéticamente relacionadas con la sienita antes descrita y en general se encuentran muy intemperizadas, siendo común la presencia de pátinas de óxidos de hierro (limonita). Varían con texturas que van desde microcristalinas a holocristalinas, con cristales subhedrales a euhedrales de tamaño fino a medio. La matriz de la roca es una molienda fina compuesta mayoritariamente de clastos cuarzo-sieníticos (Figura 35), en menor proporción se observan clastos de rocas sedimentarias (pelitas y conglomerados) y basálticas. Entre los minerales opacos se distingue la magnetita.



Figura 34 Brecha cuarzo-sienítica en afloramiento.



Figura 35 (Luz polarizada) clasto de la sienita en la brecha cuarzo-sienítica.

En sección delgada las mismas están compuestas por fragmentos finos de composición cuarzo-sienítica, constituidos por feldespatos alcalinos (microclina), plagioclasa y escaso cuarzo. El feldespato alcalino perítico es el componente dominante, plagioclasas euhedrales ocurren escasamente y alteradas. Los feldespatos alcalinos presentan bordes irregulares y textura tipo *jigsaw-fit* (Figura 36) en una textura de “falsa peperita”.

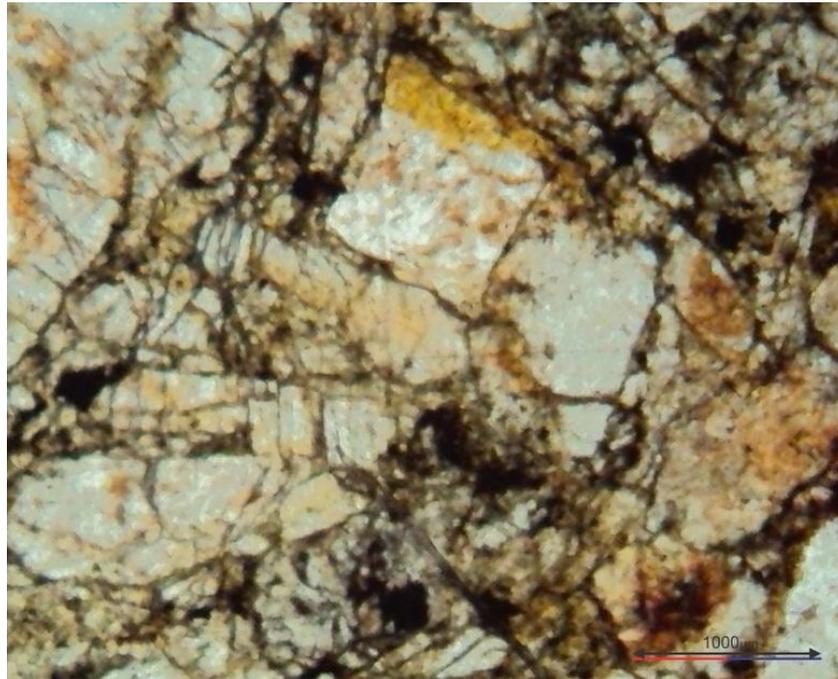


Figura 36 (Luz natural) textura *jigsaw-fit* en brecha sienítica.

El cuarzo (hasta 7%) ocurre de forma intersticial. Es importante destacar, en algunos fragmentos de cuarzo-sienita, la presencia de cristales de cuarzo euhedrales mostrando crecimiento secundario, desarrollado perpendicularmente al núcleo, que sugiere un crecimiento bajo condiciones hidrotermales.

6. Geoquímica

Fueron analizadas un total de 10 muestras (tabla 1) a través del método fusión ICP para elementos mayores y fusión ICP/MS para elementos traza (tablas 2A-D). Los estudios fueron realizados en Actlabs de Canadá utilizando para la preparación de las muestras molinos de acero al carbono (mild steel) recomendados por el laboratorio para estos estudios. La máxima contaminación de Fe en la muestra puede alcanzar el 0,2%. Las muestras corresponden a brechas sieníticas, basaltos, traquitas y riolitas aflorantes en el área de estudio.

Numero de Muestra	Proveniencia
03/4A	Basaltos con pseudopillows (los de los niveles más altos)
05/5	Dique traquítico
04/4	Riolita
04/13	Basalto cloritizado
04/15	Sienita de grano fino
05/4	Basalto cloritizado
29/9/11	Dique traquítico
29/9/12	Primer nivel de basalto
29/9/7	Traquita
04/12	Brecha cuarzo-sienítica

Tabla 1 Proveniencia de muestras analizadas

Unidad	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Limite de detección	0.01	0.01	0.01	0.001	0.01	0.01	0.01	0.01	0.001	0.01		0.01
Método de análisis	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP
Elemento analizado	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3(T)}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total
03-4A	52,46	15,59	9,98	0,86	4,39	3,41	2,99	2,53	1,759	0,99	5,04	100
05-5	75,75	11,95	1,43	0,06	0,22	1,01	3,77	2,9	0,058	0,03	1,92	99,09
04-4	79,69	12,13	1,79	0,019	0,26	0,04	2,54	2,58	0,084	0,04	1,81	101
04-13	50,79	15,7	9,2	0,2	2,76	5,01	3,05	4,03	1,734	0,86	5,96	99,28
04-15	67,64	16,13	3,45	0,09	0,33	0,23	5,36	5,09	0,431	0,08	1,63	100,5
05-4	51,53	14,44	8,38	0,181	3,01	6,35	4,84	1,67	1,927	1,05	6,28	99,67
29-9-11	64,92	16,8	4,5	0,082	0,42	0,58	6,02	4,48	0,478	0,11	1,21	99,62
29-9-12	46,25	15,21	12,61	0,162	5,08	4,74	2,97	2,86	2,615	1,15	6,39	100
29-09-7	65,67	14,84	5,73	0,146	0,11	0,8	4,99	5,14	0,454	0,05	1,75	99,67
04-12	69,92	15,03	2,66	0,104	0,2	0,59	5,12	4,98	0,482	0,09	1,39	100,6

Tabla 2A Resultados de análisis de laboratorio Actlabs de Canadá.

Unidad	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Limite de detección	5	0.5	1	0.2	0.1	0.01	0.05
Método de análisis	FUS-ICP	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS
Elemento analizado	V	Y	Zr	Nb	Hf	Ta	Th
03-4A	182	38	337	19,2	7,3	1,09	4,47
05-5	7	56	186	79,8	9,1	6,95	25,2
04-4	11	47,4	235	55,5	8,3	5,08	21,9
04-13	87	43,7	369	35,2	7,7	2,24	5,93
04-15	15	16,5	236	21	5,3	1,35	4,45
05-4	84	40,6	452	32,3	9	2,12	5,79
29-9-11	17	50,3	951	62,2	19,1	4,19	13,9
29-9-12	177	30,3	249	24,7	5,3	1,8	2,49
29-09-7	6	60,3	733	65,1	13,3	4,26	8,54
04-12	10	20,1	244	25,5	4,7	1,33	3,58

Tabla 2B Resultados de análisis de laboratorio Actlabs de Canadá.

Unidad	ppm						
Limite de detección	0.05	0.05	0.01	0.05	0.01	0.005	0.01
Método de análisis	FUS-MS						
Elemento analizado	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
03-4A	79,3	157	20,1	59,7	11,9	3,06	10,4
05-5	15,1	47,6	7,31	33,3	9,43	0,058	9,79
04-4	58,1	116	14,6	47,6	9,27	0,124	8,12
04-13	56,1	120	16	53,2	11,1	3,26	10,5
04-15	20	41,9	5,31	17	3,47	0,91	2,99
05-4	78,7	163	21,1	67,6	12,5	3,09	11,1
29-9-11	124	232	27,1	78,4	13,5	0,959	11
29-9-12	50,7	106	14,1	49,3	10,1	3	8,64
29-09-7	67,7	147	16,5	55,5	11,4	1,19	9,89
04-12	22,9	49,5	5,44	18,2	3,66	1,03	3,3

Tabla 2C Resultados de análisis de laboratorio Actlabs de Canadá.

Unidad	ppm						
Limite de detección	0.01	0.01	0.01	0.01	0.005	0.01	0.002
Método de análisis	FUS-MS						
Elemento analizado	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
03-4A	1,36	6,47	1,23	3,51	0,506	3,14	0,443
05-5	1,58	9,28	1,86	5,82	0,894	5,64	0,787
04-4	1,32	7,58	1,52	4,49	0,681	4,44	0,639
04-13	1,42	7,32	1,39	3,97	0,569	3,4	0,482
04-15	0,47	2,84	0,59	1,82	0,285	1,98	0,314
05-4	1,37	6,9	1,31	3,85	0,555	3,4	0,493
29-9-11	1,5	8,14	1,66	5,08	0,765	5,02	0,771
29-9-12	1,08	5,61	1,05	3,01	0,419	2,45	0,357
29-09-7	1,67	10,2	2,12	6,58	0,984	6,11	0,896
04-12	0,57	3,55	0,72	2,16	0,332	2,12	0,312

Tabla 2D Resultados de análisis de laboratorio Actlabs de Canadá.

Según los resultados obtenidos las muestras se grafican en el diagrama TAS (Le Maitre et al., 1989), superponiendo el diagrama de Irvine y Baragar (1971) que divide las series alcalinas de las subalcalinas (Figura 37), en los campos de las traquitas a traquiandesita basáltica. Una muestra grafica en el campo de las basanitas y dos en el campo de las riolitas.

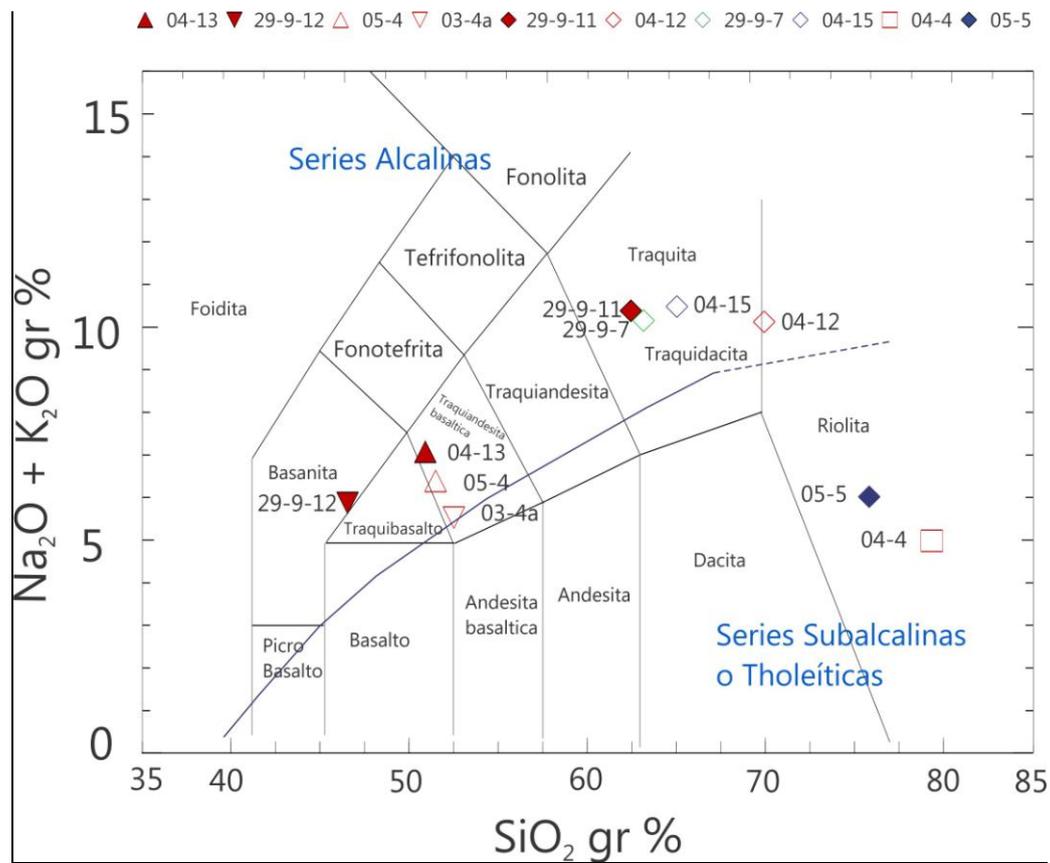


Figura 37 Diagrama TAS de Le Maitre et al. (1989) con superposición de diagrama de Irvine y Baragar (1971) con línea azul que separa una serie alcalina y otra subalcalina.

El diagrama muestra una distribución de las rocas dentro del campo de la serie alcalina cercana al límite con la subalcalina. Podemos deducir que existe una contaminación cortical importante con aporte de álcalis. El caso de las muestras 04-4 y 05-5 que corresponden a una riolita y un dique traquítico respectivamente, caen dentro del campo de las series subalcalinas. Esto puede explicarse debido a la alteración que presenta, la cual ha generado una pérdida de elementos mayores.

Por encontrarse las muestras intensamente alteradas y/o silicificadas al punto de no encontrar cristales de plagioclasa frescos, el diagrama tradicional de clasificación de rocas volcánicas que considera la suma de la SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (diagrama TAS, Le Maitre et al., 1989) puede ser poco representativo, y se da más valor a la clasificación propuesta por Winchester y Floyd (1977) que tiene en cuenta elementos traza menos móviles. Dicho diagrama fue levemente modificado por Pearce (1996) para ajustarlo mejor a la clasificación del diagrama TAS, debido a que esta última fue aceptada por la IUGS en 1989 (Figura 38).

