



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

Tesis de Doctor en Geología

Variaciones del nivel del mar,
glacio e hidroisostáticas
en la Laguna de Rocha y zonas aledañas,
Uruguay

Eduardo CASTIGLIONI
2019

Bahía Blanca

Argentina

PREFACIO

Esta Tesis se presenta como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Doctor en Geología, de la Universidad Nacional del Sur y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad u otra. La misma contiene los resultados obtenidos en investigaciones llevadas a cabo durante el período comprendido entre setiembre de 2010 y marzo de 2019, bajo la dirección de los Drs. Gerardo M.E. Perillo (UNS) y Claudio Gaucher (UDELAR).



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

Secretaría General de Posgrado y Educación Continua

La presente tesis ha sido aprobada el/..../..... , mereciendo la

calificación de(.....)

A mis hijos

AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi agradecimiento a todas aquellas personas e instituciones que han contribuido para la realización de esta Tesis Doctoral. En primer lugar, a mis directores de Tesis, los Dres. Gerardo M.E. Perillo y Claudio Gaucher por su dirección, constante apoyo y por brindarme posibilidades de progreso en mi carrera profesional especialmente por la paciencia demostrada en innumerables correcciones y la sapiencia vertida en pos de obtener resultados adecuados.

A la Universidad Nacional del Sur (UNS) por brindarme la oportunidad de realizar los estudios necesarios para obtener dicho título.

Mi agradecimiento a la Dirección de Minería y Geología (DINAMIGE) y al Servicio Geográfico Militar (SGM) por brindarme las muestras y planos cruciales para la fundamentación del presente trabajo.

Mi gratitud a mi esposa Magdalena y a mi prima Manon por el apoyo y aliento en todo momento.

El reconocimiento a mis hijos Leonardo y Guillermo por su ayuda en la extracción de muestras en la laguna de Rocha.

Gracias a todos mis amigos familiares y allegados a lo largo de este tiempo me han acompañado y que hoy, comparten mi alegría.

Eduardo Castiglioni

RESUMEN

El objetivo de este trabajo es el de determinar los fenómenos regionales que operaron en la zona de la laguna de Rocha, durante el Pleistoceno y Holoceno. Para ello se confeccionó la carta geológica del área a una escala 1:20.000 ampliando tanto en extensión como en contenido a las ya existentes. En la misma se cartografían las distintas unidades geológicas aflorantes, la más antigua de las cuales es la Formación Rocha que constituye el zócalo cristalino precámbrico. Es sobreyacida por la Formación Chuy, especialmente en las zonas más costeras caracterizadas por una alternancia desde pelitas hasta areniscas gruesas, determinando una secuencia marcadamente granocreciente y por típicas costras ferruginosas (hematíticas). En subsuperficie se registran depósitos continentales intercalados con la Formación Chuy, que usualmente se han asignado a la Formación Libertad. Por encima de la Formación Chuy aparece la Formación Dolores, formada básicamente por fangolitas y limolitas color pardo-rojizas, friables y masivas, con concreciones de CaCO_3 .

De toda el área se estudiaron las litologías de 42 pozos para alumbramiento de agua efectuados en los últimos 50 años por parte de la Dirección de Minería y Geología (DINAMIGE) y por Obras Sanitarias del Estado (OSE). En las diferentes cotas de estos pozos se extrajeron bioclastos a efectos de realizar análisis de isótopos de oxígeno, y tres muestras para la datación por ^{14}C . Se realizaron láminas delgadas para estudios petrográficos, con apoyo de difracción de rayos X (XRD). Se efectuó un análisis geomorfológico de la laguna de Rocha a través de imágenes satelitales y fotos aéreas actuales e históricas. Se relevaron fotográficamente las formas de fondo al igual que se realizó estudio granulométrico de sus sedimentos en condiciones de barra abierta y cerrada a efectos de detectar alguna variación. Se realizaron análisis de luminiscencia en las arenas de la barra para fechar los procesos de cierre y apertura de esta.

Los resultados de las dataciones radiocarbónicas arrojaron valores corregidos para el ^{14}C de 13900 \pm 200, 41500 \pm 1900 y 50000 \pm 3000 años AP, para cotas de -2.75, -6.13 y -13m respectivamente, tratándose en todos los casos de depósitos marginal-marinos. En la literatura existen dataciones que apoyan una edad para los depósitos marinos asignable a los estadios isotópicos MIS 2 y 3, aunque excluyendo el último máximo glacial (20-22 ka). Esto presenta una situación aparentemente no concordante con la evolución aceptada para la región en el Pleistoceno superior, ya que se suponía que la Formación Chuy se habría depositado durante los períodos interglaciales, en especial el MIS 5.

Para este trabajo se propone que las edades radiocarbónicas representan edades reales y no edades aparentes mínimas, y se plantea una hipótesis de comportamiento local que explica la situación mencionada y que refiere a las particularidades locales que pueden operar en el área. Los datos implican la existencia de un levantamiento en el área del orden de unos 70-80 m acotado por dataciones existentes entre 14 y 9 ka. El único mecanismo plausible para explicar el levantamiento del orden de los 80 m entre aproximadamente 15 y 9 ka es la glacio e hidroisostasia. Si bien lo que hoy comprende Uruguay se encontraba libre de hielos en la última glaciación, puede tratarse de un efecto lejano de rebote glacioisostático fini-Pleistocénico.

ABSTRACT

The objective of this work is to determine the regional phenomena that operated in the Laguna de Rocha area during the Pleistocene and Holocene. To achieve this, the geological map of the area was drawn at a scale of 1: 20,000, expanding both the extension and the content, from previous studies. In it, the different outcropping geological units are mapped, the oldest of which is the Rocha Formation that constitutes the Precambrian crystalline basement. It is overlain by the Chuy Formation, especially in the more coastal areas. It is characterized by an alternation of pelites and fine to coarse sandstones, determining a coarsening-upward sequence, and by ferruginous (hematitic) crusts. In the subsurface, continental deposits are recorded, interbedded with the Chuy Formation, which have usually been assigned to the Libertad Formation. Above the Chuy Formation, the Dolores Formation occurs, and is basically formed by reddish-brown, friable and massive mudstones and siltstones, with concretions of CaCO₃.

From the whole area, the lithologies of 42 water wells drilled by DINAMIGE and OSE in the last 50 years were studied. Bioclasts were extracted in the different depths of these wells, for the purpose of oxygen isotope analysis, and three samples for ¹⁴C dating. Thin sections were made for petrographic studies, with the support of X-ray diffractometry (XRD). A geomorphological analysis of the Rocha lagoon was carried out through satellite images and current and historical aerial photos. The bedforms were photographed and the sediment grain size was determined under open and closed bar conditions in order to detect any variation. Luminescence analyses were carried out on the sands of the bar to date the closing and opening processes of the bar.

The results of the radiocarbon dating showed corrected values for ^{14}C of 13900 +/- 200, 41500 +/- 1900 and 50000 +/- 3000 years AP, for levels of -2.75, -6.13 and -13m respectively, representing in all cases marginal-marine deposits. In the literature there are other dates that support an age for marine deposits assignable to the isotopic stages MIS 2 and 3, excluding the last glacial maximum (20-22 ka). This presents a situation apparently at odds with the evolution usually accepted for the region in the Upper Pleistocene, since it was assumed that the Chuy Formation was deposited during the interglacial periods, especially the MIS 5.

For this work, it is proposed that radiocarbon ages represent real and not minimum ages, and a hypothesis of local behavior is presented that explains the aforementioned situation and refers to the local peculiarities that can operate in the area. The proposed scenario envisages an uplift of about 70-80 meters between 14 and 9 ka in the area. The only plausible mechanism to explain an uplift of this order of magnitude is glacio- and hydroisostasy. Although Uruguay was free of ice in the last glaciation, it may be a distant effect of an end-Pleistocene glacioisostatic rebound.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN

1.1- Antecedentes globales

1.1.1.- Estudios previos sobre la temática del NMM

1.1.2 El nivel del mar en el Holoceno

1.2- Antecedentes regionales

1.3 Descripción del área de estudio (Geografía clima dinámica marina)

1.3.1.- Ubicacion del área y descripcion geográfica

1.3.2.- Geomorfologia regional y local

1.3.3.- Climatologia y viento

1.3.4.- Vegetacion

1.3.5.- Lagunas costeras en el Uruguay

1.3.6.- Altura relativa del nivel del mar y su registro en la región

1.3.7. -La laguna de Rocha, características principales

1.3.8.- La apertura artificial de la barra

1.4 Antecedentes geológicos

1.4.1 Geología de los alrededores de la laguna de Rocha

1.4.1.1.- La Formación Rocha

1.4.1.2.- La Formación Chuy o Barra del Chuy

1.4.1.3.- La Formación Libertad

1.4.1.4.- La Formación Dolores

1.4.1.5.- La Formación Villa Soriano

1.4.2.- Registro sedimentario de la laguna de Rocha

1.5 Evolución geológica regional

1.5.1.- Evolución pre Cuaternario

1.5.2.- Evolución geológica mas reciente en el Cuaternario

1.6. Datos gravimétricos

1.6.1. -Isostasia

2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA E HIPÓTESIS DE TRABAJO

2.1 Planteamiento del problema y estrategia de investigación

2.2 Hipótesis

3. METODOLOGÍA

3.1 Procedimientos y metodología

3.2 Trabajo de campo

3.2.1.- Relevamiento de perfiles estratigráficos

3.2.2.- Muestreo de fondo de la laguna

3.2.3.-Muestreo para lectura de luminiscencia

3.3 Trabajo de laboratorio

3.3.1- Muestras de roca y sedimento

3.3.2.- Muestreo de perforaciones

3.3.3.-Láminas delgadas

3.3.4.- Procesado de los bioclastos

3.3.5.- Isótopos estables

3.3.5.1.- Metodología de muestreo y analítica

3.3.5.2.- Interpretación de relaciones isotópicas del O

3.3.5.3.- Factor Vital, metodología para su determinación

3.3.6.- Dataciones mediante ^{14}C

3.3.7.- Procesado para Luminiscencia

4. RESULTADOS

4.1 Carta geológica y cortes geológicos

4.2- Estratigrafía

4.2.1. - Formación Rocha

4.2.2. - Formaciones Chuy y/o Barra del Chuy

4.2.3. - Formación Libertad

4.2.4.- Formación Dolores

4.3 Columnas estratigráficas

4.4 Paleontología

4.4.1.- Gasterópodos marinos

4.4.2.- *Bivalvos*

4.4.3.- *Crustáceos marinos*

4.5 Isótopos estables

4.5.1.- *Material analizado y factor vital*

4.6 Radiocronología

4.6.1.- *Dataciones mediante ^{14}C*

4.7 Luminiscencia

4.7.1.- *Resultados de análisis de luminiscencia*

4.8 Procesos Holocénicos actuales

4.8.1.- *Geomorfología*

4.8.2.- *Transporte de sedimentos y formas de fondo dentro de la laguna de Rocha*

4.8.3.- *Evolución reciente de las puntas de acreción*

5. DISCUSIÓN

5.1 La Laguna de Rocha

5.1.1.- *Evolución durante el Holoceno*

5.1.2.- *Estado actual y formación de su barra*

5.1.3.- *La apertura artificial de la barra*

5.1.4.- *Evolución de la lengua interna*

5.2 Edades, cotas y registros isostáticos

6. CONCLUSIONES

7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

8. ANEXOS

I Pozos

II Carta geológica

Capítulo 1

INTRODUCCIÓN

Lo que observamos no es la naturaleza en sí misma, sino la naturaleza expuesta a nuestros métodos de cuestionarla.

Werner Heisenberg

Los fenómenos que se abordan en la presente tesis corresponden al estudio de los fenómenos cíclicos que operaron en la Tierra a lo largo del Cuaternario, asociados al litoral uruguayo con especial énfasis en la región de la laguna de Rocha. Los fenómenos mencionados no son otros que las diferentes glaciaciones y deglaciaciones que existieron en el planeta a lo largo de los últimos 250 ka. Estas pueden verse o estudiarse, desde varios enfoques, climáticos, ambientales y paleontológicos entre otros, no obstante, el enfoque que subyace la presente tesis es el de considerar a las mencionadas épocas glaciales desde el punto de vista de las variaciones que generaron en la distribución de las masas en la corteza de la Tierra.

Los ciclos mencionados se caracterizan (en el caso de las glaciaciones) por una captura de agua dulce en estado líquido aportada por el océano para integrar los casquetes polares, que ocasiona un descenso del nivel medio del mar mundial. Por el contrario, esta situación se revierte en el caso de la deglaciación, aliviando el peso sobre la corteza en los polos y distribuyendo esas masas en todo el océano.

La distribución de pesos producto de las nuevas columnas de agua que soporta el fondo oceánico si bien son aproximadamente similares en ambos hemisferios,

no se iguala en forma instantánea (Barkin, 2011). Las razones de este fenómeno se deben a factores tales como: a) la inhomogeneidad geográfica de la distribución de los continentes en ambos hemisferios, b) a la geomorfología de las distintas costas que se utilizaron para los estudios geocronológicos, c) Las corrientes marinas que distribuyen las aguas presentan variaciones estéricas en latitudes elevadas lo que ocasionan variaciones climáticas, especialmente en lo que refiere a la presión atmosférica y d) las variaciones en la forma del geoide producto de las fluctuaciones plásticas a que se vio sometido por la variación de presiones mencionadas entre otras causas. Considerando lo mencionado precedentemente es necesario realizar el análisis del comportamiento del nivel medio del mar en forma global para luego poder abordar y comprenderlo a nivel regional. El abordaje de los efectos tanto regionales como locales permite comprender los depósitos pleistocénicos y holocénicos con edades aparentemente discordantes encontrados en el área de estudio.

1.1-Antecedentes globales

1.1.1.-Estudios previos sobre la temática del NMM

Las investigaciones para determinar el nivel medio del mar (a partir de ahora NMM) son muy abundantes, especialmente en el siglo XX, realizadas en su mayoría en el hemisferio norte. Los estudios comenzaron en forma incipiente y estuvieron relacionados a instrumentos colocados en puertos, destinados básicamente a la observación de mareas. A mediados de ese siglo a través de distintos análisis, se pudo afirmar que el nivel del mar ascendió 0,1 mm/año (Gutenberg, 1941) para las primeras décadas del siglo XX. Actualmente, en base al trabajo de Holgate (2007), quien utilizó una selección de 177 mareógrafos, nueve de ellos de alta precisión y con mejor

distribución por todo el mundo, se acepta un aumento de $1,74 \pm 0,16$ mm/año para el período 1904-2003, luego de la corrección por GIA (ajuste isostático glacial en inglés), usando el modelo ICE-4G (Peltier, 2001) y la corrección por barómetro inverso¹ utilizando el algoritmo HadSLP2 (Allan y Ansell, 2006). (Figura 1.1)

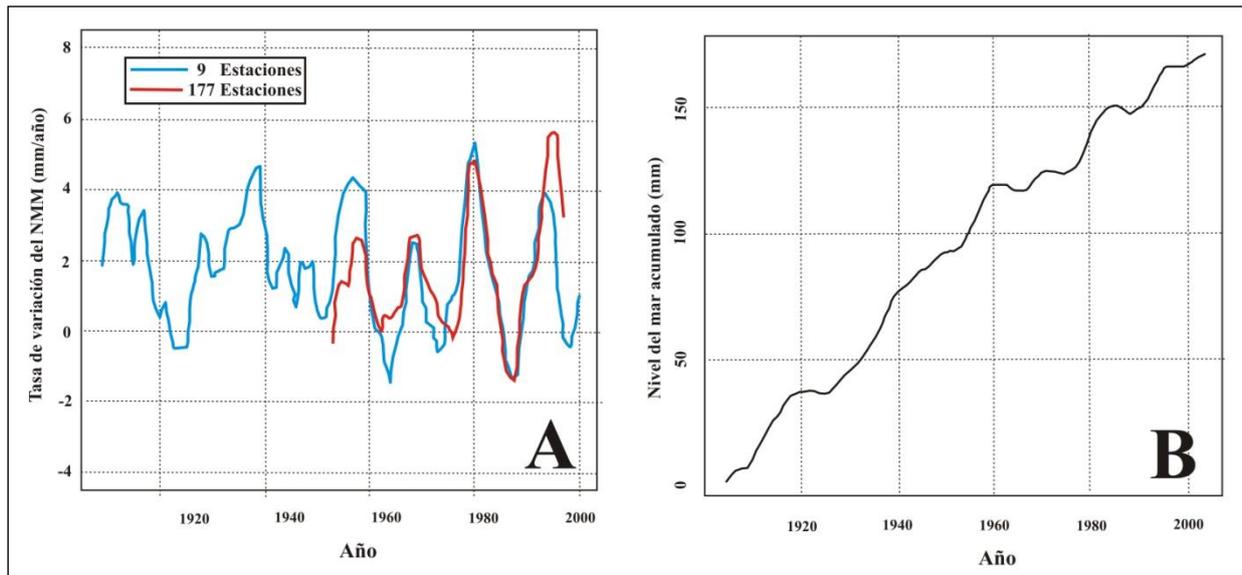


Figura 1.1 Curvas de Holgate (2007) en ellas se distingue: en la curva **A**, el detalle de las diferentes alturas del NMM registradas por cada una de las estaciones y su variación a lo largo de los años, en la curva **B** se aprecia la integración acumulada de la anterior con todas las correcciones por Datum terrestre y barómetro inverso.

Según el Cuarto informe del “Intergovernmental Panel on Climate Change” (IPCC 2007), el nivel del mar está aumentando de forma general, siendo el promedio global para el período 1961-2003 de 1,8 mm/año (variando entre 1,3 y 2,3 mm/año), lo que coincidiría con lo afirmado por Holgate (2007). El “Intergovernmental Panel on Climate Change” (IPCC, 2013) (Church *et al.*, 2013) modificó las proyecciones postuladas en el reporte del 2007, estableciendo como máximo para fines del siglo XXI

¹ La corrección por barómetro inverso (IB) es la corrección que se realiza por variaciones en la altura de la superficie del mar por efectos de la presión atmosférica (carga atmosférica). Esta puede alcanzar ± 15 cm y se calcula a través métodos meteorológicos siendo que a 1 mbar de cambio en la presión atmosférica se obtiene una respuesta en la altura del nivel del mar de 1 cm.

un valor de 2,8 mm (variando entre 2,1 a 3,5 mm/año) lo que establece una tasa de 8 a 16 mm/año lo que constituye una tasa 10 veces mayor que para todo el siglo XX. Barkin (2011) postuló que las mediciones altimétricas satelitales usadas actualmente son las mejores bases para procesar en forma continua las alturas medias del NMM, pero ignoran un aspecto geodinámico fundamental que es el desplazamiento hacia el norte del centro de masa de la Tierra (Barkin, 2011) y el consiguiente fenómeno de corrimiento de los polos con respecto al centro de masa del núcleo y del manto. El desplazamiento mencionado es consecuencia de las forzantes que hacen oscilar al manto y al núcleo de la Tierra entre sí. Las referidas forzantes son las atracciones gravitatorias de los cuerpos celestes que inciden en ella y hacen que generen oscilaciones excéntricas respecto al centro terrestre. Las oscilaciones excéntricas producen variaciones gravimétricas que afectan la presión atmosférica de ambos hemisferios. Como consecuencia la altura del océano es variable no sólo en cada hemisferio sino también a lo largo de estos (Figura 1.2)

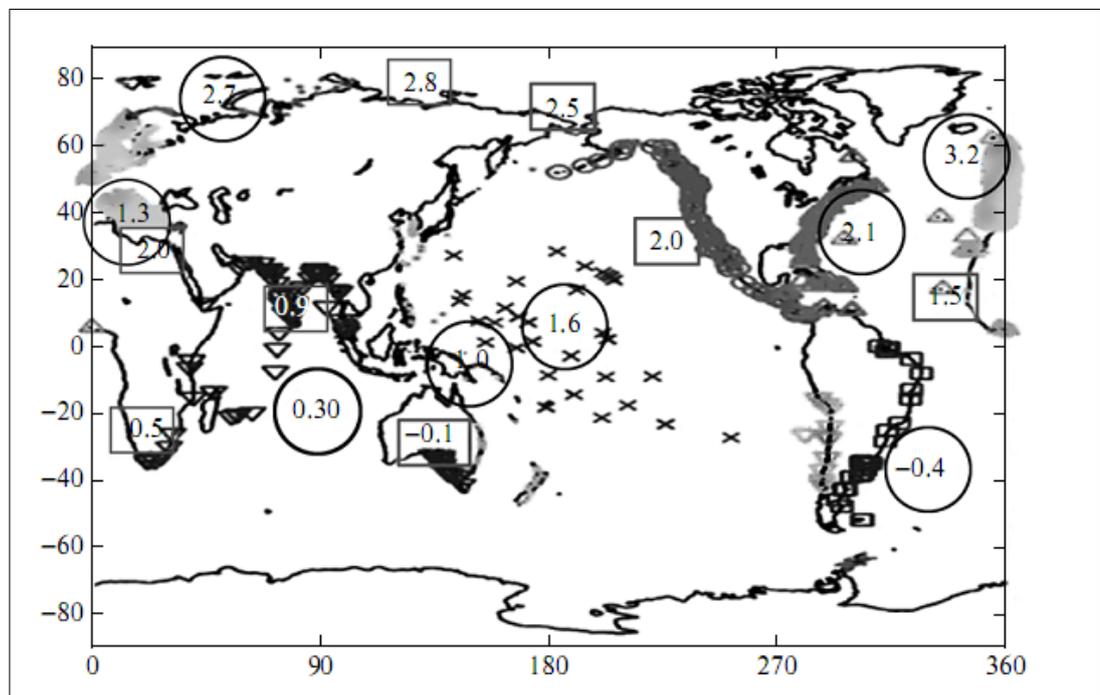


Figura 1.2 Regiones de los océanos con los promedios estimados en centímetros de las variaciones del NMM. Los números en círculos y en cuadrados corresponden a los

centros de las regiones en donde la variación es mayor. Los cálculos son realizados desde una base altimétrica utilizada desde hace 25 años tomado de (Barkin, 2011)

De acuerdo a lo expuesto, el comportamiento del nivel de los océanos no es estrictamente el supuesto del principio de los vasos comunicantes y que supondría un aumento igual en cualquier punto del mar sin importar su ubicación geográfica. Realmente el comportamiento de los océanos obedece a una serie de forzantes de varios órdenes, los cuales producen diferencias de altura del NMM en distintos lugares de la Tierra (Holgate, 2007, Barkin, 2011). Los estudios referidos no sólo se han centrado en la evaluación de las oscilaciones del mar en el último siglo, sino mediante el uso de diversas técnicas, pero priorizando el estudio de isótopos estables de O en testigos de hielo de la Antártida, Groenlandia y sedimentos del fondo oceánico (Imbrie, 1979). Se constató que estas oscilaciones ocurrieron siempre. Concomitante con ello, se pudo correlacionar las diferentes alturas del mar, especialmente para todo el Cuaternario (Imbrie 1979; Lambeck y Chapell, 2001; Lambeck *et al.*, 2003). Otras investigaciones con testigos coralinos en el mar Caribe, especialmente en Barbados (Fairbanks, 1989; Bard *et al.* 1990; Peltier 2004) incorporaron a los datos obtenidos de otras fuentes como las de dataciones mediante ^{14}C , $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ y ESR en lugares de influencia isostática mínima (Imbrie, 1979; Fairbanks, 1989; Guilderson *et al.*, 2000; Peltier y Fairbanks, 2006) (Figura 1.3).

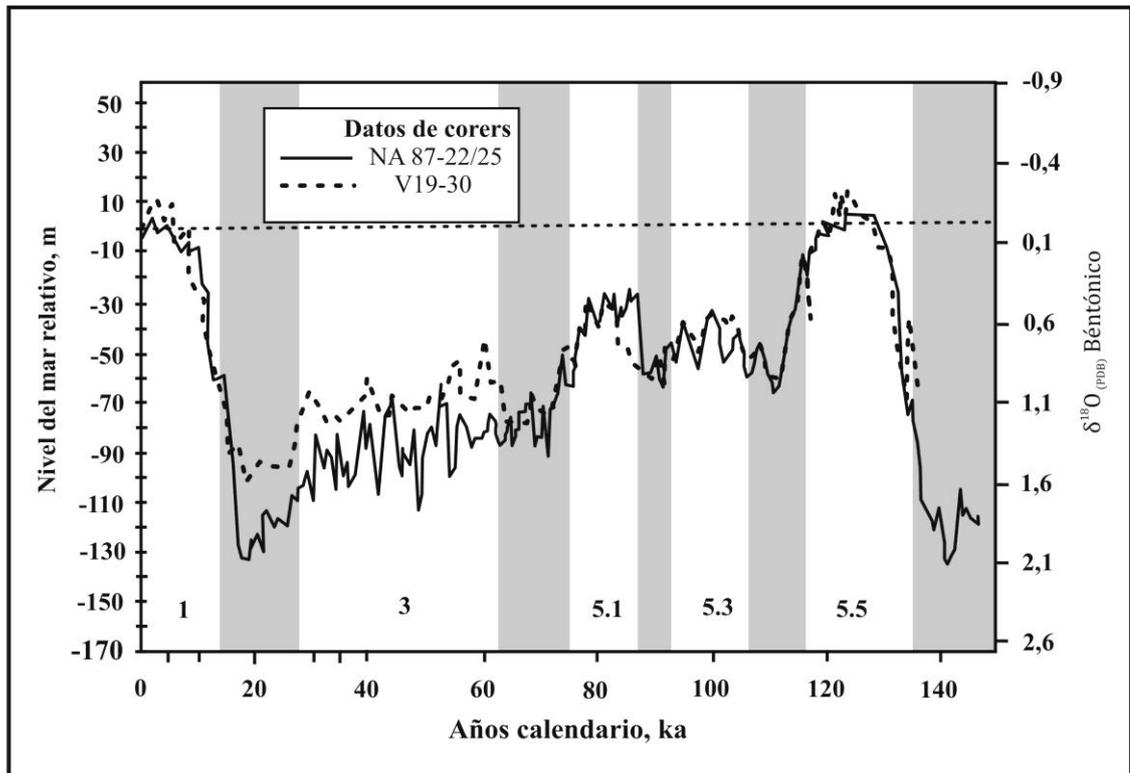


Figura 1.3 Curva del nivel del mar y las razones isotópicas de oxígeno $\delta^{18}O$ en los últimos 140 ka (Waelbroek et al.2002)

Estos estudios permiten concluir que el ascenso se habría iniciado a partir de -120 m (OIS 2), hacia el 19 ka AP. Este momento coincide con el Máximo del Último Glacial, el cual habría producido un ascenso a los 12 ka AP (Guilderson *et al.*, 2000). Aunque los datos muestran un ascenso continuo hasta el Holoceno Medio, este no se presenta como constante en ambos hemisferios, pudiéndose indicar cuatro períodos de elevación más acelerada 19 ka AP (50-20 mm/año), 16,4 - 13,5 ka AP (65-37 mm/año), 11,5 - 11 ka AP (40-25 mm/año) y 7,9 - 7,6 ka AP (40 mm/año) (Peltier y Fairbanks, 2006) (Figura 1.4).

Los estudios al respecto se efectuaron en su mayoría en el hemisferio norte (Fairbanks, 1989; Lambeck y Chappell, 2001, Lambeck, et al., 2003; Peltier y Fairbanks, 2006), aunque existen algunos realizados para el Hemisferio Sur (Martin y

Suguio, 1992). Estos últimos presentan muchas coincidencias con los encontrados para el HN. Sin embargo, en las medidas correspondientes al OIS 1 (*Oxygen Isotope Stage 1*) es donde se han podido encontrar las mayores diferencias, (Angulo y Lessa, 1999; Isla, 1989). (Figuras 1.4 y 1.5)

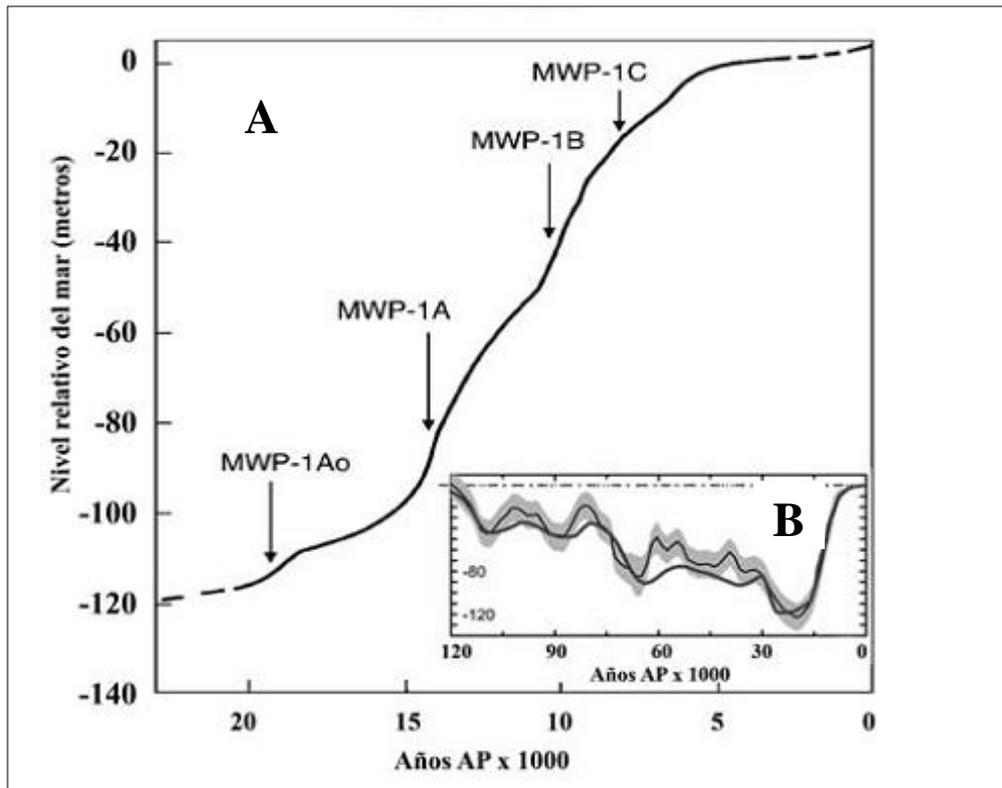


Figura 1.4 A Curva general de los niveles marinos eustáticos indicando los pulsos de aceleración de ascenso (MWP meltwater pulse) (tomado de Gornitz 2009). En la curva señalada con B se muestra la historia de los niveles del mar producido a partir de datos isotópicos ($\delta^{18}O$ procedentes de testigos marinos profundos comparada con la curva predicha por ICE-5E (VN2) (Peltier, 2004) Tomado de Peltier y Fairbanks, (2006).

Las lecturas que resultan de los estudios referidos muestran un comportamiento no uniforme del NMM en el hemisferio sur, evidenciando alteraciones locales debidas a forzantes como la salinidad. Los estudios mencionados corroboran la existencia de una variación de 3 ka para el óptimo climático entre ambos hemisferios, generando un calentamiento hace 6 ka en el HN, mientras que el mismo se dio en el HS a los 9 ka (Isla, 1989).

1.1.2.-Nivel del mar en el Holoceno

En Uruguay se llevaron a cabo reconstrucciones del NMM del Holoceno, aunque con escasos puntos de muestreo. Se realizaron utilizando en algunos casos curvas regionales, a veces demasiado extendidas para la zona de estudio (Bracco y Ures, 1998; García-Rodríguez y Witkowski, 2003; García-Rodríguez *et al.*, 2004; Inda *et al.*, 2006; Bracco *et al.*, 2011; Bossi y Ortiz, 2011; Martínez y Rojas, 2013).

Teniendo en cuenta lo mencionado y en base a los datos obtenidos por dataciones radiocarbónicas, Bracco y Ures (1998) afirman que el nivel del mar alcanzó la cota de 5 m hace aproximadamente 7 ka. Estas marcas son concordantes con paleo costas de la laguna de Rocha.

En Brasil, Suguio y Martin (1988) establecieron 3 zonas, con una curva de fluctuación de los niveles marinos para el Holoceno. Allí aparece: a) un máximo ingresivo a cota +5 m hacia 5 ka BP; b) una regresión a 4 ka BP; y c) sucesivas variaciones hasta alcanzar el nivel actual, con una pendiente negativa de 1 mm/año.

Asimismo, en relación con Brasil, Angulo y Lessa (1997) y Angulo *et al.* (2002, 2006), en función de indicadores biológicos, afirman que el nivel del mar ha estado por encima de la cota actual y ha decaído a los 5 ka BP levemente hasta no más de los 4 m. Esta tendencia en su cota máxima ha sido coincidente con lo encontrado en las costas del Uruguay por Martínez *et al.* (2013), no obstante, los máximos encontrados fueron datados y corresponden a una edad más temprana (*c.a.* 6 a 4 ka BP).

En distintos lugares de Argentina han sido registradas alturas del nivel del mar mayores que la presente en el Holoceno. Se han descrito secuencias regresivas en La Plata/Magdalena 35°S (Cortelezzi, 1977), en la desembocadura de Río Salado 35°40'S (Fidalgo, 1979), en Laguna Salada 37°S (Dangavs, 1983), en Mar de Ajó/costa Pinamar

37°S (Parker, 1978), en Mar Chiquita 37°40 'S (Schnack *et al.*, 1982), en arroyo las Brusquitas y punta Hermengo 38°10 'S (Espinosa *et al.*, 1984; Isla *et al.*, 1986). Se han establecido para la transgresión máxima alturas de 2,2 a 2,5 m, y edades mayores a 5000 años (Schnack *et al.*, 1982). No obstante, Gómez y Perillo (1995) verificaron mediante dataciones radiocarbónicas (González *et al.*, 1983) la transgresión holocénica registrada en el estuario de Bahía Blanca a los 6 ka BP correspondiente a la transgresión *Flandriana*. La misma alcanzó la cota 7,5 m sobre el actual NMM (Gómez y Perillo 1995). Esto permitió la redistribución de sedimentos finos en los canales de marea de baja energía. Dicho aumento del NMM no se verificó en forma lineal en el tiempo, sino que se completó en pulsos y a distintas tasas, lo que permitió la interstratificación de arenas y de sedimentos finos en las planicies de marea. González *et al.* (1983) y Cavallotto *et al.* (2004) propusieron en el mismo sentido, coincidente con Gómez y Perillo (1995) un máximo también a los 6 ka; verificándose una disminución a lo largo de los siguientes 1000 años con una estabilización desde los 5 a los 3,5 ka BP y luego una lenta disminución.

Otros autores atribuyen el comportamiento no uniforme del NMM a la existencia de áreas de subsidencia, vinculado a rebotes isostáticos (Walcott 1972; Lambeck *et al.*, 2014). Este modelo se ajusta bien a Europa y Norteamérica, pero no explica de una forma convincente las evidencias existentes sobre las variaciones del NMM en el hemisferio sur. Márgenes activos y pasivos, islas oceánicas coralinas y plateaus aislados presentan niveles más altos del mar para el HS (Isla, 1989).

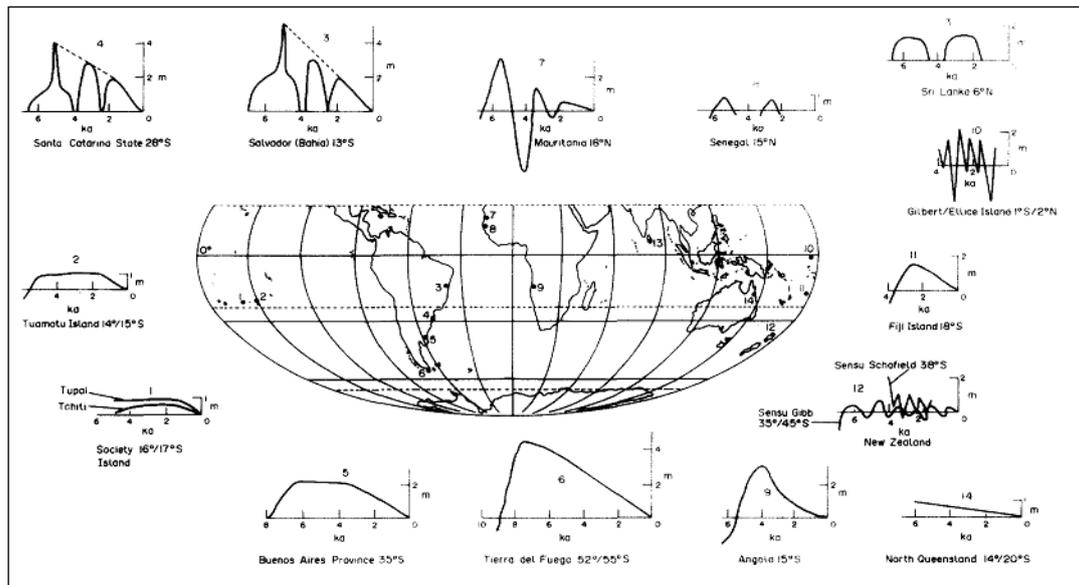


Figura 1.5 Alturas del NMM en distintos puntos de referencia del HS para los últimos 8 ka tomado de Isla (1989)

Otros investigadores intentan explicar estas conductas diferentes del nivel del mar en el Holoceno a través de distintas alternativas: retardo del deshielo en el HN (Clark et al., 1979; Wu y Peltier, 1983; Peltier, 2004), variaciones del baricentro de la Tierra y ajustes en la astenósfera (Barkin, 2011) o adelgazamiento de la litósfera (Peltier, 2001). Los valores globales aceptados para el Holoceno tardío son los que se muestran en la Figura.1.5

1.2 Antecedentes regionales

No obstante, lo mencionado acerca de las distintas posiciones del NMM, la ubicación del nivel del mar a lo largo de las costas atlánticas de Sudamérica no permite establecer una conducta de ascenso o descenso del NMM coherente a lo largo de la geografía para un momento dado. Esto puede ser atribuido a diversos forzantes, tales como el clima y las variaciones producidas por las deglaciaciones, al igual que los

cambios en la extensión de la plataforma continental sudamericana (Rostami *et al.*, 2000; Guilderson *et al.*, 2000). No pueden descartarse además como posibles forzantes las variaciones en los ajustes isostáticos en la Patagonia y la existencia de neotectonismo (Rostami *et al.*, 2000). Estos autores efectuaron lecturas de edades U/Th, y ESR (Electronic Spin Resonance) de moluscos en terrazas marinas a lo largo de la costa argentina desde el Río de la Plata hasta Tierra del Fuego, logrando correlacionar las distintas terrazas correspondientes a los últimos 300 ka y a los estadios OIS 9, 7 y 5e. (Rostami *et al.*, 2000)

Las paleo líneas costeras analizadas ocupaban un rango de 8 ka y se sucedieron a diferentes elevaciones a lo largo de 1000 km de la costa. Se encontró que las alturas correspondientes a cada edad (Rostami *et al.*, 2000) (Figura 1.6) estaban cada vez a cotas mayores, cuanto más al sur se realizaban. En Brasil se encontraron terrazas con 6-7 ka a una elevación de 0/1 m sobre el NMM (Barbosa *et al.*, 1986; Martin *et al.*, 1987; Bezerra *et al.*, 1999). Igualmente, y con las mismas edades se encontró en el norte de Argentina, pero a 5 m (Codignotto y Aguirre, 1993), mientras las mismas se encuentran en la Patagonia a 6/7 m y en el sur de Tierra del Fuego llegan a 8/9 m (Schnack *et al.*, 1987; Gordillo *et al.*, 1993).

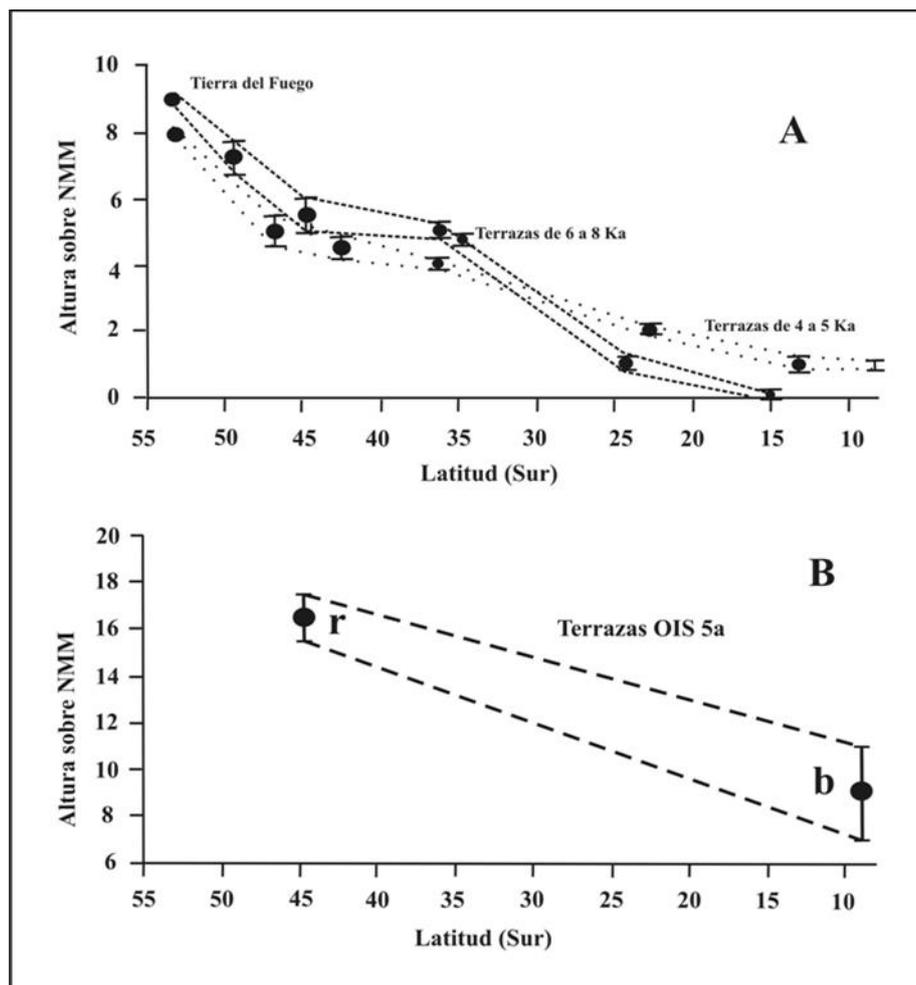


Figura 1.6 A- Ubicación de las terrazas marinas a lo largo de la costa atlántica de Sudamérica desde el sur del Brasil (Rostami *et al.*, 2000), hasta Tierra del Fuego **B-** Alturas de las terrazas marinas en Brasil $b=$ (Martin *et al.* 1982; Barbosa *et al.*, 1986) y las terrazas en la Patagonia $R=$ (Rostami *et al.*, 2000)

En todos estos casos se aprecia un levantamiento isostático continental litoral que se incrementa de norte a sur, al cual los autores le asignan una magnitud de 0.09 m/ka desde el Pleistoceno medio (Rostami *et al.*, 2000). Esta observación fue prevista en los cálculos de comportamiento cortical del modelo geofísico ICE4G-VM2 (Peltier, 1998). Resultados similares fueron observados por Guilderson *et al.* (2000) con muestras de moluscos de la plataforma continental de la Argentina, desde el Río de la Plata hasta Tierra del Fuego. Dichas muestras permitieron ver el comportamiento isostático de la amplia plataforma continental atlántica de América del Sur, no solamente de la

transgresión marina observada a fines del Holoceno, sino también desde fines del Pleistoceno (Figura 1.7).

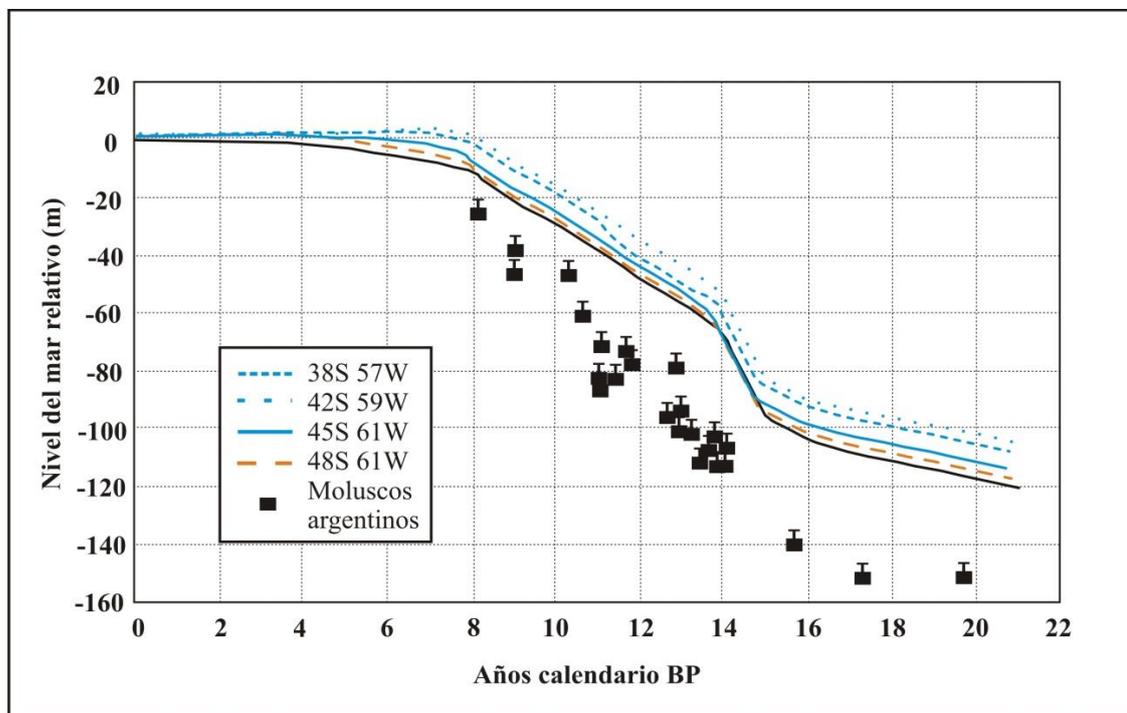


Figura 1.7 Curvas del nivel del mar corregidas por levantamiento isostático del continente verificadas por el modelo viscoelástico ICE4G-VM2 (Peltier 1998). Las curvas punteadas refieren a la interpolación de las correcciones efectuadas por otros estudios del mismo autor con los datos obtenidos en otras posiciones de la Plataforma, mostradas en el cuadro de referencia. Los cuadrados negros indican la posición y el error de las muestras extraídas de la plataforma argentina y datada mediante ^{14}C . Las mismas muestran un levantamiento de 0,08 mm/año. Nótese la diferencia de profundidades entre la ubicación actual de las muestras y la posición del nivel del mar en los correspondientes momentos. Tomado de Guilderson et al. (2000)

Los estudios citados de Rostami *et al.* (2000) y Guilderson *et al.* (2000) coinciden en la existencia de un ajuste isostático de unos 0,08 a 0,09 mm/año, constante y regional, predicho por el modelo geofísico ICE4G-VM2 (Peltier, 1998). Estas investigaciones evidencian una notable diferencia con los movimientos encontrados en estudios similares realizados con los testigos coralinos de: a) Barbados (Fairbanks, 1989, 1990) de 0.34 mm/año, b) Nueva Guinea (Chappell y Polach, 1991) con 1,9/3,3 mm/año y c) Tahití,

(Bard *et al.*, 1996) con 0,02 mm/año. En todos estos casos se asumió un simple modelo isostático de Airy con densidades de 2,3 y 3,3 g/cm³ para corteza y manto, respectivamente, y 1 g/cm³ para el agua (Guilderson *et al.*, 2000).

Rostami *et al.* (2000) y Guilderson *et al.* (2000) consideraron la curva eustática de la Figura 1.7, luego de haber compensado los datos en +/- 45 m, según el modelo de compensación isostática global ICE4G-VM2 (Peltier, 1998). No obstante, si se comparan los resultados de la curva eustática global de Fleming *et al.* (1998) (Figura 1.8) con el trabajo de Guilderson *et al.* (2000) (Figura 1.7) se aprecia un desfase de 5 ka para el último máximo glacial y 15 m de diferencia para el mínimo eustático (Violante *et al.*, 2014).

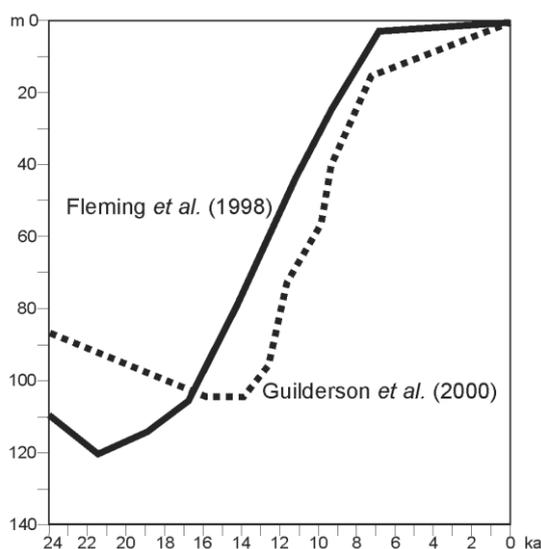


Figura 1.8 Comparación entre las curvas de máximo último glacial de Fleming *et al.* (1998) y Guilderson *et al.* (2000) (tomado de Violante *et al.*, 2014)

Estos desfases pueden tener distintas causas entre las cuales están: las diferencias corticales, la posición geográfica de las masas terrestres involucradas, los distintos efectos del campo gravitatorio terrestre en cada lugar, así como también su historia glacial. Además, deben considerarse entre otras causas las variaciones sobre la

temperatura de las masas de agua y por lo tanto la circulación oceánica, (Guilderson *et al.*, 2000).

1.3 Descripción del área de estudio

1.3.1-Ubicacion del área y descripción geográfica

El área de estudio comprende la cuenca de la laguna de Rocha, esta se ubica en el sector SE del Uruguay (Figura 1.9). La misma se encuentra proxima al océano Atlantico separada por una pequeña barra arenosa con aperturas esporádicas.

La misma esta cerca del balneario La Paloma distante de este a unos 2 km y comprende toda la extension de la laguna mencionada al igual que sus riberas.

Toda la cuenca mencionada esta poco afectada por la presión del turismo, el cual es estacional y localizado en la zona sur de la misma y el cual a su vez genera poca presin sobre el entorno. La mayor presión antrópica proviene de la industria ganadera que recurre frecuentemente a procedimientos de apertura artificial de la barra para hacer descender la cota y por ende ganar terreno de pastoreo. De igual manera existe una industria de pesca artesanal compuesta por unas pocas familias.



Figura 1.9 Detalle de la porción más oriental del territorio uruguayo, destacando la ubicación de las lagunas Merin y Rocha. (Google Earth©)

1.3.2-Geomorfología regional y local

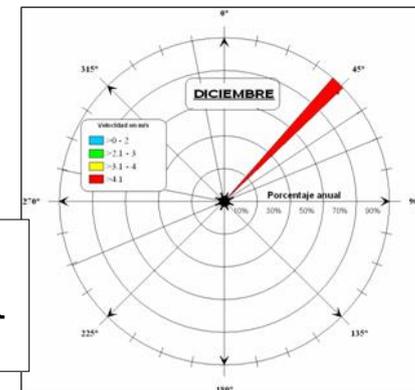
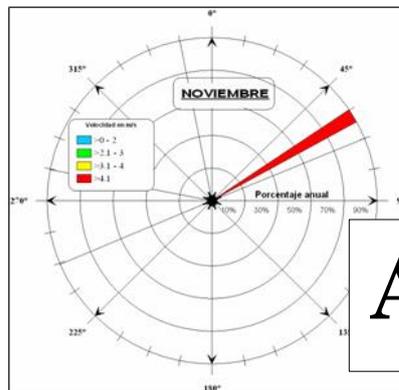
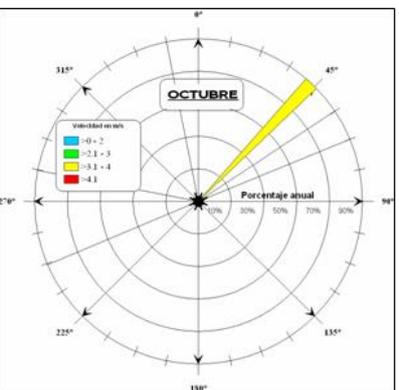
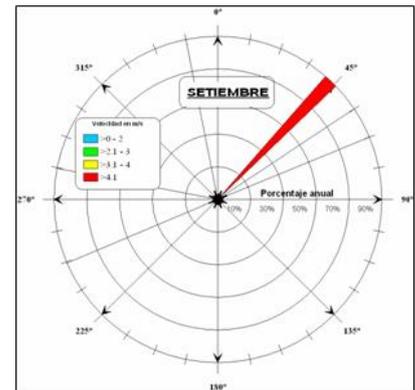
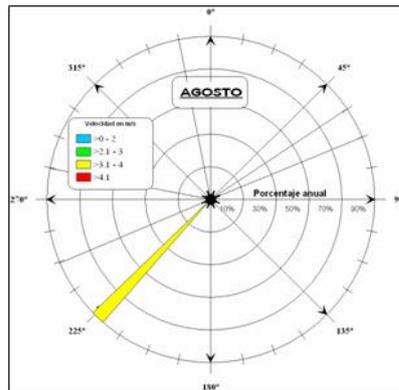
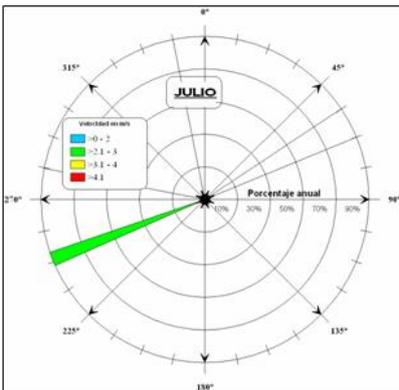
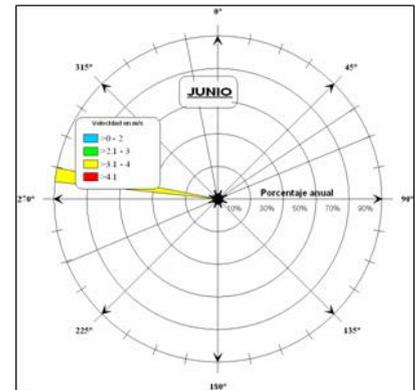
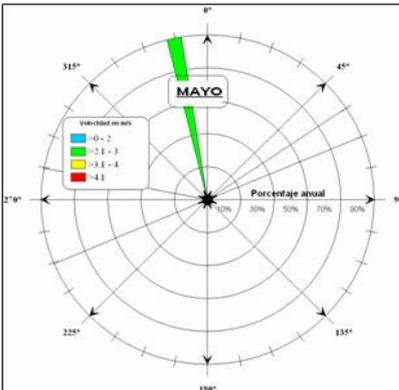
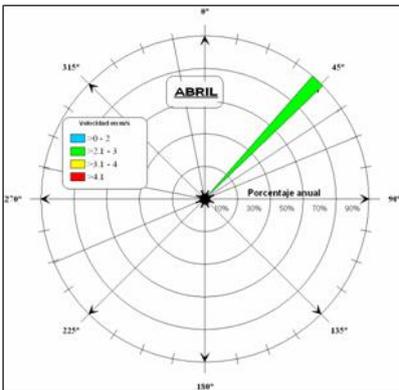
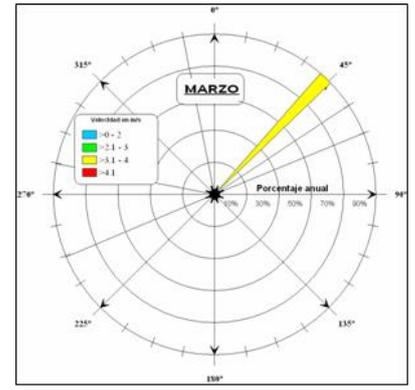
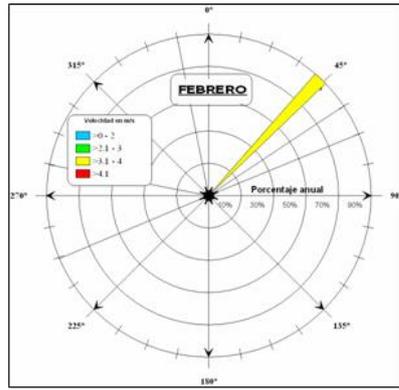
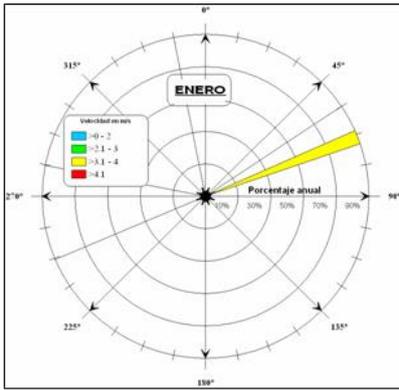
La geomorfología del lugar corresponde a la de una zona costera con poca pendiente, la misma se replica a lo largo de toda la costa de Rocha en forma de lagunas costeras mas o menos parecidas y que comparten una genesis similar con origen en el Pleistoceno tardío y producto de las variaciones climáticas correspondientes a la última glaciación.

Tratándose de una cuenca endorreica la disposición hidrológica se conforma por pequeños arroyos que vierten sus caudales a la Laguna, estos son los arroyos; La Paloma, Piedras Blancas, Las Conchas y Rocha, estos últimos lo hacen a través de deltas, la carga sedimentaria que estos transportan es finalmente depositada en la cuenca de la laguna la que se evacua al mar en pequeñas proporciones esporadicamente especialmente en la zona correspondiente al abanico de flujo y reflujo próximo a la zona de apertura de la boca en la barra.

1.3.3.-Climatología y Viento

La climatología de la zona corresponde a la de la zona costera subtropical dominada por las condicionantes de la proximidad del Océano Atlántico. El campo de temperaturas medias anuales sobre el País tiene una orientación general de suroeste a noreste, donde las temperaturas medias para todo el Uruguay son de 17.5°C, con una isoterma media máxima de 19.0°C sobre el norte del Uruguay y una media mínima de 16.0°C sobre la costa atlántica en Rocha y la zona de estudio.

Con respecto a la precipitación las mismas arrojan un promedio acumulado en el periodo comprendido entre los años 1961 a 1990 de 1100 mm para la zona. La insolación acumulada mensual es obtenida a través del acumulado de totales diarios. Las líneas de igual insolación crecen de sureste a noroeste. La insolación acumulada media para todo el Uruguay es 2500 horas, con un máximo de 2600 horas en Salto y un mínimo de 2300 horas correspondiente a la zona de estudio. (Instituto Nacional de Meteorología, INUMET)



A

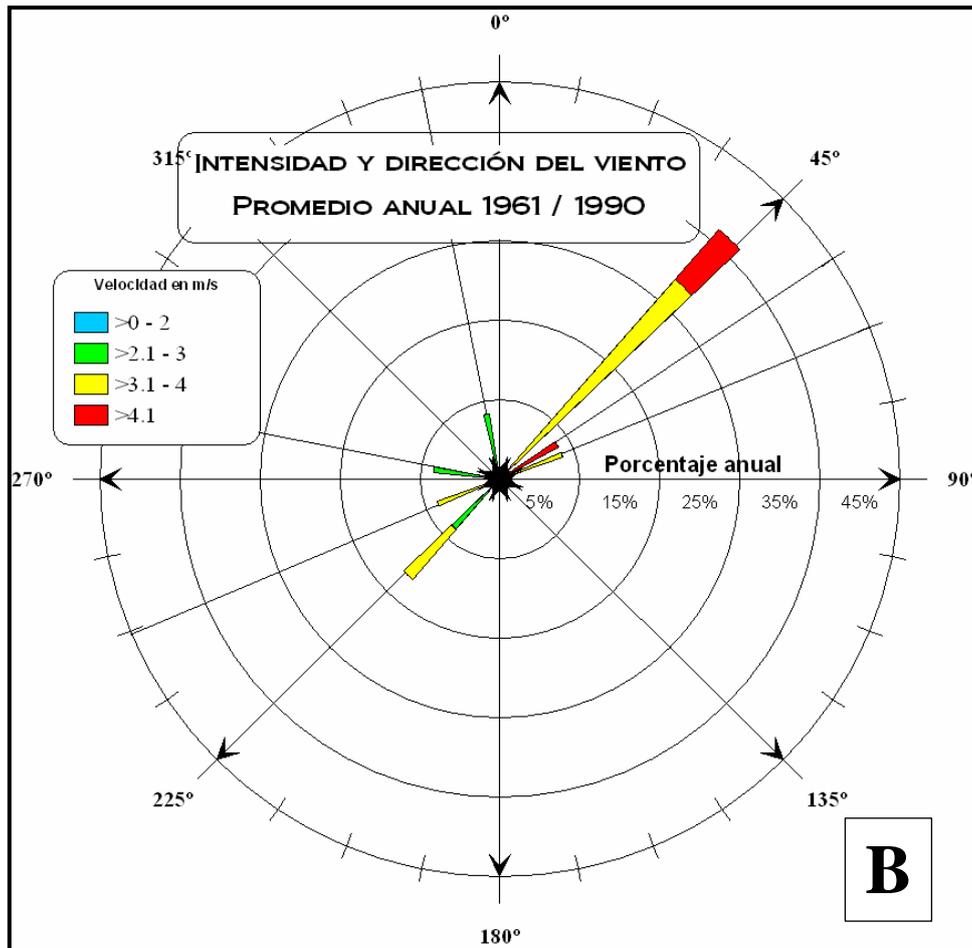


Figura 1.10 Rosa de los vientos de La Paloma *Figura A*: detalle de velocidad y dirección del viento por mes promedio 1961/1990. *Figura B*: integración de las anteriores. (Fuente Instituto Nacional de Meteorología)

El viento en la zona de la laguna de Rocha predomina del como luce en la figura 1.10 de forma tal que entre los médanos situados al SW de la salida de la laguna se produzcan largos corredores elongados en dirección NE-SW por donde circula el viento SW.

El borde SE de estos corredores es más alto debido a los vientos provenientes del E y SE los cuales aportan arena generando médanos de interferencia elongadas de NE a SW. Todas las caras de barlovento (inclinadas hacia el SW) presentan fuerte erosión eólica y son dependientes casi verticales debido a que son sostenidas por la vegetación

que crece sobre ellas, la cual influye modificando el perfil de velocidad del viento a través de la reducción del esfuerzo de corte y el aumento de la rugosidad (Perillo, 2003).

A sotavento las pendientes son las normales de acreción eólica (caras de avalancha) y presentan abundante vegetación semi-enterrada por el aporte de arena. Actualmente la parte más alta de los médanos de las barras de cierre no son alcanzadas ni por los mayores oleajes.

1.3.4 Vegetación

La vegetación está representada por especies en su mayoría autóctonas como la *Ammophila arenaria* y *Eryngium pandanifolium* (Caraguatá) en las zonas más proximales a las riberas y algunas especies como la *Acacia longifolia* son más distales, hasta confundirse con variedades de coníferas como el *Pinus pinaster* y *Pinus elliottii*, (Figura 1.11). Esta flora juega un rol importante en la fijación de la arena, en contraposición a la acción del viento y haciendo esfuerzo de corte del mismo para transportar arena elevando así la altura. Es este viento el que contribuye más activamente en el aporte de arena al interior de las lagunas durante los fuertes vientos del SW.

