

PROYECTO

MAPAS GEOLOGICOS DEPARTAMENTALES

ESCALA 1/100 000

***ACUERDO DE COOPERACIÓN CIENTÍFICA Y TÉCNICA
FACULTAD DE CIENCIAS (UDELAR)-DIRECCIÓN NACIONAL DE
MINERÍA Y GEOLOGÍA (MIEM)***

Coordinadores

***JULIO JORGE SPOTURNO ^(1,2) Y PEDRO BERNARDO
OYHANTÇABAL ⁽¹⁾***

(1)Profesor Adjunto del Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias (UDELAR)

(2)Geólogo de la División Geología de la Dirección Nacional de Minería y Geología (MIEM)

Primera edición

Montevideo, noviembre 2012

MAPA GEOLÓGICO DEL DEPARTAMENTO DE MALDONADO
ESCALA 1/100 000

Memoria Explicativa

Capítulo I

INTRODUCCIÓN

AUTORES

Julio Jorge Spoturno ^(1,2)

Pedro Bernardo Oyhantçabal ⁽¹⁾

Judith Loureiro ⁽²⁾

(1)Profesor Adjunto del Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias (UDELAR)

(2)Geólogo de la División Geología de la Dirección Nacional de Minería y Geología (MIEM)

(3)Profesor Asistente del Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias (UDELAR)

Montevideo, noviembre de 2012

ÍNDICE

1) OBJETIVOS	1
1.1) Generales.....	1
1.2) Específicos.....	1
2) EQUIPO DE TRABAJO	1
3) MATERIALES.....	2
3.1) Documentos Cartográficos.....	2
3.2) Apoyo Logístico	3
4) MARCO GEOGRÁFICO	4
4.1) Localización, Superficie y Límites.....	4
4.2) Geografía Física.....	5
4.3) Geografía Humana.....	9
5) GEOMORFOLOGÍA.....	10
5.1) Región I Faja Costera.....	12
5.1.1) Zona 1: Barra del Arroyo Solís Grande - Punta Rasa	12
5.1.2) Zona 2: Punta Rasa - Punta Ballena.....	13
5.1.3) Zona 3: Punta Ballena - Barra de Maldonado.....	15
5.1.4) Zona 4: Barra de Maldonado - Barra de Laguna Garzón....	17
5.2) Región II Planicies Interiores.....	19
5.2.1) Planicies muy bajas.....	20
5.2.2) Planicies bajas.....	20
5.3) Región III Terrenos Ondulados.....	21

5.3.1) Terrenos ondulados y fuertemente ondulados.....	21
5.3.1.1) Formas onduladas y fuertemente onduladas con cerros	
Asociados.....	22
5.3.1.2) Formas onduladas y fuertemente onduladas sin cerros	
Asociados.....	23
5.3.2) Lomadas muy suaves.....	24
5.4) Región IV Zona Serrana.....	25
6) BIBLIOGRAFÍA CONSULTADA.....	28

1) OBJETIVOS

1.1) Generales

En este trabajo se presenta el Mapa Geológico actualizado del departamento de Maldonado a escala 1/100.000

Para su realización se tuvieron en cuenta:

- a) Los antecedentes geológicos de las áreas que presentaban un buen soporte de información.
- b) La información geológica que se generó de los trabajos de campo y laboratorio, efectuados en el marco de este Proyecto.

Los resultados finales se exponen en el presente documento y en el Mapa Geológico correspondiente al área del departamento.

1.2.) Específicos

El trabajo permitió alcanzar objetivos específicos que se exponen a continuación:

- a) Se redefinieron unidades geológicas integrantes del Cuaternario y del Basamento Cristalino.
- b) Se actualizó la Columna Estratigráfica del Departamento
- c) Se aportó información geológica, al banco de datos del departamento, de sitios con afloramientos estudiados en este Proyecto y Proyectos anteriores.

2) EQUIPO DE TRABAJO

El proyecto se lleva a cabo en el marco del Acuerdo de Cooperación Científico-Técnico, firmado en su oportunidad entre la DI.NA.MI.GE. y la Facultad de Ciencias (Universidad de la República).

Los recursos humanos están conformados por: Profesionales, y Técnicos de la DI.NA.MI.GE. (1), y Docentes del Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias (2),

La coordinación del Proyecto estuvo a cargo de los Ing. Agr. Jorge Spoturno (1, 2) y Pedro Oyhantçabal (2).

En la ejecución técnica participaron además: la Lic. Judith Loureiro (1) y la Bach. Alejandra Pascale (2).

Los trabajos de apoyo, como elaboración de Secciones delgadas, estuvieron a cargo del Sr Leonardo Pifaretti (1), los trabajos de escaneado digitalización y compaginación fueron efectuados por la Lic. Judith Loureiro.

Se contó también con la colaboración del equipo de choferes y el asesoramiento del Centro de Cómputos de la DINAMIGE.

Se agradece muy especialmente la cooperación desinteresada y generosa de los Técnicos y Compañeros, de la División Geología de DINAMIGE: Javier Techera, Richard Arrighetti y Viviana Gianotti, sin su participación no hubiera sido posible, completar los diversos trabajos de corrección de los mapas el diagramado y procesamiento de fotografías y la corrección y ajuste del informe técnico.

3) MATERIALES

3.1) Documentos Cartográficos

Para la realización del trabajo se contó con documentos cartográficos, en su gran mayoría proporcionados por el Servicio Geográfico Militar, Catálogo (1995) en adelante SGM, según el detalle que se expone a continuación:

- Mapas Topográficos, Escala 1/50.000, correspondientes a las Hojas que se señalan en el Cuadro de Distribución de Hojas que está representado en el área marginal del Mapa Geológico del Departamento.
- Fotoplanos, a Escala 1/50.000, de las hojas equivalentes a los Mapas Topográficos de la misma Escala.
- Mapas Planialtimétricos, Escala 1/100.000, correspondientes a las siguientes Hojas: Piriápolis (96), Las Ánimas (88), Punta del Este (95), Garzón (97), Aiguá (79).
- Fotografías Aéreas Escalas 1/40.000 y 1/20.000 (1966) Misiones SOFRATOP-Paris- Francia y Cruzeiro do Sul SA - Río de Janeiro respectivamente

- Fotoíndices Escala 1/100 000 de fotografías aéreas a escalas 1/40.000 y 1/20.000.
- Imágenes Satelitales Landsat Escala 1/100.000 y Google Earth.

Los mapas topográficos Escala 1/100.000 y 1/50. 000 se utilizaron para el levantamiento de la información geográfica, topográfica y toponímica y para su utilización como documentos de base en la construcción del soporte geográfico a partir del escaneo y la digitalización.

Las fotografías aéreas y las imágenes satelitales, fueron utilizadas para realizar estudios de fotolectura, fotoanálisis y fotointerpretación geológica, así como para la ubicación de puntos descriptos en el campo, escaneo, georreferenciamiento y digitalización de la información geológica final procesada en las fotografías aéreas.

Los fotoplanos se emplearon para plotear límites geológicos preliminares obtenidos de los análisis de fotolectura y fotointerpretación y campo y para el reconocimiento general de las principales estructuras.

Los fotoíndices e imágenes satelitales fueron necesarios para efectuar reconocimientos geológicos regionales y para la localización e individualización de las bandas de fotos aéreas.

Además de la información cartográfica del SGM, se contó con las imágenes extraídas del Google Earth. Esta documentación, se utilizó especialmente para consultar: el reconocimiento de caminería actualizada, cambios en el uso del suelo y aspectos geoestructurales regionales.

3.2) Apoyo Logístico

Para las tareas de campo se contó con vehículos doble tracción provistos por Facultad de Ciencias y DINAMIGE.

Para la identificación y registro de puntos de campo con interés geológico, se utilizó el GPS Garmin Modelo GPSMAP 60 CSx con utilización del Datum Yacaré con coordenadas planas así como coordenadas geográficas WGS 84.

La preparación de cortes petrográficos y descripción de secciones delgadas se realizó con el equipamiento de la DINAMIGE y del Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias respectivamente.

Para el proceso de, georreferenciamiento y digitalización de imágenes, en la construcción de la Base Geográfica y Mapa Geológico se utilizó el Software Arc-Gis 9 Versión 9.3.1

4) MARCO GEOGRÁFICO

4.1) Localización, Superficie y Límites

El departamento de Maldonado, se localiza en la región sur-sureste del Uruguay. Un baricentro aproximado puede considerarse el Cerro Catedral, ubicado en el interfluvio de la Sierra de Carapé, cuyo valor de coordenadas es: 34°22'57" Latitud Sur y 54°40'27" Longitud oeste.

Presenta una superficie de 4793 km² (Instituto Nacional de Estadísticas 2006), los Departamentos vecinos son: en el oeste Canelones, en el norte Lavalleja y en el este Rocha, por el sur, está abierto hacia la costa del Río de la Plata y la Plataforma Continental del Océano Atlántico.

El límite con Canelones es el Arroyo Solís Grande, con Lavalleja el interfluvio de la Sierra de Carapé y el Arroyo Aiguá y con Rocha los Arroyos Alférez, Garzón y la línea media de la Laguna de Garzón.

4.2) Geografía Física

El mapa de la Figura Nº 1 esquematiza los principales aspectos de la geografía física departamental.

La fisiografía, se caracteriza por un sistema serrano, que predomina en las regiones suroeste, centro, este y centro norte y un sistema de lomadas, en la región sureste y norte.

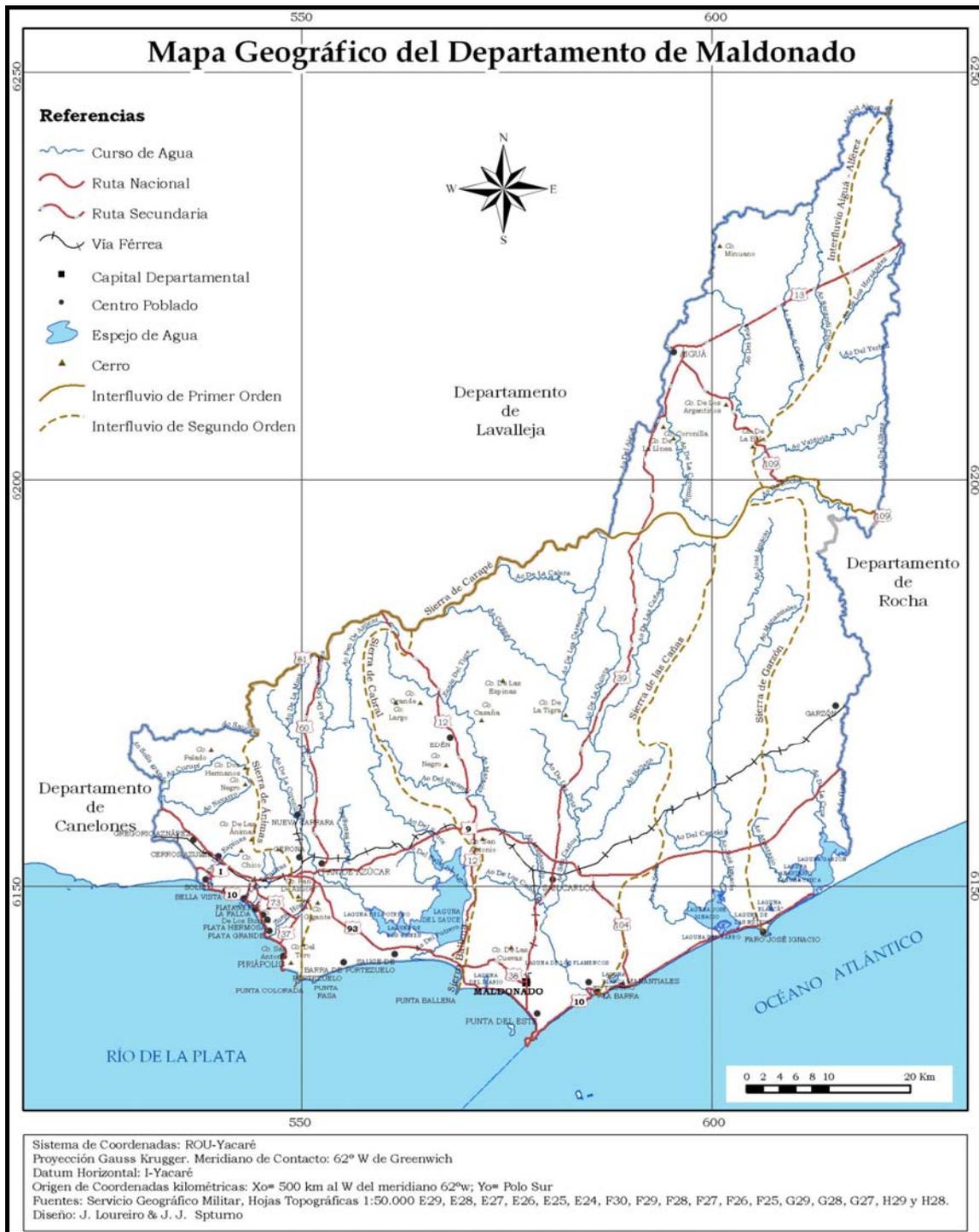


FIGURA Nº1 Mapa Geográfico del Departamento de Maldonado.

La principal divisoria de aguas, es la Sierra de Carapé, presenta una dirección este-noreste, que deslinda la cuenca de la Laguna Merín por el Norte y la Cuenca del Río de la Plata y Océano Atlántico por el Sur. Este alto fisiográfico, comienza en el oeste en el entronque con la Sierra de Animas, continúa hacia el este por la zona limítrofe con

Lavalleja, atraviesa el centro del departamento y pasa al departamento de Rocha a la altura de la Ruta 109

La cuenca de la laguna Merín, ocupa una pequeña zona, en el vértice norte del departamento, está comprendida entre los Arroyos Aiguá, en el oeste, Alférez en el este y la Sierra de Carapé por el sur.

La fisiografía de esta zona, muestra un interfluvio de dirección noreste que divide dos medias cuencas, la mayor del Arroyo Aiguá y la menor del Arroyo Alférez, ambos cursos con dirección y drenaje hacia el norte y noreste.

Varios interfluvios de tercer orden, con dirección noroeste en la cuenca del arroyo Aiguá y noreste en la cuenca del Arroyo Alférez y sus respectivos canales de recepción con dirección equivalente; disectan el paisaje en cuencas menores.

La cuenca del Río de la Plata y Océano Atlántico, ocupa la porción centro sur del Departamento y comprende aproximadamente unos tres cuartos del área total. En su interior se reconocen cuatro interfluvios principales de dirección general norte sur, que de oeste a este corresponden a: Sierra de Animas, Sierra de Cabral, Sierra de Las Cañas y Sierra de Garzón.

Cada una de estas divisorias, definen cinco cuencas de segundo orden que de oeste a este se reconocen como: Solís Grande, Laguna del Sauce, Maldonado - San Carlos, Laguna José Ignacio y Laguna Garzón. La Cuenca de Solís Grande, corresponde al curso de agua del mismo nombre, este canal, tiene tramos rectilíneos cuyas direcciones preferenciales son al norte y noroeste, forma parte del límite con el departamento de Canelones.

En Maldonado, le corresponde porción este- sureste de la cuenca; en esta región, canales menores, de direcciones este oeste y noreste suroeste, cuyas cabeceras se localizan en la falda de la Sierra de Animas, cortan esta porción de la cuenca, los que a su vez, generan interfluvios y subcuencas de menor área.

La Cuenca de la Laguna del Sauce, se localiza entre los interfluvios de Sierra de Animas, Sierra de Carapé y Sierra de Cabral, tiene conexión con el Río de la Plata mediante el Arroyo del Potrero. Los canales principales que drenan directamente a la Laguna del Sauce son los Arroyos Pan de Azúcar y del Sauce, ambos, poseen drenaje hacia el sur-sureste, sus tramos son en su mayor parte de tipo rectilíneo, con direcciones preferenciales al noroeste y al norte y las subordinadas al noreste. El Arroyo Pan de Azúcar es el que presenta la mayor área de cuenca, que a su vez está disectada por numerosos canales menores que tienen sus vertientes en las laderas este y sureste de las Sierra de Ánimas y Carapé respectivamente. El Arroyo del Sauce es un canal menor con escasa disección cuyas nacientes se encuentran en las laderas suroeste de la Sierra de Cabral.

La Cuenca de los Arroyos Maldonado y San Carlos, está comprendida entre los interfluvios de: Sierra de Cabral, Carapé, Las Cañas y Cuchilla de Maldonado. Se localiza en la región centro sur del departamento y es la cuenca de mayor extensión.

Los colectores principales son los Arroyos de Maldonado y San Carlos, ambos cursos de agua, confluyen, al sur de la ciudad de San Carlos, que luego derivan; a través de un sistema de bañados, pequeñas lagunas, y un canal colector único; hacia el Océano Atlántico en la zona conocida como Barra de Maldonado.

El Arroyo Maldonado es el colector que recepciona el drenaje de la porción oeste- noroeste de la cuenca, se trata de un sistema de canales rectilíneos de dirección general al noroeste, cuyos subsidiarios, presentan direcciones al noroeste norte y nor-noreste y sus cabeceras se localizan en las laderas al este noreste de Sierra de Cabral y al sur sureste de la Sierra de Carapé.

El Arroyo San Carlos es el canal más extenso, recepciona el drenaje de las regiones nor-noroeste, norte, noreste y este de la cuenca, sus cabeceras se localizan en la ladera sur de la Sierra de Carapé. Presenta un sistema de canales subsidiarios de tipo rectilíneo cuyas

direcciones preferenciales son: en la porción izquierda de la cuenca hacia el nor-noreste, y en la porción derecha al noroeste; direcciones subordinadas, de cursos menores, presentan direcciones este-oeste a noroeste.

La cuenca de la Laguna José Ignacio, es una faja relativamente angosta, de dirección norte sur, que se localiza en la región centro-este del departamento. Se deslinda por la Sierra de Las Cañas en el oeste, la Sierra de Carapé en el norte y la Sierra y Cuchilla de Garzón en el este. El colector principal es el Arroyo José Ignacio, presenta una disposición rectilínea con tramos uni a bidireccionados con direcciones norte sur a nor-noreste; sus colectores secundarios, poseen direcciones generales al noroeste y noreste respectivamente.

Colectores menores, que descargan directamente en la Laguna José Ignacio, como el Arroyo Escudero se reconocen en la porción suroccidental de esta cuenca.

La descarga de la Laguna José Ignacio, que se sitúa en la planicie costera, se operaría de manera subsuperficial, a través del sistema poroso de las arenas de dunas y barras costeras, que la separan de la costa atlántica.

La cuenca de la Laguna de Garzón, ocupa las regiones sureste de Maldonado y suroeste del departamento de Rocha. En Maldonado, representa la porción oeste de la misma, está definida por las Sierras y Lomadas de Garzón por el oeste y las Sierras de Carapé - Coronilla por el norte. Es un sistema que posee características morfológicas y fisiográficas similares a la cuenca vecina de José Ignacio.

El Arroyo Garzón, que limita con Rocha, es el colector principal, tiene dirección sur-norte de tipo rectilínea sus colectores secundarios presentan direcciones generales al noroeste. La salida al sistema marítimo, se opera de manera similar a la que ocurre en la Laguna José Ignacio.

4.3) Geografía Humana

Según el Censo 2011 del Instituto Nacional de Estadísticas (INE) la población estable del departamento es de 161571 habitantes de las cuales un 50,8% son mujeres y un 49,2% son hombres. Del conjunto de la población, un 97,25 % vive en los centros urbanos y un 2,75 % en el área rural.

Esta distribución urbana, está casi completamente concentrada en la región sur, con la capital departamental y diversos centros poblados, repartidos en la Faja Costera y Terrenos Ondulados; una única población existe en el área noroeste en el límite con Lavalleja.

El uso de la tierra está repartido entre la actividad ganadera y la forestal, radicada básicamente en las regiones serranas y onduladas.

El turismo se radica especialmente en el área de la Faja Costera, aunque cada vez toma mayor impulso el turismo serrano y de chacra o estancia.

La actividad minera tuvo su auge, durante el siglo pasado, con la explotación de rocas ornamentales, particularmente mármoles y granitos, sienitas, etc. al presente, solo existe una cantera de mármol blanco y otra de granito gris. En la actualidad el rubro está direccionado a la explotación de áridos para la industria de la construcción, carbonatos para fabricación de cemento, cales y aguas minerales.

5) Geomorfología

En el Departamento se distinguen básicamente tres regiones geomorfológicas: Región I Faja Costera, Región II Planicies interiores, Región III Terrenos Ondulados Region IV Serrana. Se considera que el desarrollo de estas geoformas deriva básicamente de condicionantes geológicas y climáticas que ocurrieron especialmente desde el Mesozoico hasta el presente (Figura 2).

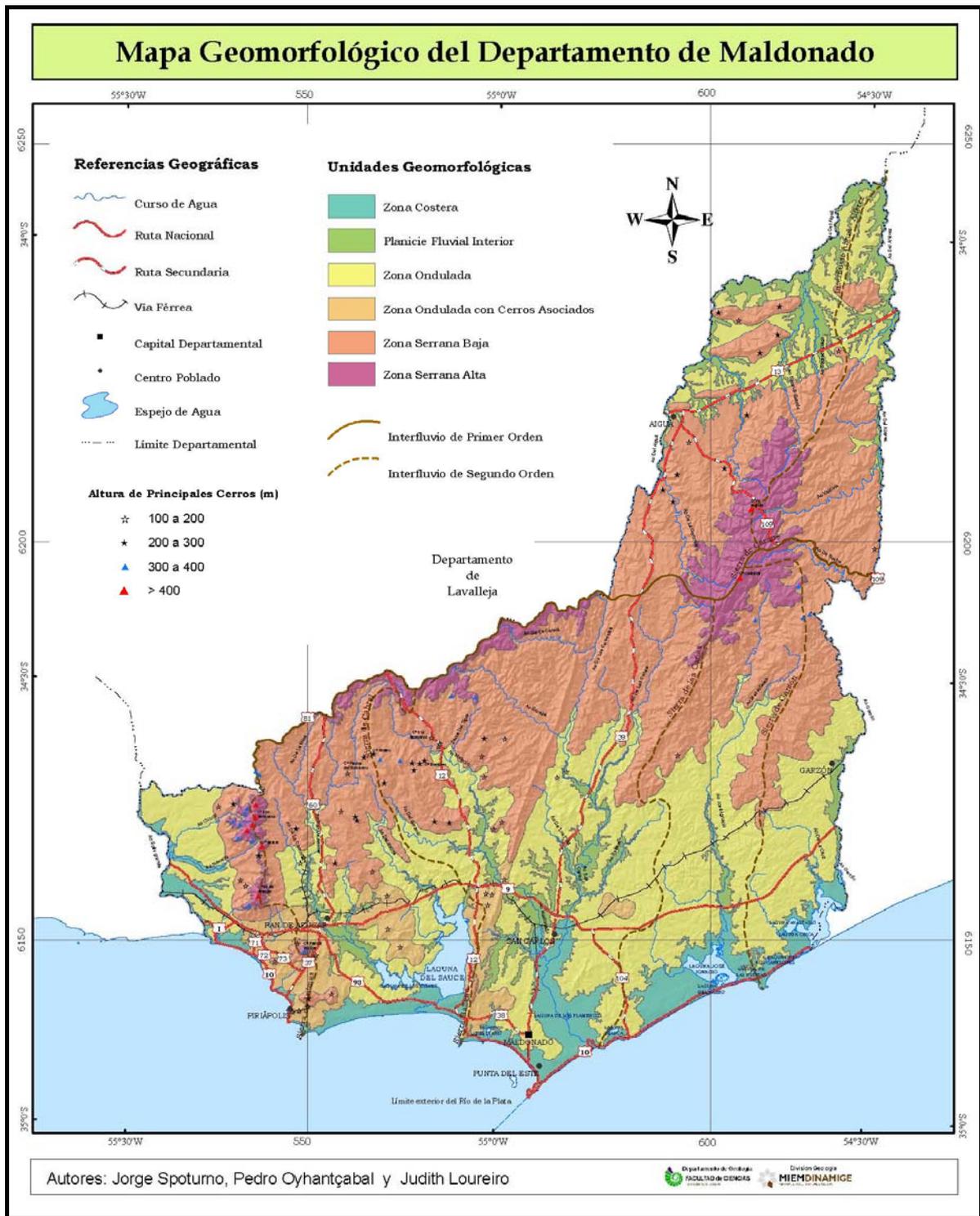


Figura 2: Mapa geomorfológico del departamento de Maldonado

5.1) Región I Faja Costera

Se trata de una faja continua situada entre la desembocadura del Arroyo Solís Grande y la Laguna de Garzón. Las dimensiones son de 100 km de largo aproximadamente, en tanto que el ancho de ésta faja puede variar desde algunos cientos de metros hasta varios kilómetros.

La ocurrencia de múltiples afloramientos de rocas tenaces , con variaciones composicionales, texturales y estructurales, así como el accionar de diferentes procesos costeros ocurridos especialmente desde el Terciario hasta el Actual son los que condicionan, la magnitud y morfología actual de esta faja.

Dentro de esta faja es posible reconocer cuatro zonas, cada una, con características propias: la *Zona 1* entre la barra del Arroyo Solís Grande y la Punta Rasa, la *Zona 2* entre Punta Rasa y Punta Ballena, la *Zona 3* entre Punta Ballena y Barra de Maldonado y la *Zona 4* entre la Barra de Maldonado y la Barra de la Laguna de Garzón.

5.1.1) Zona 1: Barra del Arroyo Solís Grande - Punta Rasa

En esta Zona, la línea de costa presenta una dirección general oeste-noroeste. A lo largo de la misma, el rasgo morfológico significativo se caracteriza por una serie de bahías alargadas, cada una de ellas, con moderada concavidad y asimetría hacia el este, rellenas por depósitos de playa y de acumulaciones eólicas. Las bahías, alternan con pequeñas penínsulas o puntas rocosas caracterizadas en su gran mayoría por materiales de origen ígneo: rocas graníticas, y efusivas ácidas, en forma subordinada, ocurren pequeñas salientes de materiales sedimentarios endurecidos como meta-areniscas y limos carbonatados.

Hacia la porción interior la faja de playa pasa a pequeños depósitos de dunas eólicas costeras que se instalan sobre materiales rocosos de origen ígneo y sedimentos continentales antiguos, que son parte del sustrato.

5.1.2) Zona 2: Punta Rasa - Punta Ballena

Aquí la costa, presenta una dirección general este-oeste, su perfil es de una ensenada muy abierta algo asimétrica cuya concavidad mayor esta recostada en la porción este, contra Punta Ballena.

Una sección transversal de esta costa, desde la porción distal al continente, muestra las siguientes asociaciones morfo-genéticas:

- Una extensa faja de playa, de ancho constante no mayor a 100 metros, apenas interrumpida por el canal de desembocadura del Arroyo del Potrero; se caracteriza por arenas medias a muy gruesas cuarzosas blanquecinas.

- Una zona de berma, cuyo espesor parece incrementarse, de oeste a este, caracterizada también por arenas de granulometría variable, cuarzosas y blanquecinas.

- Un sistema de dunas, que cubre parcialmente la zona de berma y/o los sedimentos y rocas más antiguas que se desenvuelven hacia el continente. De la observación del cordón de dunas, surge que este sistema se ensancha de oeste a este, desde el Balneario Sauce de Portezuelo hasta la Sierra Ballena, llegando por el norte hasta la Laguna del Sauce y formando parte, junto con la barra de arena costera (berma) que la subyace, del cuerpo de sedimentos que cierra la Laguna del Sauce.

Por detrás de las asociaciones ya descritas, se reconocen dos Subzonas: la Subzona 1 entre Punta Rasa y el Arroyo del Potrero y la Subzona 2 desde el Arroyo del Potrero hasta Punta Ballena.

En la **Subzona 1 (Punta Rasa - Arroyo del Potrero)** se observan las siguientes asociaciones morfo-genéticas:

- Una faja relativamente angosta de una terraza baja cuyo sustrato está caracterizado por los depósitos de arenas muy finas y barros holocénicos.

- Un paleo entalle de abrasión marino, con tapiz de suelo, paralelo a la línea de costa que continua por el canal del Arroyo del Potrero y la costa suroeste de la Laguna del Sauce.

Está parcialmente degradado, y presenta entalles de cárcavas con dirección perpendicular al frente de abrasión. Ver Foto N° 1

-Una terraza superior, de cota no mayor a 20 metros, caracterizada por una planicie cuyo sustrato lo constituyen los depósitos arenosos transgresivos de la Formación Chuy en el base y los limos arcillosos aluviales, de la Formación Dolores en el techo.

Un sistema de lomadas caracterizada por limos arcillosos antiguos de la Formación Libertad y pequeñas ventanas de rocas antiguas del Neoproterozoico.

El conjunto de facies morfo-genéticas se encuentra parcialmente cubierto por pequeños médanos y/o sábanas de arenas cuya ocurrencia disminuye hacia el continente.

La **Subzona 2 (Arroyo del Potrero - Punta Ballena)** muestra que detrás de la extensa berma de playa y campos de médanos se ubica la Laguna del Sauce cuyos depósitos de fondo están constituidos por barros y arenas finas de la transgresión Holocénica. Los límites norte y este de esta laguna se encuentran bordeados por materiales del cuaternario continental antiguo y rocas del basamento Neoproterozoico.

5.1.3) Zona 3: Punta Ballena - Barra de Maldonado

Esta zona, presenta básicamente dos direcciones, ambas con claro control geológico generadas por las salientes de Punta Ballena, en el oeste, Punta del Este en su parte central y la rocosidad de La Barra en el este.



Foto 1: Detalle de paleo-entalle de abrasión costera, en parte coluviado, que actúa como límite geomorfológico entre dos terrazas y límite geológico entre las Formaciones Dolores y Villa Soriano

La Punta Ballena es la saliente rocosa más importante de esta región. Se trata de una Zona de Cizalla compuesta de pórfidos miloníticos muy tenaces (Oyhantçabal P. 2005) que desarrollan un relieve positivo muy fuerte, cuyas cotas son superiores a los 50 metros a escasos 200 metros de la costa. Esta saliente, presenta una dirección general 010° - 020° tiene una extensión hacia el interior del mar, de pocos kilómetros en tanto que hacia el continente continúa por cientos de kilómetros.

La Punta del Este, situada en la parte central de esta faja, es la saliente que determina un cambio en la dirección regional de la costa. Se trata de un conjunto rocoso caracterizado por ortoneises de la unidad Cerro Olivo (Masquelín 1990) de dirección general 060° , que en líneas generales, es subconcordante con la dirección de la línea de

costa hacia el este y que se mantiene constante a lo largo de la faja Atlántica.

Las rocas de la península de Punta del Este, definen una importante saliente de unos 3km de largo por casi 1km de ancho y cota superior a 10 metros. Los afloramientos de la península de Punta del Este ocurren de manera aislada del resto de los afloramientos, los más cercanos, están ubicados hacia el oeste, como el Granito de Maldonado en la Punta del Chileno y hacia el este como el Complejo Cerro Olivo, cerca de la desembocadura del Arroyo Maldonado; se presume, que esta península, está ligada al continente por una espesa barra de arena litoral generada en el momento de la transgresión Villa Soriano y que pre transgresión funcionó como una isla rocosa, de la misma manera que las islas Gorriti y Lobos, sugiriendo que la península se originó a partir de un tómbolo.

Entre las salientes rocosas, Punta Ballena, Punta del Este y La Barra ocurren dos extensas ensenadas.

La situada al oeste de Punta del Este, presenta una línea de costa de dirección general oeste-noroeste, y presentando una concavidad casi simétrica. Una sección transversal mostraría desde la costa al continente las siguientes asociaciones morfo-genéticas:

- una extensa y continua zona de playa, apenas interrumpida por la saliente rocosa del Chileno, se caracteriza por arenas de granulometría media a gruesa y mineralogía cuarzosa.

- una posible y discontinua zona de berma de arenas, cubierta por extensos campos de médanos y sábanas de arenas, actualmente degradados y desvastados por la acción antrópica, los campos de médanos se estima que se extendían hacia el continente por varios kilómetros, cubriendo parcialmente las Formaciones Sedimentarias antiguas y rocas del Basamento Cristalino. La mayor amplitud de este campo de médanos fue precisamente entre Maldonado y Punta del Este.

La segunda porción de costa se localiza entre Punta del Este y Barra de Maldonado. Se trata de una costa casi rectilínea a ligeramente cóncava de dirección 060°.

Una sección transversal mostraría un perfil morfo-genético similar a la porción de costa al oeste de Punta del Este. La excepción la constituye la zona más este, cercana a La Barra, donde la posible berma, no visible, y los campos de médanos forman parte de la barra de cierre del sistema fluvial del Arroyo de Maldonado y sus bañados.

5.1.4) Zona 4: Barra de Maldonado - Barra de Laguna Garzón

En esta zona, la línea de costa mantiene la dirección general 0.60 que se observa en la Zona 3. Teniendo en cuenta el criterio morfo-genético, se reconocen dos subzonas: Subzona 1, entre las Barras de los Arroyos Maldonado y Manantiales y Subzona 2, entre las Barras del Arroyo Manantiales y de la Laguna Garzón.

La subzona 1: Barras de Arroyos Maldonado y Manantiales.

Comprende una porción donde se observan pequeñas salientes rocosas del Complejo Cerro Olivo que alternan con micro bahías que en buena parte modifican el rumbo general de la costa, tomando direcciones locales al noroeste. En las ensenadas ocurren acumulaciones arenosas de playa y de removilización eólica que cubren parcialmente las rocas del basamento.

La subzona 2: Barras de Arroyo Manantiales-Laguna Garzón.

Se trata de una costa rectilínea cuya dirección es interrumpida por la saliente de José Ignacio, cuyo origen presentaría condiciones similares a las señaladas para Punta del Este.

De manera general, una sección perpendicular de esta zona, desde la línea de costa al continente, muestra las siguientes asociaciones morfo-genéticas:

- Faja de playa actual continua, rectilínea, de pendiente suave a moderada con amplio predominio de fracción arena.

- Faja de berma, más antigua, paralela a la línea de playa con forma aplanada a ligeramente convexa, caracterizada por depósitos de arenas de granulometría variable.
- Campos de médanos y/o sábanas de arena sobrepuestos a la berma arenosa que transgreden parcialmente, hacia el interior del continente rocas y materiales sedimentarios antiguos.
- Barrancas, y/o paleofrentes de abrasión costeros parcialmente degradados. Ocurren paralelos a la línea de costa y bordean la periferia de las Lagunas de José Ignacio y Garzón.
- Restos y/o relictos de terrazas de cota no mayor a 10 metros, integradas por depósitos pleistocénicos de las Formaciones :Chuy (marino litoral , en la base) y Dolores (continental, en el tope).

Por encima de las terrazas y rocas del basamento ocurren retazos de mantos de arenas y/o médanos antiguos con cobertura de suelos arenosos.

Entre el frente de barranca y la berma de la costa, se localizan las Lagunas de Garzón y José Ignacio y áreas de bañado, además de paleolíneas arenosas de retroceso y barros holocénicos.

5.2) Región II Planicies Interiores

Las planicies interiores se localizan en la porción inferior y media de los valles asociados a los principales cursos de agua. Los arroyos Solís Grande, Pan de Azúcar, Maldonado, San Carlos, Aiguá y Alférez son los que presentan esta característica. Su desarrollo, se relaciona con el tamaño del curso de agua, su amplitud mayor ocurre hacia la zona de desembocadura, acuñándose en dirección a las nacientes. El tipo de sustrato geológico que se asocia es un factor preponderante en el desarrollo de estas planicies. Los sedimentos holo pleistocénicos, de tipo arcillo-limoso, son los que presentan un mayor desarrollo superficial de estos sistemas de terrazas; por el contrario, los materiales del basamento cristalino presentan valles angostos, entallados en la roca y/o terrazas incipientes de escaso desarrollo y

recortadas por barrancas derivadas de la erosión de las márgenes de los cursos de agua.

Según su cota topográfica se reconocen dos tipos: Planicies muy bajas y Planicies bajas, las que se describen a continuación.



Foto 2: Planicie interior, junto con el desarrollo de lomadas muy suaves

5.2.1) Planicies muy bajas

Se encuentran entre 0 y 5 metros de altitud. Se reconocen dos tipos: fluviales y estero-pantanosas.

Las de tipo Fluvial, se localizan entre los dos entalles de abrasión inmediatos en ambas márgenes del curso de agua. En ese paisaje, domina la dinámica fluvial actual, generando registros caracterizados por procesos acumulativos y destructivos. Los primeros, son básicamente barras de arenas y gravas, meandros y depósitos de decantación de arcillas y limos. Los destructivos, están caracterizados por procesos de abrasión que actúan sobre la barranca de la planicie superior y los depósitos acumulativos recientes, generando un cambio del paisaje materializado por la creación de nuevos canales y el cierre

de otros así como la ampliación del valle debido a la remoción de las paredes laterales.

Las de tipo estero pantanosas y/o de planicie de inundación, ocurren de manera localizada dentro del paisaje, alternando con canales fluviales de geometría diversas. Una observación general muestra que estas áreas son más frecuentes en el curso inferior y en la zona de desembocadura de los canales fluviales. Presentan una napa de agua permanente, el aporte principal es el escurrimiento superficial de las respectivas cuencas proveniente de la lluvia. Por otra parte y particularmente en la zona de la faja costera, las sudestadas provocan una dinámica de estuario con ingreso de agua de mar a través de los canales y las lagunas costeras, generando una subida del nivel de base y el represado de las aguas del continente.

5.2.2) Planicies bajas

Se ubican en los valles de los cursos de agua, entre el entalle de la planicie baja y el sistema ondulado. Tienen su mayor expresión entre las cotas 5 y 20m sobre el nivel del mar.

Presentan una configuración longitudinal paralela a subparalela al curso de agua, en su porción inferior y media, hacia la porción superior, se adelgazan, formando valles planos muy angostos, continuando hacia las cabeceras como una planicie aluvionar muy angosta o con valles en forma de v.

La parte interna de estas planicies se encuentra ligeramente disectada y con suave pendiente general hacia el curso de agua. Cuando es cortada por sistemas fluviales importantes, se reconocen fuertes entalles, que generan formas barrancosas.

Poseen nula a muy débil pendiente, los suelos asociados son pesados, con baja permeabilidad e infiltración, el drenaje es muy pobre y en consecuencia, durante los períodos de lluvia se generan áreas de encharcamiento temporal donde la eliminación de agua se opera, durante los períodos de estiaje, por evaporación y evapotranspiración.

En las áreas inmediatas a los principales cursos de agua y donde la influencia antrópica fue menor, se reconoce una importante vegetación arbustiva de monte indígena que alterna con especies de gramíneas, lo que configura un sistema paisajístico de tipo parque y bosque galería.

5.3) Región III. Terrenos Ondulados

Dentro de este paisaje se distinguen dos padrones fisiográficos: un padrón caracterizado por terrenos ondulados y fuertemente ondulados y un padrón representado por lomadas muy suaves.

5.3.1) Terrenos Ondulados y Fuertemente Ondulados.

Dentro de este sistema orográfico se distinguen además dos formas: con y sin cerros asociados.

5.3.1.1) Formas Onduladas y Fuertemente Onduladas con Cerros Asociados.

Se reconocen dos áreas:

La primer área, ocurre en el suroeste del Departamento, es la más importante y extendida, el paisaje muestra un conjunto de grandes a pequeños cerros cuya cota de base está entre 20 y 40 metros y la cota superior se encuentra entre 390 metros máximo en el Cerro Pan de Azúcar, y entre 100 a 250 metros mínimo en los Cerros del Toro, del Burro, San Antonio, Las Palmas, Sanguinetti, Del Indio, Del Tambo y de las Espinas. Suelen reconocerse además elevaciones menores a 100 metros que resaltan del paisaje. Se trata de formas redondeadas a ligeramente alargadas con abundante rocosidad, caracterizada por bochas redondeadas a subangulares. El desarrollo de vegetación es abundante, con predominio de especies nativas de tipo arbóreo y arbustivo. Las litologías que dominan son sieníticas, traquíticas y riolíticas del Complejo Sierra de Ánimas y rocas graníticas.

La segunda área, se localiza en la porción centro sur del departamento. Aquí se distinguen, según su forma, dos tipos de cerros: muy alargados y redondeados.

Las formas muy alargadas, están muy bien direccionados, entre 010° y 020°, su cota de base se encuentra entre 0 y 50 metros y la cima está comprendida entre 50 y 150 metros. Se caracterizan por pequeños afloramientos de bloques alargados, de aristas angulares y subangulares, se trata de Zonas de Cizalla cuyas litologías son del tipo cuarzo milonita y pórfidos miloníticos (Oyhantçabal 2005); la vegetación nativa, es escasa y localizada, dominando las formas arborescentes. Los más importantes son: Cerros de los Chivos, de la Cruz, del Francés, Miguel, del Diario, Juncal y de la Ballena.

Las formas redondeadas, presentan altitudes entre 50 y 100 metros, se destacan en un paisaje muy suave, son de composición granítica y desarrollan rocosidad en su parte cuspidal.

Se localizan en dos zonas; al este de la Sierra Ballena: Cerros Pelado, Cuevas, Juncal, El Peñasco y de Cortez, y al norte de Ruta 9, a la altura del km 150: Cerro Bellaco.

Las áreas onduladas, que se asocian con los cerros, se reconocen de dos tipos: las que están adyacentes a los cerros y las más alejadas.

Las áreas adyacentes, ocurren radialmente a los cerros si estos, poseen formas circulares o se sitúan paralelas a las caras si los cerros son alargados. Se trata de lomadas de tipo plano-convexa, de pendiente moderada que se incrementa hacia la base de los cerros. Son geoformas caracterizadas por la presencia de numerosos *glacis* de coluvionamiento, de composición lítica, muy grosera en la zona proximal y más fina en las porciones distales. Poseen suelos poco desarrollados, de tipo areno-gravillosos en las áreas de cabecera y horizontes profundos del tipo arcillo gravilloso hacia las laderas bajas. Las áreas más lejanas, son lomadas del tipo cóncavo-convexo, de pendiente moderada, con débil disección, que pueden alternar con el desarrollo de terrazas incipientes; en general presentan buena

cobertura de suelos, de espesor moderado a alto, de textura arcillo limosa y color oscuro.

5.3.1.2) Formas Onduladas y Fuertemente Onduladas sin Cerros Asociados.

Estas formas, poseen una distribución regionalizada entre la Faja Costera y las Zonas Serranas, y en el vértice norte del Departamento. Alternan, de este a oeste, con valles de la Región II (Planicies Interiores) de ancho y longitud variable.

El paisaje muestra un sistema de lomadas cóncavo-convexo a plano convexo sin direcciones preferenciales, con desarrollo de *glacis* de coluvionamiento hacia la zonas serrana y aluvionamiento hacia los valles, que configura un incremento de la madurez paisajística.

Poseen un importante desarrollo de suelos de textura areno-arcillosa y profundidad moderada a alta. Las altitudes están comprendidas, entre 40 y 70 metros.



Foto 3: Adelante Planicie Interior, al fondo Región de Lomadas cóncavo-convexo a plano convexo

5.3.2) Lomadas muy suaves

Se reconocen más bien en la zona vecina a la Faja Costera. Corresponde a un modelo que hace parte del sistema de lomadas, donde el paisaje se suaviza significativamente. Se trata de lomadas, alargadas, con interfluvios extensos, planos a ligeramente convexos, laderas con pendientes planas muy suaves, de tipo simétrica y asimétrica y valles muy extensos de tipo plano. El conjunto presenta frecuentes eluviones, en los interfluvios, glaciares de acumulación de tipo coluvionar y aluvionar en laderas y valles respectivos. Las altitudes máximas para esta región comprenden las cotas 20 a 40 metros.

Un modelo similar, también ocurre en el vértice norte del departamento, donde además estas suaves lomadas, alternan con formas serranas caracterizadas por cerros alargados en sentido este-oeste, con abundantes afloramientos y vegetación arborescente.



Foto 4: Lomadas muy suaves, al fondo inicio de la Zona Serrana Baja

5.4) Región IV Zona Serrana

Es la región más extensa del Departamento, las altitudes están comprendidas entre 100 y 500 metros y constituye la región más

elevada del territorio uruguayo. Esta característica morfo-topográfica, de la región Serrana de Maldonado, forma parte de la divisoria de aguas entre la Cuenca del Río de la Plata - Océano Atlántico por el sur y la Cuenca de la Laguna Merim por el Norte del Departamento.

Los mapas de las Fig. 1 y 2 del departamento, esquematizan la distribución desde esta región; en el suroeste ocurre con dirección sur-norte y se denomina Sierra de Animas, luego cambia de dirección, al este-noreste y sur-norte, pasando a denominarse Sierra de Carapé.

Dentro de este conjunto serrano, se distinguen, desde el punto de vista topográfico, dos Zonas: Serrana Baja y Serrana Alta.

La Zona Serrana Baja tiene altitudes entre 100 y 250 metros, se ubica entre la zona serrana alta y las áreas onduladas (Fig. 2). Se trata de un sistema de lomadas, con pendientes moderadas a fuertes, de tipo cóncavo-convexo, de forma variada desde muy alargadas a irregulares, con valles entallados, con escaso desarrollo de terrazas.

Dependiendo de las características lito-estructurales de las unidades geológicas se destacan algunas formas de relieve particulares, como ejemplos: La Sierra de Cabral, derivada de la generación de un pliegue de arrastre con flancos de dirección Nor- noroeste y concavidad hacia el norte, y las Sierras de La Ballena y de los Caracoles, generadas por una zona de cizalla con rocas miloníticas y ultramiloníticas de composición más bien félsica.

La zona, presenta una densidad de afloramientos moderada que alterna con desarrollo de depósitos eluviales derivados de alteración meteórica y pequeños glacis de coluvionamiento que rellenan y modelan el micropaisaje. Sobre los glacis y los eluviones, el desarrollo de suelo es mayor, caracterizado por materiales areno gravillosos con variable contenido de arcilla.

El desarrollo vegetativo se caracteriza por un sistema tipo parque, con desarrollo de árboles de especies nativas que alternan con pasturas graminales. Ver Fotos N° 5 y 6



Foto 5



Foto 6

Fotos 5 y 6: Paisajes característicos de la Zona Serrana Baja

La Zona Serrana Alta, presenta altitudes mayores a los 250 metros con un máximo de 514 metros representada por el Cerro Catedral, punto de mayor altitud del Uruguay, se encuentra rodeada por la Zona Serrana Baja, constituye una de las principales divisorias de aguas del país. La porción interfluvial, es un paisaje que presenta moderado aplanamiento, interrumpido localmente por cerros de diferente porte, con abundancia de afloramientos particularmente de morfología de bochas y composición granítica. Las laderas tienen pendientes moderadas a muy fuertes y los entalles que corresponden a cabeceras de cursos de agua se asocian a planos de fracturas. Ver Fotos 7 y 8

La densidad de afloramientos es moderada a alta, con escasos y pequeños eluviones y glaciares de acumulación. El suelo tiene poco desarrollo, en general está asociado a las zonas eluviales, de glaciares y de fracturación intensa. La vegetación que predomina es de tipo arbórea y arbustiva que generalmente ocurre en las áreas entalladas y de fractura.