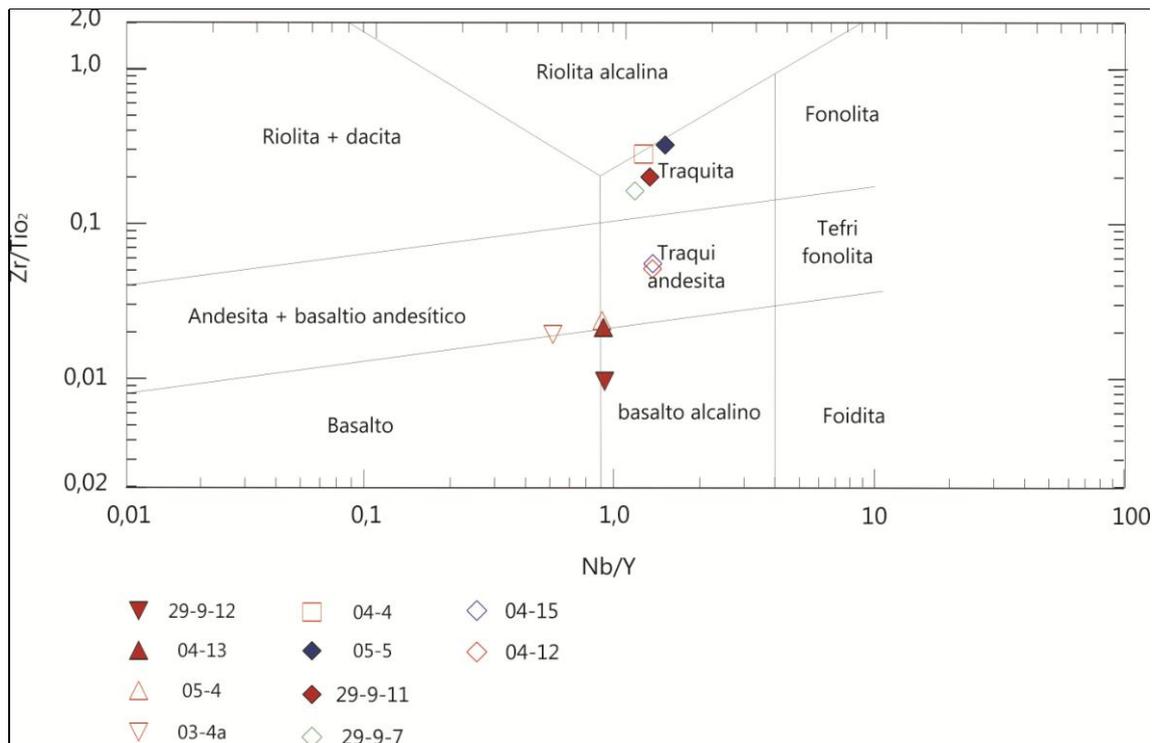


Figura 38 Clasificación según Winchester y Floyd (1977), modificado por Pearce (1996) de las muestras analizadas.

Es así que las rocas se clasifican como basalto alcalino, andesita basáltica cercana al límite con basaltos subalcalinos, traquiandesitas y traquitas. El mismo diagrama sugiere que estamos en presencia de una serie levemente alcalina que abarca desde los términos básicos a los ácidos y un representante básico subalcalino. Este comportamiento puede explicarse por una contaminación cortical con aportes calcoalcalinos. Al tratarse de una muestra correspondiente a basaltos del tope de la secuencia, también podría leerse de manera que la serie este evolucionando hacia términos más calcoalcalinos, aunque para esta aseveración necesitaríamos un mayor número de análisis.

Cuando se comparan estos resultados con los obtenidos al aplicar la clasificación TAS las diferencias son poco notables, poniendo en evidencia que no hubo importante movilidad de los elementos alcalinos y sílice. Las diferencias más notables se registran para las rocas más silíceas correspondientes a un dique traquítico y riolitas, sugiriendo una mayor alteración y movilidad de elementos en este tipo de roca.

Las muestras 29-9-12, 04-13, 05-4 y 03-4a que corresponden a basaltos que se encuentran algo alterados, presentan clasificaciones equivalentes en ambos diagramas. En el caso particular de la muestra 03-4a existe una leve diferencia, clasificándose como traquiandesita

basáltica en el diagrama TAS y andesita basáltica en el diagrama de Winchester y Floyd (1977), esto se debe a la alteración que lleva consigo la movilidad de álcalis en la roca.

En cuanto a las muestras 04-12 y 04-15 correspondientes a una brecha cuarzo-sienítica y a una sienita respectivamente, se puede observar claramente que existe una alteración silícea fuerte y una movilización de álcalis debido a la alteración.

Por último, las muestras 05-5, 29-9-11, 29-9-7 y 04-4 correspondientes a dos diques traquíticos, una traquita y una riolita no presentan grandes variaciones. La muestra 05-5 presenta diferente correspondencia en los diagramas, como riolita en el TAS y como traquita en el de Winchester y Floyd (1977) lo que puede explicarse también por la alteración silícea.

Cuando se considera la norma CIPW (tabla 3) de las muestras analizadas, se tiene el inconveniente que actualmente los laboratorios determinan los análisis de Fe como Fe_{total} , dado que no pueden discriminar las cantidades presentes de Fe^{+2} y Fe^{+3} (la tradición hace que los análisis se expresen en las tablas como óxidos).

Minerales Normativos	03-4a	04-4	04-12	04-13	04-15	05-4	05-5	29-9-7	29-9-11	29-9-12
Quartz	6,66	53,43	17,9	0	13,9	0	38,62	12,05	8,39	0
Plagioclase	35,96	21,49	45,69	42,26	46	53,3	36,77	45,03	53,15	41,35
Orthoclase	17,64	15,39	30,3	25,41	30,88	10,67	18,37	30,59	26,98	18,21
Nepheline	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Leucite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Kalsilite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Corundum	3,53	5,13	0,19	0	1,42	0	0,6	0	1,14	1,05
Diopside	0	0	0	2,45	0	10,42	0	0,74	0	0
Hypersthene	23,65	3,07	3,29	15,84	4,7	10,56	2,39	6,75	6,16	12,38
Wollastonite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Olivine	0	0	0	0,17	0	0,5	0	0	0	10,3
Larnite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Acmite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K ₂ SiO ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na ₂ SiO ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Rutile	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ilmenite	3,34	0,15	0,91	3,29	0,82	3,67	0,11	0,85	0,91	4,98
Magnetite	1,45	0,26	0,58	1,33	0,75	1,22	0,3	1,25	0,99	1,83
Hematite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Apatite	2,29	0,09	0,21	1,99	0,19	2,43	0,07	0,12	0,25	2,66
Zircon	0,07	0,04	0,04	0,07	0,04	0,09	0,04	0,15	0,19	0,04
Perovskite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Chromite	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01
Sphene	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Pyrite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Halite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fluorite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Anhydrite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na ₂ SO ₄	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Calcite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na ₂ CO ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Tabla 3 Normativa CIPW.

Para el cálculo de la norma se optó por los coeficientes estándares recomendados por el programa NormCalc_JBL para distribuir el Fe de acuerdo con los diferentes tipos de rocas. Es así que, para las rocas basálticas la relación Fe_2O_3/Fe_{total} se considero 0,1, para las rocas intermedias 0,15 y para las silíceas 0,3.

Llama la atención que las muestras que pertenecen a una serie débilmente alcalina en el gráfico de Winchester y Floyd (1977), en su composición normativa presentan hipersteno, el cual significa relativa escasez de calcio. Esto se explica por tratarse de una composición teórica con minerales anhidros calculada a partir de los análisis químicos de rocas alteradas. Entre los minerales reales existen anfíbol, biotitas y minerales micáceos diferentes de los originales, pero sin duda el grado de alcalinidad en ellas es leve (Hipersteno entre 2,39-15,84). Sin embargo en la andesita basáltica 03-4a la proporción de hipersteno es notablemente mayor que en las restantes del conjunto.

En el diagrama de discriminación tectomagmática de Mullen (1983) para elementos minoritarios (Figura 39), las muestras caen en los campos de las OIA (Islas Oceánicas Alcalinas) con excepción de la muestra de basalto 03-4a que representa el tope de la secuencia aflorante en el perfil de Playa Verde (Figura 9), clasificado como representante de un arco calcoalcalino. De esta manera se asocia la alcalinidad revelada por los gráficos anteriores con los ambientes tectónicos extensionales y compresionales en diferentes medidas.

Vale la pena mencionar que el Mn, Ti y P se comportan como elementos inmóviles en procesos hidrotermales dentro de un rango de temperaturas equivalentes a facies esquistos verdes (Rollinson, 1993).

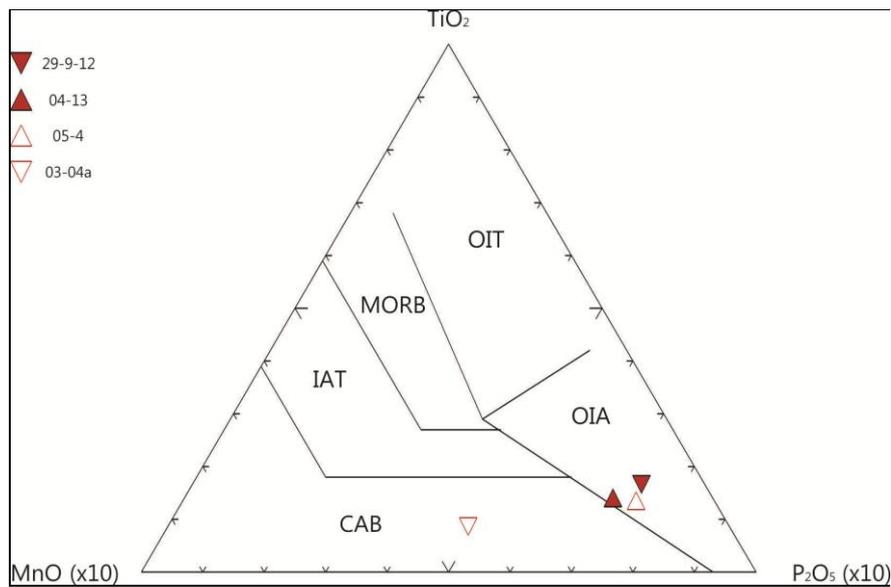


Figura 39 Diagrama de discriminación tectónica de Mullen (1983) para rocas con contenidos de SiO_2 comprendidos entre 45% y 52%. Referencias: OIT (Toleítas de Islas Oceánicas). OIA (Basaltos Alcalinos de Islas Oceánicas). CAB (Basaltos Calcoalcalinos de Arcos). IAT (Toleítas de Arcos de Islas). MORB (basaltos de dorsales oceánicas).

Otro de los diagramas para discriminación tectónica utilizados es el propuesto por Wood (1980). El mismo se basa en las relaciones entre los elementos trazas inmóviles Th, Hf y Ta (Figura 40). Inicialmente se lo definió para basaltos y posteriormente su utilidad se extendió a rocas volcánicas de todas las composiciones.

Como algunos elementos traza y especialmente el Ta suelen contaminarse con el material en donde se realiza la pulverización de la muestra, Wood (1980) propuso otros dos diagramas que utilizan Zr y Nb para verificar esa posibilidad. Por esta razón se incluyen también los diagramas Th-Hf/3-Nb/16 y Th-Zr/117-Nb/16 (Figuras 41 y 42). Por otra parte los dos últimos diagramas utilizan elementos que pueden determinarse por Fluorescencia de Rayos X y no por activación neutrónica como es el Ta.

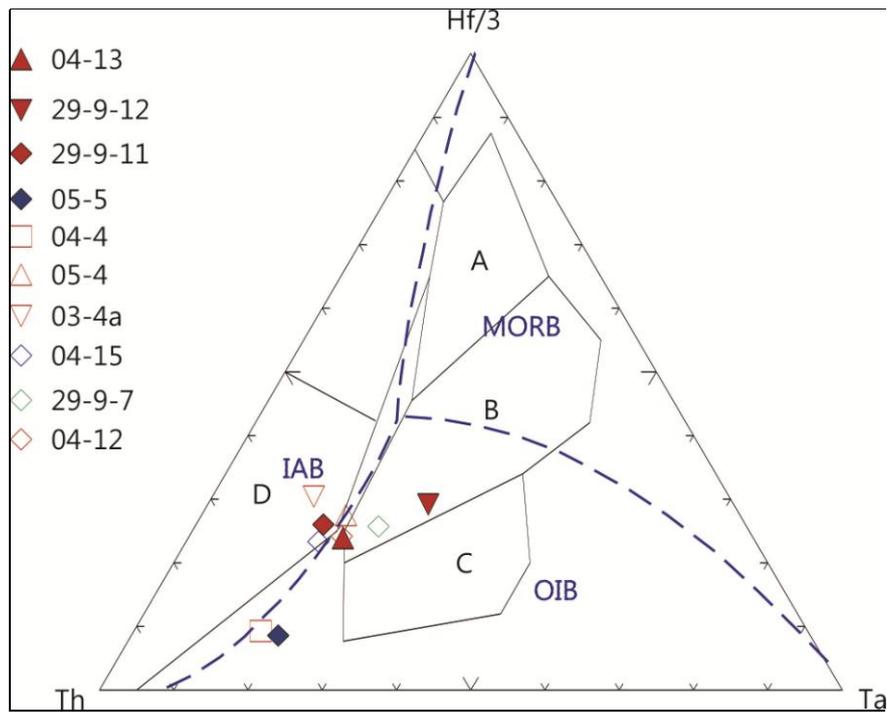


Figura 40 Diagrama de Wood (1980) clásico (Ta-Th-Hf/3) para discriminación de ambientes tectónicos. Referencias: A=MORB-N, B=MORB-E, C=Basaltos Alcalinos de Intraplaca, D=Basaltos de Arco Volcánico. La flecha divide el campo D en: toleítas de arcos de islas, parte superior, donde la relación Hf/Th > 3 y en basaltos calcoalcalinos con una relación de Hf/Th < 3, en la parte inferior. En línea azul punteada se sobrepone la discriminación propuesta por Vermeesch (2006) de los campos MORB, IAB, OIB.