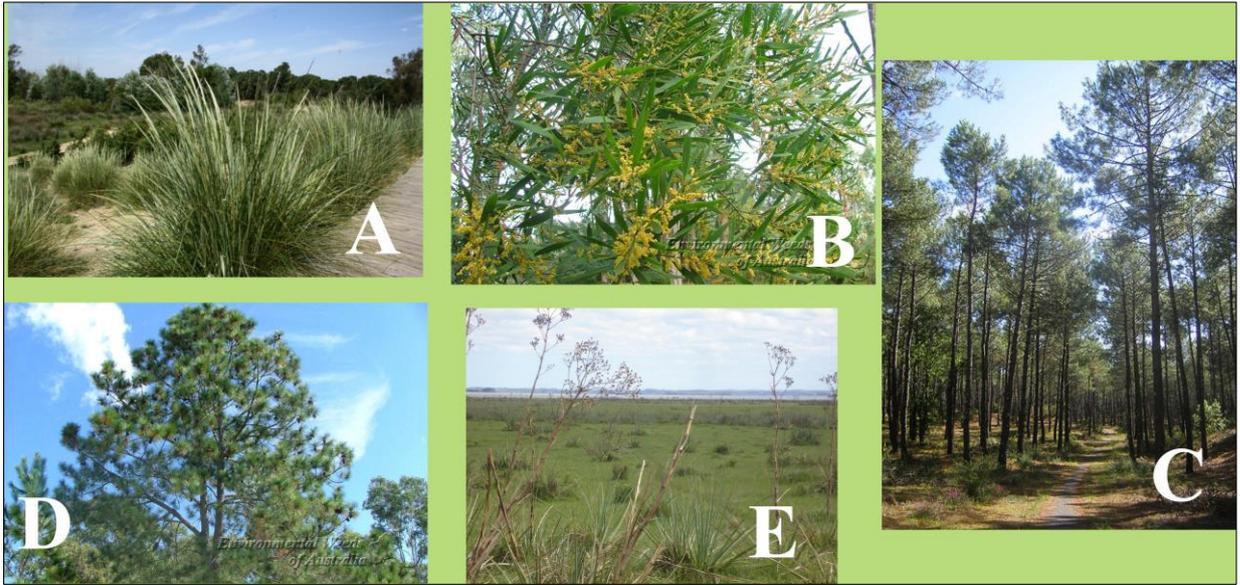


Figura 1.11 Flora de la zona. **A** *Ammophila arenaria*, **B** *Acacia longifolia*, **C** *pinus pineaster*, **D** *Pinus elliottii* y **E** *Eryngium pandanifolium* (Caraguatá)

La arena se eleva en la rampa de barlovento, depositándose la más gruesa a sotavento y la más fina en la laguna. Finalmente, el viento pampero (SW) es el más activo transportador de arena seca en el tope de la espiga y hacia el interior de las lagunas y campos situados al NE de la costa. La forma de lengua de agua de esta laguna en su lado sur que acompaña la barra costera, al igual que su orientación, favorece una compartimentación debido a los vientos antes mencionados. Estos vientos generan una importante distancia del área de generación, el cual, sumado a la carga sedimentaria de carácter eólico mencionada, está generando lóbulos de convección en dicha parte de la laguna, debido a las acreciones apareadas que se suceden a ambos lados de la lengua de agua, (Tomazelli y Vilwock, 1991) (Figuras 5.45, 5.46 y 5.47).

Si el transporte sedimentario en esta parte de la laguna en la que no existe un drenaje fluvial continúa, la misma se va a compartimentar formando pequeñas lagunas o celdas de Zenkovich, (Zenkovich, 1967) (Figura 5.15).

1.3.5.- Lagunas costeras en el Uruguay

Desde un punto de vista físico las lagunas costeras pueden considerarse depresiones que responden a situaciones y condiciones diferentes. Algunas de ellas han sido formadas en las ensenadas o en las partes terminales de las planicies de inundación de los ríos; otras son de origen tectónico y las restantes se formaron por la acumulación de sedimentos arrastrados por las corrientes marinas en planicies generadas por abrasión durante las ingresiones pleistocénicas y holocénicas.

Todos estos ambientes de sedimentación se diferencian de los estuarios por sus rasgos geomorfológicos y geológicos, pero sus características biológicas, físicas y químicas son similares (Lankford, 1977). Otros autores como Short (1988) entienden que las lagunas costeras se forman en costas bajas comunmente asociadas a paleodepósitos sedimentarios con abundancia de sedimentos, Estas planicies costeras son retrabajadas de manera que permiten la formación de barreras, marismas, planicies de cheniers y planicies de limo, Las barreras medanosas o los depósitos de origen eólico tienen fundamental importancia en la génesis de las lagunas.

La formación de las lagunas costeras del Uruguay se remonta en algunos casos al Pleistoceno superior. Por su importancia pueden destacarse lagos costeros o lagunas cerradas de diferente origen: lagunas de origen fluvial, restos de antiguas lagunas pleistocénicas, paleocanales de mareas, depresiones intermedanosas de deflación eólica, de claudicación de sedimentos modernos, de disolución de carbonatos, y pequeñas charcas de origen biológico.

Una de las características geomorfológicas más importantes que permiten comprender los procesos biológicos es la posibilidad de apertura de las lagunas. Estas se pueden clasificar como semicerradas, las que permiten el intercambio de agua esporádico con un mar o

entorno mucho mayor y aquellas que nunca lo hacen permaneciendo cerradas (Panario *et al.*, 1999).

En la costa oceánica del Uruguay existen una serie de lagunas costeras como son: las del Sauce, José Ignacio, Rocha, Castillos y Negra (Figura 1.12). Estas se encuentran a lo largo de los Departamentos de Maldonado y Rocha hasta la Laguna Merin en la frontera con Brasil, continuándose a lo largo de la costa brasileña hasta el estado de Santa Catarina, compartiendo numerosas características geomorfológicas.

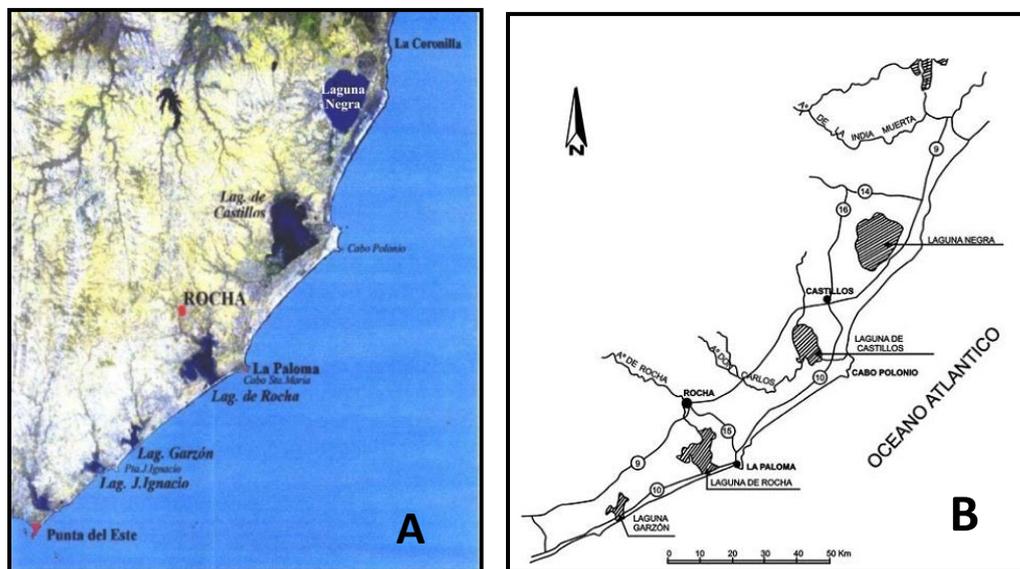


Figura 1.12 Detalle de la costa atlántica del Uruguay mostrando el rosario de lagunas costeras que ocupan los Departamentos de Maldonado y Rocha. Figura A composición satelital y B croquis tomado de García Rodríguez (2011)

La mayoría de estas lagunas suelen abrirse al océano a través de canales o bocas de marea en estrechos frentes de la costa de mayor profundidad, vinculados posiblemente a la antigua salida de arroyos. Pueden establecerse diferencias entre las lagunas en base a la naturaleza de su conexión, siendo directa cuando solamente se separan del mar por una barra arenosa que se abre y se cierra todos o casi todos los años, como las de Rocha, Garzón, José Ignacio; o las que lo hacen a través de un emisario como Castillos y del Sauce (Panario *et al.* 1999).

Perillo (1995) define una laguna costera como la de Rocha como un tipo de estuario llamado *estuario secundario*, y semi obturado de canal corto (Perillo *et al.*, 1999), lo cual facilita la dilución del agua marina con el agua dulce del drenaje terrestre y fomenta las especies eurihalinas mientras está abierta.

1.3.6- Alturas relativas del nivel del mar y su registro en la región

Este parámetro resulta fundamental para poder analizar la dinámica de las lagunas costeras en el pasado y prever el comportamiento en el futuro mediano (50 -100 años). La importancia de conocer el comportamiento de esta variable en términos absolutos referidos al NMM y relativos referidos a la relación puntual momentánea entre los dos niveles (dentro y fuera de la laguna), radica en que pequeñas oscilaciones de ± 1 m no producirían grandes cambios en las condiciones de relación entre el océano y las lagunas, mientras variaciones mayores a 1 m podrían conducir la situación hacia un pantano con meandros o una bahía abierta y, como consecuencia la segura destrucción de parte de la barrera (Bossi y Navarro, 1991). Una disminución del nivel del mar favorecería el mantenimiento del régimen lagunar, mientras que lo contrario conduciría a la mencionada destrucción de la barra y la formación de una bahía.

El período desde 350 ka BP (Fairbridge, 1961,1971) plantea modificaciones cuantitativas respondiendo a períodos glaciales e interglaciales con alturas siempre superiores al actual nivel del mar, excepto en las glaciaciones *Winsconsin-Würm* de 100 y la *Flandriense* de 20 ka BP. En esta última se llegó a niveles de 130/140 m por debajo del actual (Fairbridge; 1961,1971; Mahiques *et al.*, 2010; Figura 1.13).

En la curva del Holoceno (Figura 1.30) aparece allí un máximo ingresivo a cota +5 m hacia 5,2 ka BP una regresión a 4 ka BP y sucesivas variaciones hasta alcanzar el nivel

del actual con una pendiente negativa de 1 mm por año. Estas curvas son mejores que las mundiales para tomar como base en Uruguay, aunque están acotadas al Holoceno.

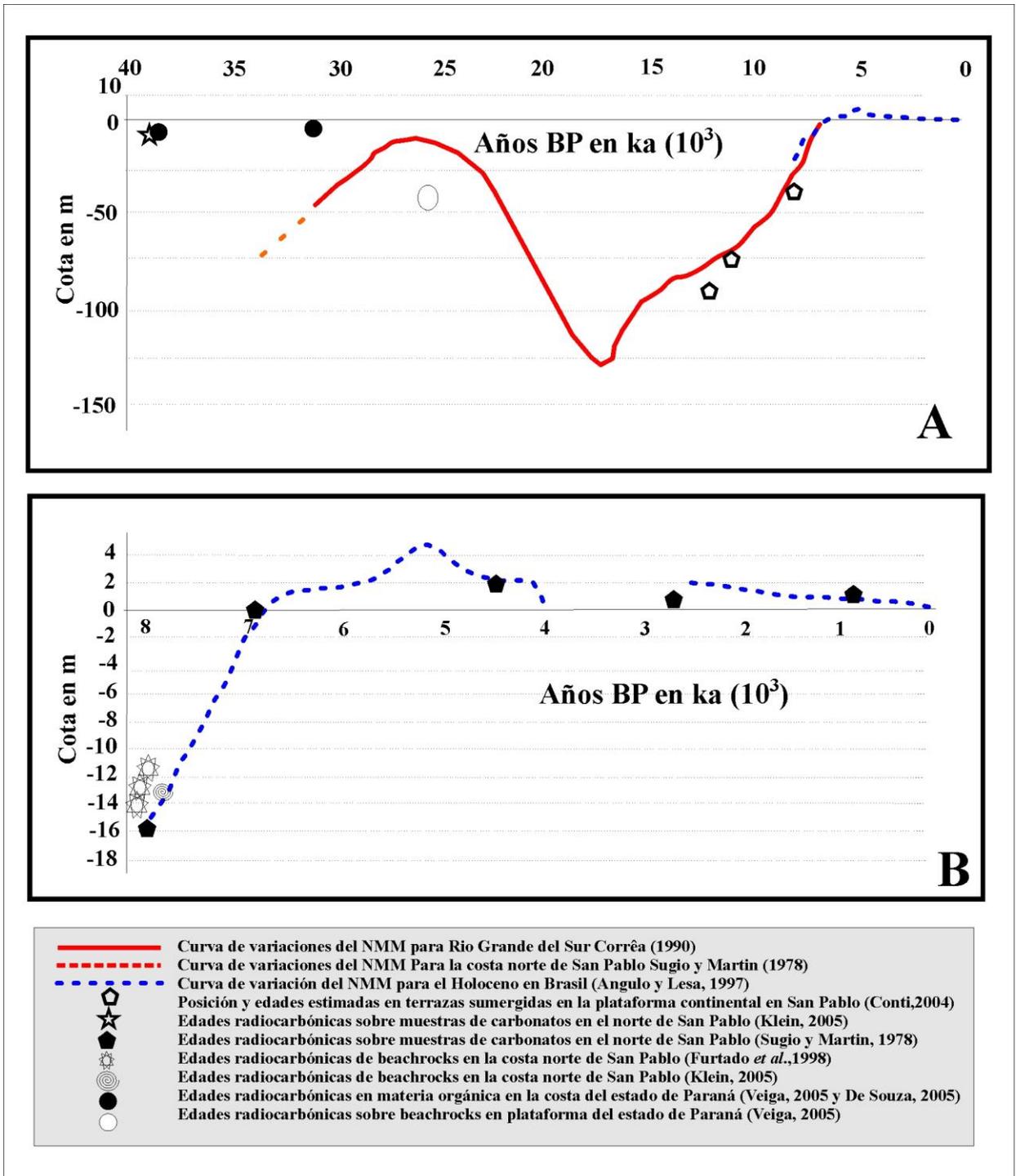


Figura 1.13 Curvas del NMM, En la Figura A Compilación de las curvas del NMM, con los datos aislados para los últimos 40ka y para costa y plataforma continental del sudeste de Brasil en la figura B Detalle de curvas actualizadas para el Holoceno medio y Tardío (Mahiques *et al.*,2010)

1.3.7- La laguna de Rocha: características principales

La dinámica de las lagunas costeras Garzón, Castillos² y Rocha depende de factores geológicos y climáticos. Cada paisaje, cada rasgo superficial, cada tipo de sedimento y sus asociaciones con unidades vecinas son consecuencia de la superposición de fenómenos climáticos sobre procesos geológicos (Bossi *et al.*, 1999).

La región comprendida por las lagunas de Rocha y Garzón posee afloramientos rocosos de las zonas no hundidas, fallas periféricas en la fosa tectónica y los diferentes tipos de sedimentos acumulados desde el Pleistoceno (Figura 1.14). Los antecedentes existentes sobre el registro sedimentario de la laguna se presentarán más abajo en el capítulo 1.4.

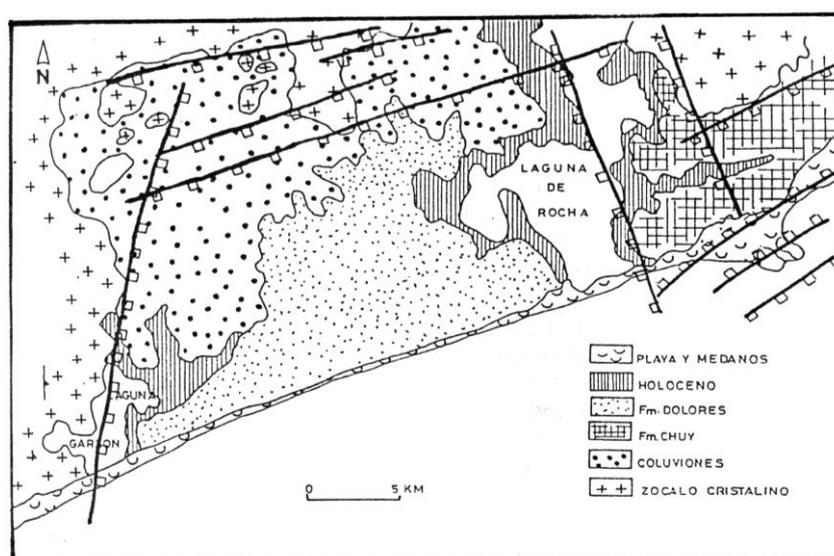


Figura 1.14 Croquis geológico de la zona de las lagunas de Rocha y Garzón, mostrando los distintos afloramientos rocosos, así como el principal sistema de fallas que conforma el relieve Tomado de Bossi *et al.* (1997).

² Si bien el presente trabajo centra su atención en la Laguna de Rocha, la Laguna de Castillos se va a mencionar frecuentemente debido a que ésta comparte características geomorfológicas con la primera y en la misma se hicieron una serie de dataciones mediante ¹⁴C que sirven para apoyar las diversas hipótesis de la génesis de la Laguna de Rocha.

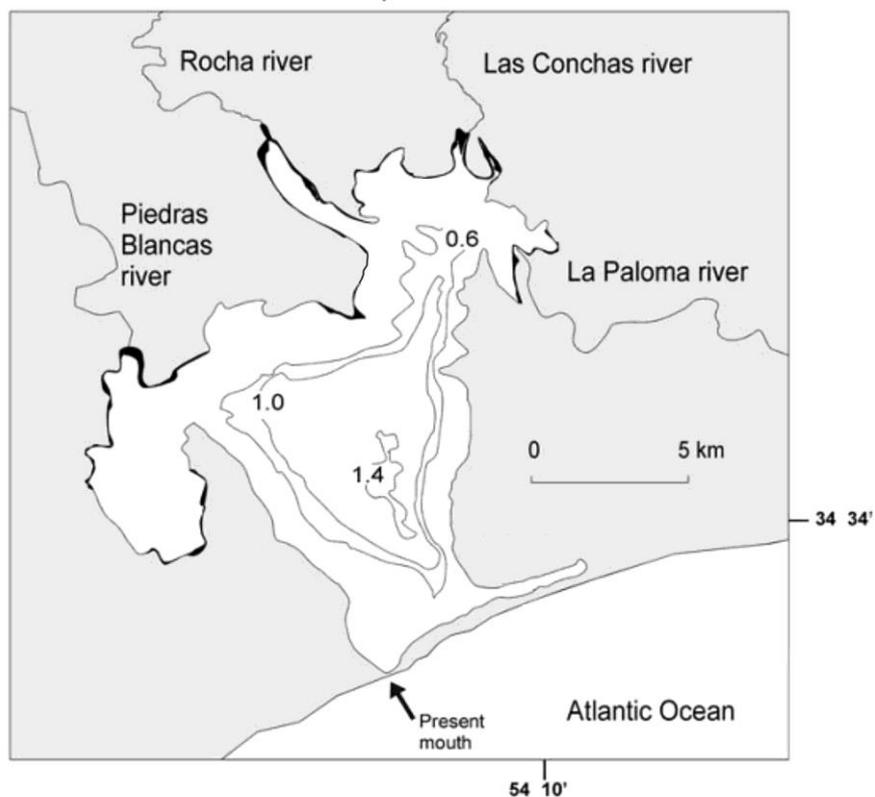


Figura 1.15 Croquis de la zona de la laguna de Rocha mostrando los principales arroyos que condicionan el paisaje (tomado de García Rodríguez 1999).

La laguna de Rocha está formada por el cierre de una bahía durante la regresión posterior al máximo holocénico (Montaña *et al.*, 1999); en la confluencia de los arroyos Rocha, Piedras Blancas, Las Conchas y La Paloma (Figura 1.15), lo que genera una estructura con dos alvéolos opuestos en su extremo norte y un amplio frente hacia el mar, cerrado por una barra arenosa estrecha de unos 5 km de largo y 400 m de ancho.

El área mínima es de 79,12 km² más otros 46 km² que se anegan cíclicamente, teniendo un perímetro no inundable de 60,8 km, con un largo máximo de 13 km y un ancho de 10 km. La profundidad promedio es de aproximadamente 1,3 m en condiciones de barra cerrada, disminuyendo a 0,8 m cuando esta se abre, ya sea natural o artificialmente.

La cuenca que ocupa toda la Laguna de Rocha es de unos 1150 km², con una pendiente de 0,009 %. Su forma en planta sugiere un proceso de maduración incipiente lo que indicaría un corto período de funcionamiento como laguna. Esta hipótesis se refuerza por

la amplitud de la zona de contacto con el mar y lo estrecho de su barra de cierre (Texeira, 1999)

Debido a las diferentes orientaciones de la costa y por lo tanto del ángulo de incidencia del oleaje, no todas las lagunas tienen los mismos mecanismos de formación, En el caso de la laguna de Rocha, se relaciona con los depocentros de origen marino sucedidos a lo largo del Holoceno o eventualmente en el Pleistoceno tardío posteriormente al descenso del nivel marino (Bossi *et al.*, 1997). La laguna se generó al retirarse la ribera oceánica y al formarse una barra de cierre sobre la cual, luego se estableció un cordón de médanos que permitió el aislamiento del agua dulce continental (Bossi *et al.*, 1997)

En la laguna de Rocha queda bien definida una paleo costa a + 5 m correspondiente a la máxima ingresión del Holoceno a 5,5 ka AP y la formación de un delta que actualmente está en la desembocadura del arroyo de las Piedras Blancas (Figura 1.16).

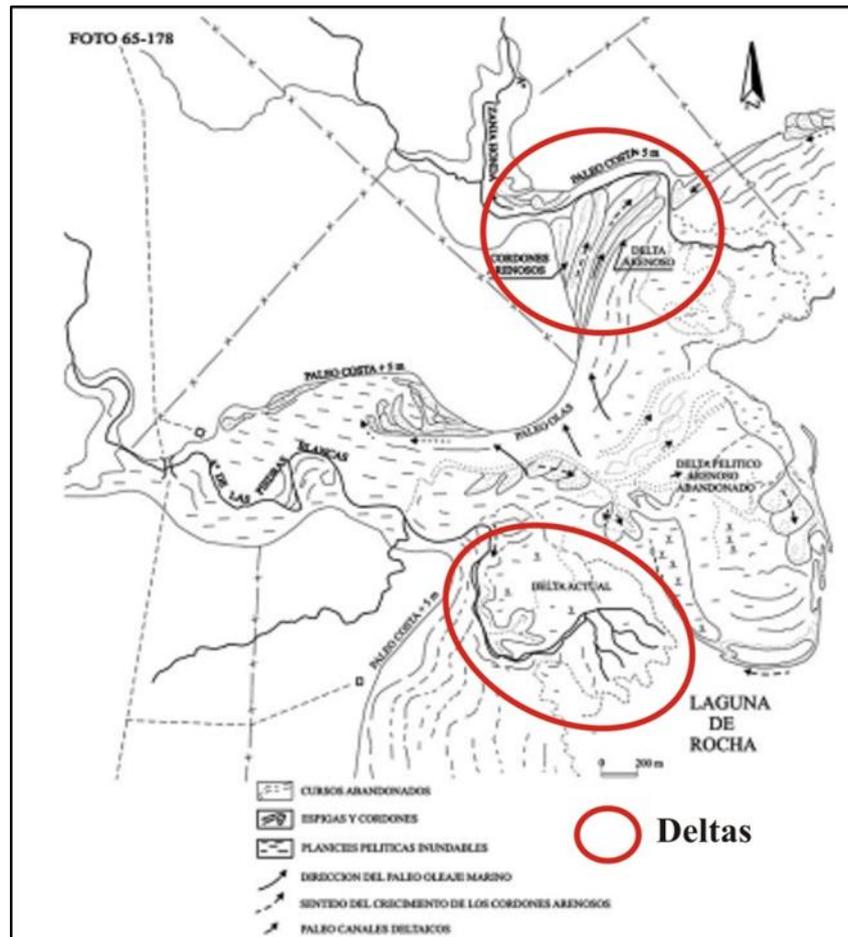


Figura 1.16 Formación de deltas (círculos rojos) al norte de la Laguna de Rocha, en las desembocaduras de los arroyos Las Conchas y Rocha (fotointerpretación de foto aérea 65-178 SGM) (Tomado de Bossi y Ortíz 2011)

En la Figura 1.17 se muestran las profundidades obtenidas mediante sucesivas transectas (De Álava *et al.*, 2015). Se aprecia una zona relativamente profunda de 1,5 m correspondiente a la zona central del cuerpo de agua; pero es aún mayor a la profundidad en la zona donde se conforma el canal principal de la laguna sobre su ribera occidental.

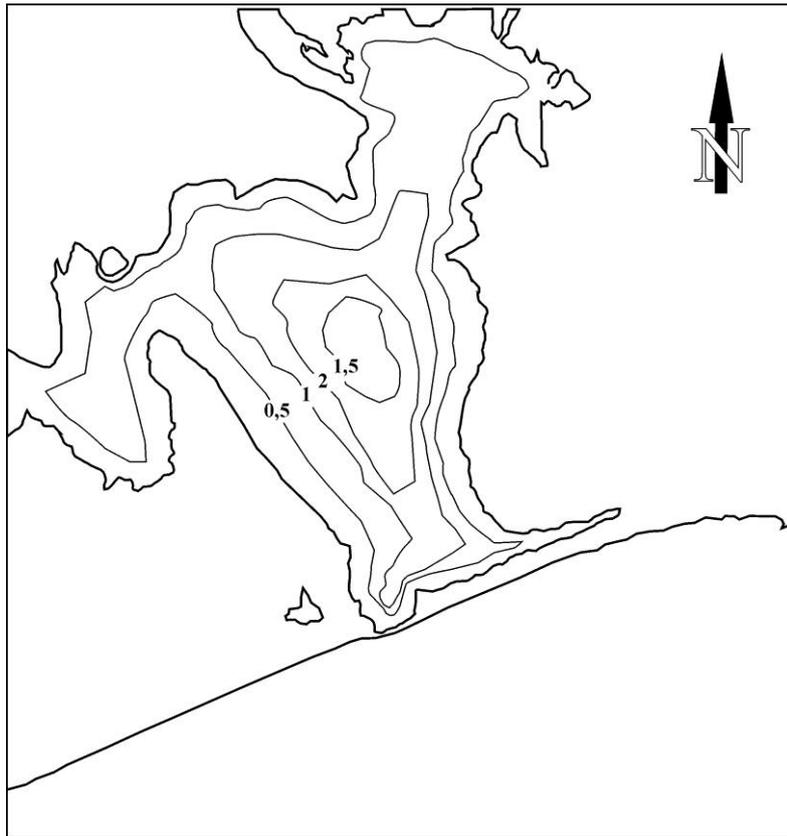


Figura 1.17 Detalle de la batimetría en metros de la Laguna de Rocha, tomada en condiciones de máxima crecida. Modificado de De Álava et al. (2015)

Luego a efectos de recabar información histórica acerca de los comportamientos de la barra y/o la apertura de esta, se recurrió a los registros históricos disponibles, los que abarcan un lapso de 154 años. Hay que considerar que la precisión y la falta de datos de topografía no permiten concluir fehacientemente cuál era el comportamiento de esta (Figura 1.18).

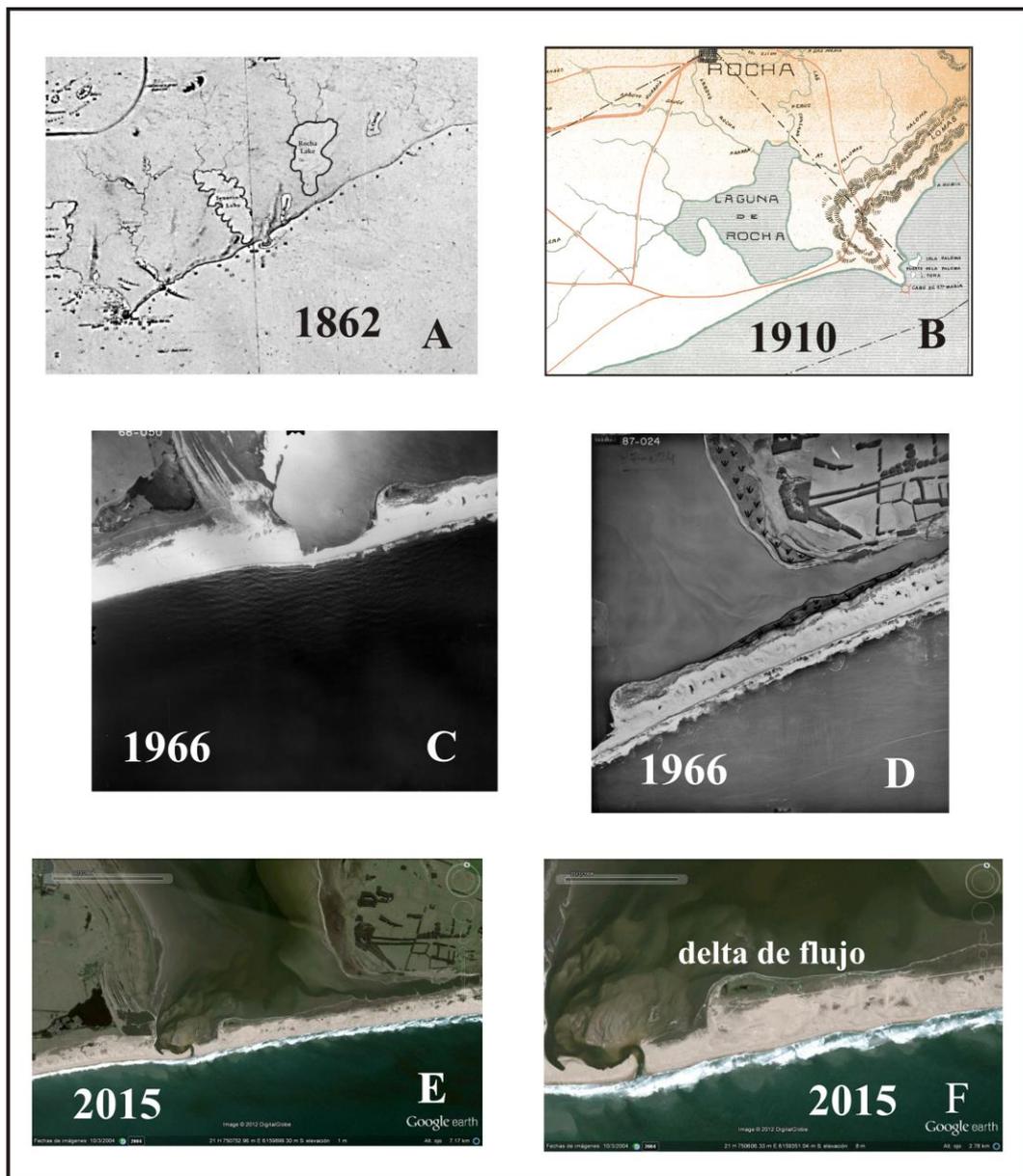


Figura 1.18 Evolución histórica de la barra de la Laguna de Rocha. **A** Primer registro de la “Carte Spherique” N°1569 del Almirantazgo Francés de 1862. **B** Primer relevamiento del SGM del Uruguay de 1910. **C** y **D** Foto aérea de 1966. **E** y **F** Foto satelital actual de Google Earth.de 2015.

También se puede apreciar que en las primeras representaciones topográficas no se mantenía fiel el perímetro real de la laguna y la apertura de la barra no se distinguía. Es razonable asumir que ambas ausencias eran producto tanto de la falta de precisión de los instrumentos de la época como la disponibilidad de datos acumulados y que en el período mencionado no debió haber habido mayores cambios morfológicos con el presente.

1.3.8.- *La apertura artificial de la barra*

La barra de la Laguna de Rocha no solamente se abre por acción de los procesos naturales antes mencionados, sino que además esta sufre los efectos de aperturas esporádicas de origen artificial (Conde *et al.*, 2019). Se tienen referencias orales de que la barra experimenta al menos desde la segunda mitad del siglo XX procesos de apertura artificial, inicialmente a pala por acción de cuadrillas de hombres y luego mediante el uso de maquinaria pesada. Estas aperturas respondieron a la necesidad de los ganaderos locales de controlar la cota de la laguna y por ende el avance de las aguas en las tierras de pastoreo.

Las aperturas se realizan incluso actualmente de forma estrictamente conveniente a los intereses de los actores mencionados sin tener en cuenta la situación física del binomio laguna-océano, especialmente a lo que respecta en la diferencia de cotas del momento y la geomorfología de la barra existente. En muchos casos la apertura se realiza en un momento en que el sistema laguna-océano está lejos del punto óptimo de apertura, lo que significa que no se alcanza la presión intralagunar óptima. La acción mencionada favorece un desajuste de las condiciones marinas adecuadas para mantener la apertura el tiempo necesario para restablecer su equilibrio. Esta situación impuesta desde el punto de vista hidráulico conduce a una pobre evacuación de sedimentos finos y muy finos desde el interior de la laguna al mar y favorece el ingreso de arenas desde el mar hacia el interior de la laguna.

Igualmente, la situación mencionada conduce al crecimiento cada vez mayor de bancos de arena en el interior del espejo de agua conformando una estructura deltaica muy compleja. El resultado de este proceso lleva a una reducción de la profundidad de la laguna en la zona en donde se produce la apertura, y con ello ello la

acreción de arena en la barrera que la separa del mar (barra) y por lo tanto a la necesidad de alcanzar una presión hidráulica interna mayor para que se llegue a la apertura natural de la misma.

1.4 Antecedentes geológicos

1.4.1. Geología de los alrededores de la laguna de Rocha

Actualmente a la luz de los conocimientos obtenidos se reconocen dentro del basamento cristalino uruguayo tres unidades tectonoestratigráficas mayores: Terrenos Piedra Alta (TPA), Nico Pérez (TNP) y Cuchilla de Dionisio (TCD), separados entre sí por discontinuidades tectónicas de primer orden. (Bossi *et al.*, 1998), (Figura 4.3). La laguna de Rocha se encuentra sobre el Terreno Cuchilla Dionisio (TCD), separado del Terreno Nico Pérez por la zona de cizalla Sierra Ballena. (Bossi *et al.*, 1998; Bossi y Gaucher, 2004; Figura 1.19).

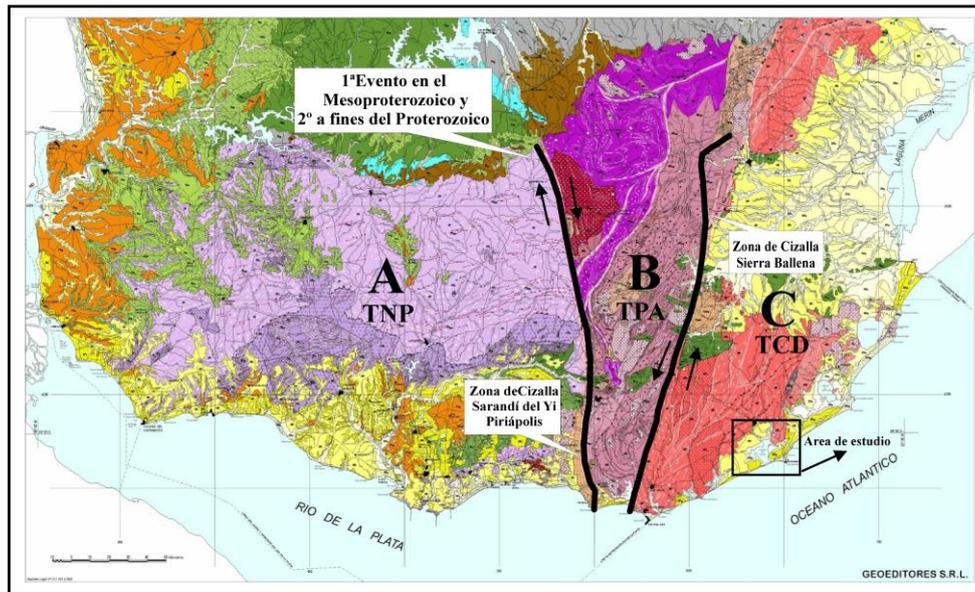


Figura 1.19 Carta geológica en donde se distinguen los terrenos más importantes que constituyen la geología del Uruguay **A**. Terreno Piedra Alta. **B** Terreno Nico Pérez y **C** Terreno Cuchilla Dionisio. En el recuadro se indican los eventos tectónicos que operaron en la Zona de cizalla Sarandí del Yí –Piriápolis (Bossi y Ferrando, 2001)

Las rocas más antiguas del Terreno Cuchilla Dionisio consisten en un núcleo de granulitas a ortogneises mesoproterozoicos denominados Complejo Cerro Olivo con fuerte retrabajamiento en el Brasiliano (Preciozzi *et al.*, 1999; Basei *et al.*, 2011; Lenz *et al.*, 2011). Estas rocas están en contacto hacia el E con la secuencia neoproterozoica de turbiditas de bajo grado metamórfico (metareniscas y metapelitas) de la Formación Rocha de edad 630 a 543 Ma, (Basei *et al.*, 2005). Las rocas precámbricas mencionadas constituyen el basamento de la cuenca sedimentaria de la laguna Merín (Figura 1.9), la cual preserva rocas ígneas asociadas al rifting cretácico en el Uruguay, así como una sección sedimentaria cenozoica (Cernuschi *et al.*, 2014).

1.4.1.1.-La Formación Rocha (Neoproterozoico)

Originalmente integró el denominado “Grupo Rocha” (Hasui *et al.* 1975). El Grupo Rocha (Bossi y Navarro, 1988), (Figura 1.20) consta de rocas metamórficas de

grado bajo a muy bajo, desarrolladas con rumbo general NNE, desde las ciudades de Rocha y La Paloma hasta las antiguas salineras ubicadas al norte de la laguna Negra (Figura 1.20). El borde occidental del grupo está definido por una falla NNE ubicada al pie de los cerros Aguirre, (Campal y Gancio, 1993) y denominada “Zona de Cizalla Laguna de Rocha” (Masquelín, 2006).

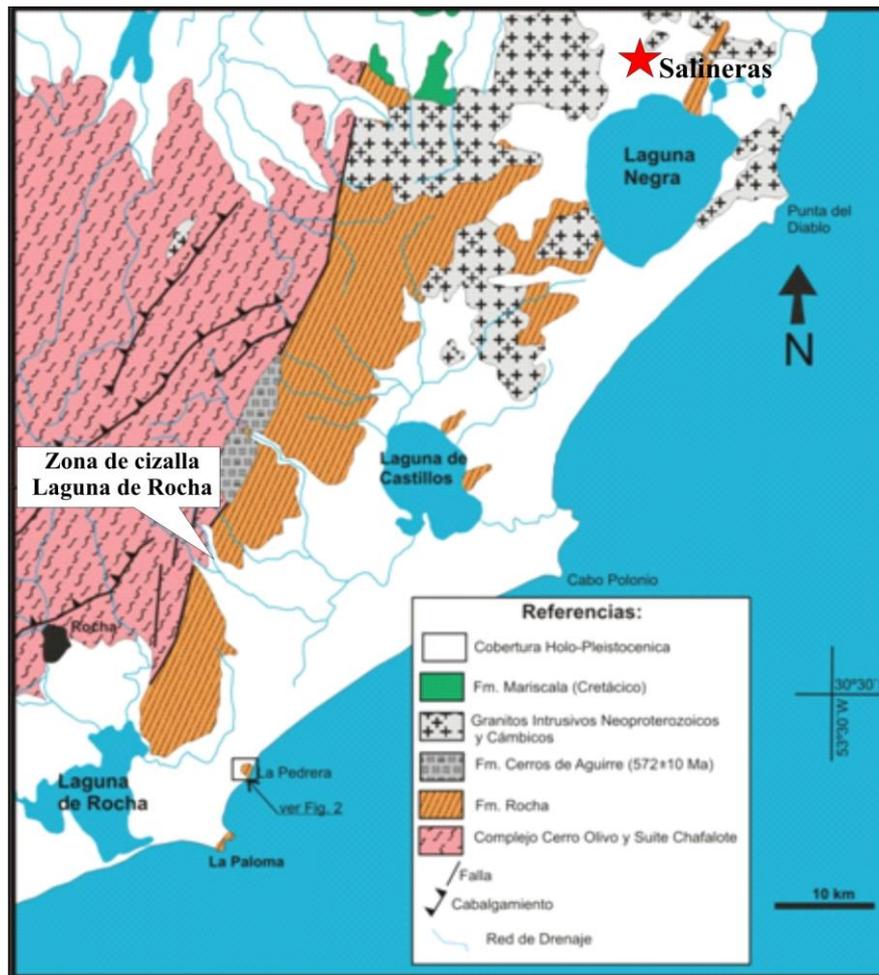


Figura 1.20 Carta geológica de la zona de la Laguna de Rocha mostrando la ubicación de la Formación Rocha, (Blanco et al., 2014)

Sánchez y Mezzano (1993) muestran una continuidad litológica desde la zona costera de La Paloma hasta la porción más occidental, por lo cual la Unidad Faro La Paloma (Fragoso Cesar et al., 1987) integra la referida unidad. En base a ello, estos autores proponen cambiar a las supracrustales de bajo grado pertenecientes al “Grupo

Rocha” (Bossi y Navarro, 1988) al rango de Formación, ya que estos materiales metasedimentarios se encuentran interestratificados a escala métrica, lo cual impide diferenciar formaciones. (Figura 1.21). Esta nomenclatura se ha mantenido hasta la actualidad (Blanco *et al.*, 2014).

En inmediaciones del faro de La Paloma se distinguen tres facies a) una dominada por las areniscas; b) otra con predominancia de pelitas; c) y la tercera con abundante intercalación de pelita arenisca. Éstas fueron localmente mapeadas por Gaucher y Cabrera (2007) y Menezes (2010), permitiendo determinar a la Formación Rocha como una asociación metasedimentaria turbidítica metamorfozada en facies de esquistos verdes, cuyos sedimentos posiblemente se hayan originado en una cuenca de retroarco o asociada a un arco magmático. (Figura 4.6)

En cuanto a la edad, la Formación Rocha presenta una edad máxima U-Pb SHRIMP de depositación de 629 +/- 27 Ma, de acuerdo al zircón detrítico más joven datado por Basei *et al.* (2005), y una edad mínima acotada por la edad de intrusión del granito de Santa Teresa de 543 +/- 5 Ma (U-Pb) (Basei *et al.*, 2013)



Figura 1.21 Metapelitas y meta-areniscas que se encuentran interestratificados a escala centimétrica, conforman la Formación Rocha. (Foto del autor)

1.4.1.2.-Formación Chuy y/o Barra del Chuy

Fue definida por Delaney (1963) y Goñi y Hoffstetter (1964) como Formación Chuy. Elizalde (1976) propone designar con el nombre de Formación Barra del Chuy a los sedimentos cartografiados como Formación Chuy integrados, por lo menos parcialmente, con las denominaciones de Paso del Puerto (Bossi *et al.*, 1975) y Chuy (Goso y Anton, 1974). Bossi *et al.* (1988) proponen denominarla Formación Barra del Chuy, basándose en que parece más lógico designar la unidad con el nombre de un punto de buena exposición y además muy cercano y homónimo. No obstante, ello, se considera en el presente trabajo mantener el nombre de Formación Chuy, aceptando como estratotipo y área tipo a la Barra del Chuy como proponen Bossi *et al.* (1998). Esta formación se correspondería con unidades de denominación similar de Delaney (1963, 1965, 1966, 1967a, b) y Goso (1972). Este último autor identifica tres episodios

designados, respectivamente, como Chuy I (Chuy inferior), Chuy II y Chuy III (Chuy superior). El último es el único que se correspondería lito-estratigráficamente con la Formación Barra del Chuy según Sprechmann (1978).

En su área tipo en la Barra del Chuy, la Formación Chuy está constituida por areniscas finas amarillentas, intercaladas con pelitas y paleosuelos (Gaucher y Schipilov, 1993). Los ambientes de sedimentación representados son principalmente transicional-marinos, como lo indican los foraminíferos y moluscos descritos de esta unidad (Sprechmann, 1978).

La Formación Chuy se desarrolla también en las costas de los departamentos de Maldonado y Canelones y en áreas de la Fosa Tectónica de la laguna Merín donde adquiriría su mayor espesor. Sin embargo, la falta de perforaciones a testigo corrido que permitan la elaboración de perfiles ambientales, el desconocimiento de la evolución tectónica y paleo ambiental del área, y la disponibilidad de datos puntuales, no ha permitido por el momento conocer las verdaderas características de la sedimentación allí desarrollada y sus relaciones con las unidades infra y suprayacentes. Parece aceptable que durante el Pleistoceno la zona en consideración debió constituir un área litoral atlántica en la que las características de la sedimentación dependieron tanto de las variaciones climáticas como del nivel del mar y de la tectónica local. Estos factores originaron secuencias sedimentarias de muy distintos ambientes: desde continentales a marinos, y no necesariamente de amplio desarrollo regional, lo que ha dificultado la resolución de la estratigrafía.

La información paleontológica es muy profusa y la recopilación de Sprechmann (1978) permitiría concluir que la sedimentación de esta unidad culminó en el Pleistoceno superior. Una síntesis reciente sobre la paleontología y edades absolutas de la Formación Chuy fue publicada por Ubilla y Martínez (2016).

1.4.1.3.-Formación Libertad

Definida y cartografiada por Goso (1965) y Bossi (1966), se extiende en el sur del territorio uruguayo y está descrita en la localidad homónima en el Departamento de San José. Geomorfológicamente genera superficies onduladas y presenta escasos afloramientos, debido a que se desarrollan suelos de gran potencia, exponiéndose en cárcavas y zanjas. Está formada por arcillas, limos arenosos, limos loésicos y arenas dispersas en una matriz fina (fangolitas), color pardo-rojizos, con concreciones de CaCO_3 friables o masivas. Esta unidad se ha vinculado a los depósitos conocidos como “Pampeanos” en el sentido de Jones (1956) y Caorsi y Goñi (1958), por lo cual se le ha atribuido una gran riqueza paleontológica, pero en la práctica no ha sido verificada (Ubilla y Perea, 1999). Esta se desarrolla discordantemente en el S sobre distintas litologías del Terreno Piedra Alta y sobre las formaciones Fray Bentos, Raigón y Chuy principalmente y ocupa una extensión considerable en los departamentos del SW del país, desapareciendo gradualmente hacia el N. Se han presentado serias dificultades para su identificación, debido principalmente al tipo y tamaño de afloramientos existentes en su área de ocurrencia, y a su similitud litológica con productos actuales de alteración edáfica, desarrollados sobre basaltos y litologías graníticas (Bossi *et al.*, 1998). (Figura 4.10)

Hoy se acepta que en la Formación Libertad deben incluirse solamente las lodolitas macizas pardas friables con arena gruesa dispersa y con constante presencia de carbonato de calcio. En ésta debe distinguirse la presencia de concreciones huecas, ovoides o ramificadas en formas variadas, incluso pulverulentas de minúsculos cristales de yeso, también con un rasgo casi omnipresente (Bossi y Navarro, 1988).

La composición mineralógica de la fracción arcillosa consiste en illita como netamente dominante, interestratificados 10-14 Å en segundo término y montmorillonita

menos abundante pero siempre presente (Bossi y Navarro, 1991). Las condiciones de sedimentación se han interpretado como el deslizamiento de materiales de origen eólico, en un clima de pluviosidad concentrada. (Bossi y Navarro, 1988) ubican en litologías de la Formación Libertad abundantes microfósiles de *Toxodon*, *Typhoterium*, *Glyptodon*, *Macrauchenia* y *Panochtus*, en base a los cuales se le asigna una edad Pleistocénica superior a media (Ubilla y Perea, 1999; Martínez y Ubilla, 2004; Ubilla y Martínez, 2016). En base criterios estratigráficos se asume que la Formación Libertad se ha depositado en el Pleistoceno Inferior y Medio y se ha relacionado con un ambiente continental, coincidente con períodos glaciales. Las condiciones climáticas habrían variado, de un clima frío y seco (Libertad I), a un clima cálido y húmedo como lo propuesto por Goso (1972).

1.4.1.4.-Formación Dolores

Esta unidad fue definida por Anton y Goso (1974) en los alrededores de la ciudad homónima en el SW del Uruguay, su potencia no supera los 10 m. (Preciozzi *et al.* 1985, Bossi y Navarro 1988) cartografiaron con mayor desarrollo areal esta unidad en la cuenca de la laguna Merín, (Montaña y Bossi 1995), durante relevamientos en detalle. Consiste en lodolitas masivas y friables de color pardo con locales tonos gris verdosos. La granulometría es variable pero siempre fina, con contenido en limo relativamente constante entre 35 y 47 %. El rasgo dominante para su identificación es de corte geomorfológico, porque en ella se determinan planicies con mínimas ondulaciones y pendientes inferiores a 1/1000. Se le considera como del Pleistoceno tardío a Holoceno y con frecuencia a condiciones de clima frío vinculadas al último episodio glacial (Martínez y Ubilla, 2004).

Se vinculan a esta unidad quelonios, mamíferos y moluscos de agua dulce, todos característicos del Pleistoceno tardío (Ubilla y Perea, 1999), los cuales poseen edades radiocarbónicas acotadas al intervalo 11650-10500 a. AP (Ubilla *et al.*, 1999; Ubilla y Martínez, 2016). Según Ubilla y Martínez (2016), la Formación Dolores se correlaciona con el Miembro Guerrero de la Formación Luján en Argentina.

	Goñi & Hoffsteter, 1964	Goso & Bossi, 1966	Goso 1972	Bossi et al. 1975	Preciozzi et al. 1985	Navarro 1990	Bossi & Navarro 1991	Bossi et al. 1998
Holoceno	Post-Arazatí	Arenas costeras, dunas y turba	Reciente	Reciente	Reciente	Paso de los Loberos	Regresión Reciente Limolitas Pta. de los Loberos	Rodados del Uruguay Aluviones, Dunas
	Vizcaíno			Vizcaíno	Villa Soriano	Limolitas de Carrasco	Limolitas de Carrasco	Villa Soriano
Pleistoceno	Chui		Villa Soriano	Libertad	Villa Soriano	Villa Soriano	Villa Soriano	Dolores
		Vizcaíno 2	Dolores			Dolores	Dolores-Sopas	
		Libertad	Chuy III	Las Arenas	Dolores	Chuy II	Chuy III	Barra del Chuy
			Libertad II					
			Chuy II					
			Libertad I					
		Chuy I						
		Vizcaíno 1	Las Arenas			Libertad	Chuy II	
			Salto-Raigón	?	Las Arenas		Libertad	Libertad
			Paso del Puerto	Salto	Libertad	Chuy I	Libertad	Libertad
			Camacho		Chuy		Chuy I	Salto Raigón
				?				

Marino
No explicitado
Continental

Figura 1.22 Tabla comparativa estratigráfica de las distintas interpretaciones del Holoceno y Pleistoceno del Uruguay. Tomada de Martínez y Ubilla (2004).

1.4.1.5.-Formación Villa Soriano

Esta unidad marina de edad holocena no fue observada en la cartografía geológica del área, aunque Inda et al (2006) y Ubilla y Martínez (2016) mencionan su ocurrencia dentro de la laguna de Rocha. La Formación Villa Soriano cubre varias unidades

geológicas (rocas proterozoicas, unidades continentales oligocenas y cuaternarias, formaciones Fray Bentos y Libertad) o sedimentitas marinas del Mioceno (Formación Camacho). En la parte superior, solo tiene sedimentos o suelos recientes, un hecho que sugiere una edad del Holoceno, que se ve confirmada por las edades del ^{14}C obtenidas. (Martínez *et al.*, 2006, 2013).

Hay dos grupos principales de facies: uno arenoso, representado por la orilla y el otro mayormente pelítico, generado en ambientes de circulación restringida de agua, como sistemas de lagunas, islas e islas o bahías muy cerradas. La composición faunística es concordante con estos tipos, y en los depósitos pelíticos es común encontrar bivalvos en posición de vida. Ambas facies son relativamente delgadas; el espesor de la formación es, según algunos autores, hasta 20 m en el subsuelo, pero los afloramientos generalmente no son más potentes que 5 m. Debido a su delgadez y extensión, esta unidad se mapea en escala solo a 1: 100.000 o más detallado según Spoturno y Oyhançabal (2012).

Los equivalentes regionales de Villa Soriano son el Grupo de Formación Patos en Rio Grande do Sul (Brasil) (Forti Esteves 1974; Martínez 1990), y los depósitos "querandinense" y "platense" de Argentina (actualmente con varios nombres locales; (Martínez *et al.* 2006, 2013).

La Formación Villa Soriano puede diferenciarse de las litologías de la Formación Chuy, tomando diversas características como se indica en la Tabla 1.

Característica	Fm. Chuy	Fm. Villa Soriano
Contacto superior	Fm. Dolores	Suelo o dunas actuales ¹
Cotas de ocurrencia	47 a -120 m en el área de estudio.	0 a 6 m Maldonado-Rocha ^{1,2} . Dentro de Laguna de Rocha: -3.5/-5.7 m según ³
Litologías	Areniscas finas-muy finas, arcillitas verdes	Arcillas grises, arenas gruesas a muy finas ⁴
Costras de ferrificación y concreciones hematíticas	Comunes y típicas ^{1,5} también en las secciones estudiadas	No se conocen
Abundancia de bivalvos	Raros, restringidos a intervalos específicos	Abundantes, típicos ¹
Potencia	Hasta 10 m medidos en barrancas y 135 m en pozos del área	<5 m en afloramiento, hasta 20 m en pozos ¹

Tabla 1 Comparación entre las formaciones Chuy y Villa Soriano. Referencias: (1) Ubilla y Martínez (2016), (2) Bracco et al. (2011), (3) Inda et al. (2006), (4) Ubilla y Martínez (2016) y Bossi y Ferrando (2001), (5) Goñi y Hoffstetter (1964).

1.4.2. Registro sedimentario de la laguna de Rocha

La laguna de Rocha como cuenca endorreica es depositaria de sedimentos de la cuenca afluente a través de los arroyos que desembocan en ella como canales. Dentro de la misma se extrajeron corers del fondo para la realización de dataciones de ¹⁴C (Figura 1.23; García Rodríguez et al., 2004; Inda et al., 2006).

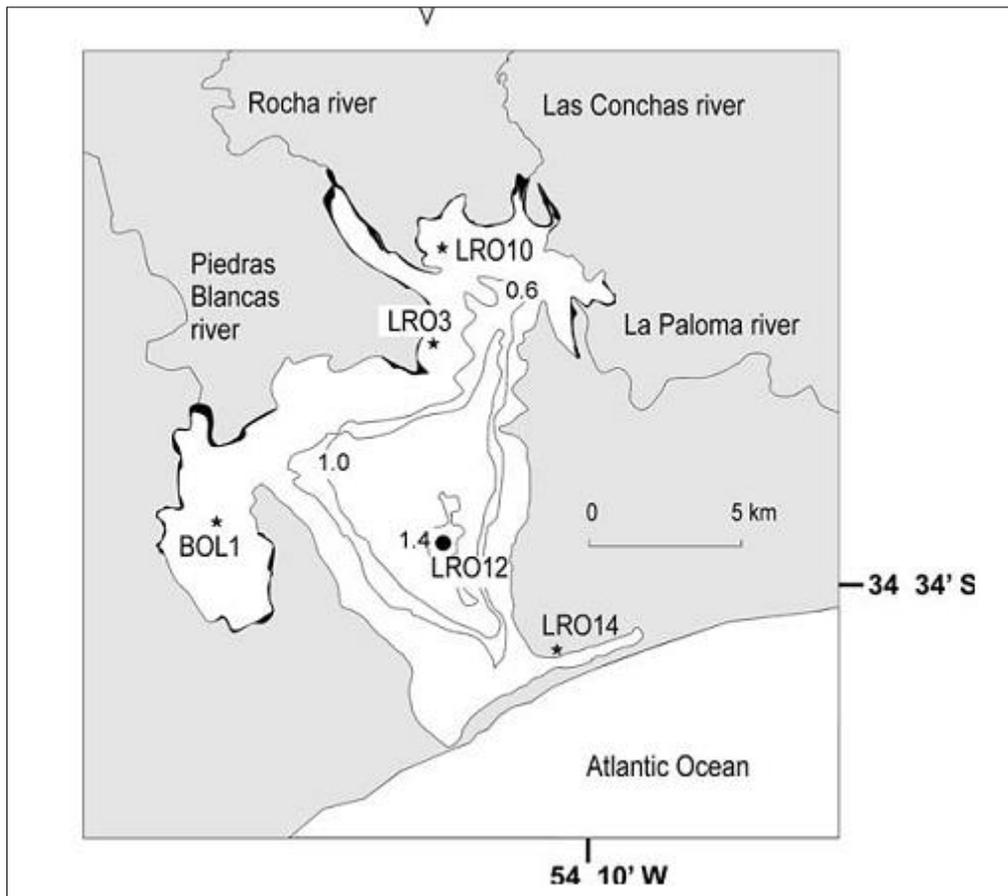


Figura 1.23 Detalle de ubicación de los puntos de muestreo seleccionados para la extracción de muestras para datación mediante ^{14}C . (Tomado de Inda et al. 2006)

Se llevaron a cabo dataciones por el método ^{14}C , tanto con la técnica convencional como mediante el uso de AMS. La profundidad corregida en función a la cota 0 correspondiente al NMM, al igual que la edades expresadas en ka (Tabla 2).

Muestra	Cota m	Edades ka	Ambiente de sedimentación
LRO-10	-0,73	4066+/- 177	Salobre a dulceacuícola
LRO-10	-2,4	8860+/- 310	Marino somero
LRO-12	-5,8	5269+/- 233	Marino somero
LRO-12	-7,1	6209+/- 170	Marino somero
LRO-12	-8,0	7207+/- 620	Marino somero
LRO-14	-2	15187+/- 376	Marino bahía abierta
LRO-14	-3,5	19030+/-770	Continental

Tabla 2, Profundidades y edades obtenidas de los puntos de muestreo de la Laguna de Rocha, (García Rodríguez et al., 2004)

Del ploteo de dichas edades y profundidades resulta (Figura 5.11), en la que se observa que la tasa de depositación es de hasta 1,82 mm/año, Inda *et al.* (2006) realizaron un análisis paleontológico de los sedimentos finos centrado en la identificación de silicofitolitos y diatomeas, de las cuales se encontraron 137 especies diferentes. En base a dichos elementos se estableció que la laguna comenzó en el Pleistoceno tardío, como un cuerpo de agua salina a salobre, para luego pasar paulatinamente al actual régimen dulceacuícola.

1.5 Evolución Geológica Regional

1.5.1 Evolución pre-Cuaternario

La estructura geológica del Departamento de Rocha consiste en un zócalo cristalino, que se vuelve relativamente estable hacia 530 Ma, luego de haber experimentado desplazamientos sub-horizontales de bloques rígidos a lo largo de fallas de rumbo NNE. No hay registro de actividad geológica entre 530 Ma Cámbrico (Bossi y Gaucher, 2014) y 160 Ma (Jurásico). Durante ese largo período, el subsuelo del Departamento de Rocha forma parte del bloque denominado "Supercontinente de Gondwana" y por lo tanto se mantiene estable (Bossi *et al.*, 1995; Figura 1.24).

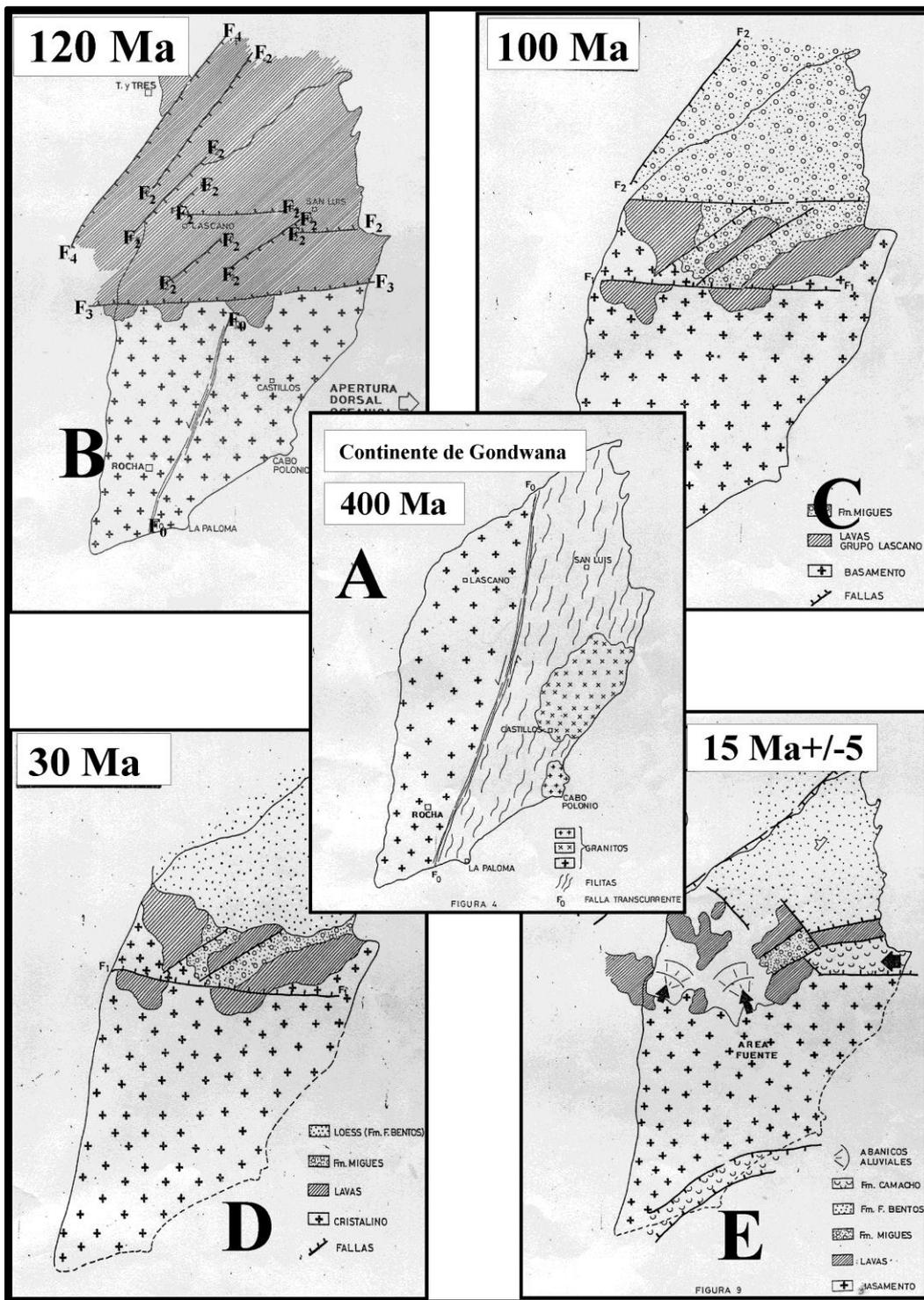


Figura 1.24 Croquis idealizado de la estructura y evolución geológica del departamento de Rocha. Modificado de Bossi et al. (1995). Figura A durante el Devónico. En (B) se presenta un esbozo de la estructura geológica supuesta para el Departamento hace 120 Ma. En (C) se señala la distribución de rocas deducida para la zona hace 100Ma. En D y E se muestra una reconstrucción paleogeográfica correspondiente al departamento de Rocha en donde se aprecia (en la figura de la derecha) las áreas fuente de los loess de la Formación Fray Bentos.

Luego de esta cratonización cámbrica, el primer evento geológico detectable es un importante derrame de lavas, de composición muy variada: basaltos, andesitas, dacitas, ignimbritas. Este vulcanismo se asocia a las primeras enormes fracturas generadas en los preámbulos de la apertura del Océano Atlántico (Bossi *et al.*, 1995). Estas lavas, datadas por método K/Ar (Bossi y Umpierre, 1975) resultaron de edades entre 150 y 130 Ma (Bossi *et al.*, 1995), determinando así la edad de las primeras fracturas que terminaron por fragmentar el paleo-continente de Gondwana.

En la Figura 1.24 (B) se esboza la estructura geológica supuesta para el Departamento hace 120 Ma (Bossi *et al.*, 1995). El borde norte actual del afloramiento de estas lavas marca el desarrollo de otra serie de fracturas que posibilitan el hundimiento en fosa tectónica del tercio septentrional del Departamento. Dicho hundimiento se hace muy importante en el río Cebollatí (perforación en Puerto Gómez, Departamento de Treinta y Tres), donde los basaltos presentan un espesor superior a 1100 m y están cubiertos por 222 m de sedimentos más jóvenes (Bossi *et al.*, 1995).