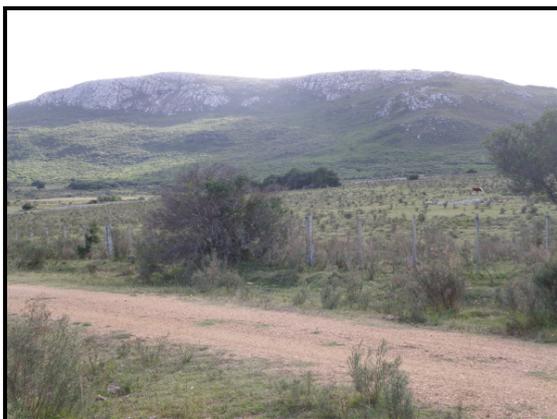


Foto 7: Cerro Betete, interfluvio con rocosidad y laderas con depósitos de Coluvionamiento



Foto 8: Detalle de interfluvios y ladera alta de gran rocosidad

6) Bibliografía consultada

- Instituto Nacional de Estadísticas (INE) (2011). Censo Nacional de Población y Vivienda del Uruguay.
- Masquelín, H.C. (1990) Análisis estructural de las zonas de cizalla en las migmatitas de Punta del Este. Uruguay. Simposio Sul-Brasileiro de Geología. Acta Geológica Leopoldensia. 13 (30): 139-158. San Leopoldo. Brasil.
- Oyhantçabal P. (2005) The Sierra Ballena Shear zone kinematics, timing and its significance for the geotectonic evolution of southeast Uruguay 2005 tesis Doctoral.U. de Gottingen Alemania Federal.
- Servicio Geográfico Militar (1982). Boletín de Distribución de Documentos Cartográficos.
- Servicio Geográfico Militar (1982).Nociones para el empleo de Cartas Topográficas. Manual Técnico Nº 1.
- Servicio Geográfico Militar (1995). Catalogo Cartográfico Diseño Ejecución e Impresión: Servicio Geográfico Militar

PROYECTO

MAPAS GEOLOGICOS DEPARTAMENTALES

ESCALA 1/100 000

ACUERDO DE COOPERACIÓN CIENTÍFICA Y TÉCNICA
FACULTAD DE CIENCIAS (UDELAR)-DIRECCIÓN NACIONAL DE
MINERÍA Y GEOLOGÍA (MIEM)

Coordinadores

JULIO JORGE SPOTURNO^(1,2) Y PEDRO BERNARDO
OYHANTÇABAL⁽¹⁾

(1)Profesor Adjunto del Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias (UDELAR)

(2)Geólogo de la División Geología de la Dirección Nacional de Minería y Geología (MIEM)

Primera edición

Montevideo, noviembre 2012

MAPA GEOLÓGICO DEL DEPARTAMENTO DE MALDONADO
ESCALA 1/100 000

Memoria Explicativa

Capítulo II

GEOLOGIA

AUTORES

Julio Jorge Spoturno ^(1,2)

Pedro Bernardo Oyhantçabal ⁽¹⁾

Judith Loureiro ⁽²⁾

(1)Profesor Adjunto del Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias (UDELAR)

(2)Geólogo de la División Geología de la Dirección Nacional de Minería y Geología (MIEM)

(3)Profesor Asistente del Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias (UDELAR)

Montevideo, noviembre de 2012

ÍNDICE

1) Presentación.....	1
2) Metodología.....	5
3) Contexto Geológico.....	6
4) Geología del Área.....	10
4.1) Estratigrafía.....	10
4.2) Geología Descriptiva.....	14
4.2.1) Paleoproterozoico.....	14
4.2.1.1) Unidad Campanero.....	14
4.2.2) Meso – Neoproterozoico.....	20
4.2.2.1) Complejo Zanja del Tigre.....	20
4.2.3) Neoproterozoico.....	31
4.2.3.1) Grupo Lavalleja.....	31
4.2.3.2) Complejo Cerro Olivo.....	36
4.2.3.3) Magmatismo.....	47
4.2.3.3.1.) Granito El Renegado.....	47
4.2.3.3.2) Granito de Puntas de Mataojo.....	48
4.2.3.3.3) Granito Cañada de la Mina.....	50
4.2.3.3.4.) Granito de Solís de Mataojo.....	50
4.2.3.3.5.) Batolito de Aiguá.....	52
4.2.3.3.5.1) Principales intrusiones.....	55
4.2.3.3.6.) Granitos de la Calera y Escondido.....	79
4.2.3.3.7) Granitos de Dos Hermanos, Bombero, Cerro Mateo Piedra del Sombrero.....	80
4.2.3.3.8.) Granito José Ignacio.....	81
4.2.3.3.9.) Granito de la Sierra de Garzón.....	83
4.2.3.4) Rocas magmáticas y sedimentarias asociadas a la Extensión Brasiliana.....	84
4.2.3.4.1) Grupo Maldonado.....	86
4.2.3.4.1.1) Formación Playa Hermosa.....	86
4.2.3.4.1.2) Formación Las Ventanas.....	91

4.2.3.4.1.3) Formación San Carlos.....	98
4.2.3.4.2) Complejo Sierra de Animas.....	104
4.2.3.5.) Zonas de Cizallamiento.....	117
4.2.3.5.1) Zona de Cizalla Sarandí del Yí (ZCSY).....	118
4.2.3.5.2) Zona de Cizalla Sierra Ballena (ZCSB).....	120
4.2.3.5.3) Zonas de Cizallas: Puntas de las Palmas (ZCPLP), Paso de los Talas (ZCPLT) y Cañada del Sauce (ZCCS).....	124
4.2.3.5.4) Zona de Cizalla Cordillera (ZCC).....	131
4.2.4) Mesozoico- Cretácico Inferior.....	134
4.2.4.1) Formación Puerto Gómez.....	136
4.2.4.2) Formación Mígues.....	142
4.2.4.3) Formación Arequita.....	148
4.2.4.4) Gabro El Canarito.....	157
4.2.5) Cenozoico.....	159
4.2.5.1) Terciario Superior-Oligoceno.....	161
4.2.5.1.1) Formación Fray Bentos.....	161
4.2.5.2) Terciario Superior – Mioceno.....	164
4.2.5.2.1) Formación Camacho.....	164
4.2.5.3) Terciario-Cuaternario.....	164
4.2.5.3.1) Plio-Pleistoceno.....	164
4.2.5.3.1.1) Formación Malvín.....	164
4.2.5.3.1.2) Formación Raigón.....	167
4.2.5.4) Cuaternario.....	171
4.2.5.4.1) Pleistoceno.....	171
4.2.5.4.1.1) Formación Libertad.....	171
4.2.5.4.1.2) Formación Chuy.....	176
4.2.5.4.1.3) Formación Barrancas.....	179
4.2.5.4.1.4) Formación Dolores.....	182
4.2.5.4.2) Holoceno.....	187
4.2.5.4.2.1) Formación Villa Soriano.....	187
4.2.5.4.2.2).Unidad Cañada de los Ceibos.....	193
4.2.5.4.2.3) Reciente y Actual.....	195
5) Bibliografía	203
6) Anexo.....	217

1) Presentación

El Mapa Geológico del Departamento de Maldonado a Escala 1/100.000, constituye la primera edición de un documento gráfico completo en versión digital y georreferenciado de esta división política.

Se incorpora además la Memoria Explicativa donde se presenta, un estado mas actualizado de conocimientos acerca de las unidades geológicas separadas y reconocidas así como de los procesos que actuaron en su generación y posicionamiento actual.

Para el desarrollo y ejecución de los trabajos se contó con la información cartográfica conocida así como de los nuevos aportes del proyecto.

El primer trabajo cartográfico fue realizado por Macmillan (1933). Se trata de un levantamiento geológico general con mapas a Escala 1/50 000 de la región sur occidental de los Departamentos de Maldonado y Lavalleja. En grandes líneas, este autor presenta una separación de áreas graníticas y néisicas, el complejo metamórfico de la Serie de Minas y las rocas volcánicas de Sierra de Animas.

Durante los años 1965-1966 la Cátedra de Geología de la Facultad de Agronomía, en el marco del Proyecto: Misión Aiguá-Lascano, realizó el mapeo a escala 1/100 000 de una región situada entre ambas localidades, donde comprendió precisamente, una parte del vértice norte del Departamento. En ese Proyecto se utilizaron por primera vez imágenes a Escala 1/ 40 000 de la Misión Trimetrogón cuyas fotos fueron tomadas por la Fuerza Aérea de los Estados Unidos en 1943.

Los resultados del Proyecto, y de las primeras dataciones geocronológicas de Umpierre (1965), definieron la cartografía y la estratigrafía de la cuenca del Arroyo Aiguá, separando un conjunto de lavas ácidas y básicas con edades comprendidas entre 120 y 130 Ma.

En la década de los 80 y principios de los 90, en el marco del Proyecto Inventario Minero Nacional, la DINAMIGE realiza un levantamiento geológico general escala 1/50000. En función de los trabajos de geoquímica estratégica, se elaboran documentos con énfasis en la separación de litologías, que se denominaron esbozos geológicos.

En el Departamento, las Hojas elaboradas fueron: Las Animas, Fuente del Puma, Aiguá, Las Cañas, Carapé, Cordillera y Sierra de los Caracoles.

Midot (1983) dentro del Proyecto Inventario Minero Nacional de DINAMIGE, realiza un estudio geológico y metalogénico de la porción este de las Hojas: Las Animas, Fuente del Puma y Minas, región que hace parte de la porción suroeste del Departamento de Maldonado.

Los mapas geológicos a escala 1/50 000 presentados por este autor, exponen los principales tipos litológicos las grandes estructuras y las mineralizaciones más importantes.

Preciozzi et al (1989) en el marco del Proyecto Carta Geológica del Uruguay a escala 1/100.000, realizaron el mapeo y memoria explicativa de la Hoja Piriápolis, separando litocronológicamente unidades antiguas y recientes del Neoproterozoico y Cuaternario.

Oyhantçabal et al (1993a), mapean y describen geoestructuralmente la zona comprendida entre la Sierra de Animas y el Arroyo Solis Grande. En tal sentido caracterizan por primera vez un conjunto de granitos sinorogénicos y rocas derivadas de la deformación cizallante de la faja Sarandí del Yi- Piriápolis.

Sánchez (1998), en el marco de su trabajo de tesis, realiza un mapeo publicado a Escala 1/200 000 en la región comprendida entre las Ciudades de Piriápolis (Dpto. de Maldonado) y Minas (Dpto de Lavalleja). Reconoce y separa un conjunto de unidades lito- crono y estructural que van desde el Proterozoico al Cuaternario.

Rossini & Aubet (2000), en el marco de un proyecto de exploración de rocas calcáreas, realizan un estudio geológico y estratigráfico de la región Zanja del Tigre - Carapé (Dptos de Maldonado y Lavalleja). Allí reconocen y separan un conjunto de supracrustales volcánicas, clásticas y de precipitación química y cuerpos de naturaleza granítica variada.

Oyhantçabal et al (2001b) con motivo del Proyecto CSIC de UDELAR, realizan el mapeo Escala 1/50 000 de la Hoja Fuente del Puma, Dptos de Maldonado y Lavalleja. Separan un conjunto de litotipos dentro de las Supracrustales del Grupo Lavalleja, el magmatismo asociado y las fases de deformación vinculadas a los principales eventos.

Oyhantçabal (2005) realiza un estudio geológico estructural con énfasis en los procesos de deformación cizallante de la Sierra Ballena en la región centro- sur del Departamento de Maldonado. En el marco de ese trabajo, realiza una síntesis geológica de la región centro-suroeste del Departamento.

Otros trabajos cartográficos de detalle fueron efectuados en áreas específicas del Departamento.

Se considera aquí el mapeo a Escala 1/20 000 de Arrighetti et al (1981) en el área de la sinforma que se reconoce al sur de la Ruta N°81, noroeste del Departamento.

El mapeo a Escala 1/20 000 y estudio estratigráfico elaborado por Pecoits (2003), del área comprendida en la región tipo de la Formación La Ventana, centro-oeste del Departamento.

El Mapa Geológico e Hidrogeológico Esc. 1/ 20 000 de Cernuschi & González (2006) de los alrededores de la Localidad de Solis Grande

El mapa de la Fig. N°1 esquematiza la ubicación de las principales fuentes de información cartográficas señaladas en el presente capítulo.

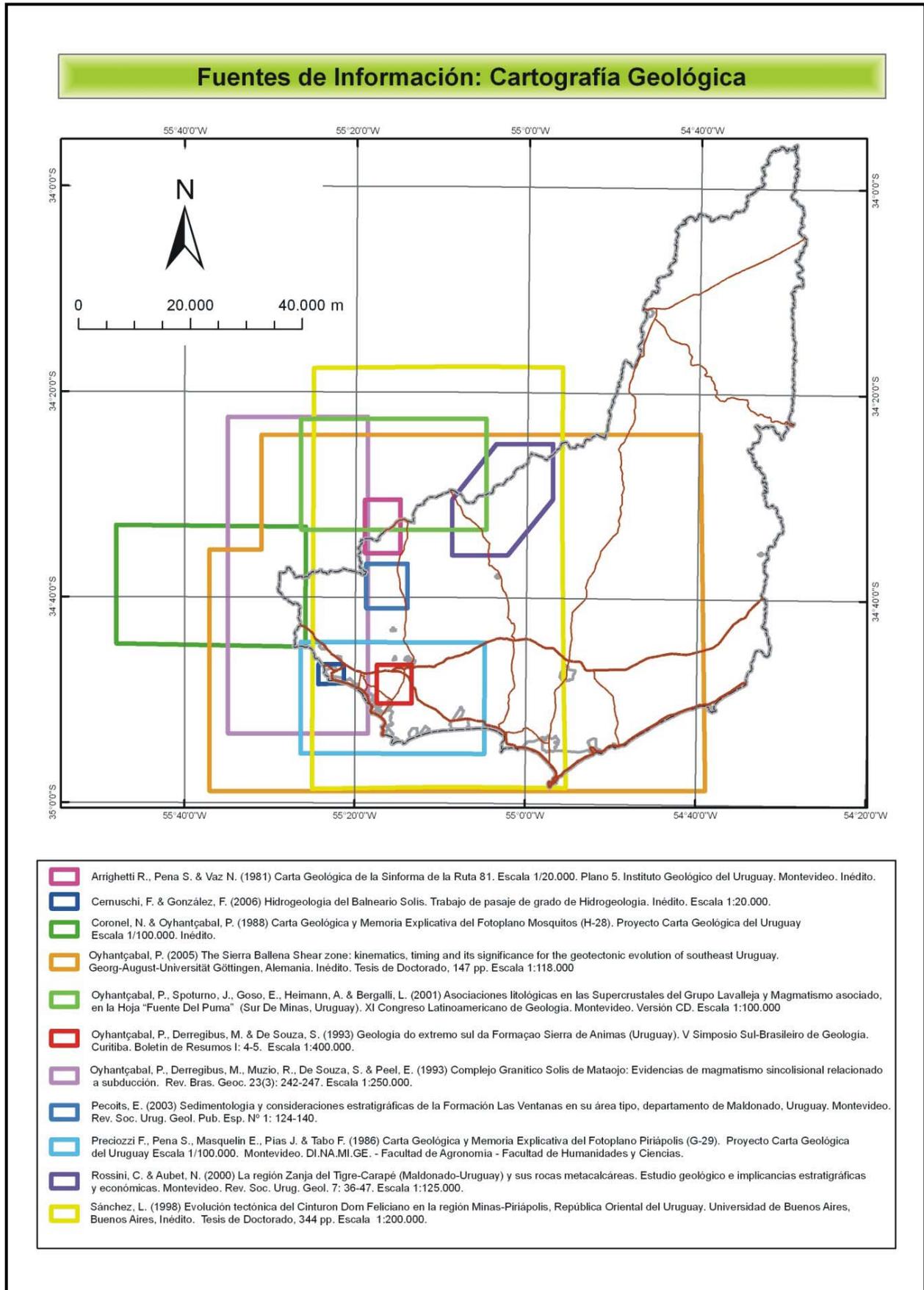


Figura 1: Principales fuentes de información cartográfica

2) Metodología

El proceso de trabajo, se llevó a cabo teniendo en cuenta las siguientes etapas:

- Recopilación clasificación y análisis de antecedentes geológicos especialmente cartográficos y trabajos específicos publicados e inéditos.
- Ubicación selección, descripción e interpretación geológica de testigos de perforaciones, del Departamento de Maldonado, existentes en DINAMIGE.
- Reconocimiento geológico regional del departamento.
- Fotointerpretación preliminar con fotografías aéreas a escalas 1/40 000, 1/20 000 e imágenes del Google Earth
- Elaboración de una base geológica preliminar del Departamento
- Planificación y ejecución de salidas de campo para reconocimiento y descripción de unidades geológicamente mapeables a la escala de trabajo, muestreos y control geológico de límites.
- Clasificación elaboración y descripción de láminas delgadas de los materiales rocosos de difícil caracterización mesoscópica.
- Construcción de columna, perfiles estratigráficos y secciones geológicas regionales.
- Fotointerpretación definitiva con elaboración de mapa geológico parcial sobre fotos 1/40 000.
- Escaneo, georreferenciamiento y digitalización del mapa geológico de las regiones ya trabajadas.
- Construcción final de Mapas: Geológico, Geomorfológico, Geoestructural, Fuentes de Información y Base Geográfica.
- Preparación discusión análisis y redacción de memoria explicativa.

3) Contexto Geológico

En el Departamento de Maldonado, básicamente, se reconocen rocas cristalinas, con edades que van desde el Paleoproterozoico hasta el Neoproterozoico; rocas volcánicas bimodales y sedimentarias clásticas groseras, vinculadas a los procesos de generación y relleno de estructuras tipo rift, que ocurrieron durante el Jurásico –Cretácico; sedimentos y rocas de origen sedimentario silicoclástico, cuyos procesos de generación, ocurrieron durante el Cenozoico, relacionados a la combinación de cambios climáticos y leves hundimientos de bloques. El mapa geoestructural de la Figura 2 esquematiza la distribución de las principales unidades y estructuras que fueron reconocidas.

Las rocas cristalinas ocupan más del 80% del Departamento, se exceptúa: la zona situada al norte de la falla gravitacional de Aiguá, donde ocurren depósitos volcánicos y sedimentarios del Cretácico y buena parte de la faja costera y zonas onduladas, ocupadas por sedimentos Cenozoicos.

En el marco del contexto geológico estructural del Uruguay las rocas cristalinas del Departamento están posicionadas inmediatamente al este de la Cizalla de Sarandí del Yí. Según Oyhantçabal et al (2011); esta discontinuidad estructural, separa: hacia el oeste, el basamento Paleoproterozoico del Craton del Río de la Plata (Terreno Piedra Alta) y hacia el este rocas cristalinas del Terreno Nico Pérez con edades Arqueanas a Mesoproterozoicas y rocas del Cinturon Dom Feliciano de edad Neoproterozoica. (Figuras: N° 3 y N° 4).

En ese contexto, en el Departamento, las rocas más antiguas están representadas por el núcleo Paleoproterozoico de la Unidad Campanero, definida por Sánchez (1998), ubicada en la región centro oeste del Departamento y caracterizada esencialmente por ortoneises biotíticos.

Al norte de la Unidad Campanero y a través de una falla de cabalgamiento se pasa a lo que aquí se define como Complejo Zanja del Tigre de edad Meso-Neoproterozoica, caracterizada por una secuencia vulcano sedimentaria con metamorfismo de facies esquisto verde y anfibolita, con vulcanitas ácidas y metasedimentos carbonáticos y silicoclásticos, depositados en un sistema plataformal de baja a mediana profundidad. Esta secuencia se reconoce además, como lascas tectónicas de pequeño a mediano porte, dentro del basamento de la Unidad Campanero.

En el Neoproterozoico, las unidades más antiguas están representadas por el Grupo Lavallega y el Complejo Cerro Olivo.

El Grupo Lavallega se observa en la región oeste-noroeste del Departamento, fue definida por Bossi (1966) con categoría de Grupo. Está representada por una secuencia vulcano sedimentaria polideformada y metamorfozada en facies esquistos verdes, el vulcanismo es bimodal en tanto que los metasedimentos, carbonáticos y silicoclasticos, se asocian a un ambiente marino de mediana profundidad.

El Complejo Cerro Olivo, fue definido por Masquelín et al (1989), ocupa la región centro - sureste y noreste del Departamento, está representada por un conjunto de rocas de medio a alto grado, caracterizado por una asociación de ortoneises, paraneises, granulitas y migmatitas.

Durante el Neoproterozoico tardío - Ediacariano, los procesos actuantes vinculados al desarrollo del Cinturón Dom Feliciano tienen su ocurrencia de tres modalidades principales:

El emplazamiento de grandes cuerpos plutónicos de naturaleza calcoalcalina, representados por macizos graníticos que intruyen rocas del basamento y cinturones metamórficos.

El desarrollo de una tectónica transcurrente que ocurre de manera simultánea con el emplazamiento de gran parte del plutonismo y que está definida por importantes cinturones de cizalla algunos de ellos con expresión regional como las Cizallas de: Sarandí del Yí, Sierra Ballena y Cordillera.

El desarrollo de una fase distensiva caracterizada por la generación de una cuenca con el emplazamiento de un sistema volcánico e hipabisal de tipo bimodal, denominado Complejo Sierra de Animas; acompañado por una sedimentación detrítica muy gruesa a fina de tipo continental a plataformal, denominado Grupo Maldonado.

Desde el final del Neoproterozoico hasta el Jurásico, en la región, dominan los procesos erosivos, la región funciona como área continental elevada que aporta a la sedimentación Paleozoica y Mesozoica.

A partir del Jurásico, el continente es objeto de una intensa tectónica, cuyo evento global está materializado por la fracturación, el fallamiento y la subsiguiente deriva continental. En el sur y este del país se registran múltiples evidencias, particularmente la ocurrencia de importantes depresiones (grabens) como las de Santa Lucía, Laguna Merim, Aiguá - Lascano y otras menores.

El Graben de Aiguá, situado en la porción norte del Departamento, constituye el registro más representativo, generado durante este intervalo de tiempo. Su puesta en evidencia ocurre a partir del registro de la falla Gravitacional de Aiguá que corta el Basamento Neoproterozoico con dirección noreste y de la ocurrencia de un alto estructural del mismo basamento, ubicado en la región este del graben.

El relleno de este graben está marcado por sedimentación detrítica gruesa de tipo continental caracterizada por un sistema de abanicos proximales y sistemas fluviales asociados (Formación Migues) y un vulcanismo básico y ácido, simultáneo con la sedimentación, representado por las Formaciones Puerto Gómez y Arequita de edad Cretácico Inferior.

Los procesos de sedimentación se reinician a partir del Oligoceno, posiblemente generados por la reactivación tectónica y la consiguiente generación de pequeñas cuencas, ubicadas en la región costera, junto con la alternancia de grandes cambios climáticos. Se retoma una sedimentación continental en condiciones de clima árido, durante el Oligoceno, cuyo registro está materializado en los depósitos limosos, limo arenosos y arcillo limosos anaranjados, de la Formación Fray Bentos, que se reconocen en testigos de sondeos de la Faja Costera.

El Mioceno se inicia con episodios marino - transgresivos, materializados en la Formación Camacho y en el registro de microfósiles, en uno de los sondeos de la cuenca de la Laguna del Sauce. El proceso continua con el desarrollo de una continentalización y aridificación progresiva durante el Plio-Pleistoceno cuyo registro está materializado en el continente con depósitos de conos, abanicos proximales y canales fluviales, de la Formación Malvin y barras de arenas fluviales a fluvio-deltaicas, de la Formación Raigón, reconocidos a nivel de campo y en testigos de sondeos.

Los sedimentos del Cuaternario, se corresponden con procesos relacionados a cambios climáticos y sus consecuencias vinculadas con las variaciones del nivel del mar.

Los procesos de origen marino y litoral, materializados en los registros erosivos y en los depósitos de las Formaciones Chuy y Villa Soriano, ocurren con frecuencia en las regiones costeras del Río de la Plata, Océano Atlántico y desembocadura de los principales cursos de agua.

Los sedimentos de origen continental se asocian a las áreas interfluviales, laderas y valles de los principales cursos de agua.

Ocurren como depósitos de origen eólico, eluvial, coluvial y aluvial y están materializados por las Formaciones: Libertad, Barrancas, Dolores y sedimentos del Reciente.

4) Geología del Área

4.1) Estratigrafía

A partir de la recopilación de antecedentes y de los resultados alcanzados en este trabajo, se construye la columna estratigráfica del Departamento. Para su elaboración se tomaron en cuenta criterios crono y litoestratigráficos. Para la cronoestratigrafía se siguieron los patrones establecidos en International Stratigraphic Chart de UNESCO (2010), en tanto que para la separación de las unidades litológicas se siguieron los criterios establecidos de la Guía Estratigráfica Internacional (1980).

La columna estratigráfica que se presenta a continuación (Figura 5), resume las unidades existentes en el área.

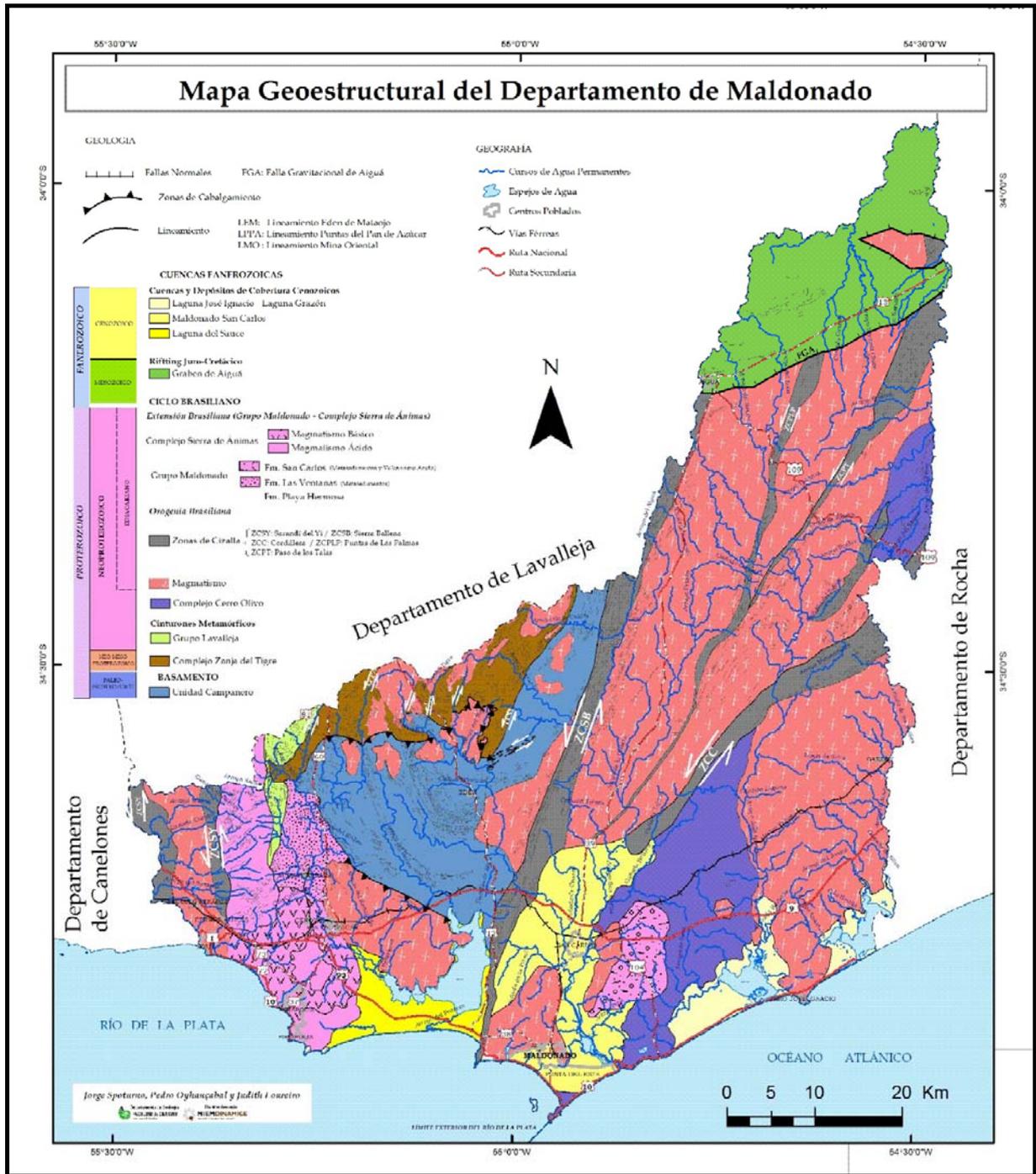


Figura 2: Mapa Geoestructural del Departamento de Maldonado

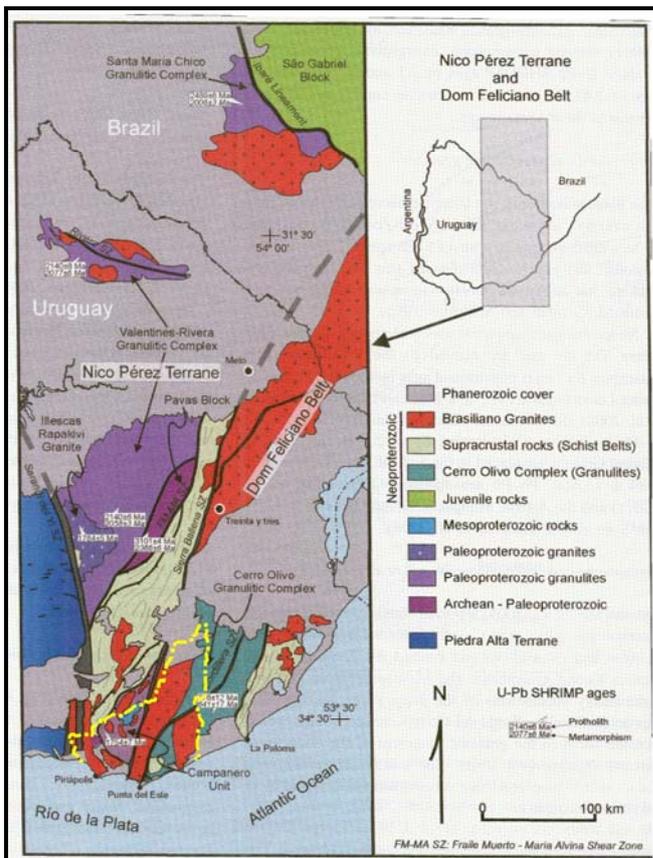


Figura 3: Esquema geológico del Uruguay mostrando las mayores divisiones geológicas. Tomado de Oyhantçabal et al (2011)

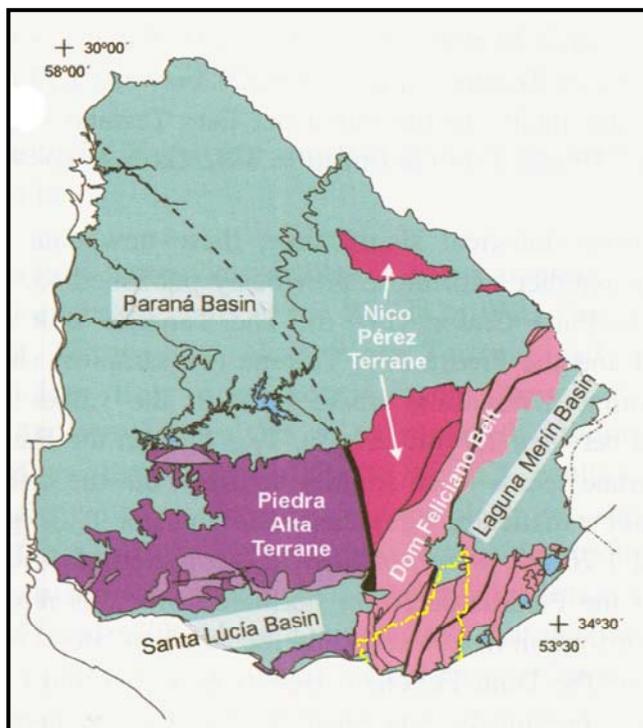


Figura4:Esquema geológico del Terreno Nico Pérez y Cinturón Dom Feliciano Tomado de Oyhantçabal et al (2011)

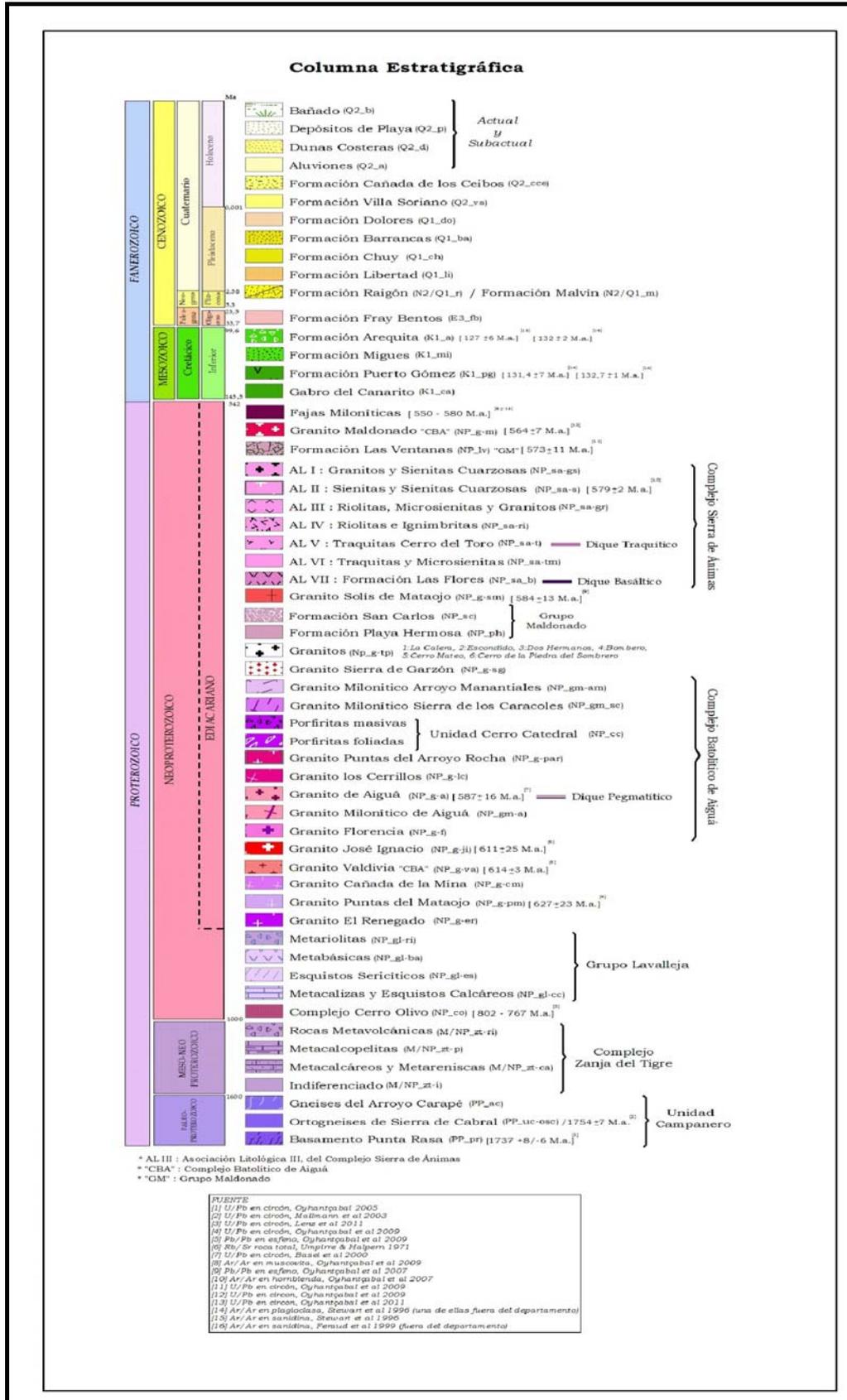


Figura 5: Columna estratigráfica del Departamento de Maldonado

4.2) Geología Descriptiva

4.2.1) Paleoproterozoico

4.2.1.1) Unidad Campanero

La Unidad de Campanero fue definida por Sánchez (1998) como integrada por granitoides foliados, ortoneises, milonitas graníticas, esquistos granitizados y rocas básicas indiferenciadas de edad Proterozoico Superior/Medio. En este trabajo, para describir la Unidad, se adopta parcialmente el criterio de Oyhantçabal (2005) y se considera que esta unidad comprende básicamente litologías de un basamento gneísico (ortoneises, ortoneises bandeados, neises con escapolita, migmatitas y ocasionalmente anfibolitas). Se excluyen de la unidad Campanero a las litologías claramente supracorticales, que suelen ocurrir como escamas tectónicas de dimensiones variables, fundamentalmente micaesquistos, formaciones de hierro bandeado y mármoles.

En el Departamento se han cartografiado tres áreas aflorantes: Punta Rasa - Punta Colorada; Sierra de Cabral y Arroyos Carapé - La Calera.

El *Área Punta Rasa- Punta Colorada* comprende dos salientes rocosas que se localizan en la porción centro oeste de la Faja Costera del Departamento. Ambas se ubican contiguas, separadas por una ensenada rellena por sedimentos de playa. Las rocas de esta área, fueron citadas en primera instancia por Preciozzi et al (1986) donde las definen como Zócalo de Punta Rasa asignándoles una edad tentativa Precámbrico Medio.

La geología de este bloque, tiene la particularidad de mostrar un conjunto de gneises Paleoproterozoicos, que son cortadas por diques de rocas básicas (Punta Rasa) y ácidas (Punta Colorada), de dirección dominante 040° y de edad Neoproterozoica (Ver Foto N° 1).

El *Área Sierra de Cabral* comprende la región aflorante más extensa,



Foto 1: Gneises recortados por diques de rocas básicas. Punta Rasa

se localiza en la porción centro – suroeste del Departamento. Limita al este con las milonitas del lineamiento Edén de Mataojo; al norte por una zona de cabalgamiento de dirección este-oeste, reconocida en el marco de este trabajo y denominada Zona de Cabalgamiento Escabroso; al oeste y al sur con lineamientos de direcciones Noroeste a norte sur representados por milonitas blastomilonitas, que la separan del Granito del Renegado y la Formación Las Ventanas.

El Área se caracteriza por que la foliación de los gneises, describe un pliegue de arrastre, de radio kilométrico y concavidad hacia el norte, generado por el Lineamiento cizallado Edén de Mataojo, conformando un desarrollo morfológico de relieve positivo denominado Sierra de Cabral.

El Área Arroyos Carapé - La Calera es una faja de unos 7 km de ancho, de dirección nor-noreste, que se localiza en la porción centro norte del Departamento, entre el Lineamiento Edén de Mataojo y la Zona de Cizalla Sierra Ballena.

La Unidad Campanero presenta un conjunto de asociaciones de rocas reconocidas y descritas por Oyhantçabal (2005) donde observa los siguientes litotipos: ortoneises, neises escapolíticos, anfibolitas y migmatitas. Se excluyen aquí las supracrustales: como mármoles micaesquistos y BIF que aquí se asocian al Complejo Zanja del Tigre. Un resumen de lo expresado por el autor, para las litologías de esta Unidad se presenta a continuación:

a) Ortoneises y ortoneises bandeados

Se trata de rocas leucócratas; de granos finos, levemente coloreados y débiles a fuertemente foliadas. Al microscopio poseen textura granoblástica con cristales de feldespatos en juntas triples a 120° y dispuestos alineados. El cuarzo está presente de tres maneras: en ribbons con extinción ondulosa y desarrollo de subgranos; en granos gruesos y elongados con extinción ondulosa y subgranos; en granos finos y con extinción cercana a la normal. El feldespato alcalino es ortosa y la plagioclasa (oligoclasa- An_{20}) ocurre en prismas cortos y no muestra evidencias de deformación intracristalina. Con frecuencia, se observa textura mirmequítica, entre la plagioclasa y el feldespato alcalino. El ferromagnesiano es biotita, se presenta en láminas diseminadas o en agregados laminares elongados, a veces se encuentra alterada a clorita. El anfíbol más frecuente es hornblenda verde, ocurre esporádicamente y se dispone en cristales aislados y en aglomerados. Los opacos están representados por magnetita de tipo euédral y en agregados elongados, se asocian con esfeno.

Las fotos N° 2 y 3 ilustran algunos de los afloramientos reconocidos



Foto 2 Ortoneis del Área Punta Rasa



Foto 3: Detalle de afloramiento de ortoneis granítico, nótese un recorte de microgranito aplítico con menor foliación.

b) Neises escapolíticos.

Son rocas granudas con típica textura néisica y de coloración gris parduzca. En el campo se reconocen porque en la superficie de los afloramientos ocurren huecos alargados, resultantes de la alteración diferencial de minerales. Al microscopio poseen textura granoblástica, localmente con megacristales de feldespato alcalino, de hasta 4 mm de diámetro. El ferromagnesiano principal es biotita, de manera subordinada ocurren augita aegirínica y clinocianita, ambos asociados con esfeno. La plagioclasa es muy abundante, presentando evidencias de deformación. La escapolita es rica en sodio (marialita) y localmente muy abundante. Los accesorios más frecuentes son circón y apatito.

c) Anfibolitas

Aparecen de manera muy subordinada en el conjunto de los ortoneises. Son rocas que presentan foliación y a veces bandeamiento composicional a escala centimétrica, caracterizado por la alternancia de bandas negras y verde oscuras. La textura es nematoblástica a granonematoblástica. Composicionalmente, la hornblenda es el mineral principal, ocurre en cristales euhedrales. La plagioclasa se presenta subhedral, de composición An50 (andesina-labradorita). El cuarzo, ocurre en cristales anhedrales, en cantidades variables. La augita-aegirina, pleocroica en tonos de verde, se encuentra a menudo y ocurre en forma de empalizada, el esfeno de tipo euhedral ocurre como granos redondeados y se encuentra tanto disperso como en trenes, el epidoto y el apatito son los accesorios más comunes.

d) Migmatitas

Son relativamente menos frecuentes, son rocas que poseen

estructura de tipo estromatolítica, según la definición de Wimmenauer y Bryhni (2002). Presentan un mesosoma de grano medio, compuesto por cuarzo anhedral, plagioclasa y ortosa perfitica. Circón y apatito son los principales minerales accesorios. El melanosoma está compuesto por agregados de biotita y silimanita fibrosa (fibrolita). El leucosoma es de grano grueso y está integrado por cuarzo, ortosa, plagioclasa y pequeñas láminas de biotita diseminada.

La geoquímica de los ortoneises y los neises escapolíticos, de esta Unidad, fue estudiada por Oyhantçabal (2005), a partir de los resultados analíticos de 19 muestras establece las siguientes conclusiones:

Del conjunto de las muestras de ortoneises, la mayor parte poseen contenido de sílice entre 68 y 76%, solo dos dieron resultados fuera de este rango: una muestra con 88% de SiO₂, probablemente afectada por procesos de enriquecimiento silíceo durante la deformación y el metamorfismo, y la otra que corresponde a neises escapolíticos con 55,7% de SiO₂, los que presentan además una composición química diferente.

En el diagrama de AFM de Irving y Baragar (1971) y en el diagrama TAS de Cox et al. (1979) los neises caen en el campo de la serie calcoalcalina.

El diagrama de Peccerillo y Taylor (1976) indica que estos neises calcoalcalinos corresponden a la serie de alto K₂O. Los contenidos de tierras raras también son típicos de rocas calcoalcalinas.

El diagrama de discriminación tectónica de Pearce et al (1984) indica que el protolito de estos neises pueden haberse formado en un arco magmático o en un ambiente post- colisional.

Con relación a la edad de estas rocas, se han publicado tres dataciones del protolito de los neises Sánchez et al (2003) publicaron una edad U-Pb convencional, en circón, de 1735 +32/-17 Ma. (Muestra: 6198; coordenadas: 34° 21' 04" S, 55° 07' 43" W); Mallman et al (2003) presentan una edad U-Pb SHRIMP, en circón, de 1754 ± 6.8 Ma. (Muestra: NP-154; coordendas: 34° 35' 51" S, 55° 09' 23" W), mientras que Oyhantçabal (2005) presentan otra edad, U-Pb convencional en circón, de 1737 +5,7/-8,4 Ma (muestra: UR-PR 63; coordendas: 34° 54' 14" S, 55°14' 13" W).

Todas estas edades son interpretadas como la edad de cristalización del protolito de estos neises y resultan relativamente coincidentes, señalando un evento magmático hacia aproximadamente 1,75 Ga. No se han reconocido sobrecrecimientos metamórficos en los circones, por lo que no existe una buena aproximación a la edad del metamorfismo que generó los neises.

La edad mínima del metamorfismo estaría señalada por una edad Ar-Ar, en hornblenda de las anfibolitas de esta unidad, que indica una edad de enfriamiento (500° C) de 564.0 ± 4.1 Ma. Oyhantçabal et al (2009).

4.2.2) Meso-Neoproterozoico

4.2.2.1) Complejo Metamórfico Zanja del Tigre

Se trata de una secuencia de rocas supracrustales de tipo vulcano sedimentaria, polideformada con metamorfismo en facie esquistos verde y anfibolita, que se vincula a un ambiente plataformal raso del tipo carbonático a detrítico, de probable edad Meso a Neoproterozoica.

El primer trabajo relacionado corresponde a Bossi (1983) al definir parte de la unidad como Grupo Carapé donde agrupa solo, los

términos metamórficos de grado medio, afectando como Lavalleja a las supracrustales de grado bajo.

Sanchez & Ramos (1999) incluyen, con criterio litológico, una parte de las rocas de este complejo dentro del Grupo Lavalleja como Formaciones Minas y Zanja del Tigre.

Rossini & Aubet (2000) con motivo del trabajo exploratorio para carbonatos, mapean la región sureste de la Hoja Fuente del Puma; separan con criterio litotectónico la Unidad Zanja del Tigre y la Unidad Carape, esta última, la subdividen en tres Asociaciones: Carapé Sur, Carapé Central y Carapé Norte.

Oyhantçabal et al (2001b), en el mapeo 1/100.000 de la Hoja Fuente del Puma reconocen cuatro asociaciones litológicas, con rasgos propios, que se sitúan en cinco bloques tectónicos separados por discontinuidades estructurales. Describen las diferentes litologías para cada asociación, su ambiente de sedimentación y consideran al conjunto como vinculado a las supracrustales del Grupo Lavalleja.

Con relación a la localización de estas rocas, en el departamento, se reconoce un Bloque Principal y Bloques Menores.

El Bloque Principal se localiza en la región noroccidental del departamento formando parte de la Sierra de Carapé, límite con el departamento de Lavalleja, y en el contexto geomorfológico de la Zona Serrana. Se localiza entre la Sinforma de Ruta 81 -Lineamiento Mina Oriental en el oeste y el Lineamiento Edén de Mataojo en el este. En el sur, este bloque, está separado de los Ortoneises de Campanero - Sierra de Cabral, por una faja cizallada, de dirección este - oeste denominada Zona de Cizalla Cerro Escabroso. Hacia el norte, la unidad continúa por el vecino Departamento de Lavalleja, con dirección nor-noreste.

Bloques Menores, de la misma unidad, de tamaño diverso, aislados y separados del bloque principal, ocurren como ventanas y/o lascas

tectónicas. Los más importantes, se reconocen en la costa noroeste de la Laguna del Sauce - Cantera COMSA y al norte de la Localidad de Pan de Azúcar: Canteras Burgueño.

Afloramientos de menor entidad, de estas supracrustales, suelen encontrarse como pequeñas lascas en el interior de las áreas de los ortoneises de Campanero- Sierra de Cabral.

La región del Bloque Principal es el área aflorante más importante; a nivel interno, está compartimentada por un sistema de lineamientos nor- noreste, que definen, en parte, bloques menores.

(Oyhantçabal et al 2001b).

Por otra parte la secuencia está recortada por cuerpos graníticos intrusivos de tamaño, geometría y composición variable. (Ver Mapa Geológico).

Desde el punto de vista litológico, aquí se presenta lo expresado por Rossini & Aubet, (2000); Oyhantçabal et al (2001b), y lo recogido en el trabajo que se presenta. De manera general se reconoce una secuencia vulcano sedimentaria cuyas rocas presentan básicamente un metamorfismo de facies anfibolita y esquisto verde.

Las rocas de facie anfibolita comprenden: micaesquistos, paraneises, mármoles, anfibolitas y BIF; las que se describen a continuación:

a) Micaesquistos

Presentan textura lepidoblástica la composición es biotítica y muscovítica con predominio de la última, al microscopio presentan una alternancia de bandas laminares compuestas por muscovita, biotita, y bandas cuarzosas; como accesorio suele encontrarse estauroлита. Cercano a los contactos con las rocas graníticas, los micaesquistos son muy cuarzosos y ocasionalmente con turmalina negra. La ocurrencia de vetas de cuarzo, con turmalina negra es bastante común dentro de estas rocas.

Las zonas aflorantes más importantes, se localizan en el oeste del Bloque Principal, (cercano a la Sinforma de Ruta 81), ocurren en afloramientos con un solo tipo litológico o alternado con bancos de paraneises y anfibolitas. También se reconocen en la porción este del Bloque Principal (Zona Zanja del Tigre) asociados con rocas carbonáticas.

b) Paraneises

Presentan textura nemato a lepidoblástica, son de grano fino con bandeamiento de orden centimétrico a milimétrico caracterizado por la alternancia de bandas micáceas, biotita muscovita, y bandas cuarzo-feldespáticas con biotita. Se reconocen en la región oeste, del Bloque Principal, alternando con los micaesquistos y las anfibolitas.

c) Mármoles

Se reconocen básicamente de dos tipos:

Mármoles equigranulares de grano fino a muy fino, color blanco lechoso y composición calcítica con micas muy dispersas. Generalmente ocurren como lascas tectónicas de escasas dimensiones, no mapeables, situadas entre los ortoneises de Sierra de Cabral; y también en los alrededores del Paraje Caleras del Rey. Otros afloramientos con desarrollo de potentes bancos se localizan en la Cantera Burgueño situada unos pocos kilómetros al norte de la Ciudad de Pan de Azúcar y en la porción sureste del Bloque Principal, Cantera de Zanja del Tigre.

Mármoles bandeados, desde homogéneos a muy irregulares y plegados, de grano fino a grueso y muy grueso, la composición va de muy calcítica a dolomítica, localmente presentan procesos secundarios de silificación evidenciados por nódulos y/o vetas de cuarzo. La coloración es variada: negros, verdes, grises, rosados y rojos en distribución: homogénea, bandeada o irregular. Numerosas explotaciones abandonadas conocidas como Canteras Narancio se

reconocen, de estas variedades de mármol, también ocurren en Cuchilla Alvariza, al este de la Cañada de Sarandíes Oyhantçabal et al (2001b).

d) Anfibolitas

Presentan textura nematoblástica son de grano fino, la mineralogía está compuesta por cuarzo y hornblenda, presentan coloraciones gris verdosa a negra.

Se reconocen básicamente en las porciones occidental y sur del Bloque Principal, alternando con micaesquistos y paraneises.

e) Formaciones Bandeadas de Hierro (BIF)

Se localizan en pequeñas lascas tectónicas asociadas a los ortoneises de la Unidad Campanero, el afloramiento que se conoce, junto con rocas anfibólicas, está situado en la región sureste de la Hoja Las Animas en el interfluvio comprendido entre los arroyos del Sauce y Sarandí. Se trata de rocas de textura granonematoblástica, coloración oscura a rojiza y composición hematítica.

Las rocas de facie esquistos verde están representadas por metavulcanitas ácidas, metacarbonatos, metaareniscas y metapelitas, las que se describen a continuación:

a) Metavulcanitas ácidas

Se observan en el Bloque Principal en dos regiones: Cuchilla Alvariza de Oyhantçabal et al (2001b) y Zanja del Tigre, Asociación Carapé Centro (ACC) de Rossini & Aubet (2000). El tipo litológico, más representativo, es una porfirita ácida, con matriz fina a afanítica, donde se destacan porfiroblastos de cuarzo y ocasionales prismas de feldespatos alcalinos sus tamaños oscilan entre 3 – 4 mm; la matriz está compuesta por: cuarzo, feldespatos alcalinos, plagioclasa, muscovita, biotita, circón, epidoto y turmalina. En cuanto a la estructura, pueden presentarse masivas siendo frecuente la presencia de un bandeamiento primario, de orden centimétrico, bien

a pobremente definido, otras estructuras reconocibles son de tipo fluidal y lenticulares características de fiamas ignimbríticas. El conjunto de estas litologías presenta coloraciones claras desde gris-blanquecino a amarillentas y anaranjadas.

Una particularidad fácilmente reconocible de estas vulcanitas, es su desarrollo morfológico significativo, que se observa en el Paraje Cuchilla Alvariza; el tipo litológico de alta resistencia erosiva, sus estructuras derivadas de la alta deformación y el contraste con una caja carbonática fácilmente erosionable, dio lugar a la generación de cerros alargados con dirección noreste- suroeste de buen destaque en el paisaje Oyhantçabal et al (2001b).

