



Centro Universitario Regional del Este
Universidad de la República
Departamento de Geociencias
PEDECIBA Geociencias
Tesis de Doctorado

FORMACIÓN Y EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DE SISTEMAS LAGUNA-BARRERA EN LA PLANICIE COSTERA DE LA LAGUNA DE CASTILLOS DURANTE EL CUATERNARIO TARDÍO



Autor: M.Sc. Leticia Ivón González Carreira

Orientador: Dr. Jair Weschenfelder

Coorientadores: Dr. Felipe García Rodríguez y Dr. Hugo Inda

Tribunal: Dr. Claudio Gaucher, Dra. Ofelia Gutiérrez y Dr. Eduardo Barboza

Rocha, Uruguay

2024

A mis hijos Ainara y Kenai que me han acompañado en este camino y es para mí un honor poder compartirlo juntos, gracias de corazón.

Ficha técnica

Título:	FORMACIÓN Y EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DE SISTEMAS LAGUNA-BARRERA EN LA PLANICIE COSTERA DE LA LAGUNA DE CASTILLOS DURANTE EL CUATERNARIO TARDÍO
Subtítulo:	Tesis de Doctorado
Autora:	M. Sc. Leticia Ivón González Carreira
Institución:	Centro Universitario Regional del Este, Universidad de la República
Orientadores:	Dr. Jair Weschenfelder (Universidad Federal de Rio Grande del Sur) Dr. Felipe García Rodríguez (Centro Universitario Regional del Este) Dr. Hugo Inda (Centro Universitario Regional del Este)
Tribunal:	Dr. Claudio Gaucher, Dr. Eduardo Barboza y Dra. Ofelia Gutiérrez
Comité de seguimiento:	Dr. Gerardo Veroslavsky Dra. Leticia Chiglino
Palabras claves:	Laguna-Barrera, Cuenca de Pelotas, Georradar, transgresivo, regresivo, Holoceno, Pleistoceno.
Imagen de portada:	Atardecer desde la costa este de la Laguna de Castillos (Hugo Inda)

Contenido

Agradecimientos	12
Resumen	14
Abstract.....	16
1. Introducción.....	18
a. Marco geológico.....	19
b. Sistemas Laguna-Barrera y las variaciones del nivel del mar	20
c. Registro sedimentario	22
2. Bases conceptuales	31
a. Análisis sedimentario	31
b. Análisis de facies	36
c. <i>Proxies</i> (indicadores)	37
I. <i>Proxies</i> geoquímicos	37
II. <i>Proxies</i> Biológicos	38
d. Georradar.....	40
e. Modelo Digital de Terreno.....	43
3. Hipótesis	45
4. Objetivos.....	45
5. Área de estudio.....	46
6. Materiales y métodos	50
a. Tareas de gabinete	50
b. Tareas de campo	50
c. Tareas de Laboratorio.....	52
d. Análisis estadístico de los sedimentos.....	54
e. Análisis Geoquímico	54
f. Registro Fósil.....	55
I. Moluscos	55
II. Foraminíferos y ostrácodos	56
III. Diatomeas	57
g. Perfiles sedimentarios.....	58
h. Dataciones de ^{14}C	59
i. Perfiles de Georradar.....	59
g. Modelo Digital de Terreno.....	60
7. Resultados.....	61
a. Perforación.....	61
I. Análisis granulométrico	63

II.	Parámetros estadísticos	64
III.	Geoquímica	67
IV.	Registro Fósil	70
	Moluscos	70
	Foraminíferos	72
	Ostrácodos	76
	Diatomeas	81
b.	Perfiles Sedimentarios	84
I.	Perfil El Mirador 1	85
II.	Perfil El Mirador 2	87
III.	Perfil El Mirador 3	89
IV.	Perfil El Mirador 4	91
V.	Perfil Arenera Arazá	93
VI.	Perfil Arroyo Valizas	96
c.	Perfiles de Georradar	99
I.	Perfil GPR Barra de Valizas	100
II.	Perfil GPR Aguas Dulces 1	102
III.	Perfil GPR Aguas Dulces 2	104
IV.	Perfil GPR Aguas Dulces 3	106
d.	Modelo Digital del Terreno	108
8.	Discusión	111
a.	Perforación Barra de Valizas	111
I.	Granulometría	111
II.	Geoquímica	112
III.	Registro Fósil	112
	Moluscos	112
	Foraminíferos	114
	Ostrácodos	114
	Diatomeas	115
b.	Perfiles sedimentarios	115
I.	Perfiles El Mirador	115
II.	Perfil Arenera Arazá	116
III.	Perfil Arroyo Valizas	116
c.	Perfiles de Georradar	116
d.	Modelo Digital de Terreno	119
9.	Conclusiones	121

10. Bibliografía.....	123
11. Material complementario.....	141
Anexo 1.	141
Descripción sedimentológica de la perforación (78.3.020), Barra de Valizas.....	141
Anexo 2.	143
Tabla de especies de macrofósiles identificados indicando las características ambientales.....	143
Anexo 3.	145
Especies de Ostrácodos identificados en la perforación Barra de Valizas.	145
Anexo 4	146
Especies de ostrácodos con ambiente asociado para cada metro de perforación....	146
Anexo 5	147
Valores de las mediciones de XRF en la perforación Barra de Valizas.....	147
Anexo 6	148
Concentración de óxidos y elementos mas representativos calculados en % de los valores de XRF la perforación Barra de Valizas. Las concentraciones menores a 1% se agruparon en la columna otros. Junto al % de CO ₃ y MO.	148

Índice de figuras

Figura 1. Mapa de las cuencas marinas y continentales de Uruguay y de la región, donde también se observan los altos estructurales (ANCAP, 2020; Morales et al. 2020).	20
Figura 2. Mapa geológico-geomorfológico de la porción emergida de la Cuenca Pelotas. Las barreras costeras yacen longitudinalmente entre el Cabo Santa Marta (Santa Catarina) y la Coronilla (Uruguay). A) el perfil de la sección transversal a – a’ muestra la yuxtaposición lateral de los sistemas Laguna-Barrera, con altitudes estimadas para cada punto alto correspondiente al nivel del mar (modificado de Dillenburg & Barboza, 2014; Rosa et al. 2017; Bitencourt et al. 2020; Barboza et al. 2021a).	23
Figura 3. Mapa geomorfológico en torno a la ciudad de Chuy, representando los sistemas laguna-barrera identificados, junto a un corte representativo desde la Cuchilla de la Angostura, hasta la zona costera (fuente: Almagro & Custodio, 2004).	28
Figura 4. <i>Clasificación textural de sedimentos dependiendo del tamaño de grano</i> (Blott & Pye, 2012).	34
Figura 5. Representación gráfica del concepto de grado de selección en sedimentos, según Compton (1962), vistas de sedimentos bajo lupa.	35
Figura 6. Gráfico de Sahu en escala logarítmica representa la diferenciación de arenas de distintos ambientes en función del análisis multivariado.	36
Figura 7. Equipamiento utilizado para obtención de datos en campo: a) antena receptora de frecuencia 400 Mhz, b) GPS diferencial y c) colector que digitaliza y guarda el registro de la señal electromagnética.	41

Figura 8. Esquema de secuencia de procesamiento de datos adquiridos por el GPR (Barboza et al. 2014; modificado de Rosa, 2012)	42
Figura 9. Padrones de secciones de georadar, mostrando terminaciones de los reflectores, geometría externa y configuración interna. Estos aspectos definen las facies de radar (modificado de Neal, 2004).	43
Figura 10. Mapa de Área de estudio: Cuenca hidrográfica de Laguna de Castillos. Fuente: https://mapas.ide.uy/geoservicios/WMS/WMS_Uruguay_IDEuy_Cuencas_Hidrograficas con nombre de capa Cuencas Nivel 03. Imagen de base: ortofotomosaico 2017-2018 escala 1:10.000. Fuente: https://mapas.ide.uy/geoservicios/WMS/WMS_Uruguay_IDEuy_Ortofotos	47
Figura 11. Mapa geológico de la cuenca de la Laguna de Castillos, modificado de la Carta Geológica de Uruguay (1:500.000) (Bossi & Ferrando, 2001).	49
Figura 12. Registro de actividades de fotointerpretación y foto lectura en la cuenca de la Laguna de Castillos (fuente: Servicio Geográfico Militar, 1966; escala: 1:20.000).....	50
Figura 13. Obtención de muestras de perforación en Barra de Valizas, Rocha.	51
Figura 14. Descripción de perfil en canal de drenaje artificial en la zona norte de la cuenca de la Laguna de Castillos.	51
Figura 15. Etapas de procesamiento en laboratorio de las muestras de sedimentos para su análisis granulométrico. A) Cuarteado, secado y pesado de las muestras de sedimentos. B) Tratamiento químico de las muestras de sedimentos. C) Tamizado de fracciones gruesas y decantación en probetas de 1000 ml de las fracciones finas, para realizar la técnica de pipeteo. D) Secado en estufa de las fracciones colectadas para cada tamaño, se registran sus pesos en planillas. E) Los valores obtenidos son analizados mediante el uso del software GRADISTAT v8 (Blott, 2010).	53
Figura 16. Etapas de procesamiento de muestras para la separación de microfósiles calcáreos. A) Hidratación de las muestras completas. B) Tamizado con agua con tamiz 63 µm. C) Identificación en lupa de las especies.	56
Figura 17. Preparación de las muestras montadas en cinta conductora en medio de vacío donde son recubiertas con baño de oro para que sean conductoras para su observación en le meb (izq.). Reconocimiento y captura de imágenes de las especies en el meb (der.).....	57
Figura 18. Mayor detalle del área de estudio donde se indica la ubicación de los perfiles sedimentarios y de la perforación (estrellas amarillas) y transectas de georadar (líneas rojas).	58
Figura 19. Descripción in situ de perfiles sedimentarios con los materiales empleados y la colecta de muestras para cada nivel.	59
Figura 20. Levantamiento de datos con georadar (GPR), a) obtención de datos con antena de 400 Mhz. B) obtención de datos con antena de 80 Mhz.	60
Figura 21. Documentación fotográfica del perfil sedimentario mostrando nivel de cota en el terreno, profundidad de la perforación, posición en el perfil donde se realizaron dataciones por ¹⁴ C, el tipo de sedimento según los valores de Mz, se muestran las unidades litoestratigráficas definidas y el registro fósil.	62
Figura 22. Abundancia relativa de las diferentes fracciones granulométricas de la perforación Barra de Valizas. A la derecha de la figura se muestra en análisis de clúster.	63
Figura 23. Distribución de las distintas litofacies en el diagrama de clasificación textural (Blott & Pye, 2012), de los sedimentos en función del tamaño de grano para la perforación Barra de Valizas.	64

- Figura 24. Histograma de distribución de granulometría para la cinco litofacies de la perforación Barra de Valizas. 65
- Figura 25. Gráficos de la distribución acumulativa para las cinco litofacies expresadas en % acumulado en peso, sobre el tamaño de grano en Phi, y posición de cada litofacies en el diagrama de Sahu (1964). 66
- Figura 26. Distribución de los elementos mayores medidos por XRF cada 1 metro: Si, Ca, Fe, K, Ti, Al y Ba, para al perfil sedimentario de la perforación Barra de Valizas. 67
- Figura 27. Relación de los elementos de la perforación Barra de Valizas, materia orgánica y carbonato. 687
- Figura 28. Tabla de correlación de Spearman de las relaciones de los elementos, carbonato, materia orgánica, arenas y fangos. 69
- Figura 29. Especies de moluscos más abundantes del registro, a. *Amarilladesma mactroides* (vista externa e interna), b. *Heleobia* aff. *Australis*. (vista externa e interna), c. *Erodona mactroides* (vista externa e interna), d. *Gouldia cerina* (vista externa e interna), e. *Eurytellina angulosa* (vista externa e interna), f. *Ischnochiton striolatus* (quitón), g. *Tivela zonaria* (vista externa e interna) y h. *Eucallista purpurata* (vista externa e interna). 71
- Figura 30. Especies de foraminíferos identificados para la profundidad 19 a 20 m. A. *Lagena* sp. B. *Nonion* sp. C. *Bulimina patagónica*. D. *Bolivina tortuosa*. E. *Buccella* sp. (lado espiral). F. *Buccella* sp. (lado umbilical). G. *Triloculina* sp. H. *Elphydium* sp. I. *Pararotalia* sp. (lado espiral). J. *Pararotalia* sp. (lado umbilical). K. *Discorbis* sp. L. *Ammonia rolshauseni* (Cushman & Bermúdez, 1946). M. *Ammonia* sp. N. *Brizalina* sp. *Buliminella elegantissima*. 73
- Figura 31. Especies de foraminíferos identificados para la profundidad 18 a 19 m. A. *Triloculina* sp. B. *Quinqueloculina* sp. C. *Buliminella elegantissima*. D. *Buliminella elegantissima*. E. *Buccella peruviana* (lado umbilical). F. *Buccella peruviana* (lado espiral). G. *Ammonia* sp. (lado umbilical). H. *Oolina* sp. I - j. *Elphydium* sp. K. *Elphydium* sp. Con poco desarrollo en la última cámara lo que indica cambio en la salinidad. L. *Guttulina* sp. M. *Pyrgo* sp. N. *Lagena* sp. Ñ. *Bulimina patagónica*. 74
- Figura 32. Especies de foraminíferos identificados para la profundidad 17 a 18 m. A. *Guttulina* sp. B. *Triloculina* sp. C. *Pyrgo* sp. D. *Oolina* sp. E. *Lagena* sp. F. *Buliminella elegantissima*. G. *Buccella peruviana* (lado umbilical). H. *Buccella peruviana* (lado espiral). I. *Ammonia* sp. (lado umbilical). J - k. *Elphydium* sp. 75
- Figura 33. Especies de ostrácodos identificados para la profundidad 19 a 20 m. A. *Xestoleberis* sp. (valva izq. Juvenil). B. *Semicytherura* sp. (valva izq.). C. *Brasilicythere reticulispinosa* (valva der. Juvenil). D. *Oculocytheropteron delicatum*. E. *Callistocythere nucleoperiscum*. F. *Argenticytheretta levipunctata* (valva izq. Muy joven). G. *Caudites ohmerti* (valva der. Juvenil). 78
- Figura 34. Especies de ostrácodos identificados para la profundidad 18 a 19 m. A. *Callistocythere nucleoperscum*. B. *Callistocythere nucleoperscum* (vista lateral). C. *Oculocytheropteron delicatum* (vista lateral izquierda y vista ventral) con exceso de pegamento. D. *Oculocytheropteron delicatum* (valva juvenil) con exceso de pegamento en uno de los bordes de la valva. E. *Argenticytheretta levipunctata* (valva derecha de un individuo juvenil). F. *Semicytherura* sp. F'. *Semicytherura* sp. (zoom en la textura de la valva). G. *Xestoleberis* sp. H. *Brasilicythere reticulispinosa*. I. *Coquimba bertelsae*. 79
- Figura 35. Especies de ostrácodos identificados para la profundidad 17 a 18 m. A. *Callistocythere nucleoperiscum*. B. *Brasilicythere reticulispinosa*. C. Valva derecha de

macho adulto de <i>argentocytheretta laevipunctata</i> . D. Valva izquierda de un juvenil de <i>argentocytheretta laevipunctata</i> . E. <i>Cyprideis miltidentata</i> (Hartmann, 1955). F. <i>Oculocytheropteron delicatum</i> . G. <i>Oculocytheropteron circumcostatum</i> (valva izq. De un individuo juvenil).....	80
figura 36. A. <i>Gomphonema</i> sp. B. <i>Navícula</i> sp. C. <i>Nitzschia</i> sp. D. <i>Staurosira longirostris</i> . E. <i>Placoneis</i> sp. F. <i>Tabularia tabulata</i> . G. <i>Staurosira construens</i> . G'. <i>Staurosira construens</i> var. <i>Venter</i> (vista singular). H. <i>Melosira moniliformis</i> . I. <i>Paralia sulcata</i> . J. <i>Diploneis mirabilis</i> marino salobre. K, l. <i>Diploneis chilensis</i> . Cf. <i>Delphineis</i> . M. <i>Amphora</i> sp. Con <i>nitzchia</i> . N. <i>Staurosira cf martyi</i> . Ñ. Espícula ephydatia <i>facunda dulceacuícola</i> con signos de disolución.	83
Figura 37. Ubicación de perfiles sedimentarios en la cuenca de la Laguna de Castillos, Rocha. Coordenadas de los perfiles: Arazá X: 53°54'52.90"O, Y: 34°14'0.30"S. Mirador 1 X: 53°59'48.40"O, Y: 34°18'10.90"S. Mirador 2 X: 53°58'15.20"O, Y: 34°19'34.50"S. Mirador 3 X: 53°58'25.90"O, Y: 34°19'39.70"S. Mirador 4 X: 53°58'31.10"O, Y: 34°19'40.20"S. Arroyo Valizas X: 53°50'22.36"O, Y: 34°21'56.88"S.	84
Figura 38. Diagrama de clasificación textural de las litofacies del perfil El Mirador 1 en función del tamaño de grano.	86
Figura 39. Perfil El Mirador 1, banco de ostras con una edad de 6700 a Ap.....	87
Figura 40. Diagrama de clasificación textural de las litofacies del perfil El Mirador 2 en función del tamaño de grano.	88
Figura 41. Perfil El Mirador 2 en el borde noroeste de la Laguna de Castillos.	89
Figura 42. Diagrama de clasificación textural de las litofacies del perfil El Mirador 3 en función del tamaño de grano.	90
Figura 43. Perfil El Mirador 3 en el borde noroeste de la Laguna de Castillos al comienzo de la cresta.....	91
Figura 44. Diagrama de clasificación textural de las litofacies del perfil El Mirador 4 en función del tamaño de grano.	92
Figura 45. Perfil El Mirador 4 en el borde noroeste de la Laguna de Castillos en zona de máximo desarrollo de la cresta.	93
Figura 46. Diagrama de clasificación textural de las litofacies del perfil Arenera Arazá en función del tamaño de grano.	95
Figura 47. Perfil Arenera Arazá en el borde norte de la Laguna de Castillos, en la planicie del Arroyo Castillos.	96
Figura 48. Diagrama de clasificación textural de las litofacies del perfil Arroyo Valizas en función del tamaño de grano.	97
Figura 49. Perfil Arroyo Valizas, en el sector surde la Laguna de Castillos, sobre Ruta 10.	98
Figura 50. Mapa de localización de perfiles en al área de estudio. Al sur perfil 1 Barra de Valizas y al norte perfiles 1, 2 y 3 en Aguas Dulces. (Google Earth, 2022)	99
Figura 51. Perfil de gpr en Barra de Valizas, se obtuvo con una antena de 400 Mhz, desde el O hacia la línea de costa de playa, donde se identificaron dos radarfacies (rdf)...101	
Figura 52. Perfil Aguas Dulces 1. Dirección E – N, desde el mar hacia el continente se obtuvo con una antena de 80 Mhz. Se indica la presencia de una superficie a 10 m de profundidad, con inclinación hacia el continente, se observa un cambio en la inclinación de las reflexiones a partir de los 275 m de distancia, señalado por las flechas de color rojo, estas indicarían rasgos de relleno lagunar asociado a la Laguna de Briozzo y entre 0 y 250 m de distancia se observan reflectores Downlap señalizados en amarillo. ...103	

Figura 53. Perfil aguas dulces 2. Dirección ONO hacia ESE, desde el interior de la cuenca, hacia el mar, se obtuvo con una antena de 80 Mhz. Se pudo observar una dinámica retrogradacional para rdf1 y cambia a progradacional en la rdf2 y 3.	105
Figura 54. Perfil Aguas Dulces 3. Dirección ESE – ONO, se obtuvo con una antena de 80 Mhz. Con las flechas se indicó la inclinación las reflexiones hacia el interior de la línea de costa.....	107
Figura 55. Variación del nivel del mar para para el nivel del mar +8 m correspondiente al Pleistoceno, nivel del mar +4 m para el Holoceno y el nivel del mar actual. Comparando con los modelos de curvas de variación del nivel de la mar propuesta para el Holoceno según: Martin & Angulo, 1992; Isla, 1998; Cavallotto et al. 2004; Angulo et al. 2006; Martinez & Rojas, 2013; Bracco et al. 2014 y Prieto et al. 2017.	109
Figura 56. Mapa geomorfológico de la planicie costera en la cuenca de la Laguna de Castillos, Uruguay.	110

Índice de Tablas:

Tabla 1. Escala de tamaño de grano (Udden 1914; Wentworth 1922) que admite el programa gradistat (Blott y Pye 2001).....	32
Tabla 2. Medidas graficas logarítmicas (Folk & Ward 1957).....	33
Tabla 3. Tiempos de sedimentación en función de la temperatura de la columna de agua.	53
Tabla 4. Ocurrencia de las especies de moluscos más abundantes identificadas para la interpretación de las condiciones ambientales.	70
Tabla 5. Especies de foraminíferos halladas indicando hábitat, modo de vida, sustrato, rango de salinidad, rango de temperatura y ambiente subacuático.	72
Tabla 6. Ocurrencia de las especies de foraminíferos identificadas para la interpretación de las condiciones ambientales en la perforación Barra de Valizas.....	76
Tabla 7. Especies de ostrácodos identificadas a distinta profundidad en la perforación Barra de Valizas indicando el ambiente característico.	77
Tabla 8. Ocurrencia de las especies de ostrácodos identificadas para la interpretación de las condiciones ambientales en la perforación Barra de Valizas.....	81
Tabla 9 . Especies de diatomeas identificadas en la perforación Barra de Valizas con ambiente asociado.	82
Tabla 10. Descripción del perfil el mirador 1 al noroeste de la Laguna de Castillos.	85
Tabla 11. Descripción del perfil el mirador 2 al noroeste de la Laguna de Castillos.	87
Tabla 12. Descripción del perfil el mirador 3 al noroeste de la Laguna de Castillos.	90
Tabla 13. Descripción del perfil el mirador 4 al noroeste de la Laguna de Castillos.	92
Tabla 14. Lista de especies halladas en los depósitos de la litofacies a del perfil Arazá...94	
Tabla 15. Descripción del perfil arenera Arazá al norte de la Laguna de Castillos.	94
Tabla 16. Descripción del perfil arroyo valizas al sur de la Laguna de Castillos.....	97
Tabla 17. Oscilaciones del nivel del mar y columna estratigráfica para los depositos cuaternarios de la planicie costera de brasil (Delaney 1965) y la columna estratigráfica de los depósitos cuaternarios para la planicie costera de Uruguay (Goso aguilar 2006; modificado de Goso 1985).	118

Lista de abreviaturas, acrónimos, siglas y símbolos

a – años

Al – Aluminio

AMS – Sigla en inglés, Espectrometría de Masas con Acelerador (Accelerator mass spectrometry)

AP – Antes del Presente

ANCAP – Administración Nacional de Combustibles Alcohol y Portland

ca. – circa. En trono o alrededor de

CECO – Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica

DEM – Sigla en inglés, Modelo Digital de Terreno (Digital Elevation Model)

DW – Sigla en inglés, peso seco

Fe – Hierro

g – gramos

GPR – Sigla en inglés, Radar de Penetracion de Suelos (Ground Penetration Radar)

GPS – Sigla en inglés, Sistema de Posicionamiento Global (Global Positioning System)

K – Potasio

LMG – Sigla en inglés, Ultimo Máximo Glacial (Last Glacial Maximum)

Ma – Millones de años

MEB – Microscopio Electrónico de Barrido

MDT – Modelo Digital de Terreno

MIS – Sigla en inglés, Estadios Isotópicos Marinos (Marine Isotopic Stages)

MO – materia orgánica

msnm – metros sobre el nivel del mar

PCRS – Sigla en portugués, Planície Costeira do Rio Grande do Sul

SALAM – Lineamiento Santa Lucia Aiguá Merín

SGM – Servicio Geográfico Militar

Ti – Titanio

TIN – Sigla en inglés, Red Irregular de Triángulos (Triangular Irregular Network)

UFRGS – Sigla en portugués, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

UMT – Ultimo Máximo Transgresivo

XRF – Sigla en inglés, Fluorescencia de Rayos X (X - Ray Fluorescence)

Agradecimientos

Es una alegría enorme haber contado con el apoyo, la guía y acompañamiento de tantas personas valiosas, que han dedicado tiempo, energía y cariño, para que mi trabajo de doctorado llegue a su cierre.

En primer lugar, agradezco profundamente a mis tutores Jair, Felipe y Hugo por su apoyo, compromiso y paciencia en cada etapa de este gran proceso que en este momento llega a completarse. Sin la dedicación de ustedes, este trabajo no podría haber sido posible de esta maravillosa manera.

Agradezco a mi familia que me acompaña, especialmente a mi mamá y mis hijos: Ainara y Kenai.

Al Comité de seguimiento del Programa de Posgrado: Dr. Gerardo Veroslavsky y Dra. Leticia Chiglino, por sus sugerencias y aportes, en los primeros pasos de este estudio.

A las compañeras Dra. Laura del Puerto y Lic. Noelia Brotolotto, por su conocimiento, apoyo y guía en el procesamiento de las muestras en el Laboratorio de Geociencias (CURE).

Agradezco a la Dra. Laura Pérez, M.Sc. Fabrizio Scarabino, Dra. Leticia Burone y Dr. Joao Carlos Coimbra por sus aportes, enseñanzas y trabajo en equipo para la identificación de especies fósiles que han sido de gran relevancia en este estudio. Especialmente a Laura por su conocimiento, trabajo en laboratorio y en el procesamiento de los resultados. A Fabrizio por su compromiso en las tareas de campo. A Leticia por su disposición en las tareas de laboratorio y a Joao Carlos por los intercambios de información fluidos. Al Ing. J. C. Zaffaroni de la Sociedad Malacológica del Uruguay, por sus aportes valiosos en la identificación de especies de macrofósiles. Al Mag. Sebastián Serra por su colaboración en fotografías de moluscos. A la Lic. Paula Melissari por sus aportes de SIG y asesoramiento en los mapas. A la Dra. Carolina Bueno por sus aportes en los análisis geoquímicos.

Al Instituto de Geociencias, Centro de Estudios de Geología Costera y Oceánica de la Universidad Federal de Rio Grande del Sur, UFRGS, Brasil, por los equipos proporcionados para realizar estudios relevantes en este trabajo. Especialmente al Dr. Eduardo Barboza por su compromiso en el campo, su transmisión de conocimiento y apoyo en este proceso. Agradezco a la Dra. María Luiza Correa y al Dr. Sergio Dillenburg por su acompañamiento en jornadas de campo y en lo aprendido durante el curso de posgrado Evolución de la Planicie Costera de Rio Grande del Sur.

También a la División de Aguas Subterráneas de Obras Sanitarias del Estado (OSE), especialmente a los Licenciados Andrés Pérez y Sergio Gagliardi por el sondeo proporcionado para este estudio.

Al Dr. Gonzalo Blanco por su aporte en el procesamiento de muestras en el Laboratorio de Microscopio Electrónico de Barrido del Centro Universitario Regional del Este (CURE) Udelar.

A la Dirección Nacional de Minería y Geología (DINAMIGE) por la disposición en el uso del equipo de XRF.

¡A mis compañeros de trabajo (CURE) y amigos que siempre han alentado este proceso de formación, esas personas que tienen las palabras justas en cada momento! ¡Gracias!

Este estudio de Doctorado fue posible gracias al apoyo y financiamiento del PEDECIBA-Geociencias y la Comisión Académica de Posgrado (CAP).

Resumen

La cuenca de Pelotas, ubicada en el sureste de Brasil y este de Uruguay, contiene registros del Terciario y el Cuaternario de abanicos aluviales y sistemas Laguna-Barrera que se superponen lateralmente. Estos sistemas son responsables del desarrollo y la progradación de la planicie costera. Es ampliamente conocido que los cambios en el nivel del mar, controlados por procesos glacio-eustáticos, afectan las barreras, que muestran cambios morfológicos transgresivos (retrogradantes), cuando el nivel del mar sube y regresivos (progradantes) cuando el nivel del mar baja. Estos cambios se reflejan en los sistemas de Laguna-Barrera (I, II y III) Pleistoceno y el sistema Laguna-Barrera (IV) Holoceno. Los depósitos Cuaternarios en Uruguay se pueden clasificar en depósitos transicionales-marinos (Formación Chuy y Villa Soriano) y continentales (Formación Libertad y Dolores). Brasil ha cambiado su enfoque de los aspectos litoestratigráficos hacia el mapeo de sistemas depositacionales en la planicie costera. Esta tesis utilizó este marco conceptual y metodológico para analizar múltiples indicadores y varios registros sedimentarios de la Cuenca de la Laguna de Castillos. Se reconocieron cinco litofacies (LF): LFI, LFII, LFIII, LFIV, LFV para 20 m en la perforación Barra de Valizas. Desde la base hasta 18 m la LFI y desde 18 m hasta 11 m la LFII, correspondieron a depósitos marinos asociados a la Formación Chuy. En el diagrama de Sahu la LFI indicó depósitos marinos poco profundos. Para la LFII la relación de arenas sobre arcillas aumentó asociado a un ambiente menos profundo, que por su contenido fosilífero se asoció a un estuario. Fe/Ca, Ti/Al y Ti presentaron valores bajos en estas litofacies, indicando poca relación con un ambiente continental y Ba/Al indica que la productividad coincidió con la concentración de materia orgánica y carbonato para la LFI lo cual es consistente con el contenido fosilífero, donde la LFI se asoció a condiciones marinas netas, y la LFII se asoció a ambientes costeros a estuarinos/costeros. La alta concentración de carbonatos favoreció la preservación de organismos calcáreos y se observó una importante corrosión alcalina en frústulos de diatomeas. Ambas litofacies fueron mayores a 45000 a AP, lo cual se puede asociar a condiciones de acenso del nivel del mar hasta 8 msnm, correspondiente al MIS 5e (115.000-130.000 a), donde la asociación fosilífera indicó un aumento de la temperatura y de la salinidad del agua, asociados a la Barrera III. Entre 11 y 4,5 m se registraron depósitos de arenas finas sin registro fosilífero y con una relación baja de Al/Si y Fe/K para la LFIII. El diagrama de Sahu correspondió al campo eólico-playa, asociado a la barrera arenosa holocénica. Para la LFIV entre 4,5 y 1,5 m se registraron limos gruesos pardo rojizos, la relación Fe/Ca y Ti/Al aumentó, indicando condiciones continentales, asociadas a la Formación Dolores. La LFV correspondió al desarrollo de suelo fango arenoso sobre la unidad anterior. Para los perfiles sedimentarios predominan las fracciones limo areno arcillosas, con un destacado registro fósil de moluscos de edad holocénica, que se vincularon a la Formación Villa Soriano y pueden ser interpretados como sistema lagunar IV. Los perfiles de GPR mostraron registros holocénicos de 10 m de potencia, asociados a la Barrera IV y su relación con el sustrato pleistocénico asociados al sistema Laguna-Barrera III. Se identificó un patrón transgresivo/retrogradacional para niveles pleistocénicos, y en niveles holocénicos un patrón regresivo/progradacional y agradacional. Por primera vez se registró la expresión geomorfológica más austral de los sistemas Laguna-Barrera III y IV de la cuenca de Pelotas en el territorio uruguayo. Esta interpretación es clave para

entender la evolución regional costera de estos ambientes de transición del escudo uruguayo-riograndense, para una adecuada gestión de estos ambientes de transición.