El hundimiento experimentado entre 150 y 120 Ma ha sido superior a 1000 m, indicando una subsidencia mínima de 0,03 mm/año (Bossi *et al.* 1995) lo cual se considera una tasa reducida para los valores normales. Bossi *et al.*, (1995) propusieron que la evolución subsiguiente consistió en una profundización de la porción central de la fosa, lo que coincide actualmente con el extremo norte del Departamento. Las fallas F₃F₃ y F₄F₄ de la Figura 1.24 (B), probablemente simultáneas, delimitan la zona activamente hundida durante el Cretácico Inferior (Wealden 120-110 Ma). En este lapso se acumularon 65 m de sedimentos pertenecientes a la Formación Mígués, con una tasa de subsidencia de 0,0005 mm/año. En la Figura 1.24 (C) se señala la distribución de rocas deducida para la zona hace 100 Ma. En toda la zona norte del Departamento de Rocha estos sedimentos cretácicos fueron cubiertos por limos eólicos en un espesor del orden de 90 m, durante un

lapso de no más de 20 Ma en el Oligoceno (40-20 Ma; Figura 1.24 (D y E). Esto indica la presencia de condiciones continentales con clima árido y una subsidencia de 0,004 mm/año (Bossi *et al.*, 1995). Durante el Mioceno medio se registra la ingresión Entrerriense, representada por la Formación Camacho, atravesada por el pozo Chuy entre los 113 y 130 m de profundidad (Sprechmann, 1978). Un perfil muy similar se perforó al norte de la ciudad de La Paloma para la cuenca de la laguna Merín. En el mismo se apreció que en 20 Ma un hundimiento promedio de 102 m, dando una tasa de subsidencia de 0,005 mm/año (Bossi *et al.*, 1995) (Figura 1.24).

1.5.2.- Evolución geológica más reciente en el Cuaternario

Bossi y Navarro (1991) y Bracco *et al.* (1995) resumen desde el punto de vista de la evolución geológica del área desde el Terciario, como marcada por 10 episodios relativamente bien registrados en la zona o en otras partes del país que son:

1- El zócalo cristalino cratonizado hace 530 Ma se mantiene como bloque continental no inundado hasta hace aproximadamente 15 Ma.

2- Durante el Pleistoceno y el Holoceno se repiten subsidencias de un bloque de 35 km. en sentido ENE, 10 km. en sentido NNW y más de 100 m de profundidad.

3- La glaciación, al comienzo del Cuaternario, sometió a la región a condiciones áridas y frías que provocaron el arrastre coluvial de los suelos formados durante el interglacial del Plioceno. Se produjeron coluviones limosos más o menos gravillosos y lentes de arcillas verde grisáceas (Montaña y Bossi 1995.).

4- En el siguiente interglacial (*Mindel-Riss; 180-250 ka años B.P; OIS 7*) el clima era templado, se formaron suelos, pero la zona era lo suficientemente elevada como para

no permitir el ingreso del agua marina. Para las curvas mundiales el nivel de los mares estaba muy por encima del actual.

5- La posterior glaciación (*Riss*, alrededor de 150 ka años BP; OIS 6) permite coluviar los suelos y se formaron limos que no tienen registro identificado en la zona (Montaña y Bossi 1997).

6- El interglacial siguiente (*Riss-Wurm*; 80-110 ka años B.P; OIS 5.3) trajo temperaturas más benignas, con formación de suelos y desarrollo de vegetación, pero no se produjeron ingresiones, excepto algún episodio de lo que se denomina Formación Chuy y escarpas arenosas a cota +20 m sobre el N.M.M., erosionando casi completamente los materiales acumulados.

7- El siguiente período glacial (*Wurm*; 10-60 ka BP; OIS 3) permite coluviar suelos por la aridez del clima con lluvias concentradas y depositar limos, faltando aún lograr dataciones precisas con técnicas ^{14}C AMS que en Uruguay no están disponibles. Bracco *et al.* (1994) estiman en el entorno de 45 ka BP la edad de los fósiles.

Ello permitió la formación de suelos, con el desarrollo de vegetación y erosión reducida e ingresiones marinas hasta cota +10 m.S.N.M. las cuales en varias partes de la Argentina fueron datadas en el entorno de los 35 ± 5 ka BP. (Cortelezzi, 1977; Fidalgo, 1979; Schnack *et al.*, 1982; Dangavs, 1983; González *et al.*, 1984; Espinosa *et al.*, 1984; Isla *et al.*, 1986)

8- El actual interglacial (*Flandriense* 12 +/- 3 ka BP, OIS 2) hizo ascender el nivel de los mares a más de 100 m hasta llegar a la cota actual.

En el continente el clima era árido y frío, con vegetación rala, permitiendo la coluviación de los suelos del interglacial anterior. Los limos formados en esta época se denominaron Formación Libertad (Bossi y Navarro, 1991). Para ese entonces el Río de la Plata no existía como tal, existiendo en cambio una gran llanura cruzada por ríos y

arroyos afluentes del antiguo cauce del río Uruguay/Paraná, próximo y concordante con la costa actual del Uruguay (Lopez Laborde y Nagy, 1999). Desde entonces y hasta ahora el nivel general de las aguas sube, generando varias ingresiones episódicas a cotas +5 +2,5 y +2 m. sobre el actual nivel medio del mar con un máximo hace 5 a 6 ka (Bracco y Ures, 1998; Martínez y Rojas, 2013).

1.6 Datos gravimétricos

Desde 1973, año en que se realizó el primer estudio gravimétrico a cargo del Servicio Geográfico Militar, se conoce la anomalía gravimétrica existente en la Laguna Merín, la cual fue publicada inicialmente en la Carta Gravimétrica provisoria (Figura 1.25)

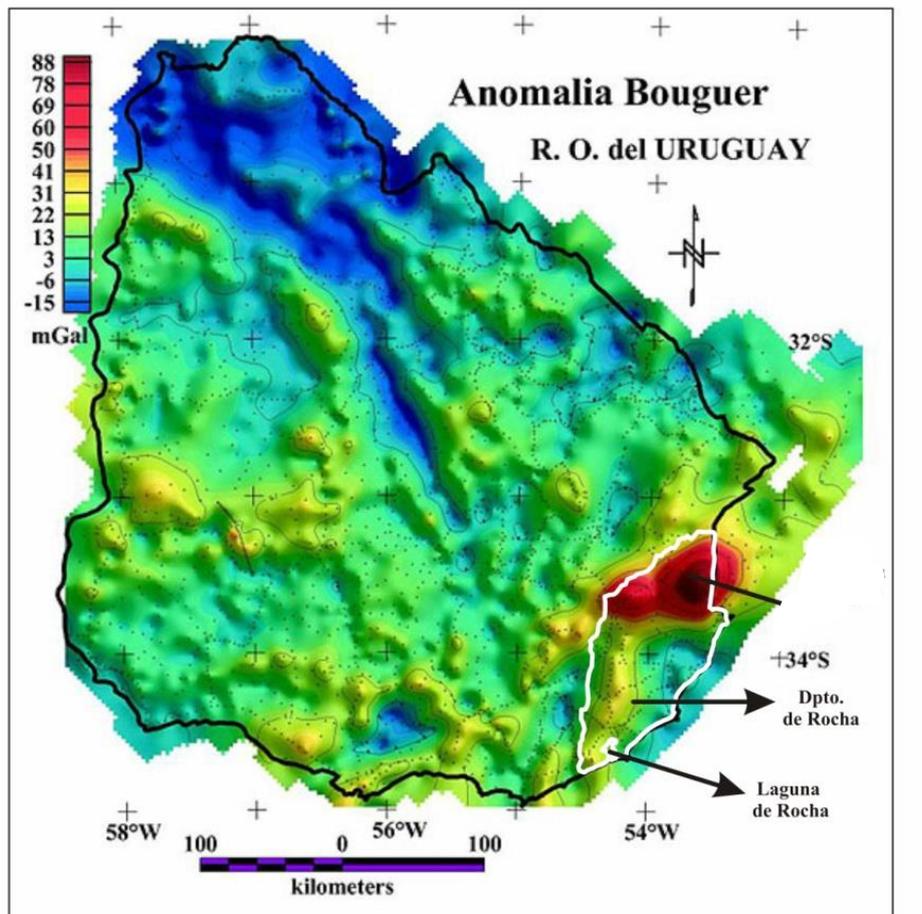


Figura 1.25 Carta gravimétrica del SGM., con agregados del autor, señalando en blanco la ubicación del Departamento de Rocha, la laguna homónima y la anomalía.

La anomalía gravimétrica está situada próxima al extremo sur de la laguna Merín sobre la frontera con Brasil (Figuras 1.25 y 1.26) Se destaca con un ancho de entre 40 a 80 km y una amplitud de más de 100 m Gal, como uno de los fenómenos más notorios de este tipo a escala mundial, observable en una extensión de más de 100 km con una anomalía principal, casi circular, en el este y una continuación hacia el oeste. Su rumbo WSW-ENE corta la costa oriental emergida del continente en un ángulo agudo. Hacia el sudeste existe aparentemente otra adicional, más débil, sobre la plataforma continental (Figura 1.26).

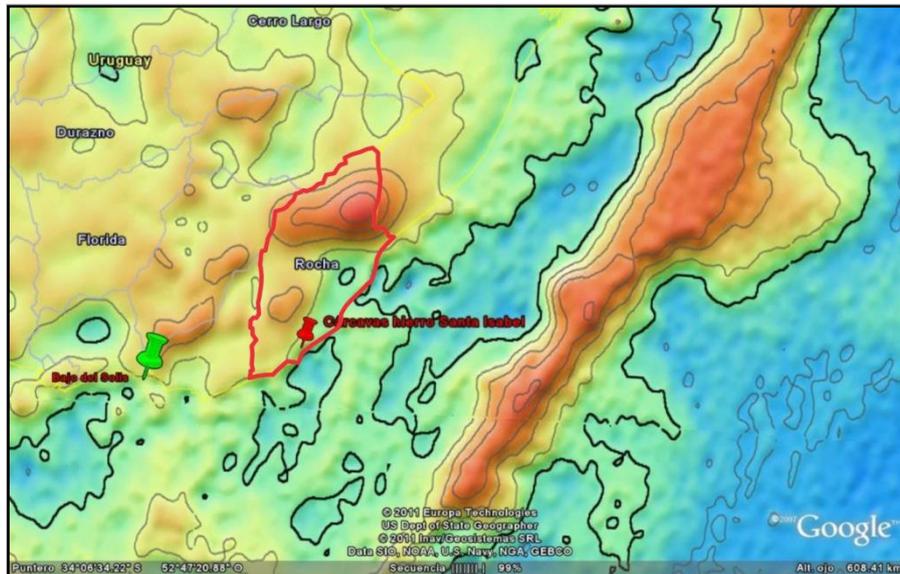


Figura 1.26 Sobreimposición del contorno del Departamento de Rocha sobre el territorio del Uruguay y de la zona de La Paloma dentro de éste. La escala y alcance permite observar la anomalía similar, pero sobre el fondo oceánico próximo. Ésta se encuentra sobre la isobata correspondiente a los 500 m al pie del talud continental (USGS, NOAA, US Department of Geography y Google Earth pro®)

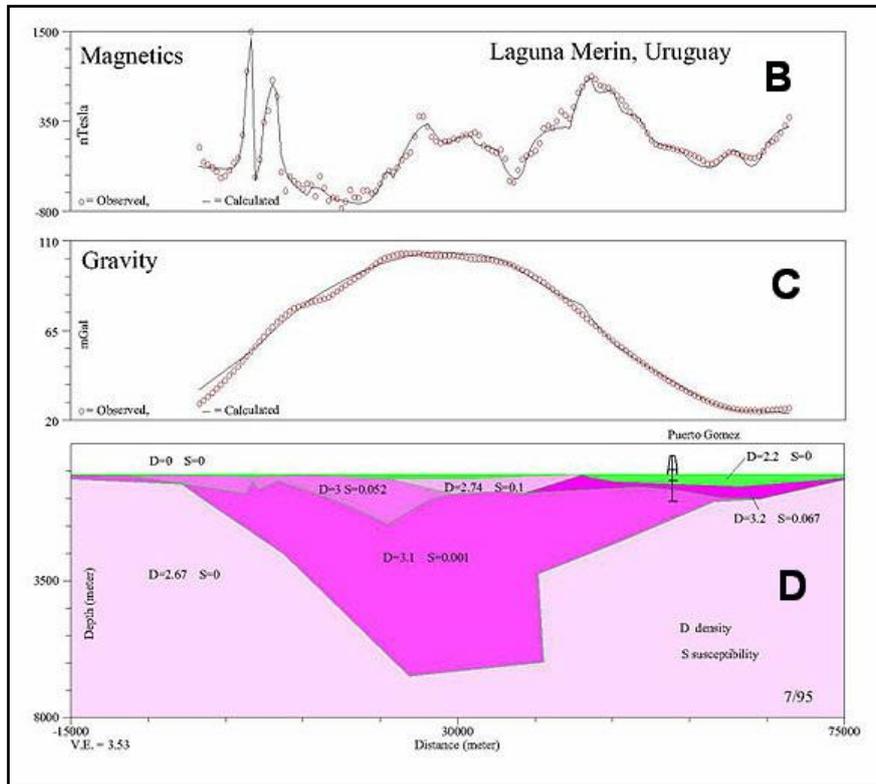
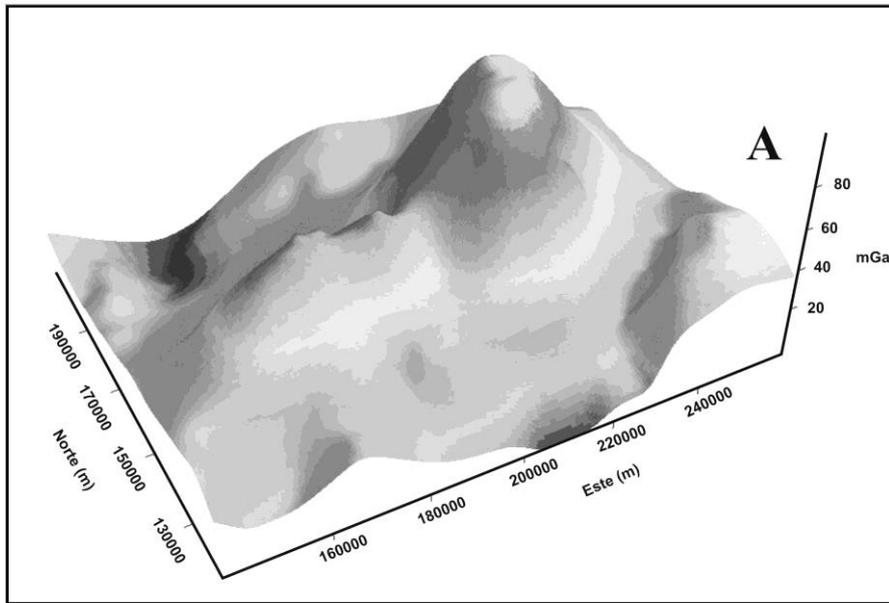


Figura 1.27 La Figura A corresponde a una representación modelada de la anomalía gravimétrica de Bourger de la cuenca de la laguna Merin, y en B, C y D se muestran los perfiles magnéticos y gravimétricos del área (tomado de Reitmayr, 2001)

Reitmayr (2001) adjudica una anomalía gravimétrica de tal magnitud a masas adicionales enormes. Sus estimaciones respecto de dichas masas llegan a valores de más

de 2×10^{13} toneladas de sobrecarga, correspondientes, por ejemplo, a un cubo con una longitud de lado de 3.8 km y un contraste en la densidad con respecto a su entorno de 0.4 g/cm^3 , lo que debería causar una deformación de la corteza terrestre por el exceso de masas (Figuras 1.27 y 1.28).

La anomalía gravimétrica se encuentra en un bajo topográfico. La zona se distingue por muchas áreas acuáticas y pantanosas como son los bañados de Rocha. Es posible que haya una subsidencia de la superficie terrestre por la existencia de masas adicionales. Los sedimentos en el área mencionada llegan a 200 m de espesor como se verificó también en base a la magnetometría (Ellis y Turner, 2006).

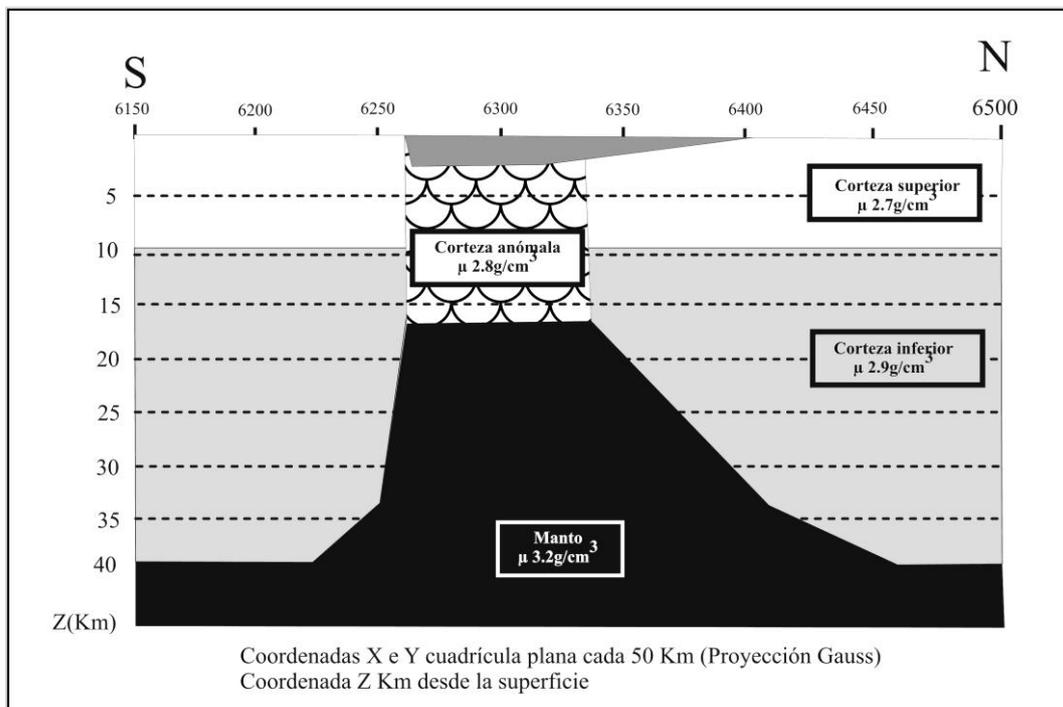


Figura 1.28 Modelación del terreno en un corte NS y arreglo de masas que explicarían el comportamiento de la anomalía de la Laguna Merín, en la cual se aprecia que una corteza anómala sobreyace al manto y genera un hundimiento en la zona. Dibujo y notaciones modificadas de Bossi et al. (2011)

1.6.1.- Isostasia

De acuerdo a las consideraciones anteriores podemos asumir que un proceso significativo observado al menos durante el Cretácico hasta el presente es el de la isostasia, aunque no es posible afirmar si este proceso ha sido continuo. Esto comprendería un hundimiento de la porción NE de lo que hoy es el Departamento de Rocha y el consiguiente levantamiento de la porción distal SW del mismo (Introcasso y Schipilov, 1995; Figura 1.29).

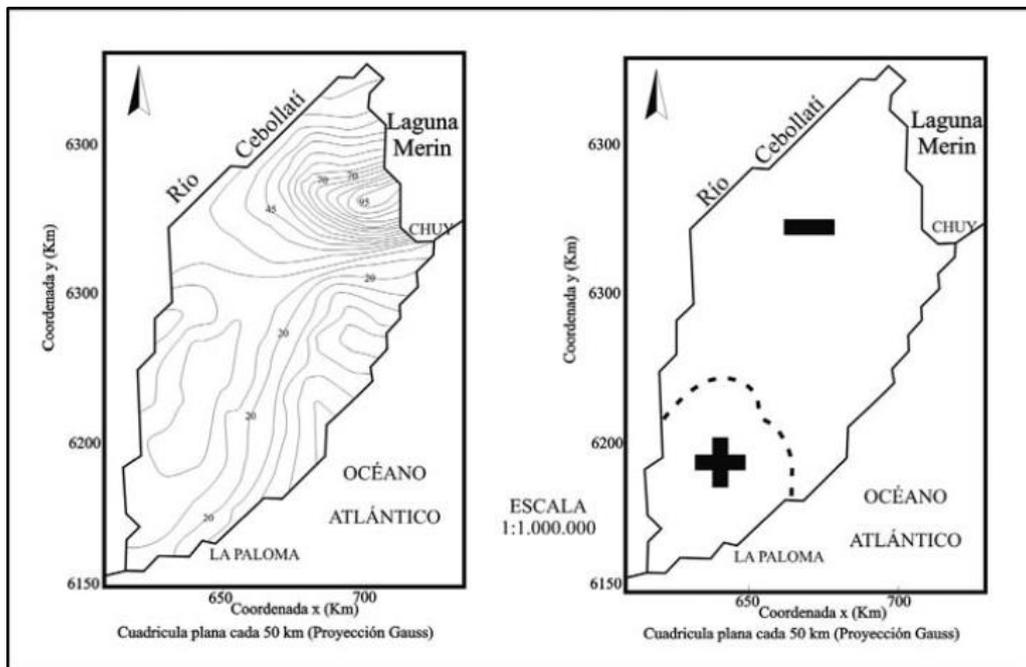


Figura 1.29 Croquis idealizado en grandes términos que explicaría la basculación del Departamento de Rocha originada como resultado del rebote isostático de la anomalía de la Laguna Merín, en donde el signo (+) indicaría elevación del terreno y el (-) lo opuesto. Tomado de Bossi y Ortiz (2011).

Este fenómeno de arreglo isostático es verificable en otras partes del Departamento de Rocha y tendría como consecuencia visible un avance de las costas en la laguna Merín. Son coherentes con dicho fenómeno también, la presencia de planicies

de Chenier en la laguna de Castillos, la formación de “lagunas guachas” (Montaña y Bossi 1995) y el cierre de la barra en proceso en la laguna Garzón (Bossi *et al.*, 1997) (Figuras 1.30 y 1.31).

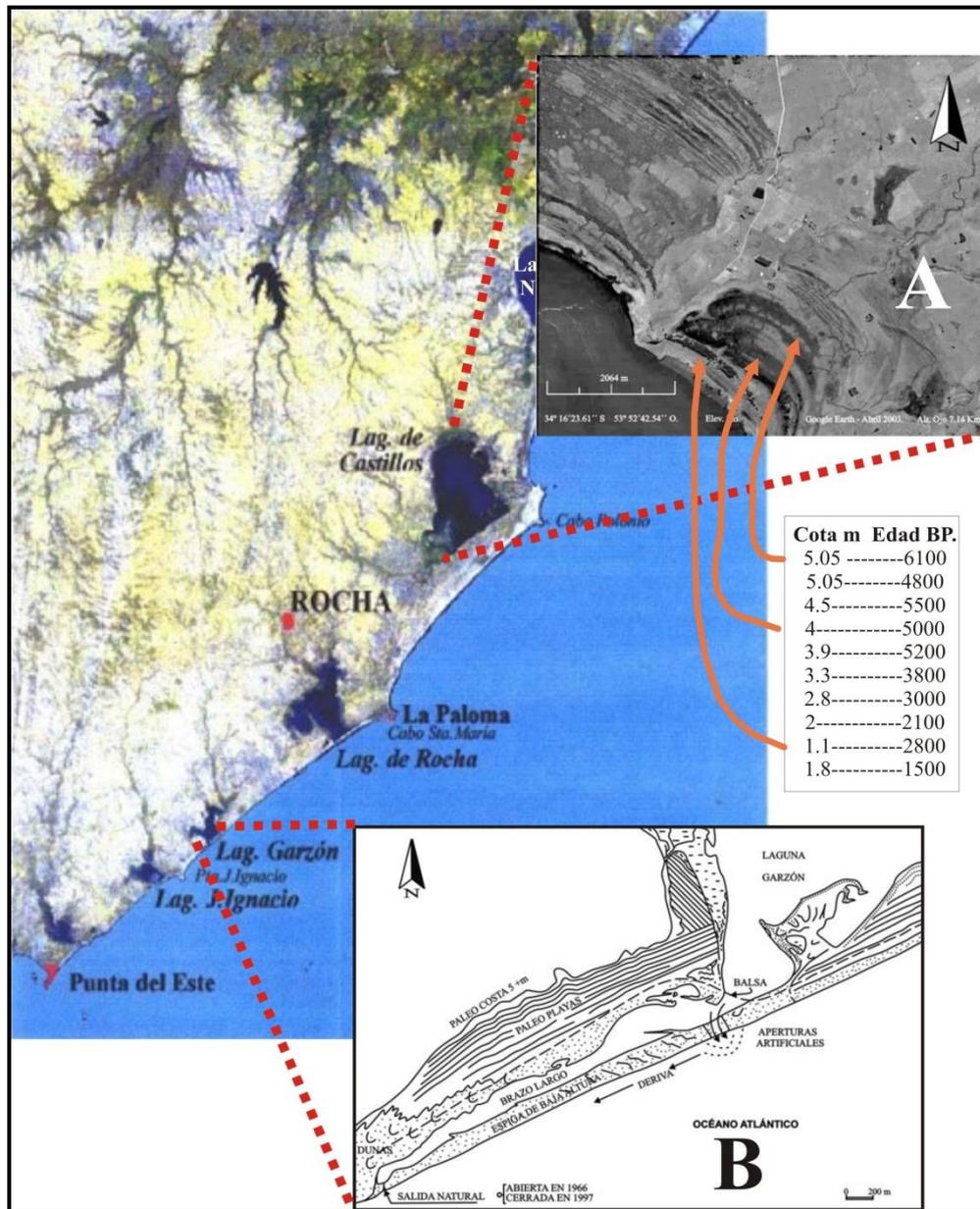


Figura 1.30 Evidencias de retroceso de la línea de costa en el Departamento de Rocha **A** Planicies de Chenier en laguna Castillos, **B** espiga de cierre de la laguna Garzón hacia el SW y paleo playas. Modificado de Bossi *et al.* (2011). A la derecha está la tabla con edades medidas mediante el método de ^{14}C vs. cotas realizadas en las distintas crestas de la planicie de chenier de la laguna Castillos (-tomado de Bracco y Ures, 1998).

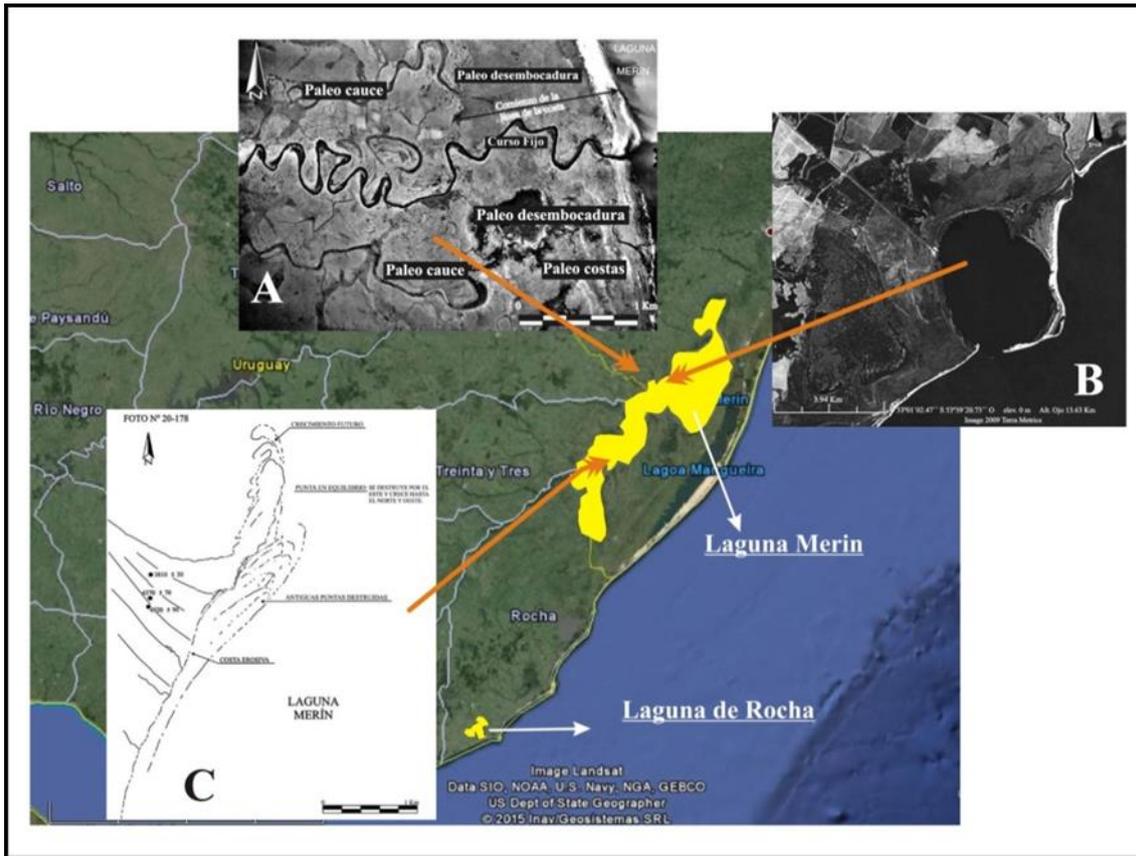


Figura 1.31 Evidencias de retroceso de la línea de costa en el Departamento de Rocha **A** Desplazamiento de cursos de agua en afluentes de la laguna Merín, **B** Formación de “Lagunas Guachas” por avance de las barras, **C** avance de la costa en la Laguna Merín. Composición fotográfica modificada de Bossi y Ortiz (2011) Google Earth©

Capítulo 2

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA E HIPÓTESIS DE TRABAJO

2.1 Planteamiento del problema

La ocurrencia de depósitos marinos en el área de la laguna de Rocha se ha considerado tradicionalmente concordante a lo primariamente asumible como comportamiento del NMM a lo largo del Cuaternario (Sprechmann 1978; García Rodríguez *et al.*, 2004; Inda *et al.*, 2006; Ubilla y Martínez 2016). Asumiendo una estratigrafía de tipo “*layer cake*” esto supone que, para sedimentos marginal marinos, a mayor profundidad en los pozos correspondería a registros de un nivel del mar más bajo. Los pozos objeto de estudio se encuentran todos en tierra, en algunos casos a un par de kilómetros de la costa actual, por lo cual cabría esperar que sedimentos costeros depositados durante el último período glacial solo aparecerían a varias decenas o inclusive una centena de metros de profundidad respecto al NMM actual.

Este escenario se presentaría como concordante con edades holocénicas tardías en el entorno de los 6 ka para muestras de hasta +5 m de cota, que coinciden con el promedio de la máxima ingesión marina holocénica en el área. Al respecto un sinnúmero de autores coincide con lo mencionado, con pequeñas variaciones en la cota, muchas de las cuales corresponden a unidades geológicas fuera del área de estudio (Cortelezzi, 1977; Fidalgo, 1979, Schnack *et al.*, 1982; Dangavs, 1983; Espinosa *et al.*, 1984; González *et al.*, 1984; Isla *et al.*, 1986,1998; Martin y Suguio, 1992; Angulo y Lessa, 1997; Bracco y Ures, 1998; Martínez y Rojas, 2013).

Sin embargo, varias edades radiocarbónicas absolutas de 15 ka y 30 ka obtenidas para sedimentos marginal marinos de la Formación Chuy por García Rodríguez *et al.*

(2004) para la laguna de Rocha y por Martínez et al. (2001) para el Departamento de Colonia no coinciden con la evolución del NMM aceptada para el Pleistoceno. Dichas edades se asumen aquí como válidas y no como una edad mínima, que ha sido la interpretación habitual. Se descarta una posible contaminación de bivalvos del Holoceno, porque si ésta existiera, tendría como resultado edades menores y no edades pleistocenas. Igualmente se descarta la posibilidad de un retrabajamiento importante de las valvas evaluadas por su excelente preservación y en caso de haber existido dicho retrabajamiento, su incidencia en las dataciones no sería de gran significación (Kowalewsky *et al.* 1998, Krause *et al.* 2010). Es de destacar que las cotas a las que ocurren las valvas datadas por los autores citados son cercanas o inclusive superiores al nivel del mar actual, con lo cual es claramente discordante con la evolución del NMM actualmente aceptada (Waelbrock *et al.* 2002; Peltier y Fairbanks 2006).

2.2 Estrategia de investigación

La estrategia de investigación utilizada para esta tesis fue doble: por un lado, el estudio de las características geomorfológicas y dinámica sedimentaria de la laguna de Rocha, para tener una visión actualista de los procesos que operan en el presente o pasado inmediato. Por otro lado, se confeccionó un mapa geológico y se muestrearon las perforaciones disponibles para estudiar la evolución geológica en el pasado algo más lejano, específicamente en el Pleistoceno Superior. Las perforaciones se sometieron a un análisis consistente en:

- a) selección de pozo y ubicación precisa en el mapa.
- b) descripción de la totalidad del perfil de este.

c) tamizado de aquellas muestras que contenían bioclastos identificables para el estudio de los mismos.

d) batería de diversos análisis, incluyendo isótopos de oxígeno y dataciones radiocarbónicas.

Las diferentes cotas en donde se extrajeron los bioclastos datados fueron medidas, para poder hacer inferencias, en el caso de los depósitos marinos, sobre los niveles del mar en diferentes momentos del Cuaternario.

En base a los datos de los ambientes actuales y la evolución en el Pleistoceno, se elaboró un modelo conceptual que explique los datos obtenidos, específicamente la tríada edad-ambiente de sedimentación-cota respecto al NMM actual.

2.3 Hipótesis

De lo precedente resulta que no se pueden explicar las numerosas edades pleistocénicas publicadas, entre unos 10 y 50 ka, ya que el mar en ese momento se encontraba a cotas correspondientes a varias decenas de metros por debajo del nivel actual. Asimismo, el perfil batimétrico presenta un gradiente en el cual esas profundidades de varias decenas de metros se constatan, como en casi toda la plataforma continental atlántica sudamericana, a cientos de kilómetros de la costa actual.

Para el planteamiento de la hipótesis de trabajo se considera lo siguiente:

- Las características isostáticas particulares del área y la región.
- Los estudios de la laguna de Rocha indicando edades y ambientes de sedimentación en testigos de sedimento (García Rodríguez *et al.* 2004; Inda *et al.* 2006).

- Los trabajos realizados por Lisiecki y Raymo (2005); Thompson y Goldstein (2006); De Jong *et al.* (2015) en las costas de America del Norte, pero de marcada similitud con lo observado en el área.
- Los aspectos geológicos y geomorfológicos de la costa uruguaya (disposición de lagunas costeras, configuración de los distintos terrenos geológicos, etc.).

Si bien en la zona no hay evidencias de glaciación alguna, se propone la hipótesis de un levantamiento en el entorno de 70 m cuyo elemento responsable principal es atribuido a un efecto de rebote glacio y/o hidroisostático que pudo haber operado en la región durante los períodos isotópicos MIS 1,2 y 3 (≤ 60 ka). En esta situación, la corteza continental y su amplia plataforma correspondiente al Río de la Plata y a la costa atlántica pudo haberse levantado luego del retiro de la masa de hielo durante los períodos isotópicos MIS 1,2 y 3, tal cual lo prevé el modelo reológico ICE4G-VM2 (Peltier, 1998). Coincidente con esto, la razón isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ de las valvas estudiadas deberá de ser congruente con las curvas mundiales del NMM para ese período; de demostrarse la mencionada hipótesis, tendría importantes consecuencias para interpretar el comportamiento cortical de la región en el Cuaternario. Ello podría tener consecuencias desde el punto de vista ambiental para el área mencionada, especialmente si se considera un aumento del NMM a futuro. Además, se vería una afectación geomorfológica a mediano plazo con respecto al comportamiento de la laguna de Rocha y al resto de las lagunas costeras del Departamento homónimo.

Capítulo 3

METODOLOGÍA

3.1 Procedimientos y metodología

Hasta la década de los 80', los permisos para perforación de pozos destinados al alumbramiento de agua en todo el país se gestionaban a través de la Dirección Nacional de Minería y Geología (DINAMIGE). Dentro de las condiciones exigidas por parte de esta Dirección estaba la de recibir una muestra de los sustratos del subsuelo interesado por el pozo, extraída cada poco metro de profundidad. Estas muestras enviadas a la DINAMIGE por parte de los operadores habilitados y/o responsables de los pozos se rotulaban y guardaban en los depósitos de la mencionada Dirección.

En los últimos años se realizaron perforaciones en diversas zonas del área de La Paloma con el propósito de alumbrar agua. Los testigos de dichas perforaciones fueron conservados en la Dirección de Minería y Geología (DINAMIGE) en frascos cerrados y sellados permitiendo con estos lograr un excelente estado de preservación; siendo estos los testigos que se utilizaron para el presente trabajo.

Se calculó la cota de cada muestra con respecto a la altura topográfica de la boca del pozo de forma tal de lograr definir sus posiciones con respecto al nivel actual del mar con respecto al cero de Warthon corregido sobre el puerto de Montevideo. Para ello se utilizaron las curvas de nivel del mapa topográfico del Servicio Geográfico Militar (en adelante, SGM). Hay lugares en que se pudo determinar la cota mediante un nivel óptico automático marca “Leica Runner 32” (Figura 3.1).

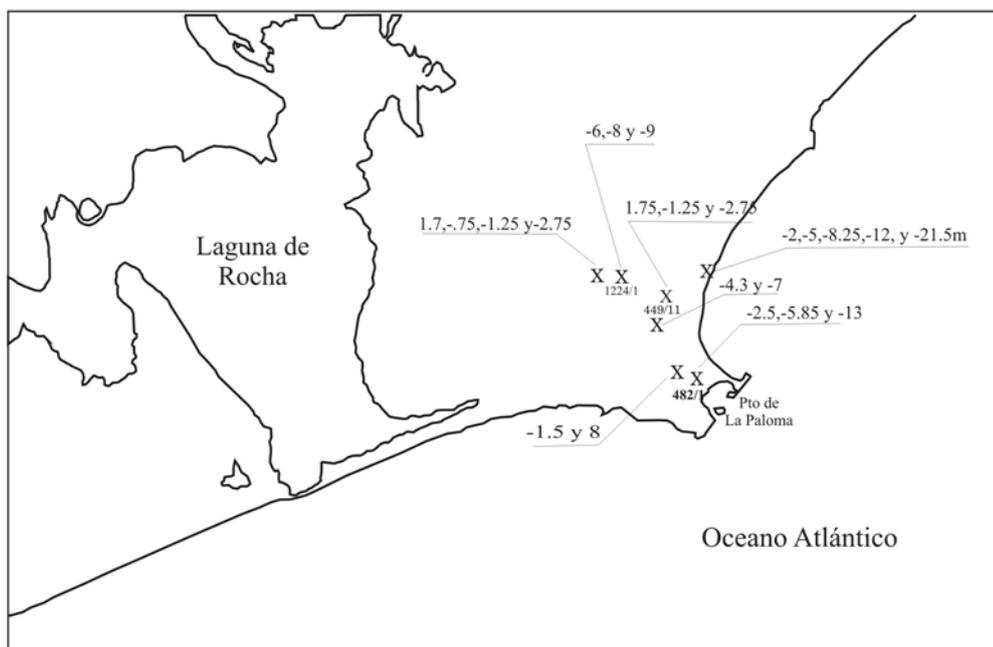


Figura 3.1 Croquis del área en donde se muestran los pozos que contienen bioclastos y las diferentes profundidades absolutas en que éstos se ubicaban (Croquis del autor)

La cota actualmente corregida de los sedimentos bioclásticos estudiados está por encima del nivel del mar actual solamente en un caso, a 1,75 m (muestra B14 pozo 449/11; el resto se encuentra por debajo del nivel actual en posiciones que van desde -0,75 a -21 m. Las muestras de todas las posiciones de las columnas correspondientes a los pozos se analizaron en su composición isotópica de O y C, y alguna de ellas datada mediante la técnica de ^{14}C .

En la geomorfología del área se trata de comprender los mecanismos que operaron en el complejo lagunar más allá de la laguna de Rocha y pudieran realizar inferencias no sólo de su génesis sino también en los posibles escenarios futuros.

La cartografía presentada consiste en una carta geológica del área de estudio escala 1/4000. Para el dibujo de la misma se utilizaron pares estereográficos de fotos aéreas de escala 1:20000, pertenecientes al Servicio Geográfico Militar (en adelante, SGM) y que fueron tomadas en 1966 durante una misión de cobertura nacional.

Adicionalmente se corroboraron y ensamblaron datos obtenidos de la carta topográfica “La Paloma” del SGM escala 1/50000 a efectos de actualizar la información.

3.2 Trabajo de campo

3.2.1 Relevamiento de perfiles estratigráficos

A los efectos de poder hacer una representación de los perfiles estratigráficos se recurrió a las muestras existentes de los pozos oportunamente realizados y que se conservan en la DINAMIGE, se analizó uno a uno los frascos identificados con el pozo y la cota para poder establecer una secuencia lógica que permitiera construir la secuencia.

Se identifica igualmente la presencia de bioclastos para su procesado en el laboratorio, ya sea para su análisis de ^{14}C como par el de isótopos de O, esos datos de existir se adjuntan en la cota correspondiente.

Con respecto a la correcta identificación de los afloramientos para realizar la carta geológica se procedió a ir al lugar, extraer muestras de mano para hacer la descripción ya sea visualmente como con lámina delgada. La descripción areal se corroboró en el lugar y se comparó con las fotos aéreas a efectos de verificar posibles cambios en la geomorfología desde la fecha de la toma de las fotos.

3.2.2.- Muestreo de fondo de la laguna

Las muestras de sedimento de fondo de la laguna de Rocha para la determinación de granulometrías se extrajeron a 60 cm. de profundidad. Se extrajeron muestras de 1000 g aproximadamente en cada lugar con un tubo de PVC de 50 mm (Figura 3.2). La extracción se efectuó en dos oportunidades, una con la boca de la laguna abierta y otra en

situación de boca cerrada. En aquellos casos en que la profundidad de la laguna así lo requería, el tubo se operó desde un bote pequeño, y en los casos en que las profundidades lo permitían, dicha operación se hizo manualmente. Las muestras se embolsaron junto con la identificación metálica del lugar para su procesado posterior (Figura 3.2).



Figura 3.2 Detalle de muestra de fondo de la laguna en agua somera, extraída mediante tubo de PVC (foto del autor)

3.2.3.- Muestreo para lectura de luminiscencia

Para determinar la antigüedad relativa del material no expuesto a la luz solar de los granos de Qz. de los sedimentos, se tomaron muestras de arena de la espiga o barrera de la laguna en distintos lugares. Para ello se utilizó un patrón de muestreo que consistió en el trazado de una línea guía determinada por una serie de puntos equidistantes a lo largo de la barra (Tabla 3), tratando de efectuar las extracciones a distancias de unos 300 m y buscando que dichos puntos estuvieran sometidos a condiciones de menor vulnerabilidad de los efectos del viento, del agua del océano y de la laguna.

Posición de los puntos de muestreo para luminiscencia					
1	640574	6162151	8	644623	6163619
2	640962	6162286	9	644491	6163768
3	641138	6162437	10	645287	6163838
4	641606	6162559	A	639914	6161726
5	642399	6162874	B	639992	6161919
6	642726	6163029	C	643181	6163271
7	644520	6163600	D	643717	6163598

Tabla N° 3 Posiciones de los puntos de muestreo en la barra de la Laguna de Rocha correspondientes a la fig 4.1. Las coordenadas están referidas al sistema de referencias de Yacaré correspondientes y de uso en Uruguay³

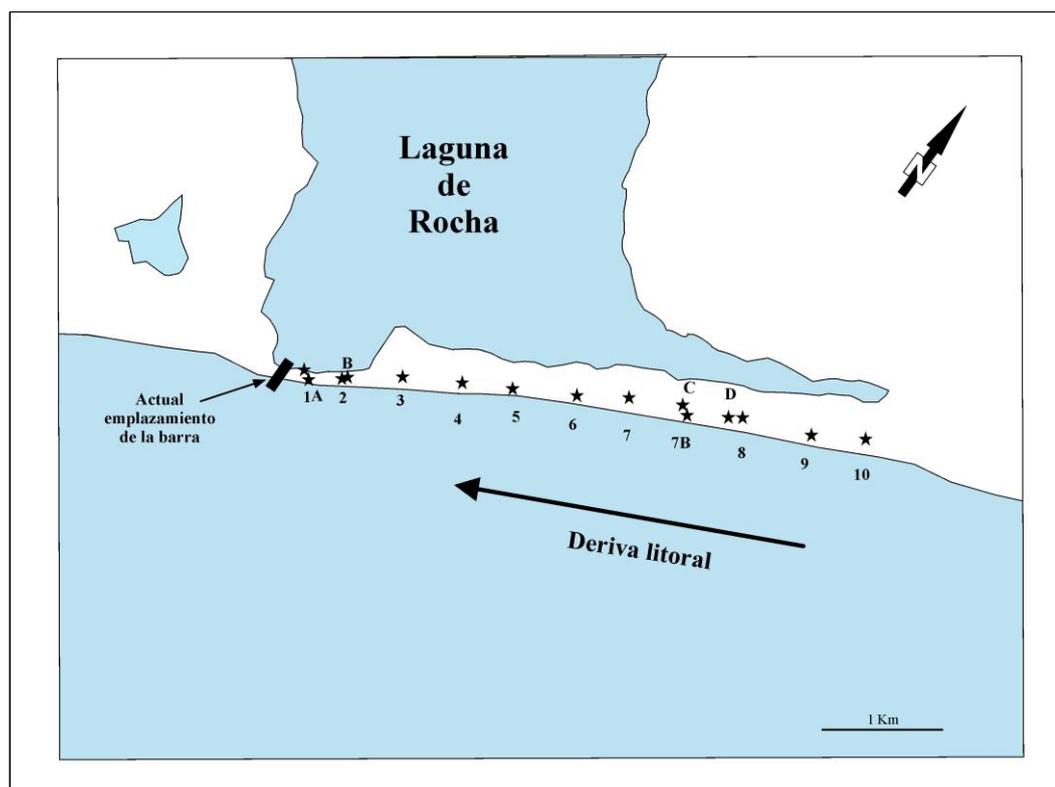


Figura 3.3 Detalle de la ubicación de los puntos de muestreo para luminiscencia en la barra de la Laguna de Rocha.

³ Las coordenadas Yacaré utilizan el datum geodésico WGS 84 con el punto Yacaré que se encuentra en la Latitud de origen 55°48" E con un falso E de 500000m y un falso N de 4002288.3m

Los lugares más adecuados para cumplir con este requisito se encontraron en las zonas más deprimidas de la barrera medanosa. Se buscó preservar aquellos granos que, si bien se expusieron a la luz, ello ocurrió por efecto de un evento franco de depositación eólica o retrabajamiento acuático y no fueron exhumados a la luz en un momento posterior.

Para efectuar las extracciones se utilizaron tubos de PVC negro estancos a la luz, (Aitken 1985,1998; Bøtter-Jensen *et al.*, 2003), (Figura 3.4). Luego se cerraron los tubos con tapa estanca y se conservaron para su procesado en laboratorio.



Figura 3.4 Detalle de tubo de PVC listo a ser golpeado para obtener muestra para luminiscencia

3.3 Trabajo de laboratorio

3.3.1.- Muestras de roca y sedimento

Las muestras de roca se procesaron en el laboratorio de laminación y molienda de la Facultad de Ciencias de la Universidad de la República, Montevideo, Uruguay (en adelante, UDELAR), con el procedimiento estándar para estos casos, a efectos de obtener la lámina más representativa de la muestra en cuestión, de forma tal de lograr la observación petrológica deseada. En las muestras del fondo de la laguna se retiraron las valvas (muy abundantes en las muestras de limo) correspondientes al punto de control ubicado en la zona más central de ella, como se explicará más adelante, los cuales pudieran aumentar la fracción gruesa. Se procedió al secado de las muestras en estufa y a su tamizado en los tamices correspondientes mediante tamizador RETSCH durante 60 s a una amplitud de oscilación de 20 %. Luego se pesaron en una balanza OHAUS Traveler TA 301, con precisión de 0,01g.

3.3.2.- Muestreo de perforaciones

Se estudiaron las muestras de perforaciones realizadas, en depósito en la Dirección Nacional de Minería y Geología (DINAMIGE), Estas se encuentran en frascos de vidrio rotuladas con el nombre del pozo y dispuestas en saltos de profundidad variables de entre 2 a 10 m según la profundidad y el pozo. Cuando se procedió a describir los mencionados testigos se pudo encontrar una gran cantidad de bioclastos, los cuales fueron correlacionados a la profundidad correspondiente con respecto a la boca del pozo. Los bioclastos se encontraban integrados en algunas capas por mezcla de material taxonómicamente inidentificable. No obstante, se pudieron aislar especies conocidas, las cuales permitieron hacer inferencias del ambiente de sedimentación, así como de las características batimétricas y mareales presentes durante su depositación.

Luego de aislar los bioclastos más grandes a efectos de clasificar la taxa, los fragmentos más pequeños se aislaron mediante el uso de un tamiz de 1mm de forma tal

de contar con una muestra suficiente para su posterior análisis de ^{14}C y la determinación de sus valores isotópicos de O y C. Para su estudio macroscópico se utilizó una lupa binocular, a efectos de poder identificar su textura de una forma mas correcta e igualmente el color de los sedimentos integrantes de las columnas, sus características mineralógicas.

En el caso de las muestras de roca o sedimentos semi-consolidados (*e.g.* Formación Rocha y Formación Chuy), estas se tomaron de afloramientos, tanto para muestreo macroscópico como para lámina delgada. Luego se rotularon y fotografiaron y se indicó la dirección preferida de corte para su laminación y montaje en portaobjeto.

3.3.3.- Láminas delgadas

Las muestras de material consolidado y semi-consolidado como, por ejemplo, las concreciones ferrosas en las arenas de la Formación Chuy, previamente a su corte, se les impregnaron con resina epóxica (Araldit 2020[®]) a efectos de mantener la cohesión del material. Se cortaron luego con sierra diamantada y se pegaron con Araldit[®] en portaobjetos petrográficos. Posteriormente se desbastaron en laminadora WOCO 50; el pulimento final a 30 μ se hizo con abrasivo de carburo de silicio de grano 1000.

La observación de las mismas se realizó con un microscopio petrográfico Leica DM LP y las fotografías se tomaron con una cámara acoplada al mismo, marca Leica FC 290-HD, con software de cuantificación LAS Phase Expert.

3.3.4.- Procesado de los bioclastos

Todo el material bioclastico fue extraído de los testigos mediante el uso de un tamiz de 1 mm. Luego se aislaron los de la misma especie bajo lupa binocular, en la medida en que el tamaño de éstos lo permitió. En aquellos casos en que se encontraron especímenes grandes, éstos se separaron para ser fotografiados. Aquellos fragmentos identificables, pero no representativos para la fotografía fueron destinados al análisis de $\delta^{18}\text{O}$. El resto que no se les hizo el análisis isotópico, pero por su pequeño tamaño y condición de inidentificables, pasaron a integrar el grupo de “varios” y a la hora de su análisis sólo se consideró su posición en el pozo correspondiente.

Para el caso de los bioclastos que iban a ser destinados al análisis de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, se aisló un fragmento de valva en cada caso, que estuviera en el orden de los 50 mg. Luego se lavó con H_2PO_4 al 10 % de forma tal de disolver la capa más externa y librarla de impurezas. Posteriormente se molió la muestra a un polvo fino y se tomaron 20 mg aproximadamente para su medición. Estas fueron enviadas en tubo de Eppendorf al LABISE (*Laboratório de Isótopos Estáveis*) de la Universidad Federal de Pernambuco (Recife).

3.3.5.- Isótopos estables

3.3.5.1. Metodología de muestreo y analítica

El muestreo de los moluscos utilizados para los análisis de ^{14}C e isótopos estables se hizo separándolos por tamizado del sedimento que constituía la muestra, en los distintos frascos depositados en DINAMIGE y rotulados de acuerdo a las diferentes profundidades de cada pozo. La ocurrencia de las distintas especies se registró con la profundidad y cota correspondiente que las muestras abarcan (Tabla 6).

El CO₂ de las muestras enviadas al LABISE se extrajo de los carbonatos a través de una reacción con ácido fosfórico en una cámara de alto vacío a 25° C; y se limpió criogénicamente de acuerdo con el método descrito por Craig (1957). El gas liberado fue analizado para determinar los isótopos de O y C en un espectrómetro de doble entrada y triple colector (VG Isotech SIRA II). Para ello se usó gas de referencia BSC (*Borborena Skarn Calcite*), el cual está calibrado en referencia a los estándares NBS-18.NBS-19 y NBS-20, estos últimos de valor $\delta^{18}\text{O}$ de -11,3 ‰ PDB y $\delta^{13}\text{C}$ de 8,6 ‰. La precisión basada en múltiples comparaciones contra el estándar NBS 19 es mayor al 0,1 ‰ para C y O.

3.3.5.2. Interpretación de relaciones isotópicas de oxígeno

Las variaciones en concentración de los isótopos estables de O y C en los carbonatos biogénicos son una herramienta importante para entender la temperatura existente en el pasado. Urey (1947) estableció la base teórica para el termómetro en base al $\delta^{18}\text{O}$ calculando para ello los factores de fraccionamiento. En estudios realizados en foraminíferos planctónicos se determinaron ciclos glaciales/interglaciales con el $\delta^{18}\text{O}$ especialmente durante el Pleistoceno (Rohling *et al.*, 1999).

También se encontró que el volumen total de hielo en el planeta controla la señal observada de $\delta^{18}\text{O}$ (Shackleton, 1967; Dansgaard y Tauber, 1969). En última instancia los efectos globales de las variaciones del $\delta^{18}\text{O}$ de origen astronómico son producidos por las forzantes atribuidas a la órbita terrestre (Ciclos de Milankovich). Por lo tanto, las variaciones del $\delta^{18}\text{O}$ se tomaron como clave en la paleoceanografía (Hays *et al.*, 1976).

En base a los resultados isotópicos se pueden reconstruir las temperaturas históricas del agua de mar de acuerdo con la ecuación obtenida mediante datos experimentales por Epstein *et al.* (1953):

$$T^{\circ} = 16.5 - 4.3T^{\circ} = 16.5 - 4.3(\delta c - \delta w)r^2 \quad (1)$$

donde T° es la temperatura en grados Celsius y δc es la relación existente de $\delta^{18}\text{O}$ de la calcita de las muestras expresada según el standard (VPDB) y δw es la relación existente para el agua de mar; $r^2 = 0,97$ es el ajuste cuadrático deseable de la recta de las distintas temperaturas vs las relaciones isotópicas mencionadas. Este procedimiento sirve para correlacionar las temperaturas con las curvas de temperatura global existentes, pero esto escapa al alcance de este trabajo.

3.3.5.3. Factor vital: metodología para su determinación

El factor vital es la magnitud de fraccionamiento isotópico causado por el metabolismo del organismo analizado $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ (Hoefs, 1997). En otras palabras, si se parte del carbonato disuelto con $\delta^{18}\text{O} = 0 \text{ ‰}$ y una valva de un organismo que vivió en ese medio arroja un valor de $\delta^{18}\text{O} \neq 0$. El factor vital mismo puede ser negativo o positivo. Si se muestrean especies distintas, la interpretación de la curva de $\delta^{18}\text{O}$ puede inducir a error, ya que el factor vital es diferente para cada especie (Hoefs, 1997). Todos los estudios paleoclimáticos están basados en las variaciones en la señal $\delta^{18}\text{O}$, las cuales se asumen que están en equilibrio con relación a precipitados inorgánicos y al entorno circundante.

Los primeros trabajos en foraminíferos bentónicos demostraron que especies diferentes que habían crecido en el mismo medio presentaban variaciones en sus valores de $\delta^{18}\text{O}$, al menos alguna de ellas presentaba ese tipo de corrimiento (Duplessy *et al.*, 1970). Muestreando a una gran resolución, Mc Connaughey (1989) demostró que el desequilibrio en la aragonita coralina se encontraba en distintas estructuras espaciales del coral.

Muchos de los estudios climáticos que utilizan las variaciones isotópicas del $\delta^{18}\text{O}$ superan este problema utilizando la suposición de una constante de “*corrimiento*” del equilibrio que sólo interpreta las variaciones relativas a medida que suceden (Adkins *et al.*, 2002). Esta variable referida como “*corrimiento*” es idéntica al “*factor vital*” (Weber y Woodhead, 1972) descrito más arriba.

La comprensión de los efectos y procesos químicos que operan detrás de este fenómeno es motivo de estudio desde larga data (Adkins *et al.*, 2002). En este sentido se llevaron a cabo estudios isotópicos en cultivos de foraminíferos en condiciones controladas a efectos de comparar el “*corrimiento*” en composición isotópica del ión carbonato del entorno conocido (Spero *et al.*, 1997). Para el $\delta^{18}\text{O}$ de la aragonita es difícil determinar el verdadero equilibrio inorgánico debido a la falta de experimentos de precipitación controlados (Adkins *et al.*, 2002). Mc Connaughey (1989) usó las diferencias entre organismos simbiotes y no-simbiotes con las especies coralinas en el mismo entorno de crecimiento a efectos de poder determinar los factores que condicionan el “*factor vital*”. En su trabajo se determinó que el incremento en la oferta de carbono inorgánico disuelto (DIC en inglés) afecta el $\delta^{13}\text{C}$ del esqueleto, presumiblemente debido a dejar el entorno con mucha disponibilidad de ^{13}C (Figura 3.5).

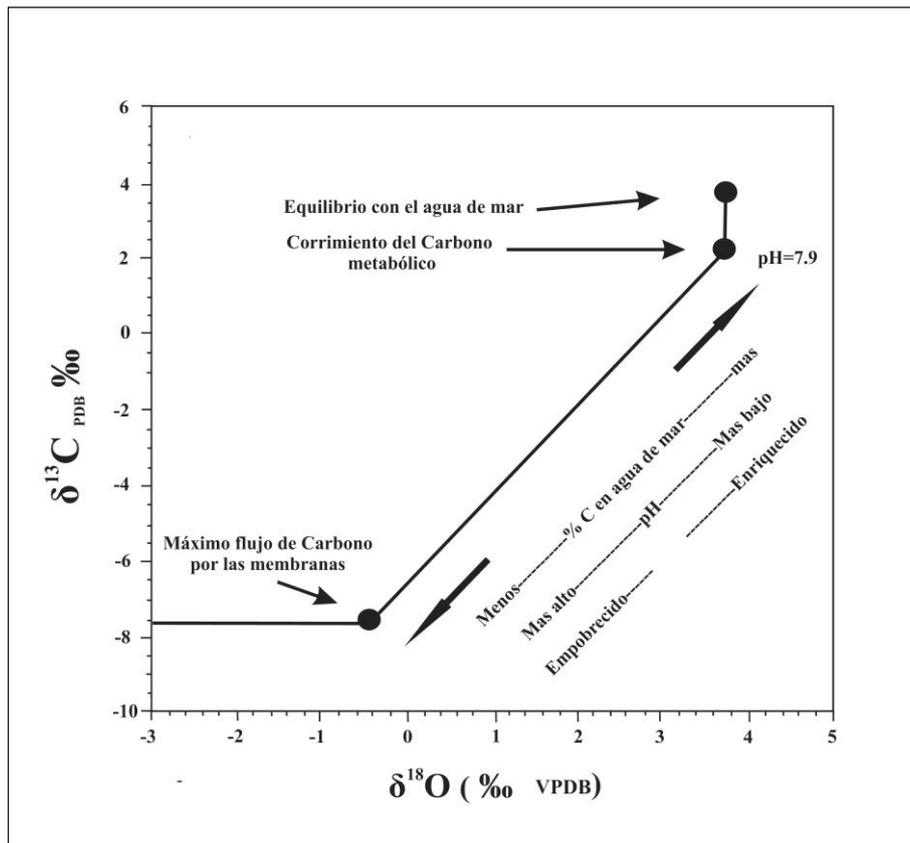


Figura 3.5 Representación esquemática de los varios procesos que contribuyen al corrimiento en el equilibrio de los corales en los fondos marinos, El esqueleto es empobrecido en $\delta^{13}\text{C}$ cuando el $\delta^{18}\text{O}$ está en equilibrio, debido a que existe una pequeña cantidad de CO_2 consumido en la respiración. La línea de tendencia entre los isótopos surge de la mezcla de dos fuentes de C hacia el ECF (Fluido de Calcificación Extracelular): $\text{CO}_2(\text{aq})$ que se difunde a través de la membrana celular, y el agua de mar o DIC (Disolved Inorganic Carbon) que se difunde desde el entorno. El mismo gradiente en el pH que condiciona la difusión del $\text{CO}_2(\text{aq})$ también coloca los valores de $\delta^{18}\text{O}$ para precipitar la aragonita. Una vez que todo el C en el ECF pasó por la membrana de $\text{CO}_2(\text{aq})$ el $\delta^{13}\text{C}$ no se puede empobrecer más. Modificado de Adkins et al. (2002).

Otros estudios, como los realizados por Erez (1978) en los mecanismos de calcificación en corales, tanto en cultivo como naturales, mostraron que existe un aumento en la calcificación del orden de $11\times$ durante la hora diurna. Igualmente se comprobó un empobrecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ a medida que se incrementaba la fotosíntesis de las algas simbiotes, en plena coincidencia con Mc Connaughey, (1989).

Mc Crea (1950) trabajó sobre los efectos de la temperatura y el pH en el fraccionamiento del $\delta^{18}\text{O}$ en los carbonatos mostrando la dependencia del $\delta^{18}\text{O}$ del % del ión CO_3 en la solución. Precipitó CaCO_3 desde soluciones a la misma temperatura y $\delta^{18}\text{O}$ del agua de mar, pero con diferentes pH, añadiendo CaCl_2 en proporción mucho mayor que el CaCO_3 . A lo largo de todo este rango de % de CO_3 en solución (desde pH 8,34 hasta 11,65). *Mc Crea*, (1950) en ensayos de laboratorio encontró una variación de 6‰ en el $\delta^{18}\text{O}$, (Figura 3.6).

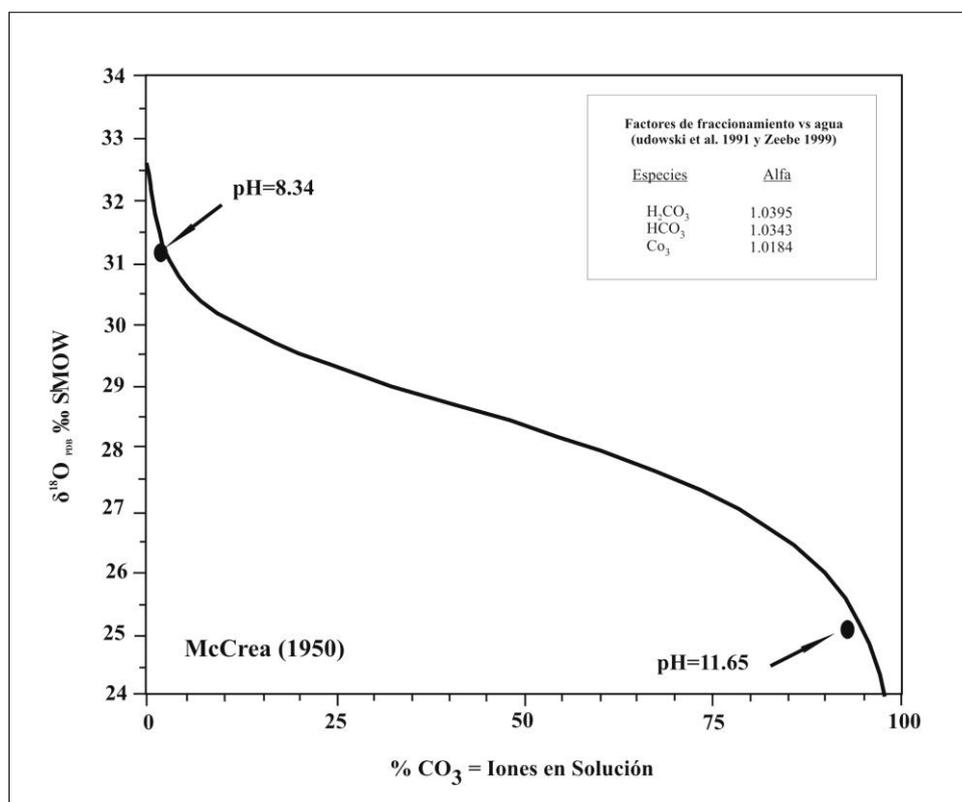


Figura 3.6 Ilustración del efecto del pH en el $\delta^{18}\text{O}$ del DIC (Dissolved Inorganic Carbon) en la cual se puede apreciar la relación entre el % de CO_3 en solución y el $\delta^{18}\text{O}$ del carbonato sólido precipitado en dicha solución. Posteriormente experimentos como los llevados a cabo por *Uzdowski et al.*, (1991) y *Uzdowski & Hoefs*, (1993) demostraron que existen diferentes factores de fraccionamiento (Alfas) entre cada especie inorgánica de C y el H_2O . Esta relación resulta en un empobrecimiento general del $\delta^{18}\text{O}$ en el DIC a altos valores de pH. Modificado de *Adkins et al.*, (2002).