Rossini & Aubet (2000) reconocen, en la región Zanja del Tigre- Asociación Carape Central, metavulcanitas ácidas a intermedias piroclásticas como litología dominante. Según Oyhantçabal et al (2001b) son rocas cuarzosas con matriz afanítica y fenocristales de cuarzo; presentan alto grado de deformación expresado por la orientación preferencial de los cristales; la mineralogía es feldespato potásico, biotita y ferromagnesianos de hábito prismático y pequeño tamaño.

b) Metacarbonatos

Es el tipo litológico dominante del Complejo Zanja del Tigre, se reconocen grandes extensiones de afloramientos tanto en la región de Cuchilla Alvariza como en Zanja del Tigre, son también las litologías dominantes en los Bloques: Laguna del Sauce y Cantera Burgueño. La composición varía desde calizas muy puras a calizas dolomíticas y dolomitas, presentan textura granoblástica desde muy fina a media equi a inequigranular. La coloración es variable predominan las tonalidades grises, de manera subordinada se reconocen coloraciones claras, blanquecinas a rosadas. Los procesos secundarios de silicificación son frecuentes, la sílice se puede

reconocer en vetas y/o venas recortando la caja carbonática o dispersa en la matriz.

Estructuralmente muchos afloramientos se presentan como masivos, sin embargo es frecuente reconocer, a nivel de imágenes como de campo, un bandeamiento centimétrico a decimétrico en el campo, a kilométrico en las imágenes. En general está acompañado de figuras de plegamiento diverso, resultante de los cambios composicionales en la sedimentación, y de los procesos de deformación ductil.

c) Metaareniscas.

Se observan en la porción sureste del Bloque Principal en la Región de Zanja del Tigre, ocurren de manera subordinada asociadas a los metacarbonatos; Rossini & Aubet (2000) reconocen además, metaareniscas arcósicas, metaconglomerados y metacalcoarenitas.

d) Metapelitas y Metamargas

Ocurren de manera subordinada; se observan en las áreas nor-noroeste y sur de la Región de Cuchilla Alvariza, con direcciones 020° - 030° y 045° - 050° respectivamente; en la región Zanja del Tigre -Carapé, se observan, tanto en el sur como al norte.

Son bancos de débil espesor, que están asociados a las metaareniscas y metacarbonatos. Presentan marcada textura lepidoblástica, excelente clivaje pizarroso y de fractura, de grano muy fino de coloraciones verdosa grisácea y ocre. La mineralogía está compuesta por sericita y cuarzo, el carbonato aparece con frecuencia, ocasionalmente se reconoce clorita y biotita y como accesorios circón y turmalina. Al microscopio presenta alternancia de bandas sericíticas y cuarzosas de diferente espesor, localmente hay láminas de biotitas neoformadas a expensas de sericita, circones de pequeño tamaño, que se reconocen como accesorios principales.

Desde el punto de vista estratigráfico, Rossini & Aubet (2000) realizan un perfil de dirección Norte Sur, en la región suroriental de lo que llaman Unidad Zanja del Tigre.

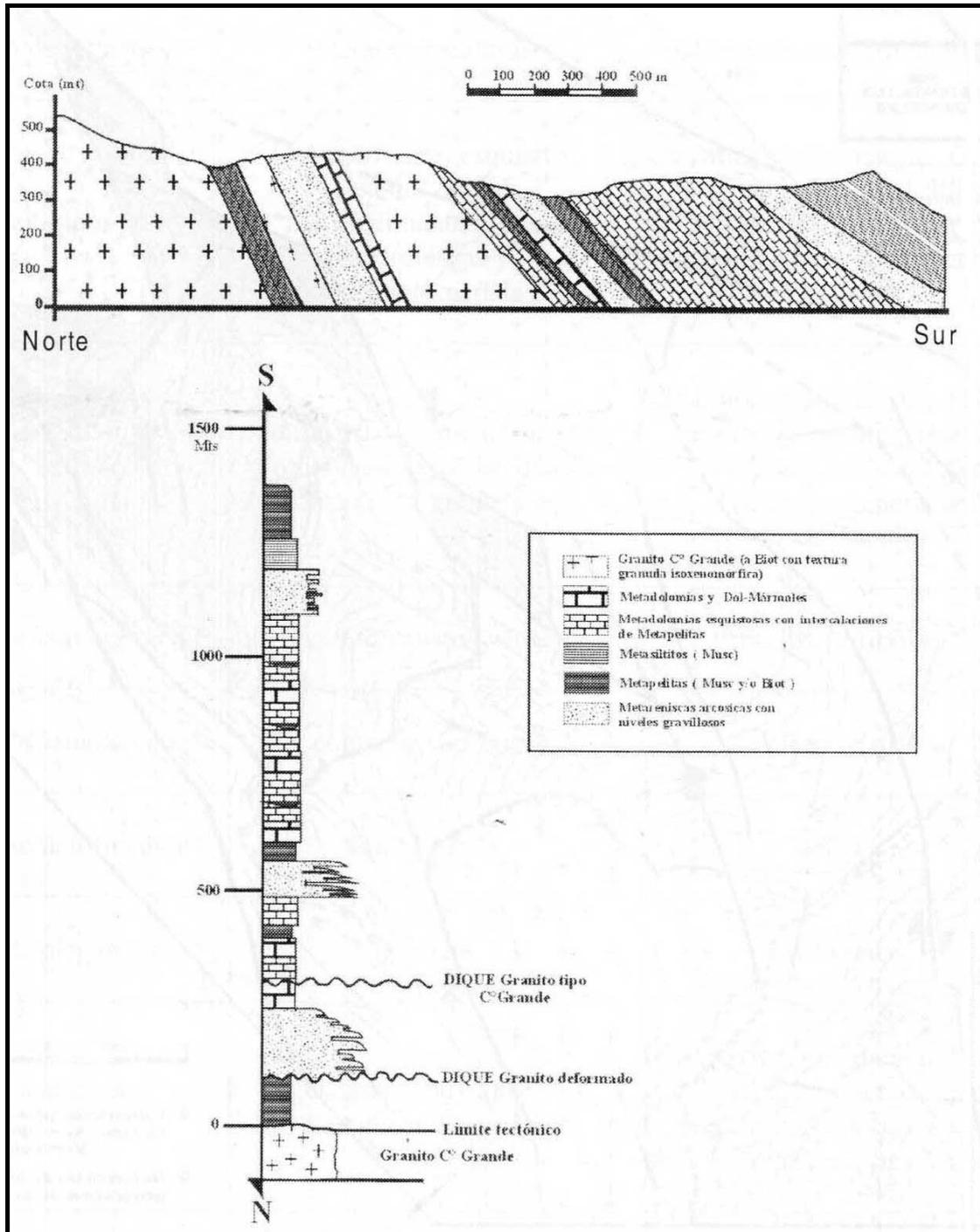


Figura 6: Perfil estratigráfico tipo de la Unidad Zanja del Tigre (Tomado de Rossini & Aubet (2000)).

Según el esquema de la Figura 6, la secuencia, cuya base está hacia el norte, indica una marcada ciclicidad de progradaciones, representada por litologías silicoclásticas que evolucionan a condiciones de sedimentación carbonática.

Teniendo en cuenta las características litológicas y estratigráficas y de acuerdo con lo expuesto por Rossini & Aubet (2000); Oyhantcabal et al (2001), las condiciones de sedimentación habrían operado en un sistema de plataforma carbonática; la presencia localizada de depósitos silicoclásticos mas gruesos estaría mostrando condiciones de sedimentación en un ambiente plataformal mas somero. Por otra parte, la presencia de otras ocurrencias y/o bloques menores localizados de manera dispersa entre los ortoneises de Campanero estaría indicando una plataforma mesoproterozoica de gran extensión. (c.f. Soares et al 2000) en Oyhantcabal et al (2001b).

Desde el punto de vista estructural, a partir de los antecedentes, las observaciones de campo y los análisis de imágenes, se reconocen al menos tres fases fundamentales:

Una primera Fase, caracterizada por los cambios operados a nivel litológico como respuesta a los cambios de los procesos actuantes en la sedimentación a nivel de la cuenca. El perfil levantado por Rossini & Aubet (ver Fig. 6), muestra una sucesión de cambio litológicos, donde la base de la secuencia deposicional se operaría de norte a sur, manteniendo los estratos una dirección este oeste y un ligero buzamiento, aproximadamente 30° al sur. Estos cambios composicionales y texturales, con direcciones este oeste, se reconocen tanto en el campo como a nivel de imagen, frecuentemente en el resto de la unidad y especialmente en la región centro sur del área.

Una segunda Fase está caracterizada por una deformación de tipo dúctil- rúptil, en parte concordante con la primera fase. La fase dúctil, se observa, en rocas carbonáticas, con la ocurrencia de una foliación este oeste verticalizada con generación de pliegues simétricos con ángulo interflanco de alrededor de 30° de plano axial verticalizado concordante con la dirección general, ejes **b** con ángulos de inmersión hacia el este y el oeste.

La fase rúptil a rúptil dúctil se pone de manifiesto en las vulcanitas ácidas, que ocurren en la región de Cuchilla Alvariza. De las observaciones de campo y de imágenes se reconocen esbozos de pliegues muy abiertos de apariencia simétrica con plano axial de dirección este oeste, se observa también una fuerte esquistosidad de fractura, que cortan las vulcanitas con direcciones predominantes: este - oeste, oeste-noroeste y este-noreste; acompañados de ligeros desplazamientos este oeste.

Un tercer evento, está caracterizada por un fase de deformación de tipo dúctil, constituye este, el evento deformacional mas importante de la región y es el que imprime la mayor parte de los rasgos estructurales que ocurren en el área afectando, secuencias de supracrustales y magmatismo asociado. La resultante de dicho evento se pone de manifiesto con la ocurrencia de grandes lineamientos estructurales de direcciones nor- noreste, acompañados de la generación de pliegues simétricos y asimétricos con plano axial subvertical concordante con la dirección general. El desarrollo de pliegues simétricos, ocurre generalmente hacia las zonas centrales de los bloques, en general, alejados de las áreas de transcurrencia (límite de bloques). Se trata de pliegues abiertos de plano axial subvertical con direcciones nor - noroeste a noreste y eje **b** subhorizontal a ligeramente buzante.

El desarrollo de pliegues asimétricos, ocurre cercanos a las áreas de grandes lineamientos con deformación cizallante, son muy frecuentes, especialmente en las porciones centro-este a este-noreste, vinculados a los lineamientos Eden de Mataojo y Puntas del Pan de Azúcar. En general estos pliegues son cerrados con uno de los flancos más alargado y plano axial subvertical, básicamente la dirección de los flancos hacia la charnela indicaría un desplazamiento sinistral de los bloques.

Según Rossini & Aubet (2000) los ejes **b** presentan inmersión SSW y NNE; los autores señalan que hacia el NE la secuencia sufre disgregación tectónica debido al emplazamiento de grandes plutones graníticos.

Con relación al grado y tipo de metamorfismo; del conjunto de tipos litológicos y de los elementos estructurales, puede señalarse que estas rocas fueron sometidas a por lo menos tres tipos de metamorfismo.

Un metamorfismo regional, caracterizado por la presencia de rocas con facie anfibolita: micaesquistos, paraneises y anfibolitas y rocas con facies esquisto verde: metacarbonatos, metaareniscas, esquistos sericíticos y metalavas ácidas.

Un metamorfismo térmico, producto del emplazamiento de grandes volúmenes de magma, tanto volcánico como plutónico, que dio lugar a la transformación de sedimentos carbonatados, en mármoles.

Un metamorfismo dinámico derivado de procesos cizallantes que generaron fajas de rocas miloníticas.

Desde el punto de vista geocronológico, según Oyhantçabal et al (2001b) de la datación, por el método U-Pb convencional, de una metaignimbrita, vulcanita ácida de la región de Cuchilla Alvariza, se determinó una edad de 1429+/- 21Ma; el mismo autor, obtuvo por el método de SHRIMP, una segunda datación en una metasedimentita de la misma unidad, los resultados mostraron, en los circones detríticos, edades entre 3350 y 1780 MA.

Registros, obtenidos por Basei et al (2008) en una muestra de Ruta 12 (Lat.34° 33' 13'' S; Long.55° 05' 26'' W) indican que las dataciones, por el método de SHRIMP U-Pb de circones detríticos mostraron para ocho de ellos una proveniencia de rocas de edad Arqueana y el resto entre 1,8-2,3 Ga.

Los resultados indicarían para esta Unidad una posible edad de sedimentación Meso- Neoproterozoica.

4.2.3) Neoproterozoico

4.2.3.1) Grupo Lavalleja

Se define como Grupo Lavalleja a una secuencia de rocas supracrustales de tipo vulcano sedimentaria polideformadas, con metamorfismo de grado bajo genéticamente vinculadas a un sistema plataformal profundo con vulcanismo básico-asociado y edad Neoproterozoica.

Bossi et al (1966) define el término Lavalleja para un cinturón de rocas supracrustales con metamorfismo de grado bajo a medio de dirección 020°-30° de edades Cambro-Proterozoica, que ocurren con mayor frecuencia en el Departamento de Lavalleja y que se prolongan hacia los Departamentos de Maldonado por el sur, Treinta y Tres y Cerro Largo por el noreste.

Sánchez & Ramos (1999) al estudiar la región al sur de la Ciudad de Minas consideran que, en dicha área, el Grupo Lavalleya está integrado por tres Formaciones: Minas, Fuente del Puma y Zanja del Tigre.

La Formación Minas corresponde a areniscas conglomerádicas, arcosas, cuarcitas, pelitas y carbonátos, con escasa deformación y metamorfismo muy bajo a bajo. Esta Formación sería correlacionable con la Asociación I (La Plata) de Oyhançabal et al (2001b), Oyhançabal et al (2004) y las sedimentitas del Grupo Arroyo del Soldado de Gaucher (2000).

La Formación Fuente del Puma, según Sanchez & Ramos (1999) tiene tres miembros uno sedimentario, integrado por: rocas carbonáticas, silicoclásticas y calcoclásticas; otro volcánico, caracterizado por: metabasaltos, basaltos andesíticos, metaandesitas metariolitas, metadacitas, metabrechas y metahialoclastitas; el tercer miembro corresponde a gabros hornbléndicos.

La Formación Zanja del Tigre se corresponde con las supracrustales del Grupo Carapé de Bossi (1983); Rossini & Aubet (2000), la separan en dos Unidades litotectónicas: la Unidad Zanja del Tigre y la Unidad Carapé. En este trabajo, se integra la Formación Zanja del Tigre en lo que aquí denominamos: Complejo metamórfico Zanja del Tigre, ya descrita en el capítulo anterior, por entender que las últimas dataciones estarían indicando una edad anterior al Grupo Lavalleya.

Gaucher (2000) señala: que lo que Bossi (1966), identificaba como Lavalleya, al norte de la Ciudad de Minas, en realidad corresponde a distintas unidades estratigráficas, de edad Vendiano- Cámbrico, formadas en diferentes ambientes.

Oyhantçabal et al (2001b) al mapear la Hoja Fuente del Puma, al sur de la Ciudad de Minas, aplicando criterios litotectónicos, ponen en evidencia cinco asociaciones litológicas, separadas por lineamientos estructurales de dirección norte-noreste. De acuerdo al mapeo actual, la Asociación III - Minas Viejas de Oyhantçabal et al (2001b), localizada al oeste del Lineamiento Mina Oriental se corresponde con lo que actualmente denominamos Grupo Lavalleja.

En Maldonado, el Grupo Lavalleja, se reconoce en la porción noroccidental; de manera general, tiene una geometría de cuña de dirección norte - sur, con ápice hacia el sur, limita hacia el oeste con las porfíricas del Complejo Sierra de Ánimas y por el este con el Lineamiento Mina Oriental y los metasedimentos de la Formación La Ventana. En la porción central de esta cuña, la Unidad está interrumpida por una ventana del Complejo Metamórfico Zanja del Tigre. El conjunto se encuentra plegado y metamorfizado cuyo desarrollo mayor se expone en la porción norte del cuerpo que se conoce como Sinforma de la Ruta 81 Arrighetti et al. 1981. Ver Mapa Geológico.

Desde el punto de vista litológico, de acuerdo con Oyhantcabal et al. (2001b) y los resultados del presente trabajo, la Unidad muestra una secuencia vulcano sedimentaria deformada y metamorfizada.

Los términos ígneos están representados por metavulcanitas básicas y ácidas.

Las metavulcanitas básicas, se disponen en cuerpos internamente homogéneos y masivos pero que acompañan la dirección general del conjunto de las demás litologías. Se trata de metabasaltos de grano fino a muy fino, masivos de coloración verdosa cuando frescos y ocráceas en estados de alteración; poseen amígdalas esporádicas y localizadas de escasos milímetros de diámetro, forma circular y ovoidal y en general con relleno de epidoto.

La mineralogía de estos basaltos es: albita, actinolita, epidoto, clorita, cuarzo, opacos y carbonatos.

Se preserva la textura del protolito definida por la disposición de los listones automorfos de la plagioclasa. Localmente, se reconocen estructuras preservadas del tipo pillow lava.

Las metavulcanitas ácidas, citadas por Arrighetti et al (1981), se disponen en fajas angostas elongadas que acompañan la disposición estructural regional. La roca que domina es una metariolita de coloración clara, matriz afanítica y de grano muy fino, de composición silíceas; los fenocristales están representados por ojos de cuarzo de hasta 1-2 mm y feldespato de geometría rectangular de hasta 2-3 mm y color rosado pálido

Los términos sedimentarios están representados por: metapelitas, calcofilitas y carbonatos.

Las metapelitas, presentan textura lepidoblástica de grano muy fino con excelente foliación y rumbo variable, entre 20-30°, la mineralogía se compone de cuarzo, sericita clorita y biotita. Presentan coloraciones variadas, desde tonalidades oscuras grises negras y verdosas, de origen singenético, a tonalidades claras, ocráceas marrones amarillentas debido a la pigmentación de los óxidos de hierro que provienen de la alteración hipergénica /meteórica de los minerales oscuros.

Las calcofilitas, corresponde al tipo litológico de mayor expresión superficial se reconocen fácilmente por su desarrollo morfológico, con afloramientos de crestas elongadas, longitud kilométrica, y excelente bandeamiento, que deriva de la alternancias de capas silíceas y carbonáticas, así como del buen desarrollo de la esquistosidad generada por la paralelización de la estratificación original y la deformación principal acompañada por la ocurrencia de minerales de metamorfismo.

El conjunto da lugar a la ocurrencia regional de formas serranas alargadas de altitud media y dirección general nor-noreste. Presentan textura granolepidoblástica a lepidoblástica de grano fino; la mineralogía está compuesta por sericita, cuarzo carbonatos, clorita y opacos. Presentan coloraciones oscuras: negra, grises y verdosas, por alteración meteórica la coloración varía a tonalidades rojizas anaranjadas y ocres.

Los carbonatos, ocurren alternando parcialmente con las calcofilitas, se disponen en bancos lenticulares de espesor decamétrico y varios cientos de metros de longitud; por su fácil alteración, se disponen en laderas bajas y valles parcialmente cubiertos por depósitos de coluvionamiento. La textura es granoblástica equigranular de grano fino y ocasionalmente medio, la mineralogía está compuesta básicamente por carbonatos desde muy calcáreos a dolomíticos, acompañados generalmente por cuarzo, clorita y filosilicatos; las coloraciones son grisáceas, blanquecinas y rosadas. La silicificación es frecuente, localizada y de intensidad variable.

Teniendo en cuenta los aspectos litológicos y estructurales, las condiciones de sedimentación habría ocurrido en ambiente de plataforma externa relativamente profunda, por otra parte, la ocurrencia de un importante vulcanismo básico asociado, estaría mostrando procesos tectónicos extensionales durante la sedimentación, posiblemente relacionados a un ambiente de tipo back-arc, del tipo postulado por Sanchez & Ramos (1999).

Desde el punto de vista estructural, según Midot (1983); Preciozzi (1989), la resultante de esta Unidad surge de la superposición de tres fases de deformación.

La primera fase (F.I) poco visible, genera pliegues isoclinales y tendría una componente predominante este - oeste.

La segunda (F.II) sería la responsable principal de la estructuración actual, desarrolla pliegues cerrados, derechos a ligeramente inclinados al este y oeste y están orientados NE-SW. La tercera fase (F.III) se caracterizaría por la formación de fallas de movimiento dextral.

Con relación al metamorfismo, según Midot (1983); Preciozzi (1989) deducen que: en los facies sedimentarios se reconoce un metamorfismo regional que se manifiesta por la neoformación de minerales filitosos como sericita, muscovita y clorita; en los facies de vulcanitas básicas el metamorfismo regional, genera un retrometamorfismo de los fenocristales y la desvitrificación del vidrio; los fenocristales de plagioclasas, están transformados en un agregado de albita- epidoto en tanto que los piroxenos, se encuentran uralitizados.

Por otra parte la presencia constante de clorita en las metavulcanitas básicas y sericita en los metasedimentos, indican que esta secuencia, vulcano sedimentaria presenta condiciones de metamorfismo en facie esquisto verde.

Con relación a la edad, los trabajos de datación, en esta Unidad, se realizaron en rocas metavulcanitas básicas y en metasedimentarias. Preciozzi (2004) indica edades de concordia en un metabasalto de 667 ± 4 Ma en Zircón y de 624 ± 14 Ma en Rutilo.

Por otra parte Basei et al (2008) en una muestra de filita, presentan una distribución de edades de circones detríticos entre 3000 y 1800 Ma, con concentraciones alrededor de 1800 - 2000, 2400, 2700 y 3000 Ma.

Además, cuatro valores de circones, obtenidos entre 700 y 600 Ma, estarían definiendo una edad mínima de sedimentación.

Los valores registrados, del metabasalto (667 ± 4 en Zr; 624 ± 14 Ma en Rutilo.) y la metasedimentita (entre 700 y 600 Ma como edad mínima en Zr detríticos); estarían demostrando una edad Neoproterozoica para el Grupo Lavalleja.

4.2.3.2) Complejo Cerro Olivo

Se define como Complejo Cerro Olivo a una asociación de basamento con metamorfismo de alto grado, caracterizada por rocas orto y paraderivadas con alta deformación dúctil y edad reconocida Neoproterozoica (Oyhantcabal et al, 2009; Lenz et al 2011).

Masquelín et al (1989; 2001) reconocen y definen, en la región sureste del Uruguay, un complejo metamórfico compuesto por neises proterozoicos de alto grado que denominan Complejo Cerro Olivo (CCO). Esta asociación litológica corresponde al basamento de la región en la que intruye abundante magmatismo brasiliano.

Masquelín (2004) redefinen el CCO, separando en el sureste del Departamento de Maldonado la Unidad Cerro Bori que se caracteriza por: ortoneises miloníticos y ortoneises granodioríticos y dioríticos.

Oyhantcabal (2005) define este complejo como un basamento caracterizado por neises bandeados con granate y silimanita y neises con hipersiteno que poseen una foliación entre 60 y 140°

En el Departamento, se reconocen tres áreas aflorantes:

El *Área Punta del Este*, se localiza en la porción sur, es la más pequeña y constituye el sustrato de la península homónima. Está separada de las otras dos regiones, por una extensa barra de arena litoral.

El *Área Manantiales - Arroyo de Medina*, se localiza en la porción centro - sureste del Departamento, se trata de la zona más extensa, está parcialmente cubierta por depósitos del cuaternario y presenta un importante tapiz de suelo, especialmente en la porción sur de la Unidad.

Está limitada: por el norte, con la Zona de Cizalla Cordillera, por el este con el macizo granítico de José Ignacio, al sur con depósitos cuaternarios y por el oeste con sedimentos y rocas de la secuencia vulcano-sedimentaria de la Formación San Carlos (Grupo Maldonado). El *Área Arroyos Rocha y Valdivia* se localiza en la porción noreste, inmediatamente al oeste del límite departamental de Maldonado. Esta porción limita: por el oeste y noroeste con los granitos sintranscurrentes de Valdivia y Los Cerrillos, por el este con las milonitas graníticas y ultramilonitas de la Cizalla Cordillera y por el sur continua hacia el Departamento de Rocha. (Ver Mapa Geológico) Desde el punto de vista litológico, de la revisión de los antecedentes y de las observaciones de campo efectuadas en este proyecto, surge que el Complejo Cerro Olivo presenta las siguientes litologías: paraneises bandeados, ortoneises, granito-neises, granulitas y migmatitas.

Los paraneises bandeados, las mejores exposiciones ocurren en la porción suroeste, del Área Manantiales-Arroyo de Medina, son parte del conjunto rocoso que comprende Punta del Este y las localidades de La Barra, Manantiales y José Ignacio de la Faja Costera.

Oyhantçabal (2005) define neises bandeados con granate y silimanita. Estas rocas, son de colores claros, poseen textura granoblástica y el bandeo está determinado por variaciones en el tamaño de grano y la composición modal. Las bandas amarillentas son de grano fino (0.1-0.2 mm) y tienen mayor cantidad de cuarzo y granate mientras que las bandas oscuras son de grano más grueso (cerca de 0.5 mm) y son ricas en feldespato.

A escala del microscopio, según Oyhantçabal (2005) la composición mineralógica es la siguiente:

El cuarzo es el componente principal, es anhedral, de 0,2 mm, con extinción ondulante, a veces se observan finas agujas de rutilo incluidas en los granos de cuarzo.

El feldespato alcalino de tamaño entre 0.2 y 0.5 mm, anhedral y con pertitas. Son frecuentes las uniones triples entre los cristales.

La plagioclasa de 0.3 mm es subhedral y de composición oligoandesina (An 30-35).

La biotita tiene pleocroísmo YZ: marrón rojizo, X: amarillo amarronado y ocurre en listones diseminados, de 0,2 mm. El granate es de color amarillo amarronado pálido, ocurre como granos anhedrales a subhedrales (de 0,1 a 1 mm). La silimanita se observa en cristales prismáticos orientados y está transformada parcialmente a sericita.

Los accesorios principales son: apatito, rutilo y circón.

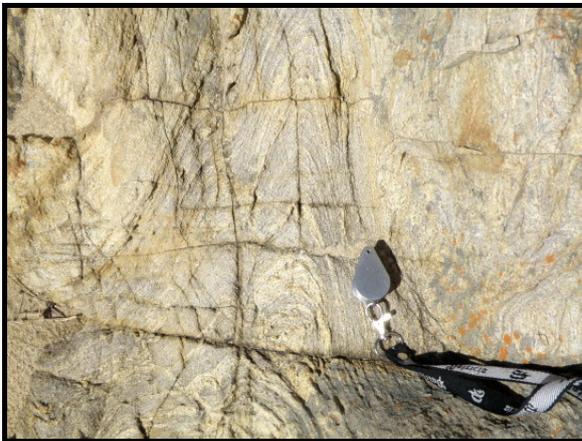


Foto 4: Paraneises, figuras de pliegues y planaridad.



Foto 5: Vista general del afloramiento



Foto 6: Detalles de planaridad.

Los ortoneises son el tipo litológico, más abundante. Son particularmente comunes, tanto en la Zona Manantiales-Arroyo de Medina como en la Zona Noreste: Arroyos Rocha-Valdivia.

Presentan textura néisica con bandeamiento centimétrico a decimétrico, de tipo irregular y discontinuo, que se genera a partir de la alternancia bandas máficas centimétricas, ricas en biotita, con bandas félsicas ricas en cuarzo y feldespato blanco. También se observa bandeamiento debido a variación en el tamaño de grano, especialmente en las bandas félsicas, cuyo tamaño de grano varía desde fino a muy grueso.

La frecuencia de aparición de bandas claras y oscuras determina variaciones desde ortoneises leucocráticos a melanocráticos.

En algunos afloramientos se observa además granate y anfíbol, determinando ortoneises granatíferos o anfibólicos por otra parte, el incremento de plagioclasa como mineral esencial puede dar lugar a la ocurrencia de ortonesises granodioríticos a tonalíticos.

La presencia de facies con diferente mineralogía es de carácter local por lo que su separación a la escala de mapeo resulta impracticable.



Foto 7: Vista general de estructura plegada



Foto 8: Detalle figura de pliegue



Foto 9: Detalle de bandas alternas irregulares claras y oscuras

Los Granito-neises, son menos frecuentes que los ortoneises. Se los encuentra tanto conformando la única litología del afloramiento, o asociados a los ortoneises, como un facies menos bandeado, aspecto que se vincula a la disminución en la abundancia de biotita, que es el que imprime en gran medida la textura neísica característica.

La roca posee una apariencia mas granuda, con bandeado irregular y escaso, la mineralogía tiende a una roca félsica con cuarzo, feldespato blanco y escasa biotita y la granulometría es variable, desde fina a gruesa y el color es claro.

Las Migmatitas son poco frecuentes. Se reconocen afloramientos individuales o asociados a los ortoneises. Se trata con mayor frecuencia de migmatitas estromatíticas. El paleosoma es de composición máfica (biotita-anfibol, piroxeno), con excelente bandeamiento de tipo irregular y espesor centimétrico. El melanosoma es muy rico en biotita y el leucosoma está compuesto fundamentalmente por cuarzo, feldespato blanco, plagioclasa. El conjunto presenta una alta deformación dúctil con desarrollo de pliegues, centimétricos, de tipo irregular, discontinuos y por lo general abiertos.

Se han reconocido algunas direcciones de eje de pliegue entre 060° y 090° . Localmente se reconocen diques tardíos de composición félsica (cuarzo y feldespato blanco) que recortan la estructura original.



Foto 10



Foto 11



Foto 12

Fotos 10,11 y 12: Migmatitas

Las Granulitas se han reconocido en la zona Arroyos Rocha-Valdivia y están asociadas a los ortoneises, dentro de una misma área aflorante. Las granulitas propiamente dichas se caracterizan por el tamaño de grano fino y la textura granoblástica, mientras que en los ortoneises granulíticos se observa una foliación gnéissica bien definida. Son rocas de textura granoblástica, de grano fino a medio, isótropas y bien recrystalizadas, leucocráticas a mesocráticas, compuestas de cuarzo, plagioclasa, piroxeno y anfíbol. La coloración es gris a gris oscuro. Localmente están recortadas por filoncitos de cuarzo y pegmatita.

De las descripciones petrográficas surge en principio dos tipos de granulitas: melanócratas y leucócratas.

Las granulitas melanócratas son granudas que contienen hasta un 65% de máficos y hasta un 30-35 % de félsicos. Los máficos, ocurren en las zonas intersticiales, están integrados por: anfíbol pleocroico subautomorfo de tamaño 0,2-0,5 mm posiblemente proveniente de la uralitización del piroxeno y biotita pleocroica parda de 0.4 mm.

Los félsicos presentan plagioclasa, 25% subautomorfa de 0,3-0,6 mm y cuarzo 10 % anhédrico, en subgranos a veces recristalizados de tamaño menor a 0,4 mm. Minerales accesorios ocurren en un 5%, ocupando, junto a los máficos, los intersticios; se reconocen: esfeno aparentemente subhédrico con cristales de apariencia subredondeada como si ocurrieran en aglomerados o en masa; circón y apatito.

Las granulitas leucócratas, son granudas con tamaño 0,5 mm contienen hasta un 70 % de félsicos y 30 % de máficos. Los félsicos contienen; más de un 45 % de plagioclasa en cristales anhédricos y subhédricos; el cuarzo 20 % presenta cristales originales de aproximadamente 0,8 mm, presencia de subgranos subhédricos recristalizados y con extinción ondulante; en algunas zonas se reconoce textura simplectítica entre cristales de cuarzo y plagioclasa. Los máficos presentan biotita 20% y epidoto. Como accesorio muscovita 5%.

Con relación al desarrollo estructural, de las observaciones de campo y de los antecedentes (Masquelín 2004; Oyhantçabal 2005), surge que estas rocas presentan una alta deformación dúctil, que se reconoce en la mayoría de los afloramientos de la unidad, especialmente en los paraneises, los ortoneises y las migmatitas



Foto 13: Vista general de afloramiento; parte posterior ortoneises con foliación irregular poco definida.

. La foliación está representada por un claro bandeamiento, cuya dirección general oscila entre 035° y 120° , siendo las direcciones de mayor frecuencia, las comprendidas en el entorno 060° a 075° , con buzamiento subvertical. En general este bandeamiento es provocado por la abundancia de minerales placoides orientados, fundamentalmente biotita (Fotos 10, 11 y 12).

Los paraneises que se observan en la faja Costera (La Barra-Manantiales) son el litotipo donde la foliación es más intensa.

Según Oyhantçabal (2005), la orientación general de la foliación se reconoce entre 060° y 120° , así como, la presencia de pliegues isoclinales apretados hasta casi similares (Fotos 7 a 9).

El plegamiento también se reconoce en varios afloramientos de ortoneises y migmatitas en la zona Arroyos Rocha- Valdivia. Se trata de pliegues abiertos, de orden centimétrico a decimétrico, simétricos

en los ortoneises y asimétricos en las migmatitas. En general la dirección del eje de pliegue varía entre 070 y 090°, vertical.

Una fase posterior se reconoce con cierta frecuencia en los paraneises de la Faja Costera. Se trata de pequeñas zonas de cizalla de tipo sinestral a las que se asocia la desviación de la foliación de alta temperatura. La orientación y el sentido de cizalla de este retrabajamiento de baja temperatura indicaría que el mismo está vinculado al evento cizallante de Sierra Ballena (Oyantçabal 2005).

Por otra parte, recortes de diques félsicos, de orden centimétrico, generaron pequeños corrimientos de tipo dextral en la caja de ortoneises y migmatitas, que se reconocen en la zona Arroyos Rocha-Valdivia.

Con relación al metamorfismo, la presencia de hipersteno y granate en las litologías de esta unidad indica condiciones de metamorfismo de alto grado (facies granulita). Gross et al (2009) señalan un pico metamórfico (M2) en condiciones de presión de 7 a 10 kbar y temperatura entre 830 y 950 °C, seguido de descompresión (M3) en condiciones de presión de 4,8 a 5,5 kbar y 788–830 °C y finalmente un evento retrogrado (M4) a 3–6 kbar y 600–750 °C. El evento M1 se reconoce solo como relicto dentro de los porfiroblastos del evento M2 y no es posible determinar con precisión las condiciones de PT.

Con relación a la edad; determinaciones geocronológicas recientes indican que el Complejo Cerro Olivo se caracteriza por un evento magmático de edad 800-700 Ma, responsables de generar los protolitos de esta unidad y un evento de metamorfismo de alto grado de edad 650 Ma., en Oyhantçabal et al. (2009); Lenz et al. (2011).

4.2.3.3) Magmatismo

4.2.3.3.1) Granito El Renegado

Fue originalmente definido por Preciozzi et al (1993), como Granito de Pan de Azúcar, Sánchez (1998) lo redefine con la denominación actual. Se localiza en la región sur-suroeste del departamento. Presenta una disposición geométrica groseramente elongada en sentido NW-SE; desde las cercanías de la ciudad de Pan de Azúcar hasta la prolongación del Lineamiento Edén de Mataojo-Laguna del Sauce. La orientación del eje mayor de la intrusión ($320-330^\circ$) sugiere un control estructural determinado por el Pliegue de la Sierra de Cabral.

Limita por su borde norte con la Unidad Campanero a través de una faja de rocas fuertemente deformadas, con foliación 320° y buzamiento de bajo ángulo al suroeste y fuerte cataclasis, por el este con sedimentos actuales de la Laguna del Sauce, por el sur y el oeste con sedimentos cuaternarios continentales, las volcánicas básicas de la Formación Las Flores y las metasedimentarias de la Formación Las Ventanas.

En su parte interna, el macizo aflora de manera discontinua ya que gran parte se encuentra alterado y desarrolla materiales eluviales y coluviales con cobertura de suelo. Los afloramientos son aglomeraciones de bochas irregulares donde algunos generan pequeñas elevaciones que se destacan en el paisaje.

De una manera general se puede describir como un granito de grano medio, rosado a rojizo, a tendencia leucocrática y con escasa biotita. Presenta ocasionales diques de aplita y pegmatita.

Sánchez et al (2003) describen para este macizo tres facies: un facies de borde de grano fino, una facies porfirítico y una facies de grano medio.

La facies de borde a grano fino, presenta textura alotriomórfica y está compuesto por feldespato alcalino perítico, plagioclasa, cuarzo, mirmequitas, muscovita y de manera subordinada biotita. Presenta como accesorios apatito, opacos y turmalina.

La facies porfirítico es inequigranular a textura xenomórfica a alotriomórfica. La composición está dada por microclina, cuarzo, biotita escasa y oligoclasa. Los fenocristales son de feldespato potásico de hasta 3 cm de longitud. La mayor variación composicional está dada por la presencia o no de anfíbol. Como accesorios se reconocen: zircón, opacos y epidoto.

El facies de grano medio es de textura alotriomórfica, inequigranular, de composición granodiorítica y presenta plagioclasa (An_{25-30}), feldespato potásico perítico, cuarzo, biotita y hornblenda. Como accesorios se reconocen zircón apatito y rutilo.

El granito presenta en general procesos secundarios de arcillitización y sericitización.

Con relación a la edad no se registran dataciones radiométricas en este macizo. Según las relaciones de campo se estima una edad Neoproterozoica.

4.2.3.3.2) Granitos de Puntas del Mataojo

Se agrupan aquí un conjunto de cinco cuerpos graníticos que se localizan en el centro y noroeste del Departamento.

Tres de ellos se encuentran entre el Lineamiento Eden de Mataojo y la Cizalla de Sierra Ballena y están intruyendo rocas del Basamento Paleoproterozoico de la Unidad Campanero.

Los dos restantes ocurren en la zona limítrofe con el departamento de Lavalleja formando parte del interfluvio de la Sierra de Carapé y están intruyendo las rocas metamórficas del Complejo Zanja del Tigre. En esta región fueron reconocidos y mapeados los cuerpos mayores, a nivel de campo se reconocen cuerpos menores, posiblemente apófisis de forma irregular que cortan la caja metamórfica y que por razones de escala no están cartografiados. Autores anteriores denominan a este macizo como Granito Carapé: Sánchez (1998); Rossini & Aubet (2000).

A nivel de campo, el macizo se presenta en bochas y o domos de tamaño de orden métrico. Se reconoce como un granito de grano fino y medio de composición granítica a granodiorítica, leucocrático, sin deformación y/o con un bandeamiento local donde la composición es básicamente cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. En algunos afloramientos se reconocen segregaciones pegmatíticas.

Oyhantcabal et al (2009) describen este granito como una granodiorita leucocrática de grano medio, donde la mineralogía mayor está integrada por: cuarzo, plagioclasa subhedral, ortosa pertítica y pequeñas cantidades de hornblenda verde y biotita. La plagioclasa ocurre en prismas subhedrales de hasta 1mm de largo mientras que la ortosa es subhedral. Los datos geoquímicos disponibles indican composición calcoalcalina de alto potasio, compatible con un ambiente de arco magmático o con un ambiente de tipo post-colisional.

Se observan evidencias de deformación a alta temperatura (principalmente migración de borde de grano en cuarzo). Existe una determinación de edad en zircones de 627 +/- 23 Ma, interpretada como la edad de cristalización magmática (Oyhantçabal et al. 2009).

4.2.3.3.3) Granito Cañada de la Mina

Fue definido por Sánchez (1998) como Granito de Cerro Guayabo. En el departamento está localizado, en la porción sur-suroeste, inmediatamente al oeste de la Faja Milonítica de Sierra Ballena, formando parte del faldeo occidental de la Sierra de los Caracoles.

Se trata de un cuerpo elongado, de unos 20 km de largo por 4-5 km de ancho máximo. Su dirección general es 010-020°, concordante con la dirección de la Cizalla de Sierra Ballena.

Se trata de un granito de grano medio, rosado y milonítico. La mineralogía principal está integrada por cuarzo, microclina, plagioclasa, biotita y anfíbol. Los accesorios son opacos, apatito y epidoto. Como minerales secundarios se reconocen: sericita y epidoto (plagioclasa epidotizada). El macizo presenta intensa deformación milonítica representada por la presencia de elongación de minerales, cuarzo en ribbons, achatamiento de feldespatos y reorientación de las micas. No hay dataciones conocidas de este macizo.

4.2.3.3.4) Granito de Solís de Mataojo

Fue definido por Oyhantçabal et al (1993b) al realizar el mapeo de la región comprendida entre la Sierra de las Animas y el Arroyo Solís Grande. Se trata de una intrusión fuertemente elongada, con desarrollo de foliación N-S, emplazada en la Zona de Cizalla de Sarandí del Yí (ZCSY). En general, presenta un núcleo menos deformado aumentando la deformación hacia los bordes, aunque de manera localizada y en diversas áreas, se preservan cuerpos menores

con escasa deformación. Hacia el este la deformación da lugar a las milonitas de Aguas Blancas y hacia el oeste a las milonitas del Arroyo Solís Grande. Ambas unidades miloníticas y el propio granito de Solís de Mataojo se considera que forman parte de la ZCSY, en su extremo más austral.

Las observaciones realizadas en el Departamento, muestran que este macizo aflora en las laderas bajas y entalles de cursos de agua, en tanto que en la parte superior es cubierto por depósitos del Cenozoico.

Según Oyhantçabal et al (2007), comprende tres facies principales: tonalítico, granodiorítico y granítico, que se disponen según bandas subparalelas con relación al eje del macizo.

La facies tonalítica, se ubica en la región oeste, es de grano medio a grueso, presenta plagioclasa euhedral (An_{30}) equigranular, cuarzo, biotita, hornblenda y escaso clinopiroxeno. Los accesorios principales son esfeno, zircón, apatito y alanita.

La facies granodiorítica se ubica hacia la zona central, como bandas discontinuas de dirección sur-norte. El facies se caracteriza por la presencia de megacristales de microclina de aproximadamente 4-8 cm de longitud, siendo la matriz granuda, de grano medio.

La composición de la matriz es oligoclasa (An_{25}), microclina, cuarzo, biotita y hornblenda, los accesorios más frecuentes son apatito, circón esfeno y alanita. La facies granítica, ubicada en la porción oriental, es de grano medio, con textura equigranular y alotriomórfica, ocasionalmente se observan texturas protomiloníticas. La mineralogía está compuesta por: cuarzo, oligoclasa, microclina, biotita y muscovita. El apatito y el circón son los accesorios más frecuentes.

La sericita ocurre como mineral de neoformación y se la observa en las áreas en que este tipo litológico se encuentra levemente deformado.

Es frecuente la presencia de enclaves básicos, (cuarzo dioríticos) especialmente en la tonalita y la granodiorita así como xenolitos de rocas metamórficas.

Desde el punto de vista geoquímico, Oyhantçabal et al. (2007), lo definen como un granito calcoalcalino de medio a alto potasio con características similares a granitos de ambientes de tipo arco continental maduro o post-colisional.

Se dispone una edad de Umpierre & Halpern (1971) en roca total Rb-Sr de 560+/- 15 Ma del facies granodiorítico y otra más reciente, Pb-Pb en titanita de 584 +/- 13 Ma. Oyhantçabal et al. (2007). De acuerdo con estos resultados surge para este macizo una edad Neoproterozoica- Ediacariano.

4.2.3.3.5) Batolito de Aiguá

Se define esta megaunidad como un conjunto de cuerpos graníticos sin- a tardi cinemáticos de naturaleza calcoalcalina cuyo emplazamiento está genéticamente vinculado a los eventos Brasilianos durante el Neoproterozoico tardío.

Fue reconocido por Preciozzi et al (1979), Preciozzi et al (1985) al sur y sureste de Aiguá, en esa región una parte fue mapeada como granitos tardi- a postectónicos y otra como granitos sintectónicos y complejos néisico-migmáticos, ambos con edad Precámbrico Superior.

Por su parte, Masquelín (1990) indica que este macizo se encuentra afectado por extensas zonas de cizalla, que presentan un padrón estructural característico.

Bossi et al (2001) separan en la región al sureste de Aiguá, una intrusión granítica de edad Proterozoico Superior, mientras que en el resto del área mapean granitos sintectónicos y granitoides deformados con edad Proterozoico Medio.

Oyhantçabal (2005) incluye, el área reconocida como Batolito de Aiguá, a la faja comprendida entre las Zonas de Cizalla de Sierra Ballena y Cordillera.

Este complejo, abarca una amplia región en la porción este del Departamento. Se trata de una faja alargada, a sigmoidal de dirección general entre 020° y 040° , que tiene entre 20 y 9km de ancho, en sus porciones norte y sur respectivamente definiendo una grosera forma de cuña que apunta hacia el sur-suroeste.

Su longitud total se estima en más de 80 km, considerando los afloramientos meridionales de la costa y los situados en el alto estructural del graben de Aiguá.

Del trabajo de mapeo y de lo propuesto por Oyhantçabal (2005), surge que este Complejo está limitado de oeste a este, por dos fajas de cizalla: Sierra Ballena de dirección 010° - 015° por el oeste y Cordillera, de dirección 030° - 035° por el este – sureste. Las zonas de cizalla de Paso de los Talas, de dirección 010° - 015° y la de Punta de las Palmas cortan este complejo en su parte central junto a otras cizallas menores con la misma dirección que las principales.

De manera general se pueden reconocer dentro de este complejo, tres regiones: sur, central y norte.

La región sur, está separada de la región central por el depocentro Cenozoico San Carlos - Punta del Este. Esta región limita: en el oeste con la Cizalla de Sierra Ballena; en el sur, se reconocen pequeños afloramientos de granito en la Zona Costera, particularmente en salientes rocosas situadas entre Punta Ballena y Punta del Este, el resto está ocupado por sedimentos; en el este, es cubierto por depósitos Cenozoicos, sin embargo se estima que el límite correspondería a la faja de Cizalla de Cordillera. En general ésta región se encuentra ocupada por el Granito de Maldonado y se caracteriza por lomadas con alternancia de pequeñas elevaciones con afloramientos del granito parcialmente alterado. El paisaje se complementa con materiales de eluvionamiento, y coluvionamiento del propio granito y sedimentos de cobertura alóctona.

La región central es la más extendida, se estima una superficie de 1000 km². Su límite oeste comprende la Zona de Cizalla de Sierra Ballena en el este, limita con las Cizallas de Cordillera y Paso de los Talas y el Complejo Cerro Olivo; en el norte, es cortada por la falla gravitacional de Aiguá, de dirección Noreste, que separa la región del Graben de Aiguá.

Dentro de esta región pueden reconocerse, de oeste a este, tres subregiones, separadas por fajas de cizallamiento menores que tienen direcciones entre 020 a 040°, cada subregión está ocupada por facies graníticas diferentes.

La subregión oeste contiene el granito de Aiguá, la subregión central contiene el Granito de Florencia y las Porfiritas del Cerro Catedral y en la subregión este se reconocen los Granitos de: Valdivia, La Tapera, Los Cerrillos y Puntas del Arroyo Rocha. Los diferentes tipos de granito, muestran en su conjunto un paisaje serrano donde se distingue dos Zonas: Serrana Baja y Alta.

Esta región es la de mayor desarrollo topográfico del Uruguay, el exponente principal es el Cerro Catedral con 514 metros de altitud.

La región norte, forma parte, junto con la faja milonítica de Paso de los Talas; de un pequeño alto estructural, dentro del graben de Aiguá; los límites norte sur y oeste, corresponden a fallas gravitacionales que separan las rocas antiguas de los sedimentos de relleno Juro Cretácicos, por su parte en el este, limita con la faja de Cizalla de Paso de los Talas. En esta región el área, está ocupada por el granito de Florencia. La geomorfología de este conjunto muestra un alto topográfico que junto con los altos de la región, caracterizado por cerros de vulcanitas ácidas mesozoicas que alternan con áreas de lomadas, definen lo que se ha denominado Zonas Onduladas con Cerros Asociados.

4.2.3.3.5.1) Principales Intrusiones

-Granito de Maldonado

Se localiza en la región sur del Complejo Aiguá, la parte aflorante de este granito se encuentra con buena exposición solamente en algunos sitios, especialmente canteras para extracción de piedra partida y ornamental, y en los afloramientos de Punta del Chileno, allí se observa la roca en estado fresco.

Fue reconocido por Masquelín (1990) que lo describe como granito porfirítico a oligoclasa y ortoclasa, con biotita a veces cloritizada.

Oyhantcabal et al. (2009) definen tres facies en este granito y los describen de acuerdo con las siguientes características:

-Una facies de monzogranito porfirítico a biotita, es el más extendido, contiene megacrystales de feldespatos alcalinos en una matriz de grano medio. Los fenocristales son de microclina, subhedrales, tienen un largo superior a 2 cm y presentan evidencias de recristalización dinámica.

La matriz, rodea los fenocristales, es de grano medio, está compuesta por agregados elongados de biotita, muscovita y subgranos de cuarzo. La textura es groseramente granoblástica, la abundancia de mirmequitas en los planos de deformación estarían señalando condiciones de deformación a alta temperatura en estado sólido. La muscovita está presente con cristales no deformados y están con frecuencia situados de manera perpendicular a la foliación principal lo que estaría indicando que son cristales tardíos y relacionados a un evento termal posterior.

-Una facies granodiorítico, presenta características similares al granito aunque es de grano medio. Los fenocristales son de plagioclasa eudral de aproximadamente 0,2 mm, presenta maclas curvadas, extinción ondulosa y alteración sericítica. La matriz es granoblástica de 0,2 mm, está compuesta por microclina anedral, ortosa perítica, cuarzo y agregados elongados de mica.

-Una facies de granito leucocrático, se encuentra expuesto en la porción oeste del macizo y está en contacto con la Zona de Cizalla de Sierra Ballena. Es de grano medio, entre 2 y 5 mm, está compuesto de cuarzo, ortosa, microclina, apatito y opacos. Presenta una cataclasis sobreimpuesta que seguramente está relacionado con una reactivación a baja temperatura de la Cizalla de Sierra Ballena.

Con relación a la edad de este macizo, Oyhantçabal et al (2009) realizan una datación de una muestra, posicionada en: 34° 50'35"; 54° 56' 58", que corresponde a la facies del monzogranito porfirítico. El método utilizado: SHRIMP U-Pb en circón, indica una edad de magmatismo de 564+/-7 Ma. Los resultados estarían demostrando una edad Neoproterozoico tardío- Ediacariano para este macizo.



Foto 14: Granito de Maldonado, facies granodiorítico con diques aplíticos.

-Granito de Aiguá

Se trata del macizo granítico más extenso, se localiza en la parte oeste de la región Central en un área de 10 x 50 km, con eje mayor aproximadamente NS y ligeramente acuada hacia el sur. Desarrolla un padrón geomorfológico que se vincula a la Zona Serrana Baja. La altitud no supera los 250 metros.