Palabras clave: Laguna-Barrera, Cuenca de Pelotas, GPR, transgresivo, regresivo, Pleistoceno, Holoceno.

Abstract

The Pelotas sedimentary basin, located in southeastern Brazil and eastern Uruguay, contains records from the Tertiary and Quaternary of alluvial fans and lagoon-barrier systems that overlap laterally. These systems are responsible for the development and progradation of the coastal plain. Changes in sea level, controlled by glacio-eustatic processes, are widely known to affect the barriers, which show transgressive morphological changes (retrogradation), when the sea level rises and regressive (progradation) when the sea level drops. These changes are reflected in the Pleistocene Lagoon-Barrier systems (I, II and III) and Holocene the Lagoon-Barrier system (IV). The Quaternary deposits in Uruguay can be classified as transitional marine deposits (Chuy Formation and Villa Soriano) and continental (Libertad and Dolores Formation). Brazil has shifted its focus from lithostratigraphic approaches to mapping depositional systems in the coastal plain. This thesis used this conceptual and methodological framework, to analyze multiple *proxies* from the Castillos Lagoon Basin and various sedimentary records. Five lithofacies (LF): LFI, LFII, LFIII, LFIV, LFV were recognized within the 20-m-long Barra de Valizas drilling. The basal section to 18 m LFI and from 18 m to 11 m LFII corresponded to marine deposits associated with the Chuy Formation. In the Sahu diagram the LFI indicated shallow marine deposits. For the LFII, the ratio of sands to clays increased associated with a shallower environment, which was interpreted as an estuary due to its fossiliferous content. Fe/Ca, Ti/Al and Ti were low in these lithofacies, indicating a weak relationship with a continental environment and Ba/Al indicating that productivity matched with the concentration of organic matter and carbonate for LFI, which is consistent with the fossiliferous content, where LFI was associated with full marine conditions and LFII was associated with coastal environments/estuaries. The high concentration of carbonates favored the preservation of calcareous organisms and an important alkaline corrosion of diatoms valves. Both lithofacies were older than 45000 years BP, which can be associated with conditions of sea level rise to 8 m above sea level, corresponding to MIS 5e (115,000-130,000 years), where the fossiliferous association indicated an increase in temperature and salinity of the water, associated with Barrier III. Between 11 and 4.5 m deposits of very well selected fine sands without fossiliferous record and with a low ratio of Al/Si and Fe/K for the LFIII. The Sahu diagram corresponded to the wind-beach field, associated with the Holocene sandy barrier. For the LFIV between 4.5 and 1.5 m, thick reddish brown silts were recorded, the Fe/Ca and Ti/Al ratio increased, indicating continental conditions, associated with the Dolores Formation. For the sedimentary profiles, clayey silt fractions were dominant, with an outstanding fossil record of mollusks of Holocene age, which were linked to the Villa Soriano Formation and can be interpreted as Lagoon-Barrier system IV. The GPR profiles showed Holocene records of 10 m of length, associated with Barrier IV and its relationship with the Pleistocene substrate associated with the Lagoon-Barrier III system. A transgressive/retrogradational pattern was identified for Pleistocene levels, and for Holocene levels, a regressive/progradational and aggradational pattern was inferred. For the first time, the southernmost geomorphological expression of the Lagoon-Barrier III and IV systems of the Pelotas basin in uruguayan territory was recorded. This interpretation is key for understanding the coastal regional evolution of these transitional environments of the

uruguayan-riograndense shield, for appropriate management for these transitional environments.

Keywords: Lagoon-Barrier, Pelotas Basin, GPR, transgressive, regressive, Pleistocene, Holocene.

1. Introducción

La geomorfología de la costa atlántica de Uruguay presenta una conformación diversa, condicionada por controles geoestructurales, generando una secuencia de arcos de playa con puntas rocosas que se reconocen como unidades del basamento cristalino que aflora en estos sectores (Gómez Pivel, 2006). Las edades de las unidades de basamento varían entre 2.300 Ma (Paleoproterozoico) y 500 Ma (Cámbrico), y son el sustrato de rocas sedimentarias y sedimentos de edad mesozoica y cenozoica (Goso & Muzio, 2006). Existen sedimentos arenosos subacuáticos que permiten la reposición de arena desde el mar y un control estructural característico que es la presencia de lumaquelas cementadas, donde el olaje impacta con mas energía, generando sectores de la costa de playas reflectivas y disipativas respectivamente (Gutiérrez & Panario, 2019).

Dicha estructuración tectónica favoreció el desarrollo de planicies costeras y la conformación de zonas de subsidencia, donde se emplaza el sistema de lagunas costeras (Bossi & Montaña, 1999) formadas durante la transgresión y posterior regresión del Holoceno (Bracco et al., 2011; Panario & Gutiérrez, 2011; Inda et al. 2017). La Laguna de Castillos tiene características particulares únicas en relación al resto del sistema de lagunas costeras, ya que está separada del océano Atlántico mediante una planicie de aproximadamente 8 km de ancho, y se conecta al océano por el Arroyo Valizas en cuya desembocadura se forma una barra arenosa costera (Panario et al. 1993; Panario, 1999; García-Rodríguez et al. 2004; Fernández, 2011; Panario & Gutiérrez, 2011; Inda et al. 2017; Gutiérrez & Panario, 2019). La formación de lagunas costeras ha sido ampliamente estudiada en Brasil, generando un marco teórico geomorfológico descriptivo de secuencias yuxtapuestas llamadas sistema Laguna-Barrera (e.g. Weschenfelder et al. 2014; Dillenburg et al. 2017; Barboza et al. 2021a).

En este contexto, esta tesis representa un avance en el conocimiento de la evolución geológica y geomorfológica de la planicie costera del sudeste uruguayo, específicamente en la cuenca de la Laguna de Castillos durante el Cuaternario tardío. Se enfocó el mapeo geológico de superficie y subsuperficie en base al reconocimiento de facies sedimentarias integradas en sistemas depositacionales, tomando como referencia las secuencias descritas para el sudeste de Brasil, con el fin de generar estudios comparables desde el punto de vista cronoestratigráfico para el Uruguay. Así, se tomó como referencia la experiencia generada en el mapeo geológico de las unidades estratigráficas de la *Planície Costeira do Rio Grande do Sul* (PCRS) en las últimas décadas por el equipo de investigadores del Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO) del Instituto de Geociências de la Universidad Federal de Rio Grande do Sul, Brasil. Se tomó como caso de estudio de la génesis y evolución del registro sedimentario y de la geomorfología de la Laguna de Castillos, estableciendo relaciones de correspondencia estratigráfica con los conocimientos que existen para la planicie costera de la Cuenca de Pelotas (Morales et al. 2010, 2017; 2020; Soto et al. 2011; Morales, 2013). Desde el punto de vista geológico y geomorfológico, los estudios de evolución de sistemas interpretados como Laguna-Barrera, basados en los registros estratigráficos del Cuaternario, permiten comprender la dinámica y los factores que controlan la formación y evolución de los sistemas de depósitos costeros.

En este sentido la cuenca de la Laguna Castillos presenta accidentes geomorfológicos únicos en nuestra región para estudiar en detalle la estratigrafía y geomorfología del Cuaternario tardío, con la intención de aportar nuevas evidencias regionales al modelo evolutivo de la PCRS.

a. Marco geológico

El sector Este de la costa atlántica integra el relleno sedimentario de cuencas que comenzaron a formarse en el Mesozoico durante la ruptura del Gondwana, las cuales evolucionaron en la apertura del Océano Atlántico Sur en el Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Asmus & Porto, 1972). Este proceso evolutivo de *rift* continental generó un corredor estructural nombrado como SALAM (Lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Merín) por Rosello et al. (2000), donde al este se describe como una potente secuencia vulcano- sedimentaria, desde el Cretácico Inferior hasta el Cuaternario que rellena la cuenca Laguna Merín, evolucionando como cuenca marginal en la apertura al Océano Atlántico (Veroslavsky et al. 2004; Weschenfelder et al. 2014; Barboza et al. 2021a). La Cuenca de Pelotas comenzó su evolución en este mismo contexto como cuenca *rift* continental, evolucionando posteriormente hacia una cuenca de margen continental pasiva, de las más amplias del mundo, influenciada por un sistema hidrológico complejo en la dinámica oceánica global (Burone et al. 2018). Algunos autores reconocen a la cuenca Laguna Merín como un equivalente continental de la cuenca de Pelotas en Uruguay (Delaney, 1965; Sprechmann, 1978b; Soto et al. 2011; Morales, 2013). Las cuencas marinas uruguayas comparten una génesis en común con las cuencas de Orange y Walvis del margen marino de Sudamérica y Namibia (Morales et al. 2017; ANCAP, 2020; Morales et al. 2020) (Fig. 1).

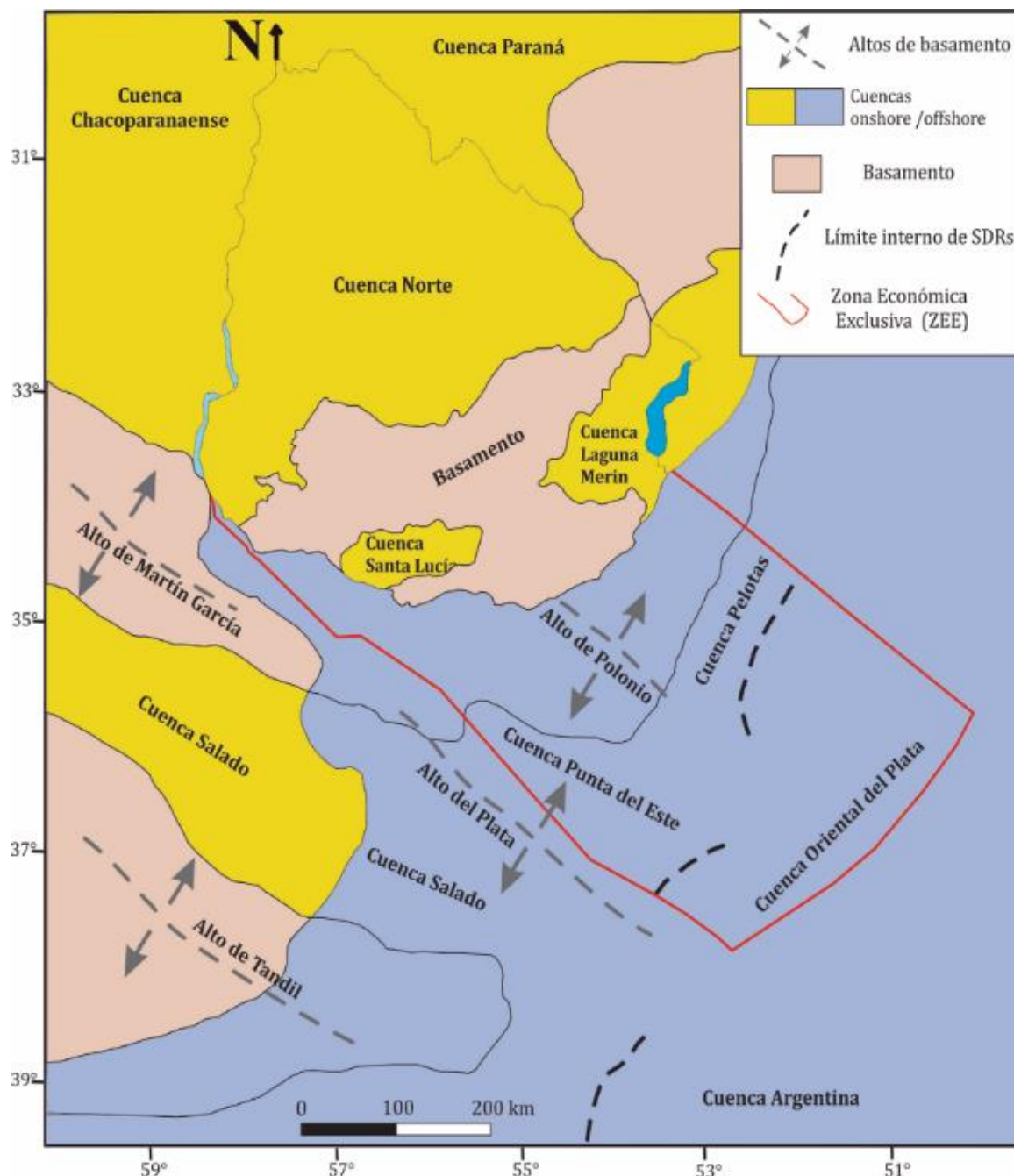


Figura 1. Mapa de las cuencas marinas y continentales de Uruguay y de la región, donde también se observan los altos estructurales. SDRs reflectores que buzan hacia el mar (seaward dipping reflectors por su nombre en inglés) (ANCAP, 2020; Morales et al. 2020).

La cuenca de Pelotas limita al norte con la cuenca de Santos, mediante el alto de Florianópolis en Brasil (Gamboa & Rabinowitz, 1981) y al sur con la cuenca de Punta del Este mediante el alto del Polonio en Uruguay (Urien & Martins, 1978).

b. Sistemas Laguna-Barrera y las variaciones del nivel del mar

Los sistemas depositacionales Laguna-Barrera son expresiones geomorfológicas yuxtapuestas características de ambientes sedimentarios costeros dominados por olas

(Dillenburg & Hesp, 2009; Dillenburg et al. 2017). El comportamiento del nivel del mar es el factor más importante que controla la evolución de las barreras, cuando el nivel del mar aumenta o disminuye por procesos glacio-eustáticos (Roy et al. 1994; Suguio, 1999; Ramsay & Cooper, 2002; Lambeck et al., 2002, 2014, Kuhn et al. 2023). Por ende, las barreras muestran cambios morfológicos transgresivos retrogradantes y regresivos progradantes (Bruun, 1962; Lambeck et al. 2002, 2014; Dillenburg & Barboza, 2009). El sustrato de la Laguna-Barrera es la superficie sobre la cual se forman estos depósitos, los cuales corresponden a la topografía antecedente, correspondientes a rocas de basamento, depósitos costeros o fluviales del Pleistoceno (Dillenburg et al. 2000). La topografía antecedente es un factor de herencia geológica que influye en la evolución de la Laguna-Barrera, proporcionando la pendiente del sustrato y la morfología general de la plataforma continental, que a su vez se controla por procesos morfodinámicos dependientes de la energía de las olas o mareas y el suministro de sedimentos (Dillenburg & Hesp, 2009; de Souza Pereira et al. 2010; Figueredo et al. 2018). La acción de las olas es un factor determinante en la formación de las barreras, proporcionando control sobre el balance de sedimentos. De hecho, la energía de las olas puede determinar un balance morfodinámico negativo o positivo, en el sistema depositacional, generando variaciones en el tipo de barrera y coexistencia espacial de barreras progradacionales y retrogradacionales (Dillenburg et al. 2000; Kuhn et al. 2023). En los últimos 420.000 a, al menos cinco niveles de mar alto se han registrado como periodos interglaciares, según los Estados Isotópicos Marinos, de su sigla en inglés (MIS 1, 5, 7, 9 y 11), los cuales muestran alternancia de periodos cálidos y fríos, siendo los cálidos o interglaciares, los números impares (Dillenburg et al. 2006; Dillenburg y Barboza 2014; Rosa et al. 2017; Bitencourt et al. 2020; Barboza et al. 2021b). Durante el Pleistoceno para la PCRS, se destacan tres grandes episodios de nivel del mar alto (Barrera I, II y III). El primero en torno a 325.000 a, corresponde a depósitos que se registran en la cota +15 m y corresponden a MIS9 (Domínguez 2009); el segundo en torno a los 220.000 a, a una cota +9,5 m y corresponde a MIS 7 (Barreto et al. 2002); y el tercero cerca de los 125.000 a, a una cota de +8 m y corresponde a MIS5 (Villwock et al. 1986; Martin et al. 1988). Se reconoce un cuarto evento pleistocénico de menor expresión topográfica que corresponde a 42.000 a, cota -5 m, asociado al MIS3 para la PCRS (Dillenburg y Barboza 2014; Rosa et al. 2017; Bitencourt et al. 2020; Dillenburg et al. 2020; Barboza et al. 2021a) (Fig. 2). Recientemente se describieron registros de MIS3 para cotas -6m en torno a la Laguna de Rocha en la costa oceánica uruguaya (Castiglioni 2019; Castiglioni et al. 2022). Para el Holoceno se reconoce un nivel de mar alto correspondiente al sistema Laguna-Barrera IV, de 7000 a, a una cota +2 m que corresponde al MIS1 (Fig. 2) (Dillenburg & Barboza 2014; Lopes et al. 2015; Dillenburg et al. 2017; Barboza et al. 2021b). Hace aproximadamente 20.000 a, en el último máximo glacial (LMG-Last Glacial Maximum), el nivel del mar estaría posicionándose en torno a 120 m por debajo del nivel actual (Martin et al. 1998), posteriormente el mar comenzó a ascender nuevamente (Martin et al. 1979; Corrêa 1990; Ramsay & Cooper 2002; Peltier & Fairbanks 2006). Así, el nivel del mar subió a una tasa promedio de 1,2 cm/año, y a partir de los 7000 a el nivel del mar pasó la cota actual y continuó creciendo hasta los 5000 a alcanzando entre 2 a 4 m por encima del nivel actual (Isla & Espinosa, 1995, Dillenburg et al. 2000; Angulo et al. 2006, Barboza et al. 2021b). Datos coincidentes en torno a 5000 a se describen para las variaciones del nivel del mar para las costas del Río de la Plata en Uruguay y Argentina

(Angulo et al. 1999, 2005, 2006; Cavallotto et al. 2004; Martínez & Rojas, 2013; Bracco et al. 2011; 2014; Prieto et al. 2017). Modelos digitales del terreno construidos para lagunas costeras de Uruguay, permitieron establecer como edad de origen entre 7000 – 5000 a, vinculado al último máximo transgresivo (UMT) (Inda, 2011, Inda et al., 2017). Estudios recientes al sur de la PCRS muestran para el Holoceno que el nivel del mar aún continuaba ascendiendo cerca de los 5000 a, con un nivel de +1,9 m (Barboza et al. 2021b). Posteriormente comenzó una fase regresiva del nivel del mar hasta la posición actual (Angulo et al. 1999, 2005, 2006; Cavallotto et al. 2004; Martínez & Rojas, 2013; Bracco et al. 2011, 2014; Prieto et al. 2017).

c. Registro sedimentario

En Brasil, la PCRS corresponde a la región donde ocurren los depósitos superficiales y proximales del paquete sedimentario acumulado de la Cuenca de Pelotas (Villwock & Tomazelli 1995). Esta se desarrolla sobre el basamento precámbrico y los depósitos vulcano-sedimentarios mesozoicos de la Cuenca Paraná (Brasil). Desde el Cretácico y principalmente durante el Cenozoico, los sedimentos erosionados se acumularon en sistemas depositacionales continentales, marginales y marinos (Villwock et al. 1986; Tomazelli & Villwock, 2000; 2005) (Fig. 2).

Los depósitos aflorantes en la PCRS se acumularon en sistemas depositacionales durante el final del Terciario y principalmente durante el Cuaternario con depósitos proximales como los abanicos aluviales y cuatro sistemas yuxtapuestos Laguna-Barrera, que se disponen en superposición lateral como responsables del desarrollo y progradación (Dillenburg y Barboza, 2014; Rosa et al. 2017; Bitencourt et al. 2020; Barboza et al. 2021a). Estos eventos transgresivos-regresivos estuvieron controlados por eventos glacio-eustáticos desde hace 400.000 a. (Ramsay & Cooper, 2002; Lambeck et al. 2002, 2014). Los tres primeros sistemas de tipo Laguna - Barrera marcan episodios de variación del nivel relativo del mar durante el Pleistoceno, mientras el sistema Laguna-Barrera IV se formó durante el Holoceno (Villwock et al. 1986; Dillenburg et al. 2017). Transversalmente la planicie costera y la plataforma continental han sido diseccionadas durante los momentos de nivel del mar bajo durante el Pleistoceno tardío por canales fluviales formando valles incisos (Weschenfelder et al. 2014). Registros sísmicos de alta resolución permitieron identificar valles y canales que se desarrollaron antes de la actual llanura costera, hacia el continente estos paleocanales se pueden vincular con cursos de agua actuales (Weschenfelder et al. 2010).

Debido a la dificultad de emplear subdivisiones basadas en elementos litoestratigráficos y cronoestratigráficos en el mapeo de los paquetes sedimentarios de PCRS, Villwock (1984, 1994) y Villwock et al. (1986) agruparon las unidades de planicies costeras en sistemas de depósito costeros, diferenciados por facies y asociación de facies sedimentarias constituyentes de estos sistemas. El nuevo mapeo sistemático en términos de sistemas depositacionales, a partir de la década de 1980, llevó prácticamente al abandono de la columna estratigráfica presentada por Delaney (1965) en su obra titulada “Fisiografía y Geología de la Superficie de la Llanura Costera de Rio Grande do Sul, utilizando el concepto integral de “sistema depositacional” (Fisher & McGowen, 1967). Así, Villwock & Tomazelli (1995) postularon que las facies sedimentarias de la PCRS pueden agruparse dentro de un Sistema de Abanico Aluvial o de tipo Laguna-Barrera (Fig. 2).

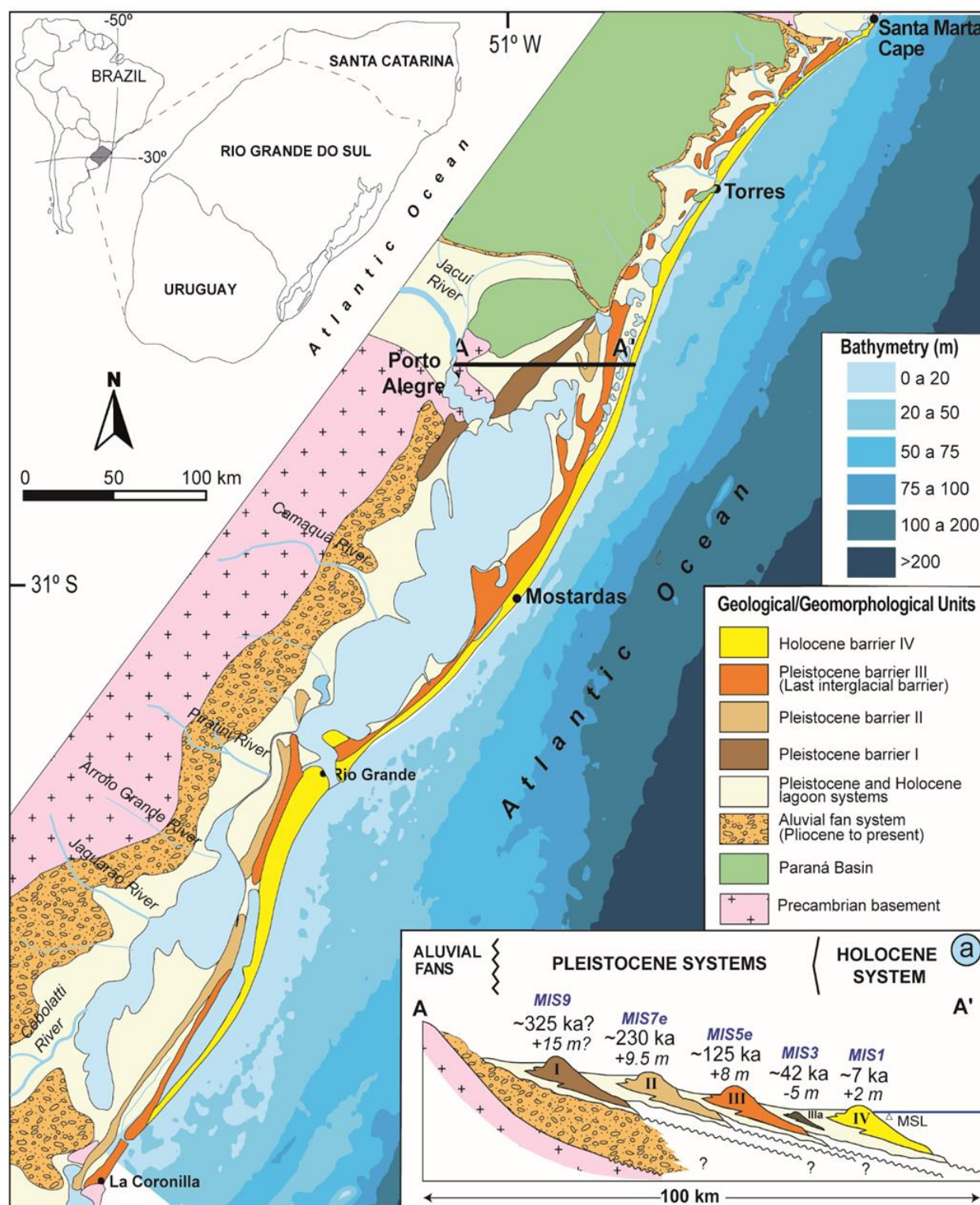


Figura 2. Mapa geológico-geomorfológico de la porción emergida de la Cuenca Pelotas.

Las barreras costeras yacen longitudinalmente entre el Cabo Santa Marta (Santa Catarina) y La Coronilla (Uruguay). a) El perfil de la sección transversal A – A' muestra la yuxtaposición lateral de los sistemas Laguna-Barrera, con altitudes estimadas para cada punto alto correspondiente al nivel del mar (modificado de Dillenburg y Barboza, 2014; Rosa et al. 2017; Bitencourt et al. 2020; Barboza et al. 2021a).

El sistema depositacional de abanicos aluviales (tipo *abanico* delta) marca el paso entre las tierras altas del basamento de la cuenca de Pelotas y los cuatro sistemas depositacionales del tipo Laguna-Barrera de la PCRS. En la parte proximal se encuentran depósitos de procesos predominantemente gravitatorios, pasando a depósitos aluviales en las porciones más distales de los abanicos (Villwock et al. 1986; Tomazelli & Villwock, 2000, 2005; Tomazelli & Dillenburg, 2007).

El sistema depositacional de tipo Laguna-Barrera constituye cuatro sistemas de depósito denominados Laguna-Barrera y ha sido ampliamente adoptado en estudios geológicos en la PCRS. Según Villwock & Tomazelli (1995), el reconocimiento de sistemas depositacionales del tipo Laguna-Barrera, implica la existencia contemporánea e interconectada de tres subsistemas genéticamente relacionados en una secuencia laguna; barrera y canal de conexión. Teniendo en cuenta esta premisa, se reconocieron cuatro sistemas de depósito del tipo Laguna-Barrera en la PCRS, vinculados a los eventos transgresivos-regresivos de los últimos 400000a (Villwock & Tomazelli, 1995; Tomazelli & Villwock, 2000). Según Villwock y Tomazelli (1995) se puede establecer una correlación entre los períodos de mar alto, la formación de los cuatro sistemas depositacionales del tipo Laguna-Barrera y picos negativos de las curvas isotópicas de oxígeno.

En términos generales, el modelo evolutivo elaborado y presentado por estos autores (Tomazelli & Villwock, 2000; Dillenburg y Barboza, 2014; Rosa et al. 2017; Bitencourt et al. 2020; Barboza et al. 2021a) determina un paquete de sedimentos clásticos terrígenos que se acumularon, desde finales del Terciario, en un sistema de abanicos aluviales desarrollados a lo largo del margen Este de los terrenos topográficamente más altos. Las porciones más distales de este sistema de abanicos aluviales fueron modificadas por ciclos transgresivos y regresivos del nivel del mar, en correlación con los últimos cuatro eventos glaciales al final del Cuaternario (Lima et al. 2013). A continuación, se describen en detalle los sistemas depositacionales de la PCRS (Dillenburg & Barboza, 2014; Rosa et al. 2017; Bitencourt et al. 2020; Barboza et al. 2021a). La expresión superficial de estos sistemas Laguna-Barrera no es continua ni completa en toda la extensión de la PCRS, se describen para el sector sur, entre Chui y la desembocadura de la Laguna de los Patos los sistemas Laguna-Barrera II, III y IV (Rosa, 2012, Fig. 2).

- **Sistema de abanicos aluviales.** Se dispone en una faja continua a lo largo de la parte interna de la planicie costera. Incluye en el sector proximal, depósitos resultantes de procesos gravitacionales, como la caída libre de bloques, deslizamientos y flujos de detritos (coluviones), los cuales evolucionan en la porción distal en depósitos de transporte en medio acuoso (aluviones). Estos depósitos comenzaron a formarse al final del Terciario y persisten en el presente con menor intensidad. De hecho, la intensidad de estos procesos ha variado en el tiempo en función de las condiciones climáticas y la cobertura vegetal (Tomazelli & Villwock, 2000; Tomazelli et al. 2000, 2006). En la porción sudeste de la cuenca, la principal área fuente son rocas ígneas y metamórficas del Basamento Riograndense, donde las facies dominantes son areniscas gruesas y conglomerados arcósicos friables e inmaduros. Para los abanicos alimentados por las

rocas de la Cuenca Paraná las facies son líticas, de granulometría gruesa y predominan los procesos gravitacionales (Tomazelli & Villwock, 2000).