De lo mencionado precedentemente y a efectos de hacer un resumen de los factores más importantes que llevan a las variaciones del $\delta^{18}\text{O}$, puede expresarse lo siguiente:

a.- Cuanto más básicas son las soluciones, más empobrecido el $\delta^{18}\text{O}$.

b.- En todos los casos las especies inorgánicas están más enriquecidas en ^{18}O que el agua de mar (H_2O) en donde se encuentran y soluciones con altos valores de $[\text{CO}_3]$ están isotópicamente más empobrecidas que la mayoría de las aguas ácidas.

A los efectos de la presente tesis se procedió a efectuar las correcciones de factor vital del $\delta^{18}\text{O}$ de las muestras. Para la determinación del factor vital de las especies muestreadas se utilizó, en primer lugar, el banco de datos de 26000 muestras de agua de mar y sus valores de $\delta^{18}\text{O}$ realizadas desde 1950 y consolidadas en Schmidt *et al.* (1999) (Figura 3.7).

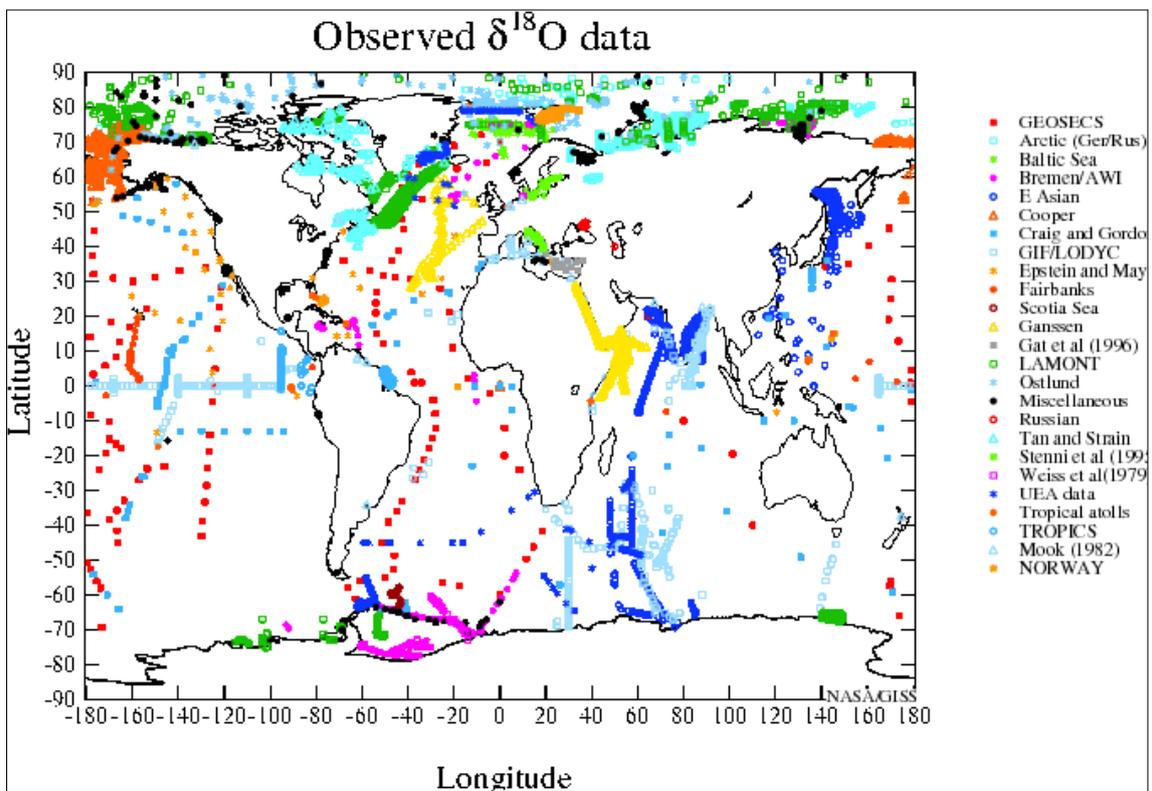


Figura 3.7 Ploteo de las diferentes estaciones de muestreo de agua de mar dispuestas a lo largo del planeta desde 1950 (fuente NASA)

De las estaciones referidas (Figura 3.8) surgieron interpolaciones considerando una grilla de $5^\circ \times 4^\circ$ geográficos para los océanos del mundo y hasta 50 m de profundidad. Para las aguas correspondientes al Río de la Plata la corrección a realizar es de $-0,25 \%$ de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$.

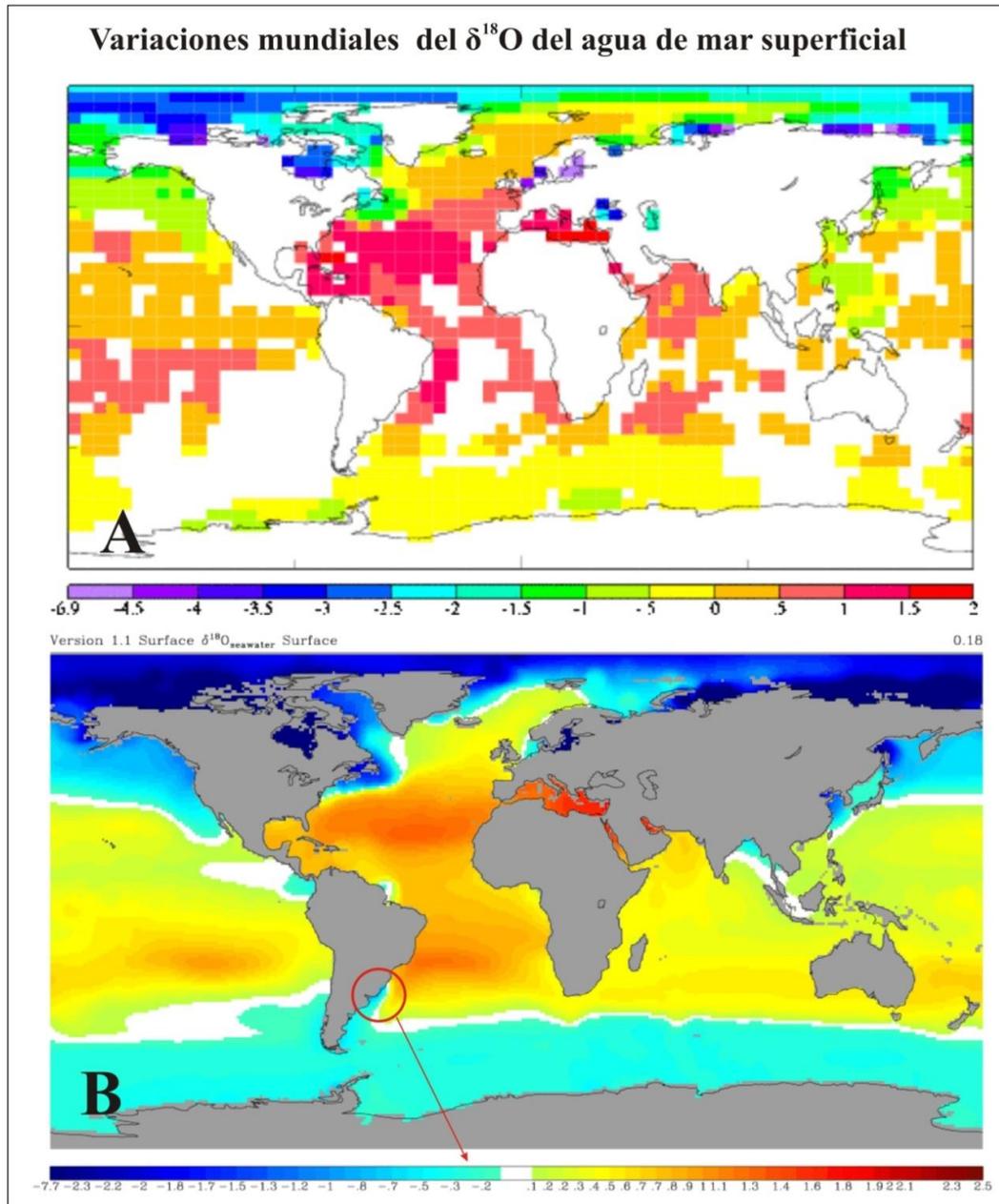


Figura 3.8 Mapa mundial de las variaciones isotópicas del $\delta^{18}\text{O}$ A. Pixelado de $5^\circ \times 4^\circ$ geográficos de los datos obtenidos por las fuentes mencionadas en la figura anterior B. suavizado de la Figura A en donde se aprecia la corrección a realizar al $\delta^{18}\text{O}$ en la latitud correspondiente al Río de la Plata, la cual es del entorno del $-0,25$ (fuente NASA).

En segundo lugar, a los efectos de contar con los datos de $\delta^{18}\text{O}$ actuales de las especies principales encontradas en las muestras de los pozos, se utilizaron algunas colectadas en museo, otras en la zona costera por el autor, las que fueron procesadas de igual manera que las muestras antiguas a efectos de evaluar sus razones isotópicas. Luego se procedió a obtener el “valor de equilibrio de la calcita” (δ_c) de las muestras con respecto al valor del agua de mar correspondiente al Río de la Plata (δ_w) y la temperatura (T) de acuerdo con la ecuación (1) de temperatura de Epstein *et al.* (1956) y ampliada por O’Neil *et al.*, (1969)

Como los valores presentados en la Figura 3.8 se encuentran en términos de Standard Mean Ocean Water (SMOW), debieron ser convertidos mediante la fórmula de Bemis *et al.* (1998).

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{(PDB)}} = 0,9998 \delta^{18}\text{O}_{\text{(SMOW)}} - 0,2\text{‰}$$

3.3.6.- Dataciones mediante ^{14}C

A los bioclastos asignados para radiodatación por ^{14}C convencional no se les sometió previamente a baño ácido al envío, dado que éste ya integraba el procedimiento estándar de radiodatación. La muestra necesaria para este caso requería una masa de unos 20 g. La lectura de ^{14}C convencional se realizó en el Laboratorio de datación por ^{14}C de la Facultad de Química de la UDELAR. Las muestras fueron tratadas con HCl diluido para remover carbonatos. La materia orgánica total fue disuelta en benceno y la actividad de su ^{14}C se midió con un espectrómetro de centelleo Packard Tricarb 2560 TR/XL. La edad está expresada en años ^{14}C BP sin calibrar, corregidos por fraccionamiento isotópico

mediante la normalización de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ a -25 ‰. Los errores $\pm 1\sigma$ incluyen incertidumbres en las estadísticas de conteo.

De acuerdo con el procedimiento estándar, la combustión para obtener el CO_2 se realizó en un tubo de cuarzo con CuO y lana de Ag a 900° . El CO_2 obtenido fue reducido a grafito con H_2 a 600°C sobre un catalizador de Fe de 2 mg. La mezcla de C/Fe fue comprimida en forma de pastilla para la lectura con el AMS. La concentración de ^{14}C se midió mediante la comparación simultánea de los haces correspondientes a ^{13}C y ^{12}C con el CO_2 de un estándar de ácido oxálico $\text{C}_2\text{H}_2\text{O}_2$. Luego para la medición y cálculo de la edad del sedimento se utilizó una sección vertical del mismo y se midió su $\delta^{13}\text{C}$ por fraccionamiento isotópico basado simultáneamente en los cocientes entre $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ con $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$. Para este análisis la masa de muestra requerida fue mucho menor: ≤ 10 mg. La lectura mediante AMS, se realizó en la Universidad de Arizona (USA) y para ello las muestras fueron tratadas con HCl al 1% a 60°C .

3.3.7.- Procesado para Luminiscencia

Las muestras llegadas del terreno colectadas en tubo estanco a la luz para determinar la respuesta luminiscente se trasladaron al laboratorio de datación mediante luminiscencia de la Facultad de Ciencias de la UDELAR, de forma de cumplir con los protocolos previstos en Aitken, (1985, 1998) y Bøtter-Jensen et al., (2003). Las muestras fueron secadas en estufa a 60° para poder tamizarlas en seco, una vez secas se eliminaron los grumos que pudieran tener y se extrajo la fracción $125 < D < 250\mu$ de forma tal de poder manejar cantidades menores a ésta. Luego se procedió a la digestión de la MO con peróxido de hidrógeno 30 vol. por espacio de una semana hasta que las mismas dejaron de oxidarse, luego se procedió a la digestión de carbonatos con HCl 11M por un lapso

de 48hs. entonces se lavaron con agua destilada de forma de remover los restos de HCl, luego se tamiza en húmedo esta vez a la fracción $90 < D < 150 \mu$ de forma tal de poder cumplir con los protocolos de lectura para luminiscencia con grano grueso (Aitken 1985, 1989)

Para la lectura de luminiscencia las muestras fueron colocadas sobre discos de Al $3/8$ de pulgada en un número de diez por punto a muestrear, previamente impregnados de emulsión de silicona DOW CORNING MEM-1664 a efectos de retener la arena en el disco de lectura.

Posteriormente se procedió a la obtención de dos registros luminiscentes de cada set de diez alícuotas de cada muestra, uno correspondió a la lectura de la señal luminiscente emanada mediante la excitación de luz en el rango del IR (880 nm), y el otro luego de que se calentaron las alícuotas a una tasa de 10 K/s hasta los 450°C y se leyó la respuesta luminiscente para ello se utilizó un equipo lector DAYBREAK 1100 y discos de Al.

Las señales generadas se procesaron posteriormente de forma de filtrar aquellas no concordantes y se realizó la media aritmética de las mismas la que generaron juegos de curvas correspondientes a cada punto de muestreo, En el primer caso, OSL corresponden a la Figura 3.9 y el de la respuesta termoluminiscente TL a la de la Fig. 3.10.

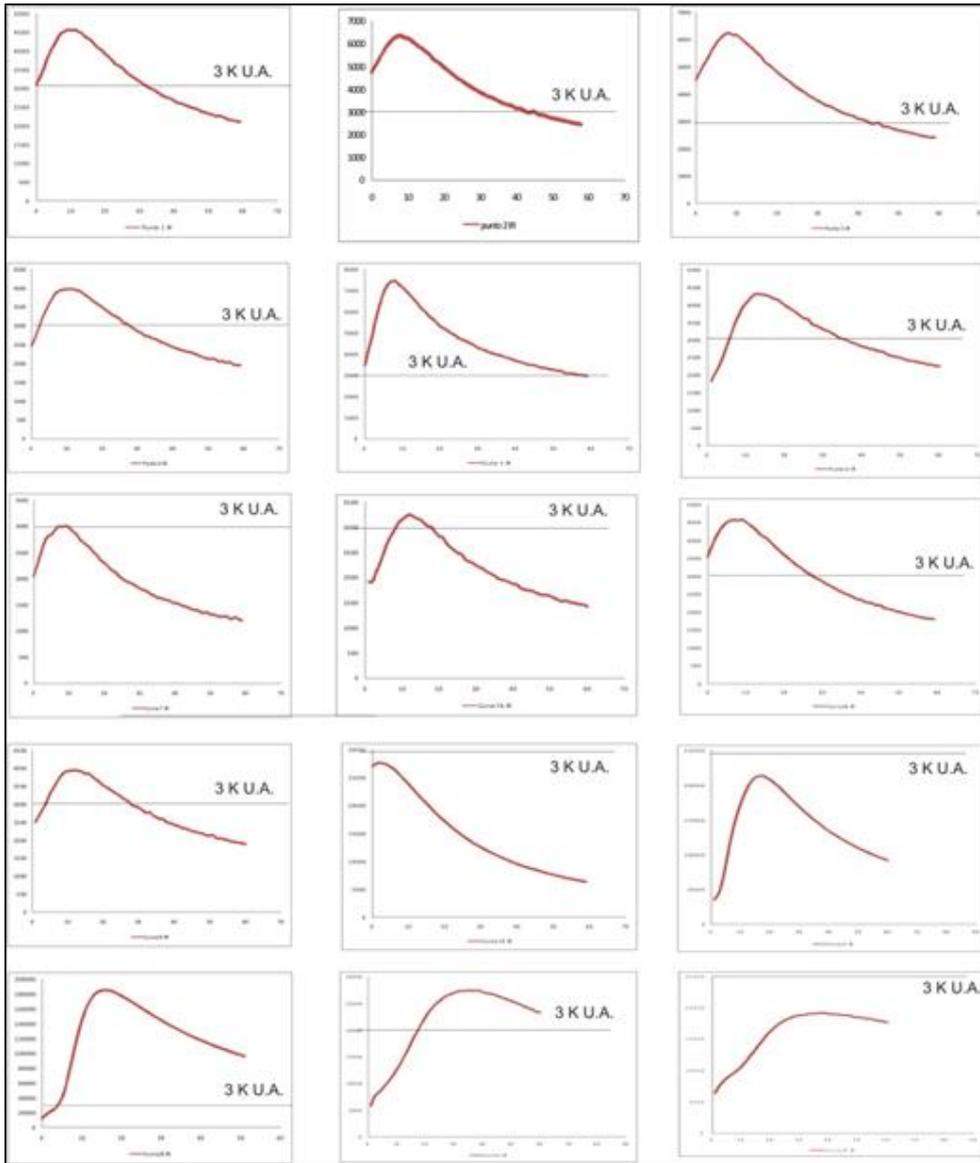


Figura 3.9 Curvas correspondientes a la respuesta luminiscente de cada punto de la barra y correspondientes a la excitación (IROS) de 880nm. La línea horizontal de cada cuadro está colocada a modo comparativo a efectos de poder distinguir las diferentes respuestas en cada muestra y corresponde a las 3000 Unidades Arbitrarias de luz.

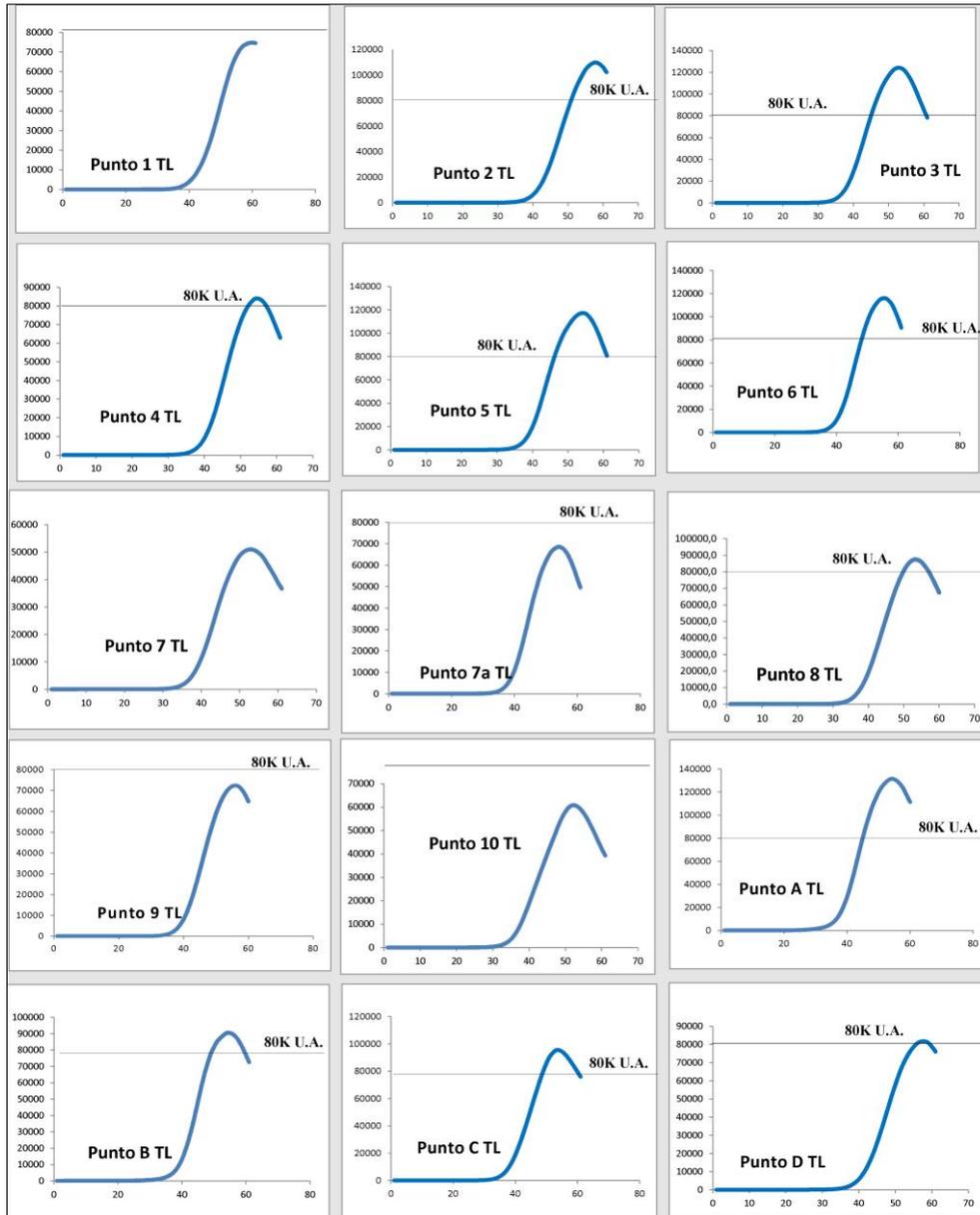


Figura 3.10 Curvas correspondientes a la respuesta luminiscente de los puntos de la barra y correspondientes a la excitación (TL) a 10°K/s La línea horizontal de cada cuadro está colocada a modo comparativo y corresponde a las 80000 Unidades Arbitrarias de luz. Los sitios de muestreo se presentan en la figura 4.3

Capítulo 4

RESULTADOS

4.1 Carta y cortes geológicos

Se presenta en la carta geológica escala 1:40000 de la zona de estudio, (Figura 4.1 y Anexo 2) complementando la información geológica existente en la carta Geológica del Uruguay escala 1:500000 (Bossi *et al.*, 1998)

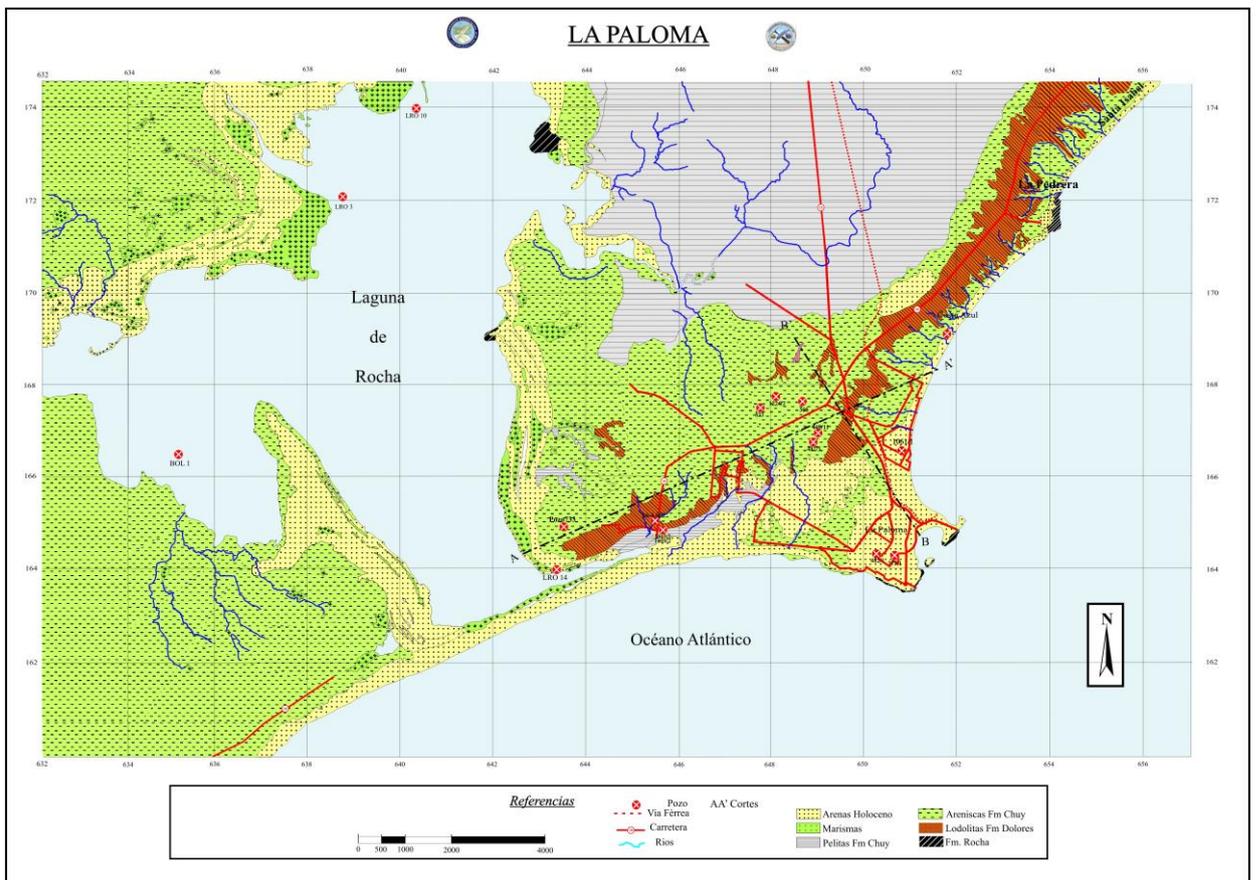


Figura 4.1 Carta Geológica de la zona, se muestra a una escala mayor en el AnexoII (Mapa del autor)

A continuación, se muestran los cortes geológicos realizados en la carta geológica de forma de mostrar la estructura geológica del área. Existen intervalos sin datos entre algunos lugares de la transectas debido a la ubicación de los pozos (Figura 4.1). La descripción litológica de los diferentes pozos estudiados se presenta más abajo (sección 4.3).

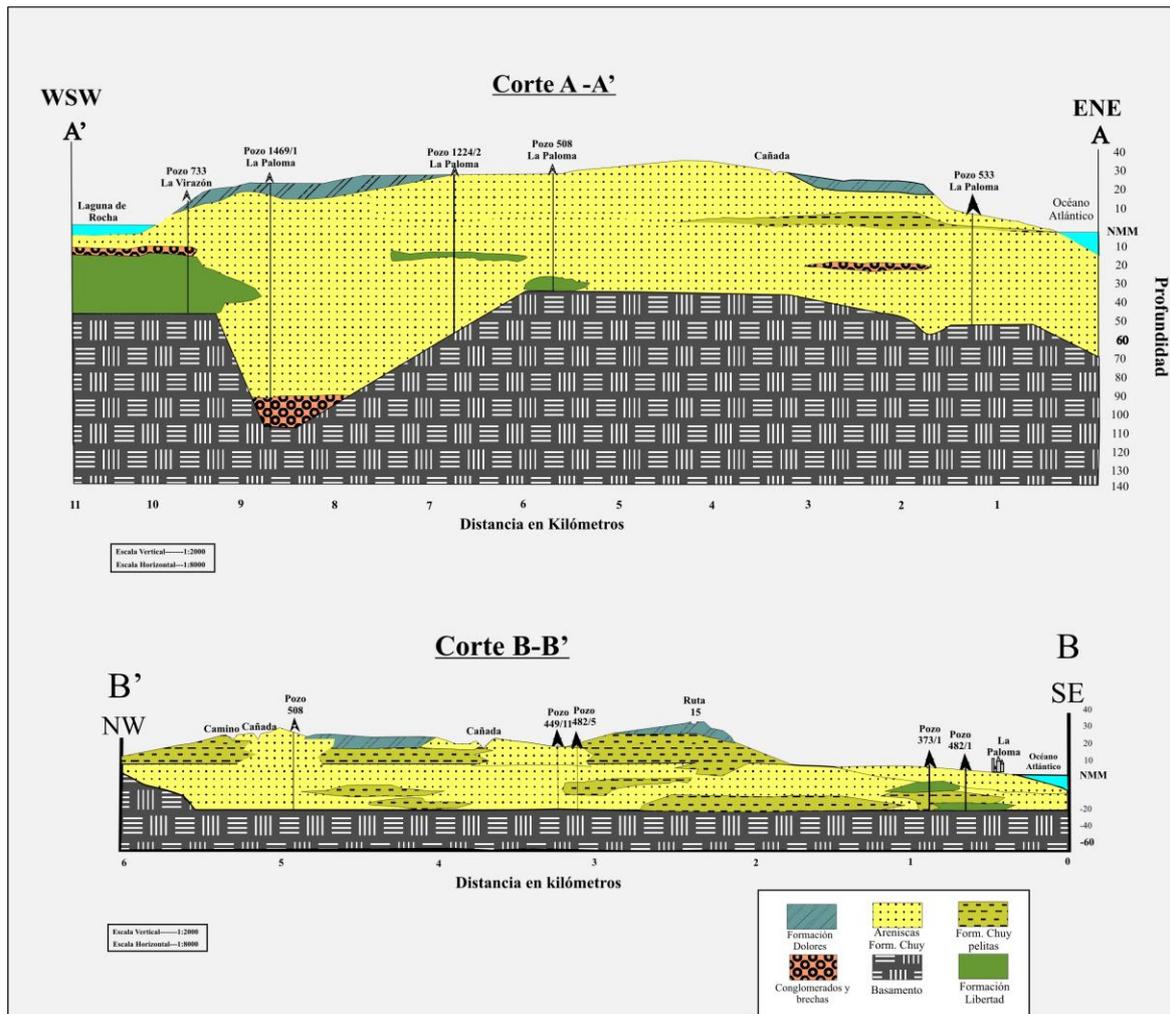


Figura 4.2 Corte idealizado del área mostrando las distintas formaciones que se suceden en la zona (Croquis del autor)

4.2-Estratigrafía

4.2.1.-La Formación Rocha (Precámbrico)

Los afloramientos de la Formación Rocha en el área de estudio se disponen mayoritariamente en la faja costera tanto oceánica como de la laguna de Rocha, teniendo buenas exposiciones desde La Paloma hasta La Pedrera (Figura 4.3). La formación se registra también en otras localidades del departamento.



Figura 4.3 Metapelitas y meta-areniscas que se encuentran interestratificados a escala centimétrica, conforman la Formación Rocha. (Foto del autor)

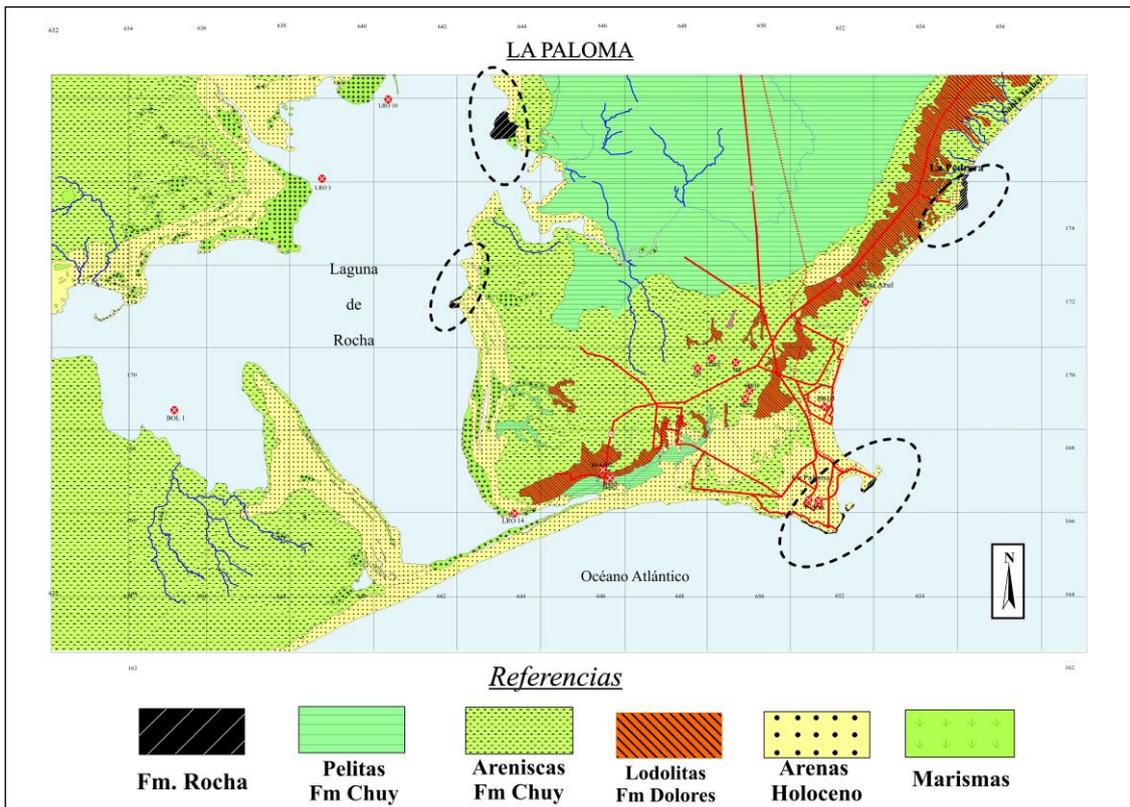


Figura 4.4 Detalle de los distintos afloramientos de la Formación Rocha (marcada con los óvalos punteados) (mapa del autor)



Figura 4.5 Afloramiento de la Formación Rocha en la ribera de la laguna homónima

Los afloramientos de la playa de La Paloma están formados por la intercalación multiepisódica de estratos decimétricos a métricos, granodecrecientes, de metapsamitas y de metapelitas. En general, en los sedimentos originales domina una estratificación horizontal plano paralela; una primera fase generó pliegues con esquistosidad de plano axial que transpuso localmente la estratificación (Blanco *et al.*, 2014). Los ejes "b" se inclinan hasta 10° al NE o al SW (Masquelin, 1993) Desde el punto de vista litológico domina la arena fina, en concordancia con lo indicado por Sánchez y Mezzano (1993). La formación, además de estar constituida por metapsamitas y metapelitas, presenta metawackes que se disponen en láminas y estratos tabulares delgados (1 a 10 cm) hasta más potentes (>1 m), que se superponen formando paquetes de decenas de metros.

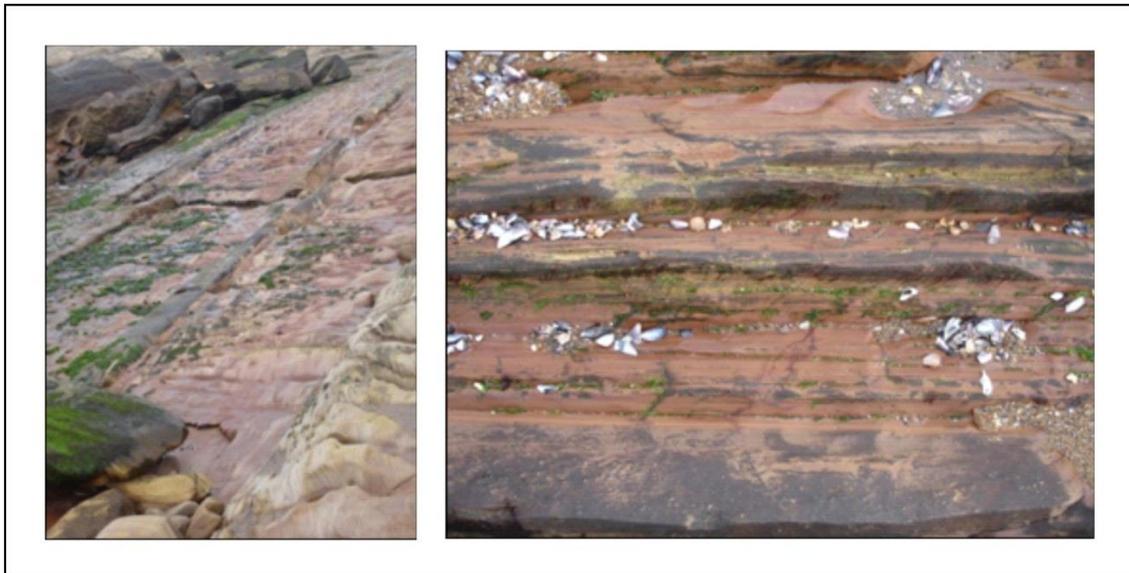


Figura 4.6 Detalle de Formación Rocha al pie del Faro de la Paloma en el cual se aprecian las intercalaciones de metapelitas y metapsamitas.

4.2.2.- Formación Chuy y/o Barra del Chuy

La distribución de los afloramientos de esta unidad que muestra la carta geológica (Anexo 2) sugiere que esta unidad aflora solamente en la zona costera por efecto de la subsidencia más reciente que ha mantenido deprimidas las áreas centrales de la cuenca de la laguna Merín, donde aparecen unidades más jóvenes (Elizalde, 1976). En los perfiles en el área de estudio se observa una alternancia desde pelitas hasta areniscas gruesas, determinando una secuencia marcadamente granocreciente. Los niveles pelíticos son más frecuentes en la base; pueden presentar arena y gravilla dispersas, de diferentes tonos desde verde a verde grisáceo, con frecuentes moteados desde rojo herrumbre a tonos amarillentos, predominantes en la parte superior del estrato.



Figura 4.7 Costras características de la Formación Chuy. En la foto **A** se muestran las costras mayoritariamente de Fe_2O_3 y de Mn y en la **B** costras compuestas principalmente de Fe_2O_3 . (Foto del autor)

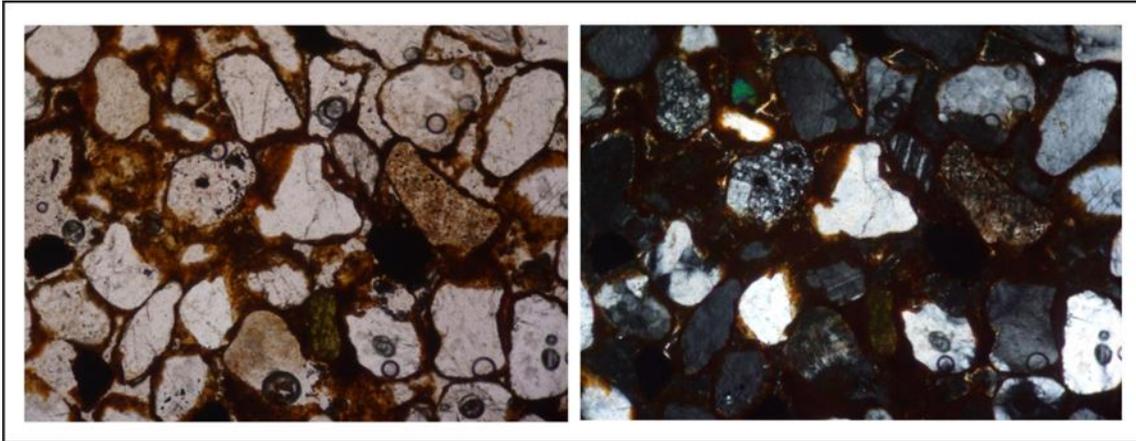


Figura 4.8 Microfotografía 10x de las costras que ocurren en la formación Chuy. Con nícoles paralelos y a la izquierda con nícoles cruzados. (Foto del autor)

Las areniscas son de grano fino a medio, raramente gruesas, predominantemente subarcosas y con una relativa alta proporción de minerales densos. Los colores amarillentos y amarillento rojizo son los más frecuentes, es posible encontrar en los perfiles de esta unidad costras centimétricas de ferrificación (Figura 4.10) que pueden repetirse hasta cuatro veces en un mismo perfil. En los niveles ubicados en la parte superior hay concreciones de óxidos de hierro y carbonato de calcio. Estos presentan ocasionalmente nódulos ferruginosos con minerales pesados: zircón, turmalina, biotita, rutilo, granate, andalucita, hornblenda, epidoto, actinolita y granos recubiertos ocasionalmente por una película ferruginosa (Figuras 4.7 y 4.8). Las distintas litologías se desarrollan en estratos de entre 0,5 y 2 m, macizos o con estratificación poco marcada.

Cerca de la costa y hasta una cota de entre los 25 y 30 m, la Formación Chuy se compone de areniscas cuarzosas finas con presencia de illita que puede provenir de la alteración de los clastos feldespáticos/o de la escasa matriz (Figura 4.9).

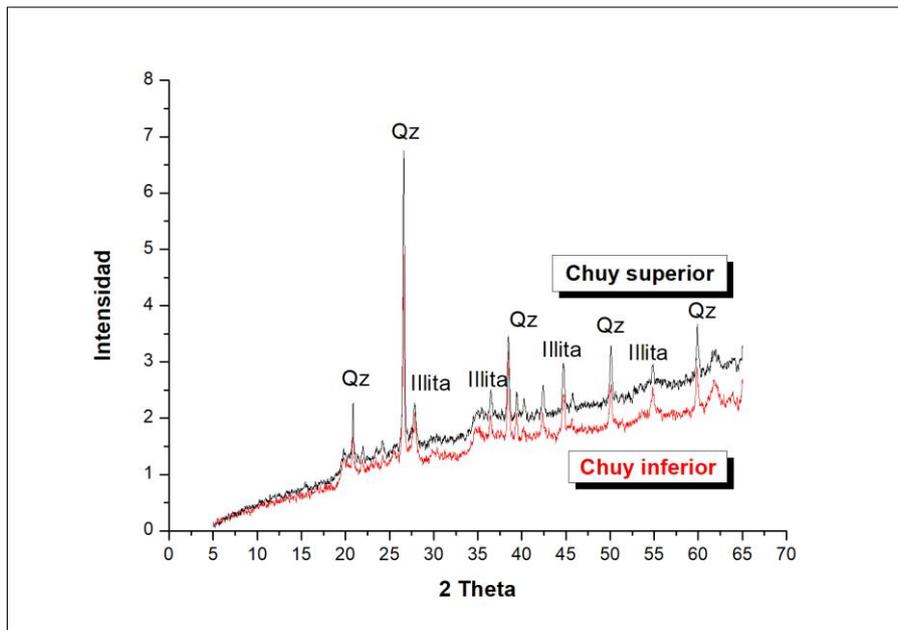


Figura 4.9 XRD realizada a muestras de arenas identificadas como pertenecientes a los mencionados Chuy superior e inferior, en la cual no se aprecian diferencias desde el punto de vista mineralógico

Por encima de la Formación Chuy se disponen lodolitas de la Formación Dolores, que dan lugar a las elevaciones mayores del área, alcanzando la cota 33m sobre NMM. Hacia el continente (NW) se observan nuevamente areniscas finas de la Formación Chuy; están principalmente restringidas a una franja costera entre las cotas de 25 y 10 m, pasando por debajo de 10 m de cota a arcillitas verdes.

Hacia el centro de la Fosa de La Paloma se observa un predominio de sedimentos pelíticos marinos. Presenta igualmente una depresión notable caracterizada por una muy insignificante pendiente con mal drenaje, la cual corresponde a la unidad que ocupa la mayor área en la zona cartografiada. Se agrega a esto, los afloramientos relativamente escasos y numerosas barrancas cercanas a la costa.

4.2.3.- Formación Libertad

En este trabajo se registraron depósitos continentales interdigitados con los depósitos marinos de la Formación Chuy, los cuales se asignan a la Formación Libertad *sensu stricto*. Su espesor en afloramientos alcanza los 2.5 m, por ejemplo, en Santa Isabel. En los pozos descritos, no obstante, se registran potencias de hasta 30 m para depósitos continentales asignables a la Formación Libertad. Su espesor en general no supera los 2 m.

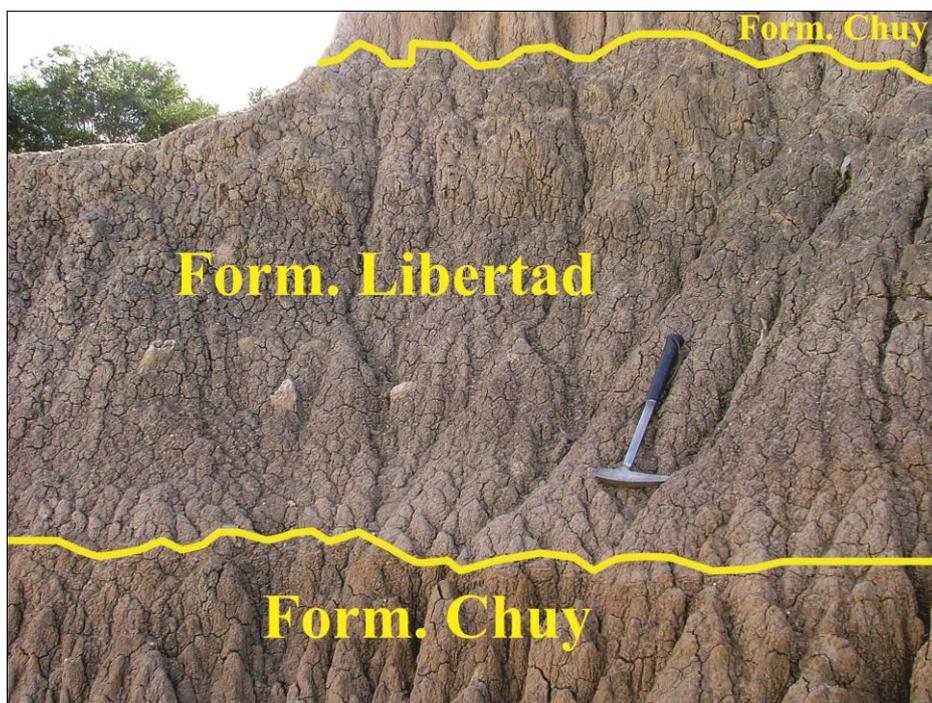


Figura 4.10 Detalle de las lodolitas con concreciones de carbonatos presentes en la Formación Libertad en Santa Isabel (foto del autor). Nótese que los depósitos están sub- y sobreyacidos por areniscas de origen marino.

Recientes dataciones ^{14}C AMS arrojan una edad de 20 ka para la Formación Libertad en el área de trabajo (Antonella Celio, com. pers., 2019). Garcia Rodriguez *et al.* (2004) tienen en el pozo LRO 14 (prof. 2.6-2.8 m) una edad de 19.030 +/- 770 años (Figura 4.10) para un intervalo de mas de 1 metro de espesor de origen terrestre

(continental) semi-árido, edad que coincide dentro del error con la mencionada mas arriba.

4.2.4.-Formación Dolores

En el área de estudio, esta Formación ocurre a lo largo de la ruta 10 en la parte NE (cota 25 a 33 m), y entre cotas de 10 y 33 m en la parte SW. Cabe destacar que esta unidad se observa con más frecuencia en los bordes de la Fosa de La Paloma, no ocurriendo en la parte central de la cuenca. Los afloramientos son escasos y muy restringidos a las cárcavas de erosión, ocupando la parte superior de las mismas.

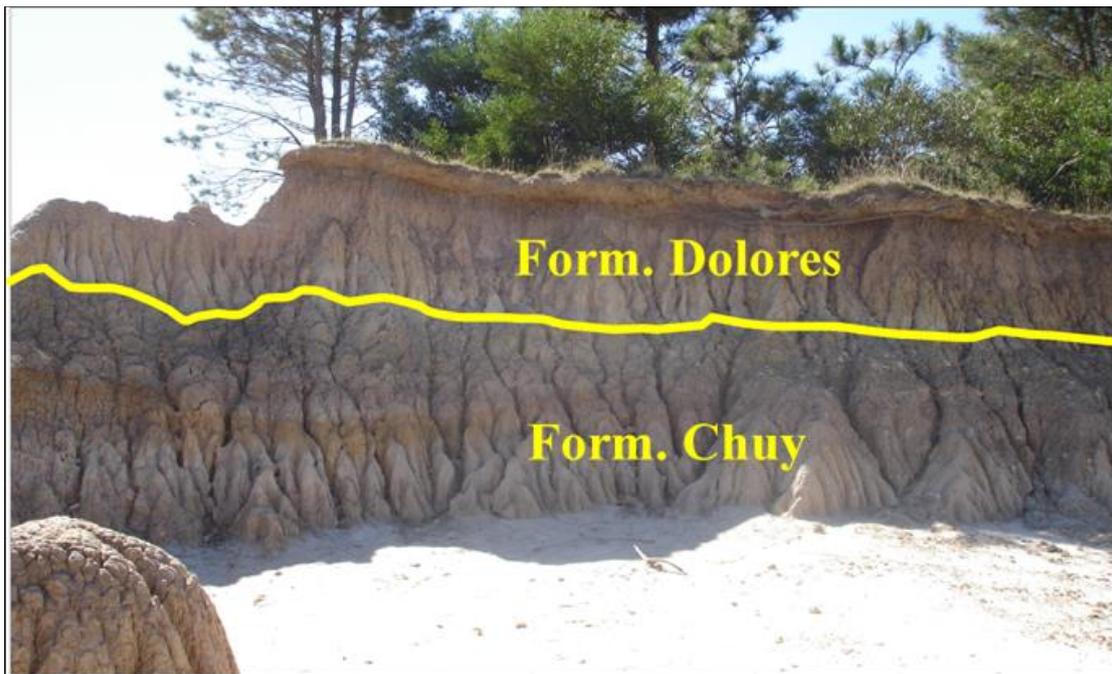


Fig. 4.11 Contacto entre la Formación Dolores y la Formación Chuy en el área de Santa Isabel (foto del autor)

4.3 Columnas estratigráficas

Se detalla a continuación las columnas estratigráficas correspondientes a los pozos estudiados, los que se extrajeron muestras para datar, muestras para analizar isótopos de O y aquellos que simplemente se analizaron para comprender la estructura de la zona. En cada caso se indican las relaciones isotópicas de C y O de los carbonatos biogénicos, la ocurrencia de bioclastos y cotas.

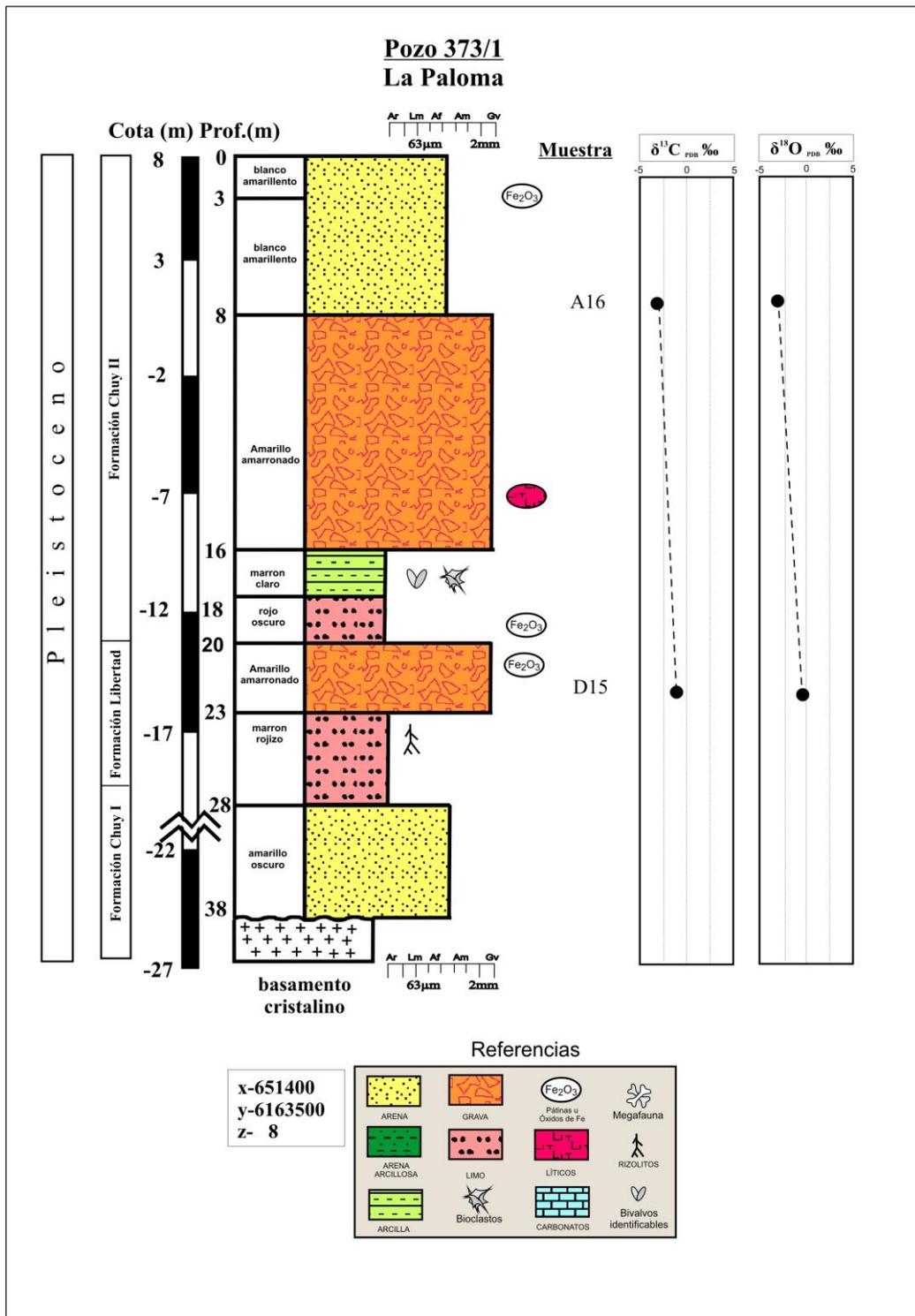


Figura 4.12 Pozo 373/1 La Paloma (descripción y columna del autor)

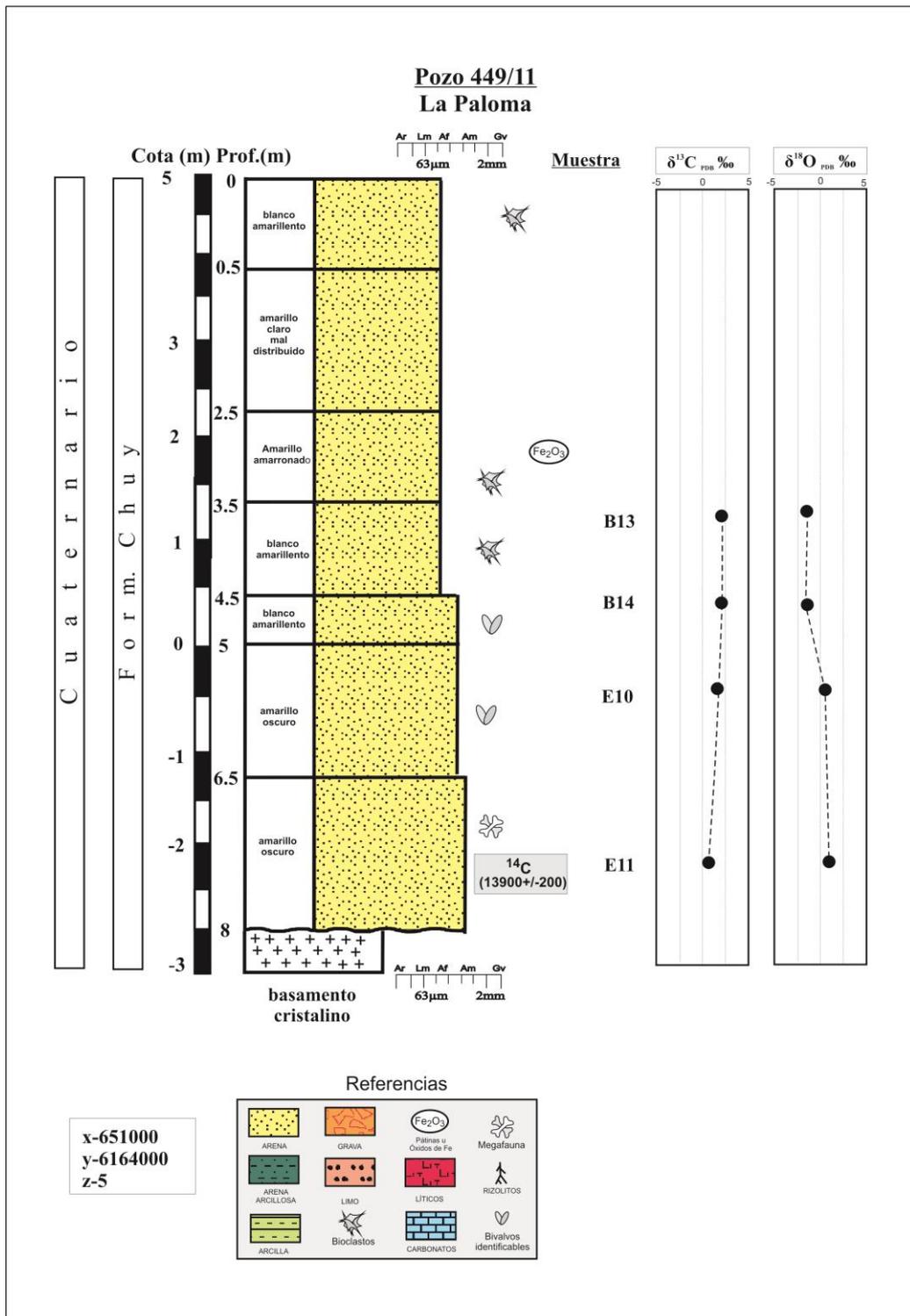


Figura 4.13 Pozo 449/11 La Paloma (descripción y columna del autor)

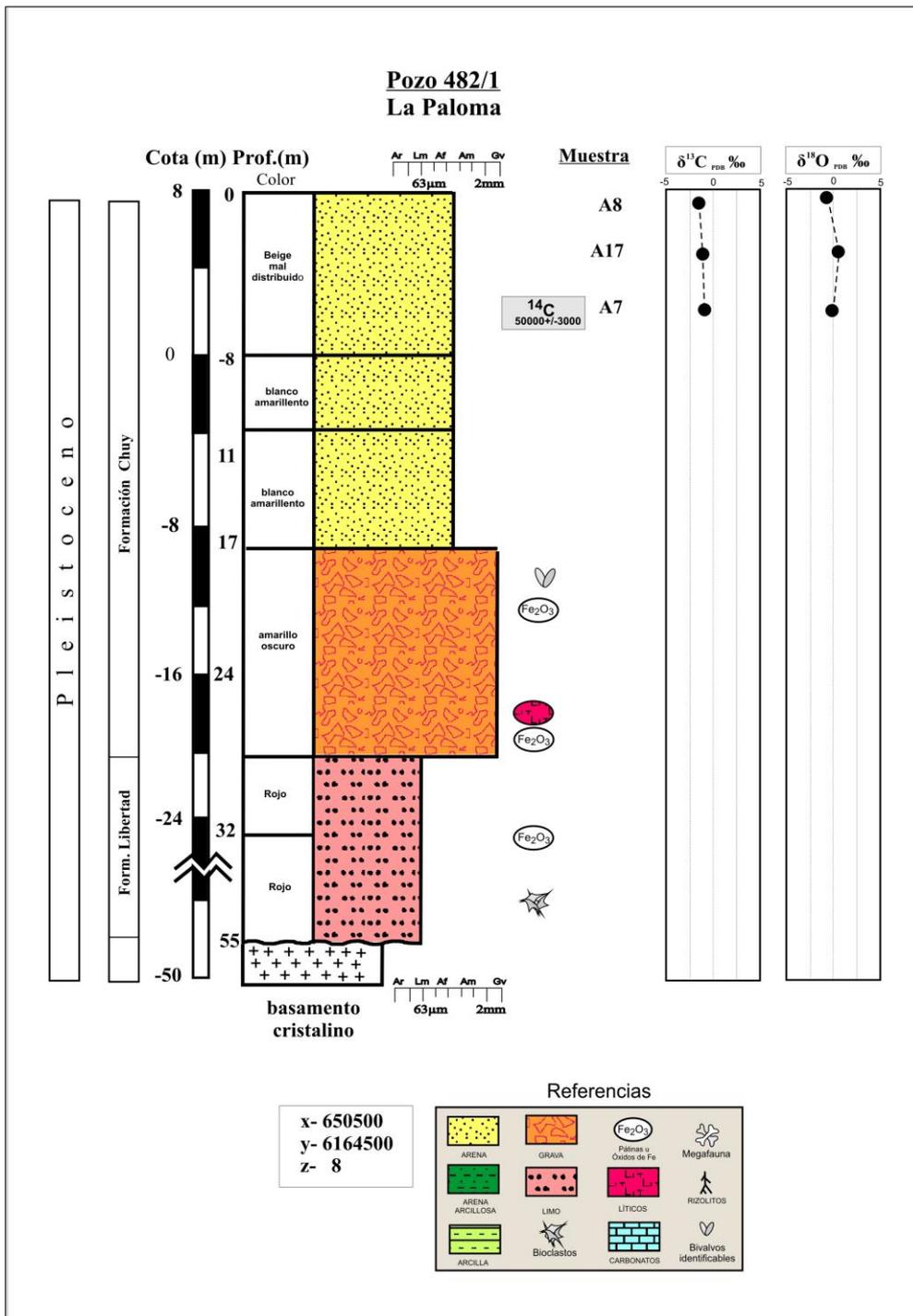


Figura 4.14 Pozo 482/1 La Paloma (descripción y columna del autor)

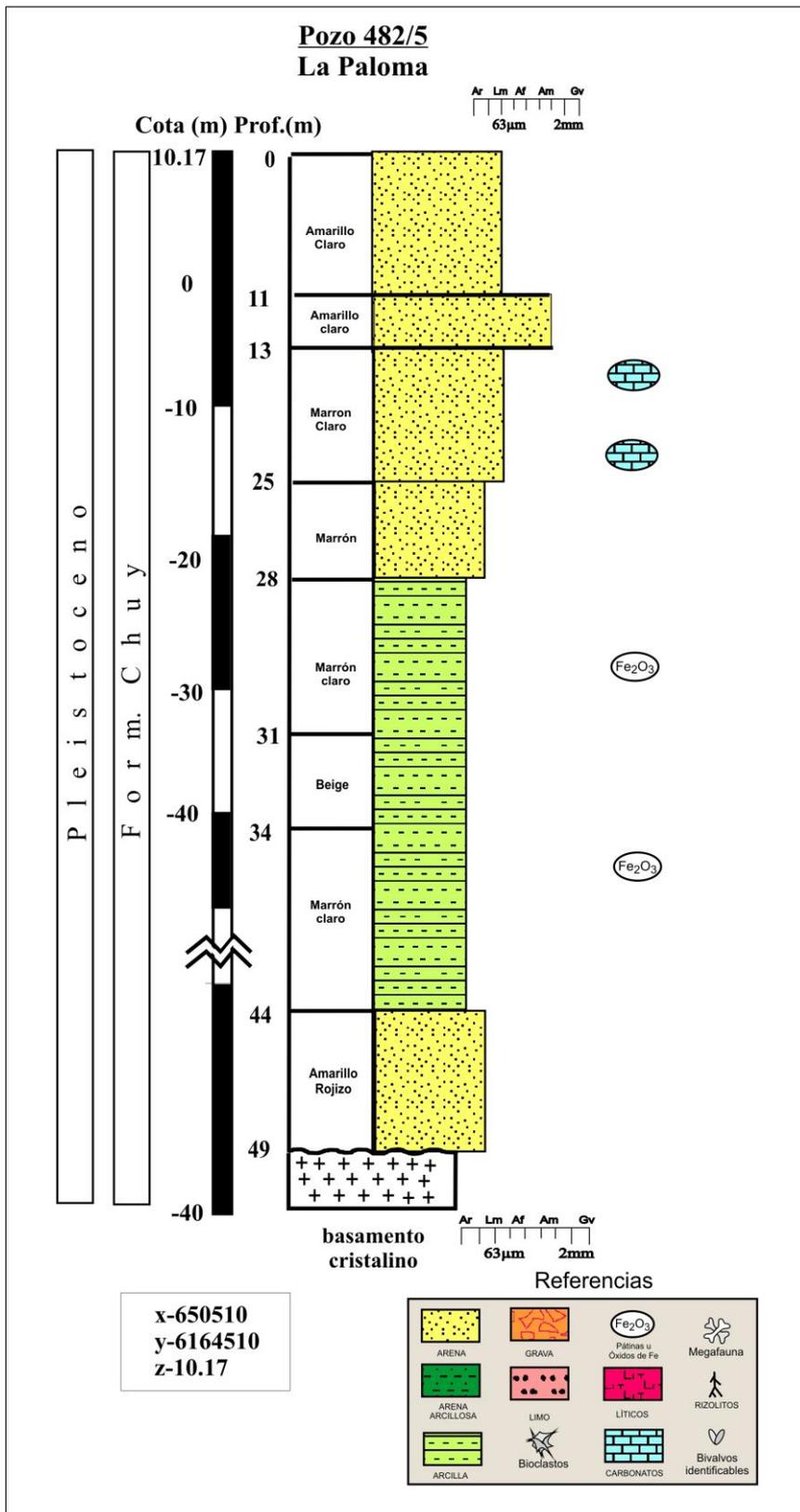


Figura 4.15 Pozo 482/5 La Paloma (descripción y columna del autor)