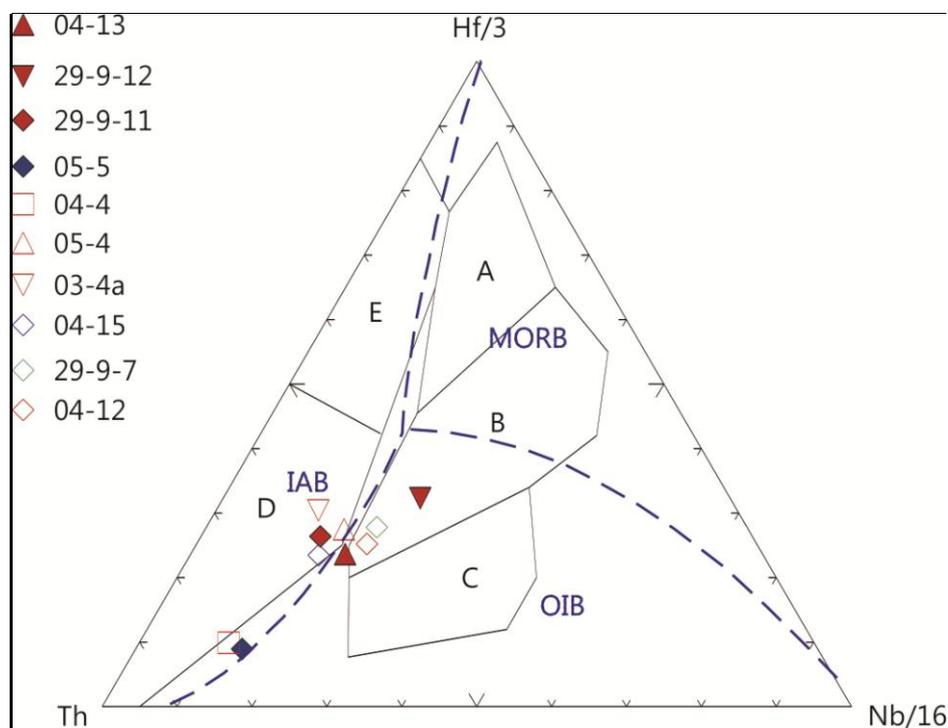


Figura 41 Diagrama alternativo de Wood (1980) para discriminación de ambientes tectónicos utilizando Th-Hf/3-Nb/16. Las referencias son las mismas que las de la Figura 28.

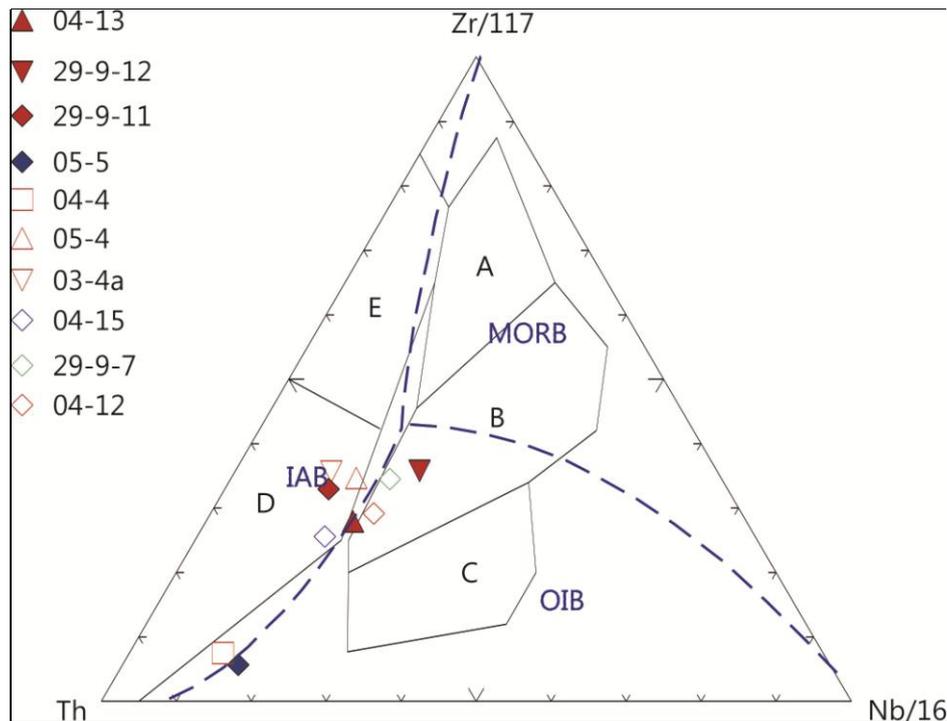


Figura 42 Diagrama alternativo de Wood (1980) para discriminación de ambientes tectónicos utilizando Th-Zr/117-Nb/16. Las referencias son las mismas que las de la Figura 28.

Las coincidencias entre los tres diagramas ternarios de Wood (1980), en nuestro caso, son buenas. Pequeñas diferencias pueden tener origen en los márgenes de error de las diferentes determinaciones.

Un detalle llamativo, bastante común en los diagramas graficados es la ubicación de muestras por fuera de los campos establecidos por Wood (1980), tal como ocurre para las muestras 04-4 y 05-5 (clasificadas como riolita y traquita, respectivamente). Este problema fue estudiado por Vermeesch (2006), quien aclaró que el diagrama inicial se basó en series volcánicas paleógenas de Gran Bretaña, en el mismo gráfico un gran número de muestras de todo el mundo con diferentes edades generando una nueva división con tres campos principales, los cuales se presentan en las figuras 40, 41 y 42 con traza de color azul.

Las muestras analizadas en este trabajo grafican en los campos de MORB-E de Wood (1980) y en el de los basaltos de islas oceánicas de Vermeesch (2006), discriminándose otro grupo en el campo de los arcos calcoalcalinos. Un conjunto de muestras analizadas grafican sobre el límite de estos dos conjuntos de campos.

El diagrama de Shervais (1982) considera elementos inmóviles bajo condiciones de hidrotermalismo hasta grado medio a alto de metamorfismo como lo son el V y el Ti (Figura

43). El mismo es utilizado para distinguir entre toleítas de arco volcánico, MORB y basaltos alcalinos, según las relaciones de Ti y V.

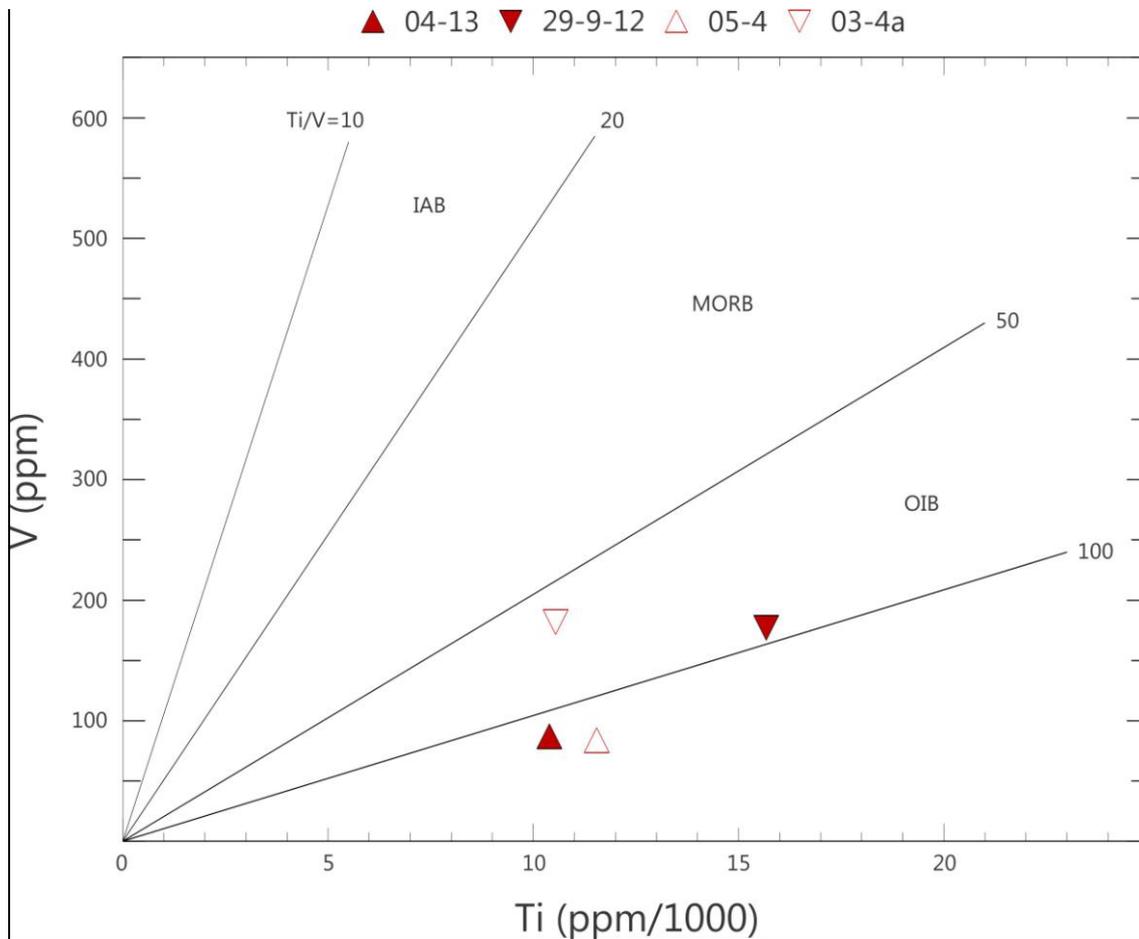


Figura 43 Diagrama de Shervais (1982).

Cuando se considera el diagrama V-Ti/1000, de Shervais (1982), solo dos basaltos grafican dentro del campo de los basaltos de islas oceánicas. La mayoría de las rocas basálticas estudiadas grafican fuera de los campos propuestos. Esto puede deberse a que el V es un elemento moderadamente incompatible con los minerales del manto (Pearce 1996), con un coeficiente de partición de 0,2. En un bajo porcentaje de fusión del manto va a haber una baja concentración de este elemento, alterando su representación en el diagrama.