- **Sistema Depositacional Laguna Barrera I.** se produjo durante el primer evento transgresivo-regresivo del Pleistoceno (325.000 a). Fue descrito inicialmente por Villwock (1984) y Tomazelli et al. (2000). La facies sedimentaria de la Barrera corresponde a arenas cuarzo-feldespáticas, finas a medias, semiconsolidadas, con elevada matriz diagenética y nódulos ferruginosos. Los intensos procesos posdepositacionales impidieron la conservación de estructuras sedimentarias primarias (Tomazelli & Villwock, 2000). El sistema lagunar ocupa las cotas bajas ubicadas entre la Barrera I y los terrenos más antiguos, asociados a ambientes de sedimentación lagunar, fluvial y palustre. Cada evento transgresivo-regresivo afectó estos depósitos durante el Cuaternario, siendo inundados y retrabajando estos depósitos (Tomazelli & Villwock, 2000).
- **Sistema Depositacional Laguna-Barrera II.** Corresponde al segundo evento transgresivo-regresivo pleistocénico con un pico transgresivo aproximado de 230.000 a (Villwock & Tomazelli, 1995). En la parte norte de la PCRS se conservaron facies de playa y eólicas en Laguna de los Barros, en el sector sur como un antiguo sistema isla-barrera que aisló en una primera etapa a la Laguna Merín. Se describen arenas cuarzo-feldespáticas castaño-amarillentas, bien redondeadas en una matriz silicoarcillosa diagenética. Los procesos pedogenéticos, no permitieron preservar las estructuras primarias. Las facies del Sistema Lagunar II reflejan la sedimentación de este sistema lagunar, así como eventos transgresivos-regresivos posteriores.
- **Sistema Depositacional Laguna-Barrera III.** Se asocia a un tercer evento transgresivo-regresivo pleistocénico en torno a 120.000 a, correlacionable con los depósitos de playas y marinos reconocidos como el evento de mar alto, último pico interglaciar de este período (Tomazelli & Villwock, 2000). Las facies Barrera III se encuentran bien preservadas y se extienden de manera casi continua a lo largo de toda la PCRS y fue responsable de la formación de la Laguna de los Patos, estando constituida por facies arenosas de playa, y marinas someras, recubierta por depósitos eólicos. Las facies se ordenan en una disposición vertical de un proceso progradante regresivo (Lopes, 2013; Lopes et al. 2015). Los sedimentos de playa están compuestos por arenas cuarzosas claras, finas, bien seleccionadas con estratificación plano-paralela, cruzada planar, acanalada y estratificación cruzada tipo hummocky. Se destaca la ocurrencia de icnofósiles. Las arenas eólicas presentan una coloración rojiza, pueden presentar bioturbación e intercalan niveles centimétricos de paleosuelos (Tomazelli, 1985; Lopes, 2013). Estos depósitos de arena son reactivados por el viento noreste y migran como dunas parabólicas en dirección suroeste. Las facies Lagunar III son arenas finas, silicoarcillosa, mal seleccionadas, de color amarillo suave con laminación plano-paralela, con concreciones carbonáticas y ferruginosas. Fósiles de la megafauna del Cuaternario han sido hallados en esta unidad (Tomazelli, 1985).
- **Sistema Depositacional Laguna-Barrera IV.** Es el más reciente, corresponde al Holoceno, como consecuencia de la última gran transgresión postglacial. Ocurrió hace 5000 a y el nivel del mar alcanzó 4 m sobre el nivel actual, permitiendo formar la Barrera IV (Dillenburg et al. 2000, 2006), que presenta facies de arena cuarzosa, fina a muy fina con concentración de minerales densos en algunas regiones, constituyendo depósitos

de placer (Villwock & Tomazelli, 1995). Los campos de dunas móviles se extienden a lo largo de toda la costa, extendiéndose a lo ancho entre 2 a 8 km (Hesp et al. 2005; 2007). El sistema Lagunar IV desarrollado por detrás de esta barrera ocurrió durante el último pico transgresivo holocénico por la acción de ambientes lagunares de mayor dimensión que los actuales (Travessas et al. 2005; Dillenburg & Hesp, 2009; Dillenburg & Barboza, 2014; Dillenburg et al. 2017). Acompañando la posterior progradación de la barrera, evolucionaron para ambientes que pueden incluir: lagunas, ríos meandriformes o canales inter-lagunares, deltas fluvio lagunar o de mar-lagunar y/o pantanos y turberas (Tomazelli & Villwock, 1991; 2000; Dillenburg et al. 2006; Dillenburg & Barboza, 2009, 2014; Bortolin et al. 2020).

En Uruguay el registro sedimentario del Cuaternario en la región Este, se agrupa en depósitos de naturaleza transicionales-marinos (Formación Chuy y Villa Soriano) y los continentales (Formación Libertad y Dolores). El basamento ha experimentado una profunda meteorización química y física durante el Mesozoico Tardío y el Paleogeno Temprano, significando el relleno sedimentario de las cuencas oceánicas circundantes (Panario et al. 2014).

La Formación Chuy (Delaney, 1965; Goso & Bossi, 1966) formada por arenas subarcósicas, amarillo rojizas, semiconsolidadas con minerales accesorios densos como zircón, turmalina, biotita, granate, entre otros y niveles de concreciones ferruginosas. Otros autores (Preciozzi et al. 1985; Castiglioni et al. 2022), le atribuyen también a esta unidad sedimentos más finos (arcillogravillosos y arcillosos). Se han reconocido en perforaciones, tres episodios de esta unidad según los ciclos transgresivos del Cuaternario: Chuy I (54 a 66 m), Chuy II (35 a 45 m) y Chuy III (7 a 27 m) (Antón & Goso, 1974; Goso, 1985).

La Formación Libertad se denomina Pampeano en Argentina por su riqueza paleontológica, corresponde a fangos, loess de color pardo rojizos, presencia de carbonatos. Por criterios estratigráficos se asume que se depositó durante el Pleistoceno Inferior y Medio, momento regresivo durante condiciones glaciares semiáridas, dando lugar a la Formación Libertad I y Libertad II, aunque hay dataciones que le asignan edades mas jovenes del Pleistoceno Superior (Martínez & Ubilla, 2009; Fariña et al. 2014) y otros autores le asignan una edad Pleistoceno Superior (Fariña et al. 2014). La Formación Libertad I corresponde a loess porosos, masivos con concreciones de carbonato e illita como mineral arcilloso dominante (Bossi & Navarro, 1988), esto caracteriza condiciones ambientales secas y frias (Panario & Gutiérrez, 1999). La Formación Libertad II (Goso, 1985), compuesta por minerales arcillosos como montmorillonita, no supera los 10 m de espesor y responde a condiciones climáticas más húmedas que Libertad I (Panario & Gutiérrez, 1999).

La Formación Dolores corresponde a depósitos arcillolimosos y limoarcillosos, con arena y gravilla (fangolitas), pardo gris verdosas. Se diferencia de la Formación Libertad porque genera superficies planas y bajas. Se depositó durante el Pleistoceno Superior en condiciones frías y semiáridas (Martínez & Ubilla, 2009). Dataciones radiocarbónicas

recientes entre 16.000 y 10.500 a AP, se han asignado a esta unidad (Bossi & Ortiz, 2011; Goso et al. 2012; Ubilla & Martínez, 2016).

Durante la última transgresión del Holoceno, tradicionalmente conocida como transgresión Querandina, se registra la Formación Villa Soriano formada por arcillas, arenas y conglomerados (Preciozzi et al. 1985). Estos depósitos habrían ocurrido en ambientes de cordones litorales, depósitos de backshore para las arenas y sistemas lagunares para las arcillas, la edad asumida es ca. 7200 – 2000 a AP (Sprechmann, 1978a; Martínez et al. 2001; Ubilla & Martínez, 2016; Castiglioni et al. 2022).

Según aspectos geomorfológicos la costa atlántica uruguaya se divide en cuatro sectores, basados en condiciones disipativas, intermedias y reflectivas de las playas. De esta forma se identifican diferentes sectores, el tramo Cabo Santa María – Cabo Polonio (reflectiva a intermedia) y desde Cabo Polonio a Punta Palmar (disipativa a reflectiva) (Gómez Pivel, 2006). Otro trabajo (Álvez, 2011) describe para varias zonas costeras, tres planicies que denominó en base a las cotas como: alta, intermedia y baja, asociadas a distintos eventos. Goso et al. (2020) describe a la llanura costera entre el Cabo Santa María y Cabo Polonio, como un prisma sedimentario compuesto por una cresta arenosa de algunos metros de ancho, asociadas a facies de sedimentos finos y con alto contenido orgánico, que podrían interpretarse como bañados holocénicos detrás del campo de dunas arenosas. Almagro & Custodio (2004), realizaron una primera propuesta de mapeo para estos sistemas transicionales, representando los cuatro ciclos transgresivos-regresivos en torno a la ciudad de Chuy. El sistema Laguna-Barrera I es el más antiguo y ocupó los bordes de laderas cristalinas, con altitudes medias superiores a los 100 m sobre el nivel del mar actual. Los depósitos pleistocénicos desde el Paso de los Sauces hasta los bañados de San Miguel se mapearon como Barrera I. El sistema Laguna-Barrera II asociado al segundo evento transgresivo-regresivo, se interpretó como una serie depósitos micro a meso mareales sobre una plataforma continental de pendiente suave, que aisló las planicies bajas del océano, dejando los bañados de las Maravillas y San Miguel (Fig. 3), así como su continuidad sobre el territorio brasileiro en torno a la Laguna Merín (Almagro & Custodio, 2004). Para el territorio uruguayo estos autores, mapearon la Barrera II al Oeste de la Cuchilla de la Angostura, como una geoforma alargada norte-sur y que alcanza su mayor desarrollo en ciudad del Chuy, continuando hacia el Este, hacia la Laguna Merín proponen que se extiende bajo el campo de dunas al Sur, en el balneario La Coronilla (Fig. 3). Corresponde a una topografía suavemente ondulada, que se eleva hasta 25 m sobre el nivel del mar actual, al oeste desaparece entorno a la cota 10 m, dando lugar a los bañados de San Miguel y Las Maravillas que se asociaron al Sistema Lagunar II. El sistema Laguna-Barrera III, representa el tercer evento transgresivo-regresivo pleistocénico, corresponde a la estabilización y formación de la Laguna Merín, que se extiende casi de forma continua desde la ciudad de Chuy, hasta la ciudad de Torres en Brasil. El sistema Laguna-Barrera IV, resultado del último evento transgresivo-regresivo del Holoceno, con un nivel del mar 5 m por encima del nivel actual (Villwock & Tomazelli 1995). Se mapeó el Sistema Barrera IV representado por arenas de playa y dunas de hasta 2 km de ancho. Entre los balnearios de La Coronilla y Barra del Chuy corresponde a dunas altas con suelos arenosos poco desarrollados y con vegetación herbácea muy pobre. El Sistema Lagunar IV se emplaza

entre la Barrera III y IV, para el territorio brasileiro, Almagro y Custodio (2004), no registraron afloramientos del sistema lagunar IV (Fig. 3).

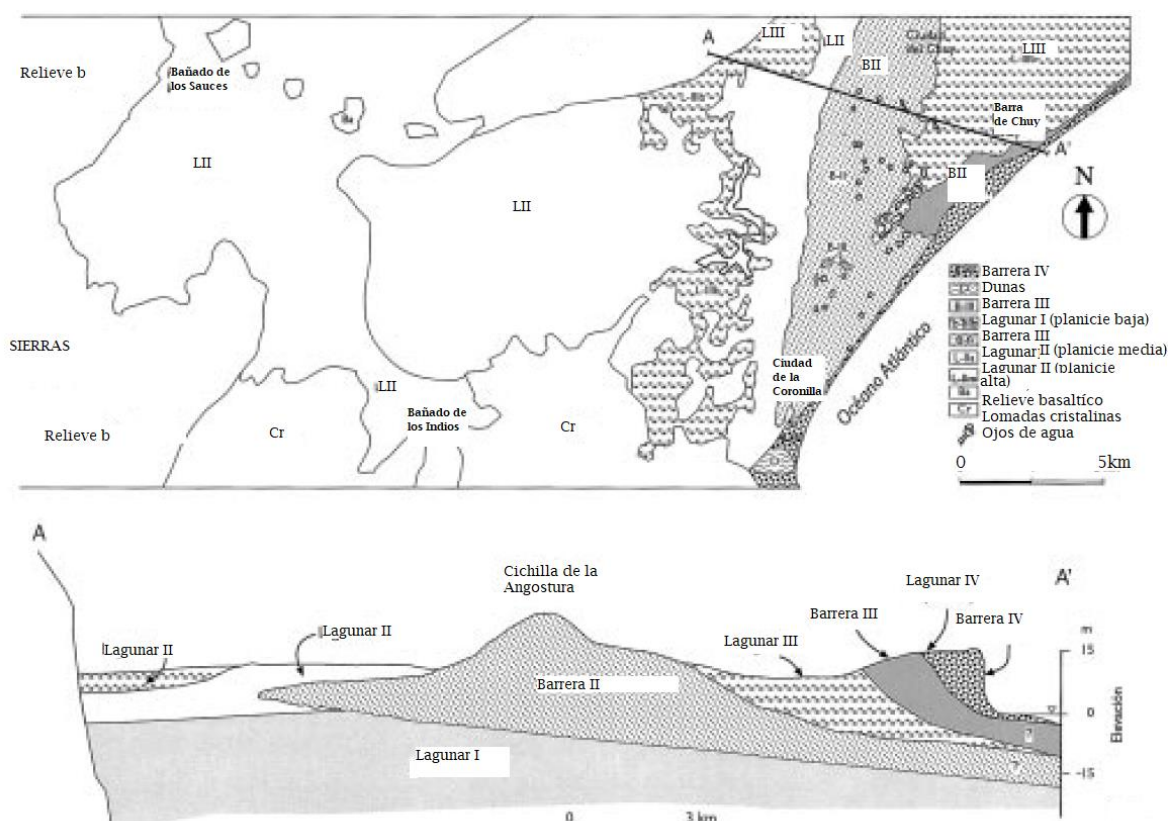


Figura 3. Mapa geomorfológico en torno a la ciudad de Chuy, representando los sistemas Laguna-Barrera identificados, junto a un corte representativo desde la Cuchilla de la Angostura, hasta la zona costera (fuente: Almagro & Custodio, 2004).

Paleoambientes del Pleistoceno Superior - Holoceno y aspectos geoarqueológicos

Estudios paleolimnológicos en las lagunas costeras de Uruguay presentan sucesivas edades registradas en testigos sedimentarios pertenecientes al período Pleistoceno Superior- Holoceno. En la Laguna de Rocha existe un registro de 19.030 ± 770 a AP en la base y en una cota superior se registró una edad de 15.187 ± 376 a AP en un testigo tomado en el sector SE (García-Rodríguez, 2002; García-Rodríguez et al. 2004). Por otra parte, el Holoceno se encuentra representado en todos los testigos analizados, con dataciones radiométricas y registros de buena resolución. Edades entre 7000 y 5000 a AP registran la transgresión marina que originó estos cuerpos de agua costeros (del Puerto et al. 2011). Luego entre 5000 y 2000 a AP se registró una fase regresiva con descenso de la humedad y de la temperatura, con mayores aportes eólicos continentales (del Puerto, 2009; del Puerto et al. 2011; Segura, 2012). Por último *circa* 2.500 a AP, para el Holoceno Tardío muchos de estos cuerpos de agua perdieron su conexión con el mar, como es el caso de Laguna Blanca y Laguna Negra y se registró condiciones climáticas similares a las actuales (García-Rodríguez et al. 2004; del Puerto et al. 2006; del Puerto, 2011).

Específicamente para la cuenca de la Laguna de Castillos, que corresponde al extremo austral de la Cuenca de Pelotas (Spreckmann, 1980), se conocen geoformas producto de los procesos transgresivos y regresivos del Cuaternario. La reconstrucción histórica de la

Laguna de Castillos indica que se originó debido a la inundación de la depresión de la laguna durante el Pleistoceno (hace aproximadamente 120.000 años). Estudios paleolimnológicos registraron edades de 27.160 ± 1370 a AP, indicando edades Pleistoceno Superior a una cota -7 m, a mayor cota se registraron edades de 13.475 ± 720 a AP indicando la transición Pleistoceno-Holoceno (García-Rodríguez et al. 2004). Se registraron edades entre 7500 y 3200 a AP, cuya base coincide con la primera transgresión del Holoceno y la parte superior con una fase regresiva (García-Rodríguez, 2002). En el litoral de la laguna se describen cuatro tipos de geoformas por debajo de la cota 10 m, vinculadas a la oscilación del nivel del mar durante el Holoceno (Bracco et al. 2011). Esas estructuras constituyen terrazas de erosión, cordones de playa aislados, sistemas de barras y sistemas de cordones de playa I, II y III, los cuales fueron datados en conchillas de moluscos por ^{14}C (Bracco et al. 2011). En ese momento, la depresión quedó sumergida, dando lugar a la creación de un ecosistema acuático marino-salobre costero (García-Rodríguez et al. 2004). Estudios paleolimnológicos registraron la primera transgresión del Holoceno en un testigo cuya base se dató en 7430 ± 170 a AP (García-Rodríguez, 2002). Los testigos presentaron una transición de sedimentos arenosos en la base, con incremento en el contenido de limo hacia el tope, esta composición granulométrica mostro una estrecha relación con las variaciones del nivel del mar. Los niveles datados entre 7000 y 4000 a AP, exhibieron altos contenidos de arena, indicando ambientes de mayor energía (García-Rodríguez, 2002), cuando el nivel del mar descendió, se observó un aumento en el contenido de limo, indicando ambientes de menor energía asociados a sistemas lagunares, esta interpretación coincide con la composición geoquímica de estos niveles y el contenido fosilífero, ya que las transgresiones y regresiones se consideran uno de los principales factores que influyen en la salinidad y estado tróficos de las lagunas costeras (García-Rodríguez et al. 2004; 2011).

La Laguna de Castillos estaba conectada con el mar a través de un ancho y corto canal de entrada. La terraza de erosión tallada sobre los sedimentos pleistocénicos marca la máxima superficie alcanzada por el cuerpo de agua de la laguna para ese momento. El nivel del mar comenzó a descender y se formaron barras en la desembocadura de los cursos de agua que llegaron a la laguna, este proceso continuó hasta formar bañados. Variaciones climáticas a condiciones más secas, permitieron la formación de cordones de playa a los 4500 a AP (Bracco et al. 2005; del Puerto et al. 2006; del Puerto, 2009). A los 3.000 a AP el nivel desciende 3 m, donde el arroyo Valizas comienza a tallar su cauce (García-Rodríguez et al. 2004; Bracco et al. 2011). Recientemente, Goso & Piñeiro (2020), caracterizaron la zona de la planicie costera como un prisma sedimentario compuesto por una loma arenosa de escala métrica que cubre facies de sedimentos finos representado por bañados ubicados detrás de los campos de dunas, estas unidades se interpretan de edad holocena.

Las ocupaciones humanas en esta región, se registran en túmulos de tierra (cerritos indios) en zonas de cota elevada, debido a una reducción en la superficie terrestre y la formación de humedales en las planicies de cotas altas (del Puerto, 2015). También asociado a las ocupaciones costeras se describen los “concheros” o sambaquies descriptos para Uruguay y Brasil (Castiñeira et al. 2010). Luego entrono a 5000 – 3000 a AP el nivel del mar comenzó a descender y aun persistían las condiciones húmedas, por ende, los humanos permanecieron en las sierras y cotas altas (del Puerto, 2015). A partir de 3000 a AP se registra un avance de ocupaciones humanas costeras y primeros registros de producción vegetal y explotación de recursos marinos (del Puerto, 2015). Se observó una estrecha

relación entre la dinámica del medio y las estrategias de supervivencia de los habitantes prehistóricos, donde las variaciones del nivel del mar generaron espacios terrestres de preferencia para establecimiento de poblaciones humanas (Inda et al. 2011; del Puerto, 2015). Significó una herramienta para proporcionar información arqueológica y a su vez, predictiva de como poblaciones costeras modernas podrían adaptarse a nuevos contextos de las variaciones del nivel del mar (Inda et al. 2017).

2. Bases conceptuales

a. Análisis sedimentario

Los sedimentos se clasifican por su tamaño de grano o granulometría, según la escala de Udden-Wentworth propuesta por Udden (1914) y modificada por Wentworth (1922) (Tabla 1). Esta escala distingue grandes grupos de tamaño, donde las gravas son mayores a 2 mm, las arenas se encuentran entre 2 mm y 0,063 mm y los fangos (limos y arcillas) son menores a 0,063 mm, teniendo sus equivalentes en rocas sedimentarias como conglomerados, areniscas y pelitas respectivamente.

Una evaluación cualitativa y cuantitativa del porcentaje de diferentes tamaños de granos en sedimentos y rocas sedimentarias clásticas es lo que se realiza en un estudio de granulometría completo.

Tabla 1. Escala de tamaño de grano (Udden, 1914; Wentworth, 1922) que admite el programa GRADISTAT (Blott y Pye, 2001).

Tamaño de grano phi	mm	Termino descriptivo	
-10	1024	Muy Grande	} Bloques
-9	512	Grande	
-8	256	Medio	
-7	128	Pequeño	
-6	64	Muy pequeño	
-5	32	Muy Gruesa	} Gravas
-4	16	Gruesa	
-3	8	Media	
-2	4	Fina	
-1	2	Muy fina	
0	1	Muy gruesa	} Arena
1	500	Gruesa	
2	250	Media	
3	125	Fina	
4	63	Muy fina	
5	31	Muy grueso	} Limo
6	16	Grueso	
7	8	Medio	
8	4	Fino	
9	2	Muy fino	
		Arcilla	

El método utilizado es el tamizaje, que consiste en hacer pasar los granos por una pila de varios tamices estandarizados y numerados de distinto ancho de malla, en general separados por intervalos de medio a una unidad de la escala, de esta forma van quedando retenidos los granos de acuerdo a su tamaño. Al pesar el contenido de cada malla, puede ser determinada la distribución de los distintos tamaños de grano considerando dichas

variables (Folk & Ward, 1957). Asimismo, para los sedimentos finos se utiliza el método de decantación en probeta aplicando la ley de Stokes.

El programa de acceso libre GRADISTAT (Blott & Pye, 2001) proporciona cálculos estadísticos estandarizados útiles para la descripción y caracterización de los sedimentos (Tabla 2). En este sentido, la media aritmética M_z es un parámetro semicuantitativo que representa el tamaño medio de grano, que junto a otros atributos como la curtosis y el desvío, permiten diferenciar las distintas litofacies en los perfiles sedimentarios y sedimentos actuales (Bortolin et al. 2020)

Tabla 2. Medidas graficas logarítmicas (Folk & Ward, 1957).

Media (Mz)	Desviación Estandar (σ_1)	Asimetría (SK1)	Curtosis (KG)
$M_z = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$	$\sigma_I = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6}$	$SK_I = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$	$K_G = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2.44(\phi_{75} - \phi_{25})}$
Selección (σ_1)	Asimetría (SK1)		Curtosis (KG)
Muy bien seleccionado	< 0.35	Muy levemente asimétrico +0.3 to +1.0	Muy Platicúrtica < 0.67
Bien seleccionado	0.35 – 0.50	Levemente asimétrico +0.1 to +0.3	Platicúrtica 0.67 – 0.90
Moderadamente bien seleccionado	0.50 – 0.70	Simétrico +0.1 to -0.1	Mesocúrtica 0.90 – 1.11
Moderadamente seleccionado	0.70 – 1.00	Fuertemente asimétrico -0.1 to -0.3	Leptocúrtica 1.11 – 1.50
Pobremente seleccionado	1.00 – 2.00	Muy Fuertemente -0.3 to -1.0	Muy Leptocúrtica 1.50 – 3.00
Muy pobremente seleccionado	2.00 – 4.00	asimétrico	Extremadamente > 3.00
Extremadamente pobremente seleccionado	> 4.00		Leptocúrtica

Los diagramas triangulares (Blott & Pye, 2012), permiten clasificar según las características texturales de los sedimentos, mediante la presencia y porcentaje de los tamaños de clastos por grupo principal (Fig. 4). Cada vértice corresponde al 100% del tamaño de grano y a medida que los puntos se alejan de los mismos, aumenta el porcentaje del tamaño de grano que está en el otro extremo, definiendo así diferentes grupos texturales (Folk & Ward, 1957; Blott y Pye, 2001; 2012).

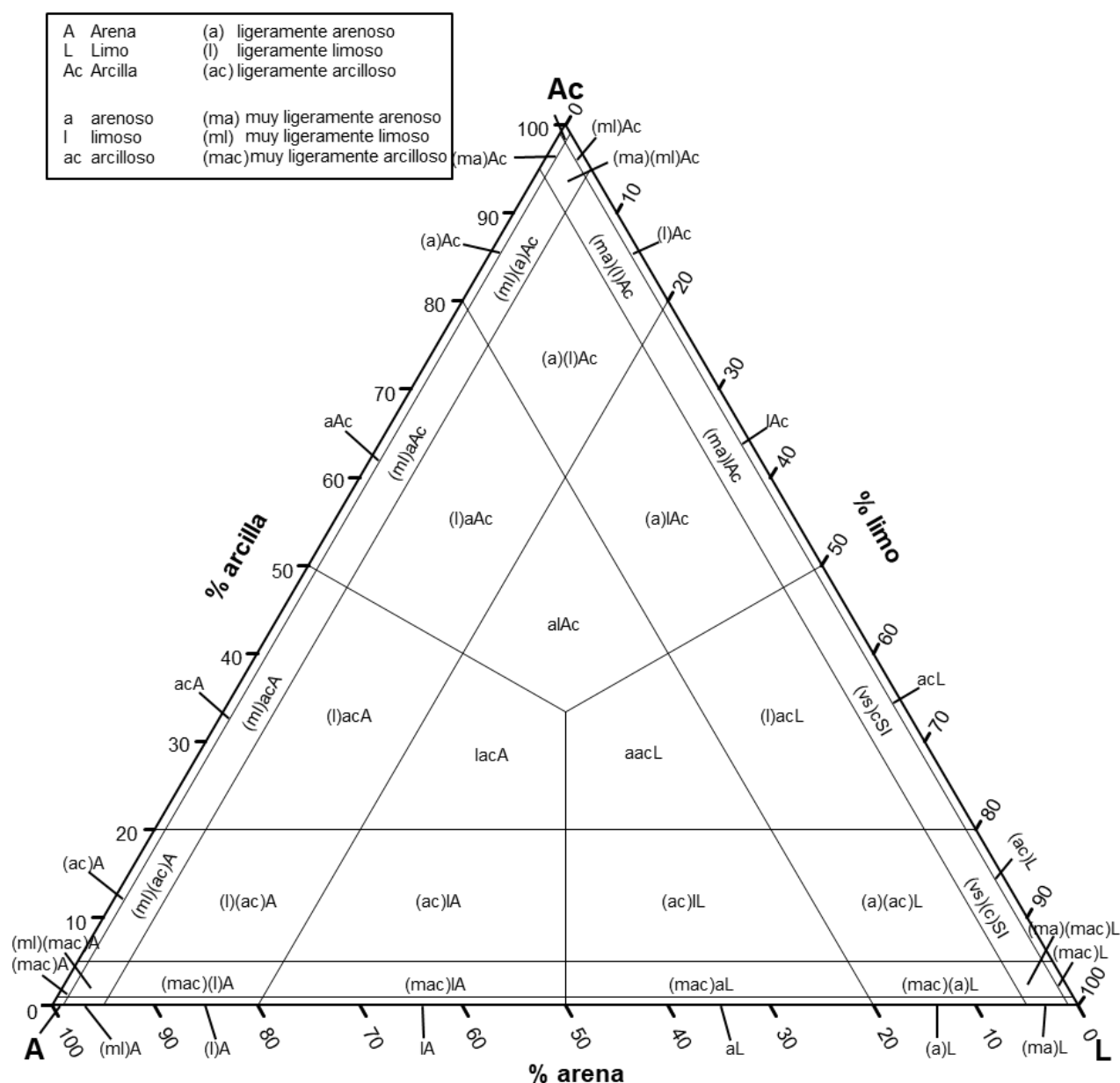


Figura 4. Clasificación textural de sedimentos dependiendo del tamaño de grano (Blott & Pye, 2012).

El análisis de la distribución de las partículas presentes en un sedimento (grado de selección o clasificación), describe la variabilidad del tamaño de grano. Si el tamaño de grano es similar, los sedimentos tienen la mayor selección, si varían estos tamaños la selección será menor. Esto indica el origen y el agente de transporte predominante en los sedimentos. El grado de selección se clasifica como muy malo, malo, moderado, bueno y muy bueno (Blott, 2010; Blott & Pye, 2001). (Fig. 5).

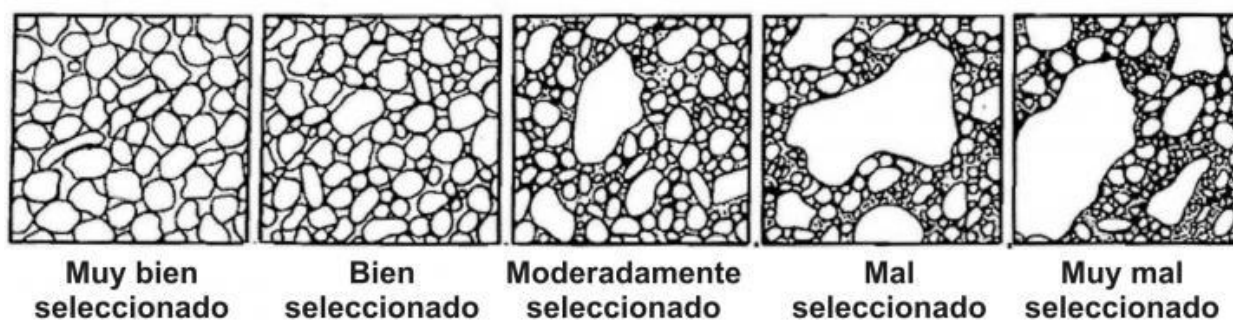


Figura 5. Representación gráfica del concepto de grado de selección en sedimentos, según Compton (1962), vistas de sedimentos bajo lupa.

Otro aspecto de clasificación importante en la caracterización de sedimentos es composición mineralógica, donde existen tres componentes principales: cuarzo (Q), feldespato (F) y fragmentos líticos (L), para lo cual se clasifica la composición mineralogía de los sedimentos en su análisis y representación en los diagramas (Dott, 1964; Pettijohn et al. 1973; Blott y Pye, 2001; 2012).

Los resultados de todos estos análisis de tamaño de grano se representan en histogramas de barras, que muestran el porcentaje del peso de cada fracción de tamaño de grano y la curva de frecuencia acumulativa que destaca la forma en que el agente de transporte desplazó los clastos hasta el lugar de depósito (Folk, 1974).