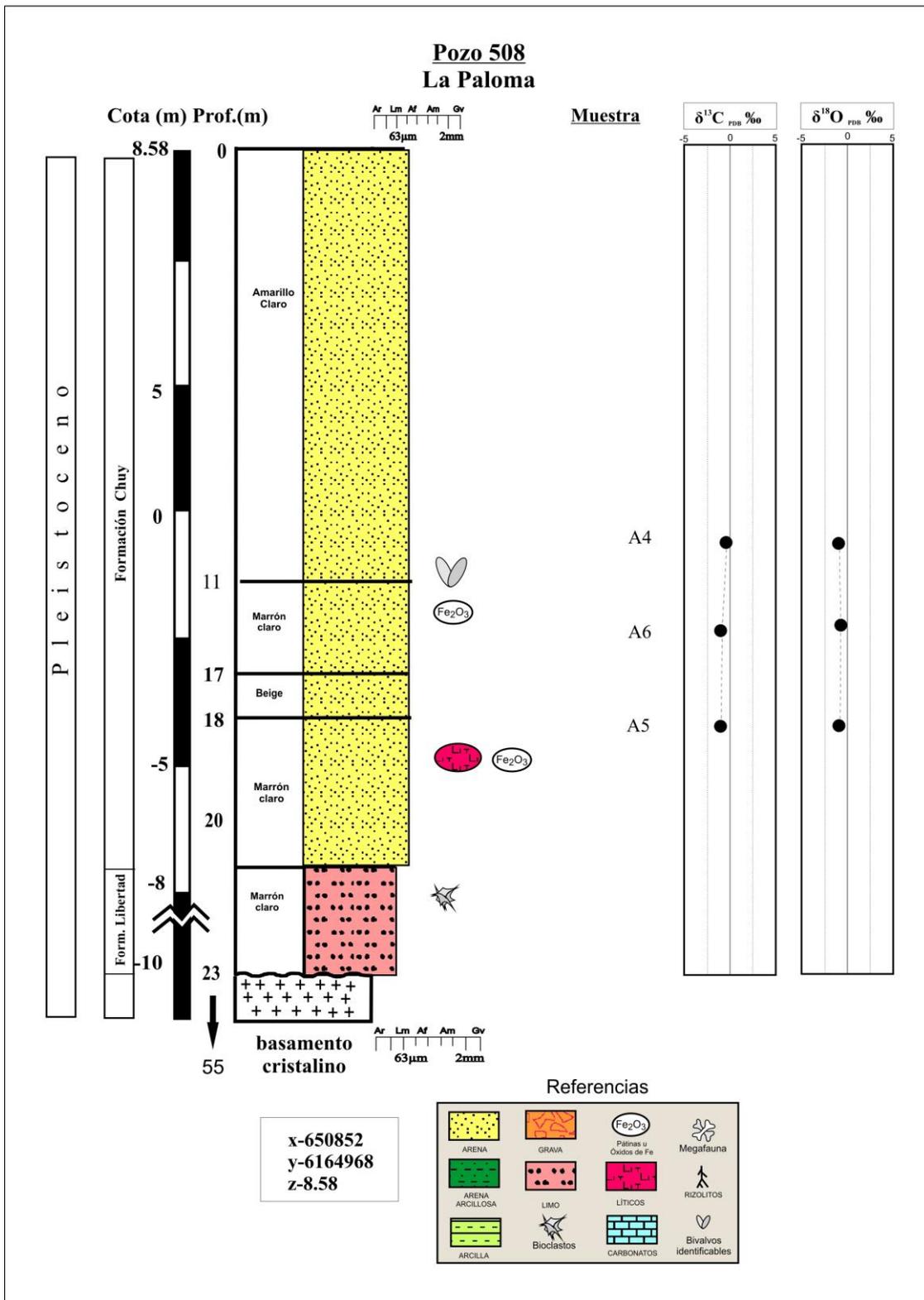


Figura 4.16 Pozo 508 La Paloma (descripción y columna del autor)

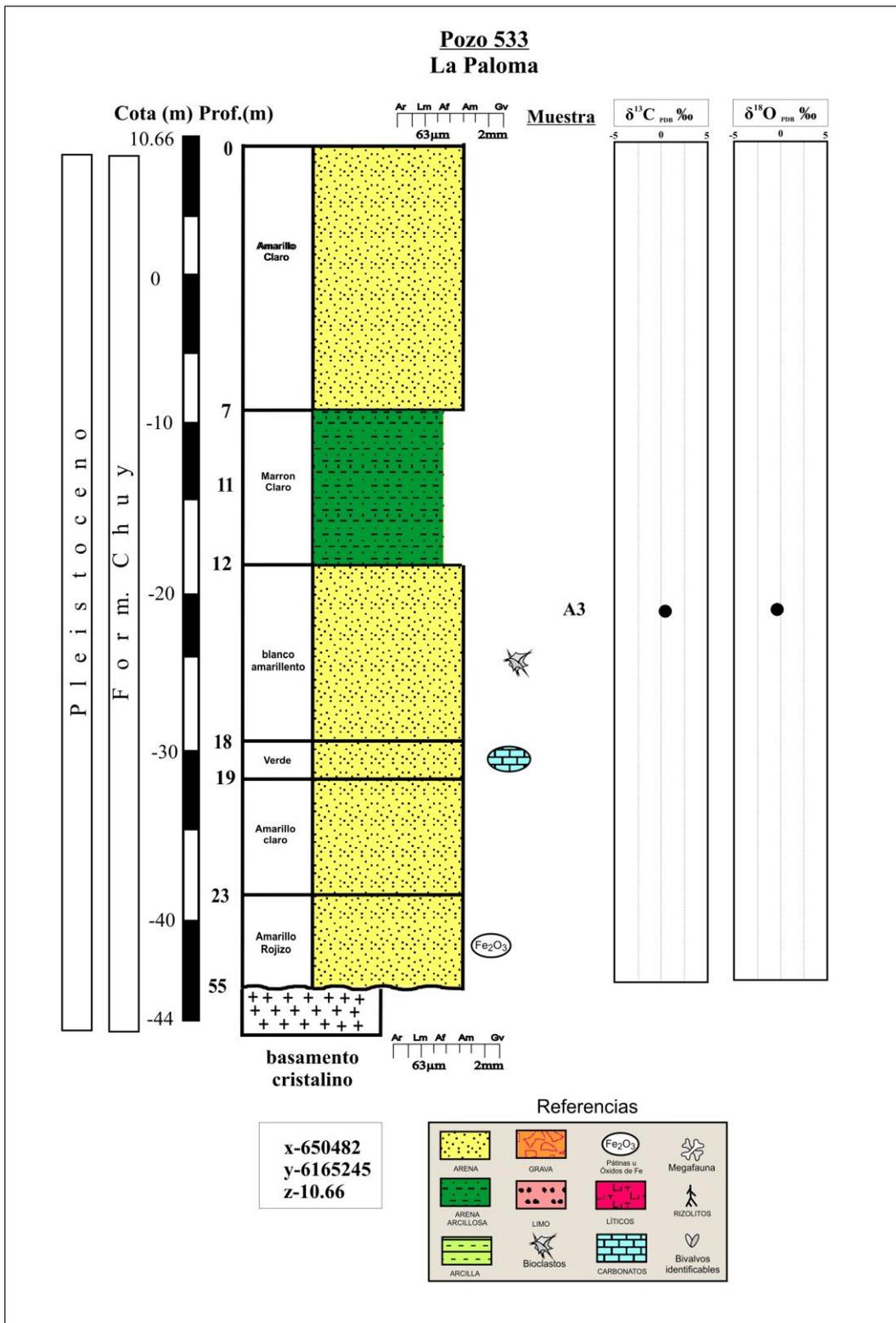


Figura 4.17 Pozo 533 La Paloma (descripción y columna del autor)

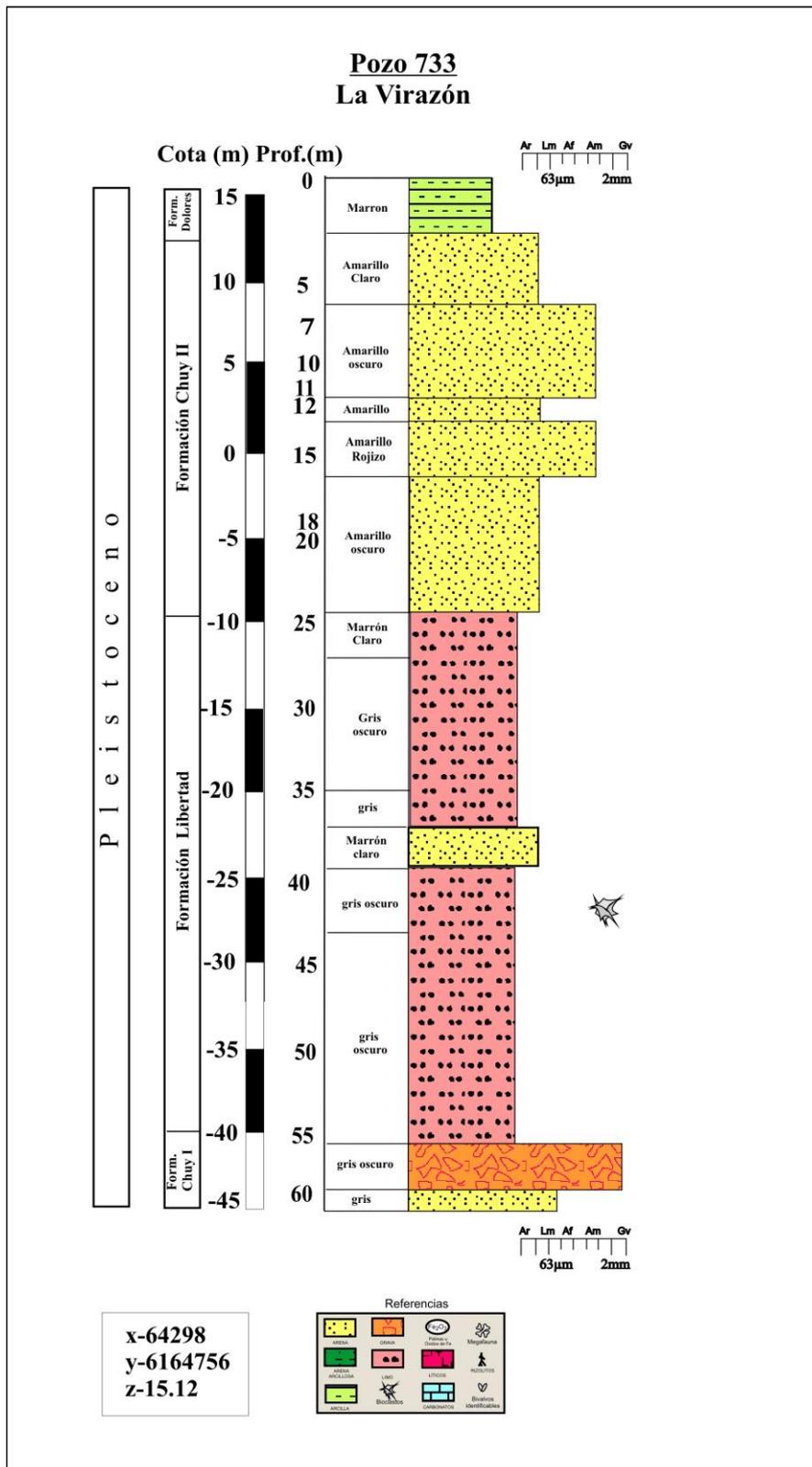


Figura 4.18 Pozo 733 La Virazón (descripción y columna del autor)

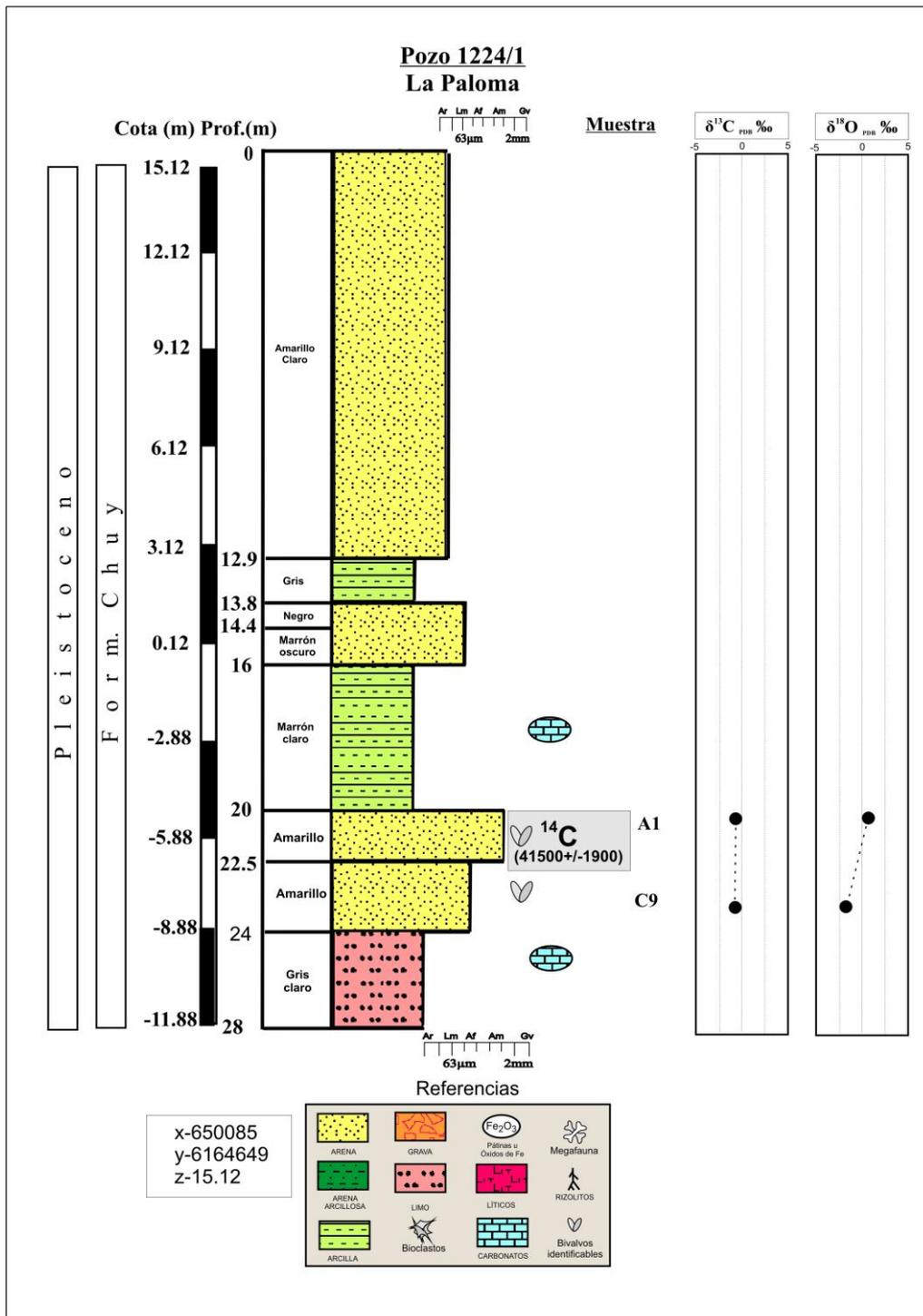


Figura 4.19 Pozo 1224/1 La Paloma (descripción y columna del autor)

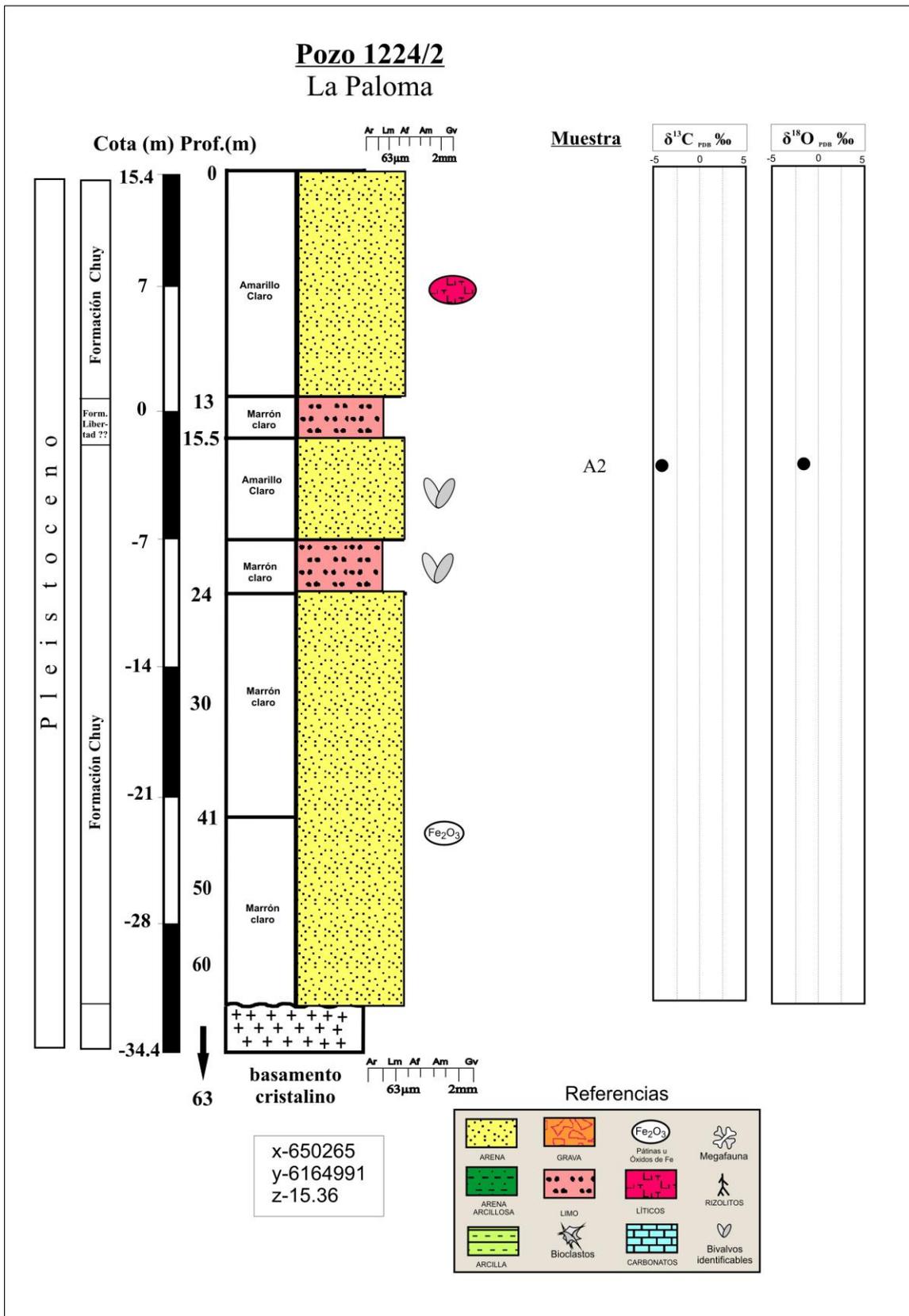


Figura 4.20 Pozo 1224/2 La Paloma (descripción y columna del autor)

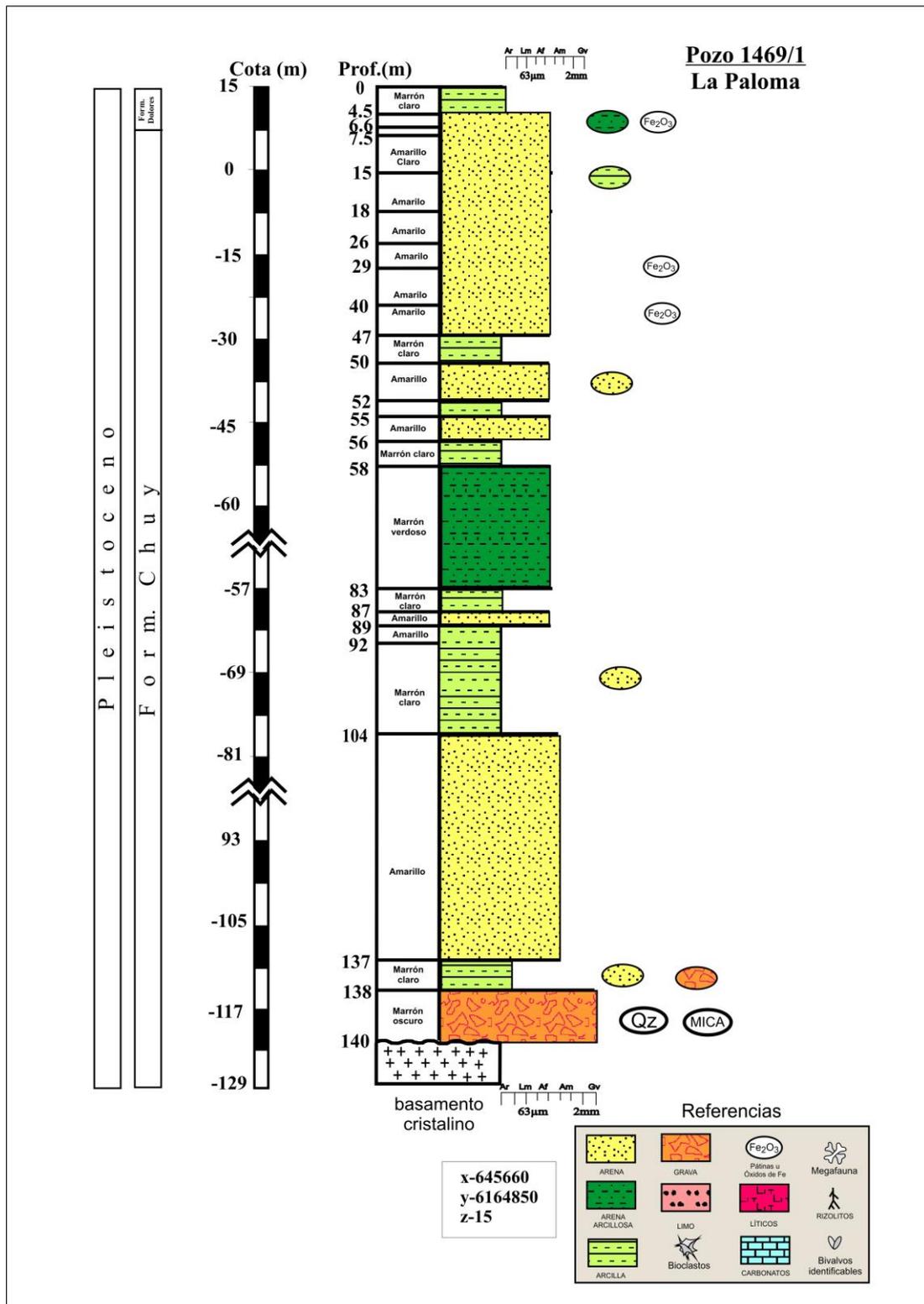


Figura 4.21 Pozo 1469/1 La Paloma (descripción y columna del autor)

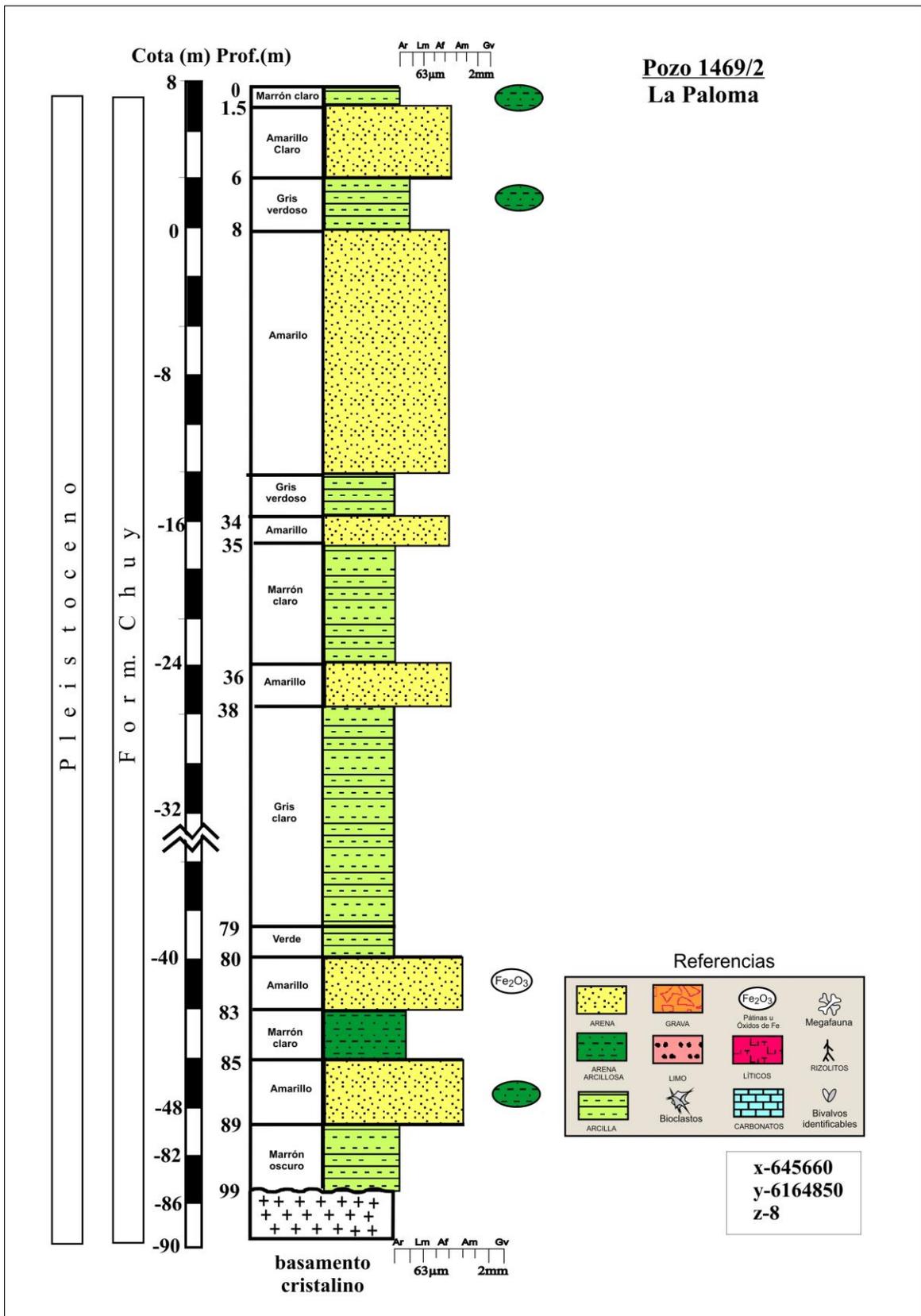


Figura 4.22 Pozo 1469/2 La Paloma (descripción y columna del autor)

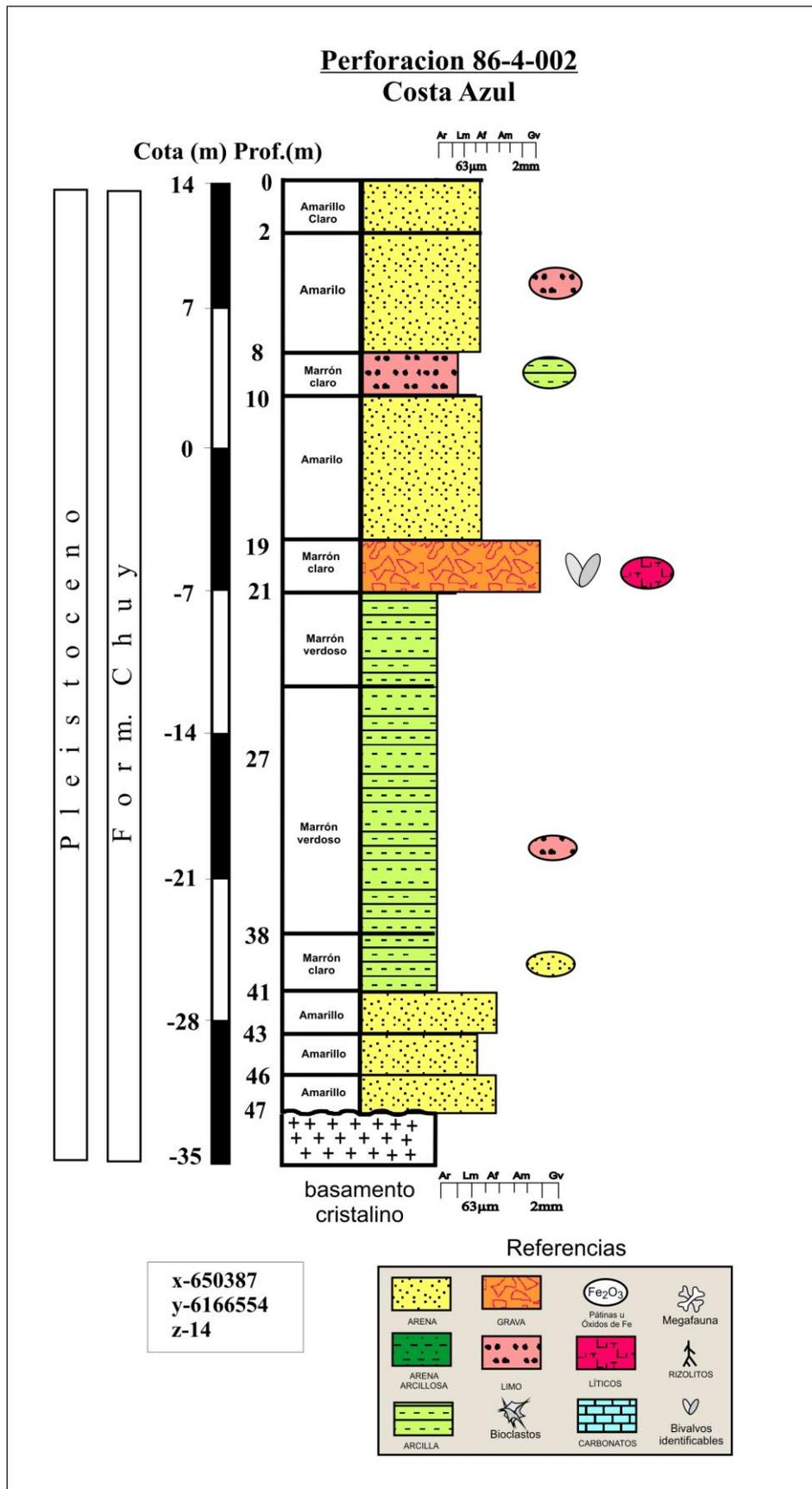


Figura 4.23 Perforación 86-4-002 Costa Azul (descripción y columna del autor)

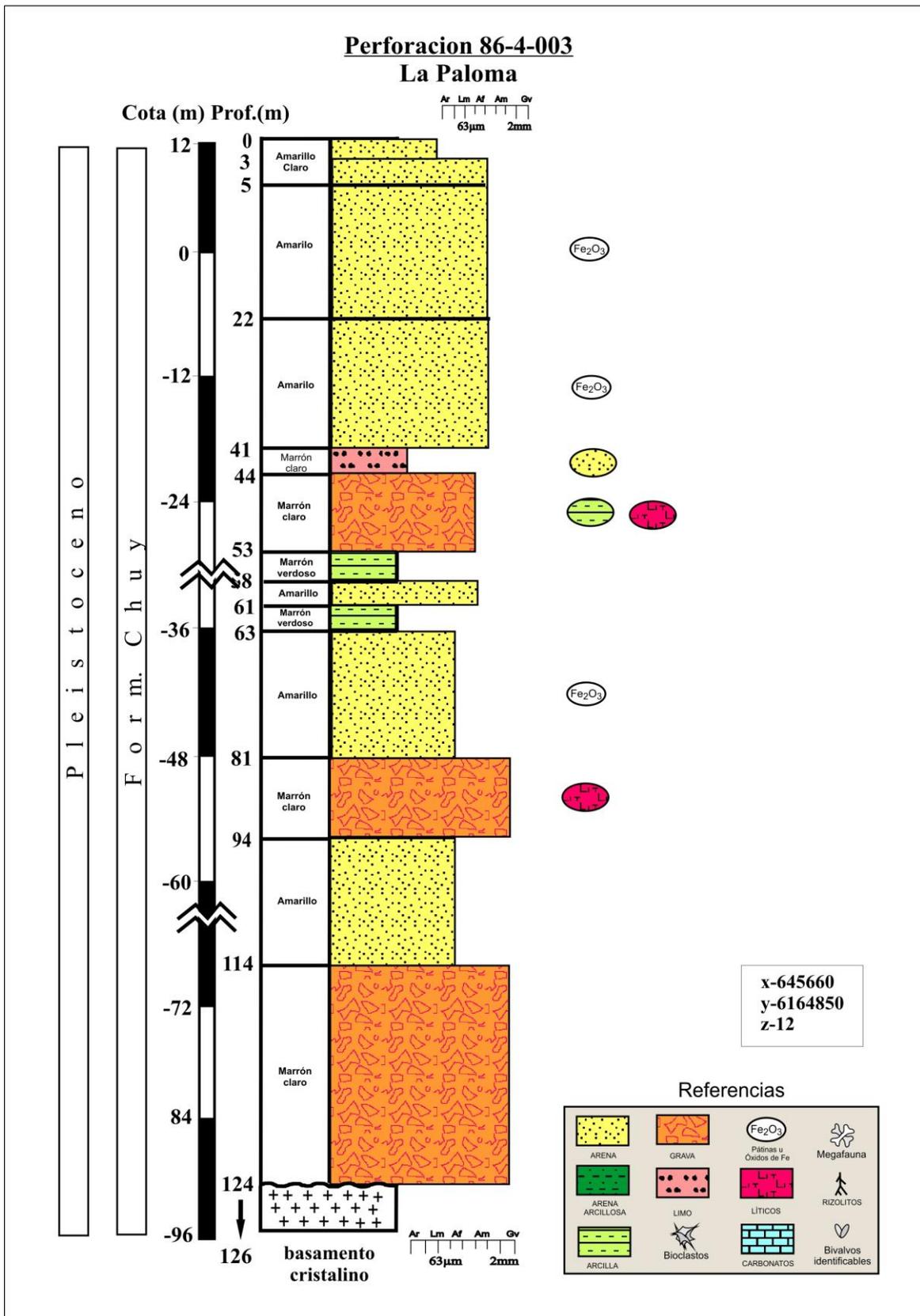


Figura 4.24 Perforación 86-4-003 La Paloma (descripción y columna del autor)

4.4 Paleontología

Se detalla a continuación los distintos especímenes de moluscos encontrados en el registro de los pozos utilizados para esta tesis.

4.4.1.- *Gasterópodos marinos*

La malacofauna uruguaya de Gastropoda marinos y estuarinos costeros bentónicos (0-50 m) está compuesta por lo menos de 140 especies (Scarabino *et al.*, 2006), de las cuales sólo siete son estuarinas (incluyendo las exóticas *Rapana venosa* y *Myosotella myosotis*). Los géneros *Olivancillaria* (*Olividae*) y *Buccinanops* (*Nassariidae*) están representados por varias especies y distribuidos en una variedad de fondos tanto consolidados como inconsolidados (Scarabino *et al.*, 2006).

En el Río de la Plata y otros ambientes estuarinos el género *Heleobia Cochliopidae* está ampliamente distribuido (Scarabino *et al.*, 2006, Figura 5.16). El mismo es recurrente en ambientes con variada salinidad en toda la costa uruguaya (todos los sustratos), con registros para Piriápolis, Punta del Este y Puerto de La Paloma, los arroyos Pando, Solís Grande, Maldonado y Valizas, y las lagunas Garzón, José Ignacio y Rocha (Gaillard, 1974; Nion, 1979; Bier, 1985; Pintos *et al.*, 1991; Jorcin, 1999; Muniz y Venturini, 2001; Passadore y Giménez, 2003; Giménez *et al.*, 2005 (Tabla 4)

Distribución de Gasterópodos en Pozo Puerto de la Paloma 449/11		
Especie	Cota (m)	Habitat
<i>Buccinanops</i>	3	Marino
<i>Crepidula aculeata</i>	0,5-8	Marino
<i>Crepidula protea</i>	5	Marino
<i>Diodora patagónica</i>	5-7,5	Marino
<i>Halistylus columna</i>	0,5,6	Marino
<i>Littoridina australis</i>	0,5	Marino
<i>Ocenebra cala</i>	4	Marino
<i>Olivella puelcha</i>	2,5,5,6,5	Marino
<i>Olivella tehuelcha</i>	3,5-4,5	Marino
<i>Tegula patagónica</i>	6,5-8	Marino
<i>Triphora sp,</i>	5-6,5	Marino
<i>Turbonilla sp,</i>	0,5	Marino
<i>Urosalpinx rushi</i>	0,5-2,5,5,7	Marino
Pozo Costa Azul 1060/1		
<i>Caecum sp,</i>	20	Marino
<i>Crepidula aculeata</i>	20	Marino
<i>Epitonium</i>	23	Marino
<i>Halistus columna</i>	20,23	Marino
<i>Ocenebra cala</i>	23	Marino
<i>Olivella tehuelcha</i>	20	Marino
Pozo La Paloma 482/1		
<i>Anachis isabelei</i>	8,11	Marino
<i>Halistilus columna</i>	7-10	Marino
<i>Olivella tehuelcha</i>	8	Marino

Tabla.4 Tabla de gasterópodos encontrados en los pozos 449/11, 1060/1 y 482/1 y el correspondiente hábitat por Sprechmann (1978) y el autor.



Figura 4.25 *Heleobia* spp. (Ejemplares extraídos de los testigos por parte del autor).

En las playas arenosas atlánticas actuales es frecuente la presencia de *Buccinanops duartei* (Nassariidae) en la zona de rompiente. Se acercan hacia la zona de surf en los meses de verano, en playas disipativas (Scarabino *et al.*, 1974; Escofet *et al.*, 1979; Demicheli, 1987; Riestra *et al.*, 1997; Defeo *et al.*, 1992, 1997), *Buccinanops uruguayensis*, *Buccinanops monilifer* y *Buccinanops cochlidium*. La Figura 4.25 y la Tabla 3 presentan una ocurrencia en el banco arenoso del Puerto de La Paloma en el submareal más somero, producto de condiciones hidrodinámicas particulares del lugar (Scarabino *et al.*, 1974; Escofet *et al.*, 1979; Demicheli, 1987). Estas especies también ocupan el submareal de las playas arenosas (Escofet *et al.*, 1979), con registros a partir de 5 m.



Figura 4.26. *Buccinanops* spp. (Ejemplar extraído de los testigos)

4.4.2 Bivalvos

La malacofauna uruguaya de *Bivalvos* marinos y estuarinos costeros (0-50 m) está compuesta por más de 90 especies, de las cuales solo cinco son estuarinas, los mitílidos *Brachidontes darwinianus*, *Mytella charruana*, *Mytilus platensis*, el solecúrtido *Tagelus plebeius* y el corbuloideo *Erodona mactroides* y nueve son marinas eurihalinas. Con relación a los fondos consolidados de la costa atlántica se destaca la familia (Mithilidae) especialmente el *Brachidontes rodriguezii* (Figura 4.27) que es otro mitílido marino eurihalino presente en esta zona, con hallazgos hacia el W en La Floresta, Araminda (Canelones) y Bella Vista (Maldonado) y presente en la zona de Piriápolis (Maytía y Scarabino, 1979).

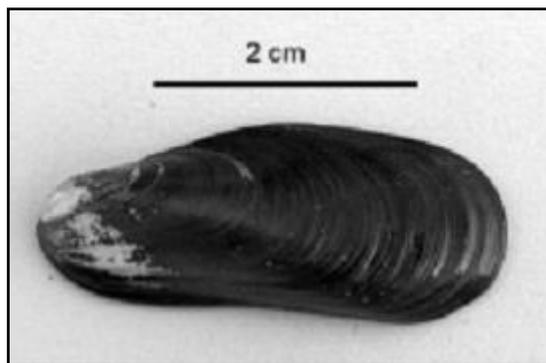


Figura 4.27 *Brachidontes rodriguezii*, mitílido dominante del intermareal rocoso de la costa atlántica tomado de Scarabino *et al.* (2006)

Se halló gran cantidad de ejemplares de *Ostrea equestris* (Ostreidae) en las muestras de los pozos de perforación analizados, como en las zonas de marea, como bajo piedras en las zonas más someras del submareal. Hasta ha sido registrada a 15 m de profundidad (Milstein *et al.*, 1976; Batallés *et al.*, 1985; Riestra *et al.*, 1992). Igualmente se ha registrado *Ostrea puelchana* habitando desde profundidades cercanas a 10 m hasta los 50 m (Ranson, 1967; Milstein *et al.*, 1976; Juanicó y Rodríguez-Moyano, 1976; Zaffaroni, 2000).



Figura 4.28 Fragmentos de *Ostrea equestris* y *Ostrea puelchana* identificables de los testigos de los pozos

En cuanto a las playas arenosas atlánticas la presencia de *Macra* en esta zona y profundidad está dada principalmente por *Macra marplatensis*, registrada a lo largo de todo el rango batimétrico y asociada a fondos de arena y arena fangosa (Juanicó y

Rodríguez, 1975; Moyano, 1976; Layerle y Scarabino, 1984). No obstante, *Mactra isabelleana* también está presente en algunas localidades. Por otra parte, en la zona de estudio *Mactra* sp. ha sido considerada históricamente como *Mactra patagonica* (Figueiras y Sicardi, 1969; Castellanos, 1970; Rios, 1994), pero el material tipo de esta especie encontrado difiere totalmente de las características atribuidas normalmente a las especies anteriormente mencionadas (Aguirre 1994).

Mactra sp. es una nueva especie en proceso de descripción cuya ocurrencia viviente es muy puntual y vinculada a arenas fangosas (Juanicó y Rodríguez-Moyano, 1976; Layerle y Scarabino, 1984). Las conchillas de esta especie son muy abundantes en fondos y playas de la zona costera uruguaya. La similitud de las condiciones del material estudiado con las de los ejemplares vivientes podría deberse a un alto potencial de fosilización de sus valvas o a una restricción progresiva en la distribución de éstas en la costa uruguaya.



Figura 4.29 *Mactra* sp. **B** y **C** fragmentos de *Mactra isabelleana* y *Mactra guidoi* seleccionados de los testigos (foto del autor).

En el caso de los Pectínidos (Pectinidae) habitan arenas finas o medias con grado variables de fango y conchilla; su presencia en profundidades menores a 10 m sólo se ha detectado en zona protegidas de la costa uruguaya (Pilsbry, 1897 b; Milstein *et al.*, 1976; Juanicó y Rodríguez-Moyano, 1976; Layerle y Scarabino, 1984)



Figura 4.30 *A* Pectinidae, *B* y *C* valva completa y fragmentos de pectínidos de los testigos utilizados (foto del autor).

En fondos inconsolidados de arena gruesa y cascajo se puede encontrar *Glycymeris longior* (Glycymerididae) entre 2 y 50 m de profundidad (Figura 4.31 Juanicó y Rodríguez-Moyano, 1976; Layerle y Scarabino, 1984).



Figura 4.31 *Glycymeris longior*

Conjuntamente con la especie antes mencionada, es posible encontrar ejemplares de *Veneridae* (Figura 4.32), los cuales suelen estar presentes en forma de individuos aislados y poco desarrollados (Figueiras y Sicardi, 1969). Ambas especies son marinas eurihalinas (Tabla 4).

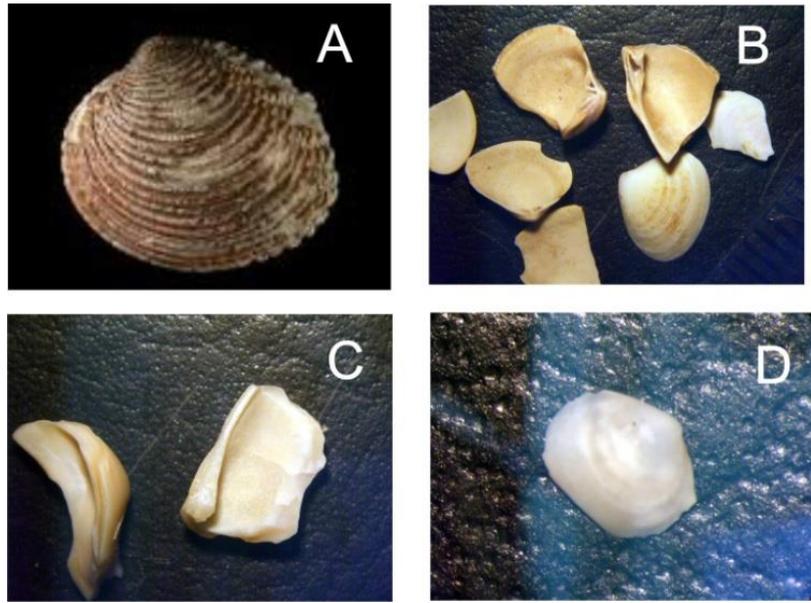


Figura 4.32 Veneridae sp. A, B y C fragmentos aislados de los testigos D valva completa (foto del autor).

Distribución de Bivalvos en:		
Especie	Cota	Habitat
Pozo 449/11		
<i>Brachidontes rodriguezii</i>	+1,75 a -8	Marino *
<i>Mactra guidoi</i>	0,75	Marino
<i>Glycymeris longior</i>	0,5,8	Marino *
<i>Cardita plata</i>	8	Marino *
<i>Crassinella maldonadensis</i>	5	Marino *
<i>Diplodonta vilardeboana</i>	4,5	Marino *
<i>Mytilus platensis</i>	4,5,8	Marino *
<i>Ostrea equestris</i>	0,5	Marino
<i>Ostrea puelchana</i>	0,5,7,5	Marino *
Pozo Costa Azul 1060/1		
<i>Veneridae</i>	5	Marino
<i>Corbula</i>	5,19-28	Marino *
<i>Mactra patagonica</i>	22	Marino
<i>Mytilus</i>	20	Marino
<i>Ostrea sp,</i>	20	Marino *
Pozo La Paloma 482/1		
<i>Ostrea sp,</i>	8-13	Marino *
<i>Brachidontes rodriguezii</i>	5-11	Marino *
<i>Glycymeris longior</i>	9	Marino *
<i>Mactra isabelleana</i>	7-11	Marino *
<i>Ostrea equestris</i>	7-13	Marino
<i>Ostrea puelchana</i>	7-11	Marino
<i>Ostrea patagonica</i>	7-11	Marino

Tabla 5 Tabla mostrando los Bivalvos encontrados en los pozos 449/11, 1060/1 y 482/1 y el correspondiente hábitat por el autor, Las marcadas como * corresponden a Sprechmann (1978).

4.4.3.- Crustáceos marinos

Dentro de los bioclastos extraídos de los testigos se han encontrado, además, gran cantidad de ejemplares casi intactos de crustáceos marinos como el *Amphibalanus amphitrite*, los cuales fueron mencionados por Gallo (1982) colonizando sustratos experimentales asociados al muelle del puerto de la Paloma (0-4 m). Junto a estos últimos se pudo verificar la presencia de cirripedios *Amphibalanus improvisus* y *Amphibalanus venustus*, (Figura 4.32), (Tabla 5)

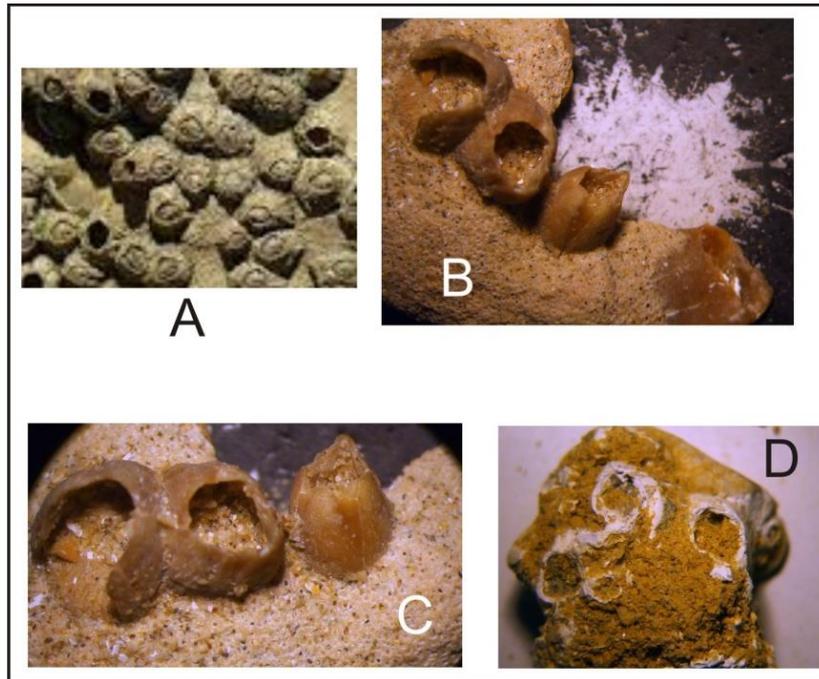


Figura 4.33 A *Amphibalanus* sp. B, C y D: fragmentos extraídos de los testigos (foto del autor).

Especie	en sustrato consolidado	sin sustrato consolidado
<i>Ostrea</i>	X	
(<i>Mytilus</i>)	X	
<i>Pectinidae</i>		X
<i>Amphibalanus</i>	X	
<i>Glycymeris</i>		X
<i>Mactra</i>		X
<i>Helleobia</i>	X	
<i>Buccinanops</i>	X	
<i>Veneridae</i>		X

Tabla 6 Distribución de especies en función del sustrato en el cual habitualmente suelen encontrarse en situación de vida.

4.5 Isótopos estables

En la Tabla 7 se muestran los resultados de análisis de isótopos de C y O para muestras de diferentes perforaciones estudiadas, expresados en partes por mil comparados con el estándar internacional VPBD (Vienna Pee Dee Belemnite) y el

SMOW (Standard Mean Ocean Water). A partir de ellos se puede afirmar el origen marino de los carbonatos (Fig.4.34).

	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}\text{‰}$	Especie
A1	1,53	-0,91	29,92	Ostrea
A2	-2,92	-3,33	27,42	<i>Ostrea</i>
A3	1,86	-1,17	29,64	<i>Ostrea</i>
A4	1,39	-1,82	28,99	<i>Ostrea</i>
A5	1,07	-1,84	29,96	<i>Ostrea</i>
A6	0,99	-1,34	29,47	<i>Ostrea</i>
A7	1,26	-1,15	29,67	<i>Ostrea</i>
A8	-0,09	-2,11	28,68	<i>Ostrea</i>
A16	-1,55	-3,40	27,46	<i>Ostrea</i>
A17	1,25	-1,10	29,73	<i>Ostrea</i>
B13	2,39	-0,94	29,90	<i>Brachidontes rodriguezii</i>
B14	2,44	-0,59	30,76	<i>Brachidontes rodriguezii</i>
C9	0,53	-1,96	28,83	<i>Pectinidae</i>
D15	-1,20	-3,67	27,19	<i>Amphybalanus</i>
E10	3,30	0,27	31,14	<i>Glycymeris longior</i>
E11	2,59	0,55	31,42	<i>Glycymeris longior</i>
12	2,02	0,34	31,20	<i>Macraa guidoii</i>
1257 1-A	2,68	1,18	32,13	Varios
1257 2-A	0,26	0,16	31,02	<i>Veneridae</i>
1257 3-A	-4,12	-1,46	29,35	<i>Ostrea</i>
1257 1-B	1,43	0,85	31,74	<i>Buccinanops</i>
1257 1-C	1,76	2,23	29,68	<i>Veneridae</i>
1257 3-C	-0,99	0,02	30,84	Varios
1257 3-B	1,40	-0,31	30,54	<i>Veneridae</i>
1257 4-B	-2,10	-0,72	30,12	<i>Ostrea</i>
1257 5-B	-1,70	-0,99	29,84	<i>Ostrea</i>
1257 1-D	0,16	3,06	27,80	<i>Heleobia</i>
1060 1-A	0,82	-0,15	30,71	Varios
1060 2-A	1,02	-0,43	30,41	<i>Veneridae</i>
1060 3-A	0,37	0,21	31,08	Varios
1060 4-A	1,52	-0,01	30,84	Varios
1060 5-A	-6,20	-2,89	27,88	Varios
1060 2-B	0,06	0,71	31,59	<i>Corbula</i>
1060 2-C	0,65	0,23	30,62	Varios

Tabla 7 Relación isotópica de O y C de las muestras estudiadas. Se toma como estándar el VPDB (Vienna PeeDee Belemnite) y para el oxígeno también con el estándar de SMOW (Standard Mean Ocean Water). La relación de este último con el VPDB es de $^{18}\delta O_{\text{SMOW}} = 1,03092 \delta^{18}O_{\text{VPDB}} + 30,92$. “Varios” son fragmentos de moluscos inidentificables.

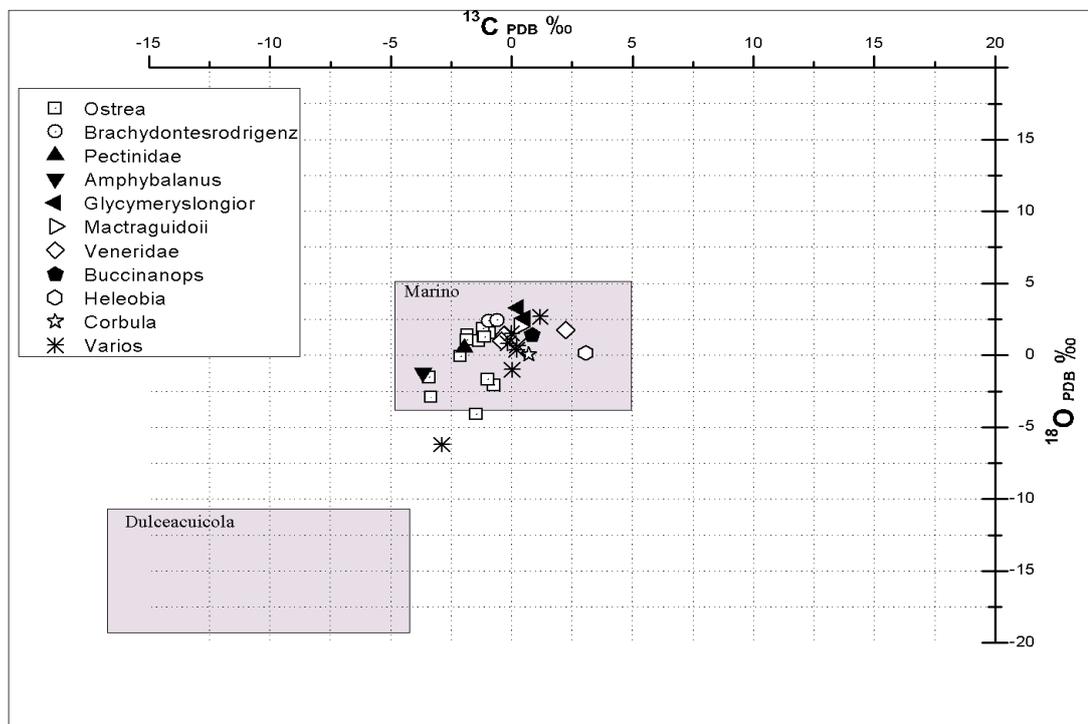


Figura 4.34 Relación isotópica entre *O* y *C* de los carbonatos analizados. Nótese el marcado origen marino de éstos. Campos composicionales de acuerdo con Keith y Weber (1964).

4.5.1.- Material analizado y factor vital

Para poder determinar el factor vital de fraccionamiento de isótopos de oxígeno, se analizaron una serie de valvas de ejemplares de las mismas especies, géneros y/o familias (según el caso), que las encontradas en la Formación Chuy. Los ejemplares analizados (Tabla 8) además provienen de la costa atlántica del Uruguay, en áreas cercanas a La Paloma.

Especie	Valor de $\delta^{18}\text{O}_{(PDB)}$	Factor Vital
<i>Brachidontes rodrigezi</i>	-0,14	-0,102
Pectinidae gen, et sp,	-0,09	-0,052
<i>Amphybalanus sp,</i>	-0,14	-0,102
<i>Glycymeris longior</i>	0	0,038
<i>Macraa guidoii</i>	1,05	1,088
<i>Ostrea sp,</i>	-1,13	-1,092

Tabla 8 Valores de $\delta^{18}\text{O}_{(PDB)}$ de las muestras de moluscos actuales y cálculo de factor vital para cada género o especie.

Mediante las relaciones isotópicas de oxígeno y siguiendo el procedimiento explicado en el capítulo 3.3.5, se calculó el factor vital para los taxa encontrados en las perforaciones (Tabla 8). Con los valores obtenidos del factor vital, se efectuó la corrección de los valores en bruto disponibles para todas las muestras antiguas asignadas a la Formación Chuy (Tabla 9). Las muestras catalogadas como *Heleobia*, *Veneridae*, *Corbula*, *Bucinanops* y los marcados como “varios” no fueron corregidos por no tener información de ejemplares actuales en el caso de los primeros y por ser inidentificables los últimos, (Tabla 9).

Especie	Valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{(PDB)}}$ sin corregir	Valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{(PDB)}}$ corregido por Factor Vital	Cota de la muestra
Brachidontes rodrigezi	-0,59	-0,48	1,75
Mactra guidoii	0,34	-0,748	-0,75
Brachidontes rodrigezi	-0,94	-0,838	-1,25
Ostrea	-3,4	-2,308	-1,5
Varios	1,18	1,18	-1,5
Buccinanops	0,85	0,85	-1,5
Veneridae	2,23	2,23	-1,5
Heleobia	3,06	3,06	-1,5
Varios	-0,15	-0,15	-2
Ostrea	-1,1	-1,098	-2,5
Glycymeris longior	0,27	0,23	-2,75
Glycymeris longior	0,55	0,512	-2,75
Ostrea	-1,82	-0,728	-3,92
Veneridae	-0,43	-0,43	-5
Corbula	0,71	0,71	-5
Varios	0,23	0,23	-5
Ostrea	-1,34	-0,248	-5,42
Ostrea	-1,17	-0,078	-5,84
Ostrea	-2,11	-1,018	-5,85
Ostrea	-0,91	0,182	-6,13
Ostrea	-1,84	-0,748	-6,92
Pectinidae	-1,96	-0,868	-8,13
Varios	0,21	0,21	-8,25
Amphybalanus	-3,67	-3,568	-8,5
Ostrea	-3,33	-2,238	-9,17
Veneridae	0,16	0,16	-10,5
Ostrea	-1,46	-0,368	-11,5
Varios	0,02	0,02	-11,5
Veneridae	-0,31	-0,31	-11,5
Ostrea	-0,72	0,372	-12,5
Varios	-0,01	-0,01	-12,6
Ostrea	-1,15	-0,058	-13
Ostrea	-0,99	0,102	-13,5
Varios	-2,89	-2,89	-21,5

Tabla 9 Detalle de los valores en bruto de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ y los corregidos por factor vital de la totalidad de las muestras de la Formación Chuy. En la última columna se muestra la cota en que se encontraron. Las filas resaltadas en gris corresponden a las muestras que no fueron corregidas por falta de especímenes actuales o por ser inidentificables los obtenidos (“Varios”).

De la tabla precedente surge la curva que se muestra en la Figura 4.35

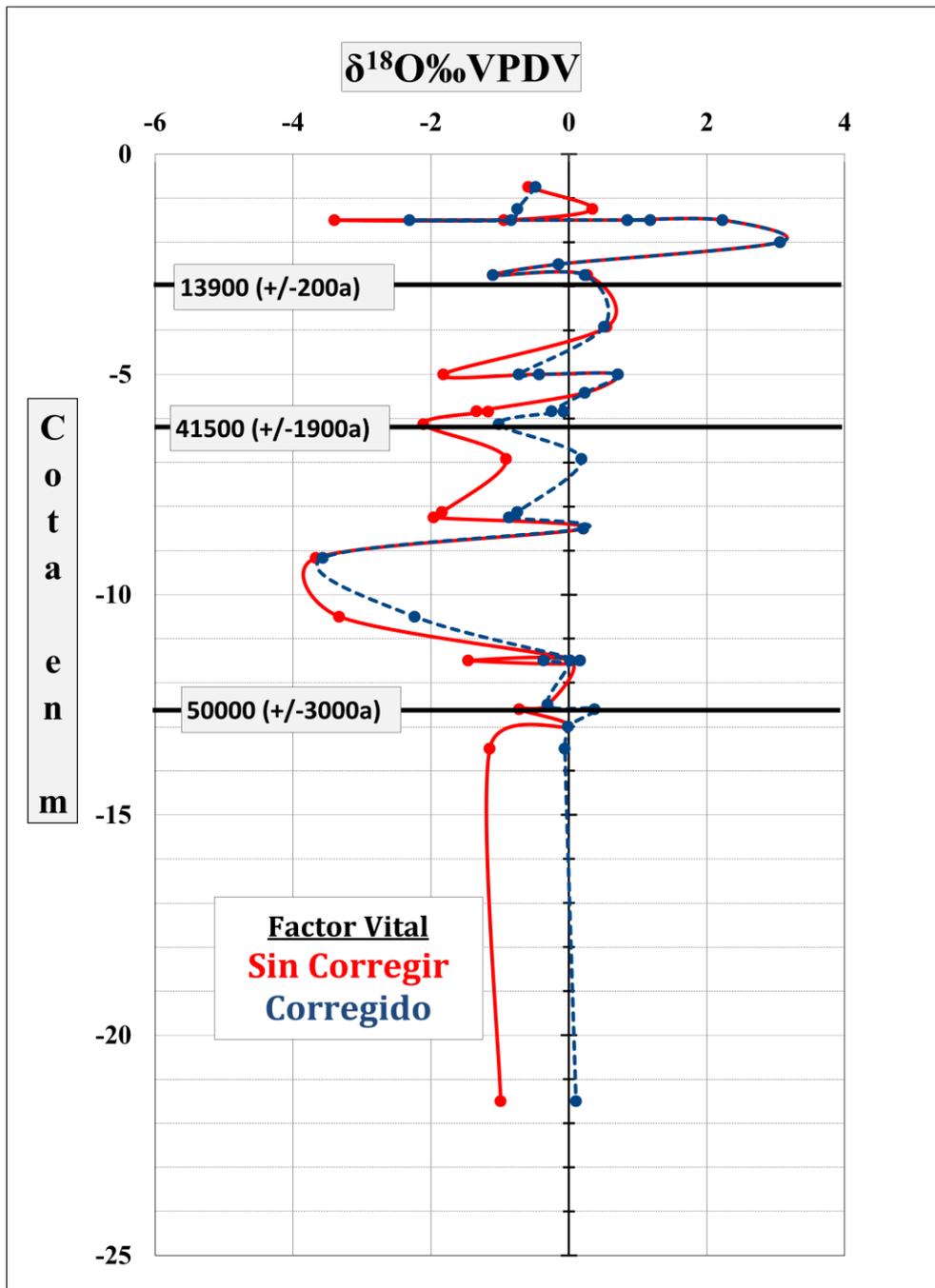


Figura 4.35 Ploteo de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las valvas mostrados en la tabla anterior. Nótese las diferencias entre las dos curvas de $\delta^{18}\text{O}$, con y sin corrección. Los puntos coincidentes corresponden a las muestras mencionadas que no se pudieron corregir por factor vital.