Está limitado: al oeste y al este por las Zonas de Cizallas de Sierra Ballena y Puntas del Arroyo las Palmas respectivamente, ambas, de dirección general 010° - 020° en el norte el macizo es cortado por la falla gravitacional de Aiguá de dirección 050° y edad Juro-Cretácica que lo separa de los depósitos sedimentarios y rocas volcánicas del graben de Aiguá. En el límite sur es cubierto por depósitos de la Formación Libertad.

Los afloramientos se exponen, en su gran mayoría, en forma de bochas más o menos redondeadas a ovoidales, aisladas y en agrupamientos, son de tamaño métrico, presentan con frecuencia estructura de cáscara de cebolla.

Se observan también afloramientos acordonados y en crestones irregulares, condicionados en parte por la distribución de minerales placoides y/o producto de la deformación.

El tipo litológico que predomina, es un granito a biotita de grano medio con cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, de color rosado pálido, isótropo a ligeramente deformado, localmente puede presentar una textura porfirítica con cristales automorfos, muy aislados, de feldespato rosado de hasta 1,5 cm de longitud, inmersos en una matriz granuda; en ocasiones se reconocen cristales automorfos de granate y esfeno.

Este granito puede pasar a facies miloníticas (granito milonítico) con orientación definida de la biotita, recristalización de cuarzo con formación de *ribbons* y deformación frágil de cristales de feldespato potásico, se reconocen así estructuras de tipo bandeado a muy bandeado. La deformación de éste facies es más acentuada hacia los bordes del macizo, cercano a los contactos con las fajas miloníticas de Sierra Ballena y Puntas del Arroyo de Las Palmas. También se lo reconoce asociado a zonas de cizalla de menor cuantía, en la parte interna del macizo, alternando con porciones más o menos isótropas.

A nivel micro, la facies menos deformada, muestra que se trata de una roca fanerítica inequigranular. Su mineralogía principal es microclina perítica, con maclas en enrejado y Carlsbad, cuarzo con extinción ondulante y plagioclasa con macla polisintética.

Los feldespatos están parcialmente sericitizados y poseen inclusiones de cuarzo y máficos, las plagioclasas están ocasionalmente alteradas a epidoto. Los máficos son intersticiales y están representados por biotita parda y clorita verde, otros accesorios frecuentes son: opacos, epidoto, titanita, apatito y circón.

Una muestra de la facies más deformada a nivel micro, muestra: cuarzos recristalizados, en subgranos alargados en aparente distribución bandeada; intercrecimientos vermiformes cuarzo-feldespato alcalino y plagioclasa-feldespato alcalino. Por su parte los filosilicatos están orientados en una dirección preferencial.

Con relación a la edad de este granito, Basei et al (2000) en Oyhantçabal et al (2009), registra una datación de 587 Ma +/- 16 Ma. U-Pb en circón de magmatismo. Por otra parte Oyhantçabal et al (2009) presenta una edad de enfriamiento, K-Ar en muscovita, de 588 +/- 6 Ma.

Los resultados estarían demostrando, para este granito, una edad Neoproterozoico Tardío – Ediacariano.

-Granito de Florencia

Fue definido por Masquelín (1990), se reconoce en las regiones central y norte del Batolito de Aiguá.

En la región central, ocupa el sector centro noreste del Batolito. Presenta una geometría de cuña, con ápice hacia el sur – suroeste, ligeramente orientado hacia el nor-noreste.

Está limitado en el oeste y suroeste por la cizalla del Arroyo Las Palmas y en el este por el granito deformado de Cerro Baltasar y las Porfiritas de Cerro Catedral, en el sur la unidad termina en una cuña entre las milonitas de Arroyo de las Palmas, Paso de los Talas y las

porfiritas del Cerro Catedral. En el norte es cortado por la falla gravitacional de Aiguá, de dirección Noreste.



Foto 15: Granito de Aiguá vista general y geomorfología desarrollada por el mismo

La geomorfología muestra que este granito, junto con las porfiritas del Cerro Catedral, son las litologías que configuran gran parte de la Zona Serrana Alta, de la región este –noreste del departamento.

En la región norte, se lo reconoce en más del 70% del área, ocupa la porción centro-occidental, presenta una forma groseramente triangular de dirección este-oeste con ápice hacia el oeste. Desarrolla un relieve positivo donde se destaca del resto del paisaje inmediato.

Tanto en la región central como en la norte, este macizo presenta abundantes afloramientos que dominan sobre la cobertura, ocurren en grandes superficies planas “pisos” como en bochas gigantes como el que se observa en el Cerro de la Bola sobre la Ruta 109.

El tipo litológico principal es un granito leucocrático de grano grueso a muy grueso, equigranular, isótropo a ligeramente deformado por planaridad de los minerales placoides. La mineralogía principal es cuarzo blanco subautomorfo, de hasta 2 mm de diámetro, feldespato potásico rosado en cristales subautomorfos a automorfos, con maclado Carlsbad, de hasta 1 cm de longitud, frescos y parcialmente alterados. En general, la coloración dominante es rosado pálido a rosa anaranjado debido a la abundante presencia de cristales de K feldespato.

El máfico dominante es biotita de color negro y amarronado, ocurre de manera aislada en láminas individuales menores a 1 mm y en racimos; en algunos sitios es posible reconocer anfíboles en cristales aislados.

La presencia de biotita puede disminuir considerablemente en algunos afloramientos donde la roca se puede definir como un granito leucocrático, en otros afloramientos predomina el K-feldespato y la roca puede ser considerada como una sienita cuarzosa.

Como litologías subordinadas se reconocen también: granitos de grano fino y fino a medio, a tendencia leucocrática, de composición cuarzo, feldespato potásico rosado y escasa biotita, isótropos a deformados.

También suelen reconocerse pasajes laterales, de las mismas litologías, a zonas de verdaderas milonitas graníticas con desarrollo de cuarzo en *ribbons*, recristalización de la biotita y abudamiento de cristales, generando una foliación milonítica de direcciones comprendidas entre 010° y 040°. La continuidad y el espesor lateral de las fajas miloníticas es muy variable, tanto el espesor como su longitud puede variar significativamente pudiendo adelgazarse hasta

desaparecer y engrosarse desde unos pocas centenas de metros a varios kilómetros.

De manera local suelen reconocerse, zonas del mismo granito, catacladasas y/o brechadas con minerales de alteración hidrotermal asociados: recristalización de sílice, caolinitización de feldespatos, epidotización, oxidos de hierro y huecos de sulfuros.

La observación microscópica muestra varias facies:

Una facies inequigranular con diferencias de tamaño de matriz, desde fina a media. Aquí los minerales más abundantes son: ortosa pertítica (30%) a veces con textura gráfica, donde los feldespatos están parcialmente sericitizados y caolinitizados. Cuarzo (40%), de hasta 4mm de diámetro, con extinción ondulante, subgranos y recristalización. Plagioclasa (30%) sericitizada y ortosa pertítica. Como accesorios se reconocen: biotita de color marrón, zircón, clorita, epidoto y opacos.

Una facies equigranular medio y grueso cuya mineralogía es: ortosa pertítica (40%), cuarzo (40 %) recristalizado en los bordes de los granos, plagioclasa (10%), máficos (8%, biotita negra) además de accesorios (1%; circón, sericita, epidoto y opacos).

Una facies porfirítica con fenocristales de: plagioclasa (40%) de hasta 10 mm, automorfa y sericitizada; cuarzo (35%) de hasta 7 mm, ondulante, automorfo y de bordes corroídos; ortosa pertítica (25%) de hasta 5 mm, albitizada, subautomorfa, a veces en intercrecimiento gráfico con cuarzo. La matriz es granuda, a veces gráfica, cuya mineralogía es: cuarzo (40%), ortosa pertítica (50%) y plagioclasa (menor a 10 %), como accesorios se observan: biotita, opacos, muscovita y circón.

Una facies cataclástica con 80% de clastos y 20 % de matriz. La mineralogía de los clastos es: ortosa pertítica con inclusiones y venas

de cuarzo, cuarzo ondulante y en subgranos, plagioclasa sericitizada y fragmentada. La matriz es de grano muy fino con fragmentos angulosos de cuarzo y feldespato, presencia de óxidos, opacos y caolinita.

Con relación a la edad de este macizo, Preciozzi et al (1993), en Oyhantçabal (2005), presenta una edad de cristalización por el método Rb/Sr en roca total de 591 +/- 95 Ma, cabe señalar que los antecedentes no registran una ubicación precisa de la muestra.

De manera genérica este resultado estaría mostrando una edad Neoproterozoico tardío, el margen de error es de tal amplitud que no amerita una estimación más ajustada.



Foto 16: Granito de Florencia, paisaje característico generado por este macizo



Foto 17: Vista general hacia el este, primer plano granito de Florencia, segundo plano en el valle inmediato: Cizalla de paso de los Talas; al fondo granitos de Los Cerrillos y Valdivia.

-Porfiritas del Cerro Catedral

Se reconoce dentro del Batolito de Aiguá, una faja de rocas porfíricas ácidas, de aproximadamente 30 km de largo por unos 2 km de ancho que limita por el oeste, a través de una angosta faja milonítica, con los granitos de Aiguá y de Florencia y por el este con los granitos de Valdivia y Los Cerrillos. Presenta una dirección 020° - 030° y fue reconocida en las secciones de Ruta 109, en el Camino del Cerro Catedral y en la senda que corta la sierra uno 7-8 km al sur del Cerro Catedral.

La geomorfología de esta unidad, muestra un relieve positivo siendo parte de la zona Serrana Alta, cuyo punto de mayor altitud es el cerro del que deriva su nombre. Los afloramientos tienen una forma más bien alargada y/o groseros crestos subconcordantes con la anisotropía regional

El tipo litológico más representativo es una porfirita ácida donde la matriz se puede presentar afanítica o de grano muy fino, de composición silícea y coloración blanquecina a gris verdosa. Los fenocristales son fundamentalmente de cuarzo y feldespato alcalino. El cuarzo se presenta en cristales automorfos de 2-3 mm, de forma redondeada (ojos) traslúcidos, con morfología de cuarzo beta; el feldespato desarrolla cristales de hasta 0,5 cm ligeramente isométricos, automorfos, suspendidos en la matriz y de color rosado pálido.

Lateralmente se observa que la roca manifiesta distintos estados de deformación, definida por una ligera a intensa foliación de dirección entre 020° y 060° y buzamientos cercanos a la vertical, hacia el Noroeste. La matriz, similar a la de la facies menos deformada es de grano muy fino a afanítica, de coloración gris verdosa y parece estar intensamente recristalizada.

Los clastos son de cuarzo transparente y feldespato potásico, algunos están deformados y otros con deformación escasa se encuentran flotando en la matriz. Se define a esta roca como una porfirita milonítica.

En algunos afloramientos se reconocen rocas de naturaleza brechoide con procesos de alteración hidrotermal como silicificación, cloritización y caolinización que se presume están vinculados con eventos de reactivación de baja temperatura.

Del análisis petrográfico de algunas de las muestras se reconoce que los tipos de rocas dominantes son riolitas y traquitas cuarzosas, además se observaron dacitas porfíricas y microgranitos porfiríticos cuyos detalles se exponen en lo que sigue:

- Las *riolitas y traquitas cuarzosas* presentan matriz muy fina de aspecto vítreo, textura microgranuda con un tamaño de grano

aproximado de 0,1mm, a menudo recristalizada; una muestra presenta matriz esferulítica debido a la recristalización de vidrio. Los minerales accesorios reconocidos son: biotita parda pleocroica, opacos, epidoto, sericita, óxidos y ocasionalmente clorita, apatito y circón. Los fenocristales se componen de cuarzo (30 a 60%), ortoclasa perítica (40 a 65%), plagioclasa (5 a 20 %) y ocasionalmente pseudomorfos rómbicos (probablemente de anfíbol) compuestos por biotita, opacos, epidoto y clorita. Los fenocristales varían desde 2 mm a 1 cm, siendo 5mm el tamaño modal.

Los cuarzos suelen presentar extinción ondulante y raramente subgranos. Las maclas de los feldespatos (Carlsbad o periclina) ocasionalmente están combadas. Estos minerales suelen estar zoneados, sericitizados y exhibir fracturas y venillas de cuarzo recristalizado.

-Las *dacitas* presentan una matriz muy fina y se componen mayoritariamente de cuarzo y feldespatos recristalizados y secundariamente biotita parda y opacos subautomorfos asociados a ésta última. Los minerales accesorios están representados por pátinas de óxidos, sericita, apatito y epidoto.

Los fenocristales son mayoritariamente plagioclasa (80%) y secundariamente ortoclasa perítica (15%) y cuarzo (5%).

-Los *microgranitos* presentan matriz granuda, compuesta principalmente por cuarzo, ortoclasa perítica y plagioclasa. Secundariamente aparecen cristales subautomorfos de epidoto, los accesorios están representados por biotita, clorita y opacos. Los fenocristales automorfos son de plagioclasa y cuarzo ondulantes de hasta 1cm. Presentan escasos pseudomorfos rómbicos (probablemente de anfíbol) compuestos por biotita, opacos, epidoto y clorita.

-Las *riolitas* deformadas presentan matriz granoblástica recristalizada, con bandeamiento de granulometría muy fina (0,02 mm de tamaño promedio) y fajas cuarzosas más gruesas aisladas (0,1 mm). Se componen principalmente de cuarzo y feldespato recristalizado, secundariamente biotita parda, mientras que los minerales accesorios están representados por opacos, epidoto, sericita y pátinas de óxidos. La matriz se dispone en bandas donde los ejes mayores de los minerales están orientados perpendicularmente al máximo aplastamiento. La deformación está enmascarada por la recristalización que da una textura granoblástica. El bandeo está dado por la orientación de los filosilicatos, los ejes ópticos de los minerales, las pátinas de óxidos y las bandas cuarzosas.

Los fenocristales son escasos y están dispersos teniendo un tamaño promedio de 5mm; predominan los feldespatos alcalinos (ortoclasa, 65%) sobre el cuarzo (30%) recristalizado. Aparecen además pseudomorfos rómbicos (probablemente de anfíboles) formados por biotita, opacos y a veces muscovita.

A propósito de la deformación de esta roca, como los fenocristales son escasos, quien captó el mayor esfuerzo fue la matriz, quedando estos cristales muy enteros. Las sombras de presión a los lados de los megacristales son poco visibles debido a la recristalización. Aparentemente la deformación por cizalla fue simultánea a la recristalización a temperatura media a alta.

Con relación a la edad de estas rocas, no hay registro de dataciones, se presume una edad similar que las obtenidas para los granitos de Aiguá, Maldonado y Valdivia.

Las características petrográficas sugieren que este magmatismo está asociado al Complejo Sierra de las Ánimas. Por otra parte la

Formación Sierra de los Ríos, en el noreste del país, descrita por Elizalde et al (1970) y Loureiro (2007) indicarían que estas unidades se corresponderían con un mismo evento magmático.



Foto 18: Vista general de los afloramientos, de Porfiritas de Catedral, groseramente estructurados con desarrollo de una cordillera alargada de dirección 020°-030°

-Granito de Valdivia

Fue definido por Masquelín (1990), se localiza en la porción este-noreste de la región central, presenta una dirección general 020° y aflora en dos áreas.

Un área menor situada contra el límite Departamental al sur del Arroyo de Rocha, ésta limita al sur y al oeste con el Granito de Los Cerrillos y por el norte y el este con el Complejo Cerro Olivo.

Un área mayor se reconoce entre el curso superior del Arroyo Rocha, por el sur y el curso medio de la Cañada de Valdivia, por el norte.

La Unidad, está geológicamente limitada por el sur, con el Granito del Cerro La Tapera, en el oeste con la Cizalla de Paso de los Talas, las Porfiritas del Cerro Catedral y el Granito de los Cerrillos; en el este sureste, queda comprendido por el Granito de Los Cerrillos, el Complejo Cerro Olivo y la Cizalla de Cañada del Sauce de dirección 010°-020°.

Hacia el norte de la Cañada de Valdivia, este granito, se adelgaza, donde una parte, pasa a definirse como una faja milonítica, Cizalla de Paso de los Talas, quedando propiamente restringido, como granito, a un delgado cordón de dirección nor-noreste, comprendido entre la faja milonítica de Paso de Los Talas por el este y los granitos de Florencia y de los Cerrillos por el oeste.

La geomorfología de este granito se asocia a lo que se denomina Zona Serrana Baja, donde se reconoce una alternancia de áreas con afloramientos en planchas a ras del piso y bochas parcialmente alteradas a medianamente frescas así como materiales líticos eluviales y coluviales que definen el desarrollo de una cobertura de suelos moderada (Fotos N° 19 y 20).

El tipo litológico principal se caracteriza por un granito de grano medio equigranular, a veces con esporádicos fenocristales aislados de K-feldespatos definiendo un facies porfirítico, generalmente isótropo. La mineralogía principal es cuarzo blanco vítreo, feldespatos potásicos rosados pálidos y plagioclasa. El mineral subordinado más abundante es la biotita, que se dispone en láminas individuales de hasta 1-2mm y en racimos, el esfeno ocurre con frecuencia en cristales automorfos individuales de sección rómbica y de color marrón claro.

También minerales secundarios como: caolinita, clorita, sílice coloidal y epidoto se observan, de manera localizada, rellenando fisuras o diseminados, posiblemente derivados de alteración hidrotermal. La

mayoría de los afloramientos se encuentran parcialmente alterados y la coloración varía entre blanquecina y blanco rosácea.

Otras litologías subordinadas son reconocibles como granitos de grano fino y muy grueso biotíticos; leucogranitos y aplitas.

Lateralmente, estos tipos litológicos, pueden desarrollar una anisotropía local y regionalizada métrica a kilométrica, generada por procesos de deformación dando lugar a granitos poco a muy deformados y/o bandeados, granitos miloníticos y verdaderas milonitas, esta anisotropía se manifiesta por el desarrollo de minerales placoides orientados, como biotita y sericita, recristalización del cuarzo y reordenamiento en venillas, *ribbons*, aplastamiento y deformación de cristales de K feldespato; en general el rumbo de estos tipos litológicos varían entre 15 y 45 ° con buzamientos cercanos a la vertical.

Petrográficamente se define como un granito inequigranular de grano fino y medio a grueso, de textura poiquilítica, donde se observan minerales de distinta granulometría y morfometría, con dos fases de cristalización.

Los cristales de la primera generación son automorfos, de grano fino a medio: 0,5-1,5 mm. Los feldespatos: ortosa plagioclasa y microclina están alterados a sericita y caolinita, presentan zonaciones y bordes de reacción. Entre estos cristales existe biotita, epidoto, clorita (de alteración) cuarzo y esfeno de hasta 3mm.

La segunda generación está caracterizada por cuarzo ondulante de grano grueso, microclina y plagioclasa gruesa. También se observa biotita intersticial abundante, gruesa y esfeno abundante (con opacos asociados o incluidos en los cristales de esfeno), epidoto de alteración, abundante, clorita, entre láminas de biotita, apatito y circón escasos.

En algunos casos, los cuarzos de la segunda generación están recristalizados en subgranos pequeños, el epidoto y la clorita son más abundantes y aparecen en cristales mayores, la sericitización es más intensa y los filosilicatos y otros máficos poseen una orientación incipiente de sus ejes mayores. Se reconoce también muscovita y turmalina como accesorios.

En los casos en que la deformación es más intensa, la sericita, biotita y clorita se disponen en bandas más o menos continuas y son paralelas a las bandas de los cuarzos recristalizados, los feldespatos están fracturados y alterados y la roca presenta una intensa deformación dinámica.

Con relación a la edad de este granito, Oyhantçabal et al (2007) registran una edad de magmatismo, Pb-Pb en titanita, de 614 Ma. +/- 3,2. De acuerdo con estos resultados, estaría posicionando en el Neoproterozoico tardío (Ediacariano).



Foto 19



Foto 20

Fotos 19 y 20: Vista general de áreas de afloramiento.

-Granito de La Tapera

En la porción suroeste del macizo de Valdivia se reconoce un pequeño cuerpo granítico, que por sus dimensiones no fue separado del

macizo de Valdivia, se destaca por presentar un paisaje con relieve positivo y afloramientos de gran porte que se disponen en planchas y /o lomos extensos.

Se trata de un granito a tendencia leucocrática, de grano medio isótropo equigranular, cuya composición es: cuarzo, K- feldespato rosado, plagioclasa blanca, biotita y muscovita; el granito está parcialmente alterado y es de coloración blanco rosáceo. Se interpreta como una facies a muscovita del Granito de Valdivia.

Petrográficamente se observan dos generaciones de cristales, la primera corresponde a cristales de ortosa y plagioclasa. La ortosa se presenta con cristales automorfos, zoneados y caolinitizados y con bordes de reacción. La plagioclasa se presenta en bajo porcentaje, y está inmersa en una masa de cristales compuesta por cuarzo y microclina de la segunda generación.

Los porcentajes de minerales correspondientes a la primera y segunda generación son: cuarzo 50 % feldespato alcalino 30% plagioclasa 10% y máfico (biotita parda pleocroica) 10%. Como accesorios se reconocen: muscovita, epidoto, apatito y circón.

Con relación a su edad, no existen dataciones de este pequeño macizo, no obstante, las características texturales, estructurales y composicionales de este granito estarían indicando una edad similar al granito de Valdivia.

-Granito de los Cerrillos

Se ubica en la Región Central del Complejo de Aiguá, precisamente en su porción oriental, tiene como límites geológicos las siguientes Unidades de rocas: en el oeste, el granito de Aiguá, las porfiritas del Cerro Catedral y el granito de Florencia, en el sur es cubierta por sedimentos Cenozoicos, en el este-sureste tiene contacto con el Complejo Cerro Olivo y la Cizalla de Cordillera, hacia el norte-noreste, tiende a acuñarse y formar parte de la banda milonítica de Paso de

los Talas. Esta faja, comprendida entre las Cizallas de Paso de los Talas y Cordillera, que acompaña la dirección general de la Región Central, alberga además, en sus partes central, y norte, áreas miloníticas menores y los Granitos de Valdivia y Cerro la Tapera (ver Mapa Geológico).

La geomorfología de este macizo tiene características similares a las indicadas para el granito de Valdivia, aunque las anisotropías generadas debido a su deformación, desarrollan en buena parte bandas de afloramientos acordonados que alternan con bandas de materiales de cobertura de alteración y coluvionamiento del propio granito (ver Foto N°21).

La litología principal es un granito heterogranular porfíritico poco deformado a muy deformado. La granulometría de la matriz varía con los afloramientos, de granuda fina a muy gruesa, siendo las más frecuentes la media y gruesa (ver Fotos.22, 23, 24 y 25).

La composición de la matriz es cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas y biotita. El cuarzo es blanco vítreo, se presenta en cristales automorfos y subautomorfos la morfología va desde redondeados, ligeramente aplastados a muy cinteados, dependiendo de la magnitud de la deformación. El feldespato potásico es de coloración rosada a blanco rosácea parcialmente alterado, la plagioclasa está en cristales automorfos de coloración blanca, la biotita es el accesorio más abundante, se presenta en láminas aisladas y agrupadas, en distribución isótropa a muy orientada, dependiendo de la magnitud de la deformación, el color varía desde negro, cuando está muy fresca, a marrón, cuando está alterada.

Los megacristales, de feldespato alcalino, son de forma rectangular, de coloración rosácea, blanca rosácea y blanca cuando están alterados, la cantidad varía entre afloramientos, desde unos pocos, aislados y dispersos hasta muy abundantes, su tamaño también varía

entre 1 y 5 cm de longitud y un valor promedio de 3cm. En cuanto a la distribución de los cristales, puede variar dentro y entre los afloramientos, puede ir desde muy caótica a tener cierta orientación local a muy orientada, el rumbo general de la orientación de cristales varía entre 015° y 060° .

Lateralmente, hacia las áreas donde ocurren fajas de cizallamiento, la deformación del granito, a nivel mesoscópico pone en evidencia diversos indicadores como ser: ribbons de cuarzo, porfiroclastos de feldespatos rosados con estructuras del tipo fracturación achatamiento, y elongación, desarrollo de colas simétricas y asimétricas. La medida de algunos de estos indicadores muestran una dirección de deformación entre 020° y 080° siendo las más frecuentes entre 040° y 060° , en todos los casos los buzamientos son verticales o muy cercanos a ella, las colas asimétricas de los porfiroclastos indican sentido de desplazamientos tanto dextral como sinistral.

La observación petrográfica indica que se trata de un granito de grano grueso con deformación milonítica cuya composición está representada por: cuarzo (40%), microclina (40%), plagioclasa (20%) y ortosa, los accesorios son biotita parda pleocroica, esfero fracturado, opacos y apatito y los secundarios: epidoto clorita y sericita.

Dentro de los minerales principales, se reconocen dos generaciones de cristales de feldespatos. La primera está compuesta por escasa plagioclasa y ortosa parcialmente alteradas; las plagioclasas son automorfas, de 0,4 mm, sericitizadas, a veces incluidas en megacristales de microclina poiquilítica, otras veces rodeadas de cuarzo recristalizado, los cristales mayores y más alargados de estas plagioclasas, poseen maclas combadas y microfallas debido a la deformación. La segunda generación, está representada por megacristales de microclina poiquilítica de hasta 15 mm, presenta

además bordes mirmequíticos e intercrecimientos vermiformes de cuarzo.

La deformación general se concentra en bandas, donde los filosilicatos y otros máficos, son más abundantes y marcan una foliación. Estas bandas, alternan con los megacrystales de microclina poiquilítica de la segunda generación y de cuarzo recristalizado. La granulometría del cuarzo es menor, cuanto más cerca está de las bandas deformadas.

La roca se encuentra atravesada por venillas rellenas de filosilicato, cuarzo y epidoto.

Con relación a la edad, no se dispone de registro de dataciones de este granito, se presume una edad similar que las obtenidas para los granitos de Aiguá y Valdivia.

-Granito de Puntas del Arroyo Rocha

Este macizo se ubica en la Región Central del Batolito de Aiguá, precisamente en la porción oriental. Sus límites geológicos al oeste y este son respectivamente las Cizallas de Paso de los Talas y Cañada del Sauce. El macizo presenta una geometría regular, de tipo rómbico, con eje mayor de dirección noreste, de unos 8 km de largo y el eje menor de dirección noroeste de unos 4 km de ancho.



Foto 21: Vista general del macizo en la localidad tipo Los Cerrillos

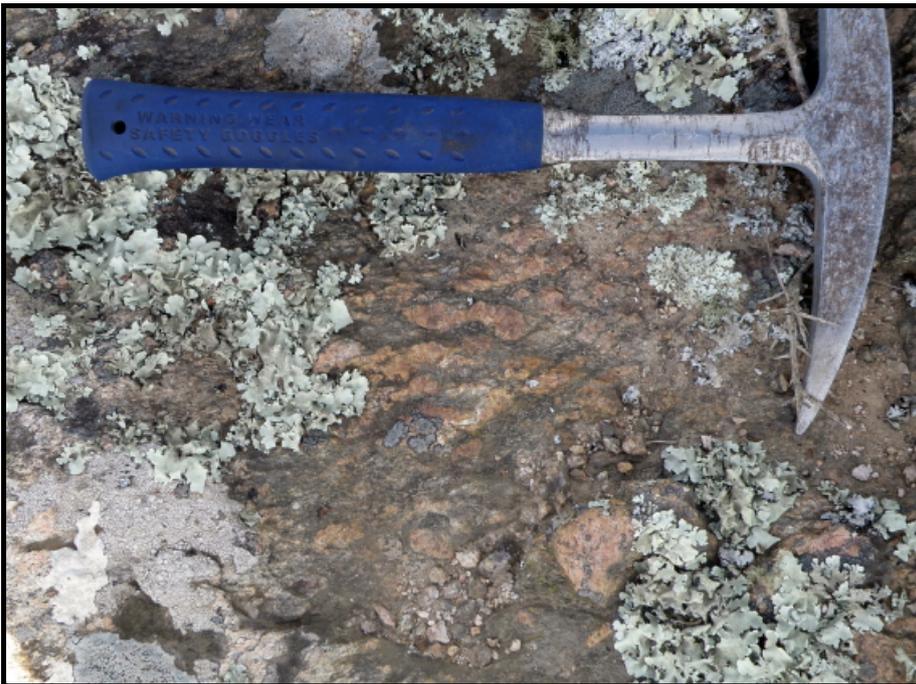


Foto 22: Vista general de afloramientos del granito porfirítico deformado, nótese porfiroblastos de K felsdespato achatados y deformados.



Foto 23: Ídem con cristales de feldespato blanco



Foto 24: Detalle de afloramiento con cristales de K feldespato alineados y escaso achatamiento



Foto 25: Ídem, porfirítico, algo deformado, se esboza orientación de los fenocristales, la matriz se encuentra alterada, con pátinas de oxidados ocre.

Desde el punto de vista geomorfológico, esta unidad forma parte del contexto fisiográfico de las zonas serranas alta y baja. Presenta abundantes afloramientos con formas de bochas redondeadas y ovoides de tamaño métrico así como lozas a nivel del suelo que ocupan decenas de metros cuadrados.

Los afloramientos alternan con áreas de suelos generados por materiales eluviales y/o coluviales del propio granito.

Desde el punto de vista de la deformación este macizo parece ser el único cuerpo no deformado, a modo de hipótesis, podría correlacionarse a un pequeño núcleo sin deformar del granito porfirítico de Los Cerrillos.

La litología que domina es un granito inequigranular, porfirítico, a tendencia leucocrática; la matriz es granuda de tamaño medio a muy grueso, de composición cuarzosa, K - feldespato rosado y plagioclasa blanca, el máfico que domina es biotita negra en cristales aislados y

en aglomerados, en algunos afloramientos se reconoce hornblenda. Los fenocristales son de feldespato alcalino, se disponen al azar, el tamaño se encuentra entre 1,5 y 4 cm de largo por 1-2 cm de ancho, presentan maclado Carlsbad, el color es rosado pálido y blanco, en algunos cristales se observa zoneado.

En uno de los afloramientos se reconocen enclaves ovoides de grano fino de color oscuro posiblemente enriquecidos en minerales máficos, el tamaño es de unos 15 cm de largo por 8cm de ancho, con una orientación del semieje mayor de 060°.

Dentro del mismo granito se pueden encontrar facies sin fenocristales de textura y composición similar a la matriz de la facies porfirítica.

4.2.3.3.6) Granitos de: La Calera y Escondido

Se trata de varios cuerpos que se localizan en la región nor-noroeste del Departamento, forman parte de la zona de interfluvio, ladera media y superior de la Sierra de Carapé, entidad fisiográfica que constituye parte del límite con el Departamento de Lavalleja.

Además de los macizos señalados, se reconocen cuerpos menores como pequeñas apófisis y diques.

El conjunto se encuentra intruyendo la secuencia de rocas vulcano sedimentarias del Complejo Zanja del Tigre.

El granito de La Calera es el cuerpo mayor, se localiza en el área interfluvial, presenta una dirección general nor-noreste, Sánchez et al (2003) estiman una superficie total de 120 km², en Maldonado se reconoce su porción sur, el resto del macizo continúa hacia el Departamento de Lavalleja.

Geológicamente, está rodeado por metamorfitos del Complejo Zanja del Tigre en cuya zona de contacto se han reconocido procesos de

metamorfismo térmico como recristalizaciones calcíticas (mármoles), ocurrencia de tremolititas y actinolititas. Hacia los bordes, tanto el granito como sus encajantes se encuentran fuertemente deformados debidos fundamentalmente al desarrollo de importantes fajas cizalladas.

El granito Escondido es un cuerpo fuertemente elongado de dirección nor- noreste de 0,5 km de ancho por 6km de longitud, se localiza unos pocos km al suroeste del granito de La Calera se encuentra intruyendo las vulcanitas acidas y los metasedimentos de el Complejo Zanja del Tigre.

Litológicamente, Rossini & Legrand (2003), definen ambos macizos, como un monzogranito cercano a una composición granodiorítica, compuesta por cuarzo, ortosa, plagioclasa y biotita; por su parte Sanchez et al (2003) reconocen como accesorios muscovita y opacos y la presencia de sericita y epidoto como minerales secundarios. El color es blanco a rosado claro, el tamaño de grano varia de fino a medio en general de tipo equigranular, isótropo a débilmente orientado en los bordes, localmente protomilonítico.

No hay determinaciones de edad para ambos macizos, se estima una edad Neoproterozoica, teniendo en cuenta las relaciones de contacto con las encajantes.

4.2.3.3.7) Granitos de Dos Hermanos, Bombero, Cerro Mateo y Piedra del Sombrero

Se trata de varios macizos ubicados en la región centro noroeste que ocurren aproximadamente sobre un mismo paralelo, comenzando con el Granito de Dos Hermanos sobre Ruta 12, en el este y continuando con los granitos de Cerros Bombero, Mateo y Piedra del Sombrero, hacia el oeste.

Geomorfológicamente, son cuerpos que se destacan del paisaje serrano, donde desarrollan un relieve positivo con gran densidad de afloramientos caracterizados por formas bochoides a elongadas, de orden métrico.

Poseen una geometría groseramente equidimensional a ligeramente alargada con dirección norte sur; abarcan una superficie promedio de unos 50 km². Están emplazados básicamente en ortoneises de la Unidad Campanero.

Litológicamente se caracterizan por ser de coloraciones rosadas a rosa pálido, de grano fino a medio, equi- a inequigranulares; la composición es: cuarzo, feldespatos, plagioclasa, biotita y hornblenda, como accesorios se reconocen opacos, circón y apatito.

Por lo general estos macizos se encuentran alterados y tanto los feldespatos como los máficos presentan gran cantidad de minerales secundarios: sericita, clorita y epidoto.

No hay dataciones de estos macizos, teniendo en cuenta las relaciones estructurales de campo se considera que la edad estaría comprendida en el Neoproterozoico.

4.2.3.3.8) Granito José Ignacio

La presencia de este granito es conocida desde larga data, Precciozzi et al (1985) mapean el macizo y lo incluyen dentro de un grupo de cuerpos que denominan Granitoides Tardipostectonicos, con edades comprendidas dentro del Cambro - Precámbrico Superior Moderno.

Oyhantçabal (2005) lo denomina indistintamente como Granito de Garzón o José Ignacio. Aquí se sigue el criterio original de Precciozzi et al (1985).

Se localiza en la porción suroriental del Departamento, está comprendido entre los Arroyos José Ignacio y Garzón tiene una configuración groseramente rectangular. Está geológicamente limitado: en el oeste por el Complejo Cerro Olivo, en el norte por la Zona de Cizalla Cordillera, en el este continua en el Departamento de Rocha, en el sur y sureste se cubre parcialmente por depósitos Cenozoicos, allí se reconocen afloramientos en la Punta de José Ignacio y en los valles de algunos cursos de agua.

En la zona norte del macizo, una parte, está ocupado por el granito de la Sierra de Garzón, que se considera corresponde a un pulso intrusivo diferente.

Desde el punto de vista geomorfológico, gran parte del área ocupada por este macizo, corresponde a lo que se definió como Zona Ondulada.

Las observaciones de campo muestran que los afloramientos de este granito presentan un avanzado estado de alteración; se observan áreas extensas que desarrollan buena cobertura de suelo, posiblemente derivado de procesos de eluvionamiento y coluvionamiento, incluso, la porción sureste presenta una incipiente cobertura de material alóctono. La excepción de relieve se encuentra en la porción norte, allí en realidad ocurre otra facies que genera un relieve algo mas quebrado, caracterizado como Zona Serrana Baja.

Los afloramientos naturales tienen formas de bochas y lozas a nivel del terreno, que alternan con amplias zonas de suelo. Otras exposiciones se observan en áreas de canteras para extracción de balasto y en cárcavas naturales, muchas de ellas de gran envergadura, que cortan la cobertura y alcanzan a descubrir parte del macizo alterado.

La litología principal corresponde a un granito inequigranular, porfirítico, con matriz de grano grueso a muy grueso, integrada por cuarzo, feldespato alcalino blanco y rosado y plagioclasa; el máfico más abundante es biotita que se dispone en láminas aisladas y agrupada en librillos. Los fenocristales son de feldespato alcalino de color rosado y blanco, su tamaño reconocido es de hasta 3 cm de longitud se presentan automorfos sin orientación definida, en general poseen buen maclado Carlsbad, algunos cristales están zoneados, con núcleo de feldespato alcalino y borde de plagioclasa.

Otro tipo litológico que se reconoce, corresponde a un granito equigranular de grano grueso y coloración rojiza, similar a la matriz del granito anterior, aunque sin fenocristales. También se observaron facies graníticas de grano fino con muscovita y escasa biotita, a tendencia leucocrática, posiblemente recortando las facies anteriores.

Según Preciozzi et al (1993; en Oyhantçabal, 2005), de la dosificación de elementos mayores y del análisis de resultados de algunas de las muestras, surge que este macizo presenta afinidad calcoalcalina peraluminosa. Umpierre & Halpern (1971) reportan una edad de 611 +/- 25 Ma (Rb-Sr roca total). Preciozzi et al (1993) señalan una edad Rb-Sr de 601 +/-20Ma y $R_o=0.7071$.

Teniendo en cuenta los tipos litológicos observados, se plantea como hipótesis que este macizo esté asociado con el Granito del Cerro la Tapera - ya descrito - ubicado al norte de la Zona de Cizalla Cordillera en la porción central del batolito de Aiguá.

4.2.3.3.9) Granito de la Sierra de Garzón

Se trata de un pequeño cuerpo, de forma irregular, situado en la zona norte del área dentro del Granito de José Ignacio.

El tipo litológico más representativo es una granodiorita equigranular, isótropa, de grano fino. La composición es cuarzo blanco transparente, feldespato alcalino blanco y plagioclasa; como accesorios se reconocen biotita negra y muscovita de color blanco grisáceo (Foto N°39).



Foto 39: Granodiorita de la Sierra de Garzón Detalle de afloramiento.

4.2.3.4) Rocas magmáticas y sedimentarias asociadas a la extensión Brasileña

Se agrupan aquí un conjunto de rocas volcánicas, hipabisales y plutónicas (Complejo Sierra de Ánimas) y sucesiones vulcano-sedimentarias (Grupo Maldonado) de edad Neoproterozoico-Edicariana y que presentan deformación variable, desde escasa a nula, hasta fuerte en las cercanías de las zonas de cizalla.



Foto 40: Granodiorita de Sierra de Garzón. Vista general de cantera

Ocurren en dos áreas espacialmente separadas, de dirección general N-S a Nor-noreste y Nor-noroeste, la primera, expuesta en el oeste del departamento, se extiende desde Piriápolis, en el sur, hasta las cercanías de la Fuente del Puma en el departamento de Lavalleja, la segunda se ubica al este de la ciudad de San Carlos.

Las características litoestructurales y edad de estas rocas plantean como hipótesis que estarían asociadas a la generación de depocentros, durante el Neoproterozoico tardío (ediacariano), a partir de una fase distensiva simultánea o no a los episodios de transcurrancia. El inicio de la extensión se asocia a fracturación intensa y profunda con formación de estructuras tipo rift y vulcanismo básico asociado (F. Las Flores) acompañado por sedimentación de abanicos proximales y distales en un ambiente posiblemente lacustrino probablemente muy próximo a un ambiente de talud, que evolucionaría a ambientes de tipo fluvial.

4.2.3.4.1) Grupo Maldonado

Fue formalmente definido por Pecoits et al (2005) para incluir a las Formaciones Las Ventanas y Playa Hermosa. El propio autor redefine posteriormente el Grupo, incorporando además la Formación San Carlos. El conjunto, comprende depósitos sedimentarios y rocas volcánicas básicas y ácidas de edad Ediacareense con un espesor total del orden de 1600 metros Pecoits et al (2008).

En el presente trabajo se mantiene la identidad de las tres Formaciones y se mapean y describen separadamente, ya que se encuentran espacialmente separadas.

4.2. 3. 4.1.1) Formación Playa Hermosa

Fue definida por Masquelín & Sánchez (1993) al estudiar en detalle las puntas rocosas que se localizan en el área de la playa homónima, en la costa suroeste del Departamento.

Las rocas de esta formación fueron citadas por primera vez por Elizalde (1979) al realizar el Mapa Geológico de la Faja Costera Platense y Atlántica del Uruguay.

Preciozzi et al (1986), en el mapeo de la Hoja Piriápolis, reconocen y separan entre las playas Verde y Grande, en la porción sur occidental de la costa, un conjunto de rocas detríticas muy gruesas a muy finas que se encuentran plegadas y recortadas por abundantes diques de la Formación Sierra de Animas. Teniendo en cuenta la similitud litológica y la proximidad geográfica de estos sedimentos, consideraron que los mismos corresponderían a la Formación Piedras de Afilar.

Masquelín & Sánchez (1993) realizan un primer trabajo de detalle teniendo en cuenta aspectos sedimentológicos y estructurales de la Formación. Sánchez (1998), en base a lo establecido en Masquelín & Sánchez (1993), redescrive la Unidad.

Pazos et al (2003) describen la porción inferior de esta secuencia y reconocen dos asociaciones de facies.

La principal región aflorante se ha reconocido en la porción suroccidental de la Faja Costera, formando parte de las puntas y salientes rocosas situadas entre la Playa Grande y la Playa Las Flores. También se han observado afloramientos menores en esa región, en pequeños desmontes sobre la Ruta N° 10, en la porción basal oriental del Cerro del Burro, y en el Parque de la Cascada de Piriápolis.

Se trata en todos los casos de afloramientos individuales sin continuidad lateral aflorante, ya que, entre ellos hay una intensa cobertura de depósitos cuaternarios: suelos, playas, dunas y coluviones, que impiden la observación de las relaciones de contacto dentro de la propia unidad.

Desde el punto de vista litológico, a partir de los trabajos revisados: Preciozzi et al (1986); Masquelín & Sánchez (1993); Sánchez (1998); Pecoits et al (2008); Pazos et al (2008) y de las observaciones de campo en el marco del Proyecto, se reconocen, de base a techo, las siguientes asociaciones litológicas:

-*Conglomerados* clasto soportados, con clastos de granito y cuarcita e intraclastos de rocas pelíticas. En general evolucionan hacia la parte superior a areniscas conglomerádicas arcóscas, con ocasionales niveles y/o lentes de conglomerados clasto soportados. Esta litología se reconoce en la punta rocosa de Playa Grande.

-*Areniscas* medias a gruesas y gravillosas, cuarzo feldespáticas a arcóscas, de regular a mala selección, clasto soporte, dispuestas en bandas centimétricas con estratificación paralela y cruzada planar. Se disponen en estratos tabulares de porte métrico, con disposición vertical a inclinada con dirección 020-030°, buzantes 030-035° al

NW. También se reconocen asociadas a estas litologías estructuras ondulíticas *slumping* y convoluta, estas dos últimas estarían indicando condiciones de sedimentación contemporánea con movimientos tectónicos (Foto N° 41).

Estas areniscas se reconocen en la base del cerro del Burro, en el corte de Ruta 10 y en las zonas rocosas de Playa verde.

-*Siltitos* de tonalidades gris verdosas; ocurren en niveles continuos a lenticulares, de orden centimétrico, alternando con las areniscas y hacia el tope de las microsecuencias.

Según Masquelín & Sanchez (1993) varios de estos afloramientos, contienen clastos de tamaño decimétrico, de cuarzo, cuarcita y granito alterado, desde angulosos a redondeados, hasta olistolitos, de enormes bloques de tamaño métrico.

Las litologías siltíticas ocurren básicamente en Playa Verde y Playa Grande (Preciozzi et al 1986).

El conjunto de las litologías de la Formación son recortadas por diques de rocas subvolcánicas-hipabisales, básicas y ácidas, de ancho variable, desde decimétricos a decamétricos. Los de composición ácida, desarrollan un relieve positivo que se destaca significativamente en el contexto de paisaje, presentan direcciones 040°, son verticales y su composición es riolítica a microgranítica, predominando las coloraciones rojizas (Foto N° 43). Los de composición básica, tienen relieve similar al de la caja, son de composición basáltica, y coloraciones oscuras, gris verdoso, y amarronados; la dirección dominante es 040° (Foto N° 42). El conjunto de estas rocas subvolcánicas-hipabisales se vincula al sistema de diques y derrames del Complejo Sierra de Animas.

A propósito de la ocurrencia de rocas volcánicas y subvolcánicas, Sánchez et al (2009a) reconocieron además la existencia de peperitas

producto de la interacción de sedimentos húmedos no consolidados con material volcánico básico -ácido.



Foto 41: Detalle de set centimétricos de areniscas verticalizadas de granulometría variable. Parte superior izquierda: posible estructura convoluta, en forma de pliegue.

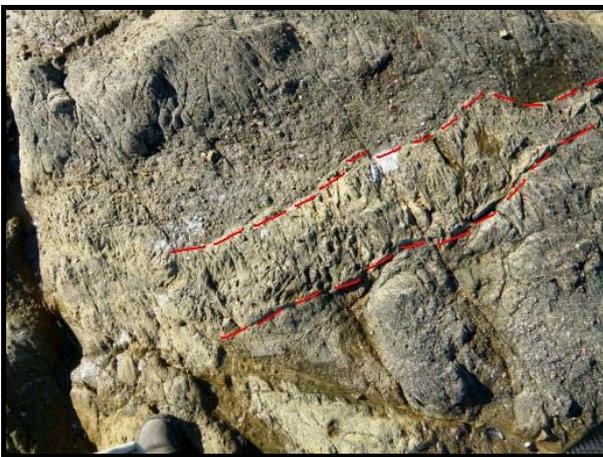


Foto 42



Foto 43

Foto 42: Areniscas gravilosas a conglomerádicas cortadas por un dique básico (alterado) de estructura lenticular irregular

Foto 43: Areniscas gravilosas cortadas por un dique de porfirita ácida de estructura lenticular.

Según Pecoits (2008) la estratigrafía de base a techo, en la localidad tipo, de la secuencia sedimentaria, sería la siguiente:

-Una *primera mitad*, caracterizada por conglomerados, en la base y conglomerados junto con areniscas que se disponen en cortos ciclos granodecrecientes con base y techo erosivo. En algunos de estos niveles de base se reconocen intraclastos de pelitas, y en varios de los microciclos las areniscas se intercalan con débiles horizontes siltíticos. En general se disponen en estratos tabulares a lenticulares y cuerpos irregulares; cerca del tope de esta primera mitad ocurren *candilitos (dropstones)* y niveles con estratificación convoluta. Esta secuencia basal se interpreta como vinculada a un sistema deposicional de tipo subacuático proximal y gravitacional, en condiciones tectónicas inestables, posiblemente de tipo abanico – cañón submarino.

-La *segunda mitad* (o parte superior) se caracteriza por delgados niveles de areniscas que alternan con siltitos y que poseen estratificación predominante centimétrica a milimétrica, de tipo plano paralela, rítmica.

Localmente la estratificación presenta estructuras de tipo *slumping*, convoluta, ondulitas de tipo asimétrico y *climbing ripples* donde algunos de estos niveles, en su porción media, presentan lechos de conglomerados. El sistema deposicional de esta secuencia se interpreta como relacionada a un ambiente subacuático distal, de tipo turbidítico, en condiciones de inestabilidad tectónica.

Hacia la parte cúspidal de la segunda mitad se reconoce un segundo ciclo granodecreciente de conglomerados que alternan con areniscas en varios microciclos separados por discontinuidades erosivas. Se interpretaría como una repetición de la porción basal de esta secuencia.

Pazos et al (2008) indican algunos niveles de diamictita en la porción superior, así como la existencia de *dropstones* y cantos facetados en

el tope de la porción inferior, lo que indicaría ambiente vinculado a condiciones glaciales.

Medidas de paleocorrientes en la porción superior, indican direcciones de transporte de sedimentos hacia el N-NNE, por otra parte los registros de la F. Playa Hermosa estarían indicando condiciones deposicionales en una cuenca extensional, tectónicamente activa Pecoits et al (2008).

Con relación al metamorfismo, no se observan evidencias significativas, la deformación se manifiesta en pliegues de tipo asimétrico a recumbente y estructuras atribuidas a *slumping*, que se reconocen en las secuencias pelíticas y areniscosas. Estas estructuras estarían generadas por movimientos tectónicos simultáneos con la sedimentación.

En algunos afloramientos, se observa un basculamiento de 66° al 332°. Se observan también abundantes afloramientos donde la estratificación está verticalizada.

Con relación a la edad, según Pazos et al. (2003) esta unidad, representa el registro de la glaciación Varangeriana (570-560 Ma), (Neoproterozoico) en un ambiente de inestabilidad tectónica.

4 2 3 4.1.2) Formación Las Ventanas

Se redefine aquí a la Formación Las Ventanas como una secuencia vulcano-sedimentaria caracterizada por sedimentos detríticos finos (metapelitas) a muy gruesos (metaconglomerados de cantos y bloques) donde se asocian delgados niveles de rocas volcánicas básicas y piroclásticas ácidas.

El conjunto se vincula al sistema continental extensional regional y el proceso deposicional se relaciona con episodios de abanicos proximales y distales, en ambiente subacuático.

La edad de la sedimentación, basada en la presencia de microfósiles, es Ediacareense (Pecoits et al. 2008), consistente con la edad de 573 +/- 11 Ma (U-Pb en zircón) obtenida por Oyhantçabal et al. (2009) en volcánicas ácidas de esta formación. El grado metamórfico es bajo (facies esquistos verdes inferior).

Fue reconocida, como unidad formal, por Midot (1983) al mapear y estudiar la región Minas-Pan de Azúcar, en el marco del proyecto Inventario Minero Nacional de DINAMIGE.

Con anterioridad, diversos autores: Walther (1919), Macmillan (1933) citan algunas de las litologías de esta unidad. Preciozzi et al. (1990), si bien la separan del resto de las rocas del Neoproterozoico, incluyen esta unidad formando parte del Grupo Barriga Negra del mismo autor.

Masquelin & Sánchez (1993), consideran a las formaciones las Ventanas y Playa Hermosa como depositadas en una cuenca de *pull-apart* la que denominaron Cuenca de Piriápolis.