Para la identificación de ambientes sedimentarios y discriminación de mecanismos de transporte en función de la distribución de tamaños de sedimentos clásticos gruesos (gravas, arenas y limos) se utilizan métodos estadísticos multivariados según Sahu (1964). Mediante análisis discriminatorio multivariado se distinguen condiciones de energía graficando:

$$\text{Gráfico de SAHU: } \sqrt{\sigma_1^2} \text{ versus } \{[SKg]/[SMz] \cdot S(\sigma_1^2)\}$$

La grafica logarítmica de la desviación phi media de las muestras ($\sqrt{\sigma_1^2}$) frente a la desviación estándar de la curtosis a la desviación estándar del tamaño medio ($[SKg]/[SMz]$), multiplicado por la desviación estándar de la varianza de todas las muestras ($S(\sigma_1^2)$) (Sahu, 1964) (Fig. 6). El diagrama de Sahu permite distinguir entre mecanismos de corrientes eólicas, marinas, fluviales y de turbidez; y entre ambientes litorales (playa) y de aguas agitadas poco profundas (hasta 300 pies) dentro del espectro de procesos de depósito marino.

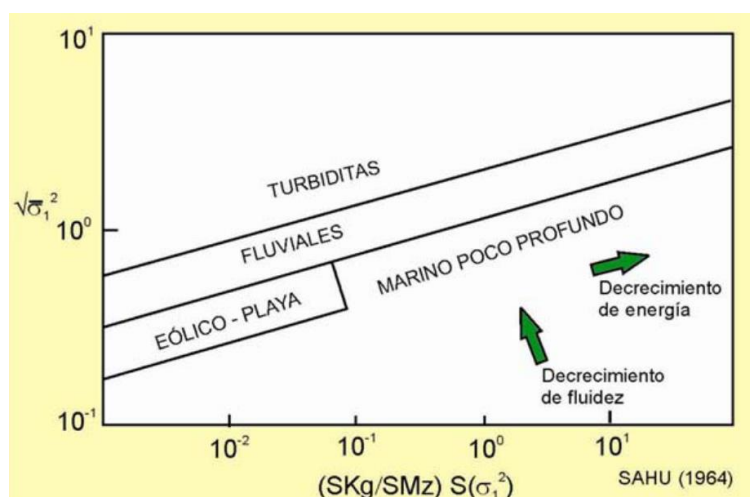


Figura 6. Gráfico de Sahu en escala logarítmica representa la diferenciación de arenas de distintos ambientes en función del análisis multivariado.

El conocimiento del ambiente de depósito es clave para inferir la evolución morfoestructural de procesos geomorfológicos, a partir de un análisis sedimentario exhaustivo, el cual incluye la granulometría, estructuras sedimentarias, composición mineralógica, color y contenido fósil, los cuales proveen información tanto acerca de las condiciones de depósito y el paleoambiente asociado (Sahu, 1964).

b. Análisis de facies

El análisis de facies comprende el estudio e interpretación de atributos tales como la textura, geometría, estructuras sedimentarias y el contenido de fósiles. Corresponde al conjunto de características de una unidad sedimentaria (Middleton, 1973). El término facies en sedimentología tiene dos acepciones principales. Descriptiva, se refiere al aspecto externo del estrato o conjunto de estratos, a partir de los rasgos observados e incluye a las litofacies, biofacies e icnofacies (Selley, 1976; Vera Torres, 1994). Estos términos son usados para referirse a ciertos atributos en las rocas sedimentarias que pueden interpretarse en términos de depositación o procesos biológicos. Las litofacies resaltan las características litológicas de las estructuras sedimentarias (composición, tamaño de grano, estructuras sedimentarias, geometría de los estratos) a partir de las cuales pueden inferirse los procesos físicos o químicos que le dieron origen. Las biofacies se definen por su composición fósil y las icnofacies describen la presencia de trazas fósiles (Seilacher, 1964; Bortolin et al. 2020). En segundo lugar, la acepción interpretativa se utiliza para un conjunto de rocas para las cuales se asumen condiciones similares de formación (Selley, 1976). En este caso el nombre de la facies corresponde a las condiciones ambientales o a los procesos depositacionales. Así, se denomina asociación de facies a la distribución ordenada de varias facies genéticamente relacionadas, que se encuentran juntas y están genéticamente relacionadas y sin discontinuidades entre sí (Vera Torres, 1994; Urdaneta, 2019). Se reconocen a partir de su expresión vertical, constituyendo un módulo formado por la superposición vertical de dos o más facies genéticamente relacionadas que se repite periódicamente. A través del análisis de las asociaciones de facies es posible interpretar el ambiente depositacional de formación (Selley, 1976; Vera Torres, 1994; Urdaneta, 2019).

Para su estudio se recurre a información de perfiles sedimentarios, perforaciones y exploraciones sísmicas, que permitan reconstruir las secuencias sedimentarias transgresivas-regresivas, asociación de facies y ambientes de sedimentación de la cuenca con el fin de interpretar su génesis y posibles evidencias de recursos minerales (Mitchum et al. 1977; González Tomassini et al. 2014).

c. Proxies (indicadores)

Son parámetros que registran las características físicas y biológicas del momento en que se depositó, por ende, permite de forma indirecta inferir condiciones ambientales a partir del registro geoquímico y biológico (micropaleontológico) (Wefer et al. 1999; IPCC, 2001). Han permitido construir modelos de evolución climática para el pasado geológico, conocer la respuesta de los sistemas ambientales a los cambios climáticos ocurridos y anticipar escenarios ambientales futuros (del Puerto et al. 2011).

I. Proxies geoquímicos

El estudio de la composición química, especialmente los elementos mayores, de los sedimentos, es de gran aporte para inferir características sedimentológicas que no pueden abordarse por las técnicas descriptivas (i.e., análisis granulométricos e interpretación de estructuras) (Mahiques et al. 2004). La distribución de los elementos químicos y sus relaciones, proporcionan información paleoambiental valiosa para interpretar la procedencia, los procesos de transporte y variaciones en las condiciones climáticas asociadas a los depósitos sedimentarios (Murray, 1994; Lea, 2003). Los sedimentos presentan una composición química variable dependiendo de su origen y de las condiciones ambientales reinantes durante su depositación (Depetris & Pasquini, 2007). El Fe, K, Ti y Al, son muy abundantes en la corteza terrestre, la implementación del analizador portátil de Fluorescencia de rayos X, de si sigla en inglés (XRF), es un procedimiento ágil, no invasivo y de alta resolución que permite adquirir estos datos de forma sencilla (Johnson et al. 1999; Major, 1999).

Las distribuciones verticales de los elementos químicos se relacionan al aporte terrígeno y varían en función de la escorrentía y su proximidad a condiciones continentales y/o marinas (Davies et al. 2015). La proporción entre ciertos elementos químicos se emplea como *proxy* para interpretar las condiciones ambientales que existían al momento de su depósito e inferir la fuente de los sedimentos y los procesos de transporte (Last & Smol, 2001). Los elementos como el Fe, Al y Ti son muy abundantes en la corteza terrestre y están asociados a minerales como el rutilo (TiO_2), las arcillas (Al), la hematita, magnetita (Fe) e ilmenita (Fe+Ti), son acarreados por escorrentía hacia depósitos costeros como resultado de la meteorización y erosión (Martins et al. 2003). La presencia de estos elementos en los depósitos marinos y costeros varía con las precipitaciones (Davies et al. 2015). El Si es un elemento abundante en minerales terrígenos, pero también está presente en organismos como las diatomeas (Libes, 2009; Pérez et al. 2016). El K es un elemento asociado al aporte terrestre y a condiciones ambientales áridas, con baja meteorización química (Govin et al. 2012). En cambio, el Ca es un elemento asociado a los carbonatos y evaporitas de sistemas acuáticos y marinos, por lo tanto, está asociado a la productividad marina o a condiciones de mayor evaporación (Lea et al. 1999; Libes, 2009; Burone et al. 2013). El Ba es un elemento traza cuya presencia está asociada al flujo de carbono orgánico en la columna de

agua, lo que lo hace un elemento confiable de la paleoproductividad marina (Goldberg & Arrhenius, 1958; Libes, 2009; Shen et al. 2015; Burone et al 2019; Pérez, 2021).

II. Proxies Biológicos

Son restos de organismos completos o fragmentados utilizados como indicadores de un ecosistema o proceso paleoambiental específico. Estos se seleccionan porque tienen características que reflejan las condiciones ambientales y pueden proporcionar información sobre el estado trófico de un ecosistema (Imbrie & Kipp, 1971; Wefer et al. 1999; Smol, 2008). Al analizar ciertos organismos o características biológicas preservadas en registros geológicos es posible inferir información sobre la temperatura, salinidad o condiciones tróficas (IPCC, 2001). Los procesos tafonómicos corresponden a las transformaciones que experimenta un organismo desde su muerte hasta el descubrimiento del fósil, corresponde a los procesos de transición desde la biosfera a la litosfera (Efremov, 1940; Fisher & Wefer, 1999). Pueden estar asociados a la degradación parcial o total de las partes blandas, en ambientes oxigenados, pero estas pueden preservarse en ambientes reductores (Wefer et al. 1999).

Moluscos

Los macrofósiles calcáreos son restos de organismos marinos o dulceacuícolas, que están compuestos principalmente por carbonato de calcio (calcita o aragonita) y son visibles a simple vista (De Francesco, 2013). Los microfósiles calcáreos, son organismos enteros o partes pequeñas de organismos que también están compuestos de carbonato de calcio. En este gran grupo fosilífero de los macrofósiles calcáreos, se pueden incluir moluscos (bivalvos y gasterópodos), cnidarios entre otros (Álvarez Sanhueza & De Francesco, 2017). Se forman predominantemente en ambientes acuáticos, donde los organismos producen estructuras duras y resistentes que pueden fosilizarse y preservarse a lo largo del tiempo. Son de gran relevancia para proporcionar información científica en el campo de la paleontología, paleoecología y paleoclimatología (Stanley, 1970). Los moluscos cuaternarios son globalmente utilizados para reconstrucciones paleoambientales y paleoclimáticas en combinación con otros registros biológicos y sedimentarios, dado que proveen información de la dinámica hidrológica de los cuerpos de agua, temperatura y salinidad (Sprechmann, 1978a; Jones et al. 2002; De Francesco, 2013).

Foraminíferos

Los foraminíferos son organismos microscópicos pertenecientes al grupo de los protistas. Se caracterizan por poseer una concha calcárea compuesta de carbonato de calcio o aglutinada de composición variada. Estas conchas se forman a través de procesos biogénicos, en los cuales los foraminíferos extraen iones de carbonato y calcio del agua para construir sus caparazones (Boltovskoy, 1976; Lisiecki & Stern, 2016). Las conchas son distintivas en cada especie, variando en forma, tamaño, estructura y ornamentación (Elderfield & Ganssen, 2000; Murray, 2006). Los foraminíferos son conocidos por ser excelentes proxies o indicadores biológicos en los estudios paleoceanográficos y paleoclimáticos (Laprida et al. 2011; Jones, 2014). Son sensibles a las condiciones

ambientales, como la temperatura, la salinidad, la disponibilidad de nutrientes y el pH. Sus conchas se adaptan a formas de vida bentónicas y/o plantónicas (Burone, 2002; Franco et al. 2011; Laprida et al. 2014). Principalmente las asociaciones de especies indican condiciones ambientales tales como: batimetría, temperatura del agua, sustrato y salinidad (Boltovskoy, 1976; Lea, 2003; Jones, 2014; Zardin, 2021). La aplicación de foraminíferos para resolver problemas paleoambientales requiere una evaluación tafonómica de conjuntos fósiles (Barbieri, 1996; Goldstein y Watkins, 1999) ya que los datos bioestratigráficos/tafonómicos reflejan las condiciones de los ambientes de deposición, lo que representa una valiosa fuente de información sobre la dinámica costera (Sprechmann, 1978b; Brandt, 1989; Laprida & Bertels–Psocka, 2003; Petró, 2018).

Ostrácodos

Los ostrácodos son pequeños crustáceos marinos y de agua dulce que están presentes en una amplia variedad de hábitats acuáticos, desde lagos y ríos hasta estuarios y océanos. Presentan una concha dura y bivalva que los protege y los distingue de otros crustáceos (Horne et al. 2002; 2005). Los estudios paleoambientales utilizan a estos organismos como indicadores biológicos debido a que son sensibles a los cambios ambientales, donde su presencia, abundancia y diversidad en los sedimentos pueden proporcionar información valiosa sobre el clima, la calidad del agua y otros aspectos del entorno en el pasado (Coimbra et al. 1994). Los ostrácodos marinos pueden proporcionar información sobre las condiciones oceánicas pasadas, como las corrientes, la circulación y los cambios en la temperatura y la salinidad del agua (Coimbra et al. 2007). Esto puede ayudar a comprender mejor la dinámica oceánica en el pasado y su evolución a lo largo del tiempo (Wagner, 1957). Al analizar la composición isotópica en las conchas y los patrones de crecimiento, se puede inferir la temperatura del agua, los niveles de precipitación y otros parámetros climáticos del pasado (Perez et al. 2017).

Diatomeas

Las diatomeas tanto plantónicas como bentónicas, son organismos microscópicos eucariotas pertenecientes al grupo de las algas unicelulares (*Bacillariophyta*), cuyo tamaño puede variar entre 10 y 200 μm . (Caballero et al. 2017). Componen el fitoplancton que se encuentran en cuerpos de agua dulce y marinos, como océanos, ríos, lagos y estanques. Presentan un exoesqueleto compuesto de sílice llamado frústulo, que presentan buena preservación en los ambientes de sedimentación, con un excelente potencial fosilífero. Debido a esta capacidad de preservación proporcionan registros valiosos, que se utilizan para los estudios de reconstrucciones paleoambientales en sistemas acuáticos. Debido a su sensibilidad a los cambios en el entorno, las diatomeas son ampliamente utilizadas como indicadores biológicos de la calidad de agua. Su composición y diversidad pueden dar pistas sobre la salud de un ecosistema acuático y los posibles impactos ambientales asociados (Metzeltin & García-Rodríguez, 2003; Pérez, 2021).

d. Georradar

Los métodos de prospección geofísica permiten evaluar las características del terreno basándose en medidas de ciertas propiedades físicas de los materiales que constituyen el subsuelo (Davis & Annan, 1989). Estos métodos permiten acceder a información de forma ágil y económica de extensas áreas, ya que se obtiene un registro continuo de datos de subsuelo, los cuales pueden ser complementados con datos puntuales como cateos o perforaciones. A su vez, vale destacar que los métodos geofísicos son técnicas poco invasivas en el terreno (Davis & Annan, 1989; Barboza et al. 2014).

El radar de penetración de suelo o georadar (Ground Penetration Radar – GPR), es una técnica geofísica que detecta discontinuidades eléctricas en superficies poco profundas (<50 m). Se hace por generación, transmisión, propagación, reflexión y recepción de pulsos electromagnéticos de alta frecuencia (MHz) (Neal, 2004; Annan, 2009).

Sus aplicaciones son numerosas: caracterización de elementos constructivos (cimentaciones, hormigones, asfaltos), prospección mineral, cartografía, estratigrafía, arqueología, paleontología, tectónica y sismología, contaminación ambiental, caracterización de perfiles edáficos, búsqueda de víctimas en aludes (Pueyo Anchuela et al. 2005). Esta versatilidad del GPR se basa en que ofrece un registro de alta resolución, es un método rápido y la utilización de intervalos de disparos pequeños permiten considerarlo como un método casi continuo. Se ha utilizado esta herramienta por más de 15 años para realizar estudios de sistemas depositacionales costeros cuaternarios en la Cuenca de Pelotas (Barboza et al. 1999, 2008, 2014; Fracalossi et al. 2010; Manzolli et al. 2010; Rosa, 2012; Rosa et al. 2012; Rockett et al. 2013).

El uso de GPR se divide en tres etapas: la obtención de datos geofísicos crudos, el procesamiento de imágenes y por último la interpretación (Rosa, 2012). Se comienza con la obtención de datos en el campo, seleccionando la antena adecuada según las condiciones del terreno tanto geológicas como de accesibilidad. Para obtener los datos en el campo se requiere antenas emisoras y receptoras del GPR, junto al colector de datos. Este equipo se acompaña de un GPS diferencial para tener el registro preciso de posición horizontal y vertical. Previamente se diseña el recorrido a realizar durante el levantamiento, indicando las transectas a realizar, previendo que estos equipos cuenten con batería suficiente para completar los recorridos. La antena emisora desde la superficie del terreno transmite la onda electromagnética, la cual se propaga en profundidad y a medida que alcanza niveles con diferentes propiedades eléctricas, genera reflexión (Jol & Bristow, 2003). Estas ondas reflejadas llegan a superficie y son detectadas por la antena receptora, esta energía electromagnética se convierte en una señal que es digitalizada y guardada en el colector. Al conjunto de las trazas adquiridas a lo largo de una línea sobre la superficie del suelo se lo denomina perfil. El gráfico, donde el eje x representa la profundidad y el eje y representa el tiempo transcurrido a partir de la emisión del pulso, y por medio de una escala de colores se representa la intensidad de la señal, se denomina radargrama (Annan, 2003, 2009; Barboza et al. 2014) (Fig. 7).

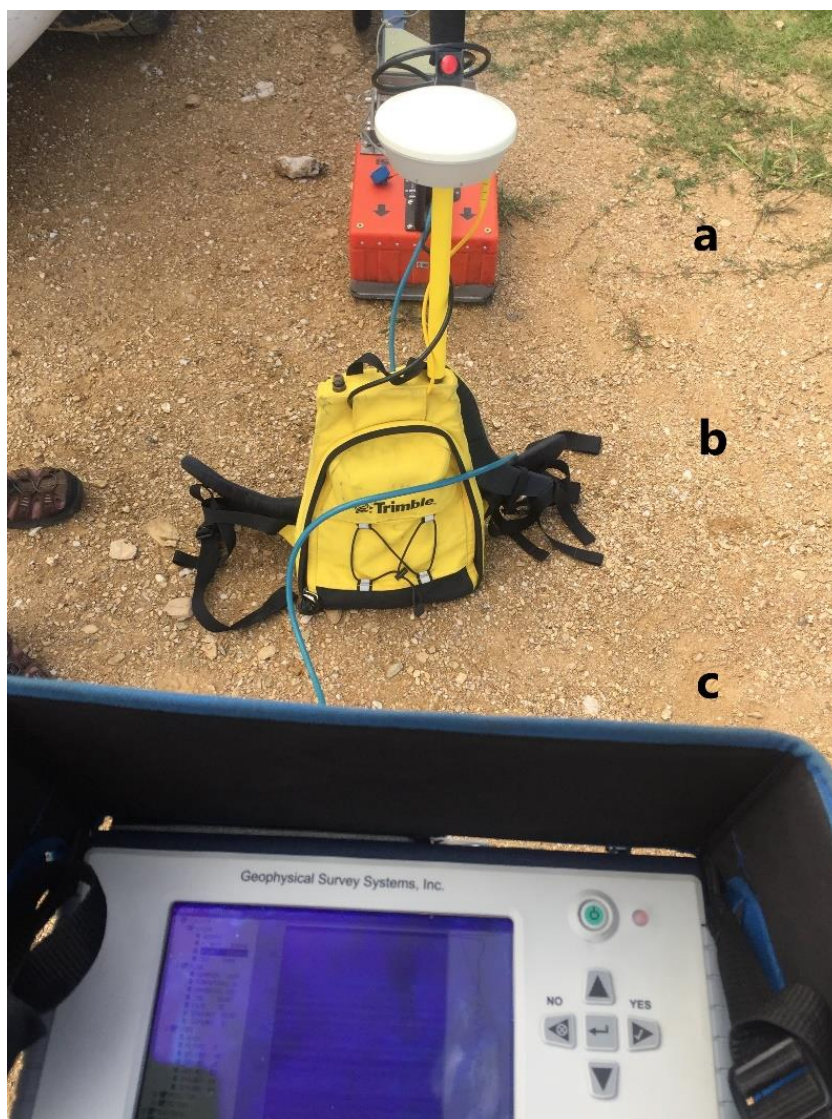


Figura 7. Equipamiento utilizado para obtención de datos en campo: a) Antena receptora de frecuencia 400 MHz, b) GPS diferencial y c) Colector que digitaliza y guarda el registro de la señal electromagnética.

Luego en gabinete se realiza el procesamiento de los perfiles, el objetivo de esta etapa es minimizar en el registro los rasgos asociados al ruido del medio, para poder analizar los rasgos en subsuperficie (Fig. 8). Se utiliza software especializado Radan™ y Prism2® para realizar las correcciones de: saturación de la señal y remoción de bajas frecuencias, se realizan aumentos para ampliar señales atenuadas, se aplican filtros para remover ruidos del medio y se realiza la corrección topográfica (Neal, 2004; Rosa, 2012).

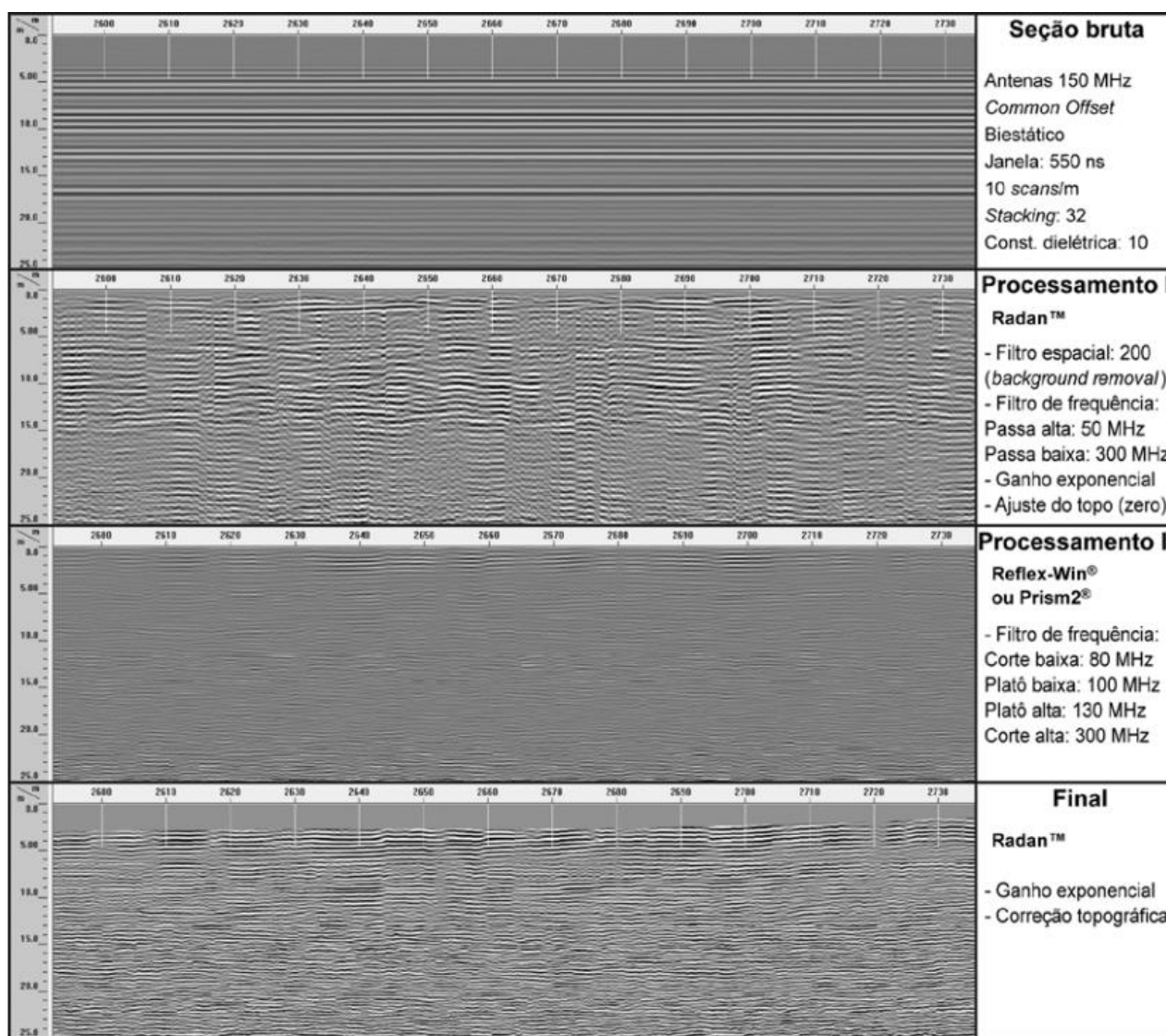


Figura 8. Esquema de secuencia de procesamiento de datos adquiridos por el GPR (Barboza et al. 2014; Modificado de Rosa, 2012)

Por último, se procede a la interpretación de los perfiles, en esta etapa se identifican y analizan las características de los reflectores, se refiere a las características geofísicas que causan que las ondas electromagnéticas emitidas por el Georadar se reflejen o se dispersen en la superficie terrestre. (Fig. 8). Aplicando la lógica de contrastes de reflectancia y atenuación de las señales del registro sedimentológico, teniendo en cuenta el comportamiento de los reflectores en relación a las superficies de radar (Fig. 9). Estos cambios pueden darse por variaciones en la composición del sustrato, variaciones en las características geológicas u objetos enterrados. Los reflectores hiperbólicos pueden constituir grandes bloques de roca, cavidades o tubos, reflectores lineales, corresponden a las interfaces entre dos medios de diferentes propiedades electromagnéticas indicando la presencia de diferentes capas, nivel freático o sedimentos con diferente granulometría (Neal, 2004; Barboza et al. 2014).

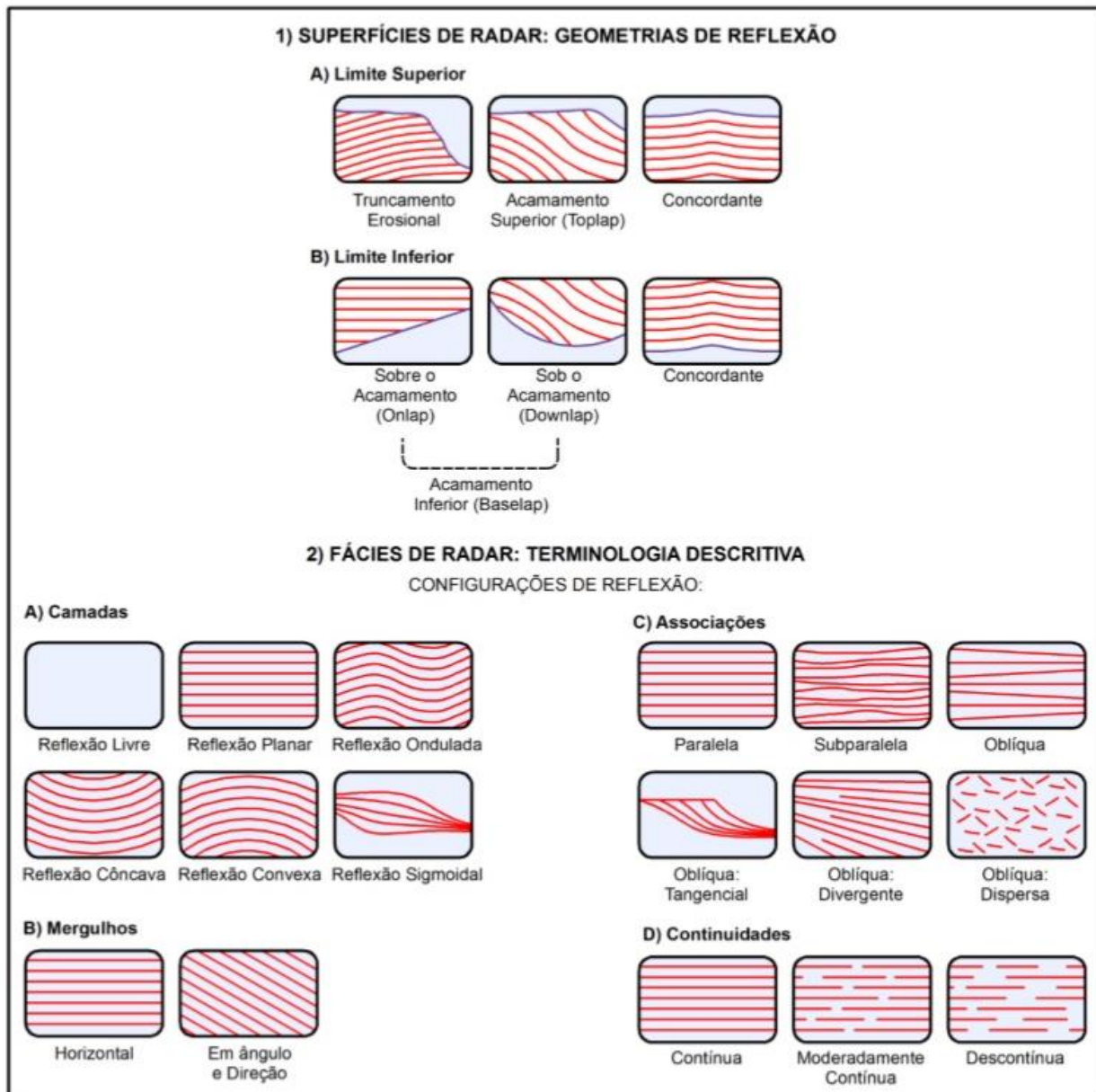


Figura 9. Padrões de secciones de Georadar, mostrando terminaciones de los reflectores, geometría externa y configuración interna, como la disposición de las capas “canadas”, los buzamientos “mergulhos”, las asociaciones de capas y su continuidad en el perfil registrado. Estos aspectos definen las facies de radar (modificado de Neal, 2004).

La facilidad de obtención, como la calidad de los datos permite identificar características de los depósitos sedimentarios a escala de afloramiento, obteniendo las relaciones geométricas y de relleno de los sistemas depositacionales costeros para llegar a una mejor comprensión de su evolución (Barboza et al. 2014).

e. Modelo Digital de Terreno

Un Modelo Digital de Terreno (MDT) es una representación visual y matemática de los valores de altura de un terreno con respecto a un plano. Este tipo de modelo permite

caracterizar las formas del relieve, usos del suelo y de planificación territorial, entre otros (Doyle, 1978; IDE Uy, 2023). En la cartografía el equivalente en los MDT lo desempeña el modelo digital de elevaciones (MDE), que describe la altimetría de una zona mediante un conjunto de datos acotados y reflejan características morfológicas simples (pendiente, orientación, etc.) (Felicísimo, 1994). Su uso, así como la disponibilidad de datos de alta resolución, ha ido en crecimiento sostenido en las últimas décadas, permitiendo diversos y variados análisis cuyos resultados permiten cualificar y cuantificar las características propias del terreno (Zhou & Chen, 2010; Mena Frau et al. 2011).