Se deduce que la aplicación de la corrección por factor vital determina que la curva desarrolle una amplitud diferente, al menos en los puntos en que se aplicó. Esta curva

constituye a la fecha el registro isotópico de moluscos cuaternarios más detallado de que se dispone para Uruguay.

4.6 Radiocronología

4.6.1.- Dataciones mediante ^{14}C

Las dataciones mediante la técnica de ^{14}C se realizaron por el método tradicional y por el método de AMS (Accelerated Mass Spectrometry). Los resultados son entregados por parte del laboratorio en edad ^{14}C BP⁴ en ka, pero para su uso adecuado se convirtieron a edad ^{14}C corregida (Blackwell *et al.*, 2005), en la cual se contempla el efecto reservorio del océano según el algoritmo *Marine 04* (Hughen *et al.*, 2004). Dichas dataciones arrojaron un resultado sin corregir por efecto reservorio del mar de 12035 (+/- 110) años para la muestra ubicada a -2,75 m de cota, 39995 (+/-1995) años para la muestra ubicada a -6,13 m y 47200 (+/-2900) años para la muestra ubicada a -13 m (Tabla 10).

Estas edades en estas profundidades para moluscos marinos se presentan discordantes con respecto a lo establecido para las alturas del NMM en esas épocas y estas latitudes, especialmente para la muestra que responde a la edad más joven.

Las paleocostas correspondientes a esas edades deberían ubicarse a varias decenas de metros por debajo del NMM actual y a cientos de km al S o SE de la zona, en la actual plataforma continental. Las implicancias de los datos obtenidos se discuten detenidamente más adelante.

⁴ BP (Before Present) en inglés en donde el año 0cal BP se refiere al AD 1950. Los programas estadísticos de correcciones como *IntCal04* (Reimer *et al.*, 2004) contemplan correlaciones dendrocronológicas de anillos de árboles. Otra corrección es conocida como *Marine 04* (Hughen *et al.*, 2004). Para esta se utilizan los registros coralinos. Es de destacar que las correcciones de metabolizaciones terrestres, existen discriminadas por hemisferio, mientras que las de uso marino son globales

Especie	Sin corregir ka ¹⁴ C BP	Corregida ka, cal BP	Método	Muestra	Pozo	Cota m
<i>Glycymerys longior</i>	12035 (+/- 110)	13900 (+/-200)	Tradicional	E11	449/11	-2,75
<i>Ostrea patagonica</i>	39995(+/- 1995)	41500 (+/-1900)	Tradicional	A1	1224/1	-6,13
<i>Ostrea patagonica</i>	47200 (+/- 900)	50000 (+/-3000)	AMS	A7	482/1	-13

Tabla 10 Edades de ¹⁴C sin corregir y corregidas por efecto reservorio normalizadas con respecto a las mediciones globales del océano y sustrayendo la diferencia entre el reservorio regional y el modelo marino “Marine 04” (Hughen et al., 2004; Blackwell et al., 2005)

Los diferentes bioclastos empleados para la realización de las dataciones fueron utilizados de la siguiente manera:

1) Para el caso de las dataciones de ¹⁴C tradicional, debido a que los requerimientos de la técnica necesitan al menos 50 g de muestra, se procedió a una colecta de fragmentos de bioclastos.

2) Para el caso de las muestras con el método AMS, se utilizó 1,86 mg de una valva identificable de *Ostrea* que luce en la Figura 4.36.



Figura 4.36 Fotografía de valva de *Ostrea patagonica* utilizada para datación mediante ¹⁴C, la misma no presenta evidencias de recristalización (foto del autor).

Los lugares de donde se extrajeron las muestras son los indicados en la Figura 4.37.

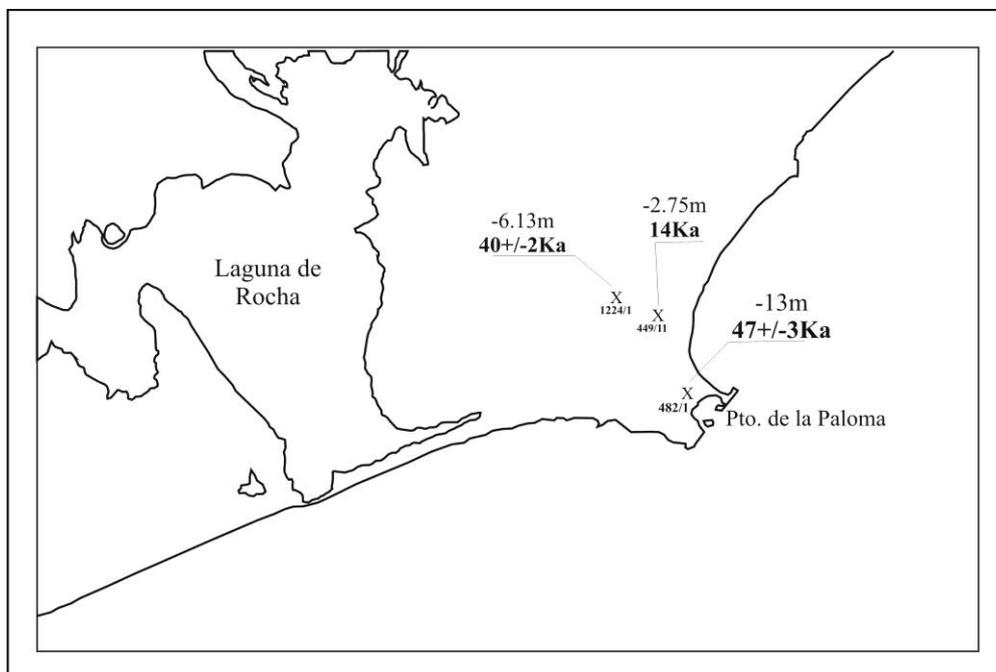


Figura 4.37 Croquis ilustrativo de la posición en donde se ubicaban los pozos que se utilizaron para la colección de las muestras para ^{14}C . Las edades señaladas están sin corregir y las profundidades son con su cota sobre NMM. (sobre cero de Warton corregido para la zona) (Croquis del autor)

De los pozos referidos en la figura precedente se extrajeron los especímenes para la obtención de los isótopos de O al igual que para el análisis paleontológico.

4.7 Luminiscencia

4.7.1.- Resultados de los análisis de Luminiscencia

Para determinar otros posibles puntos de apertura de la barra se recurrió a la técnica de lectura de la luminiscencia retenida en los granos de cuarzo y de feldespato de la arena disponible en la barra litoral y se intentó recrear los probables lugares donde se sucedieron eventos de apertura y cierre y, por ende, los distintos grados de exposición a

la luz de los sedimentos arenosos (paleobarras). Para ello se efectuaron las lecturas de señal luminiscente correspondientes a una serie de puntos muestreados de la barra a una profundidad de 1 m aproximadamente. De esta forma se realizó el ploteo de las diferentes intensidades obtenidas en cada punto contra la posición geográfica de cada uno de ellos, con el fin de obtener una relación de intensidad vs, ubicación a lo largo de la barra, (Figura 5.8). Con los resultados obtenidos se desprende que las señales luminiscentes a lo largo de la barra son variables, siendo proporcionales al tiempo de soterramiento del sedimento analizado, o sea cuánto más tiempo de soterramiento, más tiempo permaneció la barra cerrada en ese lugar, y mayor es la señal.

La relación de respuesta luminiscente correlacionada con el lugar correspondiente a cada punto de muestreo está dada por las Figuras 4.38 y 4.39

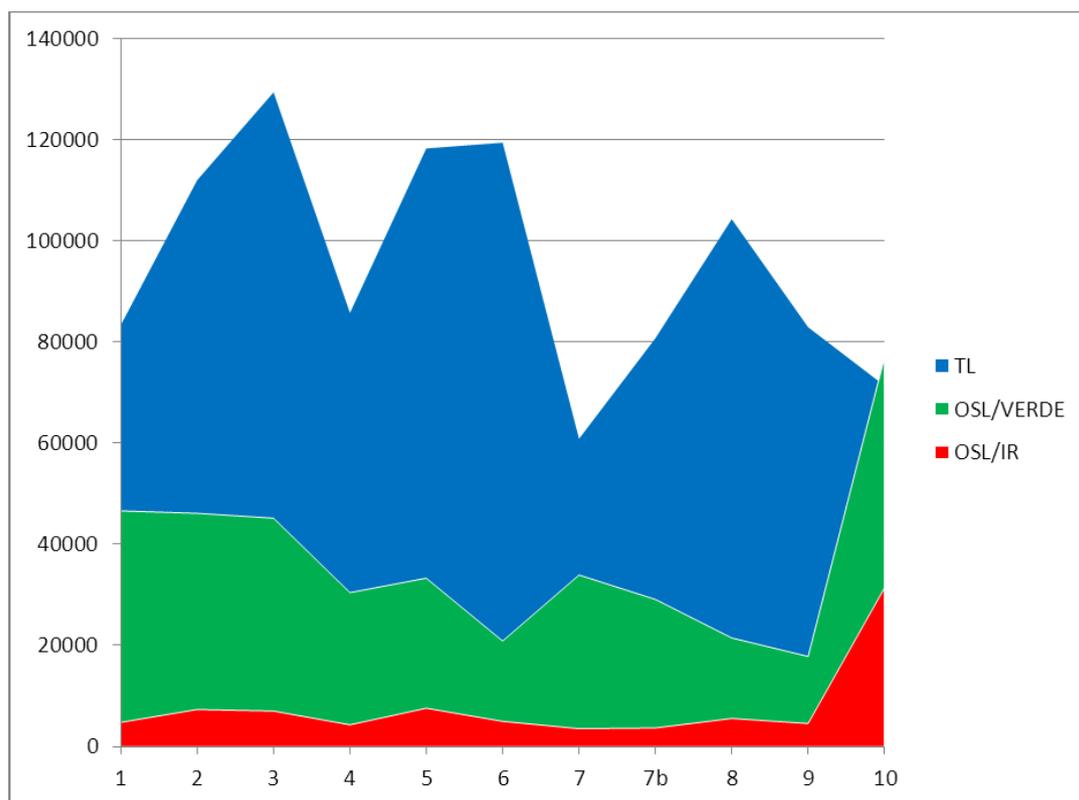


Figura 4.38 Comparación de las respuestas luminiscentes a los estímulos térmicos (TL), con luz verde (OSL/G), luz infrarroja (OSL/IR). En el mismo puede apreciarse que si bien las repuestas no ofrecieron la misma intensidad, las repuestas relativas para cada punto fueron coherentes y suficientemente proporcionales. Los sitios de muestreo se presentan en la figura 3.3

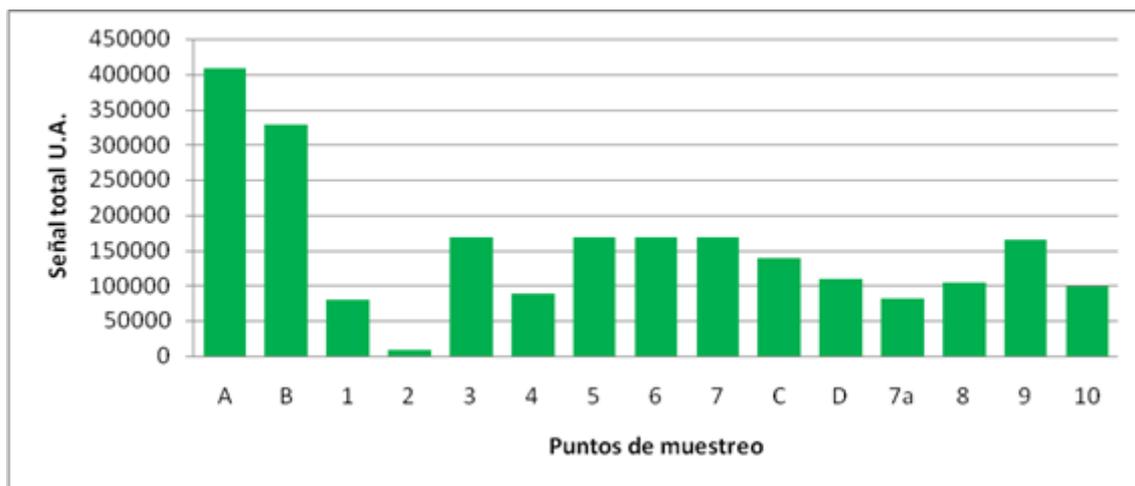


Figura 4.39 Relación de respuesta luminiscente no acumulada de los puntos mas representativos por excitación y su correspondiente media móvil. El eje de las abscisas representa unidades arbitrarias de luz es decir mayor respuesta a la excitación. Los sitios de muestreo se presentan en la figura 3.3

De lo expuesto (Figura5.8) se puede inferir que las distintas aperturas de la barra revistieron un comportamiento que no parecería acompañar una secuencia lógica, tomando en cuenta la disposición de los lugares de ocurrencia. Es posible que la apertura se realizara de alguna forma de E a W acompañando la deriva litoral. No obstante, ello, supondríamos que esta se mantuvo fija en una zona durante un tiempo y por algún elemento externo, pudo haber cambiado en diferentes oportunidades a distintos lugares o a otro lugar de equilibrio, en respuesta a variables no precisables, como ser variaciones eustáticas o cambios climáticos.

A efectos de determinar la similitud de las muestras según su respuesta luminiscente se realizó un análisis estadístico utilizando para ello el software (Paleontological Statistics PAST). En un primer caso se realizó un análisis multivariado “Euclidiano” el cual relaciona los datos de UA de luminiscencia de cada muestra en función de una distancia arbitraria que constituye la “distancia” ordinal entre sus valores, en otras palabras, los agrupa en familias de igualdad de respuesta y separa a estas familias

en función de una distancia arbitraria o jerarquía (Figura 4.40). Esta relación existente solo a través de la respuesta termoluminiscente de las mismas sin considerar las respuestas de las demás excitaciones e independiente del lugar geográfico que ocupan. Del citado análisis se desprende que las muestras se pueden agrupar básicamente en tres grandes grupos señalados como A, B y C dentro de los cuales y en cada uno las distancias en los valores en que se diferencian cada muestra es mínima (4000 UA) y manteniendo una gran diferencia entre los grupos (unas 12000UA)

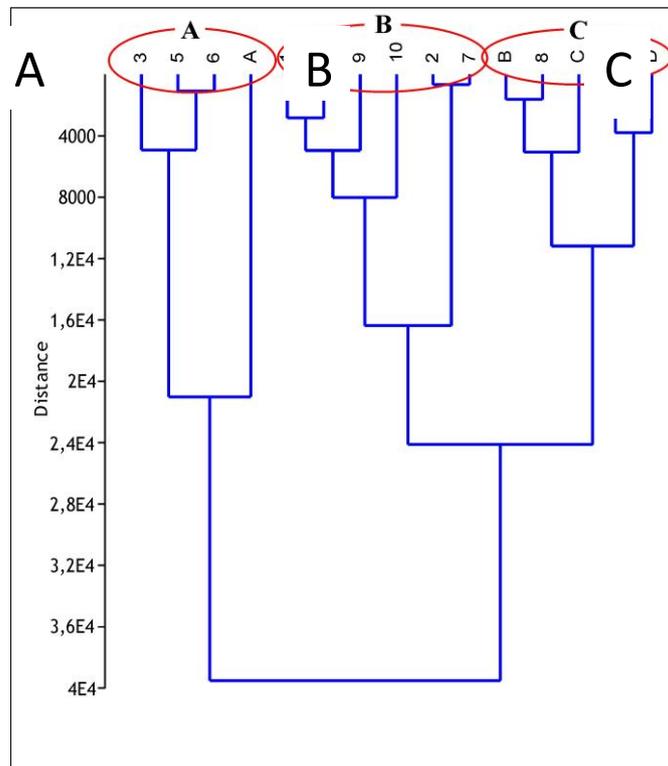


Fig 4.40 Diagrama euclidiano que relaciona las respuestas termoluminiscentes de las muestras con referencia a la distancia existente entre dichas respuestas. En el mismo se distinguen tres grupos de muestras que guardan gran proximidad en su respuesta

Luego al hacer el mismo análisis euclidiano, pero ahora relacionando las respuestas TL y IROSL se puede distinguir que debido a la alta respuesta luminiscente en el rango del IR de la muestra B, hace que esta se distancie de las demás la cuales se

agrupan a relativamente poca distancia las unas de las otras. La primera señalada como 2 en la Figura 4.41 y la segunda como 1.

Los dos análisis son exactamente iguales, pero toman las respuestas a excitaciones diferentes, en el primero es la temperatura y en el segundo son dos longitudes de onda de luz

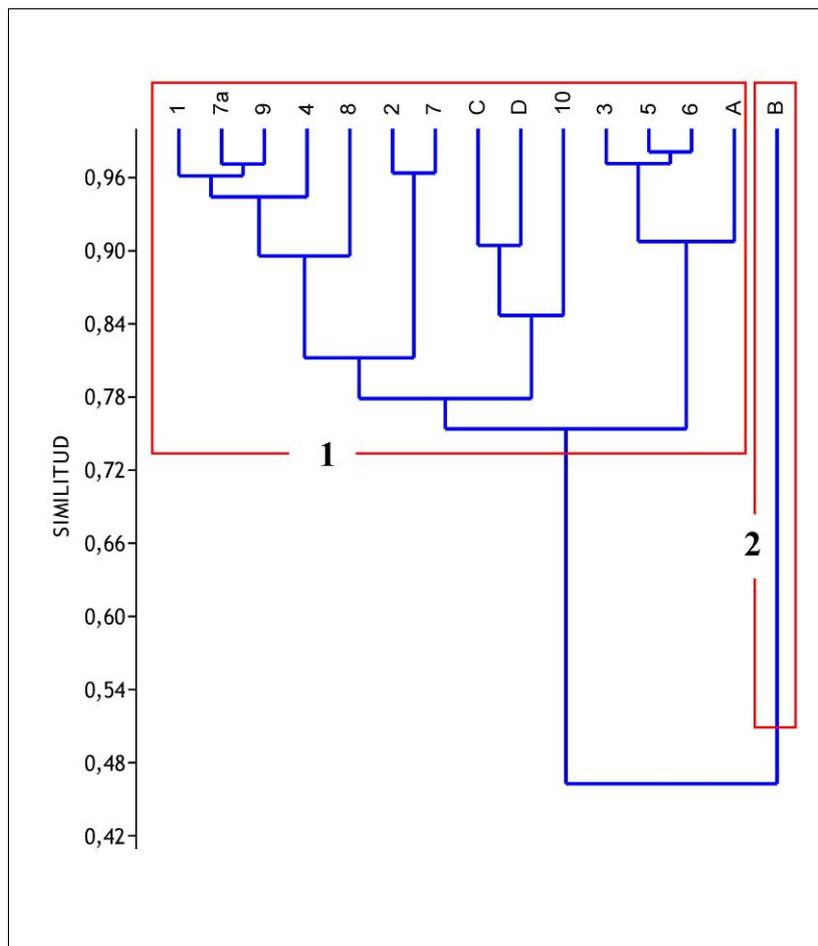


Fig 4.41 Análisis Euclidiano de la respuesta de todas las señales luminiscentes TL y OSL de todas las muestras en las cuales se puede observar la marcada distancia en la señal que presenta la muestra B marcada con un 2 en el gráfico. El rectángulo marcado como 1 representa la masa del resto de las muestras las cuales presentan poca variedad entre sí.

Por último, se realizó un análisis Bray-Curtis (Figura 4.42) en el cual se pudo relacionar las diferentes muestras vs. similitud de sus características, es decir cuan

parecidos son con respecto a las respuestas luminiscentes. En cuyo caso se pudieron distinguir cuatro grandes grupos señalados como A, B, C y D perteneciendo al total de las muestras excepto la B que se aparta del conjunto en forma sensible.

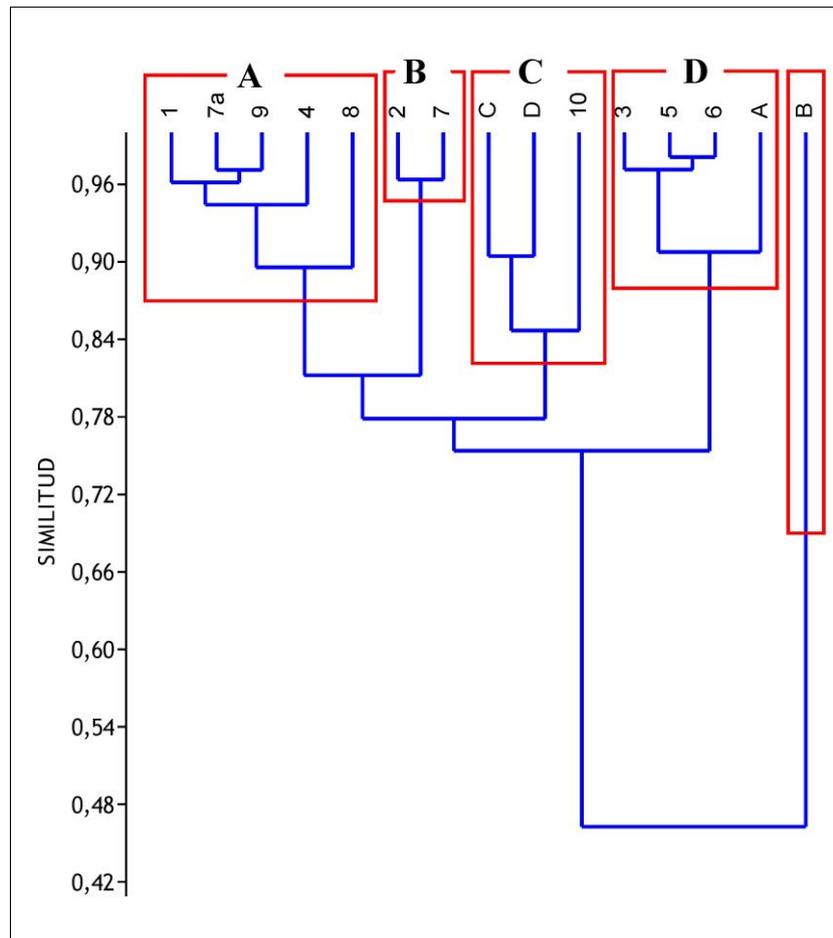


Fig 4.42 Diagrama de Bray Curtiss mostrando la similitud de las respuestas de las muestras, en las mismas se pueden distinguir cuatro grupos A, B, C y D perteneciendo a la casi totalidad del universo muestral excepto el punto B que se aparta sensiblemente del resto

4.8 Procesos holocénicos y actuales

4.8.1.- Geomorfología

Para este trabajo se realizó un estudio geomorfológico de la laguna de Rocha a partir de fotos aéreas a escala 1:20.000, imágenes de Google Earth® y el soporte de campo necesario (Figura 4.41).

Allí puede reconocerse tres grandes episodios de edad gradualmente decreciente:

1- Cordones de arena depositados cuando las aguas oceánicas del Holoceno llegaron al máximo nivel de la zona. Estos cordones fueron reconocidos en toda la periferia de la laguna a una distancia variable, aunque en forma discontinua. Se depositaron directamente junto a la terraza excavada en los limos de la Formación Dolores o en las arenas de la Formación Chuy. Se encuentran a cotas entre +2 y +3,5 m, sobre el actual nivel del mar.

2- Planicies de Chenier, también discontinuas indicativas de una mayor extensión de la laguna, claramente observables en varias zonas de la periferia de la laguna. Estas muestran alternancias de barras estuarinas y sedimentos finos impermeables con un descenso gradual en etapas del nivel primitivo de las aguas (Figura 4.43).

3- Barras arenosas costeras, paralelas a la actual línea de costa, cuya estabilidad se encuentra en equilibrio metaestable (Bossi *et al.*, 1997)



Figura 4.43 Detalle de la Laguna de Rocha y la existencia de los coluviones, Cheniers y barras arenosas costeras (modificada sobre imagen de Google Earth®)

4.8.2.- Transporte de sedimentos y formas de fondo dentro de la laguna de Rocha

La profundidad se mantiene constante en casi toda la laguna siendo de unos 80 cm en condiciones de barra abierta, llegando al entorno de 150 cm en el caso de la barra cerrada. Estas condiciones de profundidad se mantienen en el 90 % de la laguna, mientras que en la zona próxima al lugar donde habitualmente se abre la barra se forma un “delta de flujo” o un delta interno con canales bien definidos que llegan hasta los 5 m de profundidad. Pese a ello se ha somerizado el canal de entrada. Las barras rómbicas del delta interior tienen las caras de avalancha bien definidas orientadas al norte y sobre ellas se hallan yuxtapuestas pequeñas óndulas de orden centimétrico migrando en la misma dirección. Dichos lóbulos rómbicos están separados entre sí por canales sinuosos de entrada y salida de agua, que en situaciones de flujo activo durante la situación de barra abierta pueden llegar a tener, como se mencionó anteriormente, más de 5 m de profundidad y corrientes muy considerables. En proximidades del canal de apertura y por acción de las corrientes

de flujo y reflujo, se pueden distinguir formas de fondo transversales u óndulas, todas estas en función de la magnitud de dichas corrientes (Boothroyd, 1985).

Se pueden distinguir también en el fondo de la laguna formas que, teniendo en cuenta sus características morfológicas, responden a flujos bidimensionales (Figura 4.56). Según Ashley (1990), modificado por Dalrymple y Rhodes (1995), estas formas pueden clasificarse: según los siguientes descriptores:

1^{er} Orden: Tamaño Pequeñas de $\approx 0,05$ a $0,04$ m de altura y de dos dimensiones.

Las formas de fondo, en cuanto a sus indicadores fundamentalmente de 1^{er} Orden, muestran que cuando las corrientes existen, son de muy baja intensidad, máxime considerando el espesor de los sedimentos del sustrato, lo que indicaría un número de Froude subcrítico muy bajo.

Las características granulométricas de los sedimentos corresponden a las medidas de los sedimentos de la Formación Chuy y son visibles superficialmente en las zonas de mayor energía, mientras que limos y arcillas de origen edáfico aportadas por los arroyos afluentes se mantienen en el sustrato superior, solo en donde las energías de transporte son menores.

2^o Orden: Superposición simple con un sedimento arenoso, fundamentalmente arena media bien seleccionada especialmente en la zona del área de desembocadura.

3^{er} Orden: Perfil, Estructura, Cobertura, Fuerza En este caso es difícil de determinar casi todos los parámetros, salvo la cobertura que se puede considerar que alcanzó el 80% aproximadamente de la superficie del fondo ocupada.

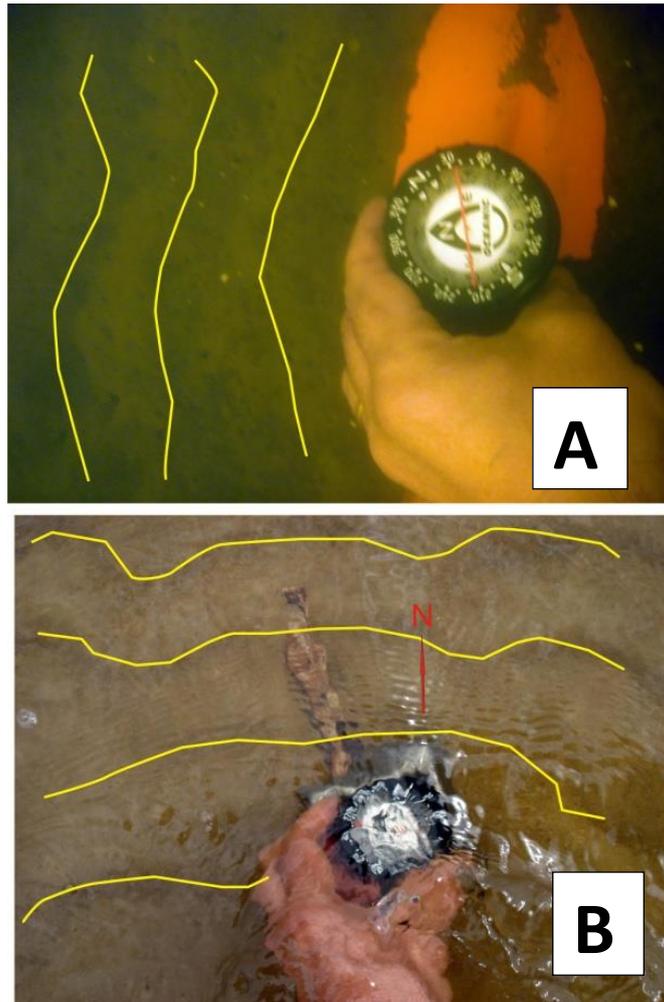


Figura 4.44 Detalle de las ondulaciones pequeñas de cresta sinuosa y asimétricas existentes en el lecho de la Laguna de Rocha. En la foto **A** se ven las características de las mismas en el 80 % aprox, del fondo y en la foto **B** se observan en la zona de la desembocadura. En ambos casos éstas son normales al flujo que es de dirección S. (Fotos del autor).

A efectos de determinar varios de los parámetros, tales como la granulometría y otras características de los sedimentos, se realizó una grilla de puntos de muestreo, de forma de contar con una distribución significativa de los mismos y sus profundidades. Para ello se tuvieron en cuenta las características de la zona próxima a la desembocadura y se eligió un punto de control en un área alejada de las influencias de las corrientes de flujo (Figura 4.43).

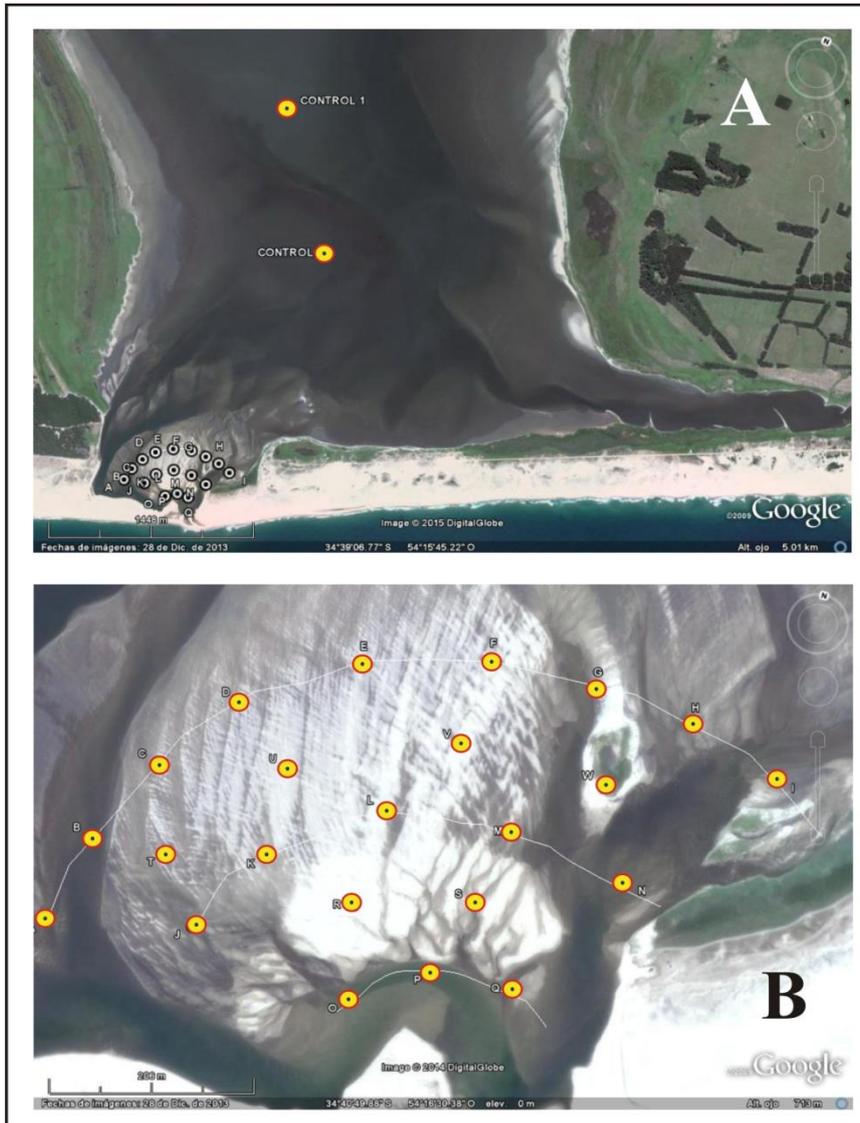


Figura 4.45 Fotos de Google Earth™ de las zonas de muestreo. En la foto **A** se aprecia el conjunto de puntos evaluadores de la zona de descarga, distanciados del punto de control. En la foto **B** se aprecia detalle de los distintos puntos de la foto **A**.

Se extrajeron muestras de 1000 g aproximadamente en cada lugar con un tubo de PVC (Figura 3.2). La extracción se efectuó en dos oportunidades, una con la boca abierta y otra en situación de boca cerrada. Esta condición de estado de la desembocadura fue tomada en cuenta a efectos de evaluar los posibles cambios ocasionados al cierre de la misma. Dentro de estos cambios se ubica el cese de las corrientes dentro de la laguna.

Los resultados obtenidos del muestreo se muestran en la figura 4.44 en la cual se graficaron las curvas acumulativas correspondientes a las muestras de la desembocadura vs. Punto de control.

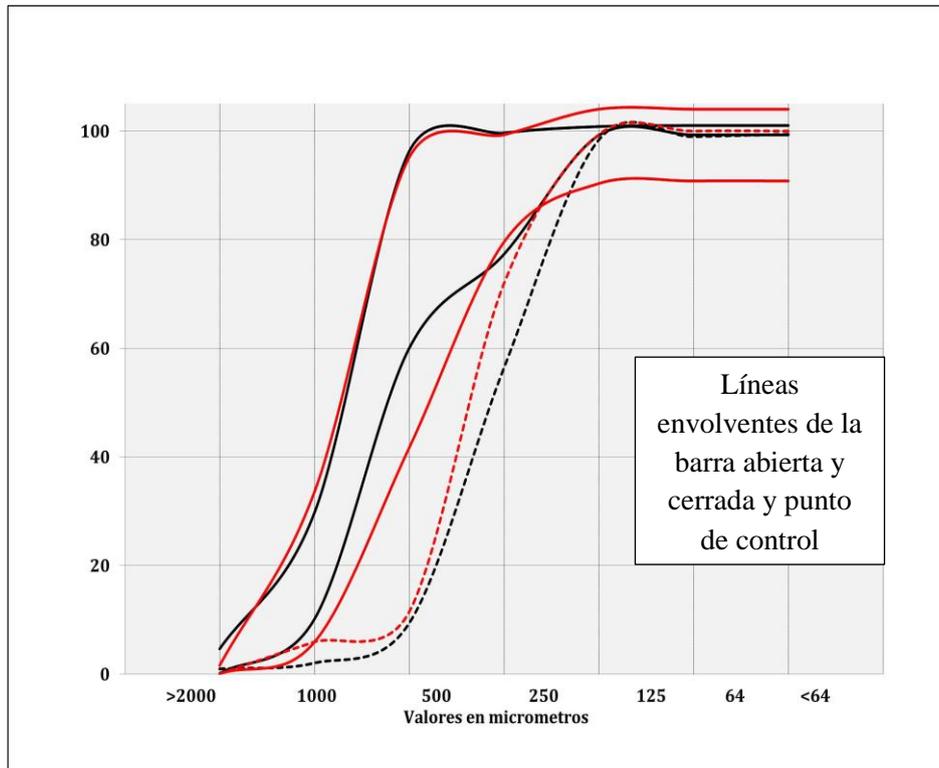


Figura 4.44 Gráfico de las curvas acumulativas correspondientes a la envolvente de los puntos de la desembocadura (líneas continuas) y las curvas acumuladas correspondientes al punto de control (línea punteada), en ambos casos con barra abierta y luego con barra cerrada. Obsérvese la similitud y la aparente poca incidencia del cierre de la barra en la variación granulométrica. El espacio comprendido entre las líneas sólidas rojas corresponde a la barra abierta y en las líneas negras a la barra cerrada.

La laguna de Rocha es un cuerpo cerrado o temporalmente semicerrado de agua. El fondo de esta es de sedimento pelítico ($\leq 62.5 \mu\text{m}$), formado mayoritariamente por fangos con mucha materia orgánica procedente de su cuenca, y transportado por los arroyos afluentes Las Conchas, Piedras Blancas, La Palma y La Paloma. Dicho sedimento pelítico se encuentra sobre un sustrato de arena mediana, del cual se desconoce su real potencia, pero a la luz de las evidencias de los pozos existentes, este puede llegar a varias decenas de metros. Esta cuenca endorreica se comporta como

un reservorio de agua, con alternancias de un período en el que la barra se mantiene cerrada y otro en que se encuentra abierta. En el caso en que la barra esté cerrada, se establece un desequilibrio por el ingreso de agua de lluvia directamente desde su cuenca, y la evaporación generada por un espejo muy extenso de baja profundidad; pudiendo ser deficitario dicho balance para este último, dependiendo de las condiciones climáticas.

En este caso, (en que el volumen de la laguna se mantenga en aumento) la barra se abre como consecuencia de la diferencia entre el nivel de agua de su interior y el NMM (en el entorno de los 0,75 m por encima del nivel) y, por lo tanto, la incapacidad de la barra de mantener dicha diferencia.

4.8.3.- Evolución reciente de las puntas de acreción

En el caso de las figuras 4.45 y 4.46 se aprecia el avance de las lenguas de cierre (Zenkovich), también conocidas como puntas de acreción o “pontais” (Toldo *et al.*, 1993). En la figura 4.47, desde la imagen A hasta la D transcurrieron 9 años y varió 33 m lo que arroja un avance de 3,6 m/año. A comienzo de la medición, B, C y D continúa el aumento en longitud aunque parece desconectada de la costa. Esto se debe a variaciones mareales internas de la laguna. En E se aprecia cómo empieza a cerrarse con otra lengua de la ribera opuesta.

Barra abierta



Barra cerrada



Figura 4.45 Comportamiento mareal histórico dentro de la barra de la Laguna en condiciones de barra abierta y de barra cerrada. El mismo logra enmascarar las lenguas de arena formadas por efecto del “Fetch” En las fotos **A** y **B** parecen existir más lenguas de arena que en las fotos **C**, **D** y **E** debido a que en estas últimas la condición de cota más alta producto de la barra cerrada las sobrepasa (foto Google Earth®).

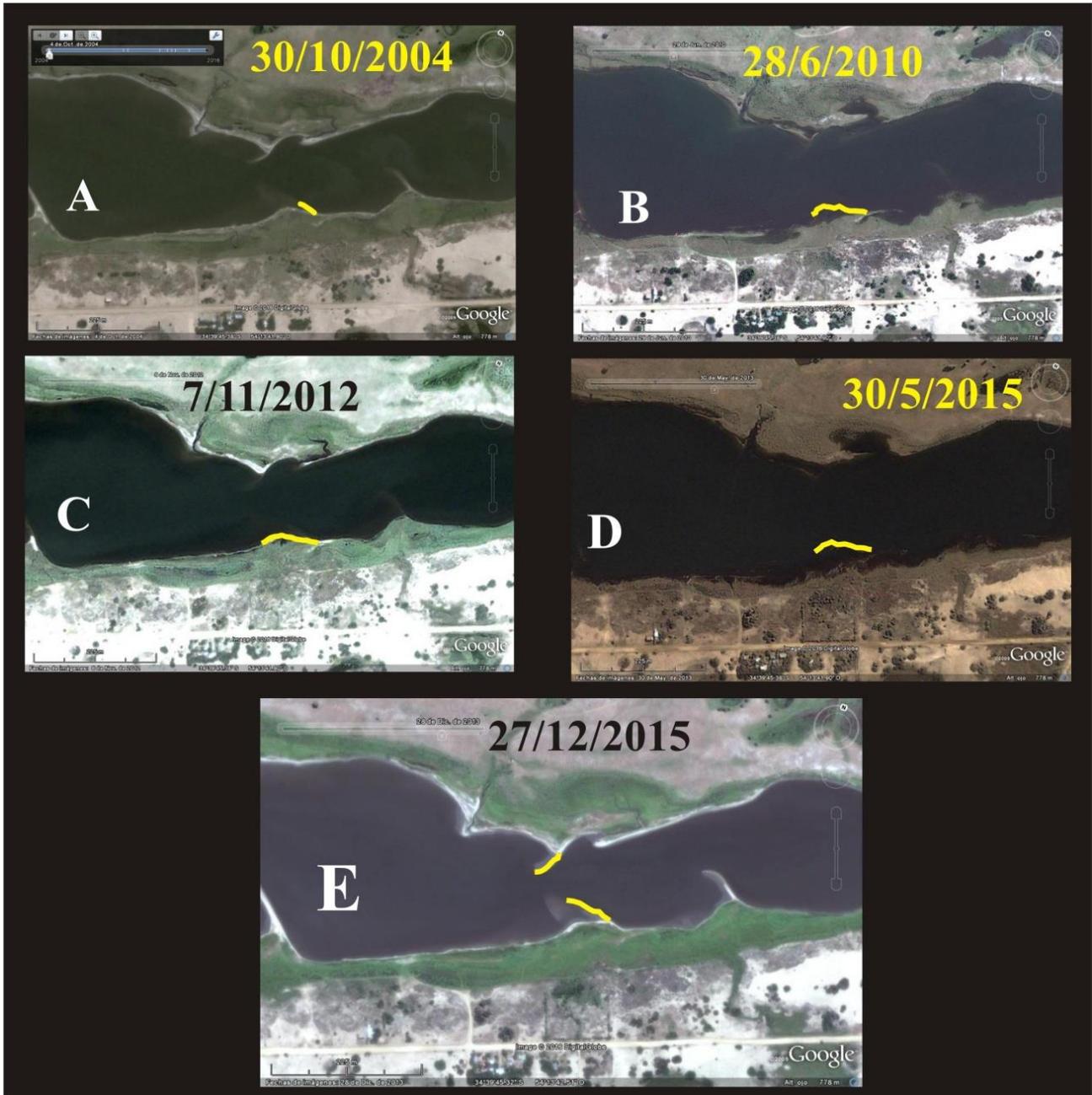


Figura 4.46 Relación cronológica del avance de las lenguas de cierre (Zenkovich) Desde la foto A hasta la D transcurrieron 9 años y varió 33 m lo que arroja un avance de 3,6 m/año. A Comienzo de la medición, B, C y D continúa el aumento en longitud aunque parece desconectada de la costa. Esto se debe a variaciones mareales internas de la laguna. En E se aprecia cómo empieza a cerrarse con otra lengua de la ribera opuesta (foto Google Earth®).

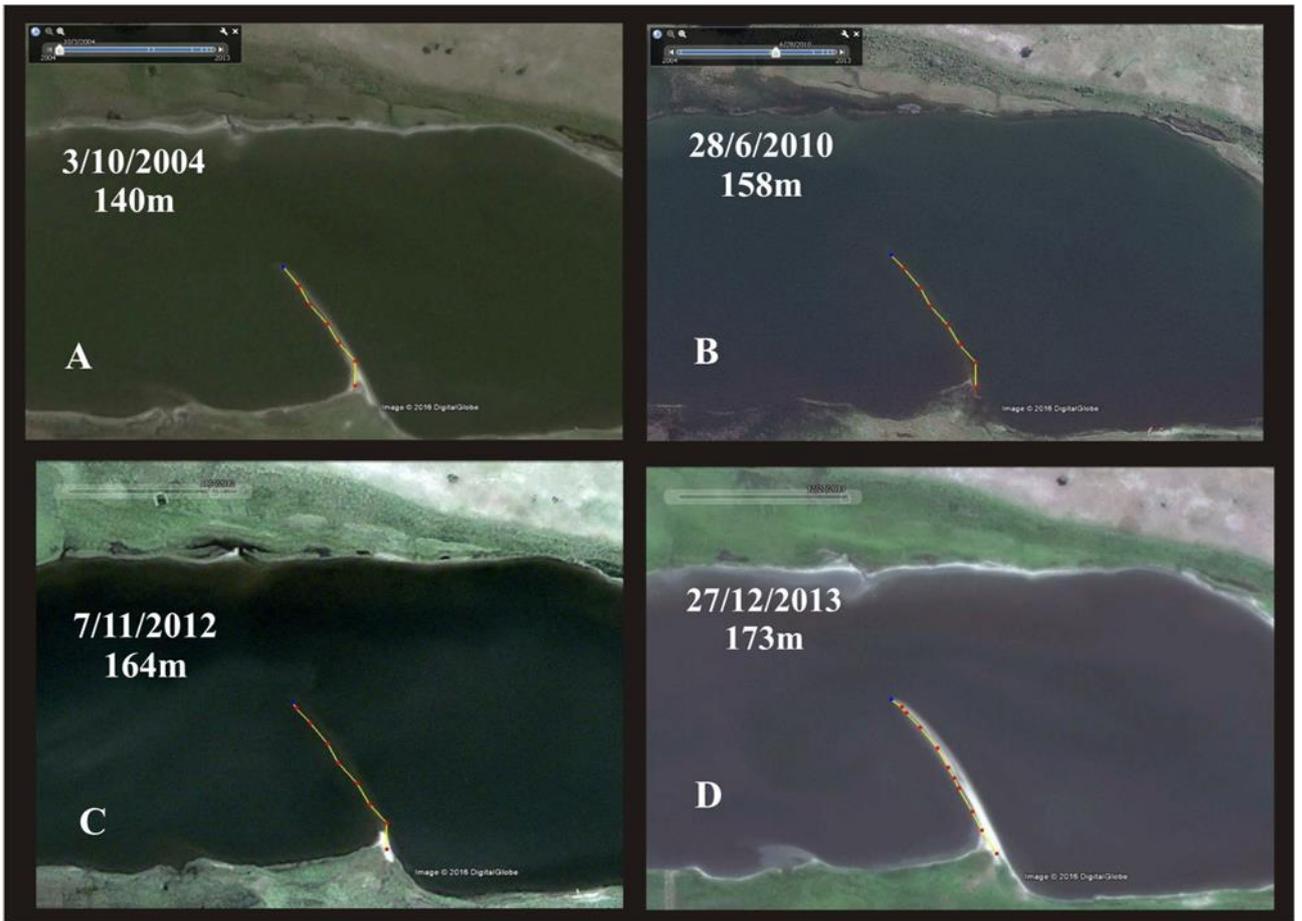


Figura 4.47 Evolución de una lengua de cierre dentro de la laguna. Entre la foto **A** y la **D** transcurrieron nueve años y se comprueba un avance de 33 m, lo que establece un avance de 3,6 m/año (foto Google Earth®).

Capítulo 5

DISCUSIÓN

5.1 La laguna de Rocha

5.1.1 Evolución durante el Holoceno

Montaña y Bossi (1999) atribuyen un origen eustático a las lagunas, resultante de los sucesivos cambios del nivel del mar desde la última glaciación, formaban un valle o eran un sistema de afluentes de un río hoy inexistente que desembocaba en la posición más retirada del mar. En el tiempo **T₁**, en una posterior ingresión del mar, este avanza y oblitera el mencionado río, invadiendo el valle de forma tal de conformar una bahía y haciendo regresar las desembocaduras de los arroyos afluentes (Figura 5.4). En esta situación el oleaje marino ocasionado por el viento del SW incidía en la costa oriental, construyendo playas arenosas con el adose de pequeñas bermas o barras de arena de cresta NW-SE, (transversales al viento SW).

En la etapa **T₂** se da un estadio similar al actual. La acción del oleaje aporta arena hacia la bahía que luego es retrabajada por el viento del E, empujándola hacia las espigas situadas al N. El viento del SW tiene suficiente fuerza como para formar corrientes costeras que al llegar a la entrada de las lagunas ingresan importantes volúmenes de sedimentos arenosos hacia el interior, provocando la somerización de la misma, sobre todo en el canal de entrada. El viento del E es poco continuo y sólo redistribuye esa arena, contribuyendo a formar la mayoría de las espigas y particularmente las de cierre. (Figura 5.1)

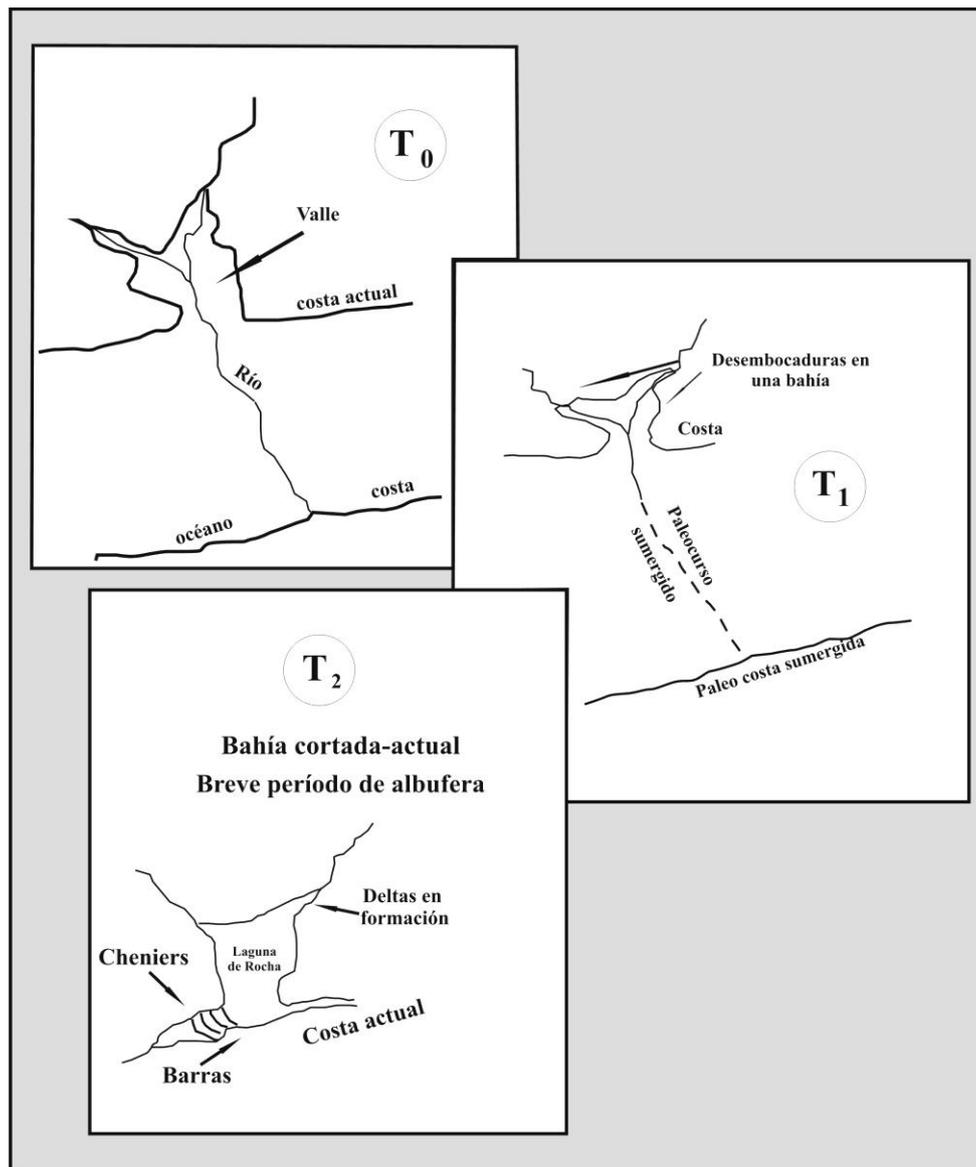


Figura 5.1 Croquis con posible evolución de la Laguna de Rocha. La misma muestra los diferentes estadios temporales que definieron su proceso hasta hoy, asumiendo la eustasia como principal forzante en la generación de la misma. Vista en planta del proceso involucrado desde el valle, paleocosta y golfo, (Bossi et al., 1997).

Teniendo en cuenta los resultados obtenidos se formula la hipótesis que durante el Holoceno la apertura de la barra experimentó un corrimiento de su punto de expresión. Se originó en el punto más al E y paulatinamente, y en función de la componente vectorial resultante de la dirección de los vientos y a la deriva litoral, se fue corriendo hasta la posición actual, mucho más occidental. Este corrimiento de la barra fue favorecido por el sentido de las corrientes dentro de la laguna; se fue desplazando

hacia el W y probablemente lo siga haciendo en la medida en que las características actuales de la costa no cambien como consecuencia de efectos antrópicos (Figura 5.2).

Desde hace 5 ka a la fecha, ni la laguna de Rocha ni la de Garzón han tenido un cierre total. El cierre ha sido parcial y temporario, haciendo parecer a las lagunas como bahías que recibían oleaje de mar abierto y los cursos de agua que desembocan en ellas formando deltas (Bossi *et al.*, 1997, 2011) (Figura 5.1).

5.1.2.- Estado actual de la laguna de Rocha y formación de su barra

La granulometria correspondiente al 80 % del total de la laguna evidencia un alto contenido de arena fina y muy fina. En la zona de altas corrientes de la desembocadura, los sedimentos más finos se van rápidamente al mar, permaneciendo sólo los de tamaño mayor (arena gruesa + muy gruesa = 80 %), los cuales no son cubiertos posteriormente por ninguna pelita (probablemente no hay tiempo para que esto suceda antes de que la barra se vuelva a abrir). Se concluye que la corriente en la laguna es esporádica y con una dirección predominante de N a S (Figura 5.2).

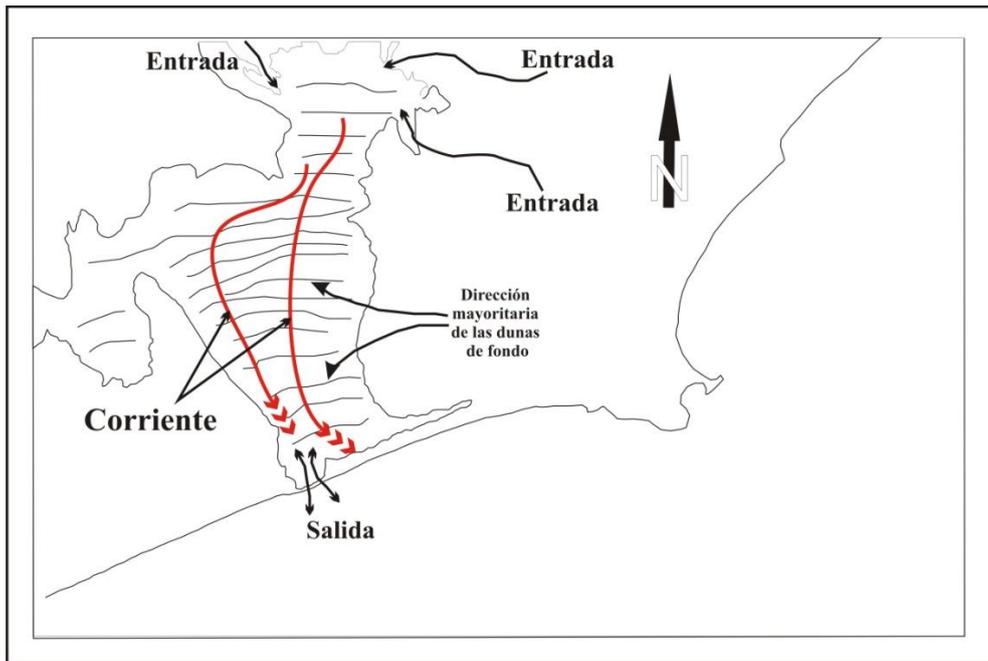


Figura 5.2 Croquis del área indicando las entradas y salidas esporádicas del sistema que conduce a la formación del fondo y la dirección de las corrientes. (Croquis del autor)

Aparentemente no habría mayores variaciones desde el punto de vista granulométrico considerando la apertura y cierre de la barra (Figura 5.3). Lo mencionado contradice lo asumido por Montaña y Bossi (1997) quienes sostuvieron que existe una colmatación poral de los sedimentos más gruesos por parte de las pelitas más abundantes en condición de barra cerrada y que esto contribuye a un sellado extra de la barra. Se verifica, sin embargo, que existe percolación dado que los sedimentos más gruesos se mantienen cerca de la desembocadura, que es la zona de mayor energía, mientras que, por otro lado, los sedimentos más finos se encuentran en una zona distal de la desembocadura y cerca de los arroyos de aporte.

La existencia de la barra se debe actualmente a una gran abundancia de sedimentos transportados por el oleaje que llega con cierto ángulo a la costa (Losada, 1999). La construcción de la barra se vincula al transporte de sedimentos litorales. Luego de una tormenta, cuando el material es devuelto a la costa, la refracción de las olas en el

extremo de la barra determina casi la inversión de la corriente litoral, provocando la sedimentación en esa región y la prolongación de la barrera litoral (Losada, 1999). Cuando sobrevienen períodos de poco aporte litoral de arena, el extremo de la barra puede ser erosionado o curvado hacia el interior de la laguna. Se produce así una secuencia que culmina cerrando la barra y cortando el flujo de agua desde y hacia la laguna, hecho que es favorecido por un bajo nivel de agua existente en ese momento dentro de la misma.

Cuando se produce una tormenta, asociada a una sobrelevación del nivel del mar, la barra puede también ser superada por el agua, creándose así una brecha o abertura. También el proceso de apertura operante luego de cerrada la laguna, puede proceder desde dentro de esta, cuando la cota supera el nivel de 0,75 m sobre el NMM, en el cual la contención de la barra se hace muy frágil. La posición de la brecha es inestable pues la arena es depositada en el lado de "transporte arriba" en pulsos, mientras la del lado de "transporte abajo" se produce por erosión. Debido al refluo por esa abertura el sedimento tiende a conformar un arco (Figura 5.3 y 5.5).



Figura 5.3 Foto tomada de Google Earth® en donde se aprecia el carácter de arco que suele presentar la barra cuando se abre al mar.



Figura 5.4 Evolución histórica reciente de las distintas formas que adopta la salida de la laguna (o ausencia de ella) a lo largo del tiempo. Fuente Google Earth®.

Esta apertura permite, dependiendo de las diferencias de cota, el ingreso de agua marina o bien el egreso del agua dulce captada en la cuenca durante las lluvias acumuladas o los temporales. En el extremo interior del canal de apertura se genera un delta de flujo dominado por las olas y las mareas eólicas extraordinarias (abanicos de flujo y reflujos, Figura 5.5), no obstante, ello, algunas veces la permanencia del agua dulce en el interior de la laguna se hace inestable, especialmente cuando está la barra cerrada y no se producen los forzantes antes señalados. Esto motiva que el agua dulce tienda a percolar a través de la barra arenosa localizada 1m por encima del nivel de bajamar. En ese caso la laguna aumenta en superficie, alcanzando la planicie de inundación. Esto último genera una situación no deseada desde el punto de vista hidráulico que fuerza la apertura, como es la apertura artificial de la barra. Dicha operación busca restablecer las condiciones de

equilibrio deseada, pero desconoce las consecuencias que puedan ocasionarse a mediano y a largo plazo.

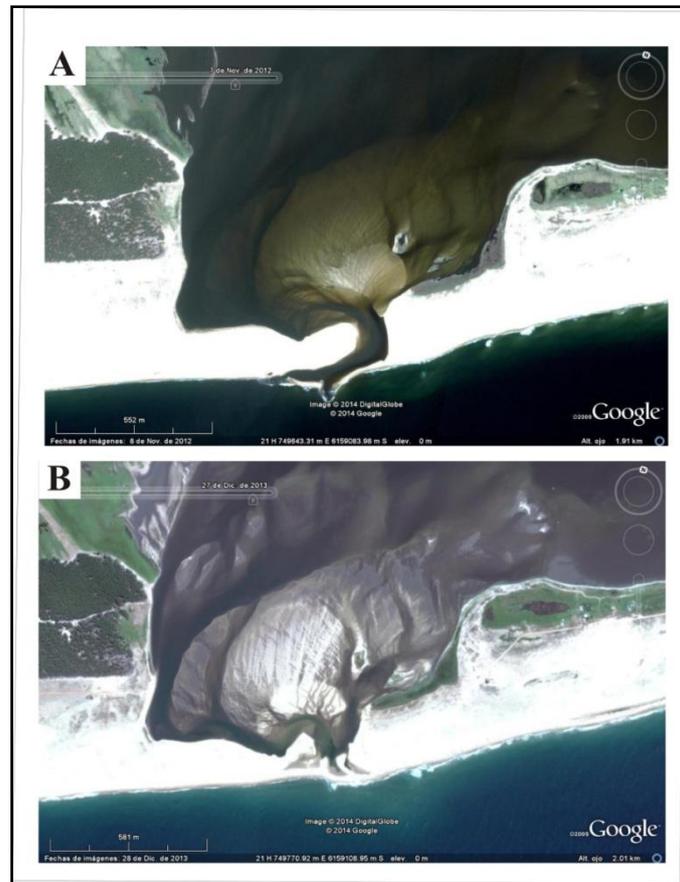


Figura 5.5 Imágenes de Google Earth. Se muestran los diversos abanicos de arena (abanico de flujo y reflujos) formados por las corrientes de flujo y reflujos de la barra. Foto **A** correspondiente al 8/11/2012 con la barra abierta. Foto **B** correspondiente al 28/12/2013 con la barra cerrada. Nótese la similitud en ambos ambientes.

5.1.3.- La apertura de la barra

En base a los análisis geomorfológicos mencionados y considerando las referencias históricas se puede afirmar que la barra de la laguna de Rocha experimentó a lo largo del tiempo aperturas y cierres cíclicos irregulares, en algunos casos con la intervención del hombre. Las observaciones de la topografía no muestran con claridad que a una escala humana hayan existido aperturas y cierres de la barra en forma cíclica.

Antiguos canales “Sangradouros” (Figueiredo y Calliari, 2005), hoy no operativos, se ubican al NE de la actual desembocadura (Figura 5.6).



Figura 5.6 Evidencias de canales relictos de unas paleobocas observables. (Composición sobre foto de Google Earth® del autor)

Del análisis realizado a las muestras de sus distintas respuestas luminiscentes y del proceso estadístico a las que se sometieron se pueden extraer diferentes conclusiones:

- La barra de la laguna seguramente experimentó cortes y cierres alternados a lo largo de la historia (holocénica al menos) igualmente los distintos cortes se realizaron en distintos puntos a lo largo de toda su extensión. La causa más probable de esto último pudiera responder a diferencias ocurridas en el nivel de la mar con respecto a la laguna, como también variaciones en la dinámica de la deriva litoral.

- La relación evidenciada en la respuesta luminiscente parece indicar que a juzgar la ubicación de las muestras que evidencian mayor respuesta luminiscente, las sucesivas aperturas de la barra se realizaron en zonas no contiguas entre sí (puntos 4 y 5, punto D y punto 10) dando a suponer que los procesos de apertura y cierre se realizaron en forma intermitente ocasionando desbordes sucesivos en distintos lugares de la barra y luego se verificó un reajuste de las estructuras geomorfológicas hasta alcanzar el equilibrio en tanto las condiciones ambientales no cambiaran.
- En cuanto a la alta respuesta en el rango IR del punto B puede tomarse como un hecho singular de corto alcance y probablemente sobrecargado “anómalamente” de feldespatos responsables de la alta respuesta en el rango mencionado justificando ulteriores análisis en las proximidades a efectos de determinar el rango geográfico de dicha anomalía.