Pecoits (2002) con motivo de su trabajo final del curso de Cartografía Geológica realiza un mapeo de la región del Cerro de las Ventanas y alrededores. Describe de manera sistemática los tipos litológicos encontrados, levanta una columna estratigráfica y hace un análisis secuencial faciológico y paleoambiental que luego publica en Pecoits (2003).

En el departamento de Maldonado la Formación aflora en la porción suroeste a centro-oeste.

Se trata de un único cuerpo poligonal ligeramente regular, limitado al este por los ortoneises de Campanero y el granito del Renegado; por el sur limita con los basaltos de la Formación Las Flores, y es cubierto por un débil manto de la Formación Libertad; por el oeste y norte limita con las porfiritas ácidas de la Formación Sierra de Ánimas y las secuencias vulcano sedimentarias de Lavelleja y Zanja del Tigre.

La Formación genera un paisaje caracterizado en el norte por la interfase de una zona serrana baja, con abundante vegetación, y al sur una zona ondulada. En la zona serrana se destaca el cerro homónimo, caracterizado por metaconglomerados y metaareniscas, del que deriva su nombre.

Según Pecoits (2002; 2003); Pecoits et al (2008), en el estratotipo de la Formación se reconocen dos facies, uno proximal y uno distal.

La *facies proximal*, ocurre en el sector sur del área, con extensiones en forma de cuña hacia el norte; está representado por conglomerados y areniscas masivas, areniscas conglomerádicas y fangolitas.

Los conglomerados son clasto y matriz soportados, el tamaño de grano varía entre 2 y 1024 mm, son de selección pobre, polimícticos, con cantos y bloques de variada composición: granitos, vulcanitas ácidas y básicas y esquistos. Cuando son matriz soportados, la matriz es arena gravilosa, de composición cuarzo feldespática a arcósica. En general son masivos aunque ocasionalmente presentan gradación. El color varía en función del tipo de matriz y la composición de los clastos; cuando hay procesos de cementación por hierro las tonalidades son rojizas.

Las areniscas conglomerádicas son matriz soporte, comprenden fracciones entre 2 a 65 mm, son de regular selección. La fracción arena gravilosa es cuarzo feldespática a arcósica, las fracciones más gruesas son polimícticas. La estructura es masiva, con ligera anisotropía.

Se observan también paquetes decimétricos, groseramente tabulares, de arenas que alternan con los conglomerados. La coloración varía en función de la composición, en general son blanco amarillentas.

Las areniscas son masivas, la granulometría varía desde 1 a 2 mm y localmente son gravillosas.

La selección es moderada, la composición cuarzo feldespática, sin estructuras visibles y de coloraciones claras.

Las fangolitas son de pobre selección masivas y laminadas con ocasionales niveles lenticulares de areniscas y coloraciones rojizas.

La *facies distal* se reconoce en la parte norte del área aflorante y está representada por limolitas estratificadas, areniscas masivas, conglomerados y brechas.

Las limolitas poseen laminación horizontal a veces rítmica, milimétrica a submilimétrica, son de colores rojos, marrones, púrpuras y grises. La fracción clástica se compone de cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino, epidoto, mica, zircón y opacos.

Las areniscas son de grano muy fino a gravillosas, cuarzo feldespáticas a arcósicas, grano sostenido; son de coloraciones verdes, grisáceas y rojizas; presentan cementación parcial por hierro, clorita, sericita y sílice.

La estructura por lo general es masiva, localmente con leve estratificación, los estratos son tabulares con extensión lateral aunque hay también estratos lenticulares; el espesor de los estratos varía entre 10 cm y más de 20 metros y se apoyan en discordancia erosiva,

Los conglomerados, son clasto soporte y polimícticos. Los clastos son de 3 a 10 cm y subredondeados, localmente se reconocen cantos en disposición imbricada.

Los estratos de conglomerado se disponen de manera tabular y/o lenticular, con importante extensión lateral, en general son masivos. La coloración es variada y depende de la composición de los cantos y de la matriz.

Pecoits (2003) cita la presencia de lavas básicas (metabasaltos) de color verde claro grisáceo, con vacuolas cuya paragénesis es:

epidoto, calcita, cuarzo, albita muscovita y clorita. Según ese autor, estas rocas ocurren al sur del área, sin encontrarse interestratificadas con los sedimentos. Blanco & Gaucher (2005) muestran una columna estratigráfica sintética donde las vulcanitas básicas solo aparecen en la base de la secuencia.

Por otra parte, en la Formación Playa Hermosa, aflorante en la costa, Sánchez et al (2009) indican la simultaneidad de sedimentación y vulcanismo en ambiente subacuático con la generación de peperitas. También rocas de esta naturaleza, son citadas en Rio Grande del Sur (Brasil) dentro del Grupo Bom Jardim, por Janikian et al (2003), con evidencias de simultaneidad entre sedimentación y vulcanismo

La asociación espacial entre los sedimentos y las rocas volcánicas es clara, en particular en el sur, no obstante, por el momento no se han observado perfiles verticales donde la intercalación de sedimentos y rocas volcánicas esté claramente expuesta.

Desde el punto de vista estratigráfico, Pecoits (2003) expone una columna estratigráfica de la Formación, que levanta en el sector Norte del área tipo.

Según el autor, la Unidad tiene un espesor de 1500 metros donde reconoce dos ciclos; el primero, con 800 metros muestra una secuencia estrato decreciente que comienza con conglomerados masivos, continúa con areniscas tabulares y groseras en su parte media y finaliza con limolitas estratificadas en el tope.



Foto 44: Conglomerado polimíctico. Nótese la planaridad y reorientación de los clastos, generada por la deformación

El segundo ciclo, de unos 700 metros, está conformado, por varios ciclos menores granodecrecientes de orden decamétrico, de areniscas y conglomerados.

Con relación al sistema deposicional (Pecoits, 2003) los tipos litológicos y el arreglo geométrico y estructural estarían mostrando:

-Para los depósitos del primer ciclo: un sistema de abanicos que derivan de episodios con alta energía de acción gravitacional y escasa agua (depósitos de conglomerados); estos episodios evolucionan a cuerpos de agua de gran extensión superficial, con alta energía y más o menos someros (depósitos de areniscas), que evolucionan a cuerpos de agua más profundos de baja energía, de tipo trectivo-decantativo que corresponden a facies distales (depósitos de fangolitas).

-Para los depósitos del segundo ciclo, dominados por areniscas y limolitas, estarían vinculados a la ocurrencia de pulsos de agua intermitentes relativamente amplios y someros con media a alta energía capaces en principio de erosionar los sedimentos anteriores y luego redepositar en un nuevo ciclo tractivo, esporádicas colmataciones de agua donde los sitios con depresiones, marcarían los depósitos de limolitas.

El arreglo faciológico de esta Formación indica características de depósito mediante corrientes de agua someras, no confinadas y esporádicas, propias de condiciones climáticas áridas y características de un sistema de abanicos aluviales del Tipo II (de Blair & Mc Pherson, 1994; en Pecoits, 2003).

Por su parte Blanco & Gaucher (2005) interpretan que el segundo ciclo de Pecoits (2003) sería en realidad una repetición por plegamiento de una única secuencia conglomerádica.

Con relación al metamorfismo, Pecoits (2003) al estudiar la paragénesis de la matriz de los conglomerados señala la asociación mineral: clorita \pm epidoto \pm calcita \pm muscovita \pm cuarzo. En litologías más finas, constata la presencia de clorita, epidoto y cuarzo. Estas observaciones lo llevaron a considerar que las rocas estuvieron sometidas a condiciones de metamorfismo en facies esquistoso verde.

Con relación a la edad, las evidencias geológicas y paleontológicas llevan a Pecoits (2003); Pecoits et al. (2005); Pecoits et al. (2008) y a Blanco & Gaucher (2005) a proponer una edad mínima Vendiano Inferior (Ediacarano) para la deposición de la Formación Las Ventanas. Esta ubicación cronoestratigráfica es confirmada por la edad de 573 \pm 11 Ma (U-Pb en zircón) obtenida por Oyhantçabal et al. (2009) en volcanoclásticas ácidas.

Desde el punto de vista geoestructural, Pecoits et al. (2005) señalan que esta unidad está probablemente relacionada con una cuenca transtensional.

4.2.3.4.1.3) Formación San Carlos

Se redefine aquí la Formación San Carlos como una secuencia vulcano- sedimentaria que comprende términos correspondientes a un vulcanismo ácido (riolitas y tufos riolíticos) y sedimentos detríticos finos a muy gruesos, vinculados a un sistema fluvial - lacustrino de edad Ediacariano.

Los antecedentes registrados indican que la unidad fue reconocida por Masquelin (1990) cerca de la Ciudad de San Carlos, del cual deriva su nombre. Fue descrita como depósitos de conglomerados areniscas y pelitas y genéticamente vinculada a sistemas fluvial - lacustrino.

Sánchez (1998) describe estratificaciones cruzadas en las areniscas, indicando direcciones de paleocorrientes hacia el NE y propone un sistema deposicional de tipo fluvial meandriforme, de edad Ordovícica.

Pecoits et al (2008) en trabajos recientes describen la unidad y realizan un levantamiento estratigráfico de la secuencia detrítica.

Durante este relevamiento cartográfico se ha reconocido un cuerpo principal, en la región sur sur-oriental del Departamento, al este-sureste de la ciudad de San Carlos. Afloramientos menores, de detritos gruesos, no representables a la escala de mapeo, se observan en el entalle principal del Arroyo San Carlos, al norte de la Ruta 9.

El cuerpo principal de rocas detríticas está parcialmente cubierto por depósitos cuaternarios de la Formación Libertad y presenta una importante cobertura de suelo. Los afloramientos, se reconocen en el

entorno del Cerro Espinas Negras y se manifiestan por una lomada alargada con abundantes crestones de rumbo noreste. Las rocas volcánicas se pueden reconocer como afloramientos aislados a lo largo de la Ruta N° 9, en caminos secundarios y en los cerros Bellaco y Pelado.

Los límites geológicos son, en el oeste el granito de Maldonado y depósitos de cobertura de la F. Libertad; por el norte, este y sur en su mayor parte, limita con las rocas antiguas del Complejo Cerro Olivo y es además cubierta parcialmente por sedimentos cuaternarios.

Desde el punto de vista litológico, la Unidad está compuesta por términos sedimentarios, y volcánicos.

Las rocas sedimentarias están representados por: conglomerados, areniscas gravillosas a conglomerádicas, areniscas finas a muy gruesas y limolitas

- Los *conglomerados* son clasto y matriz soportados, polimícticos, cantos subredondeados a subangulosos de granitoides, cuarcitas, cuarzo y vulcanitas ácidas, con un máximo de diámetro de hasta 5 cm.

La matriz es arenosa fina a muy gruesa, cuarzo feldespática a arcósica y de coloraciones claras, blanco amarillento a rojizas. Se disponen en distribución masiva y/o en niveles groseros con estratificación poco clara.

- Las *areniscas gravillosas a conglomerádicas*, son de regular a mala selección, la matriz es arenosa y la cantidad de fracciones grava y gravilla varía en cada uno de los *sets*. Son de composición cuarzo - feldespática a arcósica y coloraciones claras: blanquecina a amarillenta. Ocurren con grosera disposición plano paralela a entrecruzada.

-Las *areniscas* finas a muy gruesas, con esporádicos niveles de gravilla, presentan una selección buena a regular, de composición arcósica a cuarzo feldespáticas, en algunos afloramientos son más bien cuarzosas. Se disponen en estratos relativamente tabulares, poco definidos y en sucesión granodecreciente, son de coloraciones claras, blanco amarillenta a anaranjada.

-Las *limolitas* son masivas a estratificadas, de coloración gris a negro; presentan niveles con sulfuros (pirita), minerales magnéticos y materia orgánica.

Los términos volcánicos están representados por: metalavas riolíticas, tufos y brechas.

-Las *metalavas riolíticas* son de matriz afanítica, de grano muy fino y coloración clara. El contenido de fenocristales es variable, desde escasos a muy abundantes, de tamaño no mayor a 2-3 mm; son de cuarzo translúcido con morfología beta, feldespato alcalino blanco a rosado y plagioclasa. Localmente se reconoce pirita en cristales automorfos individuales, y en aglomerados de cristales. En algunos afloramientos se observan cristales aislados de biotita y muscovita.

La estructura de estas rocas es masiva aunque varios afloramientos muestran una incipiente a clara foliación (planaridad) con orientación 030°-040°/vertical, que concuerda con la estructura regional de la Formación.

-Las *brechas* se reconocen con menor frecuencia, son de matriz afanítica y de grano muy fino, presentan clastos y bloques angulosos a muy angulosos del mismo tipo de roca (probable autobrecha). En general poseen coloración blanquecina a blanco amarillenta.

-Los *tufos* ocurren escasamente, presentan una matriz fina de aspecto pulverulento y con escasos fenocristales. Posee una clara foliación de orientación 042°/70 al Noroeste.



Foto 45: Vista general de afloramiento de areniscas estructuradas, por debajo de cobertura sedimentaria (Fm.Libertad).

Desde el punto de vista estratigráfico, Pecoits et al (2008), construyen un estratotipo simplificado y parcial de la secuencia detrítica. En un perfil de unos 220 metros describen la secuencia estratigráfica, con base y techo no visible.

Los primeros 110 metros se caracterizan por parasecuencias o ciclos decamétricos, alternantes con contactos de base y techo discordantes, de conglomerados que gradan normalmente a areniscas y/o pelitas.

La porción superior, también de unos 110 metros, donde los primeros 40 metros no están representados, se caracteriza, por una secuencia siltítica de colores grises, con estratificación plano paralela que presentan al menos, dos intercalaciones métricas de areniscas media a gruesas, que gradan a pelitas.



Foto 46: Detalle de areniscas gravilosas.

Sánchez (1998) indica la presencia de estratificación cruzada en las areniscas, con direcciones de paleocorrientes al NE y propone para esta Formación un sistema deposicional de tipo fluvial-meandriforme, en tanto que Pecoits et al (2008) la asocian a un ambiente lacustrino a fluvio-lacustre.

De acuerdo con los antecedentes y a las observaciones de campo se puede establecer que el sistema deposicional en su mitad inferior, se vincularía a ambiente continental fluvial de moderada a alta energía, en tanto que la porción superior estaría relacionado a un sistema de tipo decantativo relacionado con algunos episodios de mayor energía, posiblemente lacustrino tal como lo indican Pecoits et al (2008).

Con relación a la actividad volcánica, si bien no se han encontrado exposiciones donde las relaciones estructurales con las secuencias detríticas estén claramente expuestas, se considera que existen facies lávicos y piroclásticos intercalados con los sedimentos, aunque

no se descarta la ocurrencia de diques hipabisales de estas vulcanitas.

Con relación al metamorfismo, no hay evidencias de desarrollo significativo de paragénesis metamórficas en la secuencia sedimentaria. Las metapelitas parecen haber estado sometidas al menos a condiciones de anquimetamorfismo, dado el importante desarrollo de sericita.

Tanto en las secuencias detríticas como en los términos volcánicos se observan basculamientos y verticalización con rumbos 030° - 040° y buzamientos de 70° a 90° . En las metapelitas es claro el desarrollo de una S_1 , como foliación de plano axial en los pliegues de la S_0 .

No existen dataciones directas relacionadas con las rocas de la Formación.

Las edades de los circones detríticos obtenidas por Gaucher et al (2010) indican, para dos muestras, edades entre 550 y 800 Ma para la población más joven, además una proporción menor de circones con edades alrededor de 900 Ma, 1.0-1.4 Ga y escasos circones Paleoproterozoicos (1.8-2.0 Ga). Estos datos indican una edad máxima Ediacarano. La similitud litológica y estructural con las Formaciones Las Ventanas y Playa Hermosa y la estrecha asociación con la actividad volcánica e hipabisal atribuible al evento Sierra de Animas-Sierras de Aguirre y la edad de algunos de los granitos sintectónicos, en un rango de 560 – 590 Ma. Umpierre & Halpern, (1971); Preciozzi et al., (1993); Basei et al., 2000 y Oyhançabal et al., (2009); también apoyan una edad probable Ediacareense como sugiriera Pecoits et al (2008).

4.2.3.4.2) Complejo Sierra de Ánimas

Se define como Complejo Sierra de Ánimas (CSA) a un conjunto de rocas volcánicas, hipabisales y plutónicas, de composición esencialmente bimodal y genéticamente vinculadas al evento distensivo Brasileño, durante el Ediacario.

La existencia de estas rocas ígneas se conoce desde principios del siglo pasado. Bossi (1966 y 1969) al conocer los primeros datos geocronológicos, propone una nueva columna estratigráfica, define y describe por primera vez litológica, estructural y cronológicamente a la Formación Sierra de Animas como un conjunto de rocas volcánicas hipabisales y plutónicas; distinta del resto de rocas del basamento Proterozoico conocido hasta ese momento.

Preciozzi et al. (1986) en el mapeo de la Hoja Piriápolis, separan y describen varios tipos faciológicos de rocas volcánicas y plutónicas dentro de la Formación Sierra de Animas.

Oyhantçabal et al (1993a) redefinen la Unidad, sugieren que la Formación Sierra de Animas es un Complejo volcánico – subvolcánico y separan dos series magmáticas una básica y otra intermedia a ácida.

Sánchez (1998), retoma la definición anterior, separa y describe nuevas asociaciones litológicas dentro del Complejo.

Oyhantçabal et al (2004), proponen la contemporaneidad del Complejo Sierra de Ánimas con las Formaciones sedimentarias del Grupo Maldonado, además de indicar una edad Cámbrica a Neoproterozoica y un control estructural del sistema de Cizallas de Sarandí del Yí y el Pliegue de la Sierra de Cabral.

La región aflorante más importante de esta Unidad se reconoce en la porción suroccidental del Departamento, geográficamente conocida como Sierra de Las Ánimas – Cerro Pan de Azúcar - Piriápolis. Una segunda región ocurre en la porción sureste del Departamento, donde se reconocen vulcanitas ácidas que aquí se han asociado junto con la secuencia detrítica de la Formación San Carlos ya descrita en el capítulo correspondiente.

Desde el punto de vista geomorfológico, en la primera región, se observan dos zonas. La zona Sierra de Ánimas, es un sistema serrano, de unos 4-5 km de ancho y 18 km de longitud, de dirección norte sur, que se caracteriza por un área central de mayor altitud definida como Zona Serrana Alta, y un área periférica que se reconoce como Zona Serrana Baja. La zona, Piriápolis - Pan de Azúcar; es un sistema de cerros aislados que alterna con zonas onduladas, descrita geomorfológicamente como región ondulada con cerros asociados; presenta una dirección general noroeste sureste de unos 9 km de ancho por 17 km de largo.



Foto 47: Panorámica de una parte del Complejo Sierra de Animas

Los límites geológicos de este conjunto volcánico-subvolcánico son: en el oeste la faja milonítica de Sarandí del Yí, el granito de Solís de

Mataojo y los sedimentos coluviados de la Formación Malvín, en el este el lineamiento Arroyo del Salta, los metamorfitos del Grupo Lavalleja, la Formación Las Ventanas y la cobertura Cenozoica, en el sur asoma en salientes costeras y es cubierta, en las áreas de bahías, por depósitos de dunas y playas, hacia el norte la Unidad continúa en el Departamento de Lavalleja.

Desde el punto vista litológico, el trabajo de mapeo, permitió separar y reconocer siete asociaciones, que se indican en la columna estratigráfica del mapa geológico, en cada una, fueron reconocidos uno o más litotipos, los que se describen a continuación:

Sienitas

Se reconocen en la Asociación Litológica II: periferia del plutón del Cerro Pan de Azúcar, Cerro Cueva del Tigre y Mirador Nacional.

Según Oyhantcabal et al. (2009), son rocas de coloraciones que van desde grises a rosadas, de grano muy grueso; los minerales principales son: ortosa perítica en cristales subedrales de más de 4 cm de longitud; procesos de albitización y halos de albita en la ortosa son comunes. El ferromagnesiano principal es augita aegirínica, que se dispone en estructura de empalizada y anfíbol sódico; biotita intersticial, turmalina y agregados de estilpnomelano se reconocen con frecuencia.

El anfíbol y la biotita presentan pleocroísmo oscuro, mientras que la augita-aegirínica posee diferentes tonos de pleocroísmo verde que indica alta relación $FeO / (FeO + MgO)$. Como minerales accesorios se reconoce también apatito y circón.



Foto 48: Detalle de sienita rosada de grano grueso

Sienitas Cuarzosas

Se reconocen en las Asociaciones Litológicas I y II: Área intermedia del plutón de Pan de Azúcar Cerros Cueva del Tigre, Del Sauce y Dos Hermanos. Son también conocidas como nordmarkitas, en el área del Cerro Pan de Azúcar, la textura es media de coloraciones variables: gris blanco grisácea amarronado a rojiza. La composición mineral es similar a las sienitas, ya descritas que ocurren en la zona marginal; se agrega en esta roca, la presencia de cuarzo intersticial, Oyhançabal et al (2009).



Foto 49: Sienita cuarzosa Cerro Pan de Azúcar

Granitos

Se reconocen en las Asociaciones I y III: porción central del Plutón de Pan de Azúcar, áreas marginales del Cerro Las Espinas y noreste del Cerro del Toro. Según Oyhancabal et al (2009), los granitos que ocupan la porción central de la intrusión del Pan de Azúcar, presentan textura media a fina, equigranular a porfirítica con pequeños fenocristales de cuarzo y ortosa. A menudo se reconoce textura micrográfica (granofírica).

En la falda noreste del Cerro del Toro, son granitos de grano muy fino, equigranulares, leucocráticos con abundante cuarzo de coloración blanco rosáceo.

Localmente los granitos pueden incrementar su contenido en feldespatos pasando a definirse como sienitas cuarzosas.

Microsienitas y/o pórfidos microsieníticos

En su mayoría ocurren junto con las traquitas en la Asociación III, formando parte del sustrato rocoso de la Sierra de Animas.

Otros afloramientos se observan en la Asociación VI y en varios de los afloramientos aislados que intruyen a las lavas básicas de la Formación Las Flores.

Son rocas de matriz microgranuda (0,5-1mm), con predominio de coloraciones claras de tonalidades variadas, presentan fenocristales de feldespatos alcalinos de hasta 2 cm, de color rosado a blanco rosáceo y blanco, localmente pueden contener algunos fenocristales de cuarzo.

La roca es de tipo leucocrática y el máfico más común es anfíbol. En algunos de los afloramientos se pueden reconocer vacuolitas rellenas de sílice.

Traquitas y/o pórfidos traquíticos

Se reconocen en su mayoría en la Asociación V (Cerro del Toro) y en la Asociación VI (Sierra de Animas). Son rocas de matriz afanítica a muy fina, de coloraciones claras (blanco amarillento), violáceas y también agrisadas. Los fenocristales son esencialmente feldespatos alcalinos de tonos rosados, automorfos, en listones o rectangulares, de tamaño medio de 1-2 mm hasta 2cm.

Localmente se reconocen tipos litológicos brechados, con cristalización de sulfuros (pirita) asociados a zonas de contacto y/o fracturación intensa. Procesos de alteración hidrotermal son reconocibles como caolinitización, y epidotización.

Ignimbritas

Se reconocen fundamentalmente en la Asociación IV (Cerro San Antonio), eventualmente podrían observarse afloramientos muy subordinados en la Asociación III.

Son rocas de matriz afanítica, de composición riolítica, de coloraciones claras a violáceas, fenocristales de feldespato alcalino de forma tabular y de cuarzo vítreo (ojos) de forma redondeada de tonalidad oscura. Presentan estructuras fluidales de bandeado plano paralelo (eutaxítico) y ondulítico de tipo centimétrico donde los cristales de feldespato se disponen según el eje mayor, acompañando la dirección de las bandas.

Riolitas y/o pórfidos riolíticos

Ocurren en las Asociaciones III y IV, presentan matriz afanítica y/o de grano muy fino de coloraciones claras, blanco amarillento a blanco rosáceo; los fenocristales son de feldespato alcalino en listones y de cuarzo de forma redondeada, de 1-2 mm, vítreo y ahumado (cuarzo beta).

A nivel local, como es el caso de los afloramientos de Ruta 37 frente a la iglesia abandonada, se reconocen rocas composicionalmente riolíticas pero con desarrollo de estructuras de tipo esferulítica.

En algunos afloramientos, las riolitas pasan a riolitas ignimbríticas e ignimbritas y brechas ignimbríticas con bloquecitos angulosos de riolitas englobados por estructuras de pliegues de flujo; con dirección: 065°/35° SE.

La presencia de sulfuros y de otros minerales derivados de hidrotermalismo, son componentes bastante comunes en este tipo de rocas.

Formación Las Flores (Asociación VII)

Se define como Formación Las Flores a un conjunto volcánico y subvolcánico caracterizado por derrames no diferenciados y diques de lavas básicas que ocurren dentro del Complejo Sierra de Ánimas, que

por sus características morfo-litológicas son claramente separables de los términos volcánicos ácidos.

La presencia de rocas volcánicas verdes es conocida, en la región de Las Flores – Pan de Azúcar, desde bastante tiempo, formando parte de la originalmente denominada Formación Sierra de Animas (Bossi 1966; Bossi et al 1975; Bossi & Ferrando 2001; Preciozzi et al, 1985).

Los primeras descripciones, fueron efectuadas por Walther (1919), Bossi-Fernández (1963) y Preciozzi et al (1989), donde describen en el entorno de localidad homónima rocas volcánicas vacuolares y brechas volcánicas verdes.

Sánchez (1998) realiza nuevas separaciones cartográficas donde las define como Basalto de Las Flores (basaltos vesiculares, diques amigdaloides y brechas autoclásticas) y Basalto el Ombú (basaltos masivos y traquibasaltos); ambos tipos, los vincula a la facies volcánica-subvolcánica de la Formación Sierra de Animas.

Oyhantcabal (2005) describe petrográfica y geoquímicamente los principales tipos litológicos y asocia esta Unidad, a su contemporaneidad al Grupo Maldonado, en particular con las Formaciones La Ventana y Playa Hermosa.

De las observaciones de campo, del presente trabajo, se puede señalar que: los afloramientos naturales, son poco frecuentes y de mala calidad, los procesos de alteración meteórica, la generación de suelo y la cobertura parcial de sedimentos cenozoicos impiden con frecuencia realizar observaciones directas lo que dificulta establecer mayores conclusiones de la unidad.

Las mejores exposiciones, se reconocen en los entalles de los cursos de agua, cercanos a los recortes de rocas volcánicas ácidas, en

desmontes de las rutas y caminos principales y en afloramientos de la costa, donde estas rocas intruyen y además parecen ser contemporáneas con los sedimentos de la Formación Playa Hermosa (Loureiro et al. 2006; Sánchez et al. 2009).

Es frecuente observar una intensa fracturación y cataclasis en estas rocas, donde dichas aberturas están rellenas de epidoto, calcita y clorita, lo que pone en evidencia procesos de tectónica de ruptura con hidrotermalismo asociado.

Si bien las variaciones texturales observadas en las lavas sugieren que deben existir varios derrames, la baja calidad e los afloramientos no permite observar contactos entre coladas.

Desde el punto de vista litológico, teniendo en cuenta lo expuesto por Oyhantçabal (2005) y de las observaciones de campo efectuadas en el marco del proyecto, se reconocen los siguientes litotipos: basaltos masivos, basaltos amidgaloides, brechas hialoclásticas y diques doleríticos.

Los *basaltos*, son rocas de color gris a gris verdoso oscuro, que presentan textura porfírica, con matriz de grano fino a afanítica y fenocristales de plagioclasa con rango de composición oligoclasa-andesina, de hasta 10 mm x 1 mm de ancho, los fenocristales se presentan aislados y en glomérulos; son de color verde pálido debido a procesos de saussuritización. También se observan fenocristales de clinopiroxeno. La matriz está compuesta por listones de plagioclasa y vidrio intersticial alterado a clorita.

Los *basaltos amigdaloides*, ocurren de manera individual y/o asociados a los basaltos masivos dentro de un mismo afloramiento. Estas lavas presentan amígdalas de hasta 1cm de diámetro con rellenos de sílice (calcedonia, cuarzo) clorita, epidoto, calcita y

ceolita, variable según los afloramientos. La forma de las amígdalas varía entre sub-esférica y elipsoidal, dispuestas en un mismo sentido o también en distribución caótica. La matriz es porfírica de colores verde y agrisada con textura y composición similar a la de los basaltos masivos.

La roca presenta frecuentes evidencias de alteración hidrotermal, como procesos de cloritización, epidotización, carbonatación, así como la presencia de pátinas rojizas y violáceas de óxidos de hierro.

Las *brechas hialoclásticas*, son oligomícticas, matriz soportadas, compuestas por clastos angulosos de hasta 30 cms, de roca volcánica verde (basaltos-andesitas) con texturas variables desde afaníticas amigdaloides (amígdalas con sílice, clorita, epidoto y calcita) hasta masivas de grano fino (los colores varían entre gris azulado y lila). Las formas de los clastos son variables aunque siempre poligonales angulosas y cementadas por sílice clorita y epidoto.



Foto 50: Detalle de afloramiento de brechas hialoclásticas

Los *diques doleríticos* son masivos y de textura porfirítica – ofítica su composición es plagioclasa y clinopiroxeno. Intruyen sedimentos de la formación Playa Hermosa y rocas del basamento néisico en la Punta Rasa.

Presentan bordes rápidamente enfriados de textura afanítica (chilled margins). Estos diques presentan rumbos 030°-040°, son subverticales y tienen potencia variable que no suele superar los 2 metros.

Desde el punto de vista geoquímico, según los resultados preliminares de Oyhantçabal (2005), los basaltos de Las Flores presentan: alto contenido de alúmina (14,9 a 18,9 %), alto contenido de álcalis totales (5 a 7%), muy alto contenido en Bario (1086 a 1839 ppm), alto Rubidio (25 a 69 ppm) y bajo contenido en titanio (0,19 a 1,44 %); estos aspectos, junto con la posición de los valores de las muestras en los diagramas: SiO₂ vs K₂O; AFM, Nb/Y vs Zr/TiO₂, y Zr vs Zr/Y combinados con las características petrográficas, indicarían una afinidad shoshonítica para estas rocas máficas.

Con relación al metamorfismo, según Oyhantçabal (2005) la abundancia de clorita y epidoto y la ocurrencia de pumpellita y prehnita, sugiere que estas rocas han tenido un proceso metamórfico de grado muy bajo a bajo (anquimetamorfismo a facies esquisto verde inferior).

Granófiros

Se reconocen en el área de la faja costera, formando parte del conjunto de afloramientos caracterizados por múltiples salientes y puntas rocosas, que son parte de la región costera.

Presentan estructura de diques que recortan el basamento, la Formación Playa Hermosa, los basaltos de la Formación Las Flores y las porfiritas ácidas de las Asociaciones ya descritas. También estos

granófiros son cortados por las otras litologías del Complejo Sierra de Ánimas lo que estaría demostrando la contemporaneidad de estos procesos. Las direcciones y buzamientos dominantes de estos diques básicamente son del, orden de 040° - $050^{\circ}/90$.

Los diques presentan dimensiones variables, entre varios decímetros a decenas de metros de longitud y entre 15-20 cm y 4-5 metros de ancho. Cuando cortan áreas con cajas de rocas básicas y detríticas, desarrollan un mesorrelieve positivo que da lugar a fajas de crestas, particularmente en las áreas de puntas y salientes rocosas.

La composición de estas rocas es básicamente feldespato alcalino, cuarzo, plagioclasa, biotita, circón granate y opacos. La textura es del tipo micropegmatítica o micrográfica, de grano medio. El color es generalmente rojizo, debido fundamentalmente a la abundancia de feldespatos y a las pátinas de óxidos de hierro.



Foto 51: Vista general de uno de los diques de Granófiro situado en la costa del Río de La Plata (Balneario Playa Verde).

Con relación a la edad del Complejo Sierra de Animas, diversas dataciones, particularmente en las sienitas del Cerro Pan de Azúcar, utilizando el método K-Ar y Rb-Sr en roca total mostraron un rango de edades muy amplio entre 487 y 552 Ma. (Umpierre 1965, Preciozzi, 1993; Cingolani, 1993; Sánchez & Linares 1997), probablemente debido a las limitaciones de estos métodos.

Recientemente Oyhantcabal et al (2007) la datación Ar-Ar en hornblenda de una sienita del Cerro Pan de Azúcar mostró, en la fase de alto Ca y Cl una edad de 579 ± 1.5 Ma en tanto que la fase de bajo Cl y Ca mostró un valor de alrededor de 560 Ma. La nueva datación de 579 Ma. es interpretada como una edad de enfriamiento cercana a la edad de cristalización de esta sienita.

Otras dataciones, en los basaltos masivos de la Formación las Flores, mostraron valores desde 615 ± 30 Ma hasta 490 ± 15 Ma (K/Ar roca total; Sánchez & Linares, (1996); de los resultados, surge que estas estimaciones de edad no son muy concluyentes, si se tiene en cuenta la variabilidad de los datos, representarían, probablemente, edades de enfriamiento.



Foto 52: Vista general de afloramientos de basaltos de F. Las Flores

4.2.3.5) Zonas de Cizallamiento (ZC)

La puesta en evidencia, en el departamento de Maldonado, acerca de la existencia de rocas con deformación, fue reconocida por Bossi et al (1975); a lo que, anteriormente, el mismo autor denominó cuarcitas de la Formación Sierra Ballena (Bossi 1969); redefiniendo estas rocas como blastomilonitas.

Trabajos posteriores de: Preciozzi et al (1979); Masquelín (1990); Bossi & Campal (1992); Oyhantçabal et al (1993c); Gómez Rifas (1995); Oyhantçabal et al., (2001a); Oyhantçabal (2005) realizan nuevos aportes al conocimiento de estas rocas, donde se definen por lo menos tres zonas de cizalla que de oeste a este se conocen como: Sarandí del Yí, Sierra Ballena y Cordillera.

Son fajas de dirección general entre Norte-Sur y 040° - 050° , de unos pocos kilómetros de ancho, por varios cientos de kilómetros de largo,

como es el caso de las Cizallas de Sarandí del Yí con unos 200 km de longitud aflorante y Sierra Ballena con alrededor de 300 km de exposición en el Uruguay.

A partir de los resultados del presente trabajo se reconocen cuatro nuevas zonas de cizallamiento en el Departamento, algunas de escasa entidad, como Cerros Laureles y otras, como Puntas del Arroyo las Palmas, Paso de los Talas y Cañada del Sauce que ocurren asociadas al Complejo Batolito de Aiguá y que presentan varias decenas de kilómetros de longitud.

4.2.3.5.1) Zona de Cizalla Sarandí del Yí (ZCSY)

Preciozzi et al (1979) reconocen por primera vez un importante lineamiento estructural de dirección 350° , que une groseramente la Localidad de Sarandí del Yí, en el Departamento de Durazno, con la Sierra de Ánimas en los departamentos de Lavalleja y Maldonado. Este Lineamiento fue interpretado, por los autores, como el Límite entre dos regiones del entonces denominado Escudo Cristalino-Zócalo del Río de la Plata.

Bossi & Campal (1992) reinterpretan este megalineamiento como una zona de Cizalla con sentido dextral, que separa los Terrenos de: Piedra Alta en el oeste y Nico Pérez en el este.

Oyhantçabal et al (1993c) reinterpretan que el sentido de cizallamiento dextral es sobreimpuesto posteriormente por una segunda fase con sentido sinistral.

Por otra parte indican que la edad del primer cizallamiento no está muy bien acotada siendo posiblemente Meso o Neoproterozoica.

En el departamento, ésta zona de cizalla se localiza en la porción suroccidental, donde se reconocen dos fajas, de dirección sur.-norte, entre ambas se localiza el granito deformado de Solís de Mataojo.

La faja mas occidental definida por Oyhantçabal et al (1993a) como Unidad Milonítica del Arroyo Solís Grande está situada al este y oeste del curso homónimo y presenta una clara dirección N-S a 030°; hacia el oeste, en Canelones esta faja limita en discordancia angular con las milonitas de Cuchilla Cabo de Hornos y el Granito de Arroyo Coronilla ambas unidades de edad Paleoproterozoica. Hacia el este la faja milonítica limita con el Complejo Granítico de Solís de Mataojo. A nivel de campo, se la reconoce como asomos en los entalles de los cursos de agua y en las laderas bajas. Son afloramientos que presentan una intensa foliación vertical y clara dirección NS; en las laderas medias e interfluvios, los afloramientos encuentran recubiertos por sedimentos del Terciario y Cuaternario.

Según Oyhantçabal et al (1993a), el tipo litológico característico es una milonita de foliación NS-030°, vertical, cuyos protolitos corresponden en su mayoría a términos supracrustales: micaesquistos con granate y estaurolita y anfibolitas. La paragénesis de estas rocas indica que antes de su milonitización se alcanzaron las condiciones de metamorfismo en facies anfibolita.

La faja milonítica oriental, fue definida por Oyantçabal et al (1993a) como Milonitas de Aguas Blancas y ocurre entre el Complejo Granítico de Solis de Mataojo por el oeste y el Complejo Sierra de Ánimas en el este.

En el campo los afloramientos ocurren especialmente en los entalles de los cursos de agua y laderas bajas, hacia el tope son cubiertos por sedimentos cenozoicos.

Se trata de fajas con intensa foliación N-S a 030°, verticalizadas, cuyas litologías principales se definen como milonitas, ultramilonitas y filonitas.

De acuerdo con Oyhantcabal et al (2011) la Faja milonítica de Sarandí del Yí formaría parte, en el marco de un contexto

geotectónico regional, del límite oriental del Cratón del Río de la Plata.

4.2.3.5.2) Zona de Cizalla Sierra Ballena (ZCSB)

La zona de cizalla de Sierra Ballena, es una discontinuidad cortical que se extiende desde, el sur, en Punta Ballena - costa de Maldonado - hasta las inmediaciones de la Localidad de Arbolito en el departamento de Cerro Largo. Comprende milonitas, ultramilonitas y filonitas de diferente composición mineralógica que definen un zona de alta deformación de aproximadamente 4 km de ancho y expuesta al menos unos 300 km en el territorio uruguayo con dirección 020°.

Las rocas miloníticas de esta zona de cizalla fueron originalmente consideradas como una formación, la formación Sierra Ballena, que comprendería a un extenso banco de cuarcitas, frecuentemente con abundante glaucofano (Bossi, 1969). Bossi et al. 1975 las redefinen como blastomilonitas y consideran la presencia de glaucofano como evidencia de alta presión. Preciozzi et al. (1979 y 1985) la definen como integrada por cataclasitas y milonitas y señalan que los anfíboles sódicos definidos como glaucofano por Bossi et al (1975) deberían vincularse a efusivas ácidas asociadas a algún evento distensivo durante la actividad de este accidente tectónico.

Masquelín (1990) señala sentido de cizalla sinistral durante la deformación de estas milonitas.

Gómez Rifas (1995) abandona la categoría de Formación para esta unidad introduciendo la denominación Zona de Cizalla de Sierra Ballena, identificando además milonitas de alta y de baja temperatura.

Los análisis realizados por este autor no confirman la ocurrencia de glaucofano. Oyhantçabal (2005) reconoce 4 tipos litológicos

principales de milonitas en la zona de cizalla de Sierra Ballena: milonitas graníticas, cuarzo milonitas, filonitas y pórfidos miloníticos. Las cuarzo milonitas y los pórfidos miloníticos, por su resistencia a la erosión determinan las crestas aflorantes de esta unidad, de importante resalte geomorfológico. Oyhantçabal et al. (2010) presenta una edad Ar/Ar en muscovita de las cuarzo milonitas de 586 +/- 2 Ma. que constituye la primer datación en esta zona de cizalla. Oyhantçabal et al. (2011) presentan una edad U-Pb en zircón de 551 Ma en pórfidos miloníticos cercanos a la localidad de Arbolito (Cerro Largo).

La zona de cizalla de Sierra Ballena atraviesa el departamento de Maldonado desde la Punta Ballena hasta la localidad de Aiguá. En su borde oriental la zona de cizalla contacta con granitos sintranscurrentes de: Maldonado, Cuchilla de Los Piriz y Aiguá. Se observan con frecuencia transiciones entre los bordes fuertemente deformados de estos granitos y las milonitas de la zona de cizalla. De hecho estas intrusiones graníticas constituyen el protolito de las milonitas de la ZCSB. El borde occidental es más diverso e incluye a granitos tardi- a sintectónicos y a gneisses de la unidad Campanero. No se observan rocas ígneas post-tectónicas que corten a la zona de cizalla lo que dificulta establecer el límite temporal inferior de la actividad de la ZCSB.

Las principales litologías miloníticas se describen a continuación.

Las milonitas graníticas presentan feldespatos que conforman porfiroclastos en una matriz milonítica fina. En la matriz el cuarzo desarrolla cintas (ribbons) policristalinas. Los principales accesorios son biotita (estable) y muscovita, epidoto y circón.

El comportamiento de cuarzo y feldespato es claramente diferencial, en el feldespato predomina la fracturación y la recristalización es

escasa en tanto que en el cuarzo se observa recristalización por rotación de subgranos.

Las cuarzo milonitas son rocas casi monominerales, de color claro, compuestas en más de un 90% de cuarzo. Los principales accesorios son muscovita muy fina, turmalina y circón.

Presentan una foliación bien marcada definida por la orientación preferencial de forma de los granos de cuarzo y la muscovita. Los cristales de turmalina se observan en ocasiones boudinados, marcando la dirección de la lineación de estiramiento.

Por su elevada resistencia a la erosión determinan crestas en el paisaje y cerros alargados (por ej. La Sierra de los Caracoles). Según Oyhantcabal et al. (2010) estas cuarzo milonitas derivarían del emplazamiento en zonas de baja presión de la sílice liberada durante la descomposición del feldespatos a sericita en las milonitas graníticas.

Los pórfidos miloníticos son rocas de grano muy fino y color gris oscuro a negro cuando frescas. Cuando se encuentran parcialmente alteradas los colores son rojizos. Se observan en ocasiones pequeños fenocristales de feldespatos y abundante pirita. Al microscopio estas rocas se caracterizan por textura porfírica con porfiroclastos (fenocristales residuales) de feldespatos y cuarzo. Los principales accesorios son augita aegirina y un anfíbol de pleocroísmo en tonos de azul (probablemente riebeckita).

La composición mineralógica corresponde a riolitas, microgranitos y pórfidos cuarzo-traquíticos. Esta litología corresponde a diques subvolcánicos emplazados en la zona de cizalla y posteriormente deformados. Determina junto a las cuarzo milonitas crestas con abundantes afloramientos, están muy bien expuestas, por ejemplo, en la Punta Ballena.

Las filonitas son rocas de grano muy fino, finamente bandeadas y ricas en filosilicatos. Las relaciones de campo evidencian que transicionan a milonitas graníticas por lo que su génesis se debe a la progresiva descomposición del feldespato de la milonita granítica a filosilicatos durante deformación con acceso de fluidos.

La foliación de todas estas milonitas muestra rumbo 020° , predominantemente vertical. En áreas localizadas, la foliación se encuentra plegada según pliegues de plano axial subvertical y eje subhorizontal $190^{\circ}/15^{\circ}$. La lineación de estiramiento es también subhorizontal con orientación dominante $12^{\circ}/208^{\circ}$, indicando que es una zona de cizalla "en dirección" (o de tipo strike-slip). Los indicadores cinemáticos como porfiroclastos con colas asimétricas y estructuras S-C indican sentido sinistral.

Las microestructuras observadas en el cuarzo, como recristalización por rotación de subgranos y migración de borde de grano, las estructuras de tipo core and mantle en feldespato y la presencia de biotita estable sugieren condiciones de deformación en facies esquistos verdes superior a anfibolita inferior ($450-500^{\circ}$) aunque varias reactivaciones en condiciones de menor temperatura parecen haber ocurrido.

Como toda gran discontinuidad cortical, la historia parece ser prolongada, con numerosos eventos de reactivación.

El evento milonítico principal, de acuerdo a las determinaciones de edad disponibles ocurrió entre aproximadamente 590 y 550 Ma. La nucleación de esta zona de cizalla sería de edad mayor a 590 Ma y reactivaciones fanerozoicas son reconocibles en las rocas sedimentarias de la Cuenca Norte, en el departamento de Cerro Largo.

4.2.3.5.3) Zonas de Cizalla: Puntas de Las Palmas (ZCPLP) Paso de los Talas (ZCPLT) y Cañada del Sauce (ZCCS).

Estas tres fajas cizalladas se han reconocido a partir de los resultados del presente trabajo.

Están situadas en la porción este-noreste del Departamento, entre las Cizallas de Sierra Ballena al oeste y Cordillera en el este, recortan el Batolito de Aiguá y a su vez son, en gran medida, límite de separación entre las diferentes facies graníticas.

La Cizalla de Puntas de las Palmas (ZCPLP) es una faja de dirección 010° - 020° en la mayor parte del tramo, con variaciones locales de 040° - 045° . Tiene unos 65 km de longitud y su ancho puede variar entre 0,5 y 2km en el norte se encuentra truncada por la falla gravitacional de Aiguá, mientras que su borde sur es cubierto por sedimentos cenozoicos, posiblemente esta cizalla sea la misma que reaparece en la Isla de Gorriti.

En el oeste está limitada por el Granito de Aiguá y en el este por los Granitos de Florencia, Los Cerrillos y las Porfiritas de Catedral. Los límites entre la cizalla y las cajas son, desde bordes netos a graduales, ya que la deformación afectó de manera variable, diferencial y simultánea con el emplazamiento de las rocas plutónicas, pasando las litologías desde verdaderas milonitas hasta granitos muy a poco deformados.

Los litotipos más reconocibles están representados por ultramilonitas, milonitas y milonitas graníticas.

Las milonitas y ultramilonitas son de excelente foliación, laminares, afaníticas y de grano muy fino, con esporádicos porfiroclastos aplastados y estirados, cuarzo en venillas y sericitización. Algunos afloramientos mostraron la presencia de epidoto, particularmente asociado a zonas de fractura.

Las milonitas graníticas presentan matriz propia de granitos porfiríticos, aunque con intensa deformación de cristales como *ribbons* y venillas de cuarzo, fenocristales de K-feldespatos aplastados, con colas y sombras de presión. La biotita aparece recristalizada, localmente en cristales mayores.

Algunos indicadores cinemáticos, como porfiroclastos de K-feldespatos, mostraron sentido de movimiento sinistral.



Foto 26: Vista general de afloramientos de la (ZCPLP)



Foto 27: Detalle de bandeo según fajas centimétricas a milimétricas, con alternancia de bandas claras, más félsicas y máficas, más oscuras. (ZCPLP)

La Cizalla de Paso de los Talas (ZCPLT) es una faja de dirección 015°-030° con variaciones locales en +/-10°; ocurre hacia el este de la Cizalla de Puntas de las Palmas, la variación angular permite que hacia el SW ambas cizallas confluyan en el paraje Abra de Monua. Presenta una longitud de unos 70 km por un ancho que varía entre 0,5 y 2 km. En el Norte esta Cizalla es cortada por la Falla Gravitacional de Aiguá, reapareciendo en el alto estructural del graben con la misma dirección y sentido. El límite oeste está marcado por la aparición del granito de Florencia en tanto que por el este pasa a las Porfiritas de Catedral, y los Granitos de Valdivia y los Cerrillos. El tipo litológico principal en las zonas de máxima deformación corresponde a: milonitas, ultramilonitas y pseudotaquilas, sin embargo en muchos afloramientos es posible reconocer pasajes laterales a rocas de la caja de tipo protomilonítico, desde muy deformadas a escasamente, la transición de grado de deformación a uno u otro tipo de roca es variable, desde métrico a decamétrico. Normalmente, las rocas menos deformadas, presentan el desarrollo morfológico característico de un área granítica: abundantes afloramientos en cerros pequeños con bochas relativamente alargadas, dispuestos en jirones en un entorno de zonas con mayor deformación que presentan un paisaje de lomadas ligeramente alargadas, con desarrollo de suelos y escasos afloramientos de bajo porte, aislados y ligeramente alineados. En tal sentido, en el entorno se alcanzan a reconocer rocas milonitas cuyos protolitos corresponden a: Porfiritas de Catedral, Granitos de los Cerrillos y de Valdivia.

Las milonitas porfíricas, están asociadas a la faja de Porfiritas de Catedral, son afloramientos a tendencia elongada, la roca posee matriz afanítica, a veces muy silíceas y tenaz, otras veces se presenta

bastante alterada, los colores son agrisados a blanquecinos, presentan porfiroclastos de cuarzo ahumado de formas redondeadas, ovoides y cinteadas, también de K-feldespatos rosado con formas achatadas.

En algunos afloramientos se observa recristalización sericítica lo que incrementa la planaridad y foliación de la roca, la clorita y el epidoto, posiblemente derivados de alteración hidrotermal, también están presentes.

Las milonitas de los Granitos porfiríticos, presentan afloramientos de tendencia alargada, la roca posee matriz afanítica a microgranuda, por lo general bandeada a microbandeada, de coloración clara rosado pálido.

Presentan porfiroclastos de cuarzo y K-feldespatos; el cuarzo ocurre en cintas (ribbons) recristalizadas de tamaño milimétrico a centimétrico, el K-feldespatos se muestra en porfiroclastos poco a muy budinados, en general con colas simétricas y algunos con asimetría indicando posiblemente sentido dextral (?), por lo general de color rosado. La biotita recristalizada está presente en muchos afloramientos, en fajas milimétricas a veces muy bien foliadas que alternan con fajas félsicas ricas en cuarzo recristalizado.

Las rocas miloníticas, cuyo protolito corresponde a los granitos de grano fino y medio se reconocen por un bandeo de orden milimétrico a centimétrico, microgranudo, afanítico, con minerales recristalizados; el cuarzo está dispuesto en venillas, los feldespatos presentan un comportamiento frágil.

- La Cizalla de Cañada del Sauce (ZCCS) corresponde a una zona de deformación situada al este -noreste del Departamento, comprendida entre las Fajas de Cizalla de Paso de los Talas y de Cordillera. Presenta una dirección general 020°-030°; el área mapeada tiene una longitud de unos 15 km por 1 km de ancho. Por el sur esta cizalla

llegaría hasta el curso superior de la Cañada del Sauce y por el norte con las Puntas de la Cañada de Corbo. Es posible que tanto hacia el sur como hacia el norte, los límites de esta Cizalla, se prolonguen con expresión poco definida.