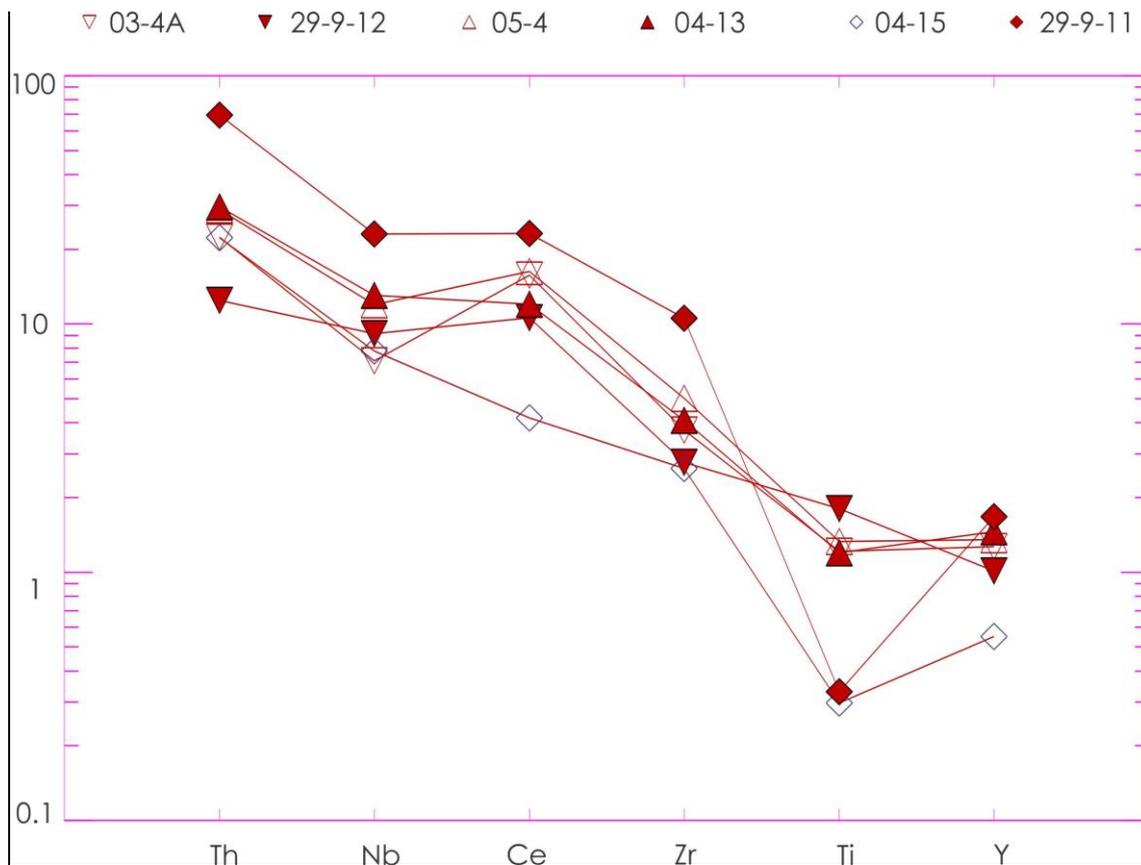


Figura 44 Diagrama de elementos traza normalizados al MORB, recomendado por Pearce (1996) para discriminación de ambientes tectónicos en rocas volcánicas de composiciones basálticas hasta intermedias

Cuando se consideran los diagramas normalizados al MORB (Figura 44), recomendados por Pearce (1996) se observan algunas tendencias en las rocas muestreadas. El diseño correspondiente a la muestra 29-9-12, casi coincide con el típico de los basaltos de series alcalinas. Los tenores de Th y Nb son 10 veces el del MORB, el valor del Ce es ligeramente alto con respecto al modelo (lo cual podría corresponder a características del manto en esta zona), tenores de Zr de poco más de 2 veces el del MORB y valores similares a los del MORB en Ti e Y. Las restantes muestras de rocas básicas se comportan como integrantes más evolucionados de la serie, cuyo extremo es la traquita 29-9-11 con un contenido de Th de unas 80 veces el del MORB.

A diferencia de las series alcalinas del modelo, en casi todas ellas se observa una anomalía positiva notable en el contenido normalizado de Ce respecto del de Nb y de Zr. Como tal anomalía aparece más acentuada para el basalto 03-4A (que como sugerimos anteriormente podría tener tendencia calcoalcalina), una tendencia de ese tipo podría existir en nuestra serie. Al observar los modelos presentados por Pearce (1996), la magnitud de la anomalía positiva

del Ce hace comparables a nuestras rocas con las de series transicionales entre los ambientes tectónicos de arcos y de intraplaca, esperables en zonas colisionales. Los contenidos normalizados de Ti apenas mayores que el del MORB también las hacen comparables a las de zonas transicionales, aunque la acentuada anomalía negativa de Ti en las rocas más evolucionadas (traquita y sienita fina) es comparable a la de sus similares de las series alcalinas. Un comportamiento diferente se encuentra en la roca sienítica fina 04-15, caracterizada en la serie por contenidos llamativamente menores de Ce y de Y. Se trata de una roca de composición intermedia en la serie, que ha consolidado en un ambiente casi plutónico (no exactamente volcánico) y es posible que el magma que le dio origen haya fraccionado un mineral del grupo del epidoto, el cual sería el responsable de dichas anomalías.

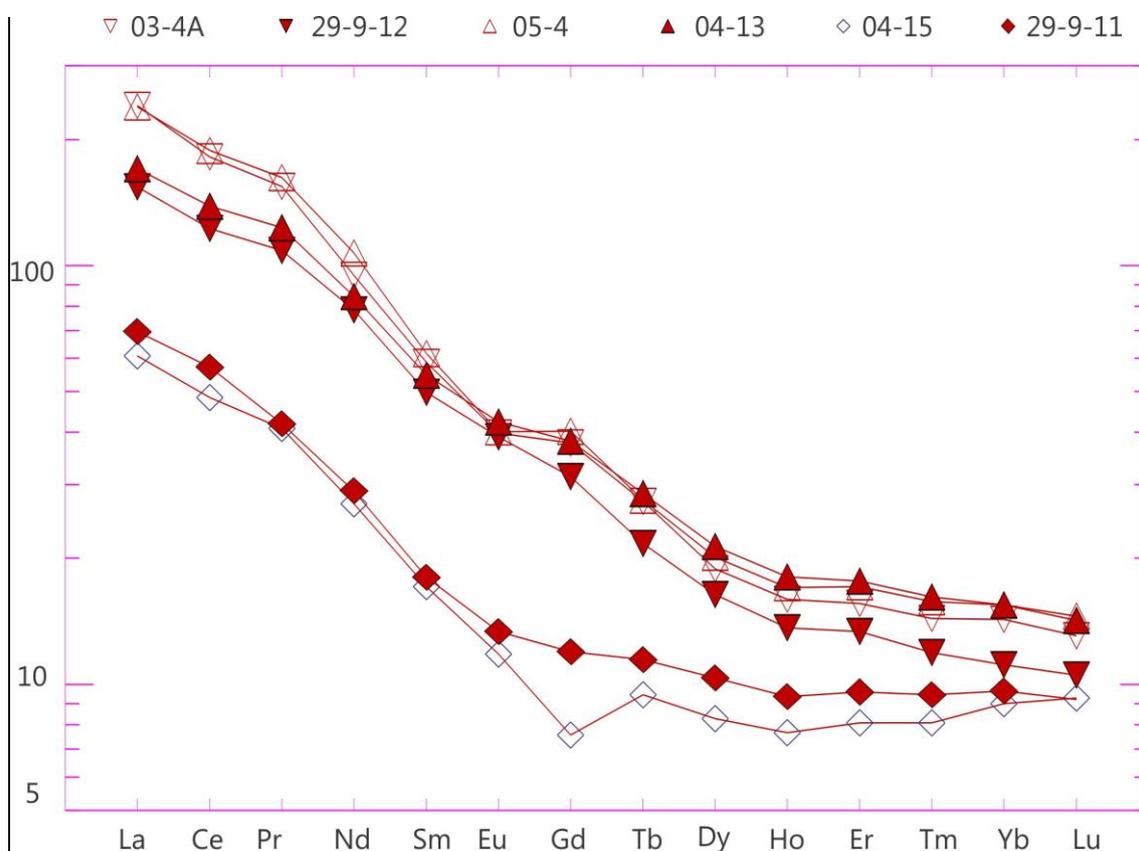


Figura 45 Diagrama de tierras raras normalizadas a condrito según los valores de Sun (1980) para las muestras analizadas de composiciones intermedias y básicas.

En el gráfico de tierras raras normalizado a condrito (Figura 45), las menores pendientes y los menores contenidos en TTRR se observan en las rocas intermedias (traquiandesita y sienita de grano fino). En ellas se observa una notable diferencia de la pendiente, la cual es mayor para las TTRR livianas y menor para las pesadas. Esta diferencia pudo haber sido originada por el fraccionamiento dominado por clinopiroxeno acompañado de anfíbol.

Se presentan aquí datos de estudios geoquímicos previos (Sánchez Bettucci, 1997; Cosarinsky 1997) del Complejo efusivo Sierra de Las Ánimas como complemento de los resultados obtenidos en este trabajo.

Corresponden a un total de 10 muestras por elementos mayores, menores, traza y tierras raras. Los análisis fueron realizados en Activation Laboratories LTD de Canada. Los métodos analíticos utilizados fueron fusión ICP para los elementos mayores y XRF para los elementos traza (Sánchez Bettucci 1998). Nueve pertenecen a Basaltos El Ombú y Las Flores y una la Formación Riolitas El Tambo.

La figura 46 corresponde al ploteo según los resultados obtenidos en Sierra de Las Ánimas dentro del diagrama de Winchester y Floyd (1977).

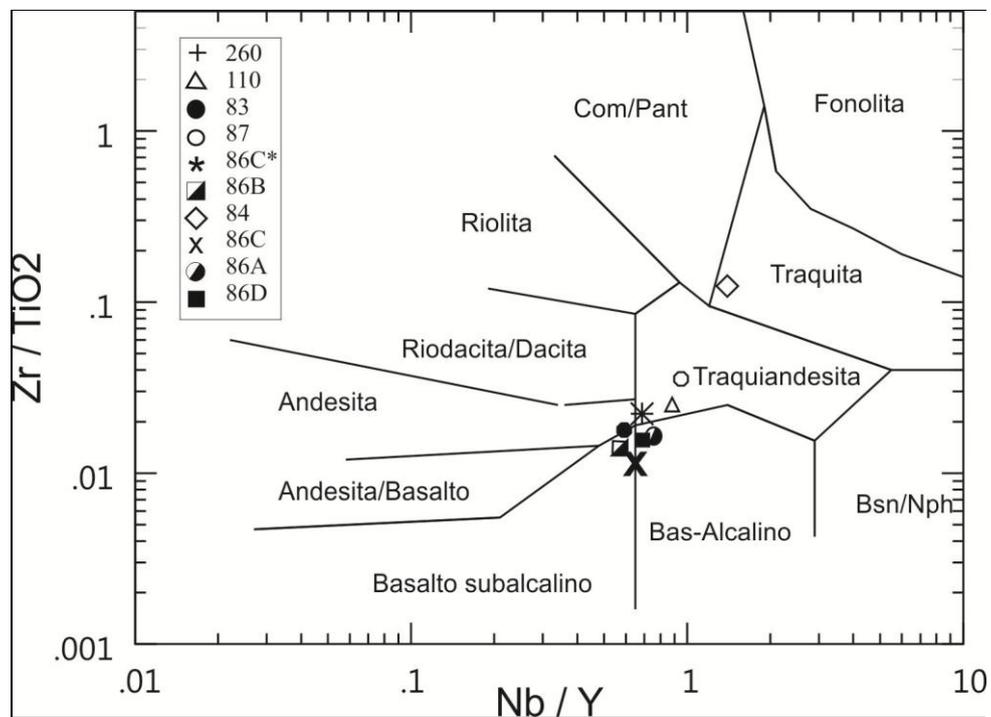


Figura 46 Clasificación según Winchester y Foyd (1977).

En este diagrama las muestras plotean sobre el límite que separa las rocas subalcalinas de las alcalinas, confirmando la tendencia que muestra la secuencia volcánica de la Formación Playa Hermosa. Si bien las muestras pertenecientes a esta última muestran una alcalinidad mejor definida.

Un conjunto de análisis químicos representativos de feldespatos alcalinos (EDS-SEM) fueron realizados por Sánchez Bettucci et al. (2009), los mismos se muestran en la Tabla 4.

Sample/ Composition	Alkaline Feldspar 04-12(23)	Plagioclase 04-8a(2)	Plagioclase 05-4	Palagonite 04-8a(8)	Palagonite 04-8a(4)	Apatite 05-4
SiO ₂	67.00	67.10	67.90	40.29	38.59	-
Al ₂ O ₃	18.10	20.12	19.14	18.76	18.65	-
FeO	0.37	-	-	19.32	21.48	1.12
MgO	-	-	-	21.62	20.79	-
CaO	0.80	0.66	-	-	-	48.57
Na ₂ O	7.57	12.12	12.96	-	-	-
K ₂ O	6.14	-	-	-	0.47	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	44.98
F	-	-	-	-	-	5.32

Tabla 4 Análisis químico representativo de feldespatos alcalinos.

Las proporciones similares de Na y K indican que los minerales originales del cuerpo cuarzo-sienítico eran sanidina o anortoclasa. Este hecho confirma el emplazamiento hipoabisal propuesto para este cuerpo. Se identifican sectores de brechamiento intenso, donde es posible reconocer clastos de una microbrecha previa, lo que sugiere al menos dos episodios de fragmentación. La matriz presenta fragmentos con la misma composición que el esqueleto, acompañada de vidrio felsítico o traquítico desvitrificado y fragmentos muy finos cloritizados probablemente sedimentarios, carbonatos y granulos opacos.

Para los microlitos de plagioclasa se obtienen composiciones cercanas a la albita pura, esto sugiere importante remplazo de sodio o alcalinidad sódica.

Las palagonitas son del tipo cristalino con probable desarrollo de esmectita di-octahédrica rica en Mg en una red submicrométrica de *-sized bent flakes-* similares a las mencionadas por Zhou y Fyfe (1989) para palagonitas marinas (Figura 47).