3. Hipótesis

Las unidades sedimentarias del Cuaternario tardío de la cuenca de la Laguna de Castillos pueden ser agrupadas en sistemas depositacionales costeros de tipo Laguna-Barrera, diferenciados por las facies y asociaciones de facies resultantes de procesos geomorfológicos, asociados a las oscilaciones del nivel del mar.

4. Objetivos

a. General

Inferir los procesos geológicos y geomorfológicos de la cuenca de la Laguna de Castillos involucrados en la formación los sistemas depositacionales de tipo Laguna-Barrera del Cuaternario tardío.

b. Específicos

- I. Realizar un estudio sedimentológico y geocronológico de la perforación Barra de Valizas (78.3.020), para inferir los procesos paleoambientales imperantes durante el Cuaternario tardío.
- II. Analizar asimismo el contenido biogénico dominante de moluscos, ostrácodos, foraminíferos y diatomeas, para inferir los cambios de salinidad durante el Cuaternario tardío.
- III. Hacer un relevamiento de los depósitos Cuaternarios de la cuenca de la Laguna de Castillos, para identificar las estructuras geomorfológicas correspondientes a los sistemas Laguna-Barrera.
- IV. Identificar a través de los métodos geofísicos las características de los sistemas depositacionales, e identificar su correlato cronoestratigráfico con los sistemas Laguna-Barrera identificados para Rio Grande del Sur.
- V. Incluir las correlaciones cronoestratigráficas inferidas en el objetivo anterior en el modelo de la Planicie Costera de Rio Grande del Sul, para alcanzar un modelo geomorfológico regional para Uruguay y Brasil.

5. Área de estudio

La cuenca de la Laguna de Castillos se sitúa en el margen oriental del continente sudamericano, en los 34 ° S y 53 ° W, en el departamento de Rocha. Se accede al área mediante ruta nacional N° 9 al norte y noroeste y por ruta nacional N° 10 al sector sur y desde el este por ruta N° 13. Corresponde a las cartas topográficas escala 1:50.000 siendo las hojas C-25 “Castillos”, C-26 “Aguas Dulces”, C-27 “Cabo Polonio” y D-27 “Rocha” del Plan Cartográfico del Instituto Geográfico Militar.

La Laguna de Castillos tiene una superficie de 80 km² (Panario et al. 2019); su cuenca es de 1200 km² y los tributarios principales son el Arroyo Castillos, Don Carlos, del Consejo, Sarandí y Chafalote. Una característica que suma a las particularidades de este sistema es su conexión con el Océano Atlántico, mediante el Arroyo Valizas, generando una planicie de inundación importante y con una desembocadura arenosa móvil en la costa (Fig. 10).

Las condiciones climáticas corresponden a la zona templada con variaciones de temperatura y precipitación. Según el sistema de clasificación climática Köppen la costa de Rocha corresponde a clima templado moderado y lluvioso tipo “C”, clima de temperie húmeda, tipo “f” y variación de la temperatura tipo “a”. Lo que se resume como un clima “Cfa” de clima marino (Severova, 1997). Los vientos predominantes son de dirección noreste (NE), aumentando en frecuencia la dirección suroeste (SW), durante los meses de invierno y aumentando el componente este (E), durante los meses de verano (Manta, 2017). Regionalmente se corresponde al vértice austral de la cuenca de Pelotas según Sprechmann (1980). La cuenca de la Laguna de Castillos conforma el sistema natural de lagunas costeras del este de Uruguay y es de gran valor paisajístico y para la conservación de la biodiversidad. Presenta diversos ambientes como humedales, monte de ombúes y uno de los más importantes palmares de la región. Forma parte de la Reserva de Biosfera de Bañados del Este, declarada por UNESCO e integra el sitio Ramsar “Bañados de Este” desde 1982, que incluye la laguna, como la planicie de inundación y sus principales tributarios (Vida Silvestre, 2018).

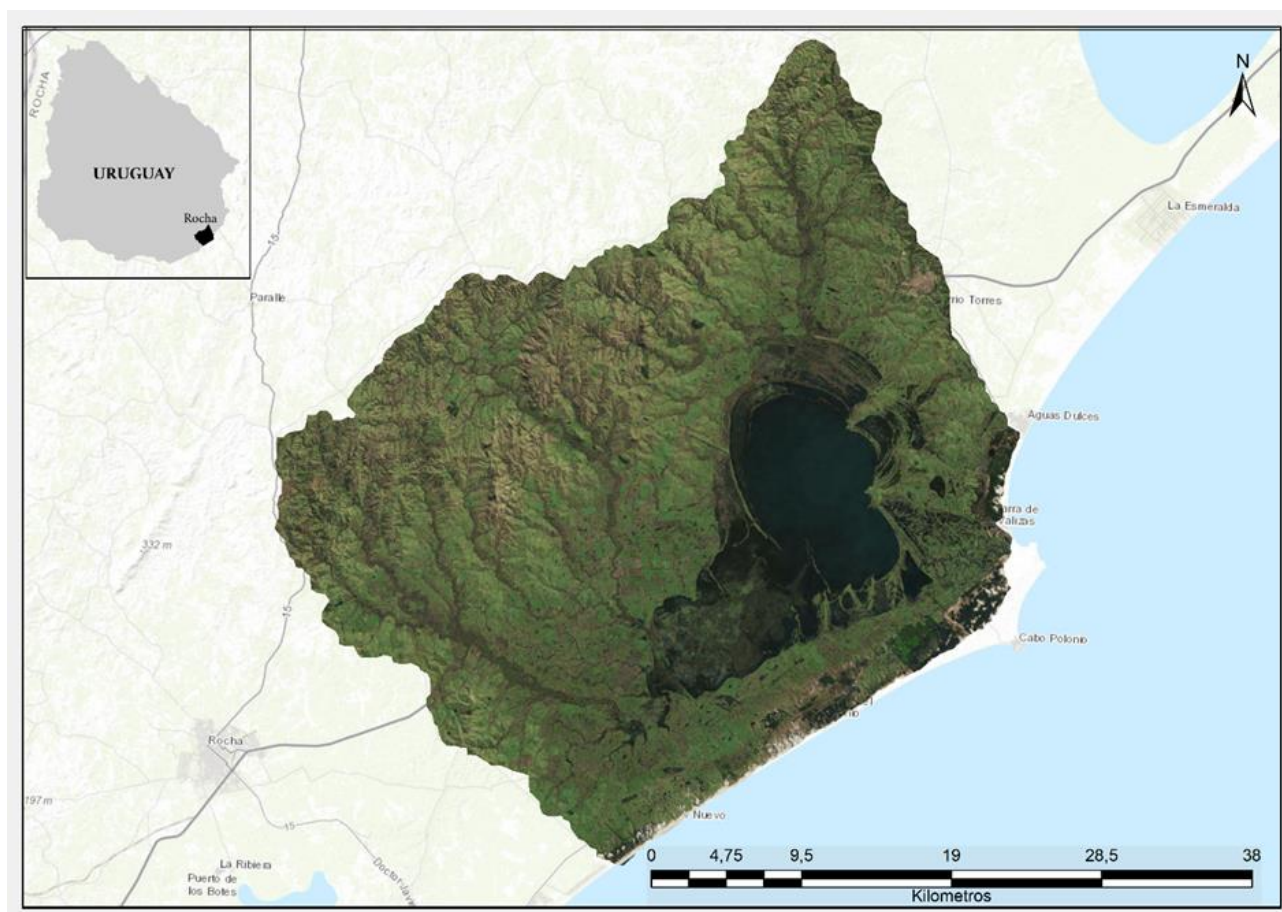


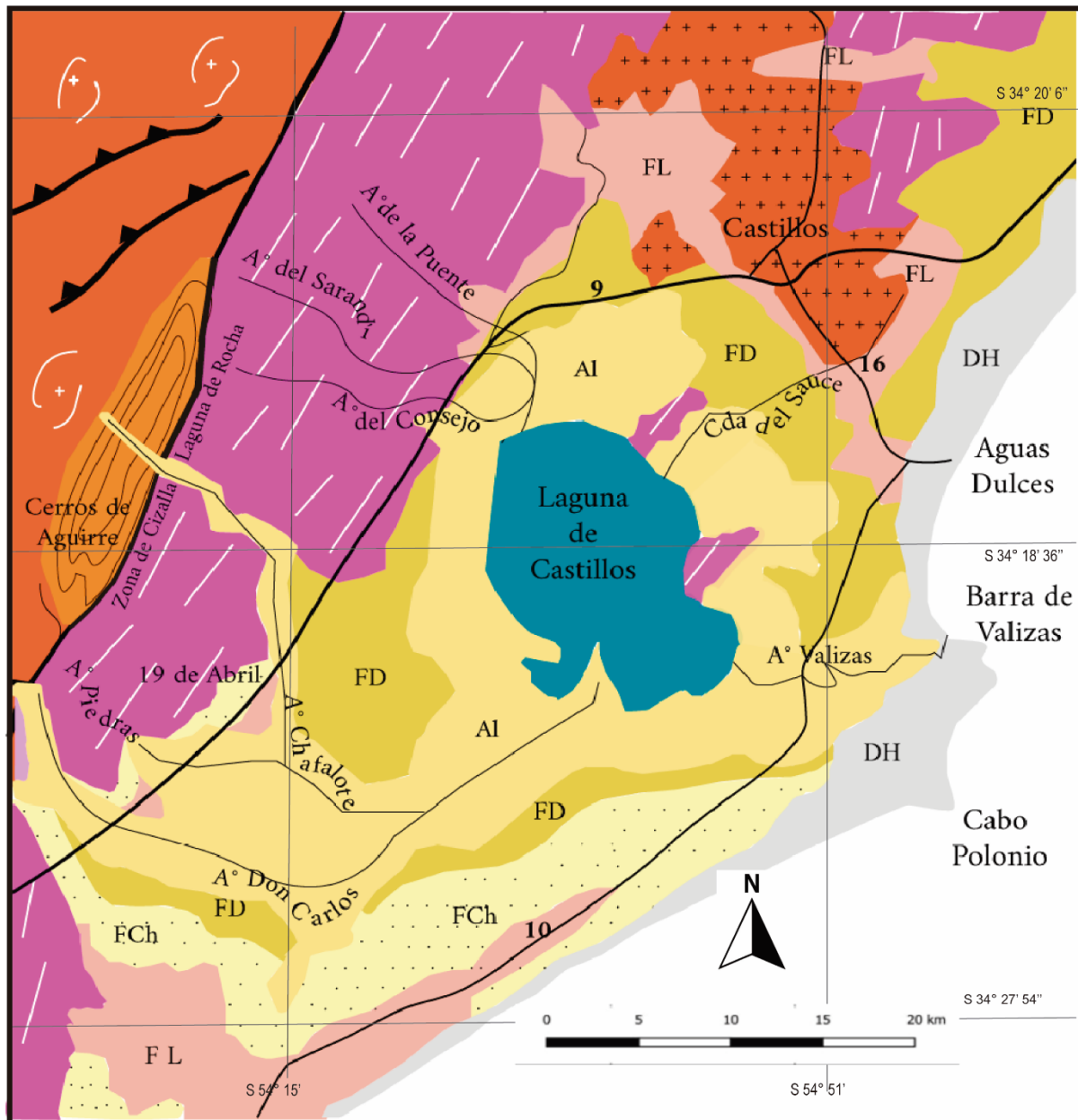
Figura 10.

Mapa de Área de estudio: Cuenca hidrográfica de Laguna de Castillos. Fuente: https://mapas.ide.uy/geoservicios/WMS/WMS_Uruguay_IDEuy_Cuencas_Hidrograficas with layer name Cuencas Nivel 03. Imagen de base: ortofotomosaico 2017-2018 escala 1:10.000. Fuente:

https://mapas.ide.uy/geoservicios/WMS/WMS_Uruguay_IDEuy_Ortofotos.

La cuenca presenta controles estructurales marcados por el basamento cristalino Precámbrico, presentando afloramientos rocosos en la cuenca alta, en el sector norte, noroeste y noreste. Cronoestratigráficamente, se observó la presencia al norte del área de estudio de unidades precámbricas basamentales metamórficas como los ortogneises del Complejo Cerro Olivo (Masquelin, 2002) de 1,0 Ga (Preciozzi et al. 1999). También, la Formación Cerros de Aguirre definida por Campal & Gancio (1993) reconocida como una secuencia vulcano-sedimentaria de dirección N30E, de edad 571 ± 8 Ma (Hartmann et al. 2002) (Fig. 10). Separada por una discontinuidad tectónica se encontraron metasedimentos de bajo grado de metamorfismo correspondientes a la Formación Rocha (Fig. 11) (Bossi & Navarro, 1988), cuya edad se encuentra entre 569 ± 10 Ma (circón detrítico más joven) (Abre et al. 2020) en el sector norte del área de estudio y en los bordes de la Laguna de Castillos, sobre uno de estos puntos se ubica el establecimiento de interés turístico e histórico, Guardia del Monte. La ciudad de Castillos se destaca topográficamente, donde afloran el Granito Santa Teresa, de 537 Ma (Umpierre & Halpern, 1971), datación U-Pb de 543 ± 7 Ma (Basei et al. 2013) y recientemente datado en 532 ± 6 Ma (Will et al. 2023) (Fig. 11). Estas unidades del basamento, en su contexto geotectónico, integran el Terreno

Cuchilla Dionisio definido por Bossi et al. (1998). Al sur, en la cuenca media y baja, se disponen los depósitos cenozoicos transicionales-marinos y continentales. La Formación Chuy (Goñi & Hoffstetter, 1964) como depósitos marinos transicionales de edad Pleistoceno. Intercalados se disponen depósitos cuaternarios, pleistocenos, que corresponden a la Formación Libertad (Goso, 1965) de condiciones de ambiente continental, con una expresión topográfica alta y ondulada, concentrándose en la cuenca media en el área de estudio. La Formación Dolores (Goso, 1965), de igual manera corresponde a depósitos continentales, pero posteriores, de edad Pleistoceno tardío y se distribuye en la cuenca baja, más próximo a la línea de costa (Fig. 11). Para las cotas más bajas, en torno a la Laguna de Castillos, se disponen depósitos transicionales-marinos de edad holocénica correspondientes a la Formación Villa Soriano (Goso, 1972; Antón & Goso, 1974; Preciozzi et al. 1985) y por encima depósitos recientes.



REFERENCIAS

- | | |
|---|--|
| Laguna costera | Cursos de agua |
| Unidades Geológicas | ++ Granito Santa Teresa |
| Dunas Holocénicas | Formación Rocha |
| Aluviones | Formación Cerros de Aguirre |
| Formación Dolores | + Complejo Cerro Olivo |
| Formación Libertad | Fallas |
| ... Formación Chuy | |



Mapa Geológico de la Laguna de Castillos tomado y modificado de Bossi & Ferrando (2001)

Figura 11. Mapa Geológico de la Cuenca de la Laguna de Castillos, muestra las unidades geológicas modificado de la Carta Geológica de Uruguay (1:500.000) (Bossi & Ferrando, 2001). Para el registro sedimentario se muestra Formación Chuy (FCh), Formación Libertad (FL), Formación Dolores (FD), Formación Villa Soriano corresponde a Aluviones y Dunas Holocénicas.

6. Materiales y métodos

Para llevar a cabo este estudio se analizaron sedimentos de una perforación de 20 m de profundidad y se describieron perfiles sedimentarios tanto al norte como sur de la cuenca de la Laguna de Castillos.

a. Tareas de gabinete

Se realizó la revisión de los antecedentes bibliográficos del área geográfica y de la temática de estudio tanto a nivel nacional y regional. Se realizó la fotointerpretación en fotos aéreas (escala: 1:20.000) y fotolectura de imágenes satelitales de la cuenca de la Laguna de Castillos (Fig. 12).

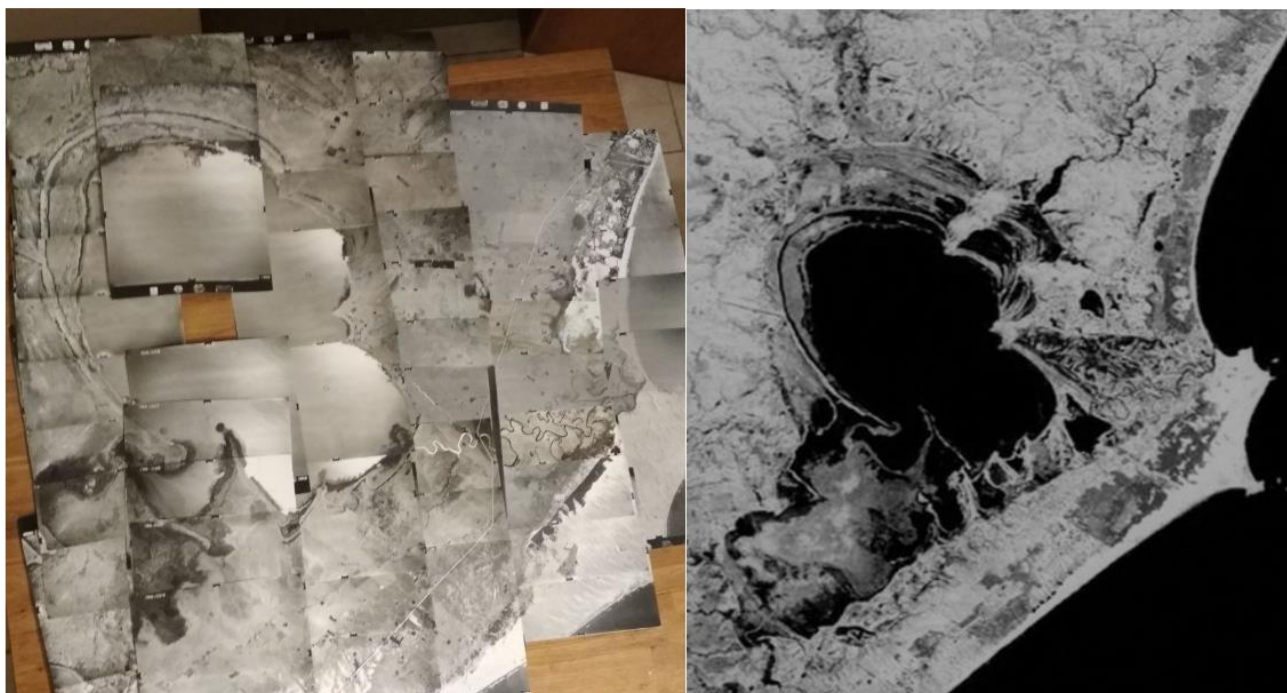


Figura 12. Registro de actividades de fotointerpretación y foto lectura en la cuenca de La Laguna de Castillos (Fuente: Servicio Geográfico Militar, 1966; escala: 1:20.000)

b. Tareas de campo

En enero 2018 Obras Sanitarias del Estado (OSE) realizó una perforación en los accesos al balneario Barra de Valizas (78.3.020) ($34^{\circ}19'28,18''$ S, $53^{\circ}49'21,26''$ W), la cual presentó 20 m de profundidad, desde una cota +10 hasta -10, para el abastecimiento de agua potable en esta localidad. Se utilizó el método de perforación de percusión con cable, colectando muestras de sedimento de 200 g cada 1 metro durante el avance de la maquina *in situ* y se conservaron en envases individuales (Fig. 13).



Figura 13. Obtención de muestras de perforación en Barra de Valizas, Rocha.

También se describieron perfiles *in situ* en barrancos, cañadas, canales y Arroyo Valizas (Fig. 14), donde se hizo el registro fotográfico y la medida de color utilizando la tabla de color de Munsell (Munsell Color Co., 1994) para sedimentos en condiciones húmedas, así como una primera descripción granulométrica y toma de muestras que fueron conservadas en frío para luego ser analizadas en laboratorio.



Figura 14. Descripción de perfil en canal de drenaje artificial en la zona norte de la cuenca de la Laguna de Castillos.

c. Tareas de Laboratorio

Las muestras de sedimento rotuladas con doble etiqueta a lápiz y registrada en la libreta de campo, fueron descritas con la lupa y fotografiadas para utilizar su registro en los resultados de esta investigación. Se realizó en una primera etapa previo al cuarteado, secado y pesado, la descripción de las características sedimentológicas observadas cada 1 metro con la lupa, indicando color en condiciones húmedas de la muestra mediante el uso de la tabla de colores de suelo Munsell (Munsell Color Co, 1994), también se detalló la composición y características morfológicas de los clastos, indicando la presencia de otros componentes como concreciones y material biogénico.

Para el análisis granulométrico se fraccionó la muestra original, mediante la técnica de cuarteo, hasta llegar a una submuestra de 40 g, la cual se secó en estufa a 70°C durante 48 h. Para el tratamiento químico de la muestra se hidrató con agua destilada en vaso de bohemia y se atacó el contenido de materia orgánica con peróxido de hidrogeno al 6% (20 volúmenes) en baño de calor mediante plancha térmica sin superar los 80°C. Para la desfloculación de las fracciones más finas se agrega Calgón® (Hexametáfosfato de sodio 4%), el cual se agitó en ultrasonido durante 10 minutos. La muestra ya preparada se lavó con agua destilada, luego de los ataques químicos y se procedió al tamizado en húmedo utilizando primero el tamiz 4 phi (0,063 mm), donde se colecta la fracción pelítica para ser medida posteriormente mediante la técnica de pipeteo (Galehouse, 1971). Para el tamizado de fracciones mayor o igual a psamitas se armó la torre de tamices ordenado según 3, 2, 1, 0 y -1 phi (0,125 mm, 0,250 mm, 0,5 mm, 1 mm y 2mm) respectivamente. Cada fracción se colectó por separado y se secó en placa de Petri en estufa a 80°C. Luego las fracciones limoarcillosas se disponen en una probeta de 1000 ml graduada completando el volumen con agua destilada. Se dejó decantar el material para poder separar las fracciones finas, calculándose el tiempo de decantación a una temperatura estable, mediante la Ley de Stokes. Esta ley establece que la velocidad de decantación de las partículas esféricas (V) es función del diámetro de dichas partículas (dm), su peso específico (Pp), el peso específico del fluido (Pf), la viscosidad dinámica (u) y la aceleración de la gravedad (g).

$$V = (Pp - Pf) \cdot \frac{g}{18u} \cdot dm^2$$

De acuerdo a esta ley y utilizando el método de la pipeta (Galehouse, 1971) el diámetro puede ser calculado como:

$$dm^2 = \frac{V \cdot 18u}{Pp - Pf} \cdot g$$

O mas sencillamente: $dm^2 = \frac{x}{C}$

Donde X representa la profundidad en centímetros alcanzada por la partícula en un tiempo t determinado. El termino x/t representa la velocidad de decantación (V) de la ley de Stokes. El término C corresponde a una constante: $3,57 \times 10^4$ a una temperatura de 20°C y considerando el peso específico igual al cuarzo (2,65 g/cm³). De esta forma el tamaño de

las partículas puede ser determinado a partir de sucesivas extracciones a profundidades y tiempos preestablecidos en la Tabla 3.

En este ensayo, se extrajo con pipeta de 20cc después de haber agitado durante un minuto en la primer y segunda toma, manteniendo una temperatura constante del volumen de agua (Tabla 3). Las muestras obtenidas con pipeta se vertieron en crisoles pesados y rotulados previamente.

Tabla 3. Tiempos de sedimentación en función de la temperatura de la columna de agua.

T °C	20	21	22	23	24	25	26	27	28
Tiempo	5h 34'	5h 27'	5h 20'	5h 12'	5h 4'	4h 57'	4h 51	4h 45'	4h 38'

Los materiales secos se pesaron en balanza analítica y se registraron en la planilla de datos donde se integraron datos de finos y gruesos y se analizaron mediante el software *GRADISTAT V8* (Blott, 2010) (Fig. 15).

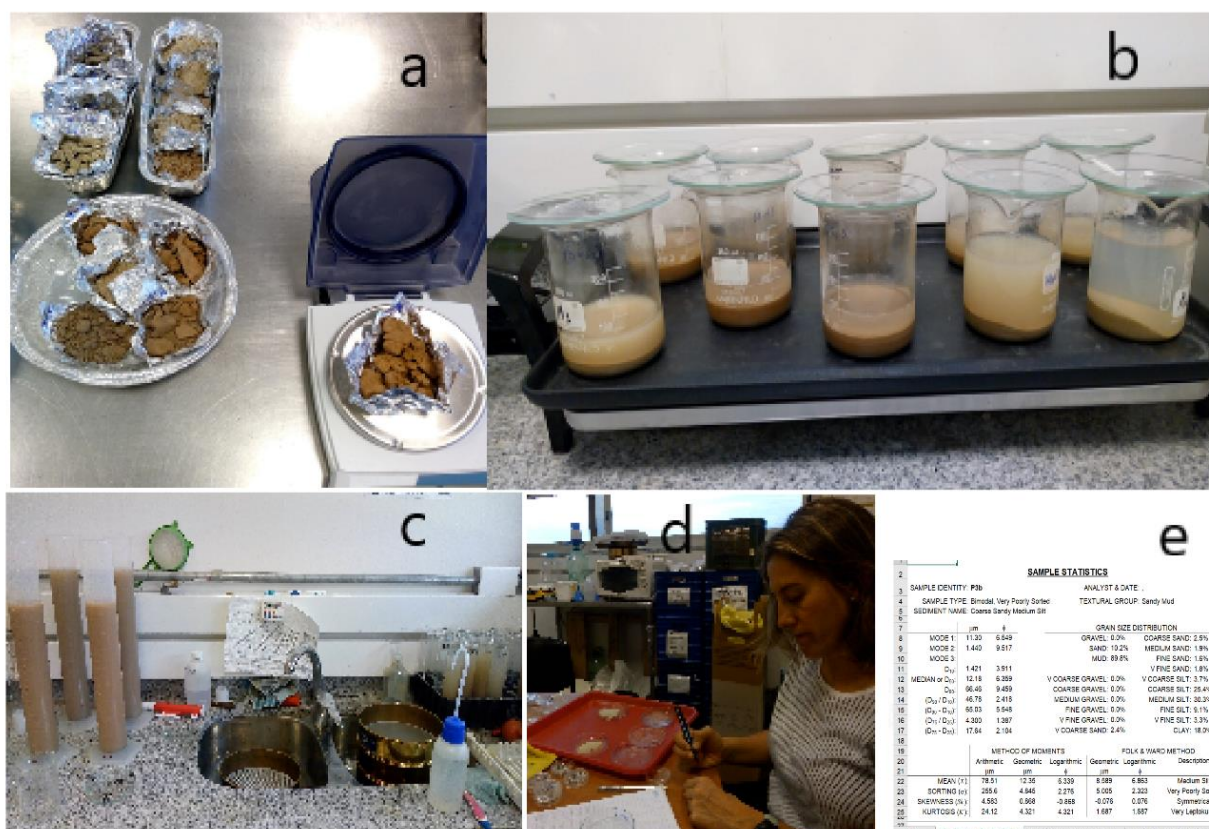


Figura 15. Etapas de procesamiento en laboratorio de las muestras de sedimentos para su análisis granulométrico. a) Cuarteado, secado y pesado de las muestras de sedimentos. b) Etapa de tratamiento químico de las muestras de sedimentos. c) Tamizado de fracciones gruesas y decantación en probetas de 1000 ml de las fracciones finas, para realizar la Técnica de Pipeteo. d) Luego del secado en estufa de las fracciones colectadas para cada tamaño, se registran sus pesos en planillas. e) Los valores obtenidos son analizados mediante el uso del software *GRADISTAT V8* (Blott, 2010).

d. Análisis estadístico de los sedimentos

A partir de los resultados del análisis estadístico mediante el software *GRADISTAT V8* (Blott, 2010) se realizó el análisis de clúster de la distribución vertical de las abundancias relativas para cada nivel de los sedimentos de la perforación de Barra de Valizas, luego se realizaron los histogramas de distribución granulométrica.

Tanto para la perforación, como para los perfiles sedimentarios se realizó la clasificación de clases de tamaño de sedimentos de acuerdo con Wentworth (1922), acompañado de la clasificación textural de Shepard (1954). Los parámetros estadísticos se calcularon de acuerdo a Folk & Ward (1957), se consideró especialmente el valor de media aritmética (Mz) para representar las tendencias en la distribución del tamaño de grano. El material biogenico de las muestras fueron desestimadas para el análisis hidrodinámico. Las facies sedimentarias fueron designadas de acuerdo con la terminología propuesta por Blott & Pye (2012). También se realizaron las curvas acumulativas de frecuencias para cada clase sedimentaria y la suma de los porcentajes de las clases de tamaños precedentes. Esta curva va de 0 a 100%, ya que cada clase de frecuencia se suma. Estos gráficos son representativos para el estudio de sedimentos ya que prueban el ajuste una distribución normal, la interpretación de las medidas estadísticas es más precisa, la pendiente de la línea es una función de la desviación estándar de la distribución y se pueden identificar las subclases de tamaño granulométricas. Así se realizó el análisis del % acumulado para cada metro de la perforación de Barra de Valizas, para analizar la característica de los agentes hidrodinámicos actuantes. Esta información se complementó con el análisis multivariado de reconocimiento de ambientes de depositación según Sahu (1964).

Tanto la descripción *in situ*, como en lupa y el análisis granulométrico estadístico permitió identificar litofacies sedimentarias para la perforación de Barra de Valizas como para los perfiles sedimentarios de campo.

e. Análisis Geoquímico

Se tomaron 20 medidas, una para cada metro de la perforación Barra de Valizas, con tres repeticiones, utilizando el equipo XRF portátil S1 TITAN-Bruker de la Dirección Nacional de Minería y Geología (DINAMIGE). La muestra de cada metro de perforación en su recipiente se expuso a sensor de proximidad infrarrojo, se tomó la medida y se registró el código de lectura. Las mediciones se controlaron con un patrón de referencia cada 5 medidas. Luego se procesó la planilla de datos promediando los valores arrojados para cada muestra y se graficaron los resultados de elementos y las relaciones de elementos a analizar.