En función del trabajo cartográfico, esta faja milonítica estaría posicionada, en su mitad norte, entre los Ortoneises de Cerro Olivo y los granitos de Valdivia y Los Cerrillos, mientras que su mitad sur, la milonitización afectaría los Granitos de Puntas de Rocha y Los Cerrillos.



Foto 28: Primer plano afloramientos de la zona de Cizalla Paso de los Talas (ZCPLT). Al fondo a la izquierda granito de Florencia.



Foto 29: Afloramientos lajosos y acordonados de la ZCPLT.



Foto 30.



Fotos 30, 31 y 32: Detalles del afloramiento de la foto 29. (ZCPLT).

Por otra parte la zona de milonitización estaría diversificada en fajas relativamente angostas que alternan con zonas menos afectadas. En las fajas más deformadas se reconocen milonitas a ultramilonitas cuyas direcciones predominantes están entre 030° y 060° .

Los afloramientos son muy escasos, los puntos observados muestran rocas con matriz afanítica a muy fina, bastante foliadas, con abundante sericita de recristalización; localmente se reconocen cristales de cuarzo recristalizado en ribbons y escasos porfiroclastos budinados de K-feldespatos.



Foto 33: Detalle de porfiroblastos con estructura sigmoideal (ZCPLT).



Foto 34



Foto 35

Fotos 34 y 35: Detalle de afloramientos de la faja milonítica a ultramilonita laminar de la ZCPLT

En las fajas menos afectadas se reconocen granitos miloníticos con abundantes porfiroclastos achatados en budines, dispuestos de manera elongada paralelos al plano de foliación en una matriz biotítica.

4.2.3.5.4) Zona de Cizalla Cordillera (ZCC)

Esta zona de cizalla fue reconocida y definida por Masquelín (1990) quien la nombra Zona de Cizalla Alférez-Cordillera. Oyhantçabal (2005) entiende preferible utilizar la denominación más breve Zona de Cizalla Cordillera (ZCC), que además evita la confusión de una probable correlación con una falla claramente frágil, de dirección norte-sur, que acompaña el arroyo Alférez.



Foto 36:



Foto 37:

Fotos 36 y 37: Cañada del Sauce detalle de Milonita -granito milonítico

Son muy escasos los antecedentes sobre esta zona de cizalla. Es referida en trabajos regionales o en investigaciones sobre la Zona de Cizalla Sierra Ballena (ver por ejemplo Oyhantçabal et al., 2010).

Esta zona de cizalla aflora desde aproximadamente 20 km al noroeste de la ciudad de San Carlos hasta el límite departamental entre Maldonado y Rocha en la ruta 109, con rumbo general 050° - 060° . Los extremos suroeste y noroeste evolucionan gradualmente a rumbos cercanos a 030° definiendo una estructura sigmoide producida aparentemente por acción de cizallas 030° sinestrales, como por ejemplo la ZCSB en el caso del extremo suroeste de la ZCC. La faja aflorante de milonitas tiene un ancho variable, entre un 1 y 2km y su longitud dentro del Departamento es de unos 30 km, desde su extremo aflorante sureste –donde es cubierta por sedimentos cenozoicos hasta el límite departamental en el noreste.

Las milonitas más abundantes son de protolito granítico, aunque se reconocen también ultramilonitas, filonitas, cuarzo milonitas y pórfidos a fenocristales de cuarzo deformados, probablemente sintectónicos, al igual que los que ocurren en la ZCSB.

La foliación dominante es $060^{\circ}/90^{\circ}$ y la lineación de estiramiento $055^{\circ}/20^{\circ}$. En algunos afloramientos se observa más de una lineación de estiramiento, por ejemplo L1 $220^{\circ}/22^{\circ}$ y L2 $302^{\circ}/63^{\circ}$, sugiriendo más de un evento, el último probablemente con una componente de cabalgamiento. Los indicadores cinemáticos, como porfiroclastos de feldespatos muestran en ocasiones sentido dextral, sugiriendo que esta zona de cizalla puede ser conjugada de la ZCSB (ver por ejemplo Oyhantçabal et al. 2010).

No existen estudios detallados. Las microestructuras de recristalización en cuarzo y el comportamiento frágil con incipiente recristalización en feldespatos sugieren condiciones similares a las de la ZCSB.

No existen determinaciones geocronológicas. Las relaciones de campo sugieren una edad similar a la de la ZCSB aunque la geometría sigmoidal referida antes, indica que la ZCSB es probablemente un poco más joven.



Foto 38: Vista panorámica hacia el W-NW desde el límite departamental Maldonado- Rocha sobre ruta 109, primer plano, afloramientos de fajas miloníticas de ZZC, segundo plano, Complejo Cerro Olivo y Granitos de Los Cerrillos y Valdivia.

4.2.4) Mesozoico –Cretácico Inferior

En el Departamento de Maldonado el Mesozoico, está representado por rocas de origen detrítico finas a muy gruesas y rocas volcánicas básicas y ácidas.

El teatro de sedimentación y de actividad volcánica de estas rocas se vincula estrechamente con mega procesos geotectónicos, que ocurrieron, durante el Mesozoico, a partir de la fragmentación del continente de Gondwana. En el sur y este del Uruguay, luego de la fracturación cortical, se suceden eventos de hundimiento de bloques y la consiguiente generación de grabens siendo los más importantes, los de la Cuenca de Santa Lucía y la Cuenca de la Laguna Merín.

En el Departamento de Maldonado, la estructura de esta naturaleza, es el graben de Aiguá, situado en la región norte, abarcando también, una pequeña parte en los vecinos departamentos de Lavalleja y Rocha.

Los límites geológicos y estructurales, de este graben, están representados por: en el oeste, la Cizalla de Sierra Ballena de dirección 010° - 020° , situada en el Departamento de Lavalleja. En el este, (Departamento de Rocha) se presume que limitaría con granitos deformados, posiblemente vinculados a las zonas de Cizalla de Paso de los Talas y Cordillera, de dirección 010° - 020° . En el sur con la Falla Gravitacional de Aiguá de dirección aproximada 060° , ubicada en el departamento de Maldonado. El límite norte, situado en el departamento de Lavalleja, está cubierto por sedimentos Cenozoicos, aquí se plantean dos hipótesis; una alternativa sería que el límite estuviera determinado por un sistema de fallas y fracturas de dirección 060° , concordantes con la dirección general del Río Cebollatí, de dirección paralela a la falla gravitacional de Aiguá; otra alternativa sería que este graben, tuviera una conexión abierta con el de la Laguna Merim y formara parte de una única estructura.

El conjunto de esa estructura, presenta una superficie aproximada de 1000 km² y posee una forma geométrica regular, de tipo rectangular a rómbico con eje mayor de dirección Norte-Sur. Debido a la falta de mapeamiento, tanto el relleno como las características morfoestructurales, no son bien conocidos.

En este trabajo, se reconocen algunos elementos estructurales que pueden realizar algunos aportes a su morfología y génesis, a propósito, se consideran los siguientes:

-La presencia de un alto estructural de basamento, situado al norte de Paso de Los Talas, separado del contrafuerte de basamento del sur por un relleno caracterizado por vulcanitas de composición bimodal.

Las rocas de este alto están integradas por: un granito, que ocupa la mayor parte del área (el Granito de Florencia), cuya zona aflorante más importante ocurre al sur de la Falla gravitacional de Aiguá; una faja milonítica, situada en la porción este del alto, ya definida, al sur de la Falla Gravitacional de Aiguá como Milonita de Paso de los Talas, de dirección 020°; ésta estructura de Cizalla, se interrumpe cuando es cortada por la falla y asoma con la misma dirección y sentido en el borde este del alto (Ver Mapa Geológico)

-Un fenómeno similar, a la cizalla de Paso de los Talas aunque más regionalizado, sucede en el borde oeste del graben, en el departamento de Lavalleja, donde la cizalla de Sierra Ballena se interrumpe, unos pocos kilómetros al este de Mariscal y aparece, con la misma dirección y sentido, en el noroeste, al este de la Localidad de José Pedro Varela.

-Un tercer elemento lo constituye la presencia de brechas y/o conglomerados brechoides, que ocurren en afloramientos situados en el plano de la Falla Gravitacional de Agua; este aspecto, pone en evidencia el carácter frágil y gravitacional del fallamiento.

Lo expresado está indicando la continuidad de las mismas litologías y estructuras, al sur y al norte del graben, sin que ocurran desplazamientos horizontales, la influencia de la componente en dirección en la generación del graben, tendría escasa significación, en relación a la componente gravitacional.

Con relación a la profundidad del graben, no existen antecedentes de perforaciones profundas que alcancen el Basamento; el único sondeo que se conoce es el A-104, localizado en Aiguá, que alcanza a 216 metros sin llegar al Basamento. Las litologías reconocidas en la descripción de Terra Arocena (1927) son: 215 metros de areniscas y conglomerados y 1 metro de basaltos amidgaloides.

Según los antecedentes y el trabajo de campo, el relleno del depocentro está constituido por rocas sedimentarias de la Formación Míguez y rocas volcánicas básicas y ácidas de las Formaciones Puerto Gómez y Arequita respectivamente (ver Mapa geológico.); sedimentos del Cuaternario, tapizan parcialmente los depósitos Cretácicos. Un dique de gabro sin deformación, de supuesta edad Mesozoica, "Gabro del Canarito", fue reconocido, cortando rocas del Basamento Neoproterozoico, al sur del graben.

4.2.4.1) Formación Puerto Gómez

Se trata de derrames de lavas básicas, localmente amidgaloides, que se asocian a la apertura de estructuras tipo rift, de edad Cretácico Inferior.

Walther (1927) señala por primera vez la ocurrencia de estos derrames en el país. Jones (1956b) reconoce estos derrames en el este de Canelones al describir los testigos de varios sondeos para petróleo; Caorsi & Goñi (1958) reconocen estas lavas en el sondeo de la localidad de Puerto Gómez de la cual deriva su nombre. Bossi

(1966) redefine la unidad con criterio litoestratigráfico y le antepone el rango de Formación.

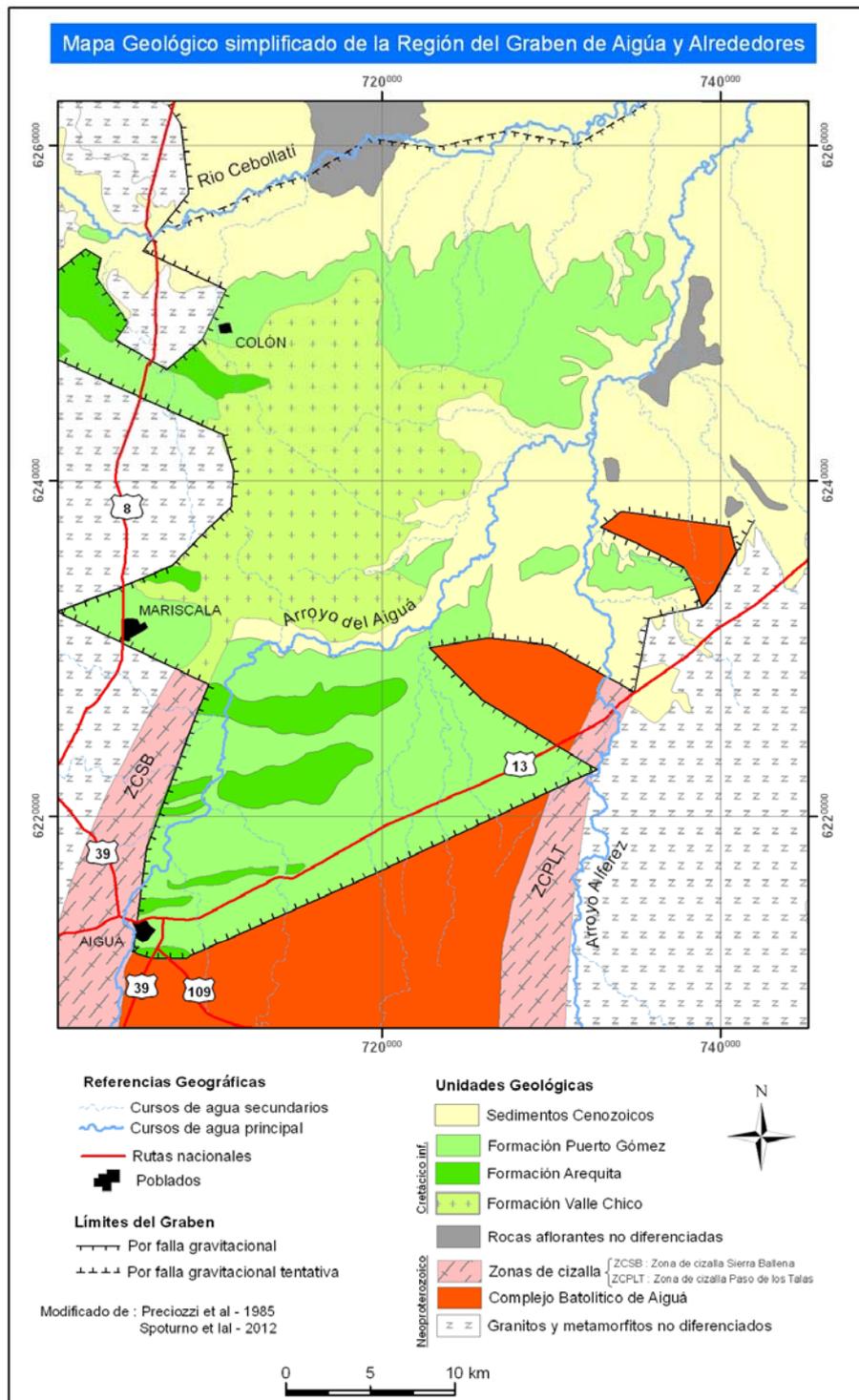


Figura 9: Mapa Geológico Escala 1:500.000

En el área del Departamento (vértice Norte), se reconocen casi exclusivamente en el interior del Graben de Aiguá donde presentan estructura de coladas y en la periferia, cortando la caja del basamento con estructura de dique y/o filón capa.

En superficie estos basaltos desarrollan pobres y escasos afloramientos, se reconocen en áreas de destape de caminos y en barrancas de abrasión fluvial, por debajo de sedimentos cuaternarios de las Formaciones Libertad y Dolores. Se observan además en pequeñas canteras, ya que debido a su alteración parcial, el material se utiliza como balasto en caminería.

En general se presentan con aspecto lajoso subhorizontal, ocasionalmente en pequeñas bochas irregulares y en bloquecitos poligonales.

En profundidad, el único dato es el registrado en el sondeo de Aiguá; de la descripción de Terra (1927) surge que de un total de 215 metros perforados, el último metro son basaltos amidgaloides.

Debido a su facilidad de alteración, el material desarrolla abundantes procesos eluviales y coluviales y su consiguiente generación de suelo y cobertura vegetal. Esta característica ha definido un paisaje de lomadas, con interfluvios bastante aplanados, laderas de pendientes muy suaves, que se asocian con amplios valles planos. Esta fisiografía, alterna con cerros aislados de porfiritas ácidas (Formación Arequita), lo que configura un paisaje geomorfológicamente definido como: Zona Ondulada con Cerros Asociados.

A nivel de campo, el tipo litológico más abundante es un basalto masivo de grano fino a muy fino y color gris verdoso, que localmente puede contener vacuolas aisladas y en agrupamientos.



Foto 53: Paisaje desarrollado por este tipo de derrame, a la derecha destape de basalto alterado; en el plano posterior Área Serrana.

En algunos afloramientos la textura puede ser a tendencia porfírica con la ocurrencia de fenocristales de plagioclasa de hasta 2-3mm de largo, que se disponen aislados o aglomerados; ocasionalmente se observan texturas ofíticas a subofíticas.

La mineralogía, además de plagioclasa, se reconoce cristales de olivino alterado (iddingsita marrón), debido a su color oscuro (gris verdoso) es posible la ocurrencia de piroxeno en la matriz.

Las vacuolas en general presentan un rango de tamaño entre 0,5 y 3-4 cm, con un tamaño medio de 1 cm, tienen formas circulares, ovoides y elípticas, estas últimas, en algunos afloramientos, se encuentran con dirección Este-Oeste. Pueden encontrarse vacías y estar sólo tapizadas de sílice, en su mayor parte están rellenas, de ceolita blanca opaca, de aspecto fibroso y fibrorradiado, también

ocurre relleno de sílice-calcedonia, carbonato de calcio pulverulento de coloración blanca y clorita verde.

El color de estos basaltos, como se señaló es gris a gris verdoso cuando la roca está fresca, cuando está alterada presenta tonalidades marrones a rojizas debido a la abundancia de oxidados de hierro; a veces, con tonalidades blanquecinas por alteración de las plagioclasas.

Del estudio petrográfico se reconocen dos tipos de basalto: amidgaloide y masivo.

El basalto amidgaloide, presenta: del volumen total de la roca, un 50% de amígdalas y el otro 50% está representado por 20% de matriz y 30% de fenocristales; dentro de los fenocristales 20% corresponden a plagioclasas y 10% a iddingsita.



Foto 54: Afloramiento de basalto de la F. Puerto Gómez, con presencia de amígdalas rellenas de ceolitas

La matriz es de tipo holo- a hialocristalina, de grano fino, con bastoncitos de plagioclasa de 0,1mm a veces glomerulares con abundantes opacos diseminados inmersos en una pasta oscura "vidrio" y por veces opaca.

Las fracciones mayores composicionalmente son: Plagioclasa automorfa de tamaño máximo 6mm y 1 mm de promedio, presenta macla polisintética, y a veces se encuentra alterada.

Pseudomorfos prismáticos de iddingsita y serpentina que sustituyen a los olivinos y/o piroxenos.

Las amígdalas tienen formas redondeadas a veces están conectadas entre ellas y están rellenas de ceolita y carbonato.

El basalto masivo es de grano fino, holocristalino, inequigranular y de textura pilotáxica. Los cristales mayores según su composición tienen diferente tamaño; las plagioclasas son de 0,4 x 0,1 mm, en tanto que los clinopiroxenos y opacos son de 0,05 x 0,1 mm. Se reconoce también olivinos redondeados y biotita.

Con relación al espesor, no se dispone de información de subsuperficie, que corte toda la secuencia de estas vulcanitas básicas, por lo que el espesor de las rocas de esta Formación, en este depocentro, es desconocido.

Con relación a la edad de estas lavas, el cuadro N° 1 (modificado de Muzio 2003; Stewart et al 1996), expone edades relativas que corresponden a muestras recogidas de la Formación Puerto Gómez. El cuadro muestra un registro global de dataciones para toda la Formación en Uruguay, una de ellas corresponde a la zona del graben de Aiguá.

Edad	Método	Autores	Latitud	Longitud	Paraje
142± 10 Ma.	K/Ar	Bossi & Umpierre (1975)	S/D	S/D	S/D
157± 4 Ma.	K/Ar	Vieira (1985)	S/D	S/D	S/D
131.4± 0,7 Ma.	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Stewart <i>et al.</i> (1996)	33°54'012"	54°46'07"	Colón
132.7± 1.0 Ma.	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Stewart <i>et al.</i> (1996)	34°10'25"	54°40'39"	Aiguá
165.6± 16.6 Ma.	K/Ar	Veroslavsky (1999)	S/D	S/D	S/D
132± 0.2 Ma.	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Féraud <i>et al.</i> (1999)	S/D	S/D	S/D
120± 3.2 Ma.	K/Ar	Muzio (2000)	S/D	S/D	S/D

Cuadro N° 1

Teniendo en cuenta la correlación de estos datos con la columna de la International Stratigraphic Chart (2010); 5 determinaciones se encuentran en el entorno de la edad Cretácico Inferior, de las cuales 4 poseen un margen de error muy bajo y una posee un margen de error significativo. Las 2 muestras restantes, están comprendidas en el Jurásico y con un error altamente significativo lo que llevaría a descartar como poco probable estas edades.

Teniendo en cuenta los resultados expuestos y lo expresado por Stewart *et al.* (1996) se establece una edad Cretácico Inferior para estos derrames

4.2.4.2) Formación Migués

Son depósitos detríticos finos a muy gruesos vinculados a la generación de depocentros de tipo rift cuyo sistema depositacional se caracteriza por procesos continentales del tipo: abanico, fluvial proximal y lacustrino y de edad Cretácico Inferior.

Jones (1956b) define y describe en la parte oriental del Departamento de Canelones, un conjunto de tres facies detríticas, que las asocia a depósitos de relleno de la "Fosa Tectónica de Santa Lucía".

Bossi (1966) reúne las tres facies y las agrupa con criterio de Formación.

Fernandez et al (1965), citan la ocurrencia de depósitos similares, a los señalados por Jones (1956b) y Bossi (1966), en las "Fosas de Aiguá y Laguna Merín".

En superficie esta unidad se reconoce estrechamente asociada al área de influencia del "Graben de Aiguá" tanto hacia el centro como en la periferia.

La zona con afloramientos se reconoce bien hacia la mitad oeste – suroeste del Graben donde los sedimentos detríticos se intercalarían lateralmente con las rocas volcánicas de la Formación Puerto Gómez. Los afloramientos son escasos y aislados, se restringen a pequeñas salientes como escarpes naturales y formas bochoides, también se reconocen en entalles de abrasión fluvial, desmontes artificiales y zanjas de erosión. Ej. Foto Nº 55.

En profundidad la única información, corresponde a la descripción de Terra, del sondeo de Aiguá. De la descripción de testigos rotos y disturbados el autor indica 215 metros de sedimentos detríticos, integrados por areniscas bastas a conglomerádicas y conglomerados.

Desde el punto de vista fisiográfico, no se reconoce un padrón morfogenético propio de esta unidad, que genere diferencias significativas dentro del paisaje regionalizado de lomadas.



Foto 55: Vista General. Primer plano afloramiento en banco de areniscas estratificadas F. Mígues. Al fondo, al norte, cerros de vulcanitas acidas F. Arequita.

Desde el punto de vista litológico, de acuerdo con las observaciones de campo se reconoce un dominio significativo de materiales sedimentarios detríticos medios a muy gruesos, en los afloramientos se expone uno a más litotipos representados por conglomerados, areniscas conglomerádicas, y areniscas medias a muy gruesas.

Los conglomerados ocurren en afloramientos individuales y en intercalaciones locales con niveles areniscosos. El tamaño varía desde conglomerados de bloques con líticos de hasta 20 cm de longitud y conglomerados de cantos; en general son matriz soportados de fracciones areno- gravillosas; la composición es polimíctica: granitoides, cuarzos, rocas esquistosas, metaareniscas, vulcanitas ácidas, posiblemente de la Formación. Arequita, y basaltos vesiculares de la Formación. Puerto Gómez; la morfología de los cantos y bloques varía desde esféricos y ovoidales como basaltos y granitos hasta tabulares como cuarcitas y esquistos; la angulosidad

es variable desde muy redondeados en basaltos y granitoides hasta angulosos en cuarcitas y esquistos.

Muchos de estos líticos, se encuentran parcialmente alterados. La matriz es arenosa a areno-gravillosa localmente, con abundante limo y arcilla, cuarzo feldespática a arcósica de coloración variada desde blanco amarillenta a roja. La estructura varía desde una distribución caótica hasta un grosero arreglo de estratificación paralela a oblicua y acanalada.

Dentro de este paquete se incluyen brechas conglomerádicas; se trata de un tipo litológico que está estrechamente asociado al área de influencia del plano de la "Falla Gravitacional de Aiguá"; aquí la roca tiene apariencia de conglomerado matriz soporte, con clastos y bloques fracturados y/o triturados, envueltos en una matriz muy fina, arcillo limosa con abundantes oxidados de hierro y de coloración rojiza.

La roca parece tener procesos secundarios de generación de minerales de hidrotermalismo como carbonatación, cloritización caolinitización y óxidos.

Las areniscas conglomerádicas; son mal clasificadas, desde subredondeadas a angulosas, con clastos y ocasionales bloques polimicticos dispersos o en groseros niveles, la composición es cuarzo feldespática y arcósica, la matriz soporte es arenosa muy fina a limosa, presenta abundantes óxidos de hierro y en general la roca es de color blanco rojiza a rojo anaranjado. Se presentan asociadas con conglomerados, en niveles centi- a decimétricos con grosera estratificaciones planar a oblicua acanalada con tendencia granodecreciente.

Las areniscas medias a muy gruesas; son de regular a mala clasificación, desde subredondeadas a subangulosas, con ocasionales

fracciones más gruesas, gravilla y gravas, son cuarzo feldespáticas y arcósicas, matriz soportada, de fracciones limo y arcilla, desde muy abundante a escasa, presenta abundantes óxidos de hierro que se encuentran tapizando los granos, la coloración es blanquecina a rojo. La cementación por carbonato de calcio está presente en algunos afloramientos. (Ver Fotos 56 y 57)

El arreglo estructural de los depósitos areniscosos, es paralelo horizontal y oblicua, también cruzada acompañando estructuras de canal. Se exponen en bancos y/o lentes métricos junto con los niveles más groseros formando parte de la facies con granodecrecencia.

El espesor de los paquetes sedimentarios no es conocido, en cuencas similares alcanzan a varias centenas de metros, en esta cuenca solo es conocido en el pozo de Aiguá donde como ya se señaló el espesor encontrado es de 255 metros.

La ejecución de sondeos exploratorios podría alumbrar nuevos conocimientos acerca de las características de la unidad, de las relaciones con las lavas de la F. Puerto Gómez y de las variaciones de profundidad de esta microcuenca.



Foto 56: Detalle conglomerado polimíctico con matriz arenosa..



Foto 57: Detalle conglomerado y areniscas conglomerádicas con niveles de cantos

Desde el punto de vista deposicional, como fue señalado por autores anteriores (Jones 1956b; Bossi et al 1966; Preciozzi et al 1985; Verosvlavsky et al 2003) estos depósitos se vinculan estrechamente a la generación de importantes depresiones como grabens y/o hemigrabens.

La ocurrencia de conglomerados de bloques y cantos muestran sistemas proximales de conos – abanicos generados por la acción gravitacional acompañado de flujos de detritos con agua de alta a baja viscosidad.

Las facies de areniscas medias a conglomerádicas con estructuras relativamente definidas marcarían la ocurrencia de depósitos subacuáticos caracterizada por sistemas regularmente canalizados con alta a moderada pendiente.

El carácter inmaduro de los depósitos, muestra una alta tasa de subsidencia derivada de la inestabilidad tectónica de la región.

Con relación a la edad de estos depósitos, trabajos paleontológicos, en la misma Unidad, en el depocentro de Santa Lucía determinaron una edad Albiense (112 - 125 Ma.) que fue obtenida a partir de la presencia del género *Stephanocolpites* y de la especie *Cyclocristella senticosa* (Veroslavsky 1999).

Los datos de campo, indican la presencia de cantos y bloques de basaltos amidgaloides de la Formación Puerto Gómez, en los conglomerados de esta Formación, aspecto que pone de manifiesto la existencia de derrames en condiciones de aportar material detrítico al proceso deposicional de la Formación. Mígues.

Los resultados precedentes estarían indicando una edad Cretácico Inferior, para esta Formación, simultánea a tardía en relación a la actividad volcánica de la Formación Puerto Gómez.

4.2.4.3) Formación Arequita

Se trata de derrames y diques subaéreos de lavas ácidas, vinculadas a la generación y relleno de estructuras asociadas al desarrollo de un graben, de edad Cretácico Inferior.

Walther (1927) describe por primera vez estas lavas, que las incluye en la porción cuspidal de lo que designó como Serie de Aiguá.

Bossi & Navarro (1988) define y describe la Formación Arequita como una unidad litoestratigráfica que se caracteriza por un magmatismo hipabisal y volcánico de carácter ácido que se manifiesta en el este - sureste del país.

En el departamento, estas rocas se reconocen asociadas a la estructura del graben de Aiguá, la mayor densidad de afloramientos ocurre en la porción occidental, al oeste del Arroyo Sarandí (ver mapa geológico); en esa región, presentan una disposición morfo-topográfica con relieve positivo, con cotas comprendidas entre 70 y

200 metros, alcanzando, algunos cerros, a los 240 metros. El conjunto se destaca de manera significativa del resto del paisaje inmediato, caracterizado por planicies y lomadas (Ver Figs. 58 y 59). Ésta configuración serrana presenta una dirección general este-oeste con desarrollo de laderas de pendientes asimétricas definidas por suaves basculamientos de los bloques que buzan hacia el norte.

En el este y sureste del mismo depocentro, la densidad de formas aflorantes de esta unidad, disminuye significativamente; si bien se reconocen áreas de relieve positivo, estas ocupan áreas menores y se manifiestan con altitudes no mayor a los 120 metros. Por otra parte, algunas de estas formas manifiestan una geoforma alargada con dirección al noroeste.



Foto 58: Vista general de la morfología desarrollada por las volcánicas ácidas, tomada desde el suroeste hacia el nor-noreste. Cerro Minuano, de aspecto muy similar al Cerro Arequita en Lavalleja.



Foto 59: Paisaje característico en el noreste de Aiguá. Cerro alargados con valles de lomadas muy suaves y planicies.

Con relación a su registro en profundidad, no se dispone de información de testigos de perforaciones, tampoco se conocen estudios geofísicos que estimen valores de espesor.

Desde el punto de vista litológico, los trabajos de campo y estudios petrográficos reconocieron los siguientes litotipos: pórfidos riolíticos, vulcanitas bandeadas (ignimbritas), traquitas, dacitas y hialoclastitas.

-Pórfidos riolíticos

Es el tipo litológico más abundante, ocurren prácticamente en la gran mayoría de los afloramientos observados y presentan textura masiva Fotos N° 60 y 61.

La roca presenta matriz afanítica de composición silíceo, coloración variada, desde tonos agrisados y verdosos a rojizos y violáceo. Los fenocristales están inmersos en la matriz, pueden encontrarse muy escasamente hasta muy abundantes, en su mayor parte se encuentran aislados aunque localmente se observan algunos

aglomerados, la composición es básicamente cuarzo y feldespato alcalino. El cuarzo presenta un tamaño promedio de 0,5 a 1mm, tiene formas circulares a elípticas (ojos) a veces bipiramidado, es de coloración blanco vítreo a gris ahumado, de aspecto límpido y cristalino. El feldespato alcalino (sanidina) se presenta automorfo de tamaños comprendidos entre 2 y 5 mm, con secciones rectangular y cuadrada y de coloraciones: marrón rosado y blanquecino; en algunos afloramientos está parcialmente alterado a caolinita. Ocasionalmente se reconocen además cristales aislados de minerales máficos de aspecto mate, posiblemente augita y/o hornblenda. También ocurren cristales de sulfuros (pirita) automorfos y oxidados, rojizos y amarronados.



Foto 60: Detalle del afloramiento de riolitas masivas



Foto 61: Afloramiento al fondo, formas generadas por riolitas.

Petrográficamente la roca tiene textura porfírica. La matriz es afanítica, a veces con textura esferulítica; de composición: felsítica, opacos, a veces abundantes y pulverulentos y vidrio desvitrificado. Los fenocristales son sanidina, cuarzo, plagioclasa y piroxenos esqueletales; como accesorios: opacos y circón. El cuarzo y la sanidina, son automorfos y subautomorfos, presentan golfos de corrosión y en parte están reabsorbidos por la matriz, pueden presentar inclusiones vítreas o de matriz y cuarzo, en algunas de las muestras los fenocristales de cuarzo y feldespato se encuentran prácticamente en proporciones iguales. La plagioclasa es automorfa y el piroxeno está casi totalmente sustituido por opacos pulverulentos.

-Vulcanitas bandeadas (ignimbritas)

Composicionalmente son similares a las riolitas, donde ocurren asociadas en bancos y/o niveles alternantes, de espesor variable, entre 0,50 y 5 mt.

Internamente se trata de rocas con bandeo primario, centimétrico a milimétrico, de tipo paralelo horizontal y oblicuo, también las bandas están plegadas y recumbentes y son de tamaño y forma variable definiendo estructuras de escurrimiento de flujo. Básicamente el bandeo se define por: la cantidad y distribución de los fenocristales, la presencia o ausencia de niveles composicionales y/o texturales diferente (ej: niveles de tufo, cenizas y recristalizaciones varias).

Las observaciones petrográficas muestran que el bandeamiento se define a través de distintos tipos de textura y composición mineralógica. La matriz bandeada a pobremente bandeada se evidencia por la diferente concentración de opacos, y/o vidrio – cuarzo recristalizado y por su tamaño de grano: desde afanítica-felsítica a microgranuda. En ocasiones el bandeo es de tipo laminar (bandas menores a 1mm). Inmersos en la matriz se reconocen: fenocristales de sanidina automorfos a subautomorfos, fracturados y/o corroídos y en ocasiones albitizados; cristales de cuarzo; bastones de plagioclasa; fragmentos de pómez; opacos y ocasionales vacuolas, en cantidad y tamaño variable.

El carácter piroclástico se observa también por la presencia ocasional de *shards*, fragmentos vitrofídicos y pumíceos.

De acuerdo a los fenocristales presentes se puede concluir que se reconocen ignimbritas riolíticas y traquíticas.

En ocasiones se observa un bandeo muy fino (bandas menores a 1mm) de composición felsítica y/o cuarzo recristalizado con muy escasos fenocristales de opacos y anfíbol sódico, también ocurren esferulitas radiales y aisladas. Estas rocas pueden definirse como tufos ignimbríticos, las riolitas ocurren en el techo.



Foto 62



Foto 63



Foto 64



Foto 65

Fotos 62 a 65: Detalles de estructuras de flujo, desarrolladas en los afloramientos

Traquitas y Traquitas cuarzosas

Ocurren esporádicamente, en algunos afloramientos, la matriz es afanítica y los fenocristales, en su gran mayoría, son de feldespato alcalino, los fenocristales de cuarzo cuando están presentes ocurren en baja proporción, se reconocen también algunos minerales negros posiblemente anfíbol. El color de estas rocas es similar a las riolitas.



Foto 66: Caverna LaSalamanca generada por la alteración de los niveles de ignimbritas

Petrográficamente se muestra una roca porfírica de matriz afanítica a microgranuda compuesta por: feldespato, cuarzo, hornblenda vidrio desvitrificado y opacos pulverulentos. Los fenocristales son automorfos y subautomorfos, a veces corroídos y con inclusiones de vidrio y matriz, básicamente está constituidos por ortoclasa zoneada, plagioclasa, piroxenos y algo de cuarzo

El piroxeno es augita, se reconocen algunos pseudomorfos rómbicos como serpentina, talco, opacos y oxidados. Los accesorios son circón y fragmentos vitrofíricos.

-Dacitas

Se reconocen en algunos afloramientos, la matriz es afanítica, similar a las rocas anteriores. Los fenocristales, además del feldespato alcalino y el cuarzo, ocurren abundantes varillas automorfos de

plagioclasa, dispersas y agrupadas de coloración verdosa y ocasionalmente epidotizadas.

-Brechas ácidas

Son rocas poco frecuentes aunque fueron reconocidas al menos en dos sitios. El primero se localiza al noroeste, en un cerro alargado, donde el conjunto de los afloramientos tienen un aspecto silíceo; la roca se puede definir como una porfirita brechoide, de matriz afanítica a grano muy fino, color gris, y presenta cristales flotando y clastos angulosos de tamaño centimétrico, de material lítico. Al microscopio los clastos son de riolita microgranuda con cristales de cuarzo, estos fragmentos están inmersos en una matriz felsítica a microgranuda. También se reconocen fragmentos vitroclásticos, opacos y cristales de cuarzo. La roca podría definirse como una autobrecha riolítica.

La otra área de afloramiento ocurre en una banda de dirección este oeste, en la porción centro noreste del Graben de Aiguá, inmediatamente al norte del contacto con el granito de Florencia, situado en el alto estructural. Allí se presenta una roca de composición silícea caracterizada por una matriz fina a afanítica de coloración blanco rosácea a rosado cárneo, y fragmentos partidos de bloques angulosos de tamaño variable y de la misma composición que la matriz; roca que podría definirse como una hialoclastita.

Con relación a la edad, el cuadro Nº 2 modificado de Muzio (2003); Stewart et al (1996), expone las edades relativas que corresponden a muestras recogidas de la Formación Arequita en el Uruguay

Teniendo en cuenta la correlación de estos datos con la columna de la International Stratigraphic Chart (2010); todas las determinaciones, efectuadas por los autores señalados, indican un entorno de edades comprendidas en el Cretácico Inferior



Foto 67: Brechas hialoclásticas ácidas.

4.2.4.4) Gabro El Canarito

Se trata de un afloramiento que fue reconocido en la porción noreste del Departamento, en una senda de acceso de dirección este oeste, situada en el interfluvio de los arroyos Yerbal y Pelotas. Dicha senda une un establecimiento agropecuario con el camino que conduce a la localidad de Paso de los Talas.

El afloramiento se localiza entre rocas deformadas del granito de Los Cerrillos, sin posibilidad de observación de un contacto directo.

Se trata de bochas redondeadas y ovoides que están parcialmente alteradas. En muestra de mano es una roca de grano muy grueso, isótropa, no deformada, cuya mineralogía se caracteriza por cristales de plagioclasa en varillas y bastones y minerales negros de tipo anfíbol. La roca es de coloración oscura y se definió como un gabro de grano grueso.

La observación microscópica mostró que es una roca de grano grueso, textura de tipo intersectal; la mineralogía principal está

Edad (Ma)	Método	Autores	Latitud	Longitud	Paraje
124± 4	K/Ar	Umpierre (1965, apud Bossi 1966)	S/D	S/D	S/D
128.2± 0.7	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Stewart <i>et al.</i> (1996)	33° 43' 38"	53° 43' 38"	San Miguel
131.9± 0.6	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Stewart <i>et al.</i> (1996)	34°17' 28"	55°16' 04"	C. Arequita
127.0± 0.6	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Stewart <i>et al.</i> (1996)	34°16' 34"	54°58' 29"	Villa Serrana
131.8± 0.9	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Stewart <i>et al.</i> (1996)	34°06' 53"	54°32' 38"	Sierra de Sosa
130± 0.2	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Féraud <i>et al.</i> (1999)	S/D	S/D	S/D
131.4± 0.4	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Féraud <i>et al.</i> (1999)	S/D	S/D	S/D
131.0± 0.2	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Féraud <i>et al.</i> (1999)	S/D	S/D	S/D
132.0 ± 0.2	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Féraud <i>et al.</i> (1999)	S/D	S/D	S/D
131.7 ± 0.4	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Féraud <i>et al.</i> (1999)	S/D	S/D	S/D
130.8 ± 0.5	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Féraud <i>et al.</i> (1999)	S/D	S/D	S/D
125 ± 9	K/Ar	Pirelli (1999)	S/D	S/D	S/D
133.5 ± 3.1	K/Ar	Muzio (2000)	S/D	S/D	S/D

Cuadro Nº 2 Modificado de Muzio (2003) y Stewart *et al.* (1996)

compuesta de plagioclasa en arreglo radiado, olivino, clinopiroxeno (pigeonita), biotita y opacos; se reconoce apatito en cristales individuales y a veces como inclusión en los olivinos; los minerales de alteración son clorita, serpentina y carbonatos.

Teniendo en cuenta las observaciones de campo y las de microscopio se define esta roca como un leucogabro no deformado.

De acuerdo a los resultados precedentes y en función de la relación de este cuerpo con las rocas circundantes, puede considerarse que el mismo presenta una estructura de dique (?) cuya edad probable es Cretácico Inferior.



.Foto 68: Vista general del afloramiento



Foto 69: Detalle de roca en muestra

de mano.

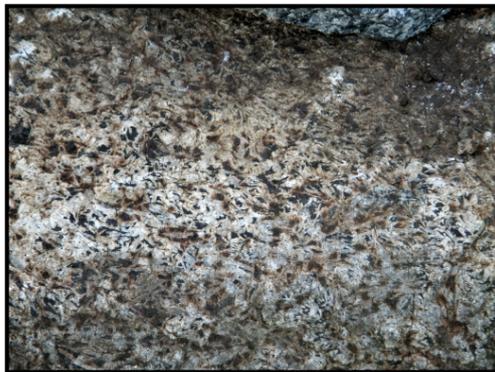


Foto 70: Detalle de textura de la roca

4.2.5) Cenozoico

Los sedimentos Cenozoicos del departamento ocupan la mayor parte de la superficie que geomorfológicamente se ha reconocido como Zonas: Costera, Ondulada y Planicies Fluviales Interiores.

Los espacios de sedimentación, para estos depósitos son básicamente de dos tipos:

-Pequeños depocentros de posible vinculación genética con la tectónica Juro-Cretácica que continuó operando durante el Terciario.

-Entalles proximales y distales de abrasión fluvial y costera. Con generación de paleovalles y/o terrazas costeras que funcionaron durante el Cuaternario.

En el primer caso, en el departamento, se reconocen al menos dos depocentros que denominamos: Laguna del Sauce - Portezuelo y Maldonado - San Carlos

Los límites y profundidades, de estas depresiones no están bien establecidos, ya que la cobertura de suelo, sedimentos holocénicos recientes y la limitada y riesgosa información de los testigos de perforaciones, no posibilita lograr una mayor definición de los aspectos geológicos y estructurales. Una aproximación genérica de sus características, sería la siguiente:

El depocentro Laguna del Sauce - Portezuelo, ocurre asociado a la Faja Costera, está limitado: en el norte con el granito de Renegado, en el este por la cizalla de Sierra Ballena, en el oeste por las porfiritas y basaltos de Sierra de Ánimas y en el sur estaría abierto hacia la plataforma platense. Su profundidad conocida según el sondeo A - 861/1 (ver descripción en Anexo) alcanza a los 70 metros, el relleno, según la descripción de tres sondeos, es un paquete de sedimentos que se han reconocido con edades: Oligoceno, Mioceno, Pleistoceno y Holoceno.

El depocentro Arroyos Maldonado- San Carlos, forma parte también del área de la Faja Costera, presenta una grosera dirección nortee-noreste, con desarrollo hacia el continente, donde ocupa parte de las zonas de valles interiores y lomadas.

Sus límites aproximados son: en el oeste el Granito de Maldonado y la Cizalla de Sierra Ballena, en el norte el Complejo granítico de Aiguá, en el este el Complejo Cerro Olivo y la Formación San Carlos, hacia el sur estaría abierta a la plataforma platense y atlántica.

Se admite como hipótesis que: una parte del Granito de Maldonado, el Basamento de Cerro Olivo en la ciudad de Punta del Este y el Basamento de la Isla Gorriti, sean altos estructurales que

compartimentan microdepressiones de tamaño y profundidad variable. (Ver Mapa Geológico).

La profundidad no es conocida, en las perforaciones estudiadas se observó una profundidad máxima en el sondeo A-486/6 (ver Anexo) de 88 metros, sin llegar al basamento, el relleno conocido está caracterizado por sedimentos del Terciario Superior (Plioceno) y Cuaternario (Pleistoceno Holoceno).

En el segundo caso: Entalles Proximales, de Abrasión fluvial y Costero, los depósitos se encuentran: en gran parte de la Faja Costera, en las Planicies Fluviales Interiores, en las Áreas Onduladas e incluso en parte de la Zonas Serranas Baja. Quedan incluidas las áreas con depocentros y zonas marginales. El relleno se caracteriza por depósitos fini terciarios (plio-pleistoceno) y cuaternarios (Pleistoceno- Holoceno) que incluye sedimentos continentales: proximales (conos, abanicos, coluviones), distales (fluvial, deltaico) y sedimentos costeros que derivan de procesos transgresivos y regresivos especialmente durante el cuaternario.

Los espesores de estos depósitos, no son demasiado significativos, desde muy poco espesos (4-5 metros) como los sedimentos de coluvionamiento, hasta 15 -20 metros en los sedimentos costeros de tipo transgresivo.

El sustrato de estos depósitos está caracterizado por sedimentos antiguos particularmente cuando se encuentran en algunas de las microdepressiones señaladas, o reposan directamente en rocas del Basamento proterozoico.

4.2.5.1) Terciario Superior- Oligoceno

4.2.5.1.1) Formación Fray Bentos

Son depósitos de origen sedimentario de tipo limoso – a limo arenoso de coloraciones oxidantes y de ambiente continental, en el Uruguay,

se encuentran tapizando, de manera parcial, las áreas y el entorno de las cuencas cretácicas del país.

Se conocen desde el siglo pasado y fueron definidos con criterio litoestratigráfico por Goso (1965).

En el departamento no hay registro cartográfico, Preciozzi et al (1986) describen niveles de areniscas limosas con cantos y costras carbonatadas, sin definir a qué tipo de Unidad Formacional corresponde. Elizalde (1979) reconoce afloramientos aislados de pequeña extensión, en la Punta de Solís Grande y en Playa Bella Vista.

Durante el trabajo de campo no fue reconocido un desarrollo extensional a nivel de superficie, en este departamento.

Además de los afloramientos puntuales indicados en el ítem precedente, se reconocen, costras carbonatadas, a ras del piso, en la saliente del Balneario las Flores.

En profundidad, esta Formación, se ha observado, en testigos disturbados del sondeo A377/2 (ver Anexo) ubicado en el entorno de la Ruta 93, 1 km al este del Arroyo del Potrero, al sur de Laguna del Sauce. Allí se reconocen por debajo de 31 metros de sedimentos modernos, 23 metros de sedimentos limo arenosos de Fray Bentos, llegando el sondeo a los 53 metros, sin alcanzar a cortar la base de esta Formación.

En función de la información del sondeo, A377/2, se sospecha que también pueda ser encontrado en otras microdepocentros, en la zona este de la Faja Costera, por debajo de los sedimentos Holo-pleistocenos entre San Carlos, Maldonado y Punta del Este y en la Faja Costera situada entre Manantiales y la Laguna José Ignacio; tal como se observó, de manera similar, en la Faja Costera de Canelones (Spoturno et al. 2004a).

Desde el punto de vista litológico, de las observaciones de campo y de los registros de sondeos se reconocen en orden decreciente los siguientes litotipos:

-Limos arenosos y areniscas muy finas compactas de buena clasificación escasa matriz, cuarzosas, localmente, puede presentar fracciones mayores dispersas (arena gruesa y gravilla).

El tipo de cemento, es carbonático que se dispone disperso en la matriz, también desarrolla figuras concrecionales de forma redondeadas a irregulares y tamaño variable.

La coloración es clara: blanco rojizo a rosa anaranjado, puede presentar moteados de tonalidad verdosa.

-Fangolitas matriz soportada limo arcillosa a arcillosa con clastos de arena gruesa y grava cuarzosa, angulosa, en distribución caótica. El color es anaranjado a rojizo.

-Limos, de color rosa-anaranjado a tendencia blanquecina cuando tienen cemento carbonático. También se reconoce aporte de cemento silíceo con distribución y formas irregulares.

En cuanto al sistema deposicional, según los registros conocidos de la Unidad, en otras regiones del país, se atribuye a la Formación como un conjunto de depósitos de origen continental árido a semiárido, de tipo loess y arenas finas, asociado con momentos más húmedos de lluvias torrenciales efímeras, que darían lugar a sedimentos subacuáticos caracterizado por depósitos de tipo flujo de barro y fluvial.

Con relación a la edad, en el departamento no se tienen registros paleontológicos ni tampoco relaciones estratigráficas de base y techo, sin embargo de acuerdo a la similitud litológica y estructural con la Formación en su localidad tipo y otras áreas del país, corresponde atribuirle una edad Oligoceno Superior.

4.2.5.2) Terciario Superior- Mioceno

4.2.5.2.1) Formación Camacho

En el departamento no fue mapeada como unidad de superficie; sin embargo del registro y descripción de perforaciones ubicadas en el área del Depocentro Laguna del Sauce, se ha observado esta unidad en el Sondeo A-861/2 de DINAMIGE (Ver Anexo).

En tal sentido, entre los 48 y 51 metros de profundidad, se reconoce en testigos disturbados, la ocurrencia de bioclastos, dispuestos en una matriz arenosa fina cuarzosa de color blanco.

La presencia de restos de macrofósiles y tipos litológicos similares a los que se observan en afloramientos y testigos de sondeos, de la Formación Camacho, en los Departamentos de Colonia y San José, ponen de manifiesto la presencia de esta Unidad, en profundidad, en el Departamento de Maldonado, indicando la ocurrencia de la transgresión miocénica en el área de esta depresión costera.

4.2.5.3) Terciario – Cuaternario

4.2.5.3.1) Plio - Pleistoceno

4.2.5.3.1.1) Formación Malvín

Prost (1982) reconoció la Unidad a partir de los trabajos geológicos y geomorfológicos que realizó en la región situada entre la Sierra de Ánimas y el curso inferior y medio del Arroyo Solís Grande.

Describe la Unidad como mantos de conglomerados relacionados a sistemas continentales de clima árido- semiárido caracterizados por conos de piedemonte, durante el cuaternario antiguo, anteriores a la Formación Libertad, contemporáneos con la Formación Raigón y que reposan sobre el basamento cristalino.

El término Formación Malvín fue propuesto por Antón & Prost (1974) donde reconocieron las mejores exposiciones en la cuenca del arroyo homónimo del departamento de Maldonado.

La Unidad se reconoce aflorando en el suroeste del Departamento, precisamente en la parte occidental de la ladera media a alta de la Sierra de Animas se observan en una faja irregular y continua de dirección general Norte - Sur. También se visualiza, en las barrancas de abrasión de los principales cursos de agua, que drenan de este a oeste, allí ocurren asomos de la Unidad por debajo de los sedimentos Cuaternarios de la Formación Libertad.

Según las observaciones de campo, se reconocen las siguientes asociaciones litológicas:

-Conglomerados de bloques de hasta $\frac{1}{4}$ de m³, clasto y matriz soportados por fracciones canto grava y gravilla, oligomícticos (básicamente son porfiritas ácidas de la Sierra de Ánimas), con aristas angulosas a subangulosas.

La composición de la matriz, está compuesta esencialmente por líticos de naturaleza porfirítica, el cuarzo ocurre en las fracciones gravillosas; los clastos y demás fracciones son de tipo angulosa a subangulosa.

En general no poseen arreglo estructural definido, presentan más bien una distribución caótica.