Por lo antes mencionado se presenta la Figura 5.7 en la cual se interpretan las distintas señales ubicadas en función de su lugar en la barra de la laguna

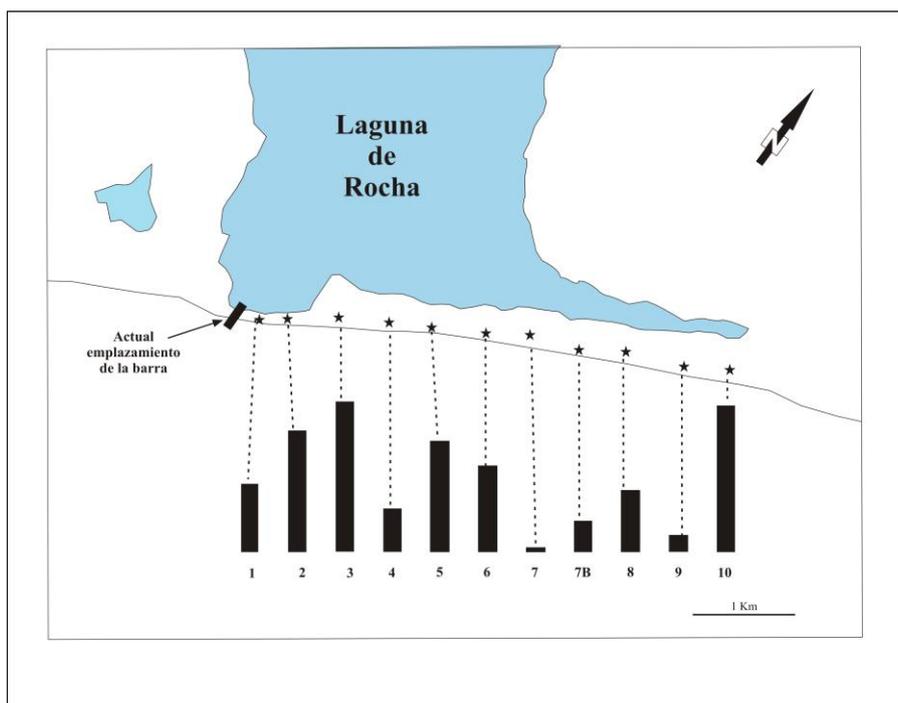


Figura 5.7 Representación gráfica de las posibles aperturas de la barra, en función de las distintas intensidades de señal luminiscente de cada punto. A mayor señal, mayor tiempo de enterramiento y por lo tanto menor probabilidad de que ese punto contenga arenas exhumadas a la luz y por ende menores probabilidades de que haya habido una boca de apertura recientemente.

5.1.4.- Evolución de la lengua interna

Estos avances acrecionales de la lengua interna y su evolución futura se atribuyen casi exclusivamente a la acción eólica favorecida por la dirección del viento reinante promedio y la orientación de la lengua dentro de la laguna (Figura 5.8). Esto origina la presencia de seiches y no parecería ser por acción de variaciones mareales que puedan exhumar cíclicamente parte de los fondos y las riberas. Lo mencionado se cimienta en la pobre variación mareal que experimenta la laguna. La variación “mareal” en realidad es una variación de la altura de las aguas de la laguna producto del estado de apertura de la barra y los flujos de ingreso fluviales y pluviales y no una respuesta a las acciones gravitatorias lunisolares que es lo que normalmente se entiende como mareas, aunque en

Uruguay éstas son de baja amplitud. De forma análoga sucede en la laguna de los Patos, más al norte en el Brasil, con una superficie muy superior (Hartman *et al.*, 2017, Figura 5.9).

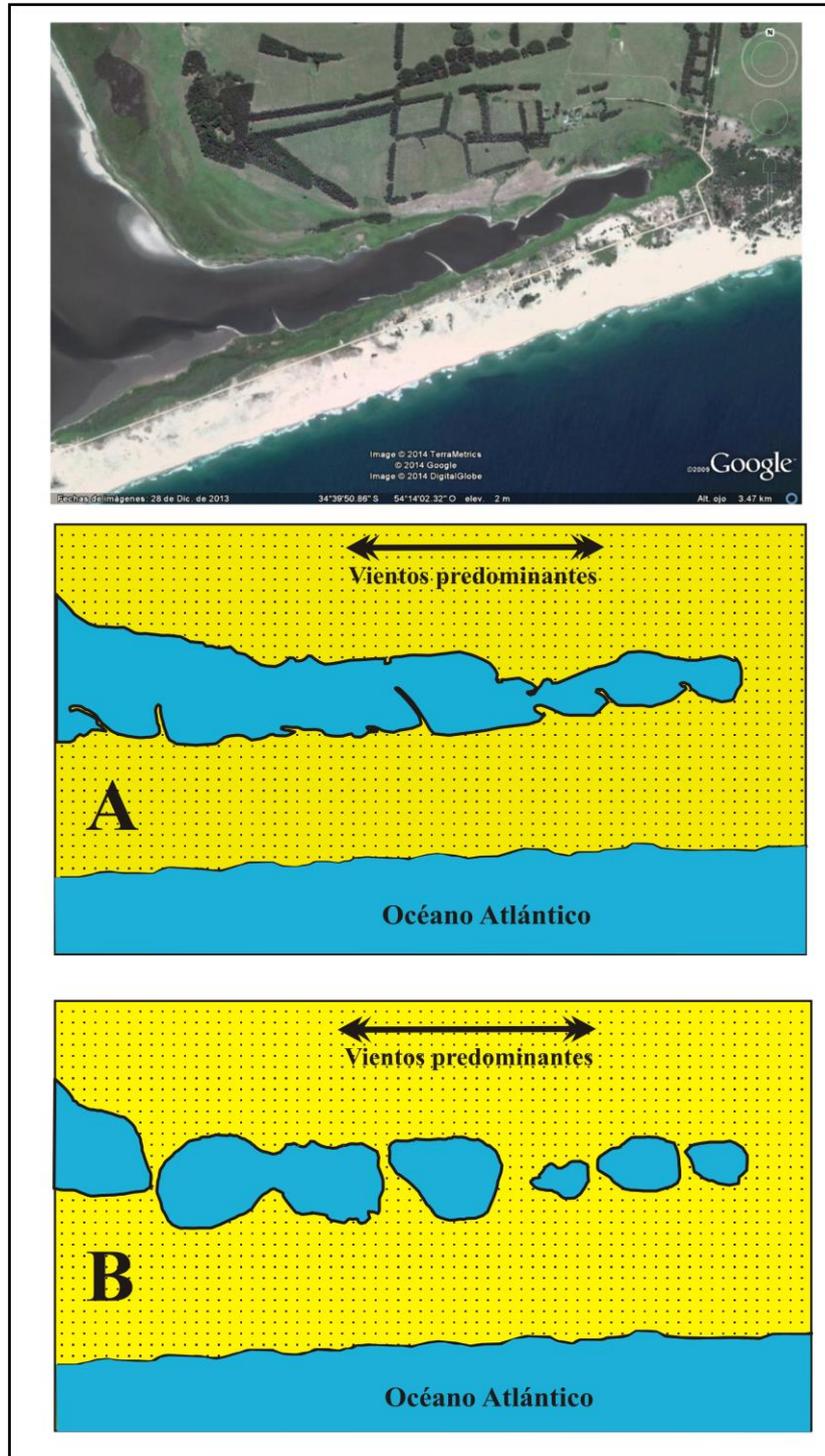


Figura 5.8 Efectos del fetch en la lengua sur de la Laguna de Rocha. **A** Croquis actual de dicha parte de la laguna. **B** Croquis idealizado de la futura expresión de esa zona por el efecto de septación eólica (foto Google Earth®).



Figura 5.9 Detalle de las celdas de Zenkovich visualizable en la Laguna de los Patos (Brasil) Foto Google Earth®

5.2. Edades, cotas y reajustes isostáticos

La aparición de los moluscos de origen marino en las profundidades referidas, y las edades ^{14}C obtenidas generan muchos interrogantes acerca de los factores operantes en la zona que llevaron a la ocurrencia de bioclastos marinos en una costa aparentemente estable y a profundidades de algunos metros bajo el NMM actual.

Esta situación también resultó observable por Martínez *et al.* (2016) en los análisis efectuados en la zona de Ezeiza con moluscos similares a los encontrados en el área de estudio (*Ostrea puelchana*, *Corbula*, etc.) en la cota +3.5m sobre el NMM, los cuales arrojaron edades ^{14}C AMD de entre 33,7+/-0,55 ka y 39,9+/- 1,2 ka y OSL de 22,1+/- 1,32 ka, generando la interrogante de que los mismos correspondían al MIS2/3 pero las

cotas no se corresponden con el nivel del mar en ese momento. Martínez *et al.* (2016) interpretan por tanto que las edades reales son mayores y asignan los depósitos al MIS 5e, es decir unos 120 ka.

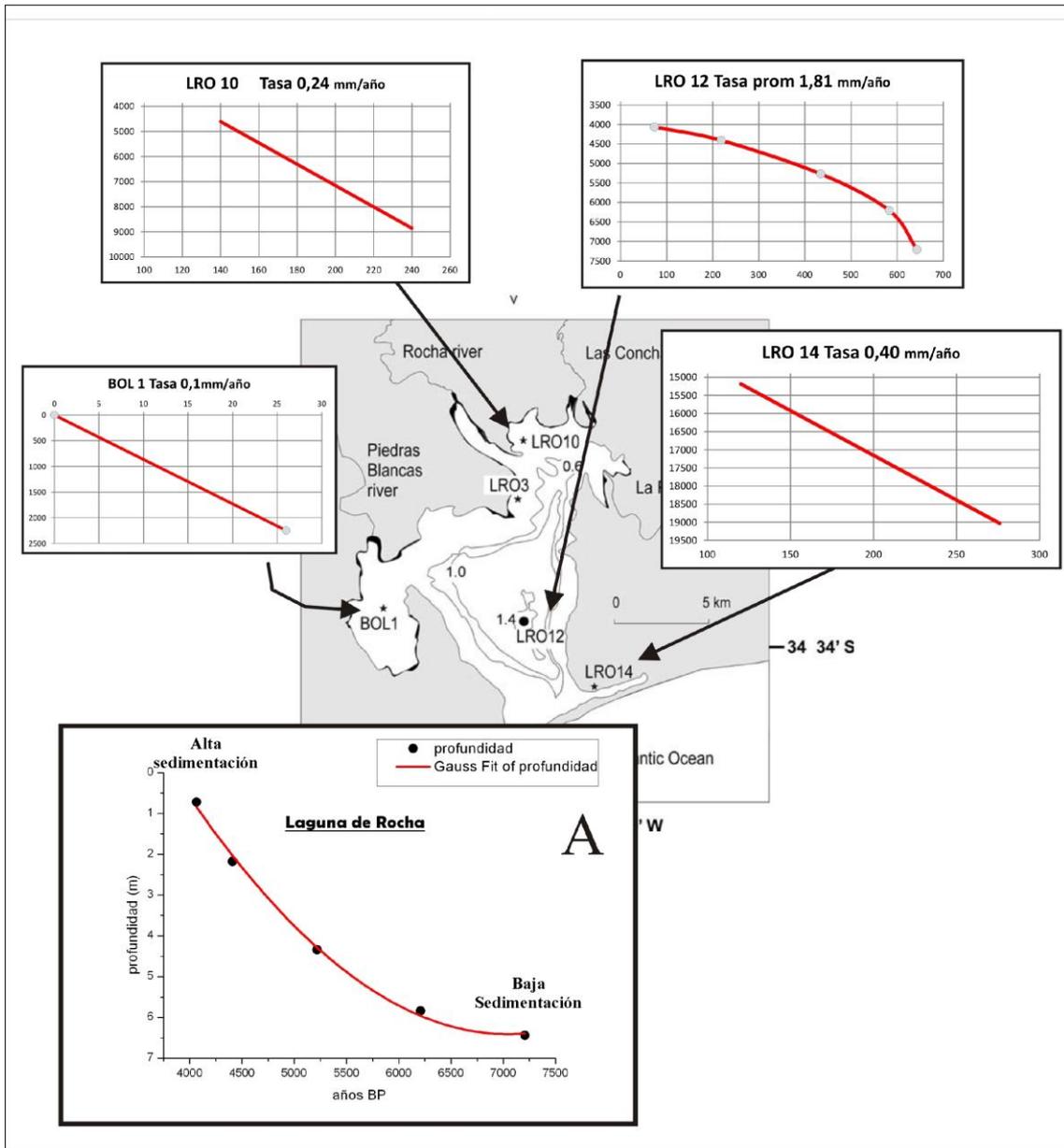


Figura 5.10 Gráfica de evolución de la sedimentación en la Laguna de Rocha en el Holoceno medio con un ajuste de curva tipo Gauss a partir de edades obtenidas por (Bracco *et al.*, 2011; García Rodríguez *et al.*, 2004; Inda *et al.*, 2006). En el punto LRO 12 en el medio de la Laguna, se observa la mayor compactación y un número mayor de muestras. Las mayores edades se encuentran en el punto LRO14 que se asume como de origen continental (García Rodríguez *et al.*, 2004; Inda *et al.*, 2006), En la Figura A se muestra el rango esperable de compactación de la laguna.

La situación en la zona de estudio no es muy diferente, dado que el modelo de levantamiento continental propuesto por Rostami *et al.* (2000) no explica satisfactoriamente un levantamiento de más de 70 m como se podría esperar para que los moluscos que se encontraban a los 14 ka a -75 m de cota (Peltier y Fairbanks, 2006) pudieran hallarse hoy a una cota -2,75 m. Por otro lado, el trabajo de Guilderson *et al.* (2000) proponen para esta edad (Figura 1.7) una corrección hidroisostática de unos -50 m para la plataforma, la cual tiene signo inverso a la anomalía observada. Vale decir: las muestras en la plataforma se encuentran hoy a menor cota (mayor profundidad) de la que se depositaron, mientras las muestras en el continente se encuentran hoy a mayor cota de la que se depositaron.

Muestra	Edad (años)	Cota actual (m)	NMM en el momento de la depositación (m respecto al actual)	Anomalía de Cota (m)	Tasa de levantamiento (mm/año)	Variación de la tasa de levantamiento o respecto a la muestra anterior (mm/año)	Terreno
BOL-1	2250	-1	0	-1	-0,44	-0,17	TCD
LRO3-1	2970	-1,3	0,5	-1,8	-0,27	-0,41	TCD
LRO12-1	4066	-1,4	-2	0,6	0,14	0,44	TCD
LRO3-2	4220	-2,3	-1	-1,3	-0,3	0,14	TCD
LRO12-2	4410	-3	-1	-2	-0,44	-0,07	TCD
LRO12-3	5269	-5	2	-7	-0,37	-0,12	TCD
LRO12-4	6209	-6,6	2	-8,6	-0,25	-0,50	TCD
LRO12-5	7207	-7,2	-9	1,8	0,25	-0,30	TCD
LRO10	8860	-3,1	-8	4,9	0,55	-4,64	TCD
E11	13900	-2,8	-75	72,25	5,19	-2,21	TCD
LRO 14	15187	-2	-115	113	7,4	4,03	TCD
LP-884**	29500	12,5	-87	99,5	3,37	0,79	TCD
LP-738**	31000	0	-80	80	2,58	0,27	TPA
LP-730**	34600	0	-80	80	2,31	-0,23	TPA
LP-824**	35500	12,5	-78	90,5	2,54	1,05	TCD
A1	41500	-6,13	-68	61,87	1,49	0,35	TCD
A7	50000	-13	-70	57	1,14	-	TCD
13802-2*	34600	-144	-75	-	--	-	Talud/Pl

Tabla 11 Relación de edades de las muestras datadas, en la cual se aprecia el NMM en el momento de depositación y la ubicación en Z actual a la que se encontraron. La muestra señalada (*) corresponde a la efectuada en la expedición del buque Meteor, (Klicpera, 2014) y se ubicó en la base de un corer a 144m de profundidad y a 91,7 millas náuticas (169 km) de la zona de estudio. Se desconoce el dato de batimetría a que se encontraba en vida el molusco hallado. Los datos señalados con (**) corresponden a muestras de La Coronilla (LP-824 y 884) y Nueva Palmira (LP 730 y 738), aunque los autores los interpretan como edades mínimas (Martínez et al., 2001), TCD (Terreno Cuchilla Dionisio), TPA (Terreno Piedra Alta; Figura 1.9).

La tasa de levantamiento se define como la anomalía de cota dividida por la edad de la muestra. En el caso de la columna, "Variación de la tasa de levantamiento respecto a la muestra anterior" se refiere a la diferencia de tasa de levantamiento entre una muestra y la anterior en edad. Los datos LRO y BOL corresponden a García Rodríguez et al., (2004).

Considerando las muestras analizadas y otras dataciones para la región de trabajos anteriores, se realizó el gráfico de la Figura 5.11, en el cual se puede apreciar el levantamiento de hasta +70 m verificado en la zona de estudio (curva verde "Anomalía

de Cota”) a una tasa anual variable de 1 a 7,4 mm/año (“Tasa de Levantamiento” curva negra). En la curva roja (“Variación de la tasa de levantamiento respecto a la muestra anterior”) se graficó la diferencia de tasa de levantamiento entre una muestra y la anterior en edad, de forma de poder establecer la aceleración o desaceleración de los diferentes levantamientos en el tiempo (tasa de levantamiento vs tiempo). Ello permitió evidenciar que el mayor levantamiento se registró a fines del Pleistoceno y principios del Holoceno, coincidiendo con la última deglaciación, momento en el cual comienza el acomodamiento glacioisostático de la región, al perder esta el peso de los casquetes de hielo.

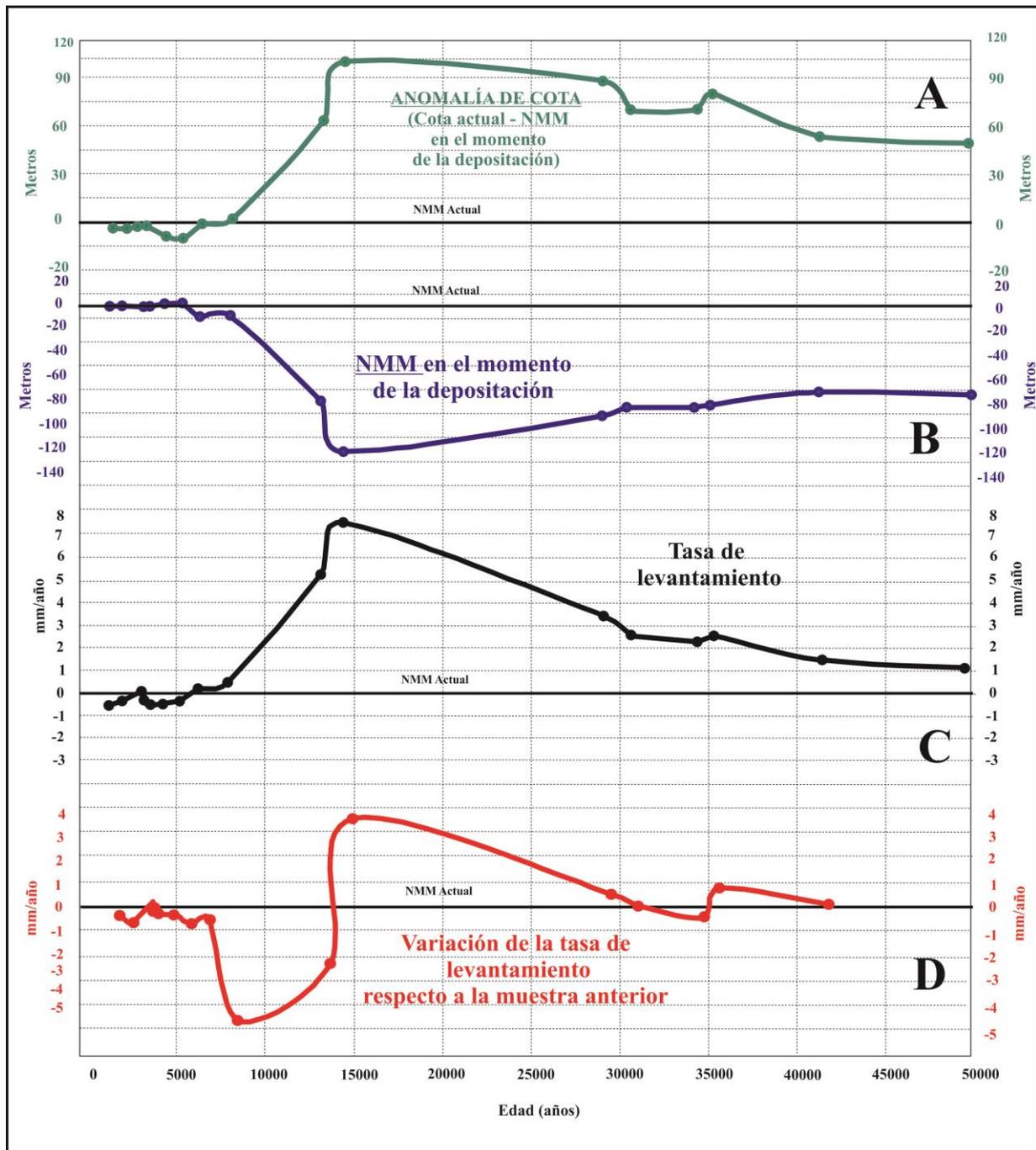


Figura 5.11 Curvas ilustrativas de los procesos operados en la zona de estudio a la luz de los datos extraídos de las muestras y también datos extraídos de la literatura (ver Tabla 10). En la curva verde **A**, (anomalía de cota) se grafica la cota actual menos el NMM en el momento de la deposición; en la curva azul **B**, se grafica el NMM en el momento de la deposición. En la curva negra **C** muestra la tasa de levantamiento la cual se define como la anomalía de cota dividida por la edad de la muestra y la roja **D** corresponde a la variación de la tasa de levantamiento respecto a la muestra anterior, calculada como diferencia de tasa de levantamiento (o derivada 1ª) entre una muestra y .3la anterior en edad. En este caso se da una relación de la velocidad en que operó el fenómeno de levantamiento en el lugar.

Es de destacar que durante el MIS 3 (25-60 ka, Siddall et al., 2008) se observa un *plateau* con menor tasa de levantamiento (1-2 mm/año) que la observada en la transición MIS 2-MIS 1 (Figura 5.11).

Algo similar a la observado en la laguna de Rocha fue estudiado por de Jong *et al.* (2015) para la zona de la bahía de Chesapeake en EEUU dentro del parque nacional “Blackwater National Wildlife Refuge”, donde se encontraron sedimentos en cuarenta puntos de muestreo datados mediante OSL, a los que se les atribuye edades comprendidas entre los 67 a 37 ka para la bahía de Chesapeake, 50 a 33 ka para el sur de Virginia y 59 a 28 ka para Carolina del Norte, situadas por encima del nivel actual del mar. Estos autores cotejaron los datos de $\delta^{18}\text{O}$ mundiales tomados de Lisiecki y Raymo (2005) y Thompson y Goldstein (2006) con los de las curvas de variaciones glaciohidroeuísticas de Scott *et al.* (2010) (Figura 5.12).

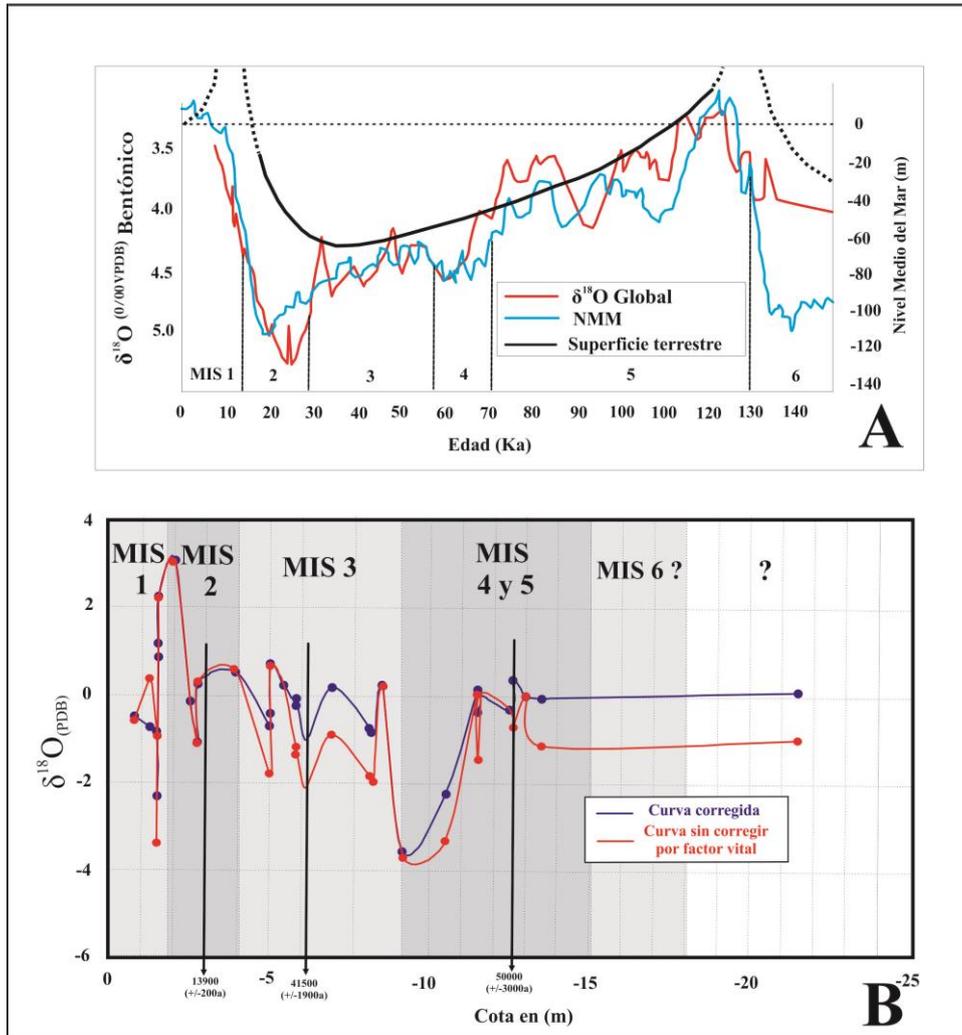


Figura 5.12 Gráfico A Curva de variaciones de cota de la superficie de la tierra para la bahía de Chesapeake en función de las curvas de $\delta^{18}\text{O}$ globales (Lisiecki y Raymo, 2005; Thompson y Goldstein, 2006) y de las curvas del nivel del mar (Scott et al., 2010). La curva topográfica es atribuida a los efectos glaciostáticos que operaron en la zona de los 38°N de latitud en los últimos 10 ka. Tomado de De Jong et al., (2015).

Gráfico B Curva de variaciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ de las muestras extraídas de la zona de la Laguna de Rocha. Nótese que la sección estudiada puede llegar a abarcar un lapso de dos glaciaciones MIS 2 y 6 y presenta relativa correspondencia a su contraparte del HN.

Considerando la tendencia del levantamiento cortical propuesta por Rostami et al. (2000) la cual tiene en cuenta una mayor magnitud al sur que al norte de Sudamérica, en la zona de estudio el levantamiento esperable sería de pequeña entidad. No obstante, la plataforma continental argentina presenta, en cuanto a su extensión y orientación, características similares al continente emergido en la zona del Atlántico Norte, como por

ejemplo en la bahía de Chesapeake en latitud 38°N. El arreglo isostático propuesto por de Jong *et al.* (2015) podría por tanto tener aplicación también para esta zona.

En este trabajo se propone una hipótesis de comportamiento local que explica la situación mencionada en concordancia con lo propuesto por de Jong *et al.* (2015) y que refiere a las particularidades locales que pueden operar en el área. El único mecanismo plausible para explicar el levantamiento del orden de los 70 a 80 m entre aproximadamente 15 y 9 ka es la glacio e hidroisostasia. Si bien lo que hoy comprende Uruguay se encontraba libre de hielos en la última glaciación, puede tratarse de un efecto lejano de rebote glacioisostático fini-Pleistocénico. La misma relación fue descrita por de Jong *et al.* (2015) para la bahía de Chesapeake, localizada unos 4° mas al sur que el máximo avance de los hielos en Norteamérica.

Guilderson *et al.* (2000) y Lantzsch *et al.* (2014) estudian muestras de sedimento extraídas en la plataforma frente a Argentina y Uruguay. Encuentran anomalías de cota que tienen el signo contrario a las registradas en las muestras estudiadas en este trabajo (Tabla 12). En otras palabras, las muestras de moluscos marinos del Pleistoceno tardío-Holoceno temprano se encuentran a cotas menores que las del nivel del mar en el momento de la depositación. Las anomalías de cota, de hasta -76 m en el estudio de Lantzsch *et al.* (2014), crecen conforme aumenta la distancia de la muestra a la costa actual. El escenario de levantamiento isostático en el continente en paralelo al hundimiento isostático en la plataforma y cuenca marina es compatible con lo observado en Escandinavia por Fjeldskaar *et al.* (2000), donde se observan tasas de levantamiento de hasta 9 mm/año en el centro, 0 mm/año unos pocos km costa afuera y -2 mm/año en la cuenca oceánica adyacente. Esta claro que la situación paleogeográfica y de cobertura de hielo fue muy diferente en Uruguay y Escandinavia, pero lo notable es el comportamiento similar, y que obedece a un tipo de basculamiento cuyo punto de pivote

esta cerca de la costa y que es necesario explicar (Figura 5.13). Un evento similar que ya fue mencionado es lo constatado por de Jong *et al.* (2015) en la bahía de Chesapeake, si bien no existe un vínculo geográfico entre ninguno de los tres (bahía de Chesapeake, Fenoscandia y las costas del Atlántico Sur), parecerían tener como principal responsable de estos comportamientos las presiones de los casquetes glaciales próximos.

Pozo	Prof. en el pozo (m)	Prof. boca pozo (m)	Cota muestra (m)	Nivel del mar de la época (cota m)	Anomalía de cota (m)	Distancia a la costa (km)	Edad ¹⁴ C (cal a AP)*
13818-4	-2	-40.6	-42.6	-35	-7.6	33	10.500
13817-2	-6.5	-61.9	-68.4	-50	-18.4	54	12.300
	-10		-71.9	-60	-11.9	54	13.700
13815-2	-5	-46.6	-51.6	-30	-21.6	54	9.900
13839-1	-4.3	-66.8	-71.1	-40	-31.1	109	11.000
13835-2	-4.8	-131.1	-135.9	-60	-75.9	137	13.200
13838-2	-1.8	-150.8	-152.5	-110	-42.5	148	19.500
	-5		-155.8	-70	-65.8	148	48.200

Tabla 12: *Edades Pleistoceno de Lantzsch et al. (2014) Nótese que conforme aumenta la distancia a la costa de los puntos de muestreo aumenta la anomalía de cota, es decir la diferencia entre el NMM de la época (Guilderson et al., 2000) con respecto a la cota de la muestra donde realmente se encontraba el caparazón en el momento de depositación*
 *los errores en las edades no se indican por cuestiones de comodidad al lector

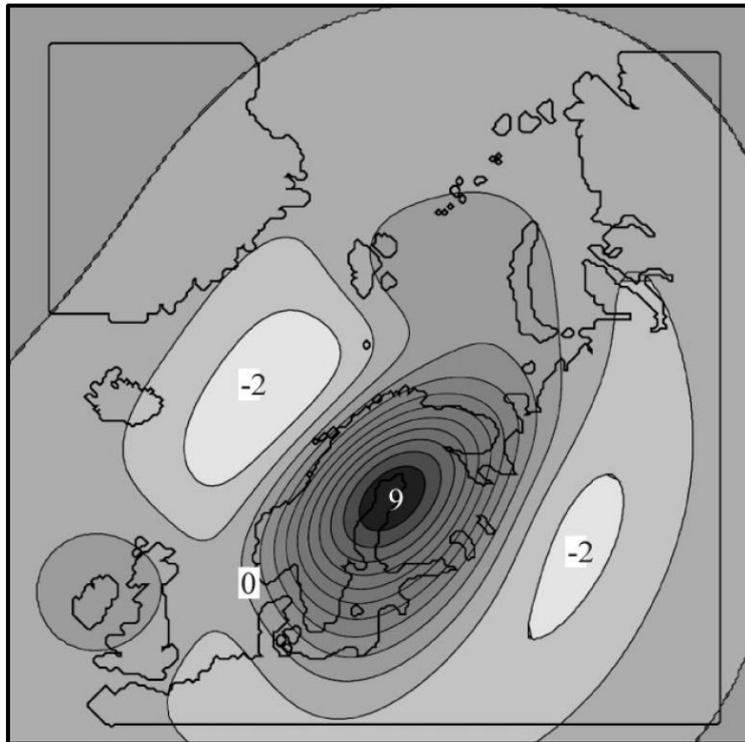


Fig 5.13 Representación de las tasas de levantamiento observadas en Fenoscandia en mm/año a consecuencia de un rebote isostático experimentado en la zona una vez retirada la calota glacial a fines del Pleistoceno y ocurrido el levantamiento glacioeustático del NMM. Como consecuencia de esto se levanta la parte central y se hunde la zona periférica (Fjeldskaar et al., 2000)

En la Figura 5.14 se esquematiza un posible escenario asumiendo la existencia de un levantamiento promedio del orden de unos 2,9 mm/año a lo largo de un período de 50 ka, de un área aún no determinada en toda su extensión pero que comprende la costa actual del Departamento de Rocha.

Cabe destacar sobre la evolución durante el Holoceno que la tasa de levantamiento se hace levemente negativa (promedio: -0.28 mm/año en los últimos 6 ka), contrastando con la importante tasa de levantamiento existente entre los 14 y los 8 ka. Una manera de explicar este efecto sería por el colapso del abultamiento periglacial (“forebulge”), según se indica por Scott *et al.* (2010) y de Jong *et al.* (2015).

En el caso de la bahía de Chesapeake el efecto del abultamiento periglacial (“forebulge”, Scott *et al.*, 2010 y de Jong *et al.*, 2015) permite explicar la subsidencia que

presenta actualmente (1,7 mm/año) y el hecho de que se trate de tierras bajas. Similares características se observan en las costas del Departamento de Rocha por la cual el colapso de un hipotético abultamiento periglacial es un fenómeno a estudiar en el futuro.

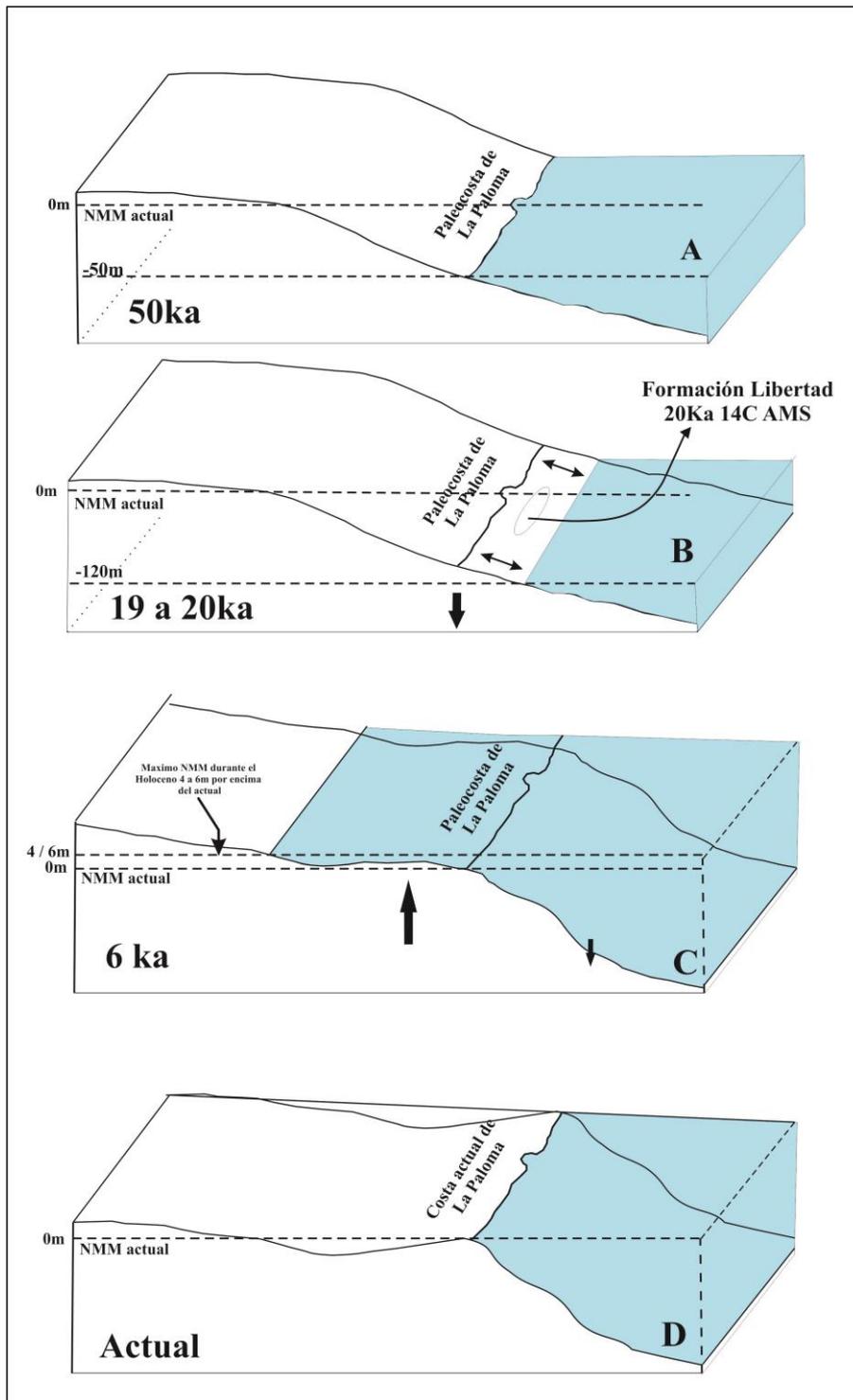


Figura 5.14 Representación esquemática de las posibles posiciones de la costa de La Paloma a lo largo de los últimos 50 ka. En la Figura A se ilustra el nivel del mar en el período correspondiente a los 50 ka. Luego este se retiró en varias oportunidades a posiciones más bajas, como lo muestra la Figura B. A los 45 ka se encontraba en la posición de la Figura A nuevamente. Continuó oscilando hasta que volvió a alcanzar la cota de -70m a los 14ka, para no cesar luego en su ascenso durante el Holoceno hasta 4 a 6m por encima del NMM actual, fig.C. En la Figura D se muestra el NMM actual y el probable levantamiento que sufrió la costa y que explicaría la aparición de los sedimentos datados en las edades mencionadas en una posición subsuperficial.

De la comparación del gráfico de de Jong *et al.* (2015) mostrado en la Figura 5.14A y la curva obtenida de las variaciones de $\delta^{18}\text{O}$ de los pozos estudiados Figura 5.10 se puede inferir que tanto el proceso de sedimentación de la costa de Rocha como el levantamiento isostático propuesto abarcaron un período de dos glaciaciones, entre los períodos MIS 1 a MIS 5 pudiend alcanzar incluso el MIS 6. La tasa de levantamiento observada no está fuera de los parámetros encontrados por ejemplo en Nueva Guinea (Chappell y Polach, 1991), con 1,9 a 3,3 mm/año y es menor a la observada en Fennoscandia con hasta 11 mm/año (Lund y Näslund, 2009).

Igualmente, es de destacar que la Formación Dolores correspondería al evento climático conocido como "Younger Dryas" (Fairbanks, 1989). Segun Hajdas *et al.* (2003) dicho evento se registra en Sudamerica entre los 11,4 y 10,2 ka AP, marcando un período de enfriamiento global. En el pozo 449/11 se obtuvo una edad de 13,9 ka en la cota de -2,5 m y en las cercanias del pozo aflora la Formación Dolores a cotas de hasta 30 m. Sería por tanto compatible con las evidencias disponibles asumir una edad del entorno de 11-10 ka para la depositación de la Formación Dolores.

Capítulo 6

CONCLUSIONES

Las conclusiones emanadas del presente trabajo se pueden agrupar de acuerdo a diferentes criterios en consideración a los ámbitos de incidencia.

En el ámbito regional se aprecia en los diferentes moluscos encontrados en las perforaciones a cotas entre -3 y -13 m que el nivel del mar durante el Pleistoceno estaba al menos en la cota -70 m o menores. Posteriormente se registró un levantamiento que llevó a estos sedimentos a ocupar su cota actual entre los 14 y 9 ka, a una tasa de levantamiento de hasta 7 mm/año. Las causas de ello pueden deberse principalmente a reajustes isostáticos de la corteza terrestre luego de la última deglaciación, variaciones en los movimientos operantes en la zona y la hidroisostasia. En la plataforma se observa el comportamiento inverso, con subsidencia de hasta 75 m de origen hidroisostático.

Si bien la tasa promedio de levantamiento del área de estudio ubicada en el Terreno Cuchilla Dionisio en los últimos 50 ka fue de 2,9 mm/año, en el Terreno Piedra Alta se concluye que también existió un levantamiento de unos 2,4 mm/año. Este hecho permite descartar un comportamiento isostático diferencial debido a las megacizallas que separan los terrenos.

En el ámbito geomorfológico se destaca una evolución de la laguna de Rocha desde su formación a fines del Pleistoceno y principios del Holoceno (García Rodríguez *et al.*, 2006; Inda *et al.*, 2006). Esa evolución fue acompañando los cambios ambientales y los niveles del mar durante el Holoceno (Inda *et al.*, 2006). Asimismo, fue variando de ambiente marino a salobre, llegando inclusive a dulceacuícola, probablemente debido a

las variaciones morfológicas de su barra que permitieron conexiones de diversa entidad con el mar a lo largo del tiempo.

La forma de la barra evidencia, en base a los elementos cartográficos y fotográficos históricos disponibles, que se ha mantenido constante. No obstante, lo mencionado precedentemente los estudios realizados en las arenas de la misma mediante la técnica de luminiscencia permitieron asumir que la laguna tuvo conexión con el mar, en forma de aperturas múltiples o por una apertura única que se ubicó en distintos puntos a lo largo del tiempo, distantes al que ocupa hoy en la barra.

La particular lengua de agua que acompaña la barra en toda su extensión presenta una orientación ENE-WSW coincidente con los vientos predominantes, lo que lleva a que el área de generación operante en esa parte del cuerpo de agua revista un carácter importante. La particularidad geomorfológica mencionada nos permite asumir que en un futuro no muy lejano, y manteniendo constantes otras variables (NMM, procesos antrópicos), la lengua de agua se compartimentará en pequeñas charcas las cuales no demorarán en colmatarse debido a la ausencia de una desembocadura al mar.

Si se toman en consideración solamente las edades ^{14}C la tasa de depositación en la laguna es de 1,82 mm/año, sin tener en cuenta la compactación de los sedimentos durante la diagénesis. Considerando la tasa de depositación mencionada, puede afirmarse que ello incrementaría el proceso de aislamiento de la laguna del mar, forzando cada vez menos aperturas de la barra. La colmatación del 75 % de la actual superficie de la Laguna con < 1 m de profundidad, se estaría entonces produciendo en el próximo milenio, quedando un escenario de bañado surcado por un cauce formado por la conexión de las cañadas actualmente afluentes de la laguna. Esta hipótesis sólo es concebible en el caso de dejar constantes ciertas variables tales como las variaciones en el NMM que afecten la ciclicidad de entrada de agua a la misma y a situaciones de origen directamente antrópico

verificables en la actualidad (*e.g.* apertura artificial de la barra, rigidización de la misma por construcciones encima de ella y otros).

Capítulo 7

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Adkins, J. F., E.A. Boyle, W. B. Curry, y A. Lutringer, 2002 Stable isotopes in deep-sea corals and a new mechanism for vital effects *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 67, N., 6, pp. 1129–1143,

Aguirre, M.L., 1994 Revisión de las especies de *Macra* Linné (Bivalvia) del Cuaternario bonaerense (Argentina). Aspectos ecológicos y de distribución. *Revista Española de Paleontología* 9(2):131-144.

Aitken, M., 1985 Termoluminiscent dating *Academic Press inc. (London) Ltd* ISBN 0-12-046380-6

_____ 1996 An Introduction to Optical dating *Oxford University Press inc.* ISBN 0-19-854092-2

Allan, R., y T. Ansell, 2006. A new globally complete monthly historical mean sea level pressure data set (*HadSLP2*): 1850– 2004.

Angulo, R. J., y G. C. Lessa, 1997. The Brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions, in *Marine Geol.* 140: 161-166.

Angulo, R. J., G. C. Lessa y M.C. De Souza, 2006, A critical review of mid-to late Holocene sealevel fluctuations on the eastern Brazilian coastline en *Quaternary Science Reviews* 25: 486-506

Angulo, R.J., L.C.R. Pessenda, y M.C. De Souza, 2002. O significado das datações ao ^{14}C na reconstrução de paleoníveis marinhos e na evolução das barreiras quaternárias do litoral paranaense. *Revista Brasileira de Geociencias* 32, 95–106.

Anton, D., y H. Goso, 1974 Estado actual sobre el conocimiento del cuaternario en el Uruguay Dirección de Suelos y Fertilizantes, Montevideo.

Ashley, G.M., 1990 Classification of large-scale subaqueous bedforms a new look on an old problema, *Journal of Sedimentary Petrology* 60:160-172

Barbosa, L.M., A.C.S.P. Bittencourt, J.M.L. Dominguez, y L. Martin, 1986. The Quaternary coastal deposits of the State of Alagoas: influence of the relative sea-level changes. In: Rabassa, J. (Ed.), *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 4, 269-290.

Bard, E., M. Arnold, B. Hamelin, y R.G. Fairbanks, 1996 Deglacial sea level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge *Nature*, 382, 141-144.

Bard, E., B. Hamelin, R.G. Fairbanks, y A. Zindler, 1990 Calibration of the ^{14}C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals, *Nature* 345, 405–409.

Barkin, Y. V., 2011 The Global Average Rise in Sea Level and the Rises of the Northern and Southern Hemisphere Average Sea Levels in the Present Epoch. ISSN 0027-1349. *Moscow University Physics Bulletin*. 2011. Vol. 66. No. 4. pp. 398–406. ©

Basei, M.A.S., H.E. Frimmel, A.P. Nutman, F. Preciosi, y J. Jacob, 2005 A Connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep (Namibia/ South Africa) orogenic belts-evidence from a reconnaissance provenience study, *Precambrian Research*, 139:195-221

Basei, M.A.S., E. Peel, L. Sánchez Bettucci, L. Preciozzi, y A.P. Nutman, 2011. The basement of the Punta Del Este terrane (Uruguay): an African Mesoproterozoic fragment at the eastern border of the southamerican Río de La Plata cratón, *International Journal of Earth Sciences* 100 (2–3), 289–304.

Basei, M.A.S., L. Sánchez Bettucci, E. Peel, y R. Muzio, 2013. Geocronología U-Pb LA-ICP-MS en circones del Complejo Granítico Santa Teresa, Terreno Punta del Este. *VII Congreso Uruguayo de Geología, Programa, pp. 30-31, Montevideo.*

Batallés, L.M., V. García, y A. Malek, 1985 Observaciones sobre la zonación en el litoral rocoso de la costa uruguaya y reconocimiento de los niveles superiores del sistema litoral: Cabo Polonio (Depto. de Rocha. Uruguay). *Contribuciones del Departamento Oceanografía de la Facultad de Humanidades y Ciencias* 2(2):42-50. Montevideo. *Tectonics. Geological Society. London. Special Publication 146. 279 293.*

Bemis, B. E., H. J. Spero, J. Bijma, y D. W. Lea, 1998 Reevaluation of the oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera: Experimental results and revised paleotemperature equations *Paleoceanography*. 13. 150–160.

Bezerra, F.H.R., F.P. Lima-Filho, R.F. Amaral, L.H.O. Caldas, y L.X. Costa-Neto, 1998. Holocene coastal tectonics in NE Brazil. In: Stewart. I., Finzi, C. (Eds.). *Coastal*

Bier, R., 1985 Estudio de la macrofauna bentónica del curso inferior del Arroyo Solís Grande (Canelones-Maldonado, Uruguay). *Tesis de Licenciatura en Oceanografía Biológica, Facultad de Humanidades y Ciencias (Universidad de la República).* Montevideo. 140 pp (Inédita)

Blackwell, P.G., C.E. Buck, y P.J. Reimer, 2005 Important features of the new radiocarbon calibration curves *Quaternary Science Reviews* 25 (2006) 408–413.

- Blanco, G., P. Abre, J. Cabrera, y C. Gaucher, 2014.** *Formación Rocha, In: Bossi, J., Gaucher, C. (Eds.) Geología del Uruguay. Tomo 1: Predevónico. Polo, Montevideo, pp. 401-408.*
- Boothroyd, J., 1985.** Tidal inlets and tidal deltas, *In: R.A, Davis (Editor), Coastal Sedimentary Environments. Springer-Verlag, New York, pp. 445-532.*
- Bøtter-Jensen, L., S. Mc Keever, y A. Wintle, 2003** *Optically Stimulated Luminescence Dosimetry Elsevier 355pp. ISBN 0-444-50684-5*
- Bossi, J., 1963** El yacimiento de hierro del arroyo Valentines, I. Mena ferrífera. *Boletín Sociedad, Brasileira de Geología, 12: 109-133, San Paulo. Brasil.*
- Bossi, J., 1966** Geología del Uruguay, *Colección Ciencias N°2. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República. Montevideo. Uruguay.*
- Bossi, J., L.A. Ferrando, A. Fernandez, G. Elizalde, H. Morales, J. Ledesma, E. Carballo, E. Medina, I. Ford, y J.R. Montaña, 1975** Carta Geológica del Uruguay. Escala 1:1.000.000. *Editada por los Autores. Montevideo. Uruguay.*
- Bossi, J., y Umpierre, 1975** Magmatismo Mesozoico de Uruguay y RGS, *Actas II Congreso Iberoamericano de Geología Económica 2: 119-142. Buenos Aires. Argentina.*
- Bossi, J., y R. Navarro, 1988.** Geología del Uruguay. 2 tomos. *Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República. Montevideo. Uruguay.*
- Bossi, J, y Navarro, R.1991.** Geología del Uruguay: *Dpto, de Publicaciones UDELAR. Montevideo. pp.453*

Bossi, J., Montaña, J. y Navarro, R. 1991 Área protegida Laguna de Rocha. *Plan operativo Geología y geomorfología*

Bossi, J., y Campal, N. 1992 Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico Inferior en Uruguay. *In: Gutierrez Marco, J. C.; J. Saavedra & I. Rabano, (Eds). Paleozoico Inferior de Iberoamérica, Universidad de Extremadura, Mérida, pp. 343-356. España.*

Bossi, J., Montaña, J. Bracco, R. 1995 Causas Geológicas del paisaje Rochense *Conferencia del cursillo organizado por PROBIDES en la Ciudad de Rocha. pp.24*

Bossi, J., Montaña, J. 1997 Dinámicas de las barras costeras de las Lagunas Garzón y Rocha *PROBIDES Facultad de Agronomía-Área Suelos y Aguas. No. 551.468 (899.39)*

Bossi, J., y Schipilov, A. 1998 Rocas Igneas Básicas del Uruguay, *Facultad de Agronomía, Montevideo, Uruguay,*

Bossi, J., y Ferrando, L. 2001, Carta Geológica del Uruguay a escala 1/500,000, *versión digital 2,0, Facultad de Agronomía, Montevideo,*

Bossi, J., y Gaucher, C. 2004. “The Cuchilla Dionisio Terrane. Uruguayan allochthonous block accreted in the Cambrian to SW Gondwana”. *Gondwana Research* 2, 661–674.

Bossi, J., y Gaucher, C. 2014 (Editores) Geología del Uruguay - Tomo 1: Predevónico. Polo. Montevideo. *ISBN 978-9974-0-1121-2 450pp.*

Bossi, J., y Ortiz, A. 2011. Geología del Holoceno. *In: García-Rodríguez, F., (Ed.). El Holoceno en la zona costera de Uruguay. Dpto, Publicaciones Udelar. Montevideo. pp, 13–48.*

Bracco, R., y Ures, C. (1998) “Las variaciones del mar y el desarrollo de las culturas prehistóricas del Uruguay” en *Arcillatas II Congreso Uruguayo de Geología. Punta del Este, 16-28. Maldonado.*

Bracco, R., García-Rodríguez, F., Inda, H., Del Puerto, L., Castiñeira, C.y. Panario, D 2011. Niveles relativos del mar durante el Pleistoceno final-Holoceno en la costa de Uruguay. In: *García-Rodríguez, F. (Ed.). El Holoceno en la zona costera de Uruguay. Dpto. Publicaciones Udelar. Montevideo. pp, 65–92.*

Bridge, J., y Demicco R., 2008 *Earth Surface Processes, Landforms and Sediment Deposits. Cambridge University Press ISBN-13 978-0-511-45522-3 795pp.*

Carcelles A., 1941 *Erodona mactroides en el Río de la Plata. Physis 19:11-21. 1 lám. Buenos Aires.*

Carter, R.W.G., y Woodroffe, C.D., (1997). *Coastal Evolution. Late Quaternary shoreline morphodynamics. Cambridge University Press. ISBN 0521-59890. University Press. ISBN 0521-59890.*

Chappell, J., y H. Polach, 1991 *Post glacial sea-level rise from a coral record at Huon Peninsula. Papua New Guinea Nature. 349, 147-149.*

Campal, N., y F. Gancio, 1993 *Asociación volcanitas-piroclásticas de los Cerros Aguirre (Departamento de Rocha): una nueva formación y su implicancia en la evolución del Ciclo Brasiliano en el Uruguay. 1er, Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata. Tomo II: trabajo N° 44. La Paloma - Minas, Uruguay.*

Caorsi, J., y J. Goñi, 1958 *Geología Uruguaya. Instituto Geológico del Uruguay*

Cavallotto, L., R.A. Violante, y G. Parker, 2004. Sea-level fluctuations during the last 8600 years in the de La Plata River (Arenagentina). *Quaternary International* 114,155–165.

Castellanos, Z.A., 1967 Catálogo de los moluscos marinos bonaerenses. *Anales de la Comisión de Investigación Científica de la Provincia de Buenos Aires* 8:1-365.

Cernuschi, F., J.H. Dilles, A.J.R. Kent, G. Schroer, A.K. Raab, B. Conti, y R. Muzio, 2014 Geology, geochemistry and geochronology of the Cretaceous Lascano East intrusive complex and magmatic evolution of the Laguna Merín basin. Uruguay. *Gondwana Research* 28 (2015) 837–857

Church, J. A., Clark, P. U., Cazenave, A., Gregory, J. M., Jevrejeva, S., Levermann, A., y Payne, A. J. 2013. Sea level change. *PM Cambridge University Press.*

Clark, J.A., W.E. Farrell, y W.R. Peltier, 1979. Ages Global chin postglacial sea level: a numerical calculation. *Quaternary Research*, 9, 265-287.

Craig, H., 1957 Isotopic standards of carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochim.Cosmochim. Arcillata* 12,133–149.

Codignotto, O.J., y M. Aguirre, 1993. Coastal evolution changes in sea-level and molluscan fauna in northeastern Arenagentina during the Late Quaternary. *Marine Geology* 110, 163 173.

Conde, D., S. Solari, D. de Álava, L. Rodríguez-Gallego, N. Verrastro, C. Chreties y J. Vitancurt, (2019). Ecological and social basis for the development of a sand barrier-breaching model in Laguna de Rocha, Uruguay. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 219, 300-316.

Cortelezzi, C.R., 1977 Datación de las formaciones marinas del Cuaternario en las proximidades de La Plata-Magdalena. Provincia de Buenos Aires. *LEMIT. Serie II. 341*, 77-93.

Da Costa, M.B., 1971 Importância paleoecológica e estratigráfica de *Erodona mactroides* Daudin (Mollusca, Bivalvia). *Iheringia (Serie Geologia) (4):3-18*, 1 lám. Porto Alegre.

Dansgaard, W., y H. Tauber, 1969 Glacier oxygen-18 content and Pleistocene ocean temperatures 1. *Science 166*, 499-502.

Darlympe, R.W., y R.N. Rhodes, 1995 Estuarine dunes and bars. En *PERILLO G.M.E.(Ed.) Geomorphology and Sedimentology of estuaries". Developements in Sedimentology 53:359-422 Elsevier Amsterdam.*

Dangavs, N., 1983 Geología del complejo lagunar Salada Grande de General Lavalle y General Madariaga. Provincia de Buenos Aires. *Rev. Assoc. Geol. Argentina XXXVIII (2).161-174.*

De Álava, D., G. Piñeiro, y D. Panario, 2015 Sistema de toma de decisión para apertura artificial de la barra de la Laguna de Rocha contribución desde la geomorfología costera Informe inédito Facultad de Ciencias UDELAR Montevideo.

De Jong, B., P.R. Bierman, W. L. Newell, T. M. Rittenour, S. A. Mahan, G. Balco, y D. H. Rood, 2015 Pleistocene relative sea levels in the Chesapeake Bay region and their implications for the next century *GSA Today. V. 25. No. 8. Doi: 10.1130/GSATG223A.1.*

Delaney, P.J.V., 1963 Quaternary geologic history of the coastal plain of Rio Grande do Sul. Brasil. *Lousiana State Univ. Studies. Coastal Studies Ser., 7 :1-63. Baton Rouge.*

_____ 1965 Reef rock on the coastal platform of Southern Brazil and Uruguay. *Annales. Academia Brasileira de Ciencias. 37 (Supl.) :306-310. Rio de Janeiro. Brasil.*

_____ 1966 Geology and geomorphology of the coastal plain of Rio Grande do Sul, Brazil, and Northern Uruguay. *Louisiana State Univ. Coastal Studies Ser. 15:1-58. Baton Rouge.*

_____ 1967 b Geomorphology and Quaternary coastal geology of Uruguay. *Louisiana State Univ., Coastal Studies Inst., Techn, Rep: 1 - 39, Baton Rouge.*

_____ 1963 Quaternary geologic history of the coastal plain of Rio Grande do Sul, Brasil. *Louisiana State Univ., Studies. Coastal Studies Ser., 7:1-63. Baton Rouge.*

_____ 1967^a Geología de la superficie de la planicie costera de Rio Grande del Sur (Brasil y Uruguay). *Arcillatas 2as. Jornadas Geológicas Argentinas (Salta, 1963), 3: 107-117. Tucumán (Arcillata Geológicas Lilloana, 7). Argentina,*

Demicheli, M.A., 1987b, 1985 Estudios exploratorios del Infralitoral de las playas arenosas uruguayas: III. Playa Anaconda. *Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay 6(49):301-309. 3 mapas.*

Duplessy, J. C., C. Lalou, y A. C. Vinot, 1970 Differential isotopic fractionation in benthic foraminifera and paleotemperatures re-assessed. *Science 168, 250–251.*

Ellis, T., y R. Turner, 2006 Progress report on the evaluation of the air-FTG gravity gradiometer and aeromagnetic surveys on the Lascano project, Uruguay, *Internal Orosur Mining INC, (November 15th, 2006),*

Elizalde, G, 1976 Conservación y mejora de playas. *Informe Ministerio de Transporte y Obras Públicas – UNESCO URU-73.007. Ed. UNESCO. Montevideo. Uruguay.*

Epstein, S., R. Buchsbaum, H. A. Lowenstam, y H. C. Urey, 1953 revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geol. Soc. Amer. Bull. 64. 1315-1326.*

Erez, J., 1978 Vital effect on stable-isotope composition seen in foraminifera and coral skeletons. *Nature* 273, 199–202.

Escofet, A., N. Gianuca, S. Maytía, y V. Scarabino, 1979 Playas arenosas del Atlántico Sudoccidental entre los 29° y 43° S: consideraciones generales y esquema biocenológico. Pp 245-258 In *Memorias del Seminario sobre Ecología Bentónicas y Sedimentación de la Plataforma Continental del Atlántico Sur (Montevideo, 9-12 de mayo de 1978)*. UNESCO ROSTLAC.

Espinosa, M.A., J.L. Fasano, L. Ferrero, E.I. Isla, A. Mujica, y E.J. Schnack, 1984. Microestratigrafía y micropaleontología de los sedimentos Holocenos aflorantes en la desembocadura del arroyo Las Brusquitas (Partido de General Pueyrredon) y en Punta Hermengo (Partido de General Alvarado). Provincia de Buenos Aires. En *IX Congr. /Geol Arg., AGA. Bariloche. T. III. 520-537*.

Fairbanks, R. G., 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation, *en Nature*. 342: 637-642.

Fairbridge, R. W., 1961. Eustatic changes in sea level. *En Ahrenms et al. (Eds.). Physics and chemistry of the earth HS.4. 99-187. Londres. Pergamon Press*.

_____ 1972. Climatology of the glacial cycle. *Quaternary Research*. Pp. 283-302.

_____ 1974. Holocene. *Encyclopaedia Britannica*, 998-1007.

_____ 1976. Shellfish eating preceramic Indians in coastal Brazil. *Science*. 191: 353-359.

_____ 1979. Dune forms and wind regime. "A study of global sand seas". Ed. E.D., McKee, *Prof. Pap. US Geol. Surv. 1052:137-169*.

Fjeldskaar, W., Lindholm, C., Dehls, J. F., & Fjeldskaar, I. (2000). Postglacial uplift, neotectonics and seismicity in Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews*, 19(14-15), 1413-1422.

Fidalgo, F., 1979 Upper Pleistocene-Recent marine deposits in northeastern Buenos Aires Province (Argentina). *Proceedings of the International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary. IGCP. Sao Paulo.* 384-404.

Figueiredo, S.A., Calliari, L.J., 2005 “Sangradouros: Distribuição Espacial, Variação Sazonal, Padrões Morfológicos e Implicações no Gerenciamento Costeiro” *Gravel ISSN 1678-5975 N°3 47-57 Porto Alegre.*

Figuraueiras, A., y O.E. Sicardi, 1969 Catálogo de los moluscos marinos del Uruguay (Parte III). *Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay.* 2(16/17):355-376 lám 3 y 4.

_____ 1970 Catálogo de los moluscos marinos del Uruguay. *Parte IV. Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay* 2(18):407-421 láms. 5 y 6.

Forti-Esteves, I. E. 1974. Bioestratigrafía e paleoecología (Mollusca) do Quaternário da planície costeira do Rio Grande do Sul (Brasil). *In 28º Congresso Brasileiro de Geologia (pp. 133-149).*

Fleming, K. P., Johnston, D. Zwartz, Y. Yokoyama, K. Lambeck, y J. Chappell, 1998. Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate field sites. *Earth and Planetary Science Letters* 163: 327-342.

Fragoso Cesar, A. R. S., R. Machado, y C. Gomez, 1987 Observação sobre o Cinturão Dom Feliciano no escudo Uruguaio e correlações com o escudo de R. G. do Sul. *Anales III Simposio Sul-Brasileiro de Geología*, 2:791-810. Curitiba. Brasil.

Gaillard, M.C., 1974 Una nueva Littoridina de albufera. *Neotrópica* 20(62):104-106. *La Plata*.

Gallo, L.J., 1982 Estudio cuali y cuantitativo de los cirripedios en comunidades de adherencias biológicas o “fouling” en los puertos de La Paloma y Punta del Este y su relación con los parámetros ambientales. *Período agosto 1981-agosto 1982. Tesis de Licenciatura en Oceanografía Biológica, Facultad de Humanidades y Ciencias (Universidad de la República). 104 pp. (Inédita)*

García Rodríguez, F., 1999 El Holoceno en la zona costera de Uruguay *Departamento de Publicaciones. Unidad de Comunicación de la Universidad de la República (UCUR) José Enrique Rodó 1827 - Montevideo C.P.: 11200 ISBN: 978-9974-0-0757-4.*

García-Rodríguez, F., y A. Witkowski, 2003. Inferring sea level variation from relative percentages of *Pseudopodosira kosugii* in Rocha lagoon. SE Uruguay. *Diatom Research* 18, 49–59.

García-Rodríguez, F. D., Metzeltin, P. Sprechmann, R. Trettin, G. Stams, L.F. Beltrán-Morales, 2004, Upper Pleistocene and Holocene paleosalinity and trophic state changes in relation to sea level variation in Rocha Lagoon. Southern Uruguay. *Journal of Paleolimnology* 32, 117–135.