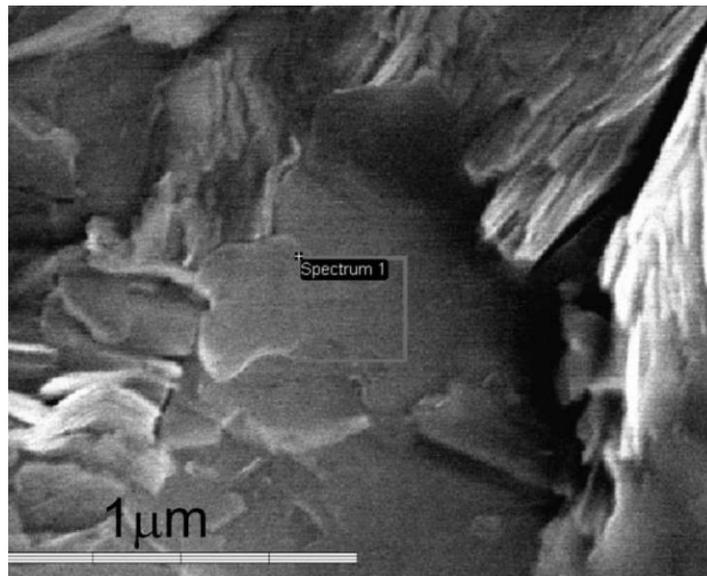


Figura 47 Imagen SEM de palagonita perteneciente a una peperita basáltica.

Presentan bajo contenido de sílice, proporciones similares de FeO y MgO, bajo contenido en K y ausencia de Ca y Na, tal cual se espera de las etapas maduras de este material en ambientes marinos (Zhou and Fyfe, 1989; Ramanaidou and Noack, 1987; Stroncik and Schmincke, 2001).

7. Discusión y Conclusiones

La petrología de las rocas observadas en el área de estudio y los análisis geoquímicos realizados sobre las mismas conducen a sacar conclusiones sobre las características del magmatismo en la cuenca. Debido a ello, podemos concluir, tal como ya ha sido sugerido por Sánchez Bettucci (1997), (1998), Sánchez Bettucci et al. (2009), entre otros, que se trata de un magmatismo bimodal con una tendencia alcalina – subalcalina cuya afinidad tectónica relaciona esta secuencia con ambientes tectónicos transicionales, entre extensionales y de arcos. Los términos básicos están representados por basaltos y traquitas, mientras que los términos ácidos están representados por riolitas.

Así mismo se reconocieron en la sección estudiada, a través de las diferentes litologías descritas como peperitas e hialoclastitas, la interacción magma – sedimentos húmedos o agua. Este tipo de depósitos muestra la simultaneidad de eventos de sedimentación y efusivos. A pesar de la fuerte alteración que presentan las rocas del área estudiada (cloritizadas, albitizadas, argilizadas, carbonatadas, etc), algunas de sus texturas originales están preservadas, indicando la ausencia de deformación tectónica en la cuenca.

Las peperitas basálticas representan uno de los registros que más resaltan dentro del Miembro Superior de la Formación Playa Hermosa. A lo largo del contacto entre basaltos y sedimentos se desarrollan peperitas tipo *blocky*. En los fragmentos basálticos más finos de las peperitas se aparecen cristales naranjas de palagonita, como registro de la primera alteración que sufre el vidrio basáltico al entrar en contacto con el agua. Debido a que la diagénesis intensa o el metamorfismo transforman la palagonita en clorita (Fisher y Scheminke, 1984) la presencia de la misma prueba que no hubo metamorfismo dentro de la Cuenca Playa Verde.

Es común encontrar en los afloramientos de basaltos fallas con desplazamiento de rumbo, diaclasas y fracturas irregulares típicas de hialoclastitas. En sección delgada es común encontrar texturas variolíticas. Estas características son distintivas de erupción en ambientes con presencia de agua.

Estudios EDS (Energy Dispersed Spectroscopy) realizados en cristales de palagonita arrojaron contenidos de MgO y K₂O similares a los de palagonitas que tienen origen en la interacción con agua de mar (Ramanidou y Noack, 1987). Este resultado se suma a la presencia de

hialoclastitas y peperitas para mostrar evidencias de la interacción entre magma y agua marina.

En las rocas volcánicas dentro la zona de estudio, se puede observar alteración hidrotermal que muestra las siguientes paragénesis, albita – clorita – sericita – calcita (epidoto y arcillas) en basaltos, cuarzo – sericita – feldespato potásico (fluorita - calcita) en riolitas, feldespato potásico – actinolita – clorita – epidoto (biotita) en diques traquíticos. Estas alteraciones resultan de procesos hidrotermales desarrollados en ambientes volcánicos marinos.

Las rocas volcánicas de la Formación Playa Hermosa son consideradas como pertenecientes al Complejo Sierra de Las Ánimas, de edad 0,580 – 0,570 Ga (Sánchez Bettucci et al., 1997; 2009; Loureiro et al., 2008; Lossada et al. 2010).

Una de las principales litologías dentro del área de estudio es un cuerpo hipoabisal con textura equigranular de composición sienítica que intruyó en el miembro inferior de la Formación Playa Hermosa. Una brecha con clastos cuarzo-sieníticos petrográficamente similares a las rocas que componen dicho cuerpo hipoabisal aunque levemente más ricos en cuarzo, forma la base del perfil levantado en Playa Verde. Las notables semejanzas litológicas llevaron a interpretar a la brecha como originada por la fragmentación de un magma genéticamente relacionado con el cuerpo intrusivo somero, y quizá ligeramente más evolucionado, que habría alcanzado la interfase sedimentos - basaltos - agua. La composición de sus feldespatos alcalinos, con similares proporciones de K y Na podrían corresponder a anterior sanidina o anortoclasa, cualquiera de ellos es característico de ambientes volcánicos extrusivos o subvolcánicos. Los clastos de cuarzo-sienita muestran bordes irregulares y texturas *jigsaw-fit* como resultado de fuerzas expansivas que apuntan a un origen explosivo. La ausencia de clastos juveniles dentro de la brecha, junto con la identificación de texturas hidrotermales de cuarzo en los fragmentos de cuarzo-sienita, lleva a pensar en una alteración del sistema geotérmico asociado al enfriamiento de un cuerpo hipoabisal como la probable causa de la explosividad (Figura 48).

En sección delgada ocasionalmente se identifican clastos líticos de sedimentos y basaltos en la brecha, lo cual indica la existencia de un magmatismo basáltico previo.

En observaciones de campo se pueden apreciar diques traquíticos recortando la brecha cuarzo – sienítica evidenciando pulsos magmáticos posteriores a la explosión que generó la brecha.

El miembro inferior de Playa Hermosa se compone de una secuencia sedimentaria que abarca litologías pelíticas, areniscas y conglomerados. La presencia de cadillitos dentro de la secuencia sedimentaria, es una característica importante a la hora de intentar deducir el origen de los

misimos. Pazos et al. (2003, 2008) presentan estas evidencias para asociar los mismos a un evento glaciánico dentro de la Formación Playa Hermosa.

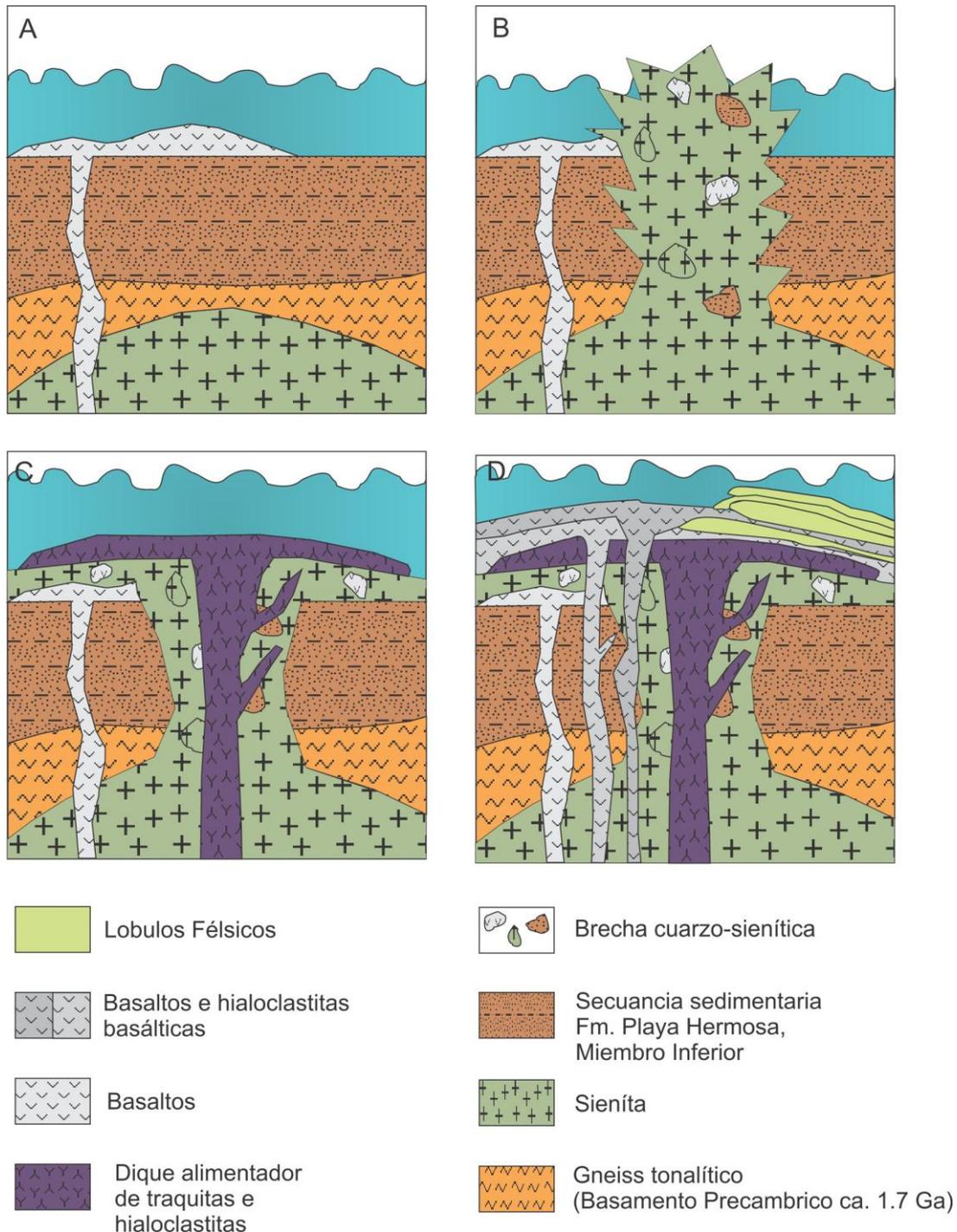


Figura 48 Ilustración de la secuencia de eventos inferidos en el miembro superior de Playa Hermosa. A) basalto asciende al tope de los sedimentos de Formación Playa Hermosa en los cuales se aloja un cuerpo hipoabisal sienítico. B) ocurre un evento explosivo en el cuerpo sienítico (probablemente relacionado a una fractura) que da lugar a la brecha con algunos fragmentos de sedimentos y basaltos. C) magma traquítico corta la brecha cuarzo-sienítica y deposita las hialoclastitas traquíticas. D) lavas basálticas y sus hialoclastitas se depositan sobre las hialoclastitas traquíticas. Algunos lentes y *pockets* basálticos se emplazan en la brecha cuarzo-sienítica. Otro nivel de basaltos y hialoclastitas basálticas se depositan interactuando con lentes sedimentarios formando las peperitas. Lóbulos félsicos provenientes del oeste se depositan entre los basaltos superiores.

Las características presentadas de la Cuenca Playa Verde, tanto litológicas, petrológicas, geoquímicas, estructurales particulares, junto con indicadores paleoclimáticos, además de la edad Neoproterozoica entre 0,57 – 0,58 Ga para el vulcanismo de la Formación Playa Hermosa, y *ca.* 0,59 Ga para los sedimentos de su Miembro Inferior, nos ayudan en la correlación con cuencas similares descritas para la región y el sur de África.

Varios registros de cuencas similares se mencionan en el sur de Brasil y en el noroeste de Namibia, África.

En el sur de Brasil se han reportado registros de interacción magma – sedimentos húmedos, particularmente peperitas básicas, para la Formación Cerro de Angélica (Grupo Bom Jardim), pertenecientes al Supergrupo Camaquã sensu Fragozo Cesar et al. (2003) y con edad *ca.* 0,59 Ga (Remus et al., 1999; Janikian et al., 2003, 2005, y referencias en el trabajo). Erola y Uutela (2008) reportan evidencias de sedimentación glacial para la Formación Picada das Garças del Grupo Bom Jardim. Estudios geoquímicos realizados por Almeida et al. (2002, y otras referencias presentadas dentro del mismo), indican para la Cuenca de Camaquã, un magmatismo bimodal con tendencia alcalina. Sander et al. (2005) describe peperitas basálticas y andesíticas en afloramiento y testigos para la Formación Hilario con edades de *ca.* 0,59 Ga. Citroni et al. (2001) describe la Cuenca Campo Alegre como perteneciente al período Proterozoico-Fanerozoico. En la misma se encuentran rocas anorogénicas de tendencia alcalina – peralcalina con edades de *ca.* 0,59 Ga. Asimismo describe un magmatismo básico a ácido y sedimentos lacustres. Dentro del mismo trabajo sugiere intrusiones someras intercaladas con sedimentos inconsolidados, hialoclastitas y posibles peperitas.

Tanto el Complejo Sierra de Las Ánimas como la Formación Playa Hermosa presentan características que permiten la correlación con los esquemas estratigráficos descriptos para el Grupo Bom Jardim, la Formación Acampamento Velho y la Cuenca de Campo Alegre.