Por otro lado, se determinó la pérdida de peso por ignición "*Loss on ignition*" (LOI) esta técnica permite determinar el contenido de materia orgánica y carbonatos en los sedimentos. La determinación del porcentaje en peso de materia orgánica y carbonatos mediante el LOI está basada en un calentamiento secuencial de las muestras en un horno utilizando recipientes de porcelana (Dean, 1974; Bengtsson & Enell, 1986). Después de someter a secado la muestra a peso constante a 60°C durante 72 h, la muestra se pesa en

balanza micrométrica de cuatro decimales, la materia orgánica experimenta una combustión a 500-550°C, provocando, con este primer paso, la formación de CO₂ y ceniza. El LOI se calcula entonces mediante las siguientes ecuaciones:

$$\text{LOI550} = ((\text{DW60} - \text{DW550}) / \text{DW60}) \times 100$$

donde LOI550 representa la materia orgánica (como porcentaje), DW60 representa el peso seco de la muestra antes de la combustión, y el DW550 el peso seco de la muestra después de la combustión a 550°C (ambos en g). La pérdida de peso debe ser, pues, proporcional a la cantidad de carbono orgánico presente en la muestra. En un segundo paso, la destrucción de los carbonatos a 950°C emite CO₂, formándose óxidos. El LOI se calcula como sigue:

$$\text{LOI950} = ((\text{DW550} - \text{DW950}) / \text{DW60}) \times 100$$

donde LOI950 es la pérdida de peso a 950°C (como porcentaje), DW550 es el peso en seco de la muestra después de la combustión de la materia orgánica a 550°C, DW950 representa el peso seco de la muestra después de la ignición a 950°C, y DW60 es de nuevo el peso seco inicial de la muestra antes de la combustión de la materia orgánica (todos en g). La muestra a 550°C se expone durante 4 h y a 950°C durante 2 h (Heiri et al. 2001). La manipulación de los recipientes es mediante el uso de tenazas de metal y guantes de protección. Asumiendo un peso de 44 g/mol para el dióxido de carbono y 60 g/mol para el carbonato, la pérdida de peso por LOI a 950°C, y multiplicado por 1.36, debería ser teóricamente equivalente al peso del carbonato en la muestra original (Bengtsson & Enell, 1986).

f. Registro Fósil

I. Moluscos

Se tomó una porción de la muestra para cada nivel, se hidrató y luego se colocó en tamiz de 63 µm bajo agua y se agitó suavemente para realizar la separación de los sedimentos y los macrofósiles. Se retiraron los organismos calcáreos y se secaron en estufa a 30°C (Fig. 16). Luego se realizó la identificación en lupa binocular y con el apoyo de guías bibliográficas especializadas. Las especies seleccionadas se fotografiaron en lupa.

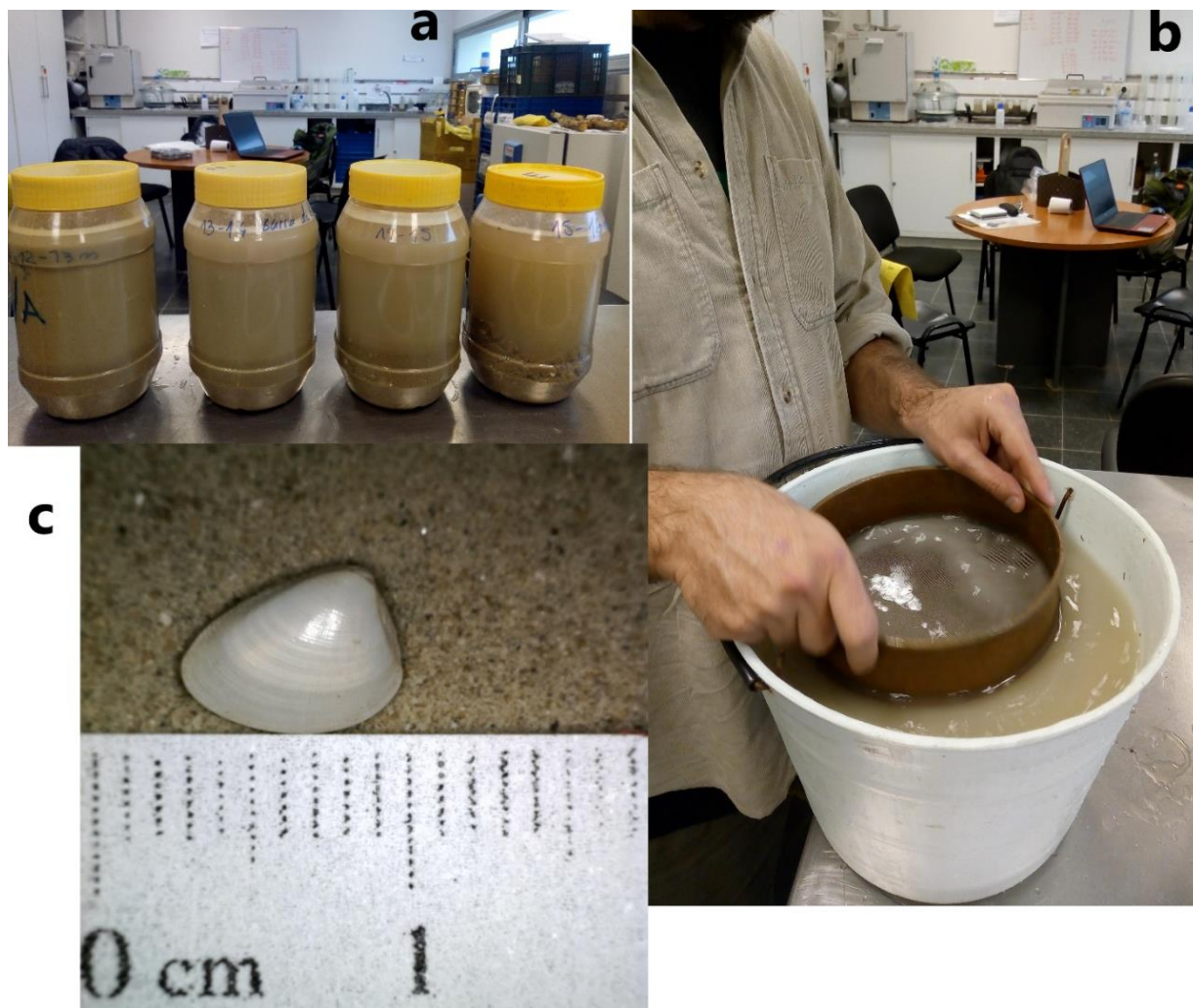


Figura 16. Etapas de procesamiento de muestras para la separación de macrofósiles calcáreos. a) Hidratación de las muestras completas. b) Tamizado con agua con tamiz 63 μm . c) Identificación en lupa binocular de las especies.

II. Foraminíferos y ostrácodos

Se tamizó en húmedo en tamaños de malla de 125 y 63 μm y se secaron en estufa a 30°C, posteriormente se flotaron con tetracloruro de carbono y se dividió usando el micro cuarteador para asegurar la distribución homogénea. Luego se colectaron los organismos mediante el uso de lupa binocular y pincel de pelo de marta y se montaron en microplacas cuadrículadas previamente engomadas. Para su identificación se recuperaron el 100% de los organismos y fueron identificados a nivel de especie empleando lupa binocular y las guías de la bibliografía especializada, se basó en la propuesta de Loeblich & Tappan (1988), World Ostracoda Database <https://www.marinespecies.org/ostracoda/aphia>. (2021-2022) y World Register of Marine Species <https://www.marinespecies.org/>. (2021-2022).

Para la observación en el Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) en el Laboratorio de Microscopia del Centro Universitario Regional del Este, Sede Treinta Y Tres. Las muestras fueron montadas sobre una cinta adhesiva de carbono y se cubrieron con una fina capa de oro como elemento conductor para hacer posible la adquisición de la imagen, este

procedimiento fue realizado en cámara de vacío. La muestra ingresó a la cámara del MEB en una platina que se mueve en diferentes direcciones permitiendo la observación de la muestra en distintos ángulos y se realizaron las mejores tomas fotográficas para cada organismo y así realizar un análisis semi cuantitativo y cualitativo de las especies para indicar las condiciones ambientales (Fig. 17).

III. Diatomeas

Para cada metro de perforación se tomó una muestra (2 cm^3 medidos con jeringa) que fueron primariamente tratadas con $\text{Na}_2\text{P}_2\text{O}_7$ para desflocular el sedimento y eliminar las arcillas. Posteriormente, las muestras fueron tratadas con HCl al 35% para eliminar los carbonatos. Finalmente, las muestras fueron calentadas durante dos horas a baño maría con H_2O_2 al 30% para eliminar la MO (Metzeltin & García-Rodríguez, 2003). Entre cada tratamiento, las muestras fueron enjuagadas al menos cuatro veces con agua destilada. Luego se montaron usando medio de montaje Entellan®.

Se tomó con pipeta una gota de esa solución concentrada y se montó en un cubreobjeto, se observó en microscopio óptico y se registró la presencia o ausencia de estos organismos.

Luego para la observación en el MEB las muestras se secaron para montar el cubreobjeto sobre una cinta adhesiva de carbono y se cubrieron con una fina capa de oro como elemento conductor para hacer posible la adquisición de la imagen, este procedimiento fue realizado en cámara de vacío. La muestra ingresó a la cámara del MEB en una platina que se mueve en diferentes direcciones permitiendo la observación de la muestra en distintos ángulos y se realizaron las mejores tomas fotográficas para cada organismo para su posterior análisis cualitativo para indicar condiciones ambientales (Fig. 17).



Figura 17. Preparación de las muestras montadas en cinta conductora en medio de vacío donde son recubiertas con baño de oro para que sean conductoras para su observación en le MEB (izq.). Reconocimiento y captura de imágenes de las especies en el MEB (der.).

g. Perfiles sedimentarios

Se describieron *in situ* cuatro perfiles en el sector oeste de la Laguna de Castillos, en el establecimiento agropecuario “El Mirador”, un perfil al norte en la Arenera Arazá y otro al sur sobre el Arroyo Valizas (Fig. 18). También se muestra la ubicación de la perforación Barra de Valizas y las secciones de Georradar en los balnearios Barra de Valizas y Aguas Dulces.

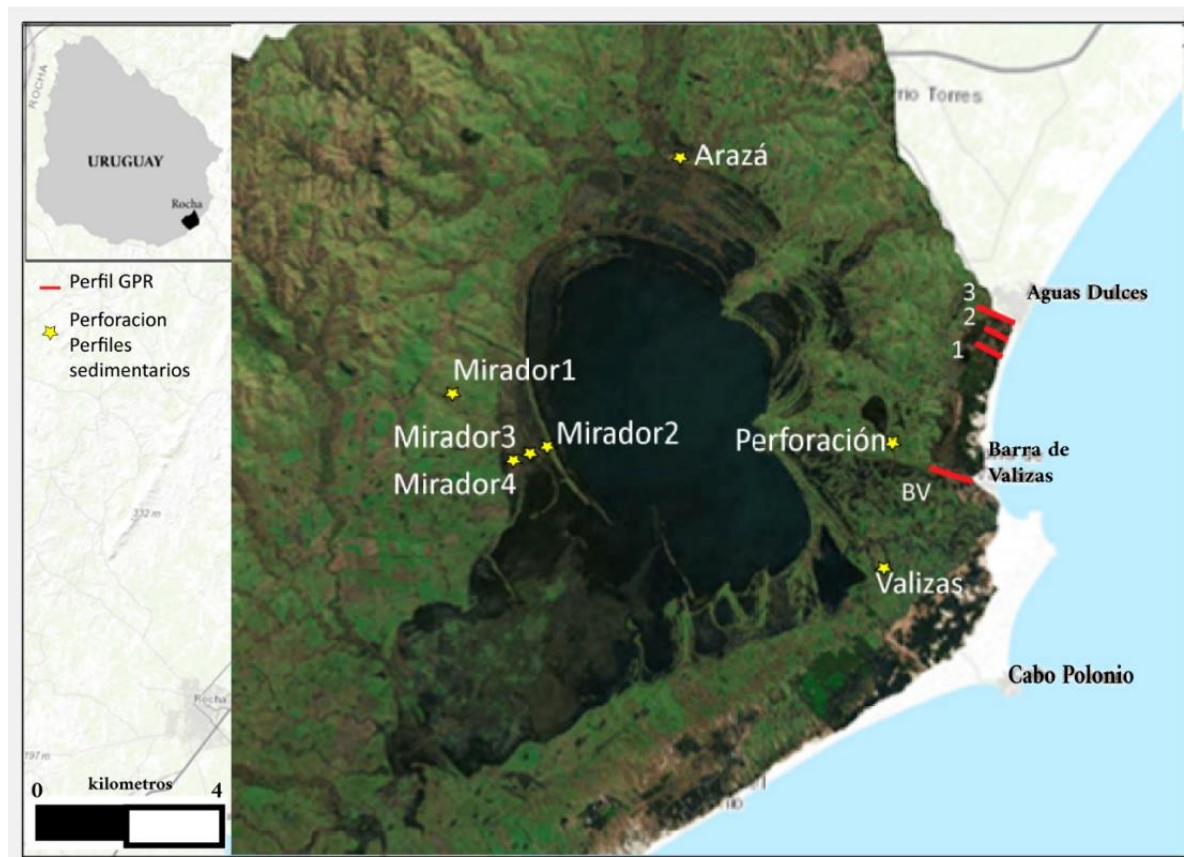


Figura 18. Mayor detalle del área de estudio donde se indica la ubicación de los perfiles sedimentarios y de la perforación (estrellas amarillas) y transectas de georradar (líneas rojas).

Para esta tarea se contó con GPS, referencia de escala, cinta métrica, lupa de mano, libreta de campo, lápiz y goma, palas, espátula, carta de colores de suelo Munsell, cámara de fotos, bolsas plásticas y lápiz rotulador. Se levantaron los perfiles *in situ* mediante un esquema a mano, se identificaron los diferentes horizontes y se tomó la muestra de sedimentos de cada nivel donde se identificaron variaciones de color o de tamaño de grano mediante el uso de lupa de mano (Fig. 19).

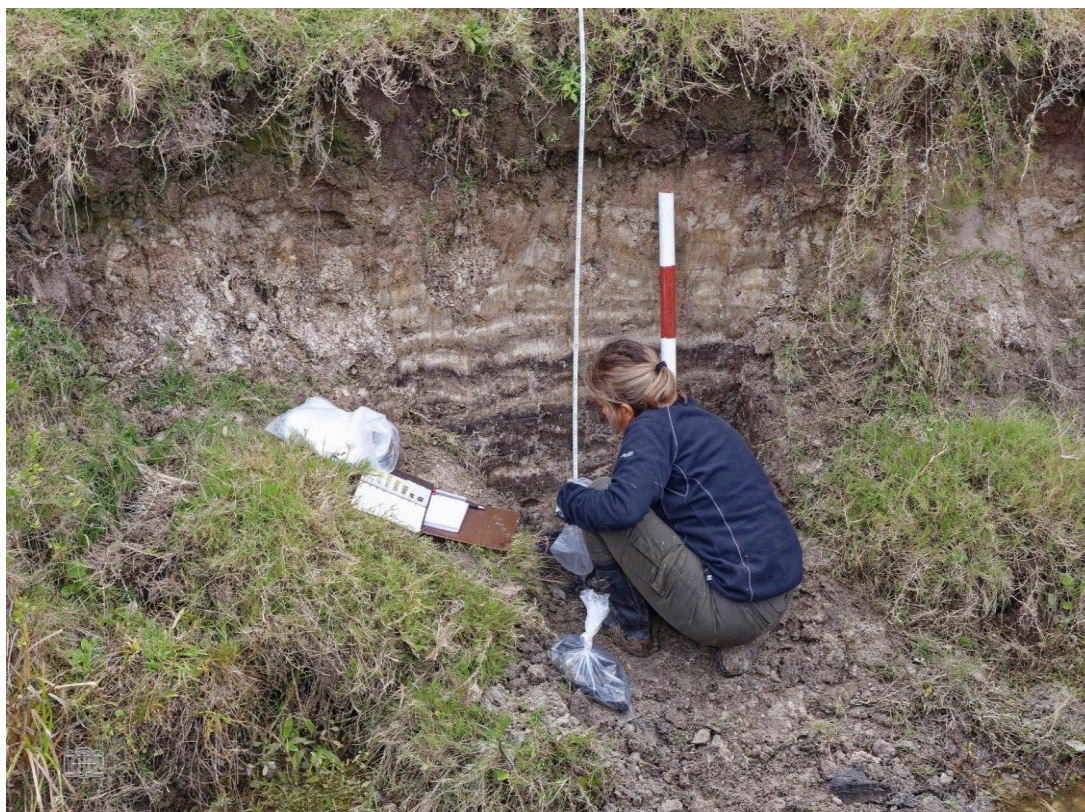


Figura 19. Descripción *in situ* de perfiles sedimentarios con los materiales empleados y la colecta de muestras para cada nivel.

h. Dataciones de ^{14}C

Para la datación de moluscos se seleccionaron 2 valvas bien preservadas que para la perforación fueron: *Plicatula gibbosa* y *Ostrea puelchana*; y para los perfiles sedimentarios *Crassostrea* sp. y *Proteopitar patagonicus*. El material bioclástico seleccionado se dató mediante espectrometría de masas con acelerador directo por radiocarbono (AMS ^{14}C). Estas piezas fueron tratadas y analizadas según protocolo del Laboratorio DirectAMS Radiocarbon Dating Service (USA). Las valvas se limpiaron con HCl, eliminando restos de sedimento que pueda afectar la medida. Luego cada muestra se calcinó liberando CO_2 en forma gaseosa en torno a 1 a 2 mg de carbono que se capturó en un tubo sellado. Luego ese CO_2 se convirtió en grafito mediante un proceso de reducción utilizando hidrogeno a alta temperatura. El grafito producido se introdujo al espectrómetro de masas con acelerador (AMS). El grafito se aceleró cargándolo eléctricamente hasta alcanzar altas velocidades y se midió la proporción de ^{14}C en relación con el ^{12}C y el ^{13}C presentes en la muestra. Los resultados obtenidos se calibraron utilizando estándares de radiocarbono conocidos para el hemisferio sur mediante el programa OXCal 4.

i. Perfiles de Georradar

En el perfil de Barra de Valizas con una dirección ESE-WNW, desde la línea de costa, sobre el camino de acceso al balneario, se utilizó una antena de 400 MHz GSSI™ (Geophysical

Survey Systems, Inc.) SIR-3000, receptor GNSS Trimble® ProXRT (datum WGS84) y colector de datos (Fig. 20a). El perfil 1 en Aguas Dulces (GPR AD 1) se realizó en predios del Instituto Nacional de Colonización, en dirección es ESE-WNW. El perfil 2 (GPR AD 2) en dirección WNW-ESE sobre calles de la localidad. El perfil 3 (GPR AD 3) se realizó desde la línea de costa, hacia el ingreso al balneario sobre la avenida principal. Para los perfiles realizados en Aguas Dulces se utilizó una antena de 80 MHz Cobra Plug-In GPR (Radarteam Sweden AB), GPS diferencial y colector de datos (Fig. 20b).



Figura 20. Levantamiento de datos con Georradar (GPR), a) obtención de datos con antena de 400 MHz. b) obtención de datos con antena de 80 MHz.

En gabinete se procesaron los datos obtenidos utilizando dos programas Radan™ y Prism2®, disminuyendo los rasgos considerados como ruido y preservando los rasgos de información a interpretar. Para realizar la corrección topográfica se utilizó el software Radan™, con apoyo de los datos topográficos corregidos según el punto de control del Puente Arroyo de Valizas, con el apoyo del complemento XTools Pro.

Luego interpretaron los perfiles identificando rasgos característicos de los reflectores y seleccionando los perfiles más representativos. Estos rasgos fueron representados mediante elementos gráficos utilizando software de diseño Adobe Illustrator.

g. Modelo Digital de Terreno

El Modelo Digital de Terreno (DEM) para la cuenca de la Laguna de Castillos se creó con el software ESRI ArcGIS Pro 3.1.3 mediante un TIN de precisión submétrica en X, Y, Z; tomando como insumo los puntos acotados del Servicio Geográfico Militar (SGM), las curvas de nivel del SGM y los puntos de control sobre el terreno del vuelo de relevamiento ortográfico de 2017 – 2018. Estos insumos se obtuvieron del repositorio IDEUy (2023).

7. Resultados

a. Perforación

Para la perforación Barra de Valizas con un desarrollo vertical de 20 m, se reconocieron cinco litofacies (Fig. 21), se realizó una descripción sedimentológica que se detalla a continuación y se incluye en el Anexo 1.

La litofacies I (LFI), desde la base hasta 18 m, exhibió limos arenosos muy pobremente seleccionados con un valor de Mz de 5,7 indicando un tipo de sedimento limo fino, de color gris verdoso (10YR6/2), con clastos de cuarzo subredondeados a angulosos, clastos de feldespato de menor tamaño, presencia de conchillas y nódulos de óxido de hierro. Se observó un rico registro de material paleontológico, que incluyó moluscos, foraminíferos, ostrácodos y diatomeas.

La litofacies II (LFII) comprendió desde 18 a 11 m, dominada por arenas finas fangosas, pobremente seleccionadas con un valor de Mz de 4,1 indicando un tipo de sedimento arena finas fangosas, color gris (10YR6/2), con clastos de cuarzo subredondeados a angulosos, clastos de feldespatos de menor tamaño, clastos líticos, minerales densos y presencia de moluscos bien preservados, registrándose foraminíferos y ostrácodos en el intervalo 17 a 18 m.

La litofacies III (LFIII) abarcó el estrato 11 a 4,5 m, con dominancia de arenas finas muy bien seleccionadas, cuyo valor de Mz de 2,5 indica un tipo de sedimento arena fina, de color beige (10YR7/4), con clastos de cuarzo cristalino, redondeados y pulidos, clastos de feldespato más pequeños, clastos líticos y minerales densos. Desde este nivel hasta el tope del registro no se observó material biogénico.

Desde 4,5 m hasta 1,5 m se identificó la litofacies IV (LFIV), donde predominaron limos gruesos, con un valor de Mz de 5,2, coloración pardo-rojiza (10YR4/6), con clastos de cuarzo muy finos, cristalinos y angulosos, clastos de feldespato subredondeados, clastos líticos y minerales densos. Se observó la presencia de concreciones de óxido de hierro.

A partir de 1,5 m comienza el desarrollo de un suelo tipo fango arenoso fino, con presencia de raíces y nódulos arcillosos, hasta la superficie, la cual se definió como la litofacies V (LFV), con un valor de Mz de 3,1, coloración (10YR4/2) (Fig. 21).

Se realizaron dataciones ^{14}C AMS en conchillas con buena preservación y abundancia, en dos niveles, entre 17-18 m, donde se seleccionaron valvas de *Ostrea puelchana* (d'Orbigny, 1842) la cual corresponde al intervalo datado *1 (Fig. 21); y entre 19-20 m se seleccionó un ejemplar de *Plicatula gibbosa* (Lamarck, 1801) la cual corresponde al intervalo datado *2 en el perfil (Fig. 21). Ambas edades superaron el valor de máximo 45.000 a AP para dataciones radiocarbónicas.

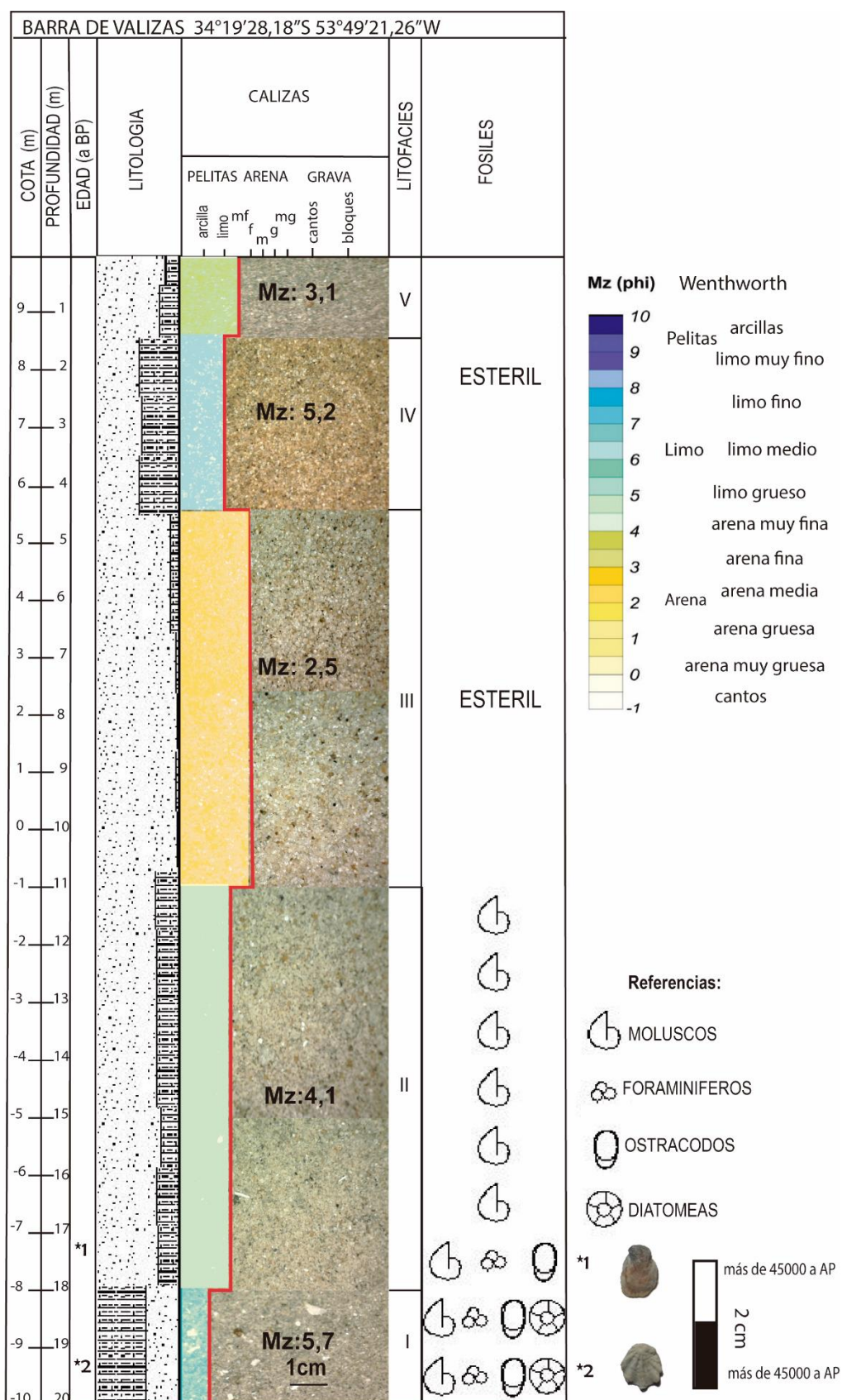


Figura 21. Documentación fotográfica del perfil sedimentario mostrando nivel de cota en el terreno, profundidad de la perforación, posición en el perfil donde se realizaron dataciones por ^{14}C , el tipo de sedimento según los valores de Mz, se muestran las unidades litoestratigráficas definidas y el registro fósil.

I. Análisis granulométrico

A partir del análisis de clúster obtenido de la distribución vertical de las abundancias relativas de las fracciones granulométricas, se identificaron cinco litofacies (Fig. 22). La LFI, desde la base hasta los 18 m, presentó una predominancia de pelitas con un 60%, donde los limos gruesos y las arcillas fueron las fracciones más abundantes. Las psamitas representaron el 35%, dominando las arenas muy finas y finas. Las psefitas alcanzaron el 5%, las cuales mayormente correspondieron a la presencia de conchillas en este nivel. En LFII, desde 18 a 11 m, predominaron las psamitas, alcanzando un 80%, dominando las arenas finas. Las pelitas alcanzaron un 30%, con dominancia de la fracción arcilla. Finalmente, las psefitas alcanzaron el 15% en la base de esta litofacies, pero hacia el tope de la misma estuvieron poco representadas. La LFIII, desde el 11 a 4,5 m, estuvo casi absolutamente dominada por psamitas, donde la fracción arena fina superó el 80% de abundancia y en menor relación se observaron pelitas, con un aumento del 10% en el contenido de arcillas hacia el tope. Para la LFIV, desde 4,5 a 1,5 m, presentó un dominio de pelitas y psamitas, representada en más de 30% por arcillas y 40% de arenas finas respectivamente. Por último, la LFV, desde 1,5 m hacia el tope presentó un importante contenido de psamitas, del 80% representadas mayormente por la fracción arena fina.

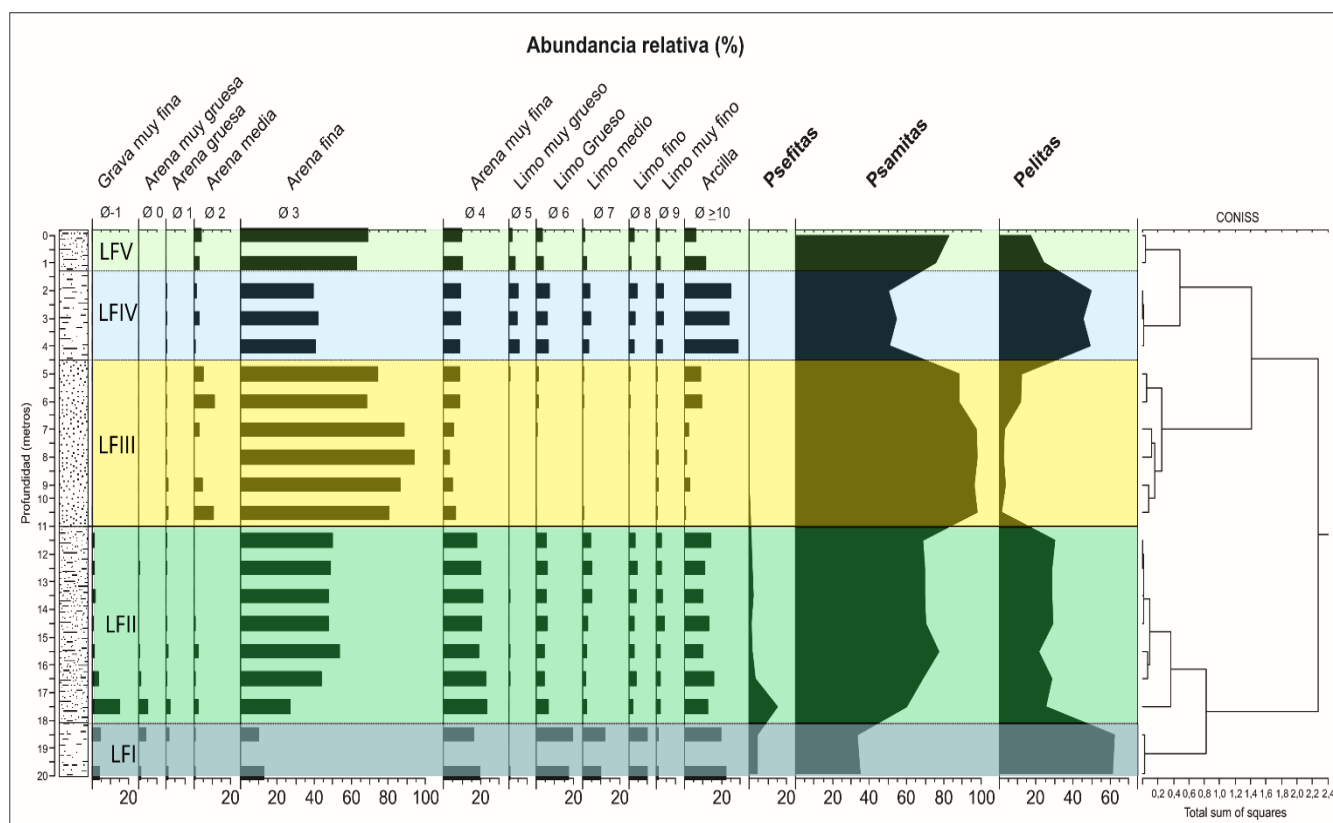


Figura 22. Abundancia relativa de las diferentes fracciones granulométricas de la Perforación Barra de Valizas. A la derecha de la figura se muestra en análisis de clúster.