-Conglomerados de cantos matriz soportado los cantos presentan un tamaño máximo de hasta 15 cm, angulosos a subangulosos, poli a oligomícticos, de composición porfirítica en su mayor proporción, el resto corresponde a granitoides, milonitas, cuarzo y cuarcitas. La matriz presenta fracciones arena y gravilla, subangulosa, cuarzo feldespática.

-Areniscas conglomerádicas, predominan las fracciones arena, grava y gravilla con esporádicos cantos, subangulosos, de composición cuarzo feldespática, areno soportada y coloración clara.

El arreglo estructural de los tipos litológicos, está ligeramente definido por una grosera a difusa planaridad subhorizontal entre los niveles conglomerádicos de cantos y las fracciones areniscosas. La estratificación es de tipo plano paralela a acuñada generada por un ordenamiento de granodecrecencia de base a techo, de dos a tres ciclos, orden centimétrico a decimétrico. Hacia el techo, 40 a 50 cm antes del suelo, los espacios de poros de la secuencia detrítica se cargan de material fino (suelo oscuro) que deriva de la lixiviación de los horizontes superiores.

El conjunto litológico y el arreglo estructural definen depósitos continentales de condiciones climáticas áridas a semiáridas.

Los conglomerados de bloques ocurren esencialmente muy cerca del contacto con las porfiritas de la Sierra de Animas en la zona de ladera media y media a alta. Se trata de depósitos de tipo proximal con transporte debido a la pendiente y al flujo gravitacional ayudado ocasionalmente por cierto aporte de agua debido a la acción de las lluvias torrenciales y de baja frecuencia. Anton & Prost (1974) definen estos conglomerados bloques como depósitos tipo pie de monte y/o conos.

Los conglomerados de cantos y areniscas conglomerádicas se sitúan en áreas algo más distales de los anteriores, estas secuencias corresponderían a depósitos con marcada influencia fluvial proximal y aporte gravitacional, se trataría de cursos de cabeceras con alta energía, bajo transporte y alta tasa depositacional.

Las observaciones de campo muestran que las litologías de la Unidad, tienen como techo la Formación Libertad por lo que podría asimilarse una edad Plio- Pleistoceno equivalente a muchos de los sedimentos continentales de las Formaciones Raigón y Salto.

4.2.5.3.1.2) Formación Raigón

Se describe aquí, un conjunto de sedimentos, caracterizado por el predominio de arenas finas a gravillosas y subordinadamente limos,



Foto 71



Foto 72

Foto 71: Detalle de Afloramiento de conglomerado de bloques oligomícticos, proximal.

Foto 72: Panorámica del área de conglomerados polimícticos más distales. En la mitad de la ladera se observa pequeña cantera para extracción de material clástico grueso.



Foto 73



Foto 74

Foto 73: Afloramiento de conglomerado de cantos polimícticos de la facies más distal. La base está en contacto con el granito de Solís de Mataojo.

Foto 74: Ídem anterior, vista de mayor detalle.

arcillas y fanglomerados, que ocurren por debajo de la Formación Libertad. Se estima una edad Plio- Pleistoceno y posiblemente contemporánea con la Formación Raigón en los Departamentos de Canelones y San José.

No hay registro de antecedentes geológicos y paleontológicos, de esta Unidad, en el departamento. Debido a su similitud litológica, ambiente deposicional y situación estratigráfica se considera a estos depósitos como formando parte de la Formación Raigón.

En superficie se la reconoce en los alrededores del aeropuerto de El Jaguel, Rincón del Indio, con afloramientos en pequeños desmontes muy degradados. A nivel de imágenes se observa una geomorfología de relieve propia de sedimentos arenosos.

En profundidad, de la descripción de testigos disturbados de sondeos situados en el depocentro de: San Carlos-Maldonado, y zonas marginales; se reconocen importantes espesores de estos sedimentos, el máximo conocido, se observa en el sondeo A-486/6 Rincón del Indio, con 68 metros de espesor.

No fue posible observar buenos afloramientos en el campo, gran parte de la información, fue recogida de la descripción de testigos de muestras disturbadas que pertenecen a sondeos para agua efectuados por DINAMIGE; cuya localización y descripción gráfica de los perfiles se presenta en el capítulo de Anexo.

De acuerdo a los resultados descriptivos de los testigos, se reconocen los siguientes litotipos: areniscas gravilosas a conglomerádicas, arenas finas a muy gruesas, fangolitas areno gravilosas, limos y arcillitas.

-las areniscas gravilosas a conglomerádicas: son mal clasificadas subangulosas a angulosas, polimícticas (cuarzo, feldespatos granitoides esquistos), matriz arenosa cuarzo feldespática a veces con cierto contenido de limo y arcilla de coloraciones claras:

blanquecinas, amarillentas, ocre y rojizas. Son niveles métricos y se reconocen más bien hacia la parte norte del depocentro, en los sondeos de los alrededores de la Ciudad de San Carlos.

-las arenas finas a gruesas: son de regular a buena clasificación subredondeadas a subangulosas, cuarzo - feldespáticas y a veces arcólicas, con escasa matriz de tipo limo arcillosa. Las coloraciones son claras: blanquecinas amarillentas ocráceas.

Se reconocen hacia el tope de las secuencias de arenas gravillosas groseras acompañando sucesiones con granodecrecencia.

-las limo-arcillitas son compactas con predominio variable de una u otra fracción, localmente puede presentarse arenas finas y medias cuarzosas. Las coloraciones son de tonos grises, verdes y marrones, distribuidos de manera homogénea o en moteados. El carbonato de calcio está presente en algunos niveles, en forma de nodulitos de hasta 2-3 mm, también se reconocen oquedades cilíndricas tapizadas y/ o rellenas de óxidos de manganeso; algunos niveles, con posibles estructuras de bioturbación son reconocidos. Estos episodios limo arcillíticos y areniscosos finos predominan especialmente en la porción sur del depocentro San Carlos- Maldonado particularmente en el Sondeo A-685/2 de Aeropuerto El Jaguel.

-las fangolitas ocurren alternado con las areniscas gravillosas y conglomerádicas, especialmente en los sondeos de los alrededores de San Carlos, son matriz soportadas. La matriz va desde fracción arcilla hasta arena fina o mezclas de ellas, en porcentajes variables y su color es variado: gris, verde marrón se distribuyen de manera homogénea o en moteados. El material clástico es fracción gravilla, grava y canto, de bordes subangulosos a angulosos, y de composición polimictica.

El arreglo estructural muestra: en los testigos de los sondeos del área de San Carlos, una alternancia de cambios métricos y discretos de

material clástico grueso (Areniscas conglomerádicas) con granodecrecencia interna, que alternan con materiales del tipo fangolítico. En el área Maldonado- Punta del Este, el arreglo estructural presenta gradaciones normales de varios ciclos, de fracciones groseras y/o arenosas a horizontes pelítico arcillosas con discontinuidad en el tope de cada ciclo.

El espesor reconocido, según los testigos de por lo menos tres sondeos estudiados, estaría comprendido entre los 17 y 68 metros, en algunos de los pozos no se alcanzó a cortar sedimentos más antiguos o basamento granítico por lo que se considera que esta Unidad alcanzaría espesores mayores.

De acuerdo con los resultados, se considera a estos sedimentos, vinculados a sistemas continentales y/o litorales en condiciones climáticas áridas a semiáridas.

Los materiales groseros, situados en mayor proporción en la zona de San Carlos, estarían asociados a depósitos subacuáticos de moderada a alta energía con bajo transporte y alta tasa de depositación, propia de sistemas fluviales proximales, relativamente cercanos a las áreas de cabeceras. Por otra parte los materiales fangolíticos, que alternan con los depósitos groseros estarían indicando sistemas derivados de transporte por flujo gravitacional con variado contenido de agua.

En la zona Maldonado – Punta del Este, se habrían operado condiciones mixtas propias de ambientes litorales, posiblemente los depósitos gravillosos a conglomerádicos que en parte, por gradación normal, pasan a arenas y limos arcillosos estarían relacionados a sistemas de canales fluviales que evolucionarían a áreas de planicies de inundación (tipo lagoon) tal vez ubicadas detrás de barras arenosas costeras, tampoco sería descartable la ocurrencia de sistemas deltáicos asociados.

Dada la posición estratigráfica de estos sedimentos, anteriores a la Formación Libertad y por encima de la Formación Fray Bentos es altamente probable, su contemporaneidad con las Formaciones Raigón y Malvín, por lo que la propuesta de una edad Plio-Pleistocénica para estos depósitos sería por el momento la más ajustada.

4.2.5.4) Cuaternario

4.2.5.4.1) Pleistoceno

4.2.5.4.1.1) Formación Libertad

Se trata de sedimentos arcillosos, limosos, arcillo limosos y limo arenosos, que localmente pueden contener fracciones más gruesas suspendidas en la matriz (arenas, gravillas, gravas, cantos y bloques) pasando a constituir verdaderos fangos. Poseen coloraciones marrones grises o en moteados con o sin carbonato de calcio. Se los considera como depósitos de origen continental de tipo semiárido a subhúmedo.

Goso et al. (1966), al mapear la región de San José Sur, la definió litoestratigráficamente con rango de Formación y la separó de un conjunto de sedimentos cuaternarios que con anterioridad, Caorsi & Goñi (1958) denominaban "Loess de Arazatí", término que había sustituido la denominación original de "Pampeano".

Cartográficamente se han reconocido en la zona sur, sureste y suroeste del país por Preciozzi et al (1985); Bossi et al (2001); Spoturno et al (2004 a,b,c). Cubren parcialmente, en forma de manto, materiales antiguos desde rocas Proterozoicas hasta sedimentos del terciario superior.

Desde el punto de vista paleontológico, según Ubilla & Perea (1999) se le ha atribuido tradicionalmente una gran riqueza paleontológica, aunque en la práctica no fue verificada. Según Martínez & Ubilla

(2004), la mayor parte de los fósiles atribuidos a la unidad no tienen adecuado control estratigráfico, incluso algunos podrían corresponder a la Formación Dolores.

En el Departamento se encuentra básicamente distribuida en las áreas que geomorfológicamente se han reconocido como zonas onduladas, en esas áreas, la Unidad ocurre tapizando parcialmente materiales más antiguos como rocas del basamento proterozoico, vulcanitas y sedimentos del cretácico y terciario. Por otra parte es recortada en parte por entalles continentales y de abrasión costera, que son rellenados parcialmente por sedimentos continentales y costeros del cuaternario Post Libertad. Ver Mapas Geomorfológico y Geológico.

El desarrollo geomorfológico generado por esta unidad, muestra un paisaje de lomadas, de forma planos convexos suavemente ondulados, con interfluvios alargados planos a plano convexos laderas planas con pendientes suaves y muy suaves. Los valles son amplios extendidos y planos, cuando el sustrato es ocupado por sedimentos, en cambio cuando la Unidad reposa en rocas duras del Basamento los valles son relativamente angostos con rocas antiguas aflorando hacia las laderas bajas y valles.

En algunas regiones, como en el este-sureste, la unidad reposa sobre un área granítica tapizando las zonas de interfluvio y áreas de laderas medias y altas conformando una morfología plano - convexa. En esta región, por razones de cobertura edáfica, no fue posible reconocer, en el campo, todas las áreas reconocidas, como probable Formación Libertad en la fotointerpretación. Es posible que algunas de esas áreas correspondan en realidad a sedimentos eluviales derivados de la alteración meteórica del propio granito.

Topográficamente, ocupa posiciones altimétricas muy variables: en la región Sur - sureste, se encuentra entre las cotas 20 y 45 metros y

en la región de lomadas del norte (Valle de Aiguá) se ubica entre las cotas 60 y 75 metros.

La densidad de afloramientos es baja a muy baja, la mayor parte se restringe a la ocurrencia de cárcavas situadas en zonas de ladera con una profundidad entre 1 y 4 metros.

Otros afloramientos, son artificiales, y corresponden a desmontes de rutas y caminos, cunetas e incluso áreas de cultivo con importante erosión laminar.

No se ha encontrado un perfil completo donde se reconozcan los tipos litológicos principales y su arreglo estructural. Se han reconocido, de manera aislada en afloramientos diferentes los siguientes litotipos: arcillitas, limo arcillitas, fangolitas, limos y paleosuelos.

Estos sedimentos, a excepción de su textura, presentan parámetros comunes: las fracciones arena fina y media, de composición cuarzosa son un componente que aparece sobre todo asociado a los limos, que pueden llegar a ser bastante arenosos.

El color en general es marrón que puede pasar a tonalidades más claras o más oscuras, también ocurren los tonos agrisados y moteados marrones y grises.

El carbonato de calcio se reconoce en muchas litologías y se expresa de diversas maneras: concrecional, muñecas y niveles centimétricos a milimétricos regulares a irregulares rellenando fisuras.

La estructura interna es masiva con presencia localizada de bioturbaciones como canales de vermes y restos de raíces humificadas, también es reconocible, la presencia de macroporosidad en los niveles limosos y slickensides de arcillas tapizando planos de fisuras o resquebrajamientos.

El carácter fangolítico (lodolítico) se expresa por la presencia de arena gruesa cuarzosa, cantos y bloques pequeños polimícticos

(cuarzo, cuarcitas, granitos, esquistos), de angulosidad variable y matriz soportados. Ésta está integrada por limo y arcilla en proporciones variables. Las fangolitas, si bien son frecuentes en casi todos los perfiles, la ocurrencia mayor, se localiza hacia la base, en niveles cercanos al contacto con rocas del basamento y formaciones terciarias de componentes líticos groseros.

El espesor máximo de la unidad, no ha sido comprobado, se estima un valor promedio de 10 a 15 metros, particularmente en la depresión de San Carlos – Maldonado. Valores mínimos en el entorno de 2-4 metros se reconocen en áreas cercanas a los límites con rocas del Basamento Cristalino donde la Unidad se acuña hacia el límite geológico (ver foto N°75).

Las relaciones de contacto, son de discordancia, en la base y el techo. En la base, se apoya de manera indistinta en las Unidades del Terciario, Cretácico y Proterozoico. En el tope la unidad es discordante, a través de los registros de entalles de erosión, con las formaciones del Cuaternario medio y superior.

Genéticamente la unidad se vincula a un sistema continental que coincidiría con alguno de los momentos de las glaciaciones del cuaternario.

La presencia de limos posiblemente de origen loésicos marcaría condiciones frías de tipo estepario y con cierto desarrollo vegetativo.

Las arcillitas y limo arcillitas evidencian momentos más templados y mas húmedos, con procesos de alteración meteórica y desarrollo vegetativo generando arcillas. Los ciclos de lluvias torrenciales provocaron removilizaciones en masa y acumulación de depósitos de flujos de barro y barriales efímeros, en áreas de laderas y valles. La variación de los contenidos de humedad marcaron condiciones cambiantes de óxido reducción, el inicio de un microciclo de aridez provocaría oxidación y cambio de colores de verdes y grises a

marrones, los microciclos de humedad, más benignos, marcarían aumento de la capa de agua en las zonas deprimidas, alteración, formación de suelo, condiciones reductoras (arcillas verdes y grises), bioturbación y formación de raíces.

Según varios trabajos paleontológicos, se le atribuye a la Formación Pampeana, de la que forma parte la Formación Libertad, una gran riqueza fosilífera. Ubilla & Perea (1999), no obstante señalan que en la práctica no ha sido verificado. Los mismos autores ofrecen una lista tentativa de mamíferos fósiles que podrían corresponder a las Formaciones Libertad, Raigón e incluso Dolores.

Desde el punto de vista cronoestratigráfico, Ubilla & Perea (1999), le asignan a la Formación Libertad, una edad Pleistoceno en sentido amplio.



Foto 75



Foto 76

Foto 75: Área de ladera media a alta. Vista general de contacto limos arenosos de la F. Libertad en el tope y rocas antiguas de la Fm. San Carlos en el piso. Nótese el acuñamiento de los sedimentos de la Fm. Libertad hacia el interfluvio.

Foto 76: Vista general de afloramiento en cuneta, en contacto, en la base, con vulcanitas básicas de la F. Puerto Gómez



Foto 77: Detalle de afloramiento de limo-arcillitas marrones masivas de la F. Libertad.

4.2.5.4.1.2) Formación Chuy

Fue definida por Goso (1972) al realizar el Levantamiento Geológico a escala 1/100 000 de la región este del Departamento de Rocha. A partir del análisis de los testigos disturbados, de sondeos de la perforación en la Localidad de Chuy, el autor reconoce un conjunto de sedimentos arenosos finos a gruesos que los atribuye a un evento marino transgresivo que ocurrió durante el Pleistoceno Medio.

Sprechmann (1974) al estudiar la fauna de los testigos de los sedimentos de la perforación en la localidad de Chuy, confirma la ocurrencia del evento transgresivo y atribuye una edad Pleistoceno Superior.

En el departamento, estos sedimentos, junto con los depósitos de la Formación Dolores, forman parte de la región que geomorfológicamente se denomina Faja Costera. Conforman una terraza alta, con desarrollo de barrancas parcialmente degradadas, discontinuas y cubiertas en parte, por depósitos de dunas actuales.

Este sistema de paleobarrancas, generadas por los procesos de abrasión costera del momento transgresivo Holocénico de Villa Soriano, se distribuye de manera irregular, paralela a la línea de costa y a la dirección de los principales cursos de agua en sus áreas de desembocadura.

Las áreas con afloramientos son muy escasas, se reconocen de manera localizada, en la porción basal de algunas de las barrancas de abrasión marina y en cárcavas de erosión como las que se exponen en los balnearios: Barra del Portezuelo y José Ignacio.

En profundidad, la unidad se reconoce en testigos disturbados de sondeos a percusión, como los que se describen en el Sondeo A. 345/1 Rincón de Sosa en la zona de José Ignacio (Ver Anexo).

De una manera general está compuesta por: niveles métricos de arenas finas a gruesas, lentes y niveles de orden centimétrico a métrico de arenas muy gruesas a gravillosas niveles de limos y arcillas. El perfil de la perforación A- 345/1 (ver Anexo) esquematiza algunas de las asociaciones litológicas de la Unidad. Del análisis total del perfil, de unos 30 metros de espesor, surge de base a techo, la ocurrencia de al menos dos ciclos granodecrecientes Un primer ciclo caracterizado por; barras de arenas gruesas a gravillosas, que pasan a episodios areno/pelítico.

Un segundo ciclo de unos 15 metros de espesor representado por un episodio de arenas cuarzosas con base y parte media de arenas finas y techo con arenas medias posiblemente de origen eólico. El perfil culmina con niveles arcillo limosos de la Formación Dolores.

A propósito del último tercio del nivel arenoso, las mismas litologías están bien representadas, en el campo, en la porción basal de las barrancas y cárcavas de erosión que ocurren en la faja costera del este.

Las arenas gruesas a gravillosas, son mal clasificadas, subredondeadas a subangulosas con clastos monocristalinos de cuarzo, la matriz es arenosa de cuarzo y minerales densos, la coloración es amarillenta a blanquecina.

Las arenas finas y medias son cuarzosas con frecuentes minerales densos, de buena clasificación, subredondeadas a subangulosas de color blanquecinas, amarillentas y amarronadas.

Los niveles finos arcillo limosos con variable contenido de arena, son los menos frecuentes, presentan coloraciones gris verdosas a grises, ocasionalmente se reconocen nodulitos 1 a 2 mm con halos de oxidación dispersos en la matriz.

No se han observado restos de fósiles, las muestras disturbadas de los testigos de sondeos no permitieron reconocer arreglos estructurales.

En el departamento, las relaciones de contacto se conocen en el techo con la Formación Dolores, en la base si bien no existe ningún sondeo, que corte la Unidad en su totalidad; según las observaciones de testigos de sondeos en el departamento de Canelones, se considera que la formación reposa en discordancia sobre las rocas del Basamento cristalino y con los sedimentos continentales de las Formaciones Libertad y/o Fray Bentos.

Los datos de perforaciones muestran que esta Formación presenta espesores variables en el entorno de 5 y 30 metros.

Genéticamente, se vincula a esta unidad con algunos de los momentos interglaciales de tipo transgresivo, durante el Cuaternario medio. El ascenso del nivel del mar, provocó en las áreas costeras de baja topografía, la acumulación de sedimentos arenosos de barras litorales y acumulaciones arcillo limosas decantativas. El conjunto, muestra características de un sistema deposicional del tipo laguna-barrera, propio de un ambiente transicional.

A pesar de los estudios paleontológicos, llevados a cabo por diversos autores en otras áreas del país, donde reconocen restos de moluscos y foraminíferos (Sprechmann, 1974; Martínez & Ubilla 2004, entre otros), aún no se le ha atribuido una edad específica basada en registro fosilífero. En función de las relaciones estratigráficas y geomorfológicas, se considera a la Formación Chuy de edad Pleistocena.



Foto78



Foto 79



Foto 80



Foto 81

Fotos 78 y 79: Vista general de fondo de cárcava, área José Ignacio. Donde una parte está cubierta por vegetación. El perfil está representado por: en la parte superior limos y limos arenosos de la F. Dolores; en la base, arenas de la F. Chuy.

Foto 80: Detalle de la porción basal del afloramiento donde se ven las arenas finas y medias pardo, amarillentas de la Formación Chuy

Foto 81: Detalle mayor de las mismas arenas

4.2.5.4.1.3) Formación Barrancas

Se trata de un conjunto de depósitos caracterizados por detritos arenosos finos a muy gruesos y fracciones groseras comprendidas entre grava y canto de hasta 4-8 cm de longitud; son de origen continental fluvial y se colocan tentativamente en alguno de los momentos áridos durante el Pleistoceno.

Fueron reconocidos y definidos por Spoturno et al (2004a) al revisar varios afloramientos de las barrancas del Río Santa Lucía en la localidad situada en la región homónima, al sur oeste del departamento Lavalleja, cercana al límite con el departamento de Canelones.

De los antecedentes cartográficos, esta Unidad se pone de manifiesto, junto con la Formación Dolores, en la terraza alta del valle del Río Santa Lucía (departamento de Canelones) entre el límite con el departamento de Lavalleja y la localidad de Paso Pache (Spoturno et al, 2004 a,). También fue mapeada, con la misma modalidad, en la terraza alta, vinculada a varios cursos de agua, en el departamento de San José, por Spoturno et al (2004c).

En el departamento de Maldonado, estos sedimentos ocupan, junto con la Formación Dolores, el sustrato de la terraza, que está comprendida entre la zona ondulada y el primer entalle importante de abrasión fluvial. Tiene un desarrollo discontinuo, a lo largo del plano de la terraza, que geomorfológicamente se reconoce como Planicie Fluvial Interior que ocurre especialmente asociada a los cursos medios y superior y ocasionalmente en áreas cercanas a las cabeceras de los principales cursos de agua: Arroyos Pan de Azúcar, Maldonado, San Carlos Aiguá y Alférez.

Dada las características geomorfológicas del área, esta unidad no desarrolla demasiados afloramientos, solo son reconocibles en la zona de barranca de abrasión fluvial donde es frecuente la aparición de pequeños frentes. También suelen observarse en frentes de canteras de areneras, que extraen precisamente el material arenoso de la Unidad.

De las escasas observaciones de campo se reconocen las siguientes asociaciones litológicas: arenas medias y gruesas con gravilla; arenas gravillosas a conglomerádicas; conglomerados de cantos.

-las arenas medias y gruesas con gravilla, son mal clasificadas subredondeadas a subangulosas cuarzosas y cuarzo feldespáticas sin matriz ni cemento. La composición es cuarzosa y el color blanquecino.

-las arenas gravillosas a conglomerádicas, son mal clasificadas angulosas a subangulosas, cuarzo feldespáticas a arcósicas, sin matriz ni cemento, de coloración blanquecina.

-los conglomerados de cantos, de hasta 10 cm de diámetro, son mal clasificados, polimícticos (cuarzos pegmatita, granitoides esquistos), de angulosidad variable, clasto soportados, con escasa matriz areno gravillosa oligomictica (cuarzo feldespato) subangulosa a angulosa, de coloraciones blanquecinas y amarillentas.

De los afloramientos de campo, surge que el arreglo estructural se compone de ciclos decimétricos a métricos grano decrecientes; se inicia con niveles de conglomerados con cantos localmente imbricados pasando a niveles areno gravillosos y arenosos de clasificación regular, el conjunto se dispone en grosera estratificación planar a entrecruzada y acanalada.

El espesor de estas secuencias no ha sido determinado aunque una estimación en otras áreas el mismo variaría entre 2-3 a 10-12 metros posiblemente el control de espesor se deba a la paleotopografía de las rocas de base y a la dinámica del sistema fluvial.

Genéticamente se considera a la unidad como un depósito de origen continental fluvial proximal, vinculado a un momento árido semiárido. Es probable que los depósitos de esta Unidad correspondan o formen

parte del paleosistema fluvial del río Santa Lucía, durante el o los momentos áridos del Pleistoceno.

Con relación a la edad, de la información de campo, surge que estos depósitos son anteriores a la Formación Dolores y en la base se apoyan en sedimentos antiguos del Terciario, y rocas Cristalinas del Proterozoico, además, los entalles dentro del cual sedimentan estos depósitos, recortan la Formación Libertad. Se deduce entonces una probable edad Pleistocénica post Libertad y pre Dolores.

Desde el punto de vista paleontológico, la bibliografía no registra asociaciones faunísticas en estos sedimentos.



Foto82

Foto 82: Vista general de una zona de afloramientos de la Fm. Barrancas, al fondo vegetación ribereña en el borde de entalle de abrasión fluvial



Foto 83

Foto 83: Vista parcial de un afloramiento de arenas y gravas de la Formación Barrancas. En la parte inferior arenas medias a gruesas cuarzo feldespáticas. Parte

superior contacto erosivo y depósitos de gravas y gravillas con aparente estructura de canal

4.2.5.4.1.4) Formación Dolores

Fue definida por Goso (1972), al reconocer en el área tipo, localidad de Dolores en el litoral oeste del Uruguay y en la planicie alta de la Laguna Merín en el este del país, un conjunto de depósitos limo arcillosos a limo arenosos de coloración marrón y agrisado asociados a una superficie plana, ubicada entre las áreas de lomadas y un entalle de abrasión por debajo del cual se dispone un segundo plano. Vincula estos sedimentos a un origen continental y de edad Pleistoceno medio a superior.

Antón (1975) describe el mismo tipo de asociación en el noroeste del país y lo define como Formación Sopas, Panario & Gutiérrez (1999) asimilan esta unidad como equivalente a la Formación Dolores.

Preciozzi et al (1985), con criterio litoestratigráfico y geomorfológico, reconocen y separan esta unidad, en todo el país, que se asocia al plano geomorfológico considerado por Goso (1972).

En el Departamento, se expresa en la terraza más alta, que se asocia a los valles de los principales cursos de agua y a la faja costera. La geomorfología de relieve de esta Unidad, se caracteriza por presentar una superficie plana a ligeramente ondulada.

En los valles interiores, esta superficie está situada entre los terrenos ondulados, y los planos aluviales más recientes (terrazas media y/o baja), el límite se reconoce, por una barranca o entalle de abrasión fluvial parcialmente degradado.

En la faja costera la superficie plana puede limitar además, con la faja de playa y/o con médanos costeros que incluso pueden transgredir la propia terraza. El límite de discontinuidad, está

materializado por un paleo entalle de abrasión costero, parcialmente degradado, como el que se reconoce en la costa de los balnearios Punta Negra y José Ignacio.

Desde el punto de vista altimétrico, en la Faja Costera, esta Formación suele encontrarse entre las cotas de 10 y 20 metros. En las áreas de valles fluviales interiores su topografía es variable, en el curso inferior y medio de los Arroyos Maldonado San Carlos y Pan de Azúcar la cota mínima es del entorno de los 10 metros en tanto que las máximas encontradas no superan los 25 metros; en la zona norte, asociado a las cuencas de los Arroyos Aiguá y Alférez, los valores de altitud se encuentran entre los 50 y 65 metros.

Por sus características litológicas y su desarrollo morfológico, ésta Formación, ha generado un importante espesor de suelo, la ocurrencia de afloramientos es muy escasa y solo se localizan en la porción superior y media de las zonas de entalle o en descubiertas artificiales como tajamares, zanjas, obras de fundación y cárcavas de erosión. Un conocimiento sistemático de la Unidad debería realizarse mediante la ejecución de cateos con extracción de testigos.

Las litologías que más abundan son: sedimentos limo arcillosos a arcillosos, fangos con variable contenido de fracciones arena, gravilla y grava. Con menor frecuencia se pueden observar limos loésicos y paleosuelos.

Los sedimentos limo arcillosos presentan una estructura compacta, con abundantes caras de deslizamiento *slickensides*, son de aspecto masivo, color marrón en varias tonalidades, presentan ocasionales clastos de fracción arena y de composición cuarzo feldespática, flotando en la matriz.

Los fangos son de matriz limo arcillosa y limosa de color marrón de tonalidades variadas, agrisadas y en moteados grises marrones y/o

verdosos. Presentan abundante fracciones: arena, gravilla y grava, suspendidas en la matriz, la composición es oligo a polimíctica. Por lo general son masivos, ocasionalmente presentan estructuras de sobrecarga y esbozos de estratificación por deslizamiento. Este tipo litológico es frecuente tanto hacia la base de la Formación como en las zonas de cabeceras cercanas a los contactos con rocas más antiguas con detritos provenientes de materiales sedimentarios arenosos y del propio basamento granítico alterado.

Los limos loésicos, y los paleosuelos, si bien no fueron reconocidos, se sospecha que existan ya que el carácter continental y los aspectos paleoclimáticos de esta Formación ameritan la ocurrencia de este tipo de depósitos.

El conjunto de las litologías presenta localmente otras características como abundante bioturbación y carbonato de calcio.

Los procesos de bioturbación están representados por restos de canales de vermes, raíces humificadas con materia orgánica, patinas y nodulitos de óxidos de manganeso.

El carbonato de calcio es un componente común que ocurre especialmente en los niveles arcillo limosos y fangolíticos. Se presenta como cemento distribuido de manera homogénea, pulverulento, en concreciones nodulosas de hasta 2 cm de diámetro y en forma de muñecas irregulares.

El espesor máximo de la Formación es de unos 7 metros.

Desde el punto de vista estratigráfico las relaciones en la base son de discordancia con la Formaciones: Chuy, Barrancas, Libertad, Fray Bentos y rocas del Basamento Cristalino. En el techo la unidad presenta un buen desarrollo de suelo y es cortada por entalles de abrasión fluvial y costera que a su vez son rellenados parcialmente

por los sedimentos holocénicos de la Formación Villa Soriano y por el Reciente y Actual.

Ocasionalmente, en la zona de la Faja Costera, la propia Unidad como el suelo que deriva de ella son cubiertos parcialmente por depósitos de arenas eólicas.

Genéticamente, la unidad se relaciona a un sistema continental semiárido de tipo estepario con períodos más húmedos y templados.

Los depósitos de loes ilustrarían condiciones frías esteparias, mientras los fangos y lodolitas marcarían situaciones más benignas con transporte y depositación aluvial, por acción del agua y procesos gravitacionales con moderada a baja pendiente y posterior desarrollo de suelos.

Esta Formación, a nivel de su distribución en el país, es rica en fósiles continentales, especialmente mamíferos. Martínez & Ubilla (2004) resumen, en un cuadro, las principales determinaciones de edades por 14C en diferentes localidades del Uruguay.

En el departamento de Maldonado, una muestra; extraída en los alrededores del depósito de URUPEZ- Piriápolis, por Meneghin Ums, y datada por 14C, indica una edad de 12900 (AMS) lo que demostró, para esta Formación, una edad Pleistoceno tardía citado en Martínez & Ubilla (2004).



Foto 84



Foto 85

Foto 84: Vista general del frente de abrasión del plano superior de la F. Dolores.

Foto 85: Ídem con zonas aflorantes y parcialmente coluviadas con desarrollo incipiente de suelo.



Foto 86



Foto 87

Foto 86: Detalle de afloramiento de limos arenosos finos.

Foto 87: Detalle de afloramiento de limos arcillosos con resquebrajamiento poligonal. Nótese además la presencia de nódulos blancos de carbonato de calcio.

4.2.5.4.2) Holoceno

4.2.5.4.2.1) Formación Villa Soriano

Fue definida por Goso (1972), al estudiar la geología de las terrazas intermedias en los departamentos de Soriano y Rocha.

Anteriormente fue denominada como Formación Vizcaino (Bossi 1966), una denominación que fue concebida por Caorsi & Goñi (1958) para los depósitos de arcillas grises de la isla homónima.

Preciozzi et al (1985) siguiendo el criterio de Goso (1972) mapean, con criterio morfoestratigráfico las terrazas de la faja costera Platense y Atlántica y reconocen la Formación Villa Soriano como una Unidad de mapeo con amplia distribución, en las regiones costeras.

En Maldonado se la reconoce asociada a la zona de faja costera del Río de la Plata y Océano Atlántico y en las planicies fluviales bajas, cercanas a la desembocadura de los principales cursos de agua. Se

estima que la unidad se encontraría en un entorno de cotas de -15 y 7 metros de altitud respectivamente.

En superficie no se reconocen afloramientos, sin embargo observaciones de imágenes, en el entorno de las lagunas costeras, por ejemplo Garzón, José Ignacio y Del Diario, se observa registros erosivos de barrancas, actualmente en parte edafizadas, cuyo origen estaría dado por procesos de abrasión costera durante el evento transgresivo de la Formación Villa Soriano. Los procesos de acumulación, están representados por barras de arenas longitudinales, discontinuas y paralelas a la antigua línea de costa, de los cuales, algunos de estos depósitos son explotados con destino a la construcción; otras figuras reconocibles en imagen son las cicatrices de líneas de retroceso, acumulaciones arenosas que contornean de manera parcial el perímetro de las lagunas costeras (ver figuras 10 y 11).

En profundidad, la unidad se reconoce muy bien al realizar cateos en las zonas que corresponden a las áreas de las terrazas bajas de la Faja Costera que se encuentran en el entorno inmediato y formando parte del piso de las Lagunas: Del Sauce, Del Diario, José Ignacio y Garzón, y en las desembocaduras y curso inferior de los principales canales de los Arroyos Solís Grande, Pan de Azúcar, Maldonado, San Carlos, José Ignacio y Garzón. Los sedimentos se disponen inmediatamente debajo de horizontes incipientes de suelo, derivados de esta unidad, y por debajo de las turberas y de los sistemas actuales de bañado.

Por otra parte al atravesar las barras de arena longitudinales, que cierran la salida al mar de los bañados y lagunas, se reconoce la presencia de sedimentos limo - arcillosos con abundantes fósiles característicos de esta unidad. La perforación A-377 de Arroyo del Potrero, ver Anexo, muestra por debajo unos 6 metros de dunas

actuales, un perfil completo de la Formación de unos 20 metros de espesor.

Litológicamente, los sedimentos de esta unidad presentan una gran variabilidad textural, pero con predominio de las fracciones limo, arcilla y arena muy fina; ocurren en forma subordinada las fracciones arenosas media y gruesa y ocasionalmente las gravillas y cantos.

Las fracciones arcilla y limo son de coloraciones negro, gris oscuro y verdoso, presentan ocasionales clastos de arenas medias y bioclastos de moluscos bivalvos. En general estos depósitos por su posición topográfica se encuentran saturados de agua.

Las fracciones arenosas, tienen composición cuarzosa, son blanco amarillentas; con escasa a nula matriz arcillosa, en las fracciones arena fina y media se observan concentraciones locales de minerales densos; las fracciones grava canto y bloque, tienen amplio predominio de variedades silíceas, ocasionalmente se reconocen cantos y bloques de pegmatitas, apilitas y otros líticos graníticos. Es muy frecuente en los niveles arenosos, la presencia de bioclastos partidos y enteros de moluscos bivalvos, especialmente del tipo Litoridina; estos bioclastos, aparecen, alternando con las fracciones arena, en niveles de orden decimétrico, en estructuras lenticulares o formando parte de las fracciones arenosas y gravilosas.

Estratigráficamente, el perfil del Sondeo A-377/2, Arroyo del Potrero (ver Anexo), muestra, de base a techo, el siguiente perfil secuencial: sedimentos gravilosos y arena gravilosos que pasan gradualmente a arenas gruesas, medias con bioclastos y arenas finas blancas, estas últimas se intercalan con episodios limo arcillosos pasando la coloración del sedimento a un gris claro y gris oscuro. Hacia arriba se suceden sedimentos limo-arcillosos, gris-verdosos, con abundante contenido de materia orgánica y restos fragmentarios de moluscos

(bivalvos). En la parte cuspidal los sedimentos finos, pasan a arenas finas medias y gruesas, que en parte afloran como barras longitudinales discontinuas paralela a la antigua paleocosta.

El espesor de la formación no es conocido en el Departamento, aunque podría estimarse entre 10 y 20 metros, un valor puntual de espesor es el que se reconoce en la descripción de testigos de la perforación A-377/2, de 20 metros.

Debe señalarse que estos espesores corresponden para un sedimento de texturas arenosas y limo arcillosas que se encuentra en su mayor parte, saturado en agua. Un proceso importante asociado con esta formación es relleno de sedimentos detríticos arenosos con la generación de barras y/o flechas paralelas a la línea de costa y la posterior sedimentación eólica que generó la incorporación al continente de antiguas islas de basamento, durante el Holoceno Temprano, como por ejemplo las penínsulas de Punta del Este y Punta José Ignacio.

La posición morfo - estratigráfica, de esta Formación, indica que el contacto, en la base es de discordancia erosiva, reposa fundamentalmente en el Basamento Proterozoico y/o en los sedimentos Terciarios de las Formaciones Fray Bentos y Camacho y/o en sedimentos del Cuaternario Antiguo.

En el techo desarrolla suelos hidromórficos, también puede estar cubierta por sedimentos actuales y subactuales como es el caso de los depósitos de bañados, y/o médanos actuales.

Desde el punto de vista genético, los registros de estos sedimentos ponen de manifiesto que fueron depositados bajo condiciones litorales, producto del ascenso del nivel del mar que se verificó con motivo de un período interglacial durante el Cuaternario tardío.

Los episodios arenosos de la base marcarían los primeros eventos transgresivos, los limos y arcillas de la parte media muestran la fase de máxima ingresión en tanto que las arenas superiores conformarían las barras de retroceso y la instalación del sistema actual del tipo isla barrera-lagoon.

Los antecedentes del registro paleontológico indican que esta Formación, es muy rica en macrofósiles. Diversos autores han estudiado su fauna, en otros Departamentos del Litoral Platense, entre otros: Figueiras (1967). En líneas generales, las especies se reparten de la siguiente manera: Bivalvia 85, Gastrópoda 89, Poliplacophora 2, Scaphopoda 2. También se reconocieron Cnidarios, Bryozoos, Anélidos, Crustáceos Ostrácodos, Cirrípodos, Decápodos, Equinodermos, Foraminíferos y restos de peces.

De acuerdo con el registro Paleontológico se atribuye a esta Formación una edad Holoceno temprano.

Según Martínez S. Ubilla M. (2004) la edad de la Formación Villa Soriano, fue establecida, tradicionalmente, según criterios

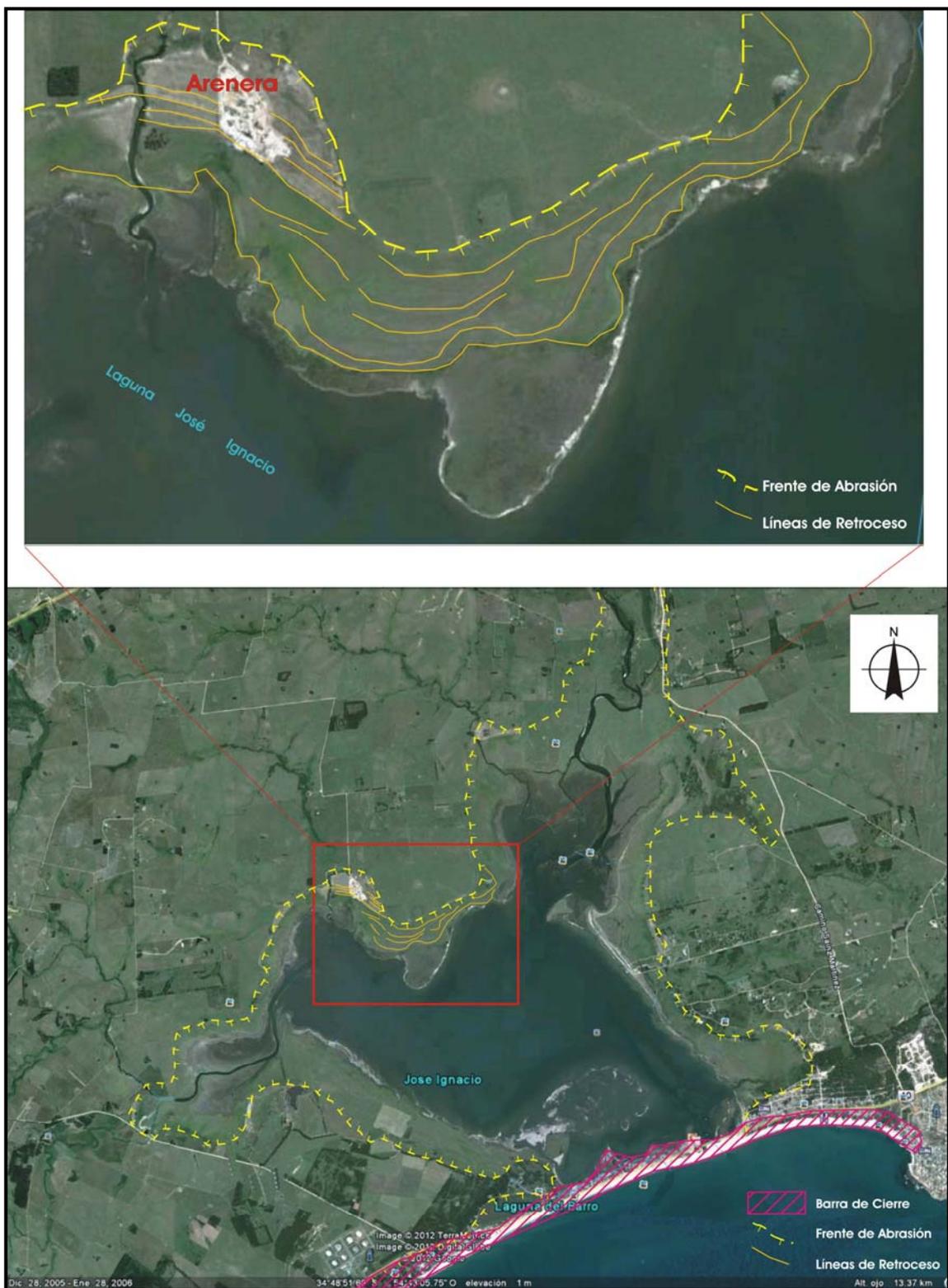


Figura 10 (superior) Detalle del frente de abrasión y líneas de retroceso de la transgresión Villa Soriano. Figura 11(inferior) Vista general Laguna de José Ignacio: barra de cierre, frente de abrasión y líneas de retroceso costero. Fuente: Base geográfica imagen Google earth

estratigráficos y faunísticos, dentro del Cuaternario tardío; edades radiométricas recientes en ^{14}C indican valores que van desde 30000 – 35000 años antes del presente (a. AP) hasta *circa* 1500 a. AP.

4.2.5.4.2.2) Unidad Cañada de los Ceibos

Se reconoce aquí, por primera vez, un conjunto de depósitos caracterizados por sábanas y/o dunas de arenas finas que ocurren en la Faja Costera situados en áreas cercanas a los interfluvios a cotas comprendidas entre 10 y los 40 metros. Son de origen eólico, posible edad Holocénica, y supuestamente vinculadas al evento transgresivo de Villa Soriano.

No se registran antecedentes de trabajos geológicos en estos sedimentos.

La zona aflorante está comprendida en la porción sureste del departamento, entre las Lagunas José Ignacio y Garzón (Ver Mapa Geológico). Estos depósitos están posicionados sobre el Granito de José Ignacio y eventualmente sobre las arcillitas de las Formaciones Libertad y Dolores, ocupando las zonas de ladera media y alta y los interfluvios

De las observaciones de campo, surge que estos depósitos, están caracterizados por: arenas finas y medias, bien clasificadas, de buen redondeamiento, cuarzosas sin matriz o muy escasa de tipo limosa, sin cemento, blanco amarillentas.

A diferencia de los sedimentos eólicos actuales y recientes estas arenas poseen un proceso de edafización caracterizado por: un horizonte A arenoso con abundante materia orgánica y un Horizonte B incipiente. La superficie del suelo se encuentra tapizada por vegetación herbácea y arbustiva nativa (ver fotos 88 a 91).

Según las cotas topográficas, estas arenas tendrían un espesor máximo de unos 30 metros.

Teniendo en cuenta la morfología de estos depósitos, y las características litológicas pueden señalarse que las mismas se deben a procesos de removilización y acumulación eólica en el ámbito de un ambiente costero.

No hay dataciones concretas, a modo de hipótesis se estima que estos depósitos estarían asociados al evento transgresivo de Villa Soriano durante el Holoceno temprano.



Foto 88



Foto 89

Foto 88: Vista general del paisaje generado en este tipo de depósito. Nótese el tapiz de cobertura vegetal de tipo graminal y arbustivo.

Foto 89: Vista en detalle del desarrollo arbustivo nativo sobre estos depósitos arenosos.



Foto 90



Foto 91

Fotos 90 y 91: Detalle de uno de los pocos afloramientos de estas arenas, de grano fino y medio y coloración blanco amarillenta.

4.2.5.4.2.3) Reciente y Actual

Se reconocen un conjunto de sedimentos cuyos depósitos, son el resultado de procesos que actuaron durante y luego de la transgresión de la Formación Villa Soriano. Para su reconocimiento y separación se adoptó el criterio genético. Básicamente se caracterizaron: depósitos de origen continental y depósitos de origen litoral. Dentro de los depósitos continentales se distinguen: Eluviales Coluviales y Fluviales. Dentro de los depósitos litorales se reconocen: Bañados, Playas y Dunas.

Depósitos Eluviales

Se trata de materiales diversos que se encuentran in situ y que se originan a partir de la alteración meteórica y/o hidrotermal, del material madre que subyace en forma inmediata a estos sedimentos.

En general este material junto con los depósitos de ladera o coluviones, constituyen el sedimento generador de la mayor parte de los suelos que recubren el basamento cristalino del Departamento.

Debido a que poseen una distribución muy frecuente, discontinua, relativamente restringida y de poco espesor, en la región; no son representados en el mapa.

Se localizan en áreas interfluviales ocupando la parte alta de las Zonas Onduladas y de la Zona Serrana Baja conformando una fisiografía menos disectada, mas modelada y enmascarando parcialmente el padrón geomorfológico del sustrato que está constituido esencialmente por rocas félsicas y máficas del basamento Paleo-, Meso- y Neoproterozoico así como las rocas sedimentarias y lavas del Cretácico Inferior.

Estos materiales son de composición variada, ya que derivan de productos de alteración meteórica e hidrotermal de muchas de las

rocas del basamento, existe una relación directa de aparición de estos materiales en función del tipo de material madre. Por lo general, las rocas de composición básica e intermediaria, como los basaltos de Las Flores y Puerto Gómez, poseen alto grado de alteración meteórica; caracterizado esencialmente por productos con abundante arcilla y oxidados y en consecuencia desarrollan extensas áreas eluvionares de mayor cobertura de suelos.

En las rocas de composición ácida como los granitos, el proceso de alteración es más restringido, composicionalmente caracterizado por un material de tipo arenoso y arcósico, por lo que el desarrollo de eluviones en dichas áreas es menos frecuente, esta alteración por lo general es mayor cuando se trata de rocas con texturas gruesas de composición mas biotítica y mayor anisotropía.

Genéticamente, los procesos de eluvionamiento, se vinculan a períodos, en condiciones climáticas de mayor humedad y temperatura, que ocurrieron durante el Cuaternario.

Depósitos Coluviales

Se trata de materiales de bajo transporte, que ocurren asociados a las áreas de laderas, rellenan paleodepresiones de superficies quebradas anteriores, propias de antiguas áreas disectadas en rocas del basamento cristalino. La fisiografía actual muestra la ocurrencia frecuente de glacis de acumulación que rellenan antiguos entalles, y que generan laderas de superficie plana y pendientes moderas a suaves.

Las litologías son variables pero en general predominan materiales residuales (regolitos) groseros, las fracciones líticas son gravas cantos y bloques de composición variable predominando los términos más silíceos como cuarzo, pegmatita, cuarcita, y granitos leucocráticos. La selección es mala, clasto soportados; con matriz

arcillo- limosa desde muy abundante a muy escasa, de coloración marrón a ocrácea. En cuanto a su estructura presentan un arreglo granodecreciente desde términos muy groseros hasta fracción gravilla que puede repetirse en más de un ciclo. El espesor varía desde algo más de medio metro en las posiciones de ladera media a alta hasta 3-4 metros en las zonas de laderas bajas.

La posición estratigráfica muestra que en general reposan en un piso de basamento alterado y/o fresco en el techo evolucionan a suelos medianamente desarrollados, constituyendo, junto con los eluviones, el material madre de buena parte del material edáfico de la región.

Genéticamente se vinculan a sistemas continentales áridos con períodos de lluvia de muy baja frecuencia pero de gran intensidad, permitiendo el desarrollo de procesos erosivos desde las zonas altas con arranque y transporte de los sedimentos por acción del agua y la gravedad.

La deposición de los materiales más gruesos ocurre en las zonas de laderas en tanto que los materiales más finos son conducidos hacia las áreas distales para depositarse en los planos aluviales.



Foto 92



Foto 93

Fotos 92 y 93: Suelos desarrollados sobre áreas de eluvionamiento y coluvionamiento, en la región Serrana Baja y con sustrato granítico.

Depósitos Fluviales

Están asociados a los entalles de los actuales cursos de agua, por debajo o encima de la napa de agua superficial, dependiendo en gran medida de los períodos de estiaje y de humedad. Según la dinámica fluvial se pueden encontrar en fase destructiva o de acumulación. Los depósitos más importantes ocurren en los colectores principales de las cuencas del Río de la Plata, Océano Atlántico, Lagunas Litorales y Laguna Merín. También se reconocen depósitos de estas características en los entalles de cursos menores que drenan hacia los colectores principales.

Litológicamente presentan una gran variedad textural y composicional desde fracciones finas y medias: arcillas y limos, arenas y gravillas, hasta agrupamientos de líticos gruesos del tamaño: clasto y bloque.