Gaucher, C., y A. Schipilov, 1993. Sedimentología de un ambiente costero marítimo, Barra del Arroyo Chuy. Rocha-Uruguay. *Trabajo de grado. Pp. 1-32. Facultad de Ciencias. Montevideo (inédito).*

Gaucher, C., H.E. Frimmel, y G.J.B. Germs, 2009. Tectonic events and palaeogeographic evolution of southwestern Gondwana in the Neoproterozoic and Cambrian. In: Gaucher. C., Sial, A.N. Halverson, G.P. Frimmel. H.E. (Eds):

Neoproterozoic-Cambrian Tectonics. Global Change and Evolution: a focus on southwestern Gondwana. *Developments in Precambrian Geology*. 16. Elsevier. Pp. 295-316.

Guilderson, T.P., L. Burkle, S. Hemming, y W.R. Peltier, 2000 Late Pleistocene sea level variations derived from Argentine Shelf. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*. 1(12)

Gomez, E.A. y G.M.E. Perillo, 1995 Submarine outcrops underneath shoreface connected sand ridges. Outer Bahia Blanca Estuary. Argentina *Cuaternary of South America and Antarctica Peninsula*. Vol. N°9 1991.

Gonzalez, M.A., y N.E. Weiler, 1983. Ciclicidad de niveles marinos holocénicos en Bahía Blanca y en el delta del Río Colorado (Provincia de Buenos Aires). en base a edades Carbono-14. *Simp, Oscilaciones del Nivel del Mar durante el Último Hemiciclo Deglacial en la Argentina*. Grupo Trabajo Argentina. IGCP-61. Mar del Plata. 69-90.

Gonzalez, M.A., H.O. Panarello, H. Marino, y S. A. Valencio, 1983. Niveles marinos del Holoceno en el estuario de Bahía Blanca (Argentina). Isótopos estables y microfósiles calcáreos como indicadores paleoambientales. *GCP (IUGS UNESCO)* (1983): 48-68.

Gonzalez, M.A., y N.E. Weiler, 1983. Ciclicidad de niveles marinos holocénicos en Bahía Blanca y en el delta del Río Colorado (Provincia de Buenos Aires) en base a edades Carbono-14. *Simp. Oscilaciones del Nivel del Mar durante el Último Hemiciclo Deglacial en la Argentina*. Grupo Trabajo Argentina. IGCP-61. Mar del Plata. 69-90.

Gonzalez, M., y N. Ravizza, 1984. Cambios climáticos del Holoceno Medio en latitudes medias de la República Argentina. *Segunda Reunión del grupo Periglacial argentino*. CRICYT-ME (Mendoza). actas 8- 105.

Goñi, J.C., y R. Hoffstetter, 1964. Uruguay. In: Hoffstetter. R. (Ed.). *Lexique stratigraphique international; Fascicule 9-a. Centre National de la Recherche Scientifique. Pp. 1-202. Paris.*

Gordillo, S., A.M.J. Coronato, y J.O. Rabassa, 1993. Late Cuaternary evolution of a subantarctic paleofjords, Tierra del Fuego, *Quaternary Science Reviews* 12. 889-897.

Gornitz, V., 2009. Sea level change. Post-Glacial. En Gornitz. V. (ed.). *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environment: 887-892, Springer.*

Goso, H., 1965 El Cenozoico en el Uruguay. *Instituto Geológico del Uruguay, Distribuido mimeografiado. En BOSSI. J. 1966 Geología del Uruguay. Op.cit. Montevideo. Uruguay.*

_____ 1972 La prospección de uranio en el Uruguay, *Boletín Comisión Nacional Energía Atómica*

Goso, C., y H. Goso, 2004 Medio ambiente, riesgos geológicos y los registros cenozoicos de Uruguay. In: *Veroslavsky G., Ubilla M y Martínez S. (Org.). Cuencas Sedimentarias de Uruguay. Geología. paleontología y recursos naturales. Cenozoico. Montevideo, DIRAC.pp. 297-314.*

Gutenberg, B., 1940 Changes in sea level, postglacial uplift and mobility of the Earth's interior. *Geological Society of America Bulletin (1941) 52 (5): 721-772.*

DOI: <https://doi.org/10.1130/GSAB-52-721>Published: May 1941

Hajdas, I., G. Bonani, P. I. Moreno, y D. Ariztegui, 2003. Precise radiocarbon dating of Late-Glacial cooling in mid-latitude South America. *Quaternary Research.* 59 (1). 70-

78

Hartmann, C., y Schettini, C. A. (2017). Aspectos hidrológicos na desembocadura da Laguna dos Patos, RS. *Revista brasileira de Geociências*, 21(4), 371-377.

Hays, J. D., J. Imbrie, y N. J. Shackleton, 1976 Variations in the earth's orbit: *pacemaker of the ice ages*, *Science* 194. 1121-1132.

Hoefs, J., 1997 Stable Isotope Geochemistry. *Springer. Berlin. Pp. 1-201.*

Holgate, S. J., 2007. On the decadal rates of sea level change during the twentieth century *Geophysical, research letters*, vol. 34. 101602.

Hughen, K.A., M.G.L. Baillie, E. Bard, J.W. Beck, C.J.H. Bertrand, P.G. Blackwell, C.E. Buck, G.S. Burr, K.B. Cutler, P.E. Damon, R.L. Edwards, R.G. Fairbanks, M. Friedrich, T.P. Guilderson, B. Kromer, G. McCormac, S. Manning, C.B. Ramsey, P.J. Reimer, R.W. Reimer, S. Remmele, J.R. Southon, M. Stuiver, S. Talamo, F.W. Taylor, J. Van Der Plicht, y C.E. Weyhenmeyer, 2004 Marine 04 marine radiocarbon age calibration. 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon* 46 (3). 1059–1086.

Imbrie, J., y K. Palmer, 1979 Ice Ages: Solving the Mystery. *Harvard University Press.* 1986 - 224 páginas 0.1029/2006gl028492. 2007.

Inda, H., F. García-Rodríguez, L. Del Puerto, V. Acevedo, D. Metzeltin, C. Castinñeira, R. Bracco, y J.B. Adams, 2006 Relationships between trophic state. Paleosalinity and climatic changes during the first Holocene marine transgression in Rocha Lagoon. Southern Uruguay *Journal of Paleolimnology* 35: 699–713 Springer 2006 DOI 10.1007/s10933-005-4841-7.

Introcasso, A., y A. Schipilov, 1995. Modelado de las anomalías gravimétricas e el Departamento de Rocha *Documento interno Catédra de Geología, Montevideo. Facultad de Agronomía. Universidad de la República.*

IPCC 2007 Cuarto informe *Publicado por el grupo intergubernamental de expertos sobre el cambio climático Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático. ISBN 92-9169-322-7*

Isla, F.I., 1989 Holocene sea level fluctuation in the Southern Hemisphere. *Quaternary science review* vo.8 pp.359-368.

Juanicó, M., y M. Rodríguez-Moyano, 1975 Composición faunística de la comunidad de *Mytilus edulis platensis* d'Orbigny. 1846. ubicada a unas 55 millas al SE de La Paloma. *Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay* 4(29):113-116.

Jones, G. H., 1956 Memoria explicativa y mapa geológico de la región oriental del Departamento de Canelones. *Instituto Geológico del Uruguay. Bol. N° 34. Montevideo. Uruguay.*

Jorcín, A., 1999 Temporal and spatial variability in the macro zoobenthic community along a salinity gradient in the Castillos Lagoon (Uruguay). *Archiv für Hydrobiologie* 146(3):369-384.

Keith, M.L., y J.N. Weber, 1964 Carbon and Oxigen isotopic composition of selected limestones and fossils. *Geochimia et Cosmochimia Acta. V.28pp.1787-1816.*

Klicpera, A., 2014 Carbonate secreting organisms in clastic shelf systems and their potential as environment archive. *Tesis doctoral Universidad de Bremen*

Kowalewsky, M., Goodfriend, G., Flessa, K.W., 1998 High-resolution estimates temporal mixing within shell beds: the evils and virtues of time averaging *Paleobiology*,24(3), 1998 pp.287-304

- Krause, R.A. Jr., Barbour, Wood, S.L., Kowalewski, M., Kaufman, D.S., Romanek, C.S., Simo, M.G.,** 2010 Quantitative comparisons and models of time-averaging in bivalve and brachiopod shell accumulations *Paleobiology*, 36(3), 2010, pp. 428–452
- Lambeck, K., y Chappell, J.** 2001. Sea level changes through the last glacial cycle. *En Science* 292. 679-686.
- Lambeck, K., T. M. Esat, y E. Potter,** 2003. Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature* 419. 199-206.
- Lankford, R.,** 1977. Coastal lagoons of Mexico: their origin and classification, *en Wiley. M. L. (ed.). Estuarine processes: 2: 182-215. Nueva York. Academic Press Inc.*
- Lantzsch, H., Hanebuth, T. J., Chiessi, C. M., Schwenk, T., y Violante, R. A.** 2014. The high supply, current-dominated continental margin of southeastern South America during the late Quaternary. *Quaternary research*, 81(2), 339-354.
- Layerle, C., y V. Scarabino,** 1984 Moluscos del frente marítimo uruguayo entre los 9 y 78 m de profundidad: análisis biocenológico. *Contribuciones Departamento de Oceanografía. Facultad de Humanidades y Ciencias* 1(9):1-17. Montevideo.
- Lenz, C., L.A.D. Fernandes, N.J. McNaughton, C.C. Porcher, y H. Masquelin,** 2011, U–Pb SHRIMP ages for the Cerro Bori Orthogneisses, Dom Feliciano Belt in Uruguay: Evidences of a ~800Ma magmatic and ~650Ma metamorphic event, *Precambrian Research*, 185, 149–163.
- Lisiecki, L.E., y M.E. Raymo,** 2005 A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records: *Paleoceanography*, v. 20. No. 1.p. 1–17. doi: 10.1029/2004PA001071.

Lopez Laborde, J., Nagy, G., 1999 “Hydrography and sediment transport characteristics of the Rio de la Plata” a review, en *Perillo, G.M.E, Piccolo, M.C., y Pino, M. (eds). Estuaries of South America; Their geomorphology and dynamics 133-166*

Losada, M., 1999 Seminario: Costa Atlántica: estado actual del conocimiento y estrategia de investigación sobre la dinámica de la costa y sus barras lagunares *Miguel Losada. Consultor. - Rocha. UY: PROBIDES. 137 p.: grafs., maps., ilus. (Documentos de Trabajo; 21).*

Lund, B., Näslund, J. O. 2009. Glacial isostatic adjustment: implications for glacially induced faulting and nuclear waste repositories. In: *Connor, C. B., Chapman, N. A., & Connor, L. J. (Eds.) Volcanic and tectonic hazard assessment for nuclear facilities,* Cambridge University Press, pp. 142-155.

Mallman, G., F. Chemale Jr, y L.F.G. Morales, 2004, Evolução estrutural da porção sul do terreno Nico Pérez, Uruguay: Registro da convergência entre as placas Rio de la Plata e Kalahari no final do Neoproterozóico, *Revista Brasileira de Geociências 34 (2), 201–212.*

Martin, L., y K. Suguio, 1989. Excursion route along the Brazilian coast between Santos (State of São Paulo) and Campos (north of State of Rio de Janeiro). en *International Symposium on Global Changes in South America During the Quaternary. Special Publication N° 2. Pp. 1-136, San Pablo. Associação Brasileira de Estudos do Quaternário.*

Martin, L., K. Suguio, J.M. Flexor, J.M.L. Dominguez, A.C.S.P. y Bittencourt, 1987 Quaternary evolution of the central part of the Brazilian coast. The role of relative sea-level variation and of shore-line drift. *Quaternary Coastal Geology of West Africa and South America. UNESCO Reports in Marine Science 43. 97145.*

Martínez, S., M. Ubilla, M. Verde, D. Perea, A. Rojas, R. Guerèquíz, y G. Piñeiro, 2001 Paleocology and Geochronology of Uruguayan Coastal Marine Pleistocene Deposits *Quaternary Research* 55. 246–254 (2001) doi:10.1006/qres.2000.2204

Martínez, S., y M. Ubilla, 2004 El Cuaternario en el Uruguay *Cuencas Sedimentarias del Uruguay – Cenozoico 2004 DIRAC –Facultad de Ciencias* ISBN 9974-0-0238-9.

Martínez, S., y A. Rojas, 2013 Relative sea level during the Holocene in Uruguay *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology* 374 (2013) 123–131

Martínez, S., del Río, C. J., & Rojas, A. 2016. A Pleistocene (MIS 5e) mollusk assemblage from Ezeiza (Buenos Aires Province, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*,70, 174-187.

Maytía, S., y V. Scarabino 1979 Las comunidades del litoral rocoso del Uruguay: zonación. Distribución local y consideraciones biogeográficas. Pp. 149-160 In: *Memorias del Seminario sobre Ecología Bentónicas y Sedimentación de la Plataforma Continental del Atlántico Sur (Montevideo, 9-12 de mayo de 1978) UNESCO, ORCYT*

Mahiques, M. M. D., Sousa, S. H. D. M., Furtado, V. V., Tessler, M. G., Toledo, F. A. D. L., Burone, L., y Alves, D. P. V. 2010. The Southern Brazilian shelf: general characteristics, quaternary evolution and sediment distribution. *Brazilian Journal of Oceanography*, 58(SPE2), 25-34.

Masquelin, H. C., y L. Sanchez, 1993a Propuesta de evolución tectono- sedimentaria para la fosa tardi- brasiliana en la región de Piriápolis, Uruguay. *Arcillatas de Resúmenes. I. Simposio Internacional del Neoproterozoico- Cámbrico de la Cuenca del Plata. No.13; La Paloma- Minas. Uruguay.*

_____ 1993b Propuesta de evolución tectono- sedimentaria para la fosa tardi- brasiliana en la región de Piriápolis. Uruguay”. *Revista Brasileira de Geociencias* 23 (3): 313-322. San Pablo. Brasil. C798 ca. 2 (2):13-18. Montevideo. Uruguay.

Mc Crea, J. M., 1950 On the isotopic chemistry of carbonates and a Paleotemperature Scale. *J. Chem. Phys.* V.1,18. 849–857.

Mc Connaughey, T., 1989 ^{13}C and ^{18}O isotopic disequilibrium in biological carbonates: I. Patterns. *Geochim. Cosmochim. Acta* 53,151–162.

Menezes. M., 2010. Geología estructural e estratigrafía da formação Rochana região de La Paloma e Rocha. Uruguai. *Universidade do Estado de Rio de Janeiro. Tesis de Maestría* 80pp.

Milstein, A., M. Juanicó, y J. Olazarri, 1976 Algunas asociaciones bentónicas frente a las costas de Rocha. Uruguay. Resultados de la campaña del R/V Hero. *viaje 72-3A. Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay* 4(50):143-164.

Montaña, J.R., y J. Bossi, 1995 Geomorfología de los humedales de la cuenca de la Laguna Merín en el departamento de Rocha. *Cátedra de Geología. Facultad de Agronomía.* :1-32. Montevideo. Uruguay.

Muñiz, P., y N. Venturini, 2001 Spatial distribution of the macrozoobenthos in the Solís Grande stream estuary (Canelones-Maldonado, Uruguay). *Brazilian Journal of Biology* 61(3):409-420.

Nagy, G., M. Gómez, y V. Fernández, 2007 El aumento del nivel del mar en la costa uruguaya del Río de la Plata. Tendencias, vulnerabilidades y medidas para la adaptación *Medio Ambiente y Urbanización. Volume 67. Number 1. November 2007. Pp. 77-93(17)*

IIED-América Latina

Navarro, R., 1990 A brief review on the knowledge on the Quaternary of the southern and Souteastern coast of Uruguay. *Quaternary of South America & Antartic Peninsula* 7:107-117.

Nion, H., 1979 Zonación del macrobentos en un sistema lagunar litoral oceánico. Pp. 225-235 In: *Memorias del Seminario sobre Ecología Bentónicas y Sedimentación de la Plataforma Continental del Atlántico Sur (Montevideo, 9-12 de mayo de 1978)*. UNESCO. ORCYT.

O'neil, J. R., R. N. Clayton, y T. K. Mayeda, 1969 Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *J. Chem. Phys.* 51.5547–58.

Parker, G., 1979 Geología de la planicie costeraentre Pinamar y Mar de Ajo, provincia de Buenos Aires. *Revista de la asociación Geológica Argentina, XXXIV.* (3). 167-183.

Panario, D., 1999 Seminario: Costa Atlántica: estado actual del conocimiento y estrategia de investigación sobre la dinámica de la costa y sus barras lagunares *Miguel Losada. Consultor- Rocha. UY: PROBIDES. 137 p.:* grafs., maps., ilus. (*Documentos de Trabajo; 21*).

Passadore, C., y L. Giménez 2003 Composición y variación intra-anual de la macroinfauna de la desembocadura del arroyo Pando. *Publicación Especial de la Sociedad Zoológica del Uruguay (Actas de las VII Jornadas de Zoología del Uruguay. I Encuentro de Ecología del Uruguay):125.*

Pejrup, M., 1988, The triangular diagram used for classification of estuarine sediments: a new approach. In: *de Boer. P. L. et al. (Editors). Tide-influenced sedimentary environments and facies. Reidel Publ. Co., pp. 289-300.*

Peltier, W., 1998 Postglacial variations in the level of the sea: Implications for climate dynamics and solid-earth geophysics *RevGeophys.*,36. 603-689

- Peltier, W.**, 2001 Global glacial isostatic adjustment and modern instrumental records of relative sea level history, in sea level history. *Int. Geophys. Ser., vol. 75. edited by B. C. Douglas, M. S. Kearney, and S. P. Leatherman, chap. 4. Pp. 65–95. Elsevier. New York.*
- _____ 2004. Global glacial isostatic adjustment: paleogeodetic and space geodetic test of the ICE-4G (VM2) model. *Journal of Quaternary Science* 17. 491-510.
- Peltier, W. R., y R. G. Fairbanks**, 2006. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *en Quaternary Science Reviews*. 25. 3322-3337.
- Perillo, G.M.E.**, 1995 Definition and geomorphologic classifications of estuaries *Perillo, G.M.E. (ed.): Geomorphology and Sedimentology of Estuaries. Development in Sedimentology Vol. 53. Elsevier Science BV. Amsterdam. 17-47.*
- Perillo, G.M.E.**, 2003 Dinámica del Transporte de Sedimentos *Asociación Argentina de Sedimentología Publicación especial N°2 ISBN 987-96296-1-2.*
- Pilsbry, H.A.**, 1897b New species of mollusks from Uruguay. *Proceedings of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia* 49:290-298. lám 6 y 7
- Preciozzi, F., J. Spoturno, W. Heinzen y P. Rossi**, 1985 Carta Geológica del Uruguay a escala 1/500,000.; *Ed. DINAMIGE. - Montevideo. Uruguay.*
- Preciozzi, F.L., H. Masquelin, y M.A.S. Basei**, 1999. The Greenville Terrane of Eastern Uruguay. *II South American Symposium on Isotope Geology. Argentina, pp.338–340.*
- Ranson, G.**, 1967 Mollusques lamellibranches: Ostreidae. *Résultats Scientifiques des Campagnes de la «Calypso» (8). Annales de l'Institut Océanographique* 45(2):189-191. París

Riestra, G., J.L. Giménez, y V. Scarabinom 1992 Análisis de la comunidad macrobentónica infralitoral de fondo rocoso en Isla Gorriti e Isla de Lobos (Maldonado. Uruguay). *Frente Marítimo* 11:123-127. Montevideo.

Reimer, P.J., M.G.L. Baillie, E. Bard, A. Bayliss, J.W. Beck, C.J.H. Bertrand, P.G. Blackwell, C.E. Buck, G.S. Burr, K.B. Cutler, P.E. Damon, R.L. Edwards, R.G. Fairbanks, M. Friedrich, T.P. Guilderson, A.G. Hogg, K.A. Hughen, B. Kromer, G. Mc Cormac, S. Manning, C.B. Ramsey, R.W. Reimer, S. Remmele, J.R. Southon, M. Stuiver, S. Talamo, F.W. Taylor, J. Van Der Plicht, y C.E. Weyhenmeyer 2004. IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0–26 cal kyr BP. *Radiocarbon* 46 (3). 1029–1058.

Reitmayer, G., 2001 Una espectacular peculiaridad uruguaya: la anomalía gravimétrica de la Laguna Merín Actas XI Congreso Latinoamericano de Geología y III Congreso Uruguayo de Geología.

Rios, E. (1994). Seashells of Brazil. Museu Oceanográfico Prof. EC Rios da Fundação Universidade de Rio Grande, Rio Grande, 113. 329 pp. 102 lám.

Rohling, E.J., Cooke, S., 1999. Stable oxygen and carbon isotope ratios in foraminiferal carbonate. In B.K. Sen Gupta (ed.) *Modern Foraminifera*, Kluwer Academic, Dordrecht, The Netherlands, pp. 239-258

Rostami, K., W.R. Peltier, y A. Mangini 2000 Quaternary marine terraces. sea-level changes and uplift history of Patagonia. Argentina: comparisons with predictions of the ICE-4G (VM2) model of the global process of glacial isostatic adjustment *Quaternary Science Reviews* 19 (2000) 1495-1525

Roux, A., y C. Bremec, 1996 Comunidades bentónicas relevadas en las transecciones realizadas frente al Río de la Plata (35°15´S), Mar del Plata (38°10´S) y Península Valdés (42°35´S). Argentina, *INIDEP Informe Técnico (11):13 pp, Mar del Plata.*

Sanchez Betucci, L., y B.A. Mezzano, 1993 Análisis sedimentológico y faciologico de la Formación Rocha (ex Grupo Rocha). *Revista Brasileira de Geociencias 23(3); 323-329*

Scarabino, V., S. Maytía, y J.C. Faedo, 1974 Zonación biocenológica de las playas arenosas del Depto. de Rocha (Uruguay) con especial referencia a la presencia de *Ocypode quadrata* (Fabricius 1787) (Decapoda, Brachyura). *Boletín de la Comisión Nacional de Oceanología 1(1):42-52. 2 lám. 1 mapa, Montevideo.*

Scarabino, V., S. Maytía, y M. Cachés, 1976 (“1975”) Carta bionómica litoral del departamento de Montevideo I. Niveles superiores del sistema litoral. Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay 4(29):117-126. 3 lám.

_____ 2006 Gasterópodos marinos y estuarinos de la costa uruguaya: faunística. Distribución. taxonomía y conservación. 143-156 en *BASES para la CONSERVACIÓN y el MANEJO de la COSTA URUGUAYA* R. Menafrá L. Rodríguez-Gallego F. Scarabino D. Conde (editores).

Scarabino, F., C.J. Zaffaroni, A. Carranza, C. Clavijo, y M. Nin, 2006 Gasterópodos marinos y estuarinos de la costa uruguaya: faunística, distribución, taxonomía y conservación 157-170 en *BASES para la CONSERVACIÓN y el MANEJO de la COSTA URUGUAYA* R, Menafrá L. Rodríguez-Gallego F. Scarabino D. Conde (editores).

Schmidt, G. A., 1999 Forward modeling of carbonate proxy data from planktonic foraminifera using oxygen isotope tracers in a global ocean model. *Paleoceanography*. 14. 482-497.

Schnack, E.J., J.L. Fasano, y E.L. Isla, 1982, The evolution of Mar Chiquita Lagoon coast. Buenos Aires Province. Arenagentina, In: *Colquhoun. D.J. (ed.). Holocene Sea Level Fluctuations: Magnitude and Causes. Pp.143-155, IGCP- INQUA. Univ.S. Carolina, Columbia. SC.*

Schnack, E.J., J.L. Fasano, y F.I. Isla, 1987 Late Quaternary sea-levels in the Arenagentina coast. Late Quaternary sea-level correlation and application. *Halifax. Canada. July 19-30. 1987. IGCP Project 200 Program. Abstr., 23p., Halifax.*

Servicio Geográfico Militar, 1973. Carta gravimétrica provisoria de la República Oriental del Uruguay. Scale 1:1.000.000. *Eds. SGM ROU. Montevideo. Uruguay.*

Shackleton, N. J. 1967. Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures reassessed. *Nature* 215. 15-17.

Scott, T.W., D.J.P. Swift, G.R. Whittecar, y G.A. Brook, 2010 Glacioisostatic influences on Virginia's late Pleistocene coastal plain deposits. *Geomorphology*, 116. . (1-2). 175-188. doi: 10.1016/j.geomorphology,2009.10.017.

Short, A.D., 1988 Holocene coastal dune formation in Southern Australia: *Arcillaase study, Sediment, Geol*, 55, 121-142,

Spero, H. J., J. Bijma, D. W. Lea, y B. E. Bemis, 1997 Effect of seawater carbonate concentration on foraminiferal carbon and oxygen isotopes. *Nature* 390(6659), 497.

Spoturno, J. J., Oyhançabal, P., y Loureiro, J. 2012. Mapa geológico del Departamento de Maldonado escala 1: 100.000 *Facultad de Ciencias (UdelaR) Dirección Nacional de Minería y Geología (MIEM), Montevideo.*

Sprechmann, P., 1978a The paleoecology and paleogeography of the Uruguayan coastal area during the Neogene and Quaternary. *Zitteliana 4: 3-72. München. Alemania.*

_____ 1978b Die litoralenpaläozoogeographischen Provinzen entlang der Ostküste Südamerikas während der Miozäns, *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Abhandlungen 157 (1-2): 247-251. Stuttgart. Alemania.*

_____ 1980 Paleocología, paleogeografía y estratigrafía de la región costera del Uruguay durante el Neógeno y Cuaternario. *Actas 2º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y 1º Congreso Latinoamericano de Paleontología. 3: 237 – 256. Buenos Aires. Argentina.*

Soliani Jr, E., 1986 Os dados geocronológicos do escudo sul-riograndense e suas implicações de ordem geotectónica; *Tesis de doctorado. Instituto de Geociencias. Universidade Sao Paulo. San Pablo Brasil.*

Suguió, K., 1983, Fluctuaciones do nível marinho nos últimos milênios e evolução das planícies costeiras brasileiras. *Revista do Museu Paulista. Volume XXIX, Sao Paulo.*

Toldo Jr, E., Ayup-Zouain, R., Corrêa, I., & Dillenburg, S. (1991). Barra Falsa: Hipótese de Um Paleocanal Holocênico de Comunicação Entre Laguna Dos Patos e o Oceano Atlântico. *Pesquisas em Geociências, 18(2), 99-103.*

Thompson, W.G., y S.L. Goldstein, 2006 Radiometric calibration of the SPECMAP timescale: *Quaternary Science Reviews. V. 25. No. 23–24. P. 3207–3215. doi: 10.1016/j.quascirev.2006.02.007.*

Tomazelli, L.J., Villwock, J.A., 1991 “Geologia do Sistema Lagunar Holocênico do Litoral Norte do Rio Grande do Sul” *Pesquisas* 18(1): 13-24 ISSN 0100 5375 Instituto de Geociências UFRGS Porto Alegre, RS - Brasil

Ubilla, M., D. Perea, C. Tambussi, y P. Tonni, 1999 Primer registro fósil de Phoenicopteridae (Aves: Charadriiformes) para el Uruguay (Mioc, Sup,- Plioceno). *Anais Academia Brasileira de Ciências* 62 (1) :61-68. Rio de Janeiro. Brasil.

Ubilla, M., y S. Martínez, 2016 Geology and Paleontology of the Quaternary of Uruguay. *Springer Briefs in Earth System Sciences* ISBN 978-3-319-29301-1 ISBN 978-3-319-29303-5 (eBook) DOI 10, 1007/978-3-319-29303-5 .

Urey, H. C. 1947 The thermodynamic properties of isotopic substances. *J. Chem Soc.,* 562-581.

Usdowski, E., J. Michaelis, M. E. Bottcher, y J. Hoefs, 1991 Factors for the oxygen isotope equilibrium fractionation between aqueous and gaseous CO₂, carbonic acid, bicarbonate, carbonate, and water (19°C). *Z. Physik.* 170. 237–249.

Usdowski, E., y J. Hoefs, 1993 Oxygen isotope exchange between carbonic acid, bicarbonate, and water: A re-examination of the data of McCrea (1950) and an expression for the overall partitioning of oxygen isotopes between the carbonate species and water. *Geochim.Cosmochim. Acta* 57, 3815–3818

Violante, R. A., I. P. Costa, J. L. Cavallotto, C. M. Paterlini, S. Marcolini, y G. Bozzano, 2014 Rasgos morfosedimentarios, procesos y evolución de la plataforma continental argentina desde el último máximo glacial. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71 (2): 292 - 310 (2014).

Waelbroeck, C., L. Labeyrie, E. M. Duplessy, J.C. Mcmanus, F.K. Lambeck, E. Balbona, y M. Labracherie, 2002 Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews* 21 (2002) 295–305

Walcott, R.I., 1972. Past sea levels, eustasy and deformation of the Earth. *Quaternary Research*. 2. 1-14.

Weber, J. N., y P. M. J. Andwoodhead, 1972 Temperature dependance of oxygen-18 concentration in reef coral carbonates. *J. Geophys. Res.*77. 463–473.

Wintle, A., and 1977b Thermoluminescence dating of minerals: traps for the unwary. *Journal of electrostatics* 3 281-288.

Wu, P., y W.R. Peltier, 1983. Glacial isostatic adjustment and the free air gravity anomaly as a constraint on deep mantle viscosity. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*. 74. 377-450.

Zaffaroni, J.C., 2000 Presencia de *Modiolus carvalhoi* (Mollusca, Pelecypoda) en aguas uruguayas. *Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay* 8(74/75):101-103.

Zenkovich, V. P., 1959. On the genesis of cusped spits along lagoon shores. *J. Geol.*, 67. 269– 277.

Zenkovich, V. P., 1967 Processes of coastal development. *The Journal of Geology*. September 1968. Vol. 76 Issue: 5 p606-607. 2p.

8- ANEXOS

1

Pozos

Descripción Litológica

Perforación 373/1 La Paloma

651400	6163500
Profundidad (m)	Litología
0-3	Arena Qzo, media subredondeada, beige
3-6	Arena Qzo fina subredondeada, matriz arcillosa 40%,
6-7	Ídem anterior, matriz 50%, con patinas de FeO
7-8	Ídem anterior
8-9	Arena Qzo 60%, Fd 30%, 10% líticos y minerales negros, fina a media, Clastos tamaño grava
9-10	Ídem 8-9
10-11	Ídem 8-9
11-12	Ídem 8-9
12-13	Ídem 8-9
13-14	Ídem 8-9
14-15	Ídem 8-9
15-16	Ídem 8-9
16-17	Arena Qzo, Fd, media, matriz arcillosa, presencia de moluscos, líticos, tamaño grava y cemento carbonatito
17-18	Arena con 70% matriz carbonatica y FeO
18-20	Limo rojizo, alto contenido en Fe
20-21	Conglomerado Qzo, Fd y líticos; matriz arcillosa
21-22	Conglomerado polimictico Qzo, matriz arcillosa, laminas de Fe
22-23	Ídem anterior
23-28	Limo arcilloso rojizo, rizolitos
29-36	Arena polimíctica media a gruesa, Qzo, Fd y líticos
36-38	Arena angulosa, Sábula
38-64	Basamento, Metapelita, Pizarra micácea,

Perforación 449/11 Pto. La Paloma

Profundidad (m)	Litología
0-0,5	Arena fina Qzo-Fd, bien seleccionada con bioclastos
0,5-2,5	Arena gruesa Qzo-Fd, mal seleccionada
2,5-3,5	Arena fina Qzo-Fd, redondeada, con bioclastos y concreciones de FeO
3,5-4,5	Arena fina a media Qzo-Fd, redondeada, mal seleccionada, con bioclastos
4,5-5,0	Arena fina a gruesa Qzo-Fd, redondeada, mal seleccionada, pocos moluscos
5,0-6,5	Arena fina a media Qzo-Fd, redondeada, mal seleccionada, mayor cantidad de moluscos
6,5-7,5	Arena fina con clastos de basamento tamaño guija, fósil de megafauna cuaternaria
7,5-8,0	Arena fina a media Qzo-Fd, fósil megafauna y costras de FeO
8,0-8,5	Basamento

Perforación 482/1 La Paloma. Rocha

651400 6163500

Profundidad (m)	Litología
0-1,80	Arena Qzo redondeada, bien seleccionada
1,80-3,90	Arena fina a muy gruesa, bi modal, Qzo-Fd
3,90-5,80	Arena fina Qzo-Fd, presencia de moluscos
5,80-7,80	Arena fina Qzo-Fd, matriz y cemento carbonatico
7,80-9,0	Arena fina Qzo-Fd, importante presencia de moluscos
9,0-10	Arena fina Qzo-Fd, matriz y cemento carbonatico
10-10,90	Arena fina Qzo-Fd, matriz carbonatica, presencia de moluscos
10,90-12,90	Idem anterior
12,90-13,90	Arcilla verdosa consolidada,
13,90-18	Arcilla gris Qzo-Fd con conchillas y cemento carbonatico
18-18,70	Arcilla gris rojizo, con bioclastos
17,70-22	Idem anterior
22-24,30	Limo arcilloso rojo ladrillo
24,30-25	Idem anterior
25-40	Arcilla beige
40-45	Arcilla beige con clastos de Qzo y liticos tamaño arena,
45-53	Arcilla beige arenosa
53-73	Basamento

Perforación 482/5 La Paloma. Rocha

651400	6163500
Profundidad (m)	Litologías
0-4,5	Arena fina a media Qzo-Fd, mal seleccionado, subangulosa, con restos de bivalvos, beige
4,5-9	Ídem anterior, aumenta granulometría
9-11,5	Arena muy fina Qzo arcillosa, selección regular, sub angulosa, gris oscuro
11,5-13,5	Arcilla arenosa, granos gruesos, mala selección, color gris claro con pequeños nódulos de CaCO ₃ ,
13,5 – 15,5	Arena muy fina Qzo, buena selección, angulosa, color beige, con restos fósiles
15,5 - 17,5	Arena muy fina Qzo, arcillosa con algunos granos de qzo, mal seleccionada, cemento calcáreo, restos de fósiles, beige
17,5 - 18,7	Nivel constituido por fósiles y Arena fina cementada con CaCO ₃
18,7 – 25	Arcilla arenosa media a fina Qzo-Fd, mal seleccionada, beige, con cantos Fd angulosos y fósiles
25- 27,7	Arena media arcillosa, mal seleccionada, redondeada, naranja con FeO
27,7 – 31	Arcilla gravillosa arenosa Qzo-micacea, cantos subangulosos, mal seleccionado beige claro
31- 34	Arcilla arenosa, micacea, granos gruesos, mal seleccionados, con pequeños cantos de Esquistos color beige
34- 44	Arcilla gravillosa Qzo-micacea, clastos subangulosos, mal seleccionada con nódulos de FeO, pardo rojizo,
44-49	Arena media a gruesa Qzo, clastos angulosos de esquistos micáceos muy alterados color ocre
49-50	Basamento Micaesquistos con filones de Cuarzo

Perforación 508 La Paloma. Rocha

651400	6163500
Profundidad (m)	Litologías
0-11	Arena fina a media Qzo-Fd, redondeada, mal seleccionada, beige
11-17	Arena fina a media Qzo-Fd, redondeada con moluscos y costras de FeO, ocre
17-18	Arena fina a muy fina, arcillosa gris
18-20	Arena Qzo-Fd-líticos, mal seleccionados con matriz arcillosa y FeO naranja
20-23	Limo arcillosa rojiza, con bioclastos y FeO
23-55	Basamento Micaesquistos

Perforación 533 La Paloma. Rocha

651400	6163500
Profundidad (m)	Litologías
0-4,5	Arena media Qzo-Fd, redondeada y bien seleccionada
4,5-7	Idem anterior
7-10	Arena media Qzo-Fd, con matriz arcillosa
10-12	Idem anterior
12-15	Arena muy fina a fina, Qzo-Fd,
15-18	Arena muy fina a fina, Qzo-Fd, con abundantes bioclastos (moluscos)
18-18,70	Arena media a gruesa, mal seleccionada, matriz arcillosa verde carbonatos
18,70-22,80	Arena fina a media Qzo-Fd
22,80-25,80	Arena media a gruesa Qzo-Fd, mal seleccionada, con matriz arcillosa, FeO
25,80-55	Basamento

Perforación 733 La Virazón. La Paloma. Rocha

643900	6164500
Profundidad (m)	Litologías
0-1	Suelo
1-3	Arcilla marrón
3-6	Arena fina a media Qzo-Fd con matriz arcillosa rojiza
6-11	Arena media a gruesa bien redondeada, rojiza, Fd 60%, Qzo 35%, líticos 5%
11-12	Arena media a sábulo, redondeada, mal seleccionada, Fd 60%, Qzo 35%, líticos 5%
12-17	Arena fina a gruesa, bi modal, matriz limo arcillosa, amarilla-rojiza
17-19	Arena fina Qzo-Fd, matriz limo-arcillosa, amarillo-rojiza,
19-24	Arena fina Qzo 60%, Fd 40%, sin matriz
24-26	Limo arenoso cementado bioclastos y líticos
27-35	Limo gris oscuro consolidado
35-37	Limo arenoso gris
37-39	Arena fina a sábulo, arcósica, mal seleccionado y subangulosa, gris
40,80-42	Limo arenoso gris oscuro, con bioclastos (moluscos)
42-55	Limo arenoso gris oscuro
55-61,30	Conglomerado grava, bloque, arena gruesa, arena fina, Fd, Qzo y líticos, mal seleccionado, subredondeado a subangulosos
61,30-61,80	Arena limosa, alto contenido de mo

Perforación 1060/1 Costa Azul. Rocha

650900	6166300
Profundidad (m)	Litologías
0-2	Suelo
2-5	Arena fina a media, Qzo-Fd, rojiza, matriz arcillosa,
5-10	Arena fina Qzo 80%, Fd 15%, Líticos 5%, redondeada, bien seleccionada
10-12	Arena muy fina
12-15	Arena muy fina, nivel con cemento ferroso, corazas
16-19	Arena de muy gruesa a sábulo, Qzo-Fd-Líticos, redondeada, mal seleccionada
19-25	Arena fina a gruesa, bi modal, matriz arcillosa, con bioclastos(moluscos)
25-42	Arena fina arcillosa, con intraclastos biogénicos, guija y líticos
42-50	Arena media Qzo-Fd, redondeada, bien seleccionada con matriz arcillosa
50-60	Arena fina a media Qzo-Fd- CaCO ₃ , bien redondeada amarillo azafrán
60-66	Limo arenoso, con cemento carbonatico, niveles de FeO

Perforación 1224/2 La Paloma. Rocha

651400	6163500
Profundidad (m)	Litologías
0-6	Arena fina a media, Qzo-Fd, subredondeada
6-10	Arena fina a media, Qzo 70%, Fd 25%, líticos 5%, subredondeada
10-13,50	Arena fina Qzo-Fd subredondeada
13,50-15,50	Limo arcilloso gris verdoso consolidado
18,50-19	Arena Qzo-Fd con matriz arcillosa presencia de moluscos
22,50-24	Arena muy fina Qzo 60%, Fd 35% , Líticos 5%, presencia de moluscos (partes)
24-27,50	Limo arenoso marrón claro con clastos tamaño guija, presencia de moluscos (partes)
27,50-29	Arena fina a media Qzo-Fd subredondeada matriz arcillosa
29-33	Arena fina a media Qzo-Fd subredondeada matriz arcillosa beige y FeO
33-37	Arena media a gruesa Qzo-Fd redondeada, matriz arcillosa
37-41	Arena fina a media Qzo-Fd redondeada y bien seleccionada con trazas de FeO
41-50	No hay muestra
50-63,50	Basamento

Perforación 1224/3, La Paloma. Rocha

651400	6163500	
Profundidad (m)		Litologías
	0-13	Arena Qzo
	13-18	Arcilla gris
	18-24	Arena gruesa con conchillas
	24-25	Arcilla marrón

Perforación 1224/4, La Paloma, Rocha,

651400	6163500	
Profundidad (m)		Litologías
	0-13,80	Arena
	13,80-22,50	Arcilla
	22,50-24	Arena con conchillas
	24-32	Arcilla

Perforación 1260/1, La Paloma. Rocha

651500	6163800	
Profundidad (m)		Litología
	0-2	Suelo
	2-6	Arena muy fina Qzo-Fd con matriz arcillosa marrón rojiza
	6-7	Limo arenoso gris consolidado
	7-12	Arena muy fina a media Qzo-Fd, redondeada, mal seleccionada matriz arcillosa beige
	12-21	Arena fina a media Qzo-Fd, matriz arcillosa, cemento carbonatito y bioclastos
	21-22	Ídem anterior color rojizo, mayor presencia de matriz
	22-28	Ídem 12-21
	28-42	Ídem 12-21, mayor contenido de arcilla y cemento
	42-43	Arena muy fina matriz arcillosa, cemento y venas de FeO

Perforación 1268/5, La Paloma. Rocha

651400	6163500
Profundidad (m)	Litologías
0-5	Arena gruesa
5-9	Arena fina
9-12,5	Arena gruesa
12,5-18	Arcilla
18-20	Arena
20-22	Arena gruesa
22-23	Arcilla Gris

Perforación 1469/1 La Paloma. Rocha

Profundidad (m)	Litologías
0-0,60	Suelo
0,6-3	Arcilla limosa marrón oscuro
3-3,8	Arcilla arenosa marrón claro
3,8-4,5	Ídem pero con pátinas de Fe
4,5-5,3	Arena muy fina cuarzosa subredondeada, subangulosa, muy bien seleccionada sin cemento color amarillo claro
5,3-5,6	Ídem, pero con cemento arcilloso amarillo
5,6-6	Con menos cemento y pátinas de FeO
6,35-7,5	Arcilla arenosa marrón mal seleccionada
7,5-15	Arena fina bien seleccionada subredondeada a anguloso color beige
15-17	Ídem, pero con abundante arcilla color claro
17-18	Ídem pero con pátinas negras
18-26	Arena muy fina cuarzosa, subredondeada a subangulosa, muy bien seleccionada
26-29	Arena color marrón oscuro con pátinas de Fe
29-31	Arena fina bien seleccionada, sub redondeada sub angulosa con abundante arcilla beige
31-40	Ídem pero sin arcilla
40-47	Ídem, pero con pátinas de FeO
47-50	Arcilla gris verdosa muy fosilífera, sin arena plástica
50-52	Arena fina gris verdosa subangulosa a subredondeada color marrón \
52-54	Arcilla verde azulada
54-55	Arcilla con algo de arena fina
55-56	Arena fina regular subredondeada, con cemento arcilloso
56-58	Arcilla algo arenosa (mal seleccionada) color, marrón claro
58-70,5	Arena fina cuarzosa, subredondeada, selección regular con algo de arcilla color beige claro
70,5-83	Igual, pero con un poco de arcilla
83 – 87	Ídem, con mas arcilla
87 – 89,5	Arena fina, subredondeada, cuarzosa bien seleccionado color beige claro
89,5- 92	Arcilla muy arenosa, color gris verdoso

104,4-104,6	104,6	Arcilla muy poco arenosa marrón con cantos de cuarzo tamaño guija
104,6-106		Arena media suba gulosa con poco cemento arcilloso color marrón claro
106-137		Arena media a fina subangulosa a sub redondeada cuarzosa sin cemento color beige
137-138		Arcillo arenisca con presencia de mica
138-140		Trozos de cuarzo lechoso
140-adelante		Basamento metamórfico

Perforación 1469/2 La Paloma. Rocha

Profundidad (m)	Litologías
0-0,5	Suelo
0,5-1,5	Suelo arcilloso
1,5-6	Arena fina Qzo, bien seleccionada, subredondeada, beige,
6-8	Arcilla arenosa color marrón oscuro,
8-10	Arena fina Qzo subredondeada, cemento arcillosa beige claro,
10-17	Ídem anterior, sin cemento,
17-34	Arena fina Qzo bien seleccionada, subredondeada, beige
34-35	Arcilla gris verdosa
35-36	Arena fina Qzo, bien seleccionada, subangulosa, con matriz arcillosa, beige
36-45	Arcilla arenosa marrón
45-52	Arena fina Qzo subredondeada, subangulosa, con cemento arcilloso
52-55	Ídem, pero menos arcilla
55-58	Arena fina a media Qzo bien seleccionada, subredondeada, beige claro,
58-79	Arcilla gris clara con patinas amarillas
79-80	Arcilla verde oscuro
80-83	Arena muy fina arcillosa, con patinas de FeO, marrón grisáceo
83-83,5	Arcilla con clastos de hasta 4 cm, de Qzo-KFd, concreciones de CaCO ₃
83,5-85	Arcilla con arena, gris verdosa
85-89	Arena fina limosa con abundante cemento arcillosa marrón
89-99	Arcilla compacta marrón con fragmentos de FeO
99 en adelante	Basamento Cristalino metamórfico

Sondeo 9601 La Virazón. La Paloma. Rocha

Profundidad (m)	Litologías
0-30	Suelo
0,3-4	Arena
4-9,5	Arena limosa
9,5-11	Arena gravilosa, con niveles de Arena
11-16	Arena fina a media
16-17	Arena

Sondeo 9603 La Virazón La Paloma. Rocha

643411

6164676

Profundidad (m)	Litologías
0-0,3	Suelo
0,3-4	Arcilla
4-5	Arena fina limosa
5-6	Arcilla
6-10	Arena limosa
10-18	Arena fina limosa
18-23	Arena fina a media

Sondeo 9607 La Serena. La Paloma. Rocha

646355

6165103

Profundidad (m)	Litologías
0-2	Arena fina a media
2-5	Arcilla negra
5-8	Arcilla limosa marrón
8-10	Arena gravilosa con niveles de ac
10-11	Arena gravilosa
11-14,5	Arena fina a media

Sondeo 9604 La Paloma. Rocha

645568

6164895

Profundidad (m)	Litologías
0-6	Arena fina arcillosa
6-9	Arena fina a media poca arcilla
9-12	Arena gruesa Qzo-Fd bien redondeada
12-14	Arena media ídem anterior

Sondeo 9605 La Paloma. Rocha

645167

6165155

Profundidad (m)	Litologías
0-3	Arcilla marrón seca
3-6	Arcilla húmeda
6-9	Arena arcillosa
9-12	Arena media a gruesa
12-14	Arena gruesa a muy gruesa
15-17	Arena media a fina

Sondeo 9606 o (9609) La Paloma. Rocha

646326

6165087

Profundidad (m)	Litologías
0-2	Arena
2-4	Arcilla
4-8	Arcilla y arena
8-9	Arena arcillosa
9-10	Arena fina
10-12	Arena gruesa
12-13	Arena media
13-14	Arena fina
14-17	Arena
18	Arcilla

Sondeo 9607 La Paloma. Rocha

646355

6165103

Profundidad (m)	Litologías
0-2	Arena media a fina
2-5	Arcilla negra
5-8	Arcilla limosa marrón
8-10	Arena gravillosa, con capas de arcilla
10-11	Arena gravillosa (agua)
11-12	Arena fina a media, algo de grava

12-14,5	Arena fina a media
---------	--------------------

Sondeo 9608 La Paloma. Rocha

646359	6165046
--------	---------

Profundidad (m)	Litologías
0-3	Arcilla negra
3-6,5	Arcilla limosa
6,5-9,5	Limo con capa de arcilla
9,5-13,3	Arena gravillosa algo limosa

Sondeo 9610 La Paloma. Rocha

645131	6164830
--------	---------

Profundidad (m)	Litologías
0-3	Suelo arenoso
3-6	Arena media Qzo mate, redondeada, matriz arcillosa marrón oscuro,
6-15	Arena muy fina Qzo, bien seleccionada marrón, FeO y minerales negros,
15-16,5	Arcilla muy arenosa gris, con fracción ar muy fina

Sondeo 9611 La Paloma. Rocha

644291	6164855
--------	---------

Profundidad (m)	Litologías
1-3	Limo beige
3-6	Arena media Qzo, redondeada, mate, marrón oscuro, matriz arcillosa
6-12	Arena gruesa gravillosa Qzo de Txt mate, redondeada, baja selección, clastos con FeO
12-15	Arena media a fina Qzo, gravas dispersas, abundante FeO y minerales negros, buena selección color marrón claro
15-18	Arena muy fina Qzo marrón, alta selección, abundante FeO, minerales negros

Perforacion 9612 La Paloma. Rocha

<u>0m - 1,5</u>	Arena fina color marrón de buena selección, cuarzosa, de forma redondeada, textura mate, presencia de minerales negros
<u>1m50 - 3m</u>	Arena fina color marrón de buena selección, cuarzosa, de formaredondeada, textura mate, presencia de minerales negros, -
<u>3 - 4,50</u>	Arena gruesa a media, cuarzosa de color beige claro, formaredondeada, buena selección, textura vítrea, presencia de minerales negros
<u>4,50 - 6m</u>	Arena media cuanosa, de color Manco, forma sub-redondeada, alta selección, textura vítrea, presencia de granates y minerales negros
<u>6 - 12m</u>	Arena media cuarzosa, de color blanco, forma sub-redondeada, altaselección, textura vitrea, presencia de granates y minerales negros
<u>12 - 13m</u>	Arcilla gris verdosa oscura muy plástica con escasa presencia de arena muy fina

Perforación 86-4-001. La Virazón. La Paloma. Rocha

644316	6164793
--------	---------

Profundidad (m)	Litologías
0-1	Suelo, arcilla negra
1-3	Arcilla marrón, algunos clastos de Qzo
3-5	Arena Qzo-Fd gruesa, mal seleccionada, subredondeada marrón
5-7	Arena Qzo-Fd media, seleccionada, subredondeada marrón clara,
7-11	Arena Qzo-Fd gruesa a grava, poca selección, subredondeada beige,
11-14	Arena Qzo-Fd gruesa, poco seleccionada, subredondeada-subangulosa marrón claro
14-16	Arena Qzo-Fd gruesa a grava, baja selección, redondeada-subredondeada beige
16-18	Arena Qzo-Fd media, bien seleccionada, subredondeada a angulosa beige
18-25	Arena Qzo-Fd media a fina con gravas, poca selección subredondeada a subangulosa beige
25-27	Arcilla, con arena fina y gravas de Qzo baja selección subredondeada gris verdosa
27-28	Arcilla verdosa
28-29	Arena Qzo fina con gravas y arcilla, poco seleccionada angulosa marrón
29-30	Arcilla, Arena fina con grava Qzo, poca selección, subangulosos gris verdosa
30-33	Arcilla, Arena fina Qzo, bien seleccionada, angulosos gris verdosa

33-37	Arcilla, Arena fina a media y gravas Qzo, poca selección angulosos gris oscuro
37-40	Arena media a gruesa Qzo-Fd con gravas, baja selección, subangulosa beige
40-41	Gravas y Arena media a gruesa Qzo-Fd, baja selección angulosos beige
41-44	Arena media a gruesa Qzo-Fd, con gravas, baja selección, angulosos a subredondeados beige
44-45	Arena gruesa Qzo-Fd con cantos, baja selección, angulosos subredondeados beige
45-50	Arena media a gruesa Qzo-Fd y Arcilla, seleccionada subredondeados gris
50-58	Arcilla gris verdoso oscuro
58-60	Arena gruesa Qzo seleccionada angulosa gris
60-61	Gravas y Arena gruesa Qzo poco seleccionada angulosa beige
61-63	Arena gruesa a media Qzo con gravas poco seleccionada angulosa beige
63-65	Arcilla con Arena gruesa gris oscuro

Perforación 86-4-002. Costa Azul. Rocha

645558	6164914
--------	---------

Profundidad (m)	Litologías
0-2	Arena fina
2-8	Arena fina y limo con arcilla
8-10	Limo arcilloso
10-12	Arena fina grava limo arcilloso
12-15	Arena fina
15-17	Arena fina gravas arcillas
17-19	Gravas conchillas arcilla
19-27	Arcilla
27-38	Arcilla y limo cuarzoso
38-41	Arcilla y arena media
41-43	Arena media a fina
43-46	Arena fina
46-47	Arena media
47-50	Basamento

Perforación 86-4-003, La Paloma, Rocha,

Profundidad (m)	Litologías
0-2	Arcilla con arena fina Qzo, suredondeada marrón

2-3	Arena arcillosa Qzo, mal seleccionada subredondeada
3-5	Arena fina Qzo, mal seleccionada, subredondeada con poca arcilla marrón
5-13	Arena gruesa Qzo, selección media, subredondeada beige
13-14	Arena media Qzo, selección media con matriz arcillosa
14-20	Arena gruesa Qzo, selección media, subredondeada, beige, granos teñidos de FeO, cementada
20-22	Ídem anterior, mayor contenido de FeO
22-30	Arena muy gruesa Qzo, mal seleccionada, poca matriz arcillosa y FeO,
30-41	Arcilla gravillosa Qzo, mal seleccionada, gris
41-44	Limo arenoso, mal seleccionado, subredondeado, gris
44-53	Gravilla limo arcillosa, baja selección, gris, granos de qzo con patinas de FeO
53-58	Arcilla gris con clastos tamaño ar qzo subredondeados
58-61	Arena gruesa, mal seleccionada, con clastos de qzo subangulosos
61-63	Arcilla gris oscura, clastos de qzo subredondeados
63-72	Arena Qzo mal seleccionada, subangulosa, matriz arcillosa gris,
72-73	Arena Qzo mal seleccionada, subangulosa, clastos teñidos de FeO, matriz arcillosa beige
73-81	Arena Qzo mal seleccionada, con fragmentos de conchillas, fracción de Arena fina sub angulosa, patina de FeO y minerales negros accesorio, matriz arcillosa beige
81-94	Gravilla Qzo angulosa, clastos hasta 1cm
94-114	Arena Qzo, mal seleccionada, subangulosa, txt de grano pulida, beige
114-124	Gravilla gruesa Qzo, angulosa beige
126	Basamento cristalino

Perforación 86-4-005. La Paloma. Rocha

645119	6164811
--------	---------

Profundidad (m)	Litologías
0-2	Arcilla con Arena Qzo de hasta 1mm, subredondeada, marrón,
2-3	Arena arcillosa Qzo, mal seleccionada, mal seleccionada, subredondeadas
3-5	Arena gruesa Qzo, mal seleccionada, subredondeada, bajo contenido de finos, marrón,
5-7	Arena Qzo gruesa, hasta 2mm, selección media, subredondeada, beige
7-9	Arena Qzo subangulosa, beige
9-13	Arena Qzo gruesa, selección media, subangulosa, beige cementada
13-14	Ídem anterior, aumenta el tamaño de grano a 2,5 mm,
14-17	Arena Qzo gruesa hasta 2,5mm, selección media, subredondeada, beige cementada
17-20	Arena Qzo gruesa subredondeada, selección media, beige, Clastos teñidos con FeO, cementada,
20-22	Arena Qzo de selección media, subredondeada, aumenta el contenido de FeO

Perforación 86-4-008. La Virazón. La Paloma. Rocha

Profundidad (m)	Litologías
0-1	Suelo
1-2	Arena fina arcillosa, selección media, clastos subredondeados, pardo oscuro
2-12	Arena Qzo-Fd fina a media, selección media, subangulosa, blancuzca
12-22	Arena Qzo-Fd media a gruesa, subredondeada, blancuzca,
22-24	Arena Qzo-Fd fina a media, subredondeada y algo de Arcilla, blancuzca
24-32	Arcilla gris oscura
32-46	Arena arcósica media, seleccionada, subangulosa, blancuzca,
46-50	Arena fina arcósica, clastos de arena media y grava, mal seleccionada, blancuzca
50-53	Ídem anterior, con Arcilla y patinas de FeO
53-63	Arena Qzo-Fd fina a media, subredondeada a subangulosa, blancuzca
63-80	Arena Qzo-Fd fina a media, mal seleccionada, algo de arcilla, grisáceo
80-100	Grava y Arena Qzo-Fd gruesa angulosa, grisáceo

Perforación 86-4-009. La Paloma. Rocha

Profundidad (m)	Litologías
0-2	Arcilla con Arena Qzo media, subredondeada, marrón
2-3	Arena Qzo arcillosa, mal seleccionada, subredondeada
3-5	Arena Qzo gruesa, mal seleccionada, subredondeada, marrón
5-7	Arena Qzo gruesa, selección media, subredondeada, beige
7-9	Arena Qzo gruesa, subangulosa, beige
9-13	Arena Qzo gruesa, selección media, subangulosa, cementada, beige
13-17	Ídem anterior, pero aumenta tamaño de grano hasta 2,5 mm
17-20	Arena Qzo gruesa, subredondeada selección media, beige, FeO y cementada
20-22	Arena Qzo gruesa, selección media, subredondeada, mayor FeO

Perforación 86-4-010. La Virazón. La Paloma. Rocha

643439	6164645
--------	---------

Profundidad (m)	Litologías
0-2	Suelo
2-3	Arcilla y Arena mal seleccionada, marrón
7-8	Ídem anterior con mas Arena
12-13	Gravilla y Arena hasta 3mm feldespática
15-18	Arena media a fina mal seleccionada, con gravilla de 4mm
36-50	Arena fina a media con arcilla verde
51-52	Ídem anterior, con mo
52-55	Arena media mal seleccionada con arcilla verdosa
55-57	Arena y Arcilla verde
57-60	Arcilla verde y Arena con granos de hasta 5mm
60-62	Arena media a gruesa
62-65	Gravilla y Arena gruesa granos hasta 1cm
65-66	Arena gruesa y gravilla

Perforación 86-4-16. La Virazón. La Paloma. Rocha

643711	6164725
Profundidad (m)	Litologías
0-0,3	Suelo
0,3-5	Arcilla marrón consolidada
5-7,5	Arena limosa, con niveles ac
7,5-10	Arena fina y media limosa
10-12	Arena limosa gravilosa
12-15	Arena fina y media limosa
15-19,5	Limo arenoso fino
19,5-23,5	Arena media a fina
23,5-25,5	Arena media
25,5-25,7	Arcilla consolidada

Perforación 86-4-017, La Virazón, La Paloma, Rocha,

643402	6164614
--------	---------

Profundidad (m)	Litologías
0-0,3	Suelo
0,3-1,5	Arcilla gris
1,5-4	Arcilla limosa marrón
4-4,5	Arena fina marrón
4,5-5	Arcilla marrón
5-7	Arena fina limosa marrón
7-9,5	Arena gravillosa marrón
9,5-10,5	Arena gravillosa limosa marrón
10,5-18	Arena limosa marrón, con niveles arcillosos
18-26	Arena fina a media marrón
26-27	Arcilla consolidada

Perforación 86-4-018. La Virazón. La Paloma. Rocha

645238	6165089
--------	---------

Profundidad (m)	Litologías
0-3	Limo con granos de Arena gruesa de txt mate redondeadas, marrón, Hacia la base aumenta tamaño de grano a 3mm,
3-6	Arena media limosa, mala selección, subredondeada, granas de Qzo hasta 3mm, con FeO
6-8	Arena Qzo media, txt mate, baja selección, subredondeados, marrón rojizo, FeO
8-9	Arena gruesa Qzo, redondeada, bien seleccionada, marrón rojizo
9-15	Arena gruesa gravillosa Qzo, granos hasta 4 mm, redondeados de txt mate, selección media, FeO
15-18	Ídem anterior, disminuye tamaño de grano
18- 20	Arena media a fina Qzo arcillosa, con minerales opacos, redondeados, beige, FeO
20-21	Arcilla arenosa fina gris verdosa

Perforación 86-4-019. La Paloma. Rocha

645571	6164878
--------	---------

Profundidad (m)	Litologías
0-0,30	Suelo
0,30-5	Arcilla
5-7,8	Arcilla limosa
7,8-9	Arena gravillosa con arcilla
9-14	Arena gravillosa
14-16,5	Arena con algunas gravas
16,5-18,5	Arena fina a media

Perforación 86-4-020. La Serena. La Paloma Rocha

646359	6165074
Profundidad (m)	Litologías
0-2	Arena fina a media
2-5	Arcilla negra
5-8	Arcilla limosa marrón
8-10	Arena gravillosa con niveles de ac
10-11	Arena gravillosa

Perforación 86-4-023. La Virazón. La Paloma. Rocha

645273	6165159
Profundidad (m)	Litologías
0-1	Suelo arcilloso con arena marrón
1-3	Arena fina marrón
3-6	Arena fina mas oscura, mojada
6-12	Arena fina a media, marrón oscuro mojada
12-15	Arena media, con algunas ar gruesas
15-24	Arena media
26-36	Arcilla verde consolidada
36-37	Arena fina
37-41	Arena fina a media
41-45	Arena fina a media con arcilla y FeO

Perforación 86-4-022, La Virazón, La Paloma, Rocha

645558

6164914

Profundidad (m)	Litologías
0-1	Suelo arcilloso
1-2	Arena fina a media marrón mojada
2-4	Limo arenoso marrón mojado
4-5	Arena fina con poco limo marrón mojado
5-6	Arena fina limosa y ar gruesa marrón
6-7	Limo arenoso marrón mojado
7-8	Arena fina a media limosa marrón mojada
8-9	Arena media a gruesa con limo marrón
10-18	Arena media a gruesa
18-20	Arena media a muy gruesa

20-24	Arena media a gruesa
24-27	Conglomerado, ar fina a gruesa con limo
27-30	Arcilla negra y dura
30-33	Arena fina a gruesa gris

Perforación 86-4-24, La Virazòn, La Paloma, Rocha

644298	6164756
--------	---------

Profundidad (m)	Litologías
0-1	Suelo duro
1-4	Limo marrón
4-6	Arena gruesa con ar fina y media
6-12	Arena gruesa a fina arcillosa con minerales negros
12-15	Ídem, mayor contenido de ar gruesa marrón
15-18	Grava con menos ar media y arcilla,
18-21	Arena fina con clastos redondeados gruesos
21-24	Arena fina con mica gris, nivel duro de ar silicificada
24	Arcilla

Perforación 86-4-25, La Virazón, La Paloma, Rocha

644063	6164731	Profundidad (m)	Litologías
		0-4	Suelo limoso con un poco de ar fina
		4-5	Arena media con un poco de ar fina rojiza,
		5-6	Arena media con ar gruesas rojizas
		6-7	Arena fina a media con algunas gravas rojiza
		7-9	Arena gruesa con gravas
		9-10	Mas presencia de gravas rojiza
		10-13	Arena gruesa con gravas gruesas
		13-18	Arena gruesa con pocos finos y gravas
		18-24	Arena fina con algo de ar gruesa y gravas
		24-36	Arena fina con ac verde, un poco de material grueso
		36	Arena gravillosa gruesa con grano gruesos de ac verde
		39	Arena fina a media con ac oscura
		40	Arcilla oscura

Perforación 86-4-26, La Virazón, La Paloma, Rocha

644643

6164756

Profundidad (m)	Litologías
0-1	Suelo limoso
1-6	Limo
6-7	Arena limosa
7-8	Arena media limosa
8-10	Arena media con gravas gruesas
10-11	Ídem anterior con ar fina
11-14	Arena muy fina, con ar media a gruesa,
14-15	Ídem anterior menos consolidada
15-18	Ídem anterior orange
18-21	Ídem 14-15
21-24	Arena muy fina a media con cantos rodados
24-25	Arcilla gris

Perforación (Sondeo) 001, La Virazón, La Paloma, Rocha

Profundidad (m)	Litologías
0-12	Arena Qzo-Fd, selección media, subredondeada, beige ocre,
12-14	Ídem anterior, argo gravillosa redondeada,
14-18	Arena fina subangulosa, bien seleccionada
18-20	Arena gruesa, buena selección, subredondeada
20-27	Arena arcillosa pardo claro
27-42	Arena arcillosa Qzo-Fd, mal seleccionada, aumenta granulometría hacia la base,
42-47	Arena gruesa a media subangulosa, subredondeada,
47-53	Arena Qzo-Fd poca selección y arcillas oscuras,
53-58	Ídem anterior, con mayor FeO
58-63	Arena gruesa a media subangulosa a subredondeada,
63-74	Arena arcillosa media y gruesa, Qzo-Fd, redondeada mala selección, mayor contenido de arcilla, pardo oscuro,
74-75	Gravilla Fd, angulosa con arcilla parda,
75-79	Arena gruesa a media subangulosa, subredondeada, pardo claro,
79-84	Basamento alterado
120	Basamento Cristalino Filita gris oscuro,

2

Mapa geológico

nn