Según el diagrama triangular de Blott & Pye (2012), donde las muestras analizadas se agruparon según sus características texturales, se clasificaron las cinco litofacies: las

unidades fango arenosas corresponden a la LFI, representadas en color azul-verde en la figura 22; en color verde claro la LFII con menor contenido de limos y mayor presencia de arenas, en color amarillo la LFIII corresponde a la clasificación textural de arenas; en color celeste la LFIV se destaca por su presencia de arcillas y en verde seco la LFI corresponde a un suelo arenoso (Fig. 23).

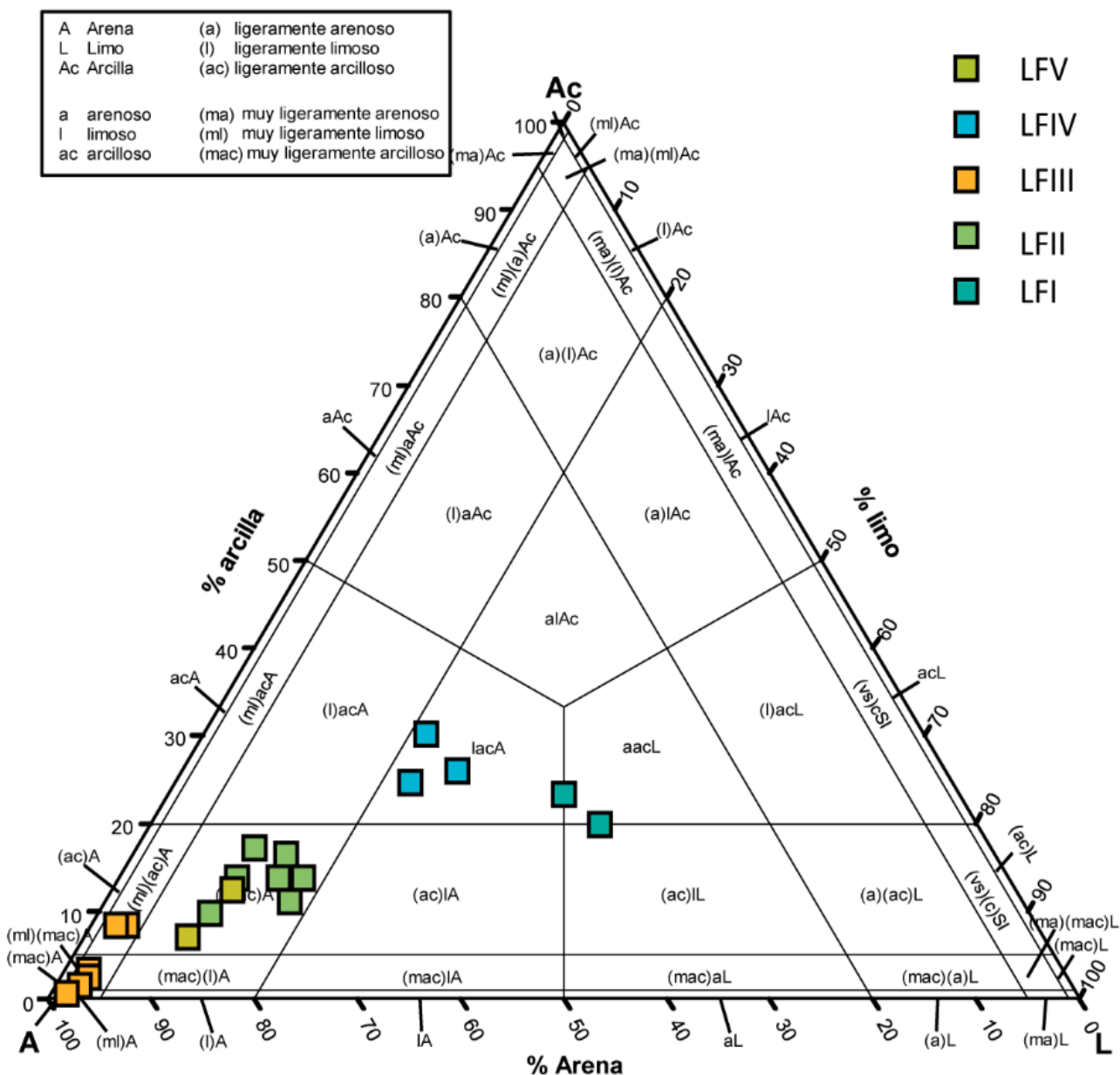


Figura 23. Distribución de las distintas litofacies en el diagrama de clasificación textural (Blott & Pye, 2012), de los sedimentos en función del tamaño de grano para la Perforación Barra de Valizas.

II. Parámetros estadísticos

A partir del análisis granulométrico a detalle se obtuvo una evaluación cualitativa y cuantitativa de los porcentajes de cada tamaño de grano (Fig. 24). Los valores de la

distribución granulométrica de la LFI indicaron una distribución polimodal, simétrica y mesocúrtica. La distribución granulométrica obtenida para la LFII fue predominantemente bimodal concentrando su frecuencia en granulometrías arenosas y arcillosas, la distribución fue levemente oblicua y varió entre mesocúrtica y muy leptocúrtica, con valores entre 0,969 y 2,210 respectivamente. La LFIII presentó una distribución granulométrica unimodal, predominando los tamaños de ϕ 3 (arena fina), fue muy levemente oblicua y leptocúrtica. La distribución de los sedimentos de la LFIV fue bimodal, predominando granulometrías de arena fina y arcilla, y levemente oblicua y marcadamente platycúrtica en torno a valores de 0,5. Para la LFV se observó un comportamiento dispar, donde el intervalo de 2 a 1 m mostró una distribución bimodal, entre arcillas y arenas finas. Para el intervalo 1 a 0 m se observó una distribución unimodal con predominio de las arenas finas, muy levemente oblicua y extremadamente a muy leptocúrtica con valores entre 3,3 y 1,9 respectivamente.

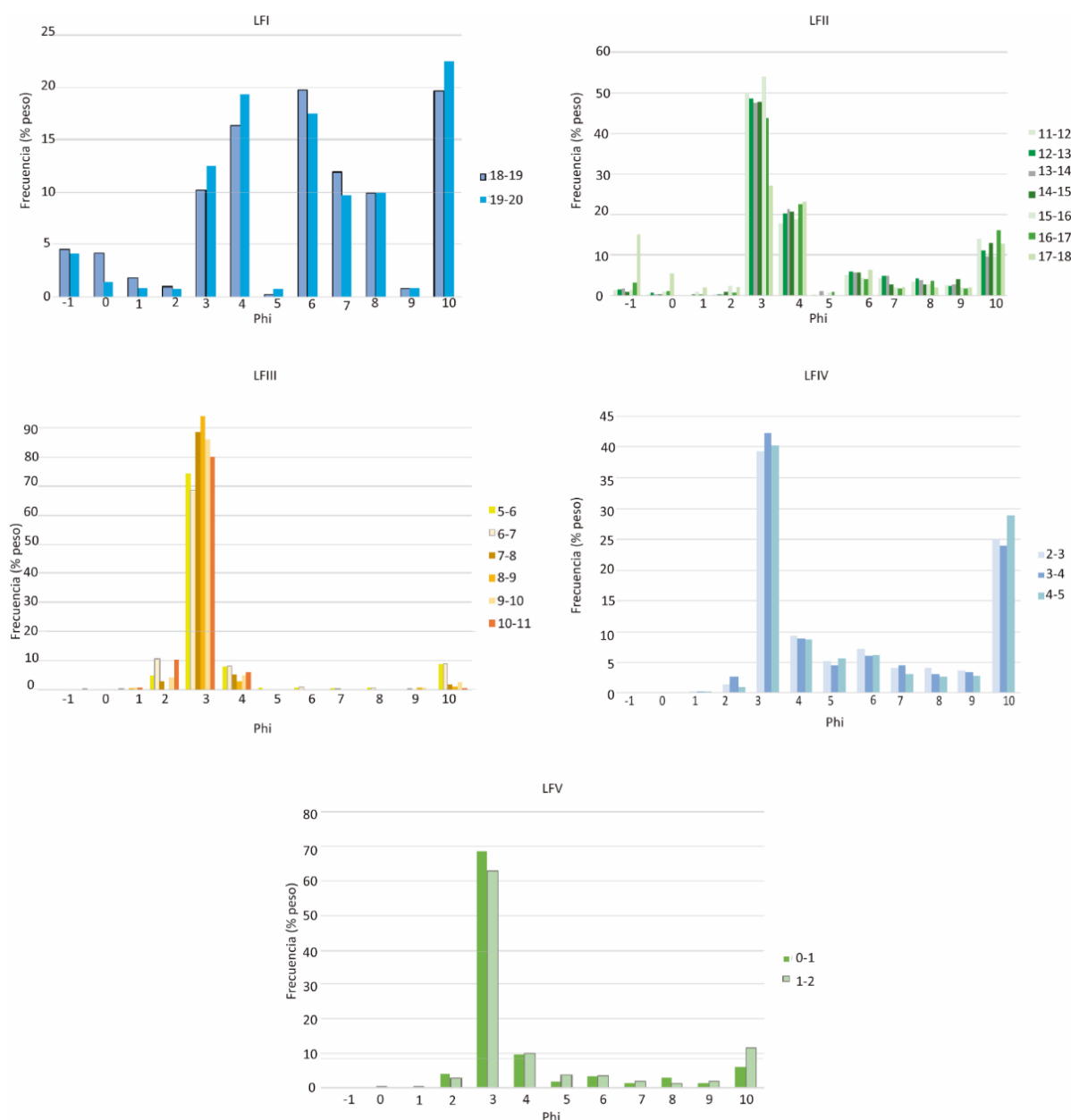


Figura 24. Histograma de distribución de granulometría para la cinco litofacies de la Perforación Barra de Valizas.

La distribución del porcentaje acumulado mostró diferentes características del depósito sedimentario en función de los agentes depositacionales actuantes. Se constató que las curvas de % acumulado vs Phi se ajustaron a la diferenciación por litofacies del análisis granulométrico. En la LFI y LFII se observó un buen desarrollo en las granulometrías de suspensión y en menor rango de saltación. La LFIII y LFV presentó mayor desarrollo en granulometrías medias, donde se destacaron las fracciones transportadas por saltación. En la LFIV predominaron las granulometrías medias a finas, predominando el transporte en suspensión. Esta información se integró al análisis de diferenciación de sedimentos en ambientes de depósito según Sahu (1964). En la figura 25 se observa la distribución en los distintos campos, que corresponden a características hidrodinámicas dominantes para cada ambiente de depósito, en relación con los gráficos de distribución acumulativa para cada litofacies.

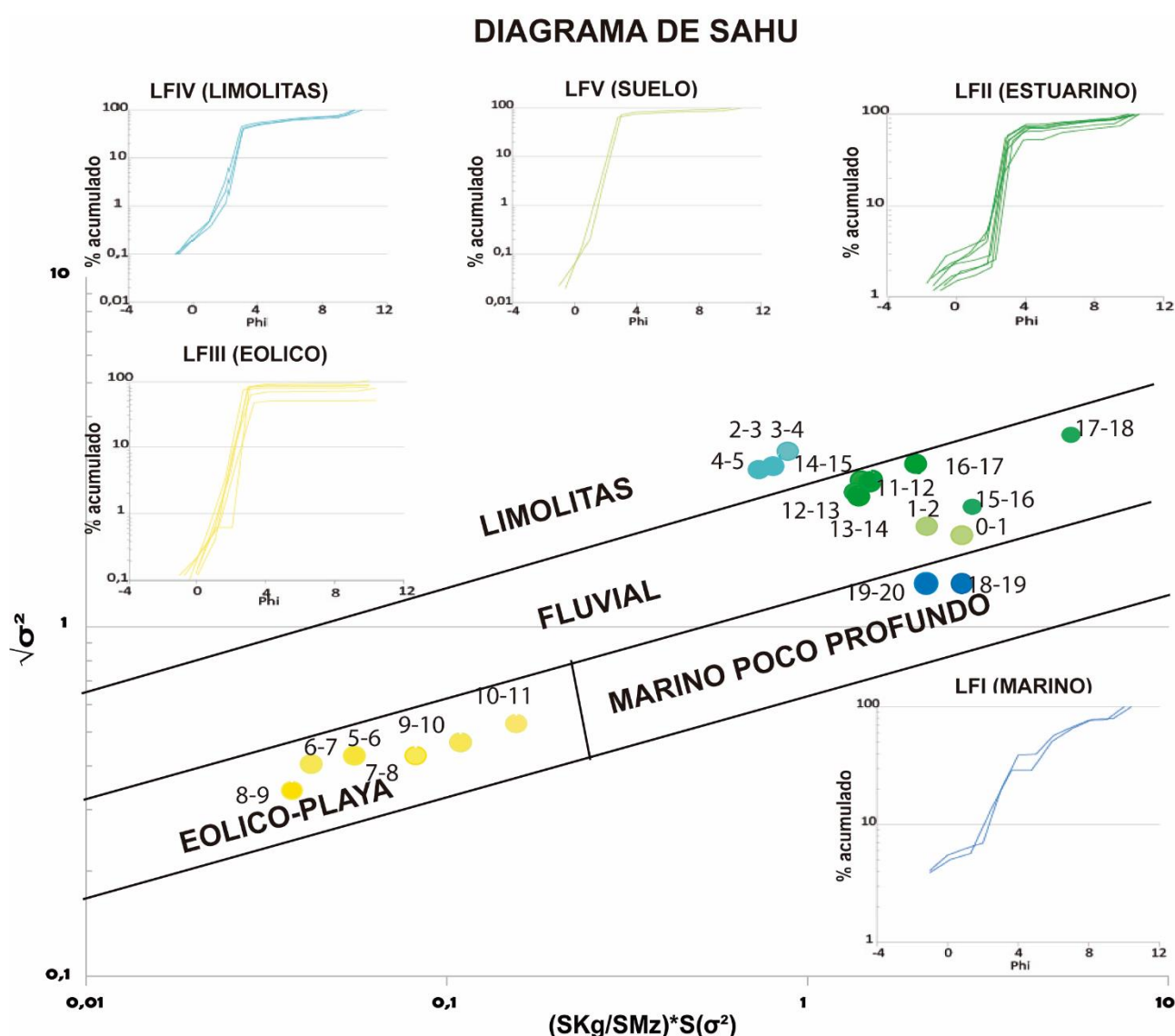


Figura 25. Gráficos de la distribución acumulativa para las cinco litofacies expresadas en % acumulado en peso, sobre el tamaño de grano en Phi, y posición de cada litofacies en el diagrama de Sahu (1964).

III. Geoquímica

Los óxidos de mayor concentración fueron óxido de sílice, hierro, calcio y aluminio, encontrando en menor concentración el óxido de potasio, magnesio, titanio y el elemento azufre. Se observó que el comportamiento del óxido de sílice es bajo desde la base hasta 11 m, donde la abundancia relativa de pelitas fue mayor y, luego aumentó en los niveles donde la abundancia relativa de las psamitas superó el 80% en la LFIII y disminuyó nuevamente a partir de 5 m, donde el contenido de limos y arcillas aumentó (Fig. 26, Anexo 5 y 6).

El óxido de calcio mostró mayores valores desde la base hasta el metro 11, donde se registró la presencia de fósiles carbonáticos (moluscos, foraminíferos y ostrácodos). Los óxidos de Al, Fe, K, Mg, y Ti se comportaron de forma similar a lo largo de toda la perforación, con leves variaciones para cada especie. El óxido de Fe presentó un leve descenso desde la base hasta 16 m, donde se observó un progresivo ascenso en la LFII, de todos modos, los valores fueron bajos, luego se mantuvo constante hasta el tope de la LFIII, pero se observó un incremento notorio en la LFIV, hasta el contacto con el suelo arenoso, donde disminuyó (Fig. 26). El Azufre presentó sus mayores concentraciones en la LFI asociados a condiciones subacuáticas marinas (Fig. 26).

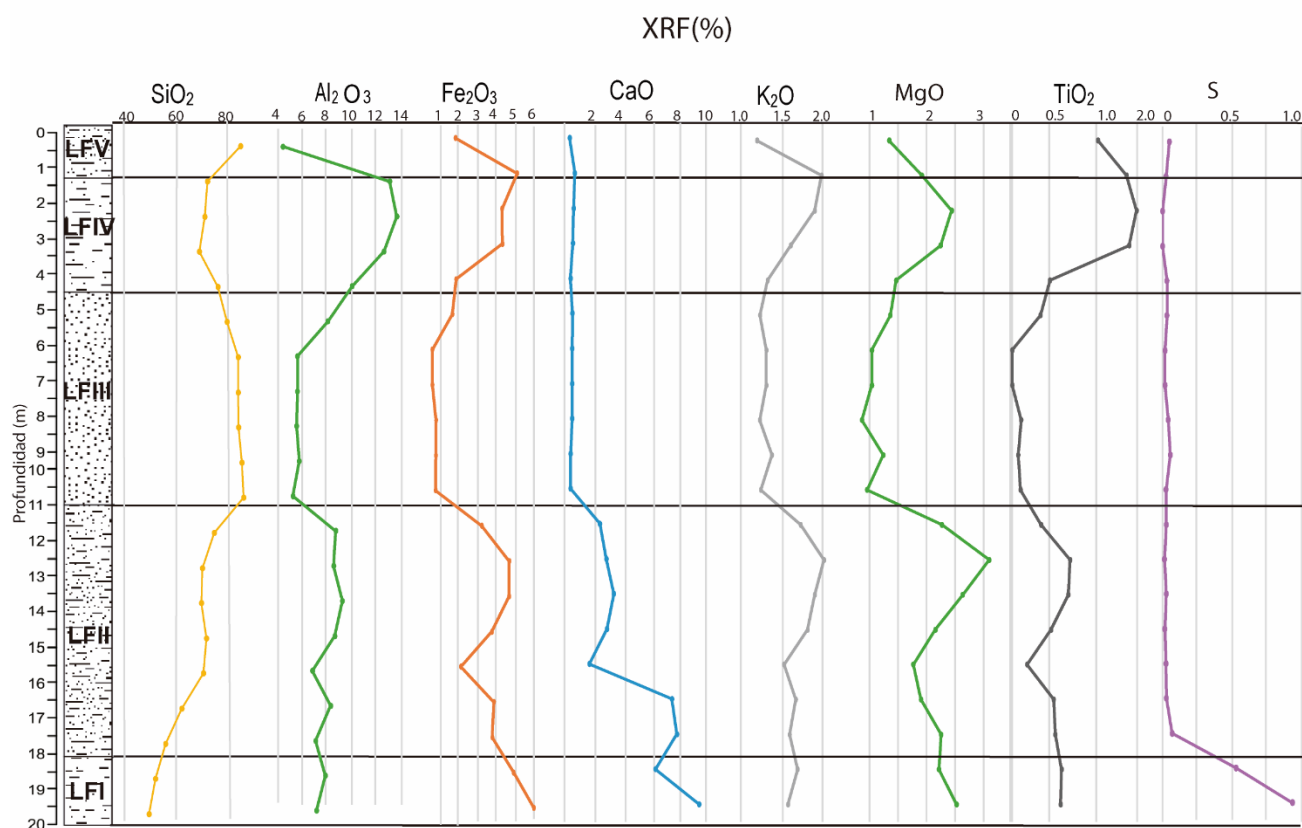


Figura 26. Distribución de los óxidos y elementos más representativos medidos por XRF cada 1 metro: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , K_2O , MgO , TiO_2 y S, para el perfil sedimentario de la perforación Barra de Valizas.

Para el análisis de las relaciones de elementos se observó que Fe/Ca, Fe/K y Al/Si presentaron tendencias similares, donde los valores disminuyeron desde la base hasta 16 m, luego se observó un leve aumento de estas relaciones que se revierte al tope de la LFII. A partir de 7 m, se observó un progresivo aumento de estas relaciones hasta alcanzar sus máximos valores, los cuales experimentaron un descenso en la LFIV (Fig. 27). Para la relación Ti/Al los valores fueron constantes y bajos desde la base hasta la LFIV donde se observó un aumento marcado y progresivo de esta relación (Fig. 27). La relación Ba/Al desde la base hasta el metro 13 presentó un progresivo descenso, con un comportamiento similar al contenido de materia orgánica (MO), a partir 13 m, la relación Ba/Al osciló entre aumentos y descensos hasta el tope de la LFIII (Fig. 27). Los valores de carbonato y materia orgánica fueron mayores desde la base hasta 15 m, luego aumentaron levemente a partir de los 10 m hasta los 3 m de profundidad, luego disminuyeron en la LFV (Fig. 27).

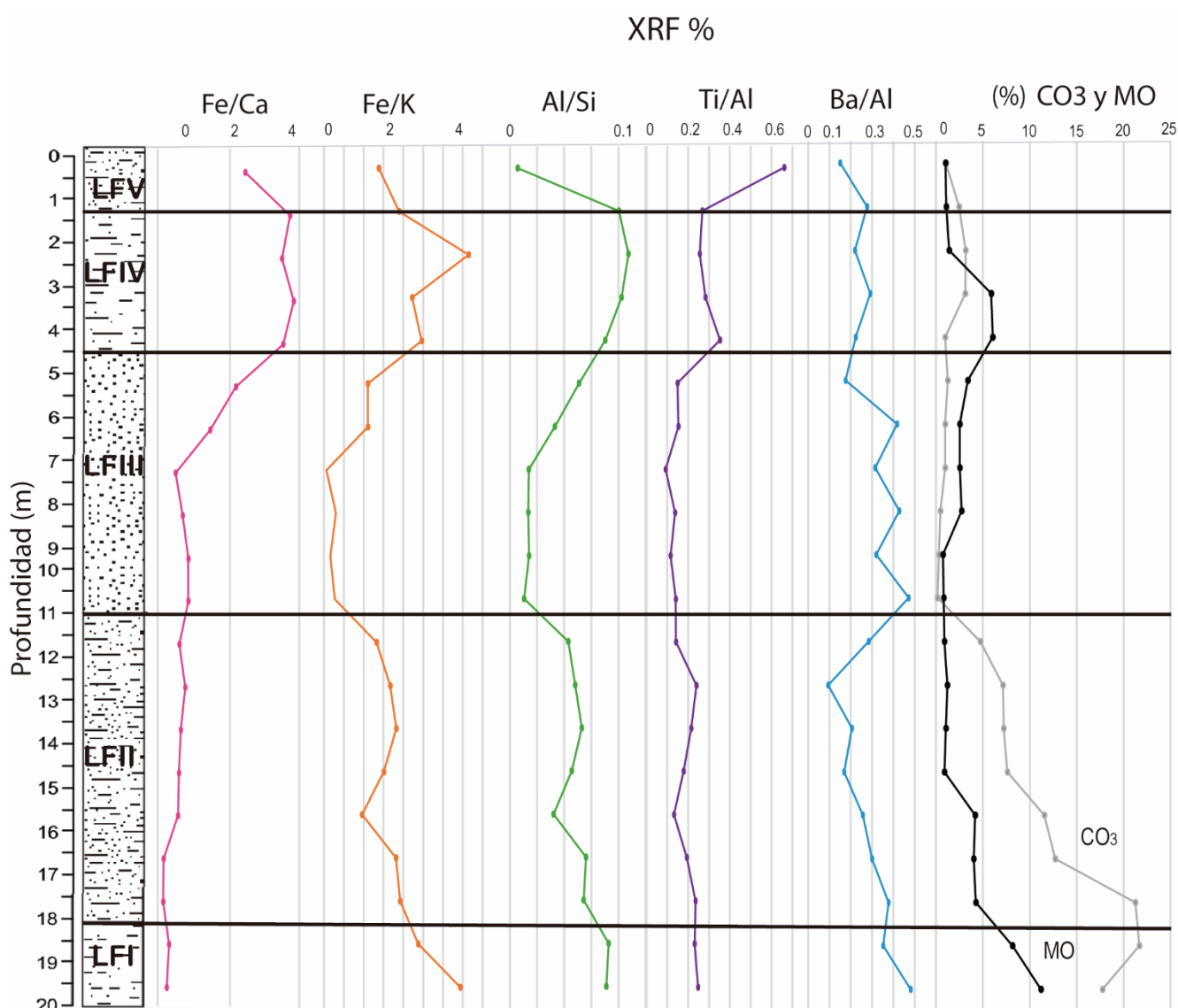


Figura 27. Relación de los elementos de la perforación Barra de Valizas, materia orgánica y carbonato.

En el análisis de correlación de los elementos el Si se correlacionó positivamente con el contenido de arenas y negativamente con el contenido de las fracciones finas. El Ca, Fe, K, Ti y Al se correlacionaron positivamente con las fracciones sedimentarias finas y negativamente con el contenido de arenas (Fig. 28). La relación Fe/K se correlacionó positivamente con las fracciones sedimentarias finas y con las relaciones elementales de Al/Si y Ti/Al. Fe/K se correlacionó negativamente con la presencia de Si y por ende con la abundancia relativa de arenas en el perfil (Fig. 28). La relación Al/Si se relacionó significativa y negativamente con el contenido de sedimentos tamaño arena y significativa y positivamente con los fangos (Fig. 28). La relación Ti/Al se relacionó positivamente con el contenido de limos y arcillas y negativamente con el contenido de arenas (Fig. 28). La relación Ba/Al se correlacionó leve y positivamente al contenido de carbonato y el carbonato se relacionó positivamente con el contenido de materia orgánica en el perfil sedimentario (Fig. 28).

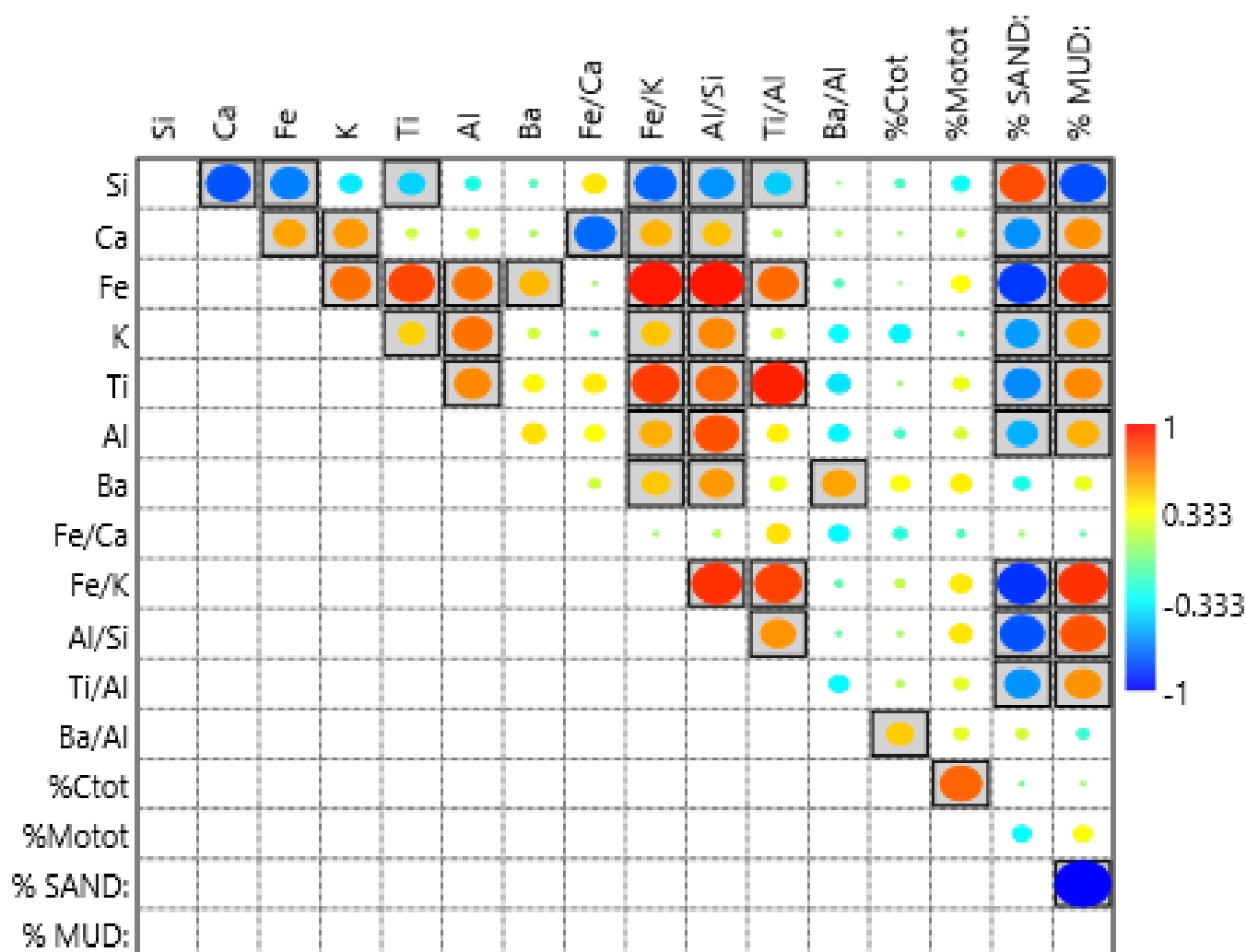


Figura 28. Tabla de correlación de Spearman de las relaciones de los elementos, carbonato, materia orgánica, arenas y fangos.