Las unidades previamente expuestas se relacionan con el evento post – orogénico Brasileño con desarrollo de cuencas extensionales con vulcanismo simultáneo asociado en las últimas etapas. Esta fase de relajación cortical post-orogénica tiene lugar posteriormente a la colisión entre los cratones del Kalahari y Río de la Plata en un ambiente de antepaís.

Depósitos glaciares son descriptos también en el Cinturon Kaoko, noroeste de Namibia (Campanha et al. 2008; Goscombe y Gray, 2008). Estos depósitos se asocian a la glaciación Gaskeriana registrada en latitudes altas y bajas (Kawai et al., 2008; Meert y Liberman, 2008; Schmitt et al., 2008) y pueden ser correlacionados con los registros uruguayos y brasileros.

8. Referencias

- Almeida, F.F.M. de, Hasui, Y. y Brito Neves, B.B., 1976, *The UpperPrecambrian of South America*: Universidade de Sao Paulo, Instituto de Geociencias: Boletim 7: 45-80, Sao Paulo, Brasil.
- Aubert, N., Pecoits, E., Sánchez Bettucci, L., and Pazos, P., 2005, *Consideraciones estratigráficas de la Formación Piedras de Afilar y su correlación con otras unidades Neoproterozoicas del Uruguay*: XII Congreso Latinoamericano de Geología: Quito, Ecuador, v. CD-ROM.
- Basei, M.A.S; Frimmel, H.E.; Nutman, A., y Preciozzi, F., 2008, *Provenance and Depositional Age of the Dom Feliciano Belt Supracrustal Units: Brazil – Uruguay: Correlations with SW Africa*: v. IGCP 478, p. 202–205.
- Bossi, J., 1966, *Geología del Uruguay*: Departamento de publicaciones de la Universidad de la República: Montevideo, Uruguay.
- Bossi, J., y Navarro, R., 1991, *Geología del Uruguay I*: Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República: Montevideo, p. 453.
- Bossi, J. y Campal, N., 1992, *Magmatismo y tectónica transcurrente durante el paleozoico inferior del Uruguay*: En Gutiérrez, J., Saavedra, J., and Rábano, I., eds., *Paleozoico Inferior de Ibero-América*: Alicante, Universidad de Extremadura, p. 343–356.
- Bossi, J., Cingolani, C., Llambias, E., Varela, R., and Campal, N. 1993, *Características del magmatismo post-orogénico finibrasiliano en el Uruguay Formaciones Sierra de Ríos y Sierra de Animas*: Revista Brasileira de Geociencias: v. 23, p. 282–288.
- Bossi J., Preciozzi F., Campal N., 1993b, *Predevoniano del Uruguay: Parte 1: Terreno Piedra Alta*, DINAMIGE: Montevideo, p. 1–50.
- Bossi, J., Campal, N., Piñeyro, D., Schipilov, A., Ferrando, L.A., Navarro, R., Dalla Salda, L., Cingolani, C., Varela, R., y López de Lucchi, M., 1996, *Terreno Piedra Alta (Correlación Piedra Alta – Tandilia)*: 77 ed. Facultad de Agronomía: Montevideo, Uruguay.
- Bossi, J., L. A. Ferrando, J. Montaña, N. Campal, H. Morales, F. Gancio, A. Schipilov, P. Sprechman y D. Piñeyro, 1998, *Carta Geológica del Uruguay a escala 1/500.000 – 1998*: Geoeditores S.R.L.: Montevideo, 1p.
- Bossi, J. y Ferrando, L., 2001, *Carta geológica del Uruguay*: Geoeditores: Montevideo, v. CD-ROM.
- Bossi, J. y C. Gaucher, 2004, *The Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay: an allochthonous block accreted in the Cambrian to SW-Gondwana*: Gondwana Research: v. 7, p. 661-674.
- Branney, M., 1986, *Isolated pods of subaqueous welded ash- flow tufts: a distal facies of the Capel Curig Volcanic Formation (Ordovician), North Wales*: Geol. Mag. 123, 589-590.
- Brooks, E.R., Wood, M.M., Garbutt, P., L, 1982, *Origin and metamorphism of peperite and associated rocks in the Devonian Elwell Formation, northern Sierra Nevada, California*: Geol. Soc. Am. Bull. 93, 1208-1231.
- Busby, C.J., White, J.D.L., 1987, *Variation in peperite textures associated with differing host-sediment properties*: Bulletin of Volcanology 49, p. 765–775.
- Campal, N., y Gancio, F., 1993, *Asociación volcánicas – piroclásticas de los cerros Aguirre (departamento de Rocha): una nueva Formación y sus implicancias en la evolución del ciclo Brasiliano en el Uruguay*: Primer Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata: Uruguay, La Paloma, v. 2, p. 133–139.
- Campal, N. y Shipilov, A., 1995, *The Illescas bluish quartz rapakivi granite (Uruguay–South America): some geological features*: Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks: Belem, reunión 18.

- Campanha, G.A.C., Basei, M.A.S., Tassinari, C.C.G., Nutman, A.P., Faleiros, F.M., 2008, *Constraining the age of the Iporanga Formation with SHRIMP U–Pb zircon: Implications for possible Ediacaran glaciation in the Ribeira Belt, SE Brazil*: Gondwana Research 13, p. 117–125.
- Cas, R.A.F., Wrigth, J.V., 1997, *Volcanic Successions: Modern and Ancient*: Allen & Unwin, London, p. 487.
- Cas, R.A.F., Edgar, C., Allen, R.L., Bull, S., Clilord, B.A., Giordano, G., Wright, J.V., 2001, *Influence of magmatism and tectonics on sedimentation in an extensional lake basin: the Upper Devonian Bunga Beds, Boyd Volcanic Complex, southeastern Australia*: In: White, J.D.L., Riggs, N.R. (Eds.), *Volcaniclastic Sedimentation in Lacustrine Settings*, Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ. 30, 83-108.
- Cingolani, C., Llambias, E., Varela, R., Campal, N., and Bossi, J., 1993, *Avances sobre la cronoestratigrafía del magmatismo no-orogénico finibrasileño en el Uruguay: Formaciones Sierra de Animas y Sierra de Ríos*: Primer Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata: La Paloma, v. 2, p. 63–68.
- Citroni, S.B., Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Neto, J.M.R., 2001, *Volcanism and Stratigraphy of the Neoproterozoic Campo Alegre Basin, SC, Brasil*: Anais da Academia Brasileira de Ciencia 73, p. 581–597.
- Cordani, U. y Soliani, E., 1990, *Idades K-Ar e Rb-Sr das "Unas Cristalinas" de Rivera e Acegua (Uruguai e Rio Grande do Sul) e seu enquadramento no contexto geotectônico regional*: Anais da Academia Brasileira: v. 62, p. 145-156.
- Coronel, N., Oyhançabal, P., and Spoturno, J., 1982, *Consideraciones estructurales de la Formación Piedras de Afilas en su área tipo, Canelones, Uruguay*: V Congreso Latinoamericano de Geología: Buenos Aires, v. 5, p. 48–60.
- Cosarinsky, M., 1997, *Geología del sector sur de la región Fuente del Puma, Departamento de Lavalleja, Uruguay*: Undergraduate Thesis: Buenos Aires, Universidad de Buenos Aires, 151 p.
- Dalla Salda, L., Bossi, J. y Cingolani, C., 1988, *The Rio de la Plata cratonic region of southwestern Gondwanaland: Episodes*, 11, p. 263-269.
- De Goër, A., Vincent, P., Camus, G., 1998. *Must we still use the term 'peperite' ? A review of the type peperites of Scrope, in Limagne, France*: IAVCEI Int. Volcanol. Congress, Cape Town, Abstracts, p. 16.
- Delaney, P.T., 1982, *Rapid intrusion of magma into wet rock: groundwater flow due to pore pressure increases*: J. Geophys. Res. 87, 7739-7756.
- Dirección Nacional de Meteorología, recuperado de <http://www.meteorologia.gub.uy/index.php/caracteristicas-climaticas>
- Elizalde, G., Eugui, W., Verdesio, J.J., Stapff, M., and Telechea, J., 1970, *Carta Geológica del Uruguay a escala 1/1.000.000, segmento Aceguá – sector XXX: Montevideo*: Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República: 126 p.
- Erola, E., Uutela, A., 2008, *The stratigraphy of the Ediacaran volcano–sedimentary Picada das Graças alloformation (Bom jardim Allogroup) at Lavras do sul, southernmost Brazil: A diamictite–lonestone association*: CGC-04 Neoproterozoic ice ages: Quo vadis? 33 International Geological Congress, Oslo.
- Fambrini, G. L., Paes-De-Almeida, R., Riccomini, C. y Frago-Cesar, A. R. S., 2003, *Tempestitos com Influência Glacial da Formação Playa Hermosa (Neoproterozóico), Piriápolis, Uruguai*: Revista Brasileira de Geociências: v. 33, p. 1-12.
- Fambrini, G.L., Frago-Cesar, A.R.S., Paes De Almeida, R., and Riccomini, C., 2005, *A Formação Barriga Negra (Ediacarano do Uruguai): Caracterização Estratigráfica E Correlação Com Unidades Do Estado Do Rio Grande Do Sul – Brasil*: Revista Brasileira de Geociências, v. 35, p. 515–524.
- Fantin, M., 2003, *Geología de la Sierra de Aguirre, Departamento de Rocha, Uruguay*: Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, 92 pp.
- Ferrando, F. y Fernandez, A., 1971, *Esquema tectónico – estratigráfico del Predevoniano del Uruguay*. Anais: XXV Congreso Brasileiro de Geologia: Porto Alegre.

- Fesefeldt, K., 1988, *Asesoramiento geológico y yacimientológico a la DINAMIGE*: Hannover, BGR, 186p. (Project Repor 842024.2). Inédito.
- Finney, S.C., Peralta, S.H., Heredia, S., Gehrels, G., McGraw, J., Gaucher, C., Poiré, D.G., 2006, *Detrital-zircon geochronology demonstrates common provenance of Cambrian-Devonian sandstones of the Cuyania (greater Precordillera) Terrane of Western Argentina and Neoproterozoic sandstones deposited on the Río de La Plata Craton of Uruguay and Eastern Argentina*: Geological Society of America: Abstracts with Programs, v. 38, p. 410.
- Fisher, R.V., 1960, Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks: Geol. Soc. Amer: Bull. 71, p. 973-982.
- Fisher, R.V., Schmincke, H.U., 1984, *Pyroclastic rocks*. Springer Verlag: Berlin, 472 pp.
- Fragoso Cesar, A.R.S., 1980, *O Cráton do rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense*: XXXI Congreso Brasileiro de Geologia: Camboriú, v. 5, p. 2879–2892.
- Fragoso Cesar, A.R.S., 1984, *Compartimentação tectônica do cráton do Rio de la Plata*: En: XXXIII Congreso Brasileiro de Geologia: Rio de Janeiro, 33: 2426-2432.
- Fragoso Cesar, A.R.S., Figueiredo, M.C.H., y Soliani, E., Jr., 1986, *O Batolito Pelotas (Proterozoico superior-Eopaleozoico) no Escudo Rio Grande do Sul*: XXXIV Congreso Brasileiro de Geología: Goiás, v. 1, p. 1322–1343.
- Fragoso Cesar, A.R.S., Machado, R., y Gómez-Rifas, C., 1987, *Observações sobre o cinturao Dom Feliciano no Escudo Uruguaio e correlaçõs com o escudo do R.G do Sul*: III Simposium Sul-Brasileiro de Geologia: Curitiba, v. 2, p. 791–809.
- Fragoso Cesar, A.R.S., 1991, *Tectónica de placas no ciclo brasiliano: as orogenias dos cinturones Dom Feliciano e Ribera no Rio Grande do sul*: PhD thesis: Universidad de São Paulo.
- Fragoso Cesar, A.R.S., Almeida, R.P., Fambrini, G.L., Reis Pelosi, A.P.M., Janikian, L., 2003, *A Bacia Camaquã: um sistema intracontinental anorogênico de rifts do Neoproterozóico III-Eopaleozóico no Rio Grande do Sul*: SBG, Enc. Estrat. RS — Escudos e Bacias, 1: Porto Alegre, RS., Anais, pp. 139–144.
- Gaucher, C., Sprechmann, P., y Schipilov, A., 1996, *Upper and Middle Proterozoic fossiliferous sedimentary sequences of the Nico Pérez Terrane of Uruguay: lithostratigraphic units, paleontology, depositional environments and correlations*: Neues Jahrbuch für Geologie und Paläeontologie: v. 199, p. 339–367.
- Gaucher, C., 2000, *Sedimentology, Paleontology and stratigraphy of the Arroyo del Soldado Group (Vendian to Cambrian, Uruguay)*: Beringeria, 120 p.
- Gaucher, C., Poiré, D., Finney, S.C., Valencia, V.A., and Blanco, G., 2006, *Detrital zircon ages in neoproterozoic sedimentary units of the Río de la Plata Craton: unravelling its complex geological evolution*: Geological Society of America Annual Meeting: Philadelphia, v. 38, p. 410.
- Gaucher, C., Sial, A.N., Ferreira, V.P., Pimentel, M.M., Chiglino, L., and Sprechmann, P., 2007, *Chemostratigraphy of the Cerro Victoria Formation (Lower Cambrian, Uruguay): Evidence for progressive climate stabilization across the Precambrian-Cambrian boundary*: Chemical Geology: v. 237, p. 46–64.
- Gaucher C., Chemale F. Jr., Bossi, J., Castiglioni E. A., 2010, *Grupo Cebollatí, Terreno Nico Perez: definición y edad*: VI Congreso Uruguayo de Geología: Minas, Lavalleja, Uruguay.
- Goscombe, B.D. y Gray, D.R., 2008, *Structure and strain variation at mid-crustal levels in a transpressional orogen: a review of Kaoko Belt structure and the character of West Gondwana amalgamation and dispersal*: Gondwana Research 13, p. 45–85.
- Goto, Y., McPhie, J., 1996, *A Miocene basanite peperitic dyke at Stanley, northwestern Tasmania, Australia*: J. Volcanol. Geotherm. Res. 74, 111-120.
- Halls, H.C., Campal, N., Davis, D.W., y Bossi, J., 2001, *Magnetic studies and U-Pb geochronology of the Uruguayan dyke swarm, Rio de la Plata Craton, Uruguay: Paleomagnetic and economic implications*: South American Journal of Earth Sciences: v. 14, p. 349–361.