Los depósitos de líticos arenosos y groseros, por lo general se concentran en los valles de los cursos superior y medio del sistema fluvial y donde el área de aporte está constituido por materiales terrígenos con bajo transporte. La geometría del depósito se caracteriza básicamente por sistemas de barras longitudinales paralelas y/o anastomosadas, recortadas o no por canales principales y subordinados y sistemas de meandros.

Los materiales están poco a nada consolidados, son de composición cuarzo feldespática a arcósica de bajo redondeamiento, regular clasificación, clasto soportados y con desarrollo de estructuras de canal en acreción lateral granodecreciente. De manera subordinada, ocurren lentes y/o niveles de arcillas y barros, que por lo general están ocupando depresiones de canales abandonados.

Los depósitos arenosos finos y limo arcillosos se concentran hacia la porción inferior de los principales cursos de agua, y en las redes de

drenaje que se encuentran entallando rocas y sedimentos de líticos finos: arcillas y limos. Son de coloraciones agrisadas con moteados ocráceos ya que contienen abundante materia orgánica, localmente pueden observarse, delgados niveles y lentes de arenas y gravillas, intercalados con las pelitas.



Foto 94



Foto 95

Foto 94: Acumulaciones de arenas fluviales en entalles subactuales.

Foto 95: Perfil de sedimentos areno gravillosos, con matriz limosa, en un área de canales fluviales.

Depósitos de Bañado

Estos depósitos, se localizan en las áreas de planicies muy bajas donde se reconocen dos tipos: los asociados a la faja costera, entre las barras de arena y los entalles de abrasión antiguos; los que se ubican en las zonas de curso inferior y desembocadura de las principales vías de drenaje, Por lo general, estas áreas, presentan una napa freática permanente, por encima de la superficie.



Foto 96: Depósito subfluvial actual de gravas y cantos

Están constituidos por arcillas, limos y escasos horizontes de turba. Las arcillas y limos son sedimentos de color gris oscuro y negro con escaso contenido de arena muy fina y abundante materia orgánica. Ocasionalmente se observan algunos horizontes turbosos, por encima de niveles arcillo limosos, se trata de abundantes restos de vegetales de bañado que se encuentran en proceso de mineralización. Son de coloración gris amarronado y ocurren asociados casi siempre a zonas con abundante vegetación acuática.

Depósitos de Playa

Ocupan la porción más distal de la Faja Costera, están distribuidos de forma longitudinal y paralela a la línea de costa, presentan gran influencia de las olas especialmente las generadas a partir del régimen de sudestadas. De la observación de esta costa, los sitios de acumulación son los que predominan.

La disposición de estas arenas, es de dos modalidades; entre la Barra del Arroyo Solís Grande y Punta del Este las acumulaciones ocupan

las áreas de bahías, mientras que a partir de Punta del Este hasta por lo menos el límite con Rocha, los depósitos se disponen en una faja longitudinal, rectilínea y prácticamente continua, excepto la saliente de José Ignacio.

Litológicamente, están compuestas por arenas finas hasta muy gruesas y gravilosas, blanco-amarillentas, cuarzo-feldespáticas, de regular a buena selección, con esporádicos clastos de naturaleza polimíctica su grado de redondez varía desde anguloso a redondeado. Las fracciones de arena poseen estratificación plano-paralela, cruzada de bajo ángulo y *ripples*.

Depósitos de Dunas (Médanos)

Se ubican en la faja costera desde la barra de playa hacia el interior del continente, pueden cubrir, desde unas pocas hectáreas a varios kilómetros cuadrados, se apoyan de manera transgresiva sobre los depósitos del cuaternario reciente y antiguo e incluso áreas con rocas de basamento relativamente cercanas a la costa, aunque bastante por encima de los niveles de cota habituales.

Algunos de estos depósitos, especialmente los que se encuentran hacia el interior del continente, presentan procesos de fosilización con incipiente desarrollo de suelo.

Para su representación en el mapa, aquí se ha considerado como zonas de médanos, las áreas que se observan en las fotografías aéreas a Escala 1/40 000 de la Misión SOFRATOP del año 1966. En la actualidad muchos de esos depósitos fueron destruidos debido a la explotación y urbanización indiscriminada. Como ejemplo se reconoce como antiguas zonas de médanos: las áreas de Portezuelo, entre la Laguna del Sauce y la línea de costa, y las zonas situadas entre las Ciudades de Maldonado y Punta del este, actualmente urbanizada en su totalidad.

Litológicamente, se trata de arenas blancas, finas y medias, de muy buena selección, cuarzosa de buen redondeamiento.

Presentan estratificación plano-paralela, y estratificación cruzada de gran porte con *ripples* en sus flancos, clara estructura de dunas y dirección de transporte hacia el nor-noroeste.

La mayoría de los depósitos son activos (médanos móviles) especialmente los que se ubican inmediatamente detrás de la barra de playa, hacia el continente algunos depósitos presentan un incipiente desarrollo de suelo con vegetación herbácea, arbustiva y arbórea de tipo artificial.



Foto 97: Médanos de la zona de Portezuelo

5) Bibliografía

- Antón D. (1975). Evolución Geomorfológica del Norte del Uruguay. Dirección de Suelos y fertilizantes, Ministerio de Agricultura y Pesca. Montevideo
- Antón, D. & Prost. M., (1974). Observaciones sobre las Formaciones Cuaternarias del reborde occidental de la Sierra de Ánimas. Actas XXVIII Congreso Brasileiro de Geología Porto Alegre Brasil.
- Arrighetti R.; Pena S.; Vaz N. (1981) Estudio geológico y Estructural de la Sinforma de Ruta 81. Escala 1/20 000. Montevideo, Uruguay, DINAMIGE. Inédito
- Basei M.; Frimmel H.; Nutman, A. and Preciozzi F. (2008). Provenance and Depositional Age of the Dom Feliciano Belt Supracrustal Units, Brazil - Uruguay: Correlations With Sw. África, v. IGCP 478, p. 202-205
- Basei, M.; Siga J.; Masquelin H.; Harara O.; Reis Neto J.; Preciozzi F. (2000). The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its Foreland Domain, the Río de la Plata Craton, Framework, Tectonic Evolution and Correlation with Similar Provinces of Southwestern Africa. In: Cordani U.; Milani E.; Campos, D. Eds., Tectonic Evolution of South America, vol 1, 1st Ed. SBG, Rio de Janeiro, pp. 311- 334.
- Blair, T. & Mcpherson, J. (1994). Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. Journal of sedimentary Research, 64: 450-489.
- Blanco G. & Gaucher C. (2005). Estratigrafía, Paleontología y Edad de la Formación Las Ventanas (Neoproterozoico, Uruguay). Latin American Journal of Sedimentology and Analysis. Vol. 12 (2) 2005, 109-124. Asociación Argentina de Sedimentología.
- Bossi, J. & Fernandez, A. (1963). Evidencias de diferenciación magmática al final del Gondwana uruguayo. Boletín de la Universidad de Paraná, 9: 1-20. Curitiba

- Bossi J. (1966). Geología del Uruguay. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República. Montevideo-Uruguay
- Bossi J. (1969). Geología del Uruguay. Colección Ciencias Nº2. UDELAR-Montevideo Uruguay.
- Bossi J.; Ferrando, L.; Fernandez A.; Elizalde G.; Morales H.; Ledesma J.; Carballo E.; Medina E.; Ford I. y Montaña J. (1975) Carta Geológica del Uruguay. Escala 1:1.000.000. Dirección de Suelos y Fertilizantes - M.A.P. Montevideo. Uruguay.
- Bossi & Umpierre (1975). Magmatismo Mesozoico del Uruguay y Río Grande del Sur, sus recursos minerales asociados y potenciales. In II Congreso Iberoamericano de Geología II: 119-141
- Bossi, J. (1983) Breve reseña sobre el conocimiento geológico del Escudo Predevoniano en Uruguay, Sud América. Zentralbl. Geol. Paleont. 1(3/4): 417-429.
- Bossi J. Navarro R. (1988). Geología del Uruguay. Universidad de la República. Montevideo - Uruguay
- Bossi J. (1989) Recientes avances sobre la geología del Cinturón Orogénico Moderno en Uruguay. Facultad de Agronomía. Boletín de Investigaciones Montevideo.
- Bossi, J. & Campal, N (1992) Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico Inferior en Uruguay. In: Gutierrez Marco, J.C., Saavedra, J. and Rabano, I. (eds.) Paleozoico Inferior de Iberoamérica. Universidad de Extremadura. España.
- Bossi, J. Cingolani, C., Llambías, 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 Geociencias 23(3): 282-288.
- Bossi, J. Campal, N. Hartmann, L.A. and Schipilov, A. (2001) Predevoniano en el Uruguay: terrenos y SHRIMP II. Actas XI Cong. Latinoam. Geol. Montevideo. CD-ROM.

- Bossi J. & Ferrando L. (2001) Carta geológica del Uruguay. Geoeditores. Montevideo.
- Bossi J.; Navarro R.; Gaucher C. (2002). Aspectos geológicos de las rocas metavolcánicas y metasedimentarias del Grupo Lavallega, sudeste de Uruguay. Discussao. Revista Brasileira de Geociências 32,598-601.
- Caorsi J. & Goñi J. (1958) Geología Uruguaya. Boletín del Instituto Geológico del Uruguay 37: 1-73
- Cernuschi F. & González F. (2006). Hidrogeología del Balneario Solís. Trabajo de pasaje de grado de la Asignatura Hidrogeología. a escala 1/20 000 Dpto de Geología – Facultad de Ciencias. Inédito
- Cingolani C.; Llambías E.; Varela R.; Campal N.; y Bossi J. (1993) Avances sobre la cronoestratigrafía del magmatismo no – orogénico finibrasiliano en el Uruguay: Formaciones Sierra de Ánimas y Sierra de Ríos. En Actas de resúmenes extendidos del primer Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cambrico de la Cuenca del Plata II 63-68. La Paloma Uruguay.
- Coronel N. & Ohantçabal P. (1988) Carta Geológica y Memoria Explicativa del Fotoplano Mosquitos (H.28). Proyecto Carta Geológica del Uruguay Escala 1/100.000. Convenio: DINAMIGE-Facultad de Ciencias
- Cox, K.G. Bell, J.D. and Pankhurst, R.J. (1979). The Interpretation of Igneous Rocks. G. Allen & Unwin, 450 pp.
- O.Elizalde, G., Eugui; W., Verdesio, J., Stapff, M. & Telechea, J. (1970). Carta Geológica del Uruguay a escala 1/100.000, 3, Segmento Aceguá, Sector XXX. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República. Montevideo.
- Elizalde G. (1979). Carta Geológica de la Costa, en "Conservación y Mejora de Playas. 73.007", Ministerio de Transporte y Obras

- Públicas, Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo-UNESCO, págs.101-235.
- Féraud G.; Bertrand H.; Martínez M.; Ures C.; Schipilov A. & Bossi J. (1999). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age and geochemistry of the southern extension of Paraná traps in Uruguay. Actas II Simposio Sudamericano de geología Isotópica. Córdoba, pp.57-59
- Fernandez A.; Eugui W.; Techeira A. (1965). Carta Geológica de la Misión Aiguá-Lascano. Hoja Aiguá en Cátedra de Geología. 2ª reproducción mimeográfica. Facultad de Agronomía Montevideo.
- Ferrando, F. and Fernandez, A. (1971) Esquema tectónico - estratigráfico del predevoniano del Uruguay. XXV Congreso Brasileiro de Geología, 5: 2879-2894. Camboriú, Brazil.
- Figueiras A. (1967). Contribución al conocimiento de los moluscos del Holoceno uruguayo. Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay 2:61-76.
- Gaucher C. (2000) Sedimentology, paleontology, and stratigraphy of Arroyo del Soldado Group (Vendian to Cambrian, Uruguay). *Beringeria* 26: 1-120.
- Gaucher C.; Frei R.; Frei D. (2010) Detrital zircon U-Pb ages of the San Carlos Formation (latest Neoproterozoic, Uruguay) and the allochthonous nature of Arachania. Actas VII South American Symposium on Isotope Geology. Brasilia
- Gómez Rifas C. (1995) A zona de cizalhamento sinistral de "Sierra Ballena" no Uruguai. Ph.D.Thesis. Instituto de Geociencias. Universidade de Sao Paulo, 244 pp.
- Goso H. (1965). Cenozoico en el Uruguay. Boletín mimeografiado del Instituto Geológico del Uruguay
- Goso H. (1966). Carta Geológica Escala 1/100 000 de las Hojas San Gregorio y Cagancha. Programa de Estudio y levantamiento de Suelos, Montevideo Uruguay, Dirección de Suelos y Fertilizantes - MGAP. Informe Interno

- Goso H. (1972) Cuaternario. Programa de Estudio y levantamiento de Suelos, Montevideo 12 pp. Dirección de Suelos y Fertilizantes – MGA.
- Gross, A.O.M.S., Droop, G.T.R., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D. (2009) Petrology and thermobarometry of mafic granulites and migmatites from the Chafalote Metamorphic Suite: New insights into the Neoproterozoic P-T.
- International Stratigraphic Chart (2010). International Commission on Stratigraphy ICS, IUGS.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. Jour. Earth. Sci. 8: 523-548. Research, 170, 157-174.
- Janikian L.; Paes de Almeida R.; Fragoso Santos A.R. & Fambrini L. (2003) Redefinição do Grupo Bom Jardim (Neoproterozoico III) em sua Área-Tipo: Litoestratigrafia, Evolução Paleoambiental e Contexto Tectônico. Revista Brasileira de Geociências, Volume 33(4):349-362
- Jones G. (1956b). Memoria Explicativa y mapa geológico de la región oriental del departamento de Canelones. Boletín del Instituto geológico y Perforaciones 34:1-193
- Loureiro, J., Sánchez Bettucci, L., Pazos, P., Sánchez, G. y Stareczek, S. (2006) Hyaloclastic Rocks at the Playa Hermosa Formation V SSAGI.
- Loureiro, J. (2007) Estudio Petrológico y Geocronológico K/Ar de la Formación Sierra de Ríos, Noreste de Uruguay. Trabajo final de Licenciatura. Universidad de la República. Montevideo. 159 pp.
- Lenz C.; Fernandes L.A.D.; McNaughton N.J.; Porcher C.; Masquelin H. (2011). U-Pb SHRIMP ages for the Cerro Bori Orthogneisses, Dom Feliciano Belt in Uruguay: Evidences of a ~800 Ma magmatic and ~650 Ma. metamorphic event. Precambrian Research 185, 149-163.

- Macmillan J. (1933) Terrenos Precámbricos del Uruguay. Boletín del Instituto Geológico del Uruguay 18:1-60. Montevideo.
- Mallmann, G.; Chemale Jr.; Armstrong, R. and Kawashita K. (2003) Sm-Nd and U-Pb Shrimp Zircon Studies of the Nico Pérez Terrane, Reworked Río de la Plata Craton, Uruguay. IV South Amer. Symp. Isotope Geol. Salvador, Brazil.
- Martínez S.; Ubilla M. (2004). El Cuaternario en el Uruguay Cap. Del Libro Cuencas Sedimentarias de Uruguay Cenozoico pag.195 a 227 D.I.R.A.C. UDELAR-Facultad de Ciencias. Montevideo- Uruguay.
- Masquelín H; Tabó F. (1988). Carta Geológica del Uruguay, escala 1/100.000, Hoja Carapé, E-26, DINAMIGE /I.R.O.U., Montevideo, Mapa y Memoria, p. 1-11, 1mapa.
- Masquelin H. (1990) Análisis estructural de las zonas de cizalla en las migmatitas de Punta del Este. Uruguay. Simposio Sul-Brasileiro de Geología. Acta Geológica Leopoldensia. 13(30): 139-158. Sao Leopoldo, Brazil.
- Masquelin, H. (2004) El Complejo Cerro Olivo, Sureste de Uruguay: una revisión estratigráfica y tectónica. IV Cong. Urug. Geol. Actas CD-ROM. Montevideo, Uruguay.
- Masquelin, H. & Sanchez, L. (1993) Propuesta de evolución tectono-sedimentaria para la fosa tardi- brasiliana en la región de Piriápolis, Uruguay. Revista Brasileira Geociencias 23 (3): 313-322.
- Masquelín, H. & Pías, J. (1989). Carta geológica de las Hojas San Carlos – Punta del Este, escala 1:100.000. DINAMIGE, Montevideo. Unpublished.
- Masquelín H.; Silva A.; Porcher C.; Fernandes L. & Morales E. (2001) Geología y Geotermobarometría de la Suite Metamórfica Chafalote, Basamento Prebrasiliano, Sureste del Uruguay. XI Congr. Latinoamericano de Geología. Montevideo, Actas, Versión en CD.

- Midot D. (1983). Etude Géologique et Diagnostic Metallogénique pour l' Exploration du Secteur de Minas". Paris, France, Université Pierre et Marie Curie (Tesis)
- Muzio R. (2000). Evolução petrológica e geocronologia do Maciço Alcalino Valle Chico, Uruguai. Tese de Doutorado, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, SP, 171 pp (inédito)
- Muzio R. (2003). El Magmatismo Mesozoico en Uruguay y sus Recursos Minerales. Cuencas sedimentarias del Uruguay. Mesozoico UDELAR-Facultad de Ciencias
- Oyhantçabal P.; Muzio R. and De Souza, S. (1993c) Geología y aspectos estructurales del borde orogénico en el extremo sur del Cinturón Dom Feliciano Revista Brasileira. Geociencias 23(3): 296-300.
- Oyhantçabal, P.; Derregibus, M. and De Souza S. (1993a) Geología do extremo sul da Formação Sierra de Animas (Uruguay) V Simposio Sul-Brasileiro de Geología. Boletín de Resumos. I: 4-5. Curitiba, Brazil.
- Oyhantçabal P.; Derregibus M.; Muzio R.; De Souza S.; and Peel E. (1993b). Complejo Granítico Solis de Mataojo: Evidencias de magmatismo sincolisional relacionado a subducción. Revista Brasileira Geociencias 23(3): 242-247.
- Oyhantçabal P. (2005) The Sierra Ballena Shear zone: Kinematics, timing and its significance for the geotectonic evolution of southeast Uruguay. Tesis Doctoral. U. de Gottingen Alemania Federal.
- Oyhantçabal P.; Spoturno J.; Aubet N.; Cazaux S. and Huelmo S. (2003). Proterozoico del suroeste del Uruguay: nueva propuesta estratigráfica para la Formación Montevideo y el magmatismo asociado. Revista Sociedad Uruguaya de Geología Pub. Esp. 1: 38-48.

- Oyhantçabal P.; Heimann, A. and Miranda S. (2001a). An evaluation of strain in the syntectonic Solís de Mataojo Granitic Complex, Uruguay. *Journal. Struct. Geol.* 23: 807-817.
- Oyhantçabal P.; Spoturno J.; Goso E.; Heimann A. Bergalli L. (2001b). Asociaciones litológicas en las Supercrustales del Grupo Lavalaja y Magmatismo asociado, en la Hoja "Fuente Del Puma" (Sur De Minas, Uruguay) *Actas XI Cong. Lat. de Geología.*, Montevideo, Uruguay. CD-ROM.
- Oyhantçabal P.; Sánchez L.; Pecoits E.; Aubet N.; Peel E.; Preciozzi F.; Basei M. (2004). Nueva Propuesta Estratigráfica para las Supracrustales del Cinturón Dom Feliciano (Proterozoico, Uruguay). *Actas Congreso Latinoamericano de Geología-Quito Ecuador.*
- Oyhantçabal P.; Siegesmund S.; Wemmer K.; Frei R.; Layer P. (2007). Post-collisional transition from calc-alkaline magmatism during transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Braziliano-Pan- African, Uruguay) *ELSEVIER, LITHOS* 98, 141-159.
- Oyhantçabal P.; Siegesmund S.; Wemmer K.; Presnyakov S.; Layer P. (2009). Geochronological constraints on the evolution of Southern Dom Feliciano Belt (Uruguay) *Journal of the Geological Society, London, Vol.166*, pp 1075-1084.
- Oyhantçabal P.; Siegesmund S.; Wemmer K.; Layer. P. (2010). The Sierra Ballena Shear Zone in the southernmost Dom Feliciano Belt (Uruguay): evolution, kinematics, and deformation conditions. *International Journal Earth Sciences.* v. 99 (6): 1227-124; DOI 10.1007/s00531-009-0453-1.
- Oyhantçabal P.; Siegesmund S.; Wemmer K. (2011). The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages isotopic signature. *International Earth Sciences (Geol Rundsch)* 100:201-220. Springer.
- Oyhantçabal P.; Siegesmund S.; Wemmer K.; Passchier C. (2011). The transpressional connection between Dom Feliciano and

Kaoko belts at 580 - 550 Ma. International Journal of Earth Sciences, DOI: 10.1007/s00531-010-0577-3.

Panario D. & Gutiérrez O. (1999). The continental Uruguayan Cenozoic: an overview. Quaternary International 62: 75-84

Pazos P.; Sanchez L. & Tofalo R. (2003). The record of the Varanger glaciations at the Río de la Plata craton, Vendian-Cambrian of Uruguay. Gondwana Research, 6, 65-78.

Pazos P.; Sanchez L.; and Loureiro J. (2008) The Neoproterozoic glacial record in the Río de la Plata Craton: a critical reappraisal Geological Society of London Special Publications v. 294; p. 343-364 doi: 10.1144/SP294.18

Pearce J.; Harris N. and Tindle A. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Jour. Petrol. 25: 956-983.

Peccerillo R. and Taylor S. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. Contrib Mineral Petrol. 58: 63-81.

Pecoits E. (2002). Carta geológica a Escala 1/20. 000 Fotos SGM 35 124126/166/168 Fotoplano Las Ánimas- G 28. Examen Final Curso Cartografía Geológica II Departamento de Geología Facultad de Ciencias. Lic. De Geología Inédito.

Pecoits E. (2003) Sedimentología y consideraciones estratigráficas de la Formación Las Ventanas en su área tipo, Departamento de Maldonado, Uruguay. Revista Sociedad Uruguaya Geología Publica. Esp. Nº 1: 124-140.

Pecoits E.; Aubet N.; Oyhantçabal P. and Sánchez L. (2005a). Estratigrafía de Sucesiones Sedimentarias y volcanosedimentarias Neoproterozoicas del Uruguay. Revista. Sociedad Uruguaya Geología In press.

- Pecoits E.; Murray G.; Aubet N.; Konhauser K. (2008). Ediacaran in Uruguay: paleoclimatic and paleobiological implications. *Sedimentology* 55, 689-719.
- Philip, R. and Machado, R. (2001). Suites graníticas do batolito Pelotas no Rio Grande do Sul: petrografía, tectónica e aspectos petrogenéticos. *Revista Brasileira Geociencias* 31(3): 257-266.
- Pirelli H. (1999). Formación Valle Chico: Un complejo alcalino Cretácico.-Una revisión. *Revista de la Sociedad Uruguaya de geología* tercera Época Año 1999 N°6 pag 26-40.
- Preciozzi F.; Spoturno J. Heinzen W. (1979). Carta Geoestructural del Uruguay Escala 1/2000 000. Carta Geo-Estructural y Memoria Explicativa. Instituto Geológico "Ing. Eduardo Terra Arocena" Montevideo - Uruguay.
- Preciozzi F.; Spoturno J.; Heinzen W. & Rossi P. (1985). Memoria Explicativa de la Carta Geológica del Uruguay a escala 1/500 000. DINAMIGE. Montevideo Uruguay.
- Preciozzi F.; Pena S.; Masquelin E.; Pías J.; Tabo F. Memoria Explicativa del Fotoplano Piriápolis (G-29) (1986) Proyecto Carta Geológica del Uruguay Escala 1/100 000. DINAMIGE - Facultad de Agronomía - Facultad de Humanidades y Ciencias
- Preciozzi F. (1989). Líneas estructurales de la secuencia volcano-sedimentaria del Grupo Lavalleja (Ciclo Brasileño): Región Minas- Pan de Azúcar, Uruguay. Dirección Nacional de Minería y Geología. Contribuciones a la Geología del Uruguay N°1
- Preciozzi F. (1989). Litoestratigrafía de la Secuencia Volcano Sedimentaria del Grupo Lavalleja (Ciclo Brasileño): Región Minas- Pan de Azúcar, Uruguay. Dirección Nacional de Minería y Geología. Contribuciones a la Geología del Uruguay N°2.
- Preciozzi F. (1989). Características petrográficas y metamórficas de la secuencia volcano sedimentaria del Grupo Lavalleja (Ciclo Brasileño): Región Minas- Pan de Azúcar, Uruguay. Dirección Nacional de Minería y Geología. Contribuciones a la Geología del Uruguay N°4.

- Preciozzi F.; Pena S. (1990); Memoria Explicativa del Fotoplano Fuente del Puma (G-27) Proyecto Carta Geológica del Uruguay Escala 1/100 000. DINAMIGE - Facultad de Agronomía - Facultad de Humanidades y Ciencias.
- Preciozzi F.; Masquelín H. y Sánchez L. (1993). Geología de la porción sur del Cinturón Cuchilla Dionisio. Guía de Excursión, I Simposio del Neoproterozoico- Cámbrico de la Cuenca del Plata 3-39. La Paloma, Uruguay.
- Preciozzi, F. (2004) Informe Proyecto Conicyt N°6009. Inédito
- Prost M. (1982) Heritages Quaternaires et Evolution Geomorphologique Des Bords du Río de la Plata en Uruguay Tomos 1, 2 y 3. These de Doctorat en Géomorphologie (3ème cycle) Paris VII noviembre 1982.
- Rossini C. Aubet N. (2000) La región Zanja del Tigre-Carapé (Maldonado-Uruguay) y sus rocas metacalcáreas. Estudio geológico e implicancias estratigráficas y económicas. Revista Sociedad Uruguaya Geología. 7:
- Rossini C. & Legrand J. (2003). Eventos Tecto –Metamórficos del Grupo Carapé: Un Modelo para su Evolución Neoproterozoica. Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología. Publicación Especial N° 1. II. Taller sobre Estratigrafía del Precámbrico del Uruguay: 49-67
- Sánchez L. (1998). Evolución tectónica del Cinturón Dom Feliciano en la región Minas-Piriápolis, Uruguay. Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Un published PhD Thesis, 344 p.
- Sánchez L. & Linares E. (1997). The geochronologic scheme of the eruptive rocks in the Piriapolis sheets, Uruguay. In South American Symposium on Isotope Geology 3:49-53 Sao Paulo.
- Sanchez L. & Linares E. (1996). Primeras edades en Basaltos del Complejo Sierra de las Animas. XIII Congreso Geológico Argentino. I: 399-404. Buenos Aires. Argentina.

- Sánchez L. & Ramos, V. (1999). Aspectos geológicos de las rocas metavolcánicas y metasedimentarias del Grupo Lavallega, sudeste de Uruguay. *Revista Brasileira Geociencias* 29(4):557-570.
- Sanchez L.; Oyhantçabal P.; Page S. Ramos V. (2003). Petrography and Geochemistry of the Carapé Granitic Complex (Southeastern Uruguay) *Gondwana Research*. Vol.6 No1 pp 89-105
- Sánchez L.; Peel E. and Masquelin H. (2009). Neoproterozoic tectonic synthesis of Uruguay, *International geology Review*, 52: 1, 51-78
- Sánchez L; Koukharsky M.; Pazos P.; Stareczek S. (2009). Neoproterozoic subaqueous extrusive-intrusive rocks in the Playa Hermosa Formation in Uruguay. *Gondwana Research*, v.: 16, p.: 134 -144.
- Spoturno J.; Oyhantçabal P.; Goso C.; Aubet N.; Cazaux S.; Huelmo S. (2004). Memoria Explicativa, Mapa Geológico y de Recursos Minerales del Departamento de Montevideo a Escala 1/50 000 Cap.I Introducción. Proyecto CONICYT 6019 - Fondo Clemente Estable- DINAMIGE -Facultad de Ciencias. Convenio de Cooperación.
- Spoturno J.; Oyhantçabal P.; Goso C.; Aubet N.; Cazaux S.; (2004). Memoria Explicativa, Mapa Geológico y de Recursos Minerales del Departamento de Canelones a Escala 1/100 000 Cap. II Geología. Proyecto CONICYT 6019 - Fondo Clemente Estable- DINAMIGE-Facultad de Ciencias. Convenio de Cooperación.
- Spoturno J.; Oyhantçabal P.; Aubet N.; Cazaux S.; (2004). Memoria Explicativa, Mapa Geológico y de Recursos Minerales del Departamento de San José a Escala 1/100 000 Cap. II Geología. Proyecto CONICYT 6019 - Fondo Clemente Estable- DINAMIGE-Facultad de Ciencias. Convenio de Cooperación.
- Sprechmann, P. (1974). Contribución al Estudio de los Foraminíferos de la Perforación Chuy Nº 364. Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía (I) Tucuman-Argentina.

- Stewart K.; Turner S.; Kelley S.; Hawkesworth C.; Kirstein L.; Mantovani M. (1996) ^{39}Ar - ^{40}Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt province. *Earth and Planetary Science Letters* 143 95-109 ELSEVIER, EPSL.
- Terra A. (1927) Descripción de la Perforación A-104 de San Antonio de Aiguá (Dpto de Maldonado). Carpeta de Perforación A - (104) Archivo DINAMIGE. Inédito.
- Ubilla & Perea (1999) Quaternary vertebrates of Uruguay: biostratigraphic and climatic overview. *Quaternary of South America and Antarctic peninsula*, 12:75-90 Balkema.
- Umpierre (1965). Lavas Mesozoicas del Uruguay. *Geocronología en Bossi J. (1966). "Geología del Uruguay". Dep. Publicaciones. UDELAR.*
- Umpierre, M. & Halpern, M. (1971). Edades Sr - Rb del Sur de la República Oriental del Uruguay. *Revista Asociación Geológica Argentina*. 26: 133-155.
- UNESCO (1980). *Guía Estratigráfica Internacional*
- Veroslavsky G. (1999) *Geologia da Bacia de Santa Lucía- Uruguai. Tese de Doutorado, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro 152pp.*
- Veroslavsky G.; De Santa Ana H.; Rossello E. (2003). Depósitos del Jurásico y Cretácico Temprano de la Región Meridional de Uruguay. *En Cuencas Sedimentarias de Uruguay Mesozoico. UDELAR- Facultad de Ciencias Pp: 115-140*
- Vieira N. (1985). *Petrologia e Geoquímica do vulcanismo mesozoico de Jaguarão, R.S., Brasil Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade federal de Rio Grande do Sul, Porto Alegre (inédito).*

- Walther K. (1919). Líneas fundamentales de la estructura geológica de la Rep. Oriental del Uruguay. Revista del Instituto Nacional de Agronomía N° 3, 1-186. Montevideo- Uruguay
- Walther K. (1927). Contribución al conocimiento de las rocas basálticas de la Formación de Gondwana en Sud – América. Boletín Instituto de Geología y Perforaciones N°9: 1-43
- Wimmenauer, W. and Bryhni, I. (2002). Towards a unified nomenclature of metamorphic rocks: 6. Migmatites and related rocks. A proposal on behalf of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks. <http://www.iugs.org>. Web version, 31.07.2002.

6) Anexo: Mapa de localización de sondeos y perfiles gráficos

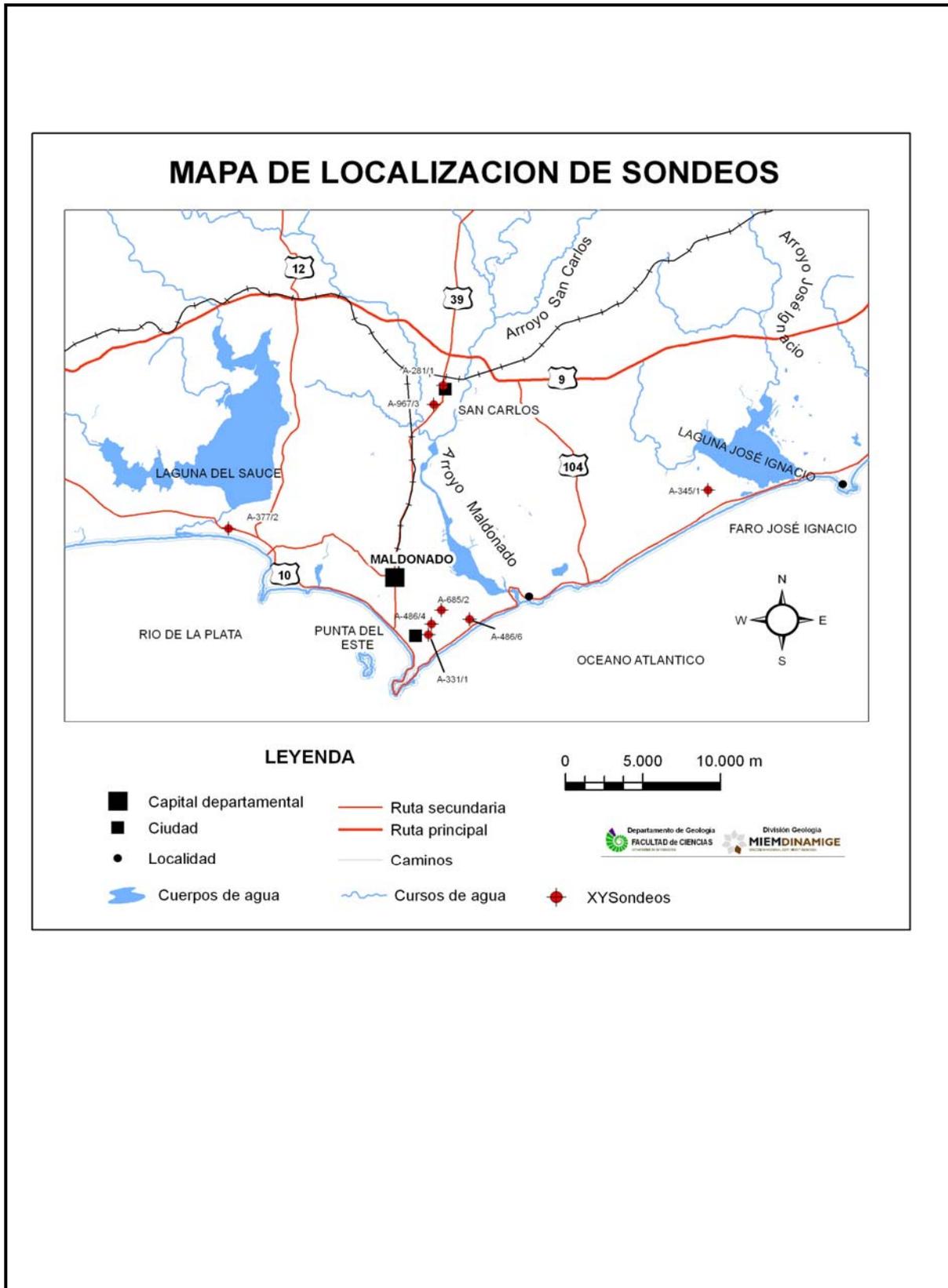


Figura 12: Mapa de ubicación de sondeos

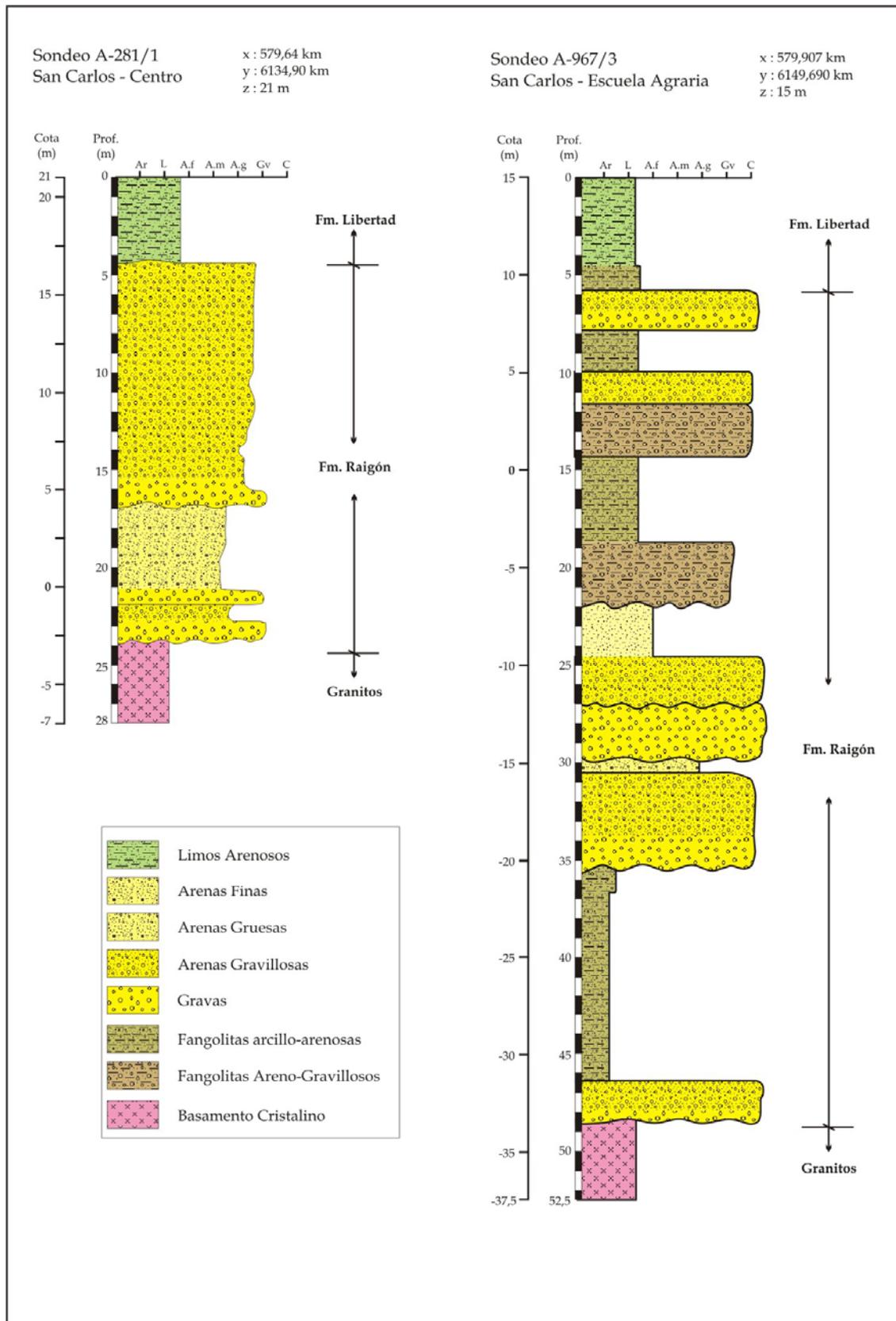


Figura 13: Perfiles de sondeos A-281/1 y A-967/3

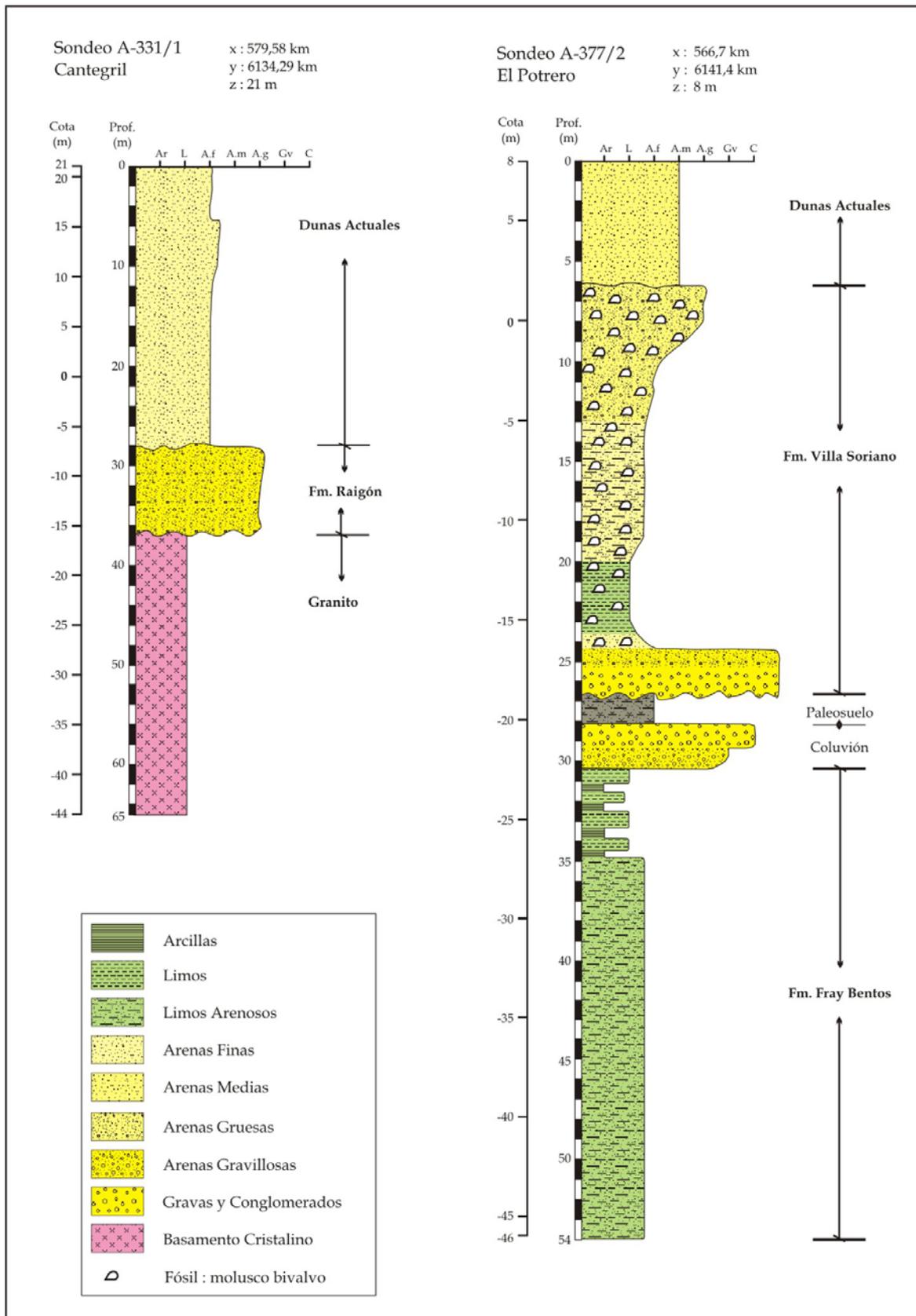


Figura14: Perfiles de sondeos A-331/1 y A-377/2

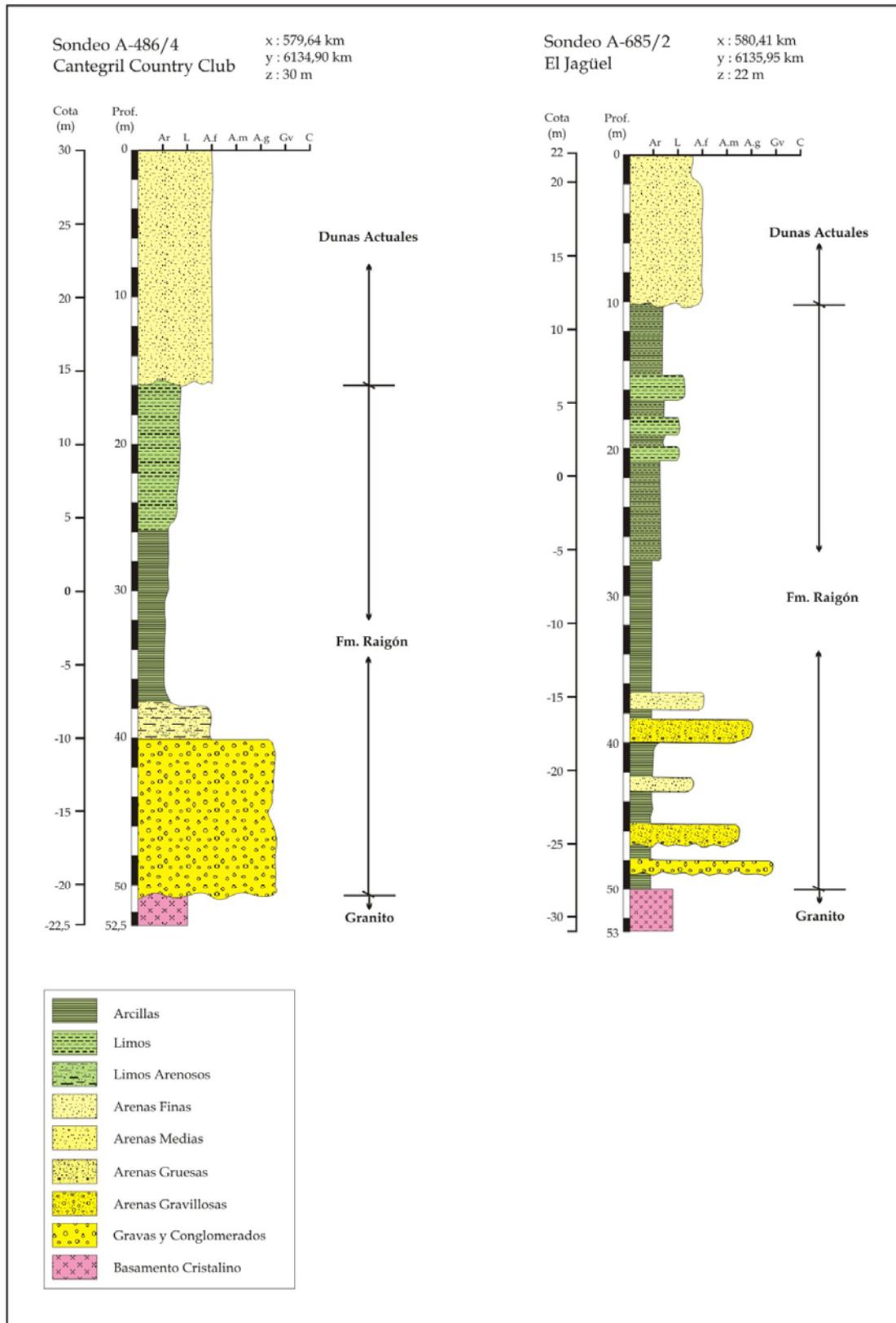


Figura15: Perfiles de sondeos A-486/4 y A-685/2

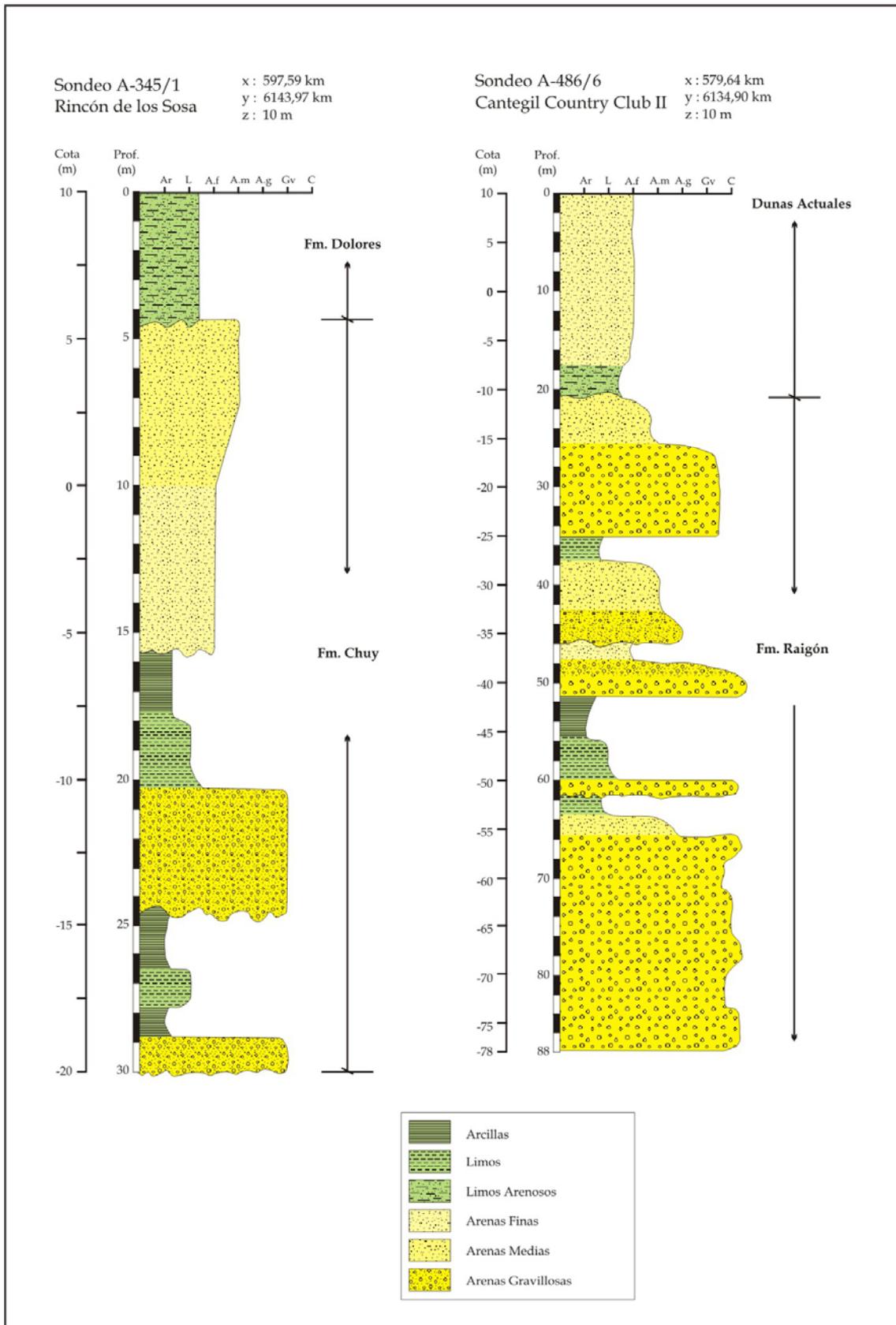


Figura16: Perfiles de sondeos A-345/1 y 486/6