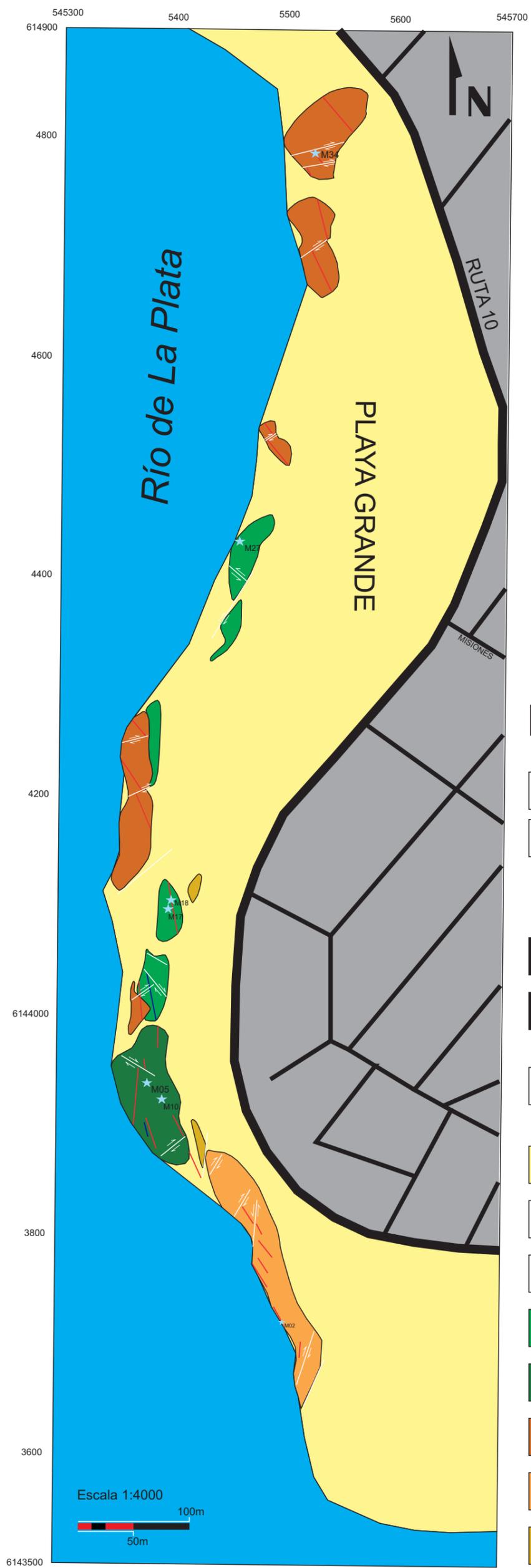
- Hanson, R.E., Hargrove, U.S., 1999, *Processes of magma/wet sediment interaction in a large-scale Jurassic andesitic peperite complex, northern Sierra Nevada, California*: Bull. Volcanol. 60, 610-626.
- Hartmann, L. A., Campal, N. Mcnaughton, N.; Bossi, J.; Schipilov, A. y Lafon, JM., 2001, *Archean crust in the Rio de la Plata craton, Uruguay (SHRIMP U–Pb) zircon reconnaissance geochronology*: Journal of South American Earth Sciences: v 14, p. 557–570.
- Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., Bossi, J., Campal., N., Schipilov, A., and Mcnaughton, N.J., 2002, *Zircon and titanite U–Pb SHRIMP geochronology of Neoproterozoic felsic magmatism on the eastern border of the Rio de La Plata Craton, Uruguay*: Journal of South American Earth Science: v. 15, p. 229–236.
- Hasui, J., Carneiro, C., y Coimbra, A., 1975, *The Ribeira Folded belt*: Revista Brasileira de Geociencias: v. 5, p. 257–266.
- Irvine T.N. and Baragar W.R.A., 1971, *A guide to chemical classification of the common volcanic rocks*: Can. F. Earth Sci., 8, p. 523-548.
- Janikian, L., Almeida, R.P., Fragoso Cesar, A.R.S., Fambrini, G.L., 2003, *Redefinição do Grupo Bom Jardim (Neoproterozóico III) em sua área-tipo: litoestratigrafia, evolução paleoambiental e contexto tectónico*: Revista Brasileira de Geociências 33, p. 349–362.
- Janikian, L., Almeida, R.P., Fragoso Cesar, A.R.S., de Araujo, C.R., de Corrêa, C.R., Reis Pelosi, A.P.M., 2005, *Evolução Paleambiental e Seqüências Depositionais do Grupo Bom Jardim e da Formação Acampamento Velho (Supergrupo Camaquã) na porção Norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental*: Revista Brasileira de Geociências 35, p. 245–256.
- Jones, G., 1956, *Memoria Explicativa y Mapa Geológico de la Región Oriental del Departamento de Canelones*: Instituto Geológico del Uruguay: v. 34, 193 p.
- Kawai, T., Windley, B.F., Terabayashi, M., Yamamoto, H., Isozaki, Y., Maruyama, S., 2008, *Neoproterozoic glaciation in the mid-oceanic realm: An example from hemipelagic mudstones on Llanddwyn Island, Anglesey, UK*: Gondwana Research 14, p. 105–114.
- Kawashita, K., Gaucher, C., Sprechman, P., Teixeira, W., and Victória, R., 1999, *Preliminary chemostratigraphic insights on carbonate rocks from Nico Pérez terrane (Uruguay)*: II South American Symposium on Isotope Geology: actas, p. 399–402.
- Klaus K.E. Neuendorf, James P. Mehl, Jr., Julia A. Jackson, 2005, *Glossary of Geology*: American Geological Institute: Alexandria, Virginia.
- Kokelaar, B.P., 1982, *Fluidization of wet sediments during the emplacement and cooling of various igneous bodies*: Journal of the Geological Society: London 139, 21–33.
- Kokelaar, B.P., 1986, *Magma–water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism*: Bulletin of Volcanology 48, p. 275–289.
- Leat, P.T., 1985, *Interaction of a rheomorphic peralkaline ash- flow tuff and underlying deposits, Menengai Volcano, Kenya*: J. Volcanol. Geotherm. Res. 26, 131-145.
- Le Maitre, R.W., Le Bas, M.J., Sabine P.A., et al., 1989, *A classification of igneous rocks glossary of terms*: Blackwell, Oxford.
- Linares, E., y Sánchez Bettucci, L., 1997, *Edades Rb/Sr y K/Ar del cerro Pan de Azúcar, Piriápolis, Uruguay*: South American Symposium on Isotope Geology: San Pablo, v. 1, p. 176–180.
- Lossada Ana C., Eric Tohver, Leda Sanchez Bettucci, Rapalini A.E., 2010, *Fábrica Magnética, Paleomagnetismo y Geocronología de la Formación Playa Hermosa, Uruguay*: Latinmag Letters: Volume 1, Special Issue (2011), B08, 1-4. Proceedings Tandil, Argentina.
- Loureiro, J., Sánchez Bettucci, L., Pazos, P., Sánchez, G., and Stareczek, S., 2006, *Hyaloclastic rocks at the Playa Hermosa Formation*: V South American Symposium on Isotope Geology: Punta del Este, Uruguay, p. 397–398.

- Loureiro, J., Sánchez Bettucci, L., Pazos, P., Sánchez, G. y Stareczek, S., 2008, *Hyaloclastic Rocks at The Playa Hermosa Formation: V South American Symposium on Isotope Geology: Punta del Este*, actas en CD.
- Mallmann, G., Chemale, F., Jr., Ávila, J.N., Kawashita, K., and Armstrong, R.A., 2007, *Isotope geochemistry and geochronology of the Nico Pérez Terrane, Rio de la Plata Craton, Uruguay: Gondwana Research: v. 12*, p. 489–508.
- Masquelin, H., 1990, *Análisis estructural de las zonas de cizalla en las migmatitas de Punta del Este, Uruguay: Acta Geologica Leopoldensia*, 30: 139-158, São Leopoldo. ISSN 0102-1249.
- Masquelin, H., y Tabó, F., 1988, *Memoria Explicativa de la Carta Geológica del Uruguay, Hoja Chafalote, Escala 1:100.000: DI.NA.MI.GE/Fac. de Agron. Fac. de H. y Ciencias*, p. 1–20.
- Masquelin, H., y Pías, J., 1989, *Carta Geológica de la Hoja San Carlos-Punta del Este, escala 1:100.000: Dirección Nacional de Minería y Geología, Informe Técnico: Montevideo*, 23 p.
- Masquelin, H., y Sánchez Bettucci, L., 1993, *Propuesta de evolución tectono-sedimentaria para la fosa tardi-brasiliana en la región de Piriápolis, Uruguay: Revista Brasileira de Geociencias*, v. 23, p. 313–322.
- Masquelin, H. y Gómez-Rifas, C., 1998, *Tectonic evolution of Neoproterozoic to early Palaeozoic units from Uruguay: Zentralblatt für Geologie und Paläontologie: Teil I*, v. 1997, p. 681–699.
- Masquelin, H., Silva, M., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., 2001, *Geología y geotermobarometría de la Suite Metamórfica Chafalote, Basamento Prebrasiliano, Sureste del Uruguay: XI Congreso Latinoamericano de Geología: Montevideo*, v. CD.
- Masquelin, H., 2004, *Estratigrafía de rocas 'no estratificadas' en Uruguay: Hacia un modelo dinámico para su explicación geológica: Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología, III Época, Special Number: Montevideo*, v. CD.
- Masquelin, H., Fernandes, L.A.D., Lenz, C., McNaughton, N.J., Porcher, C.C., 2012, *The Cerro Olivo Complex: A Pre-Collisional Neoproterozoic Magmatic Arc in Eastern Uruguay: International Geology Review*, 54(10): 1161-1183. ISSN 0020-6814.
- McPhie, J., Doyle, M., Allen, R., 1993, *Volcanic textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks: Tasmanian Government Printing Office, Tasmania*, 198 p.
- Meert, J.G., Lieberman, B.S., 2008, *The Neoproterozoic assembly of Gondwana and its relationship to the Ediacaran–Cambrian radiation: Gondwana Research* 14, p. 5–21.
- Midot, D., 1984, *Etude Géologique et Diagnostic Metallegénique pour l'Exploration du Sector de Minas (Uruguay): PhD. Thesis: París, Université de Paris IV*, 175 p.
- Montaña, J., y Sprechmann, P., 1993, *Calizas estromatolíticas y oolíticas en el Uruguay y definición de la Formación Arroyo de la Pedrera (Cámbrico medio-Caradociano): I Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata: La Paloma*, v. 2, p. 53.
- Mullen E.D., 1983, *MnO/TiO₂/P₂O₅, A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implication for petrogenesis: Earth Planet. Sci. Lett.*, 62, p. 53-62.
- Oyhantçabal, P. y Vaz, N., 1990, *Una asociación de cuarcitas y rocas máficas y ultramáficas en los alrededores de Isla Patrulla, Treinta y Tres, Uruguay: Primer Congreso Uruguayo de Geología: Montevideo*, 1, p. 137-144.
- Oyhantçabal, P., Derregibus, M.T., y De Souza, S., 1993, *Geología do extremo sul da Formação Sierra de Animas (Uruguay): Curitiba: V Simpósio Sul-Brasileiro de Geología*, v. 1, p. 4–5.
- Oyhantçabal, P., Spoturno, J., Aubet, N., Cazaux, S. y Huelmo, S., 2003, *Proterozoico del suroeste del Uruguay: nueva propuesta estratigráfica para la Formación Montevideo y el magmatismo asociado: Rev. Sociedad Uruguay de Geología: Pub. Esp. 1*, p. 38-48.
- Oyhantçabal, P., 2005, *The Sierra Ballena Shear zone: kinematics, timing and its significance for the geotectonic evolution of southeast Uruguay: PhD. Thesis: Georg-August-Universität Göttingen*

- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Frei, R., Wemmer, K., y Layer, P., 2006, *Timing of the Sierra Ballena Transcurrent Shear Zone in the southern extreme of the Dom Feliciano belt (Uruguay)*: Punta del Este: V South American Symposium on Isotope Geology, p. 231.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Frei, R., y Layer, P., 2007, *Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline magmatism during transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Braziliano – Pan-African, Uruguay)*: Lithos, v. 98, p. 141–159.
- Oyhantçabal P., Spoturno J., Loureiro J., 2007b, *Caracterización geológica de las rocas Paleoproterozoicas de la región Centro- Sur del Uruguay (Terreno Piedra Alta—Cratón Del Río De La Plata)*: In: Actas V Congreso Uruguayo de Geología, v. CD-ROM.
- Oyhantçabal P, Siegesmund S, Wemmer K, Presnyakov S, Layer P (2009), *Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay)*: J Geol Soc 166, p. 1075–1084.
- Oyhantçabal P., Siegesmund S., Wemmer K., 2010, *The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature*: Int J Earth Sci (Geol Rundsch), DOI 10.1007/s00531-010-0580-8.
- Pazos, P.J., Tofalo, R., y Sánchez Bettucci, L., 1998, *Procesos sedimentarios e indicadores paleoclimáticos en la sección inferior de la Formación Playa Hermosa, Cuenca Playa Verde, Piriápolis, Uruguay*: II Congreso Uruguayo de Geología: Punta del Este, p. 64–69.
- Pazos, P.J., Sánchez Bettucci, L., and Tófaló, R.O., 2003, *The record of the Varanger glaciation at the Río de la Plata craton, Vendian-Cambrian of Uruguay*: Gondwana Research: v. 6, p. 65–78.
- Pazos, P., Sánchez Bettucci, L., Loureiro, J., 2008, *The Neoproterozoic glacial record in the Rio de la Plata Craton: a critical reappraisal*: En: Pankhurst, R., Trouw, R., de Brito Neves, B., de Wit, M. (Eds.), West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region, vol. 294 of Special Publications. Geological Society of London, pp. 343–364.
- Pearce, J.A., 1996, *A user's guide to basalt discrimination diagrams, in Wyman, D.A., ed., Trace element geochemistry of volcanic rocks : Application for massive sulfide exploration*: Geological Association of Canada, Short Course Notes, v. 12, p. 79–114.
- Pecoits, E., Aubet, N., and Sánchez Bettucci, L., 2004, *Sedimentología, estratigrafía y paleontología de la Formación Las Ventanas (Vendiano, Uruguay)*: Reunión Argentina de Sedimentología: San Luis, Argentina, p. 134–135.
- Peel, E. y Preciozzi, F., 2006, *Geochronologic Synthesis of The Piedra Alta Terrane, Uruguay*: V South American Symposium on Isotope Geology - April 2006: Punta del Este.
- Philipp R.P., and Machado, R., 2005, *The Late Neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, southern Brazil*: Journal of South American Earth Sciences, v. 19, p. 461–478.
- Preciozzi, F. Spoturno, J. y Heinzen, W., 1979, *Carta geo-estructural del Uruguay. Escala 1/2.000.000*: Inst. Geol. Ing. E. Terra Arocena: Montevideo, Uruguay, 62pp.
- Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W., y Rossi, P., 1985, *Memoria explicativa de la Carta Geológica del Uruguay a la escala 1:500.000*: Dirección Nacional de Minería y Geología, 90 pp.
- Preciozzi, F., Masquelin, H., and Sánchez Bettucci, L., 1993, *Geología de la Porción sur del Cinturón Cuchilla de Dionisio*, in Preciozzi, F., Masquelin, H., and Sánchez Bettucci, L., eds., *Guía de Excursión del Primer Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata*: Dirección Nacional de Minería y Geología: Montevideo, p. 1–39.
- Preciozzi F., 1993, *Petrography and geochemistry of five granitic plutons from south-central Uruguay. Contribution to knowledge of the Piedra Alta Terrane*. PhD Thesis, Université du Québec, Québec, 189 pp. <http://dx.doi.org/doi:10.1522/1498484>
- Preciozzi, F., Masquelin, H., y Basei, M.A.S., 1999, *The Namaqua/Grenville Terrane of eastern Uruguay*: 2nd South American Symposium on Isotope Geology: Argentina, p. 338–340.

- Preciozzi, F., Peel, E., Muzio, R., Ledesma, J.J., and Guerequiz, R., 2001, *Western cratonic domains in Uruguay: Geochronology*: III South American Symposium on Isotope Geology, v. 1, p. 222–225.
- Ramanaidou, E., Noack, Y., 1987, Palagonites of the Red Sea: a new occurrence of hydroxysulphate: *Mineralogical Magazine*, 51, p. 139–143.
- Rapela C. W., Pankhurst RJ, Casquet C., Fanning C. M., Baldo E. G., González-Casado J.M., Galindo C., Dahlquist J., 2007, *The Río de la Plata Craton and the assembly of SW Gondwana*: *Earth-Sci, Rev* 83, p. 49–82.
- Rawlings, D.J., Watkeys, M.K., Sweeney, R.J., 1999, *Peperitic upper margin of an invasive flow, Karoo flood basalt province, northern Lebombo*: *S. Afr. J. Geol.* 102, 377–383.
- Remus, M.V.D., McNaughton, N.J., Hartmann, L.A., Koppe, J.C., Fletcher, I.R., Groves, D.I., Pinto, V.M., 1999, *Gold in the Neoproterozoic juvenile Bosso roca Volcanic Arc of southernmost Brazil: isotopic constraints on timing and sources*: *Journal of South America Earth Sciences* 12, p. 349–366.
- Rollinson Hug R., 1993, *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*: Longman Scientific & Technical, Essex, England.
- Rossini, C. & Legrand, J.M., 2003, *Eventos Tecto-metamórficos del Grupo Carapé: un modelo para su evolución Neoproterozoica*: *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología, Spacial Publication*, v. 1, p. 49–67, versión CD-ROM.
- Sánchez Bettucci, L., y Mezzano, A., 1993, *Análisis Sedimentológico y faciológico de la Formación Rocha (Ex-Grupo Rocha)*: *Revista Brasileira de Geociencias*, v. 23, p. 323–329.
- Sánchez Bettucci, L., y Linares, E., 1996, *Primeras edades en basaltos del Complejo Sierra de Animas, Uruguay*: XII Congreso Geológico Argentino and III Congreso de Exploración de Hidrocarburos: Buenos Aires, v. 1, p. 399–404.
- Sánchez Bettucci, L., y Pazos, P., 1996, *Análisis Paleambiental y Marco tectónico en la Cuenca Playa Verde, Piriápolis, Uruguay*: XII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos: Buenos Aires, v. 1, p. 405–412.
- Sánchez Bettucci, L., 1997, *Los Basaltos postorogénicos de la Región Piriápolis – Pan de Azúcar, República Oriental del Uruguay*: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 52, p. 3–16.
- Sánchez Bettucci, L., 1998, *Evolución tectónica del Cinturón Dom Feliciano en la región Minas – Piriápolis, Uruguay*: Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, 344 p.
- Sánchez Bettucci, L., y Ramos, V.A., 1999, *Aspectos Geológicos de las rocas metavolcánicas y metasedimentarias del Grupo Lavalleja, Sudeste de Uruguay*: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, p. 557–570.
- Sánchez Bettucci, L., Cosarinsky, M., Ramos, V., 2001, *Tectonic setting of the Late Proterozoic Lavalleja Group (Dom Feliciano Belt), Uruguay*: *Gondwana Research* 4, 395–407.
- Sánchez Bettucci, L., y Rapalini, A.E., 2002, *Paleomagnetism of the Sierra de Las Animas Complex, Southern Uruguay: Its Implications in the assembly of western Gondwana*. *Precambrian Research*, v. 118, p. 243–265.
- Sánchez Bettucci, L., Oyhançabal, P., Page, S., Ramos V.A., 2003a, *Petrography and Geochemistry of the Carapé Complex, Southeastern Uruguay*: *Gondwana Research*, v. 6, p. 89–105.
- Sánchez Bettucci, L., Preciozzi, F., Basei, M. A. S., Oyhançabal, P., Peel, E., and Loureiro, J. 2003b, *Campanero Unit: A Probable Paleoproterozoic Basement and its Correlation to Other Units of Southeastern Uruguay*: IV South - American Symposium on Isotope Geology: Bahia, v. CD-ROM.
- Sánchez Bettucci, L., Koukharsky, M., Pazos, P.J., Stareczek F., 2009, *Neoproterozoic Subaqueous Extrusive–Intrusive Rocks In The Playa Hermosa Formation in Uruguay: Regional and stratigraphic significance*: *Gondwana Research*, 16(1), p. 134–144.
- Sánchez Bettucci L., Peel E. y Masquelin H., 2010, *Neoproterozoic tectonic synthesis of Uruguay*: *International Geology Review*, v. 52, No. 1, January 2010, p. 51–78

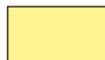
- Sánchez Bettucci, L., 2010. *Mapa Tectónico de Uruguay*: En: II Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cámbrico de la cuenca del Plata.
- Sander, A., Toniolo, J.A., Gil, C.A.A., da, C., Lopes, R., 2005, *Peperitos na Bacia do Camaquã, RS. III Simposio de Vulcanismo e Ambientes Associados*: Abstract, vol. 660: Cabo Frio, RJ, Brazil.
- Scaglia, F., Pereira, A.C., Novo, R., Caro, F., Darriulat, M., and Masquelin, H., 2007, *Efecto de la deformación en las areniscas Ediacarenses de Los Romerillos, Área de La Calera (Lavalleja)*: V Congreso Geológico Uruguayo, v. CD-ROM.
- Schmincke, H.U., 1967, *Fused tu! and peperites in south-central Washington*: Geol. Soc. Am. Bull. 78, 319-330.
- Shervais J.W., 1982, *Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas*: Earth Planet. Sci. Lett., 59, p. 101-118.
- Skilling, I.P., White, J.D.L., McPhie, J., 2002, *Peperite: a review of magma-sediment mingling*: En: Skilling, I., White, J.D.L., McPhie, J. (Eds.), *Peperites: processes and products of magma-sediment mingling*: Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 114, pp. 1-17.
- Squire, R.J., McPhie, J., 2002, *Characteristics and origin of peperite involving coarse-grained host sediment*: In: Skilling, I.P., White, J.D.L., McPhie, J. (Eds.), *Peperite: Processes and Products of Magma-Sediment Mingling*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 114, 45-61.
- Soliani, E. Jr., 1986, *Os dados geocronológicos do Escudo Sul - Rio Grandense e suas implicações de ordem geotectónica*: Tesis Doctoral, Universidade de Sao Paulo.
- Stroncik, N.A., Schmincke, H.U., 2001, *Evolution of palagonite: crystallization, chemical changes, and element budget*: Geochemistry Geophysics Geosystems 2 (7), p. 1017.
- Tucker, M. E., 2001, *Sedimentary Petrology: An introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*: Oxford, Great Britain Blackwell Scientific Publications.
- Umpierre, M., 1966, *Edades K/Ar de rocas de la Sierra de las Ánimas* en Bossi, J., ed., *Geología del Uruguay*: Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo, p. 134-135.
- Vermeesch, P., 2006, *Tectonic discrimination diagrams revisited: Geochemistry, Geophysics, and Geosystems*: 7, Q06017, doi. 10.1029/2005GC001092.
- White, J.D.L., McPhie, J., Skilling, I.P., 2000, *Peperite: a useful genetic term*: Bulletin of volcanology 62, p. 65-66.
- White, J.D.L., 1996, *Impure coolants and interaction dynamics of phreatomagmatic eruptions*: Journal of Volcanology: Geotherm. Res. 74, 155-170.
- Wikipedia, tomado de <http://es.wikipedia.org/wiki/Piri%C3%A1polis>.
- Winchester J.A y Floyd P.A., 1977, *Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements*: Chem. Geol., v. 20, p. 325-343.
- Wood D.A., 1980, *The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province*: Earth Planet. Sci. Lett., 50, p. 11-30.
- Yamagishi, H., 1994, *Subaqueous volcanic rocks*: Hokkaido University Press, Sapporo: Japan, 195 pp.
- Zhou, Z., Fyfe, W.S., 1989, *Palagonitization of basaltic glass from DSDP Site 335, Leg. 37: Textures, chemical composition, and mechanism of formation*: American Mineralogist 74, p. 1045-1053.
- Zimanowski, B., Büttner, R., Lorenz, V., 1997, *Premixing of magma and water in MFCI experiments*: Bull. Volcanol. 58, 491-495.



ESTUDIO PETROGRÁFICO DE LAS VULCANITAS AFLORANTES ENTRE LOS BALNEARIOS PLAYA VERDE Y PLAYA HERMOSA (CUENCA DE PLAYA VERDE), NEOPROTEROZOICO SUPERIOR, URUGUAY.

Autor: Santiago Stareczek
2012

LEYENDA

-  Calles
-  Ruta
-  Fallas
-  Fallas con desplazamiento de rumbo
-  Muestras
-  Arenas
-  Diques Traquíticos
-  Diques Basálticos
-  Brecha Cuarzo-Sienítica
-  Sienita
-  Conglomerados/Areniscas/Pelitas
-  Pelitas
-  Conglomerado (Las Ventanas)