IV. Registro Fósil

La descripción de las especies encontradas en la perforación se hizo metro a metro y permitió conocer la riqueza específica de fauna existente desde un abordaje cualitativo y semi-cuantitativo. Se hallaron macrofósiles (moluscos, crustáceos, poliquetos, cnidarios), foraminíferos, ostrácodos y diatomeas.

Moluscos

Se identificaron 72 especies de moluscos, con 50 especies de bivalvos y 22 especies de gasterópodos. En menor presencia, siete especies entre crustáceos, poliquetos y cnidarios desde la base hasta 11 m. Se detalló la presencia de cada especie y situación de preservación respectiva (Anexo 2).

La presencia de una serie de especies de macrofósiles en el perfil de la perforación, permitió determinar características para cada litofacies en función de aspectos ambientales de ocurrencia (Tabla. 4).

De las ocho especies ampliamente dominantes registradas (Tabla. 4), se reconocieron tres en la LFI: *Erodona mactroides* (Daudin, 1801), *Gouldia cerina* (Adams, 1845) e *Ischnochiton striolatus* (Gray, 1828); las dos primeras también se encuentran en la LFII, junto a cinco especies más como: *Amarilladesma mactroides* (Huber, 2010), *Heleobia aff. Australis* (d'Orbigny, 1835), *Eucallista purpurata* (Lamarck, 1818), *Tivela zonaria* (Lamarck, 1818) y *Eurytellina angulosa* (Gmelin, 1791).

Tabla 4. Ocurrencia de las especies de moluscos más abundantes identificadas para la interpretación de las condiciones ambientales.

	<i>Amarilladesma mactroides</i>	<i>Heleobia aff. australis</i>	<i>Erodona mactroides</i>	<i>Eucallista purpurata</i>	<i>Tivela zonaria</i>	<i>Eurytellina angulosa</i>	<i>Ischnochiton striolatus</i>	<i>Gouldia cerina</i>
0								
11				X				X
12				X				
13				X				
14				X				
15			X	X				X
16				X	X			
17	X			X				
18		X	X			X		X
19			X					X
20							X	X

Se destacó la ocurrencia de *Barbatia cándida* y *Ischnochiton striolatus* en niveles más profundos de la perforación, concentradas en el intervalo 19-20 m (LFI) (Tabla. 4). En la figura 24 se muestra el registro fotográfico de las especies identificadas para la caracterización ambiental. El registro del bivalvo *Eurytellina angulosa* ocurrió en la transición 17-18 m dentro de la LFII, hacia el nivel superior (Tabla 4). *Amarilladesma mactroides*, *Tivela zonaria* y *Gouldia cerina*, fueron descriptas para profundidades en torno a los 16 m en el perfil, estas especies pertenecen a sustratos arenosos y son típicas de aguas más cálidas, así como *Erodona mactroides* especie indicadora de condiciones estuarinas (Fig. 29).

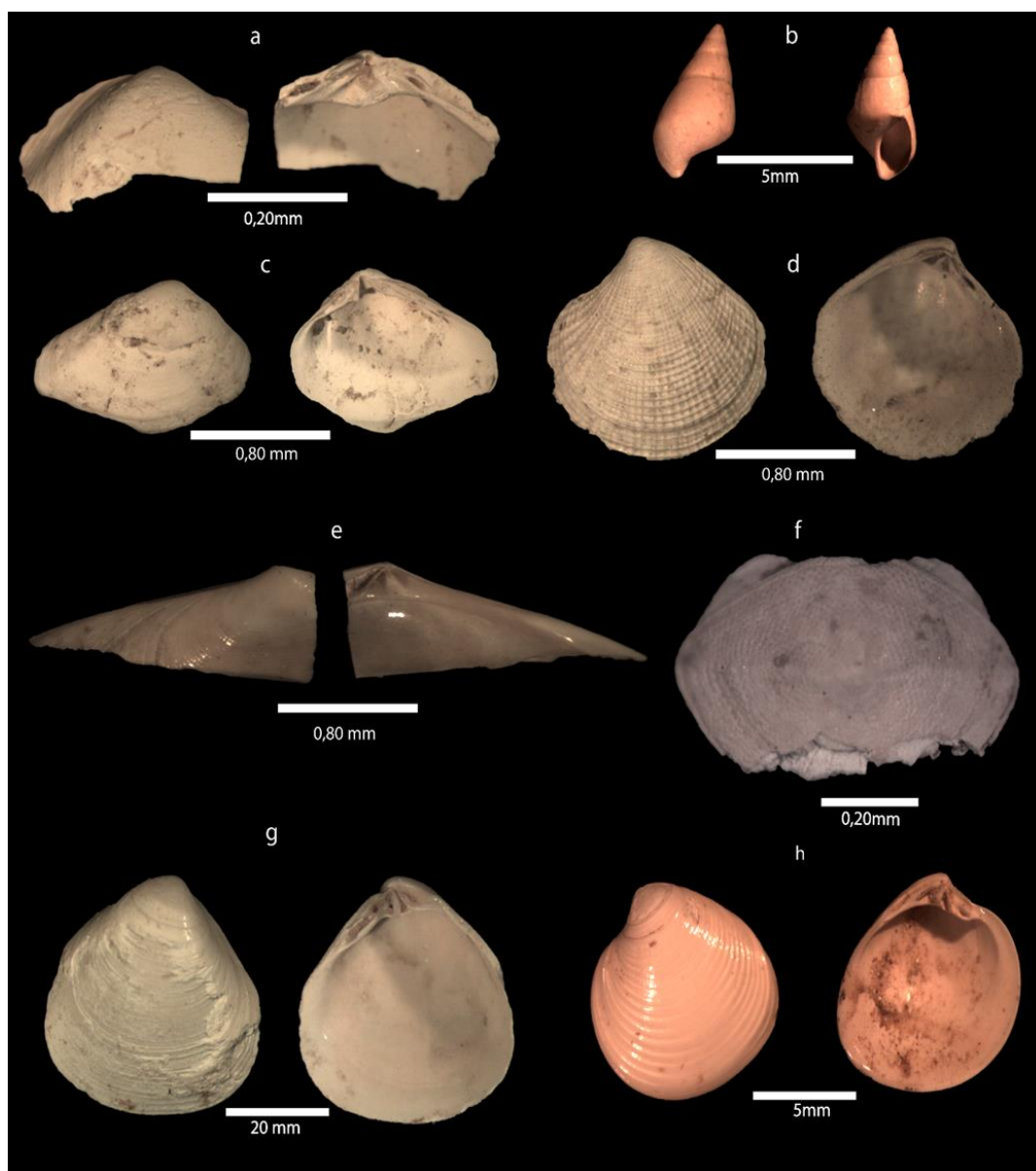


Figura 29. Especies de moluscos más abundantes del registro, a. *Amarilladesma mactroides* (vista externa e interna), b. *Heleobia* aff. *australis*. (vista externa e interna), c. *Erodona mactroides* (vista externa e interna), d. *Gouldia cerina* (vista externa e interna), e. *Eurytellina angulosa* (vista externa e interna), f. *Ischnochiton striolatus* (quitón), g. *Tivela zonaria* (vista externa e interna) y h. *Eucallista purpurata* (vista externa e interna).

Foraminíferos

Se identificaron 18 especies de foraminíferos bentónicos, las cuales se hallan vivientes en ambientes actuales. El registro de foraminíferos se extendió desde la base hasta 17 m. Las especies encontradas se detallan en la tabla 5, indicando las condiciones ambientales que representan.

Tabla 5. Especies de foraminíferos halladas indicando hábitat, modo de vida, sustrato, rango de salinidad, rango de temperatura y ambiente subacuático.

Especie	Habitat	Modo de vida	Sustrato	Salinidad	Temperatura	Ambiente
<i>Ammonia</i> sp	infaunal	libre/herbivoro	fangos	0 a > 37	calido/tropical	lagunas salinas y plataforma interna
<i>Ammonia roshauseri</i>	infaunal	libre/herbivoro	fangos	0 a > 37	calido/tropical	lagunas salinas y plataforma interna
<i>Brizalina</i> sp	infaunal	libre/herbivoro	fangos	32 a 37	frio	Marino- batial
<i>Bolivina tortuosa</i>	Infaunal/e pifaunal	libre/ detritivoro	fangos	32 a 37	frio a calido	plataforma interna a batial
<i>Buccella</i> sp	infaunal	libre/detritivoro	fangos	32 a 37	frio	laguna y plataforma interna
<i>Buccella peruviana</i>	infaunal	libre/detritivoro	fangos	32 a 37	frio	laguna y plataforma interna
<i>Bulimina patagonica</i>	infaunal	libre/detritivoro	fangos arenas finas	32 a 37	frio	plataforma interna a batial
<i>Buliminella elegantissima</i>	infaunal	libre/detritivoro	fangos	32 a 37	templado	plataforma, batial superior y lagunar
<i>Discorbis</i> sp	epifaunal	fijos/herbivoro	sustratos duros y arena gruesa	32 a 37	templado a calido	plataforma interna
<i>Elphidium</i> sp	infaunal	libre/herbivoro	Arena y fangos	0 a 70	templado a calido	pantanos, lagunas y plataforma interna
<i>Guttulina</i> sp	infaunal	libre/herbivoro	limos	30 a 35	frio a calido	plataforma
<i>Lagena</i> sp	infaunal	libre/detritivoro	sedimentos	32 a 37	frio	plataforma a batial
<i>Oolina</i> sp	infaunal	libre/herbivoro	sedimentos	30 a 35	Templado a calido	plataforma
<i>Nonion</i> sp	infaunal	libre/herbivoro	limos	30 a 35	frio a calido	plataforma
<i>Pararotalia</i> sp	epifaunal	libre/herbivoro	arena	30 a 35	calido	lagunas, playas y plataforma interna
<i>Pyrgo</i> sp	epifaunal	libre o fijos/herbivoro	plantas o sedimentos	32 a 37	frio	plataforma a batial
<i>Quinqueloculina</i> sp	epifaunal	libre o fijos/herbivoro	plantas o sedimentos	32 a 65	frio a calido	lagunas, pantanos marinos, plataformas y batiales.
<i>Triloculina</i> sp	epifaunal	libre o fijos/herbivoro	plantas o sedimentos	32 a 55	calido	lagunas, plataforma interna y batiales

De 20 a 19 m, se hallaron 13 especies de foraminíferos bien preservados, representados por: *Lagena* sp. (Walker & Jacob, 1798), *Nonion* sp. (Montfort, 1808), *Bulimina patagónica* (d'Orbigny, 1839), *Bolivina tortuosa* (Brady, 1881), *Buccella* sp. (Andersen, 1952) *Triloculina* sp. (d'Orbigny, 1826), *Elphydium* sp. (Montfort, 1808), *Pararotalia* sp. (Le Calvez, 1949), *Discorbis* sp. (Lamarck, 1804), *Ammonia rolshauseni* (Cushman & Bermúdez, 1946). *Ammonia* sp. (Brinnich, 1771), *Brizalina* sp. (Finger, 1981), *Buliminella elegantissima* (d'Orbigny, 1839). La tabla 6 muestra la abundancia relativa de cada especie para el intervalo 19 a 20 m y se presentan en la figura 30.

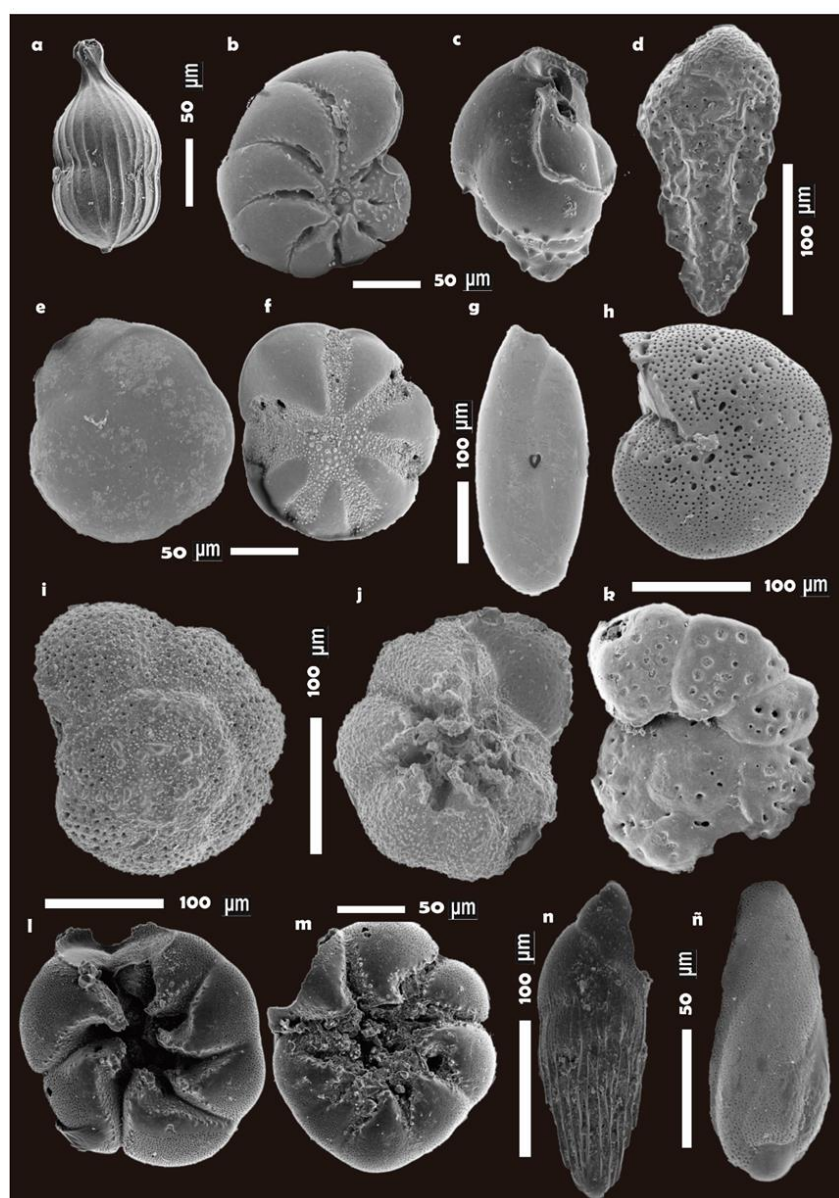


Figura 30. Especies de foraminíferos identificados para la profundidad 19 a 20 m. a. *Lagena* sp. b. *Nonion* sp. c. *Bulimina patagónica*. d. *Bolivina tortuosa*. e. *Buccella* sp. (lado espiral). f. *Buccella* sp. (lado umbilical). g. *Triloculina* sp. h. *Elphydium* sp. i. *Pararotalia* sp. (lado espiral). j. *Pararotalia* sp. (lado umbilical). k. *Discorbis* sp. l. *Ammonia rolshauseni*. m. *Ammonia* sp. n. *Brizalina* sp. o. *Buliminella elegantissima*.

Para el intervalo 18-19 m, se identificaron 11 especies de foraminíferos con diferencias en sus características de preservación, representados por: *Ammonia* sp. (Brinnich, 1771); *Buccella peruviana* (d'Orbigny, 1839); *Buliminella elegantissima* (d'Orbigny, 1839); *Bulimina patagónica* (d'Orbigny, 1839); *Elphydium* sp. (Montfort, 1808); *Guttulina* sp. (d'Orbigny, 1839); *Lagena* sp. (Walker & Jacob, 1798); *Oolina* sp. (Jones, 1994); *Pyrgo* sp. (Defrance, 1824); *Quinqueloculina* sp. (d'Orbigny, 1826) y *Triloculina* sp. (d'Orbigny, 1826). Estas se muestran en la tabla 6, indicando la abundancia relativa de cada especie para el intervalo 18-19 m y se observan en la figura 31 las especies identificadas para este tramo de la perforación. La asociación de especies y su abundancia relativa indicaron condiciones marinas plataformales, con cambios en la salinidad, lo que se observó en algunos individuos como es el caso de *Elphydium* sp. con poco desarrollo de su última cámara (Fig. 31).

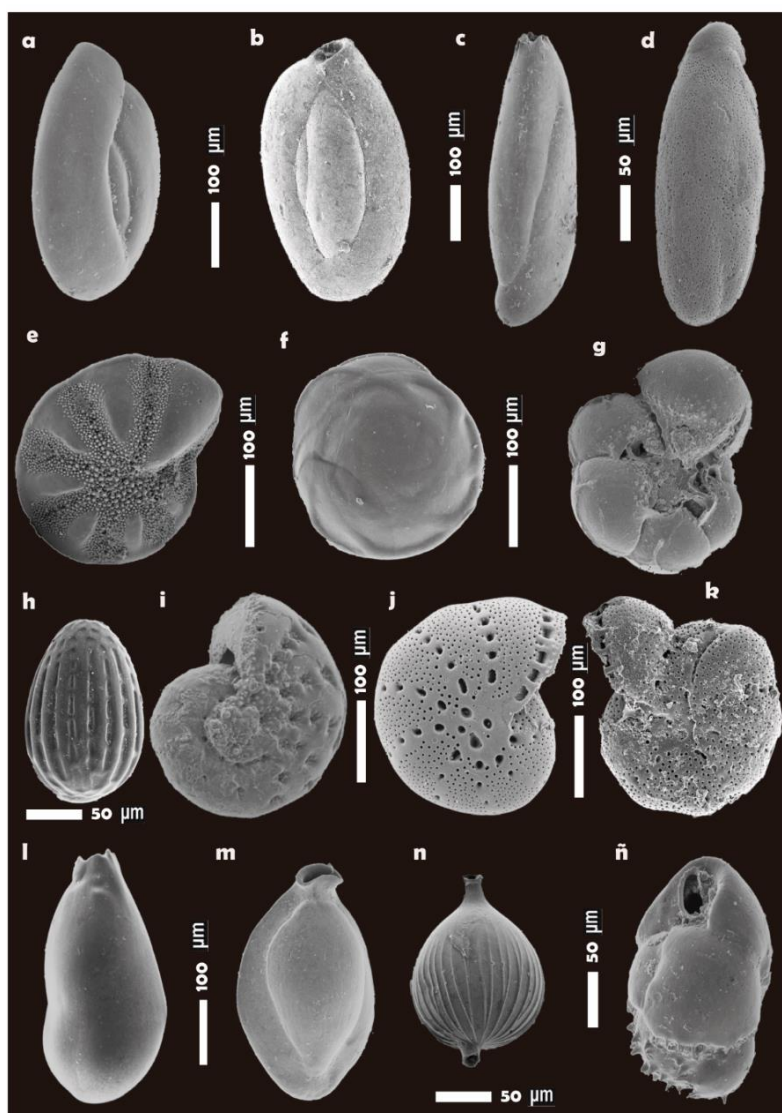


Figura 31. Especies de foraminíferos identificados para la profundidad 18 a 19 m. a.

Triloculina sp. b. *Quinqueloculina* sp. c. *Buliminella elegantissima*. d. *Buliminella elegantissima*. e. *Buccella peruviana* (lado umbilical). f. *Buccella peruviana* (lado espiral). g. *Ammonia* sp. (lado umbilical). h. *Oolina* sp. i - j. *Elphydium* sp. k. *Elphydium* sp. Con poco desarrollo en la última cámara lo que indica cambio en la salinidad. l. *Guttulina* sp. m. *Pyrgo* sp. n. *Lagena* sp. ñ. *Bulimina patagónica*.

Para 17-18 m, se identificaron nueve especies de foraminíferos representados por: *Ammonia* sp. (Brinnich, 1771); *Buccella peruviana* (d'Orbigny, 1839); *Buliminella elegantissima* (d'Orbigny, 1839); *Elphydium* sp. (Montfort, 1808); *Guttulina* sp. (d'Orbigny, 1839); *Lagena* sp. (Walker & Jacob, 1798); *Oolina* sp. (Jones, 1994); *Pyrgo* sp. (Defrance, 1824) y *Triloculina* sp. (d'Orbigny, 1826). Estas se muestran en la tabla 6, indicando la abundancia relativa de cada especie para el intervalo 17-18 m y se observan en la figura 32 las especies identificadas para este tramo de la perforación. La asociación de especies y su abundancia relativa correspondió a condiciones mixohalinas, indicando un ambiente costero con cambios en la salinidad.

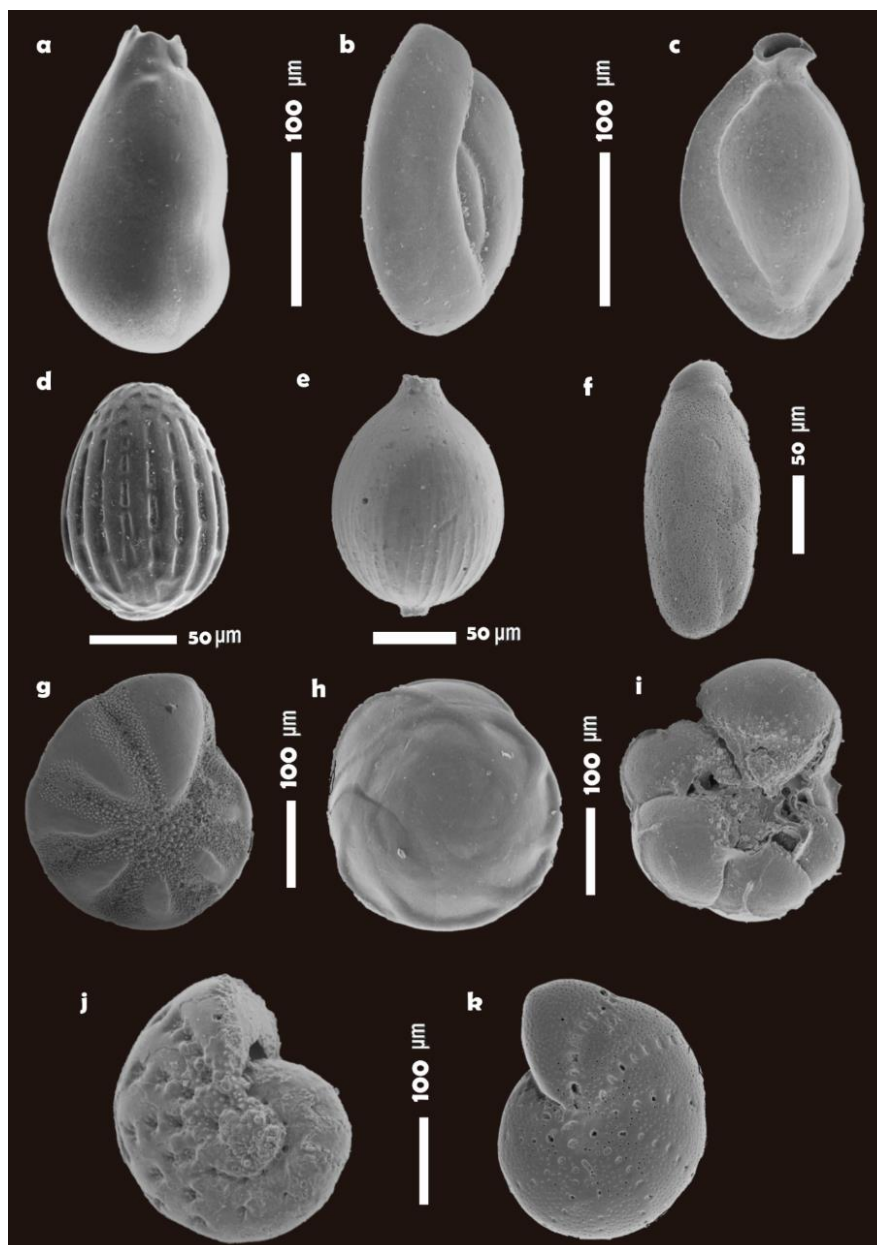
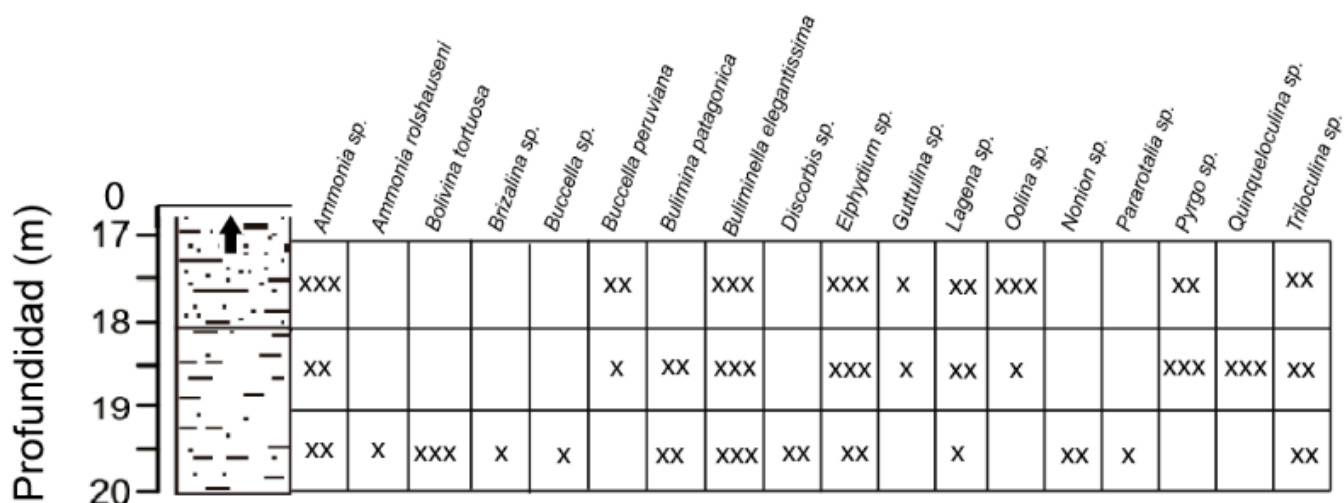


Figura 32. Especies de foraminíferos identificados para la profundidad 17 a 18 m. a. *Guttulina* sp. b. *Triloculina* sp. c. *Pyrgo* sp. d. *Oolina* sp. e. *Lagena* sp. f. *Buliminella elegantissima*. g. *Buccella peruviana* (lado umbilical). h. *Buccella peruviana* (lado espiral). i. *Ammonia* sp. (lado umbilical). j - k. *Elphydium* sp.

Se observaron condiciones marinas de plataforma para las profundidades de 20 a 18 metros, con rasgos de cambios en la salinidad en algunos organismos entre 18 a 19 metros. Estas características se asociaron a la LFI (Tabla 6). A la profundidad de 17 a 18 metros las asociaciones de especies indicaron condiciones costeras, la cual corresponde a la base de la LFII (Tabla 6).

Tabla 6. Ocurrencia de las especies de foraminíferos identificadas para la interpretación de las condiciones ambientales en la perforación Barra de Valizas.



Ostrácodos

Se identificaron 10 especies de ostrácodos para los intervalos 18, 19 y 20 m, las especies de ostrácodos que dominaron fueron principalmente de ambiente marino. Las especies identificadas se detallan a continuación en la Tabla 7, indicando las condiciones ambientales asociadas y la profundidad de ocurrencia en el perfil sedimentario.

Tabla 7. Especies de ostrácodos identificadas a distinta profundidad en la perforación Barra de Valizas indicando el ambiente característico.

	Profundidad (m)			
Especie	Ambiente	18	19	20
<i>Argenticytheretta laevipunctata</i>	Marino plataformal	x	x	x
<i>Brasilicythere reticulispinosa</i>	Marino plataformal de 50 a 80 m prof.	x	x	x
<i>Callistocythere nucleoperiscum</i>	Marino plataformal a más de 80 m de prof..	x	x	x
<i>Caudites ohmerti</i>	Marino			x
<i>Coquimba bertelsae</i>	Marino plataformal		x	
<i>Cyprideis multidentata</i>	Mixohalina	x		
<i>Oculocytheropteron circumcostatum</i>	Marino plataformal de 25 a 66 m prof.	x		
<i>Oculocytheropteron delicatum</i>	Marino plataformal de 25 a 75 m prof.	x		x
<i>Semicytherura</i> sp	Marino		x	x
<i>Xestoleberis</i> sp	Marino		x	x

Para la profundidad de 19 a 20 m se identificaron siete especies de ostrácodos que se describen a continuación: *Xestoleberis* sp. (Sars, 1866) corresponde a un género marino cuyas especies por lo general presentan dimorfismo sexual en las valvas. *Semicytherura* sp. (Wagner, 1957) se identificaron individuos adultos de este género marino cuyas especies presentaron dimorfismo sexual en las valvas. *Brasilicythere reticulispinosa* (Sanguinetti et al. 1991) especie marina que tiene registro fósil desde el Neógeno al Cuaternario en la Cuenca de Pelotas, actualmente es muy abundante en sedimentos recientes de la plataforma continental sur y sureste a profundidades de 50 a 100 m (Sanguinetti et al. 1991). *Oculocytheropteron delicatum* (Ramos et al. 1999) especie estrictamente marina, para la cual se reconocieron adultos y subadultos, especie abundante en la plataforma continental del sur y sureste de Brasil, se registra actualmente desde la plataforma interna, hasta la externa y es muy abundante entre 25 y 75 m de profundidad en sedimentos actuales. Su registro fósil data desde Cuaternario hasta el Reciente. *Callistocythere nucleoperiscum* (Whatley et al. 1998) se observó una valva derecha, esta especie es muy abundante en la plataforma continental sur y sureste de Brasil, siendo muy abundante a profundidades mayores a 80 m (Coimbra et al. 1995; Bergue et al. 2022). En el registro fósil es reconocida en el Neógeno y Cuaternario. Esta especie fue erróneamente registrada en Argentina y Brasil por el nombre de *Callistocythere litoralensis* (Rossi de García, 1966), ambas especies han sido registradas en ambientes epineríticos y marino litoral del sur de Brasil, siendo favorecida la presencia de esta última especie en la plataforma interna del Atlántico sur de Argentina y Uruguay (Coimbra et al. 2007). *Argenticytheretta levipunctata* (Sanguinetti et al. 1991) es una especie típicamente marina

que posee registro fósil en el Cuaternario de la Cuenca de Pelotas. Actualmente en Brasil es muy abundante en sedimentos recientes de la plataforma continental sur y sureste entre las profundidades 50 a 80 m (Sanguinetti et al. 1991). *Caudites ohmerti* (Coimbra & Ornellas, 1987) especie exclusivamente marina con un buen registro fósil en el Cuaternario en la Cuenca de Pelotas y es abundante en la plataforma continental sur y sureste de Brasil (Fig. 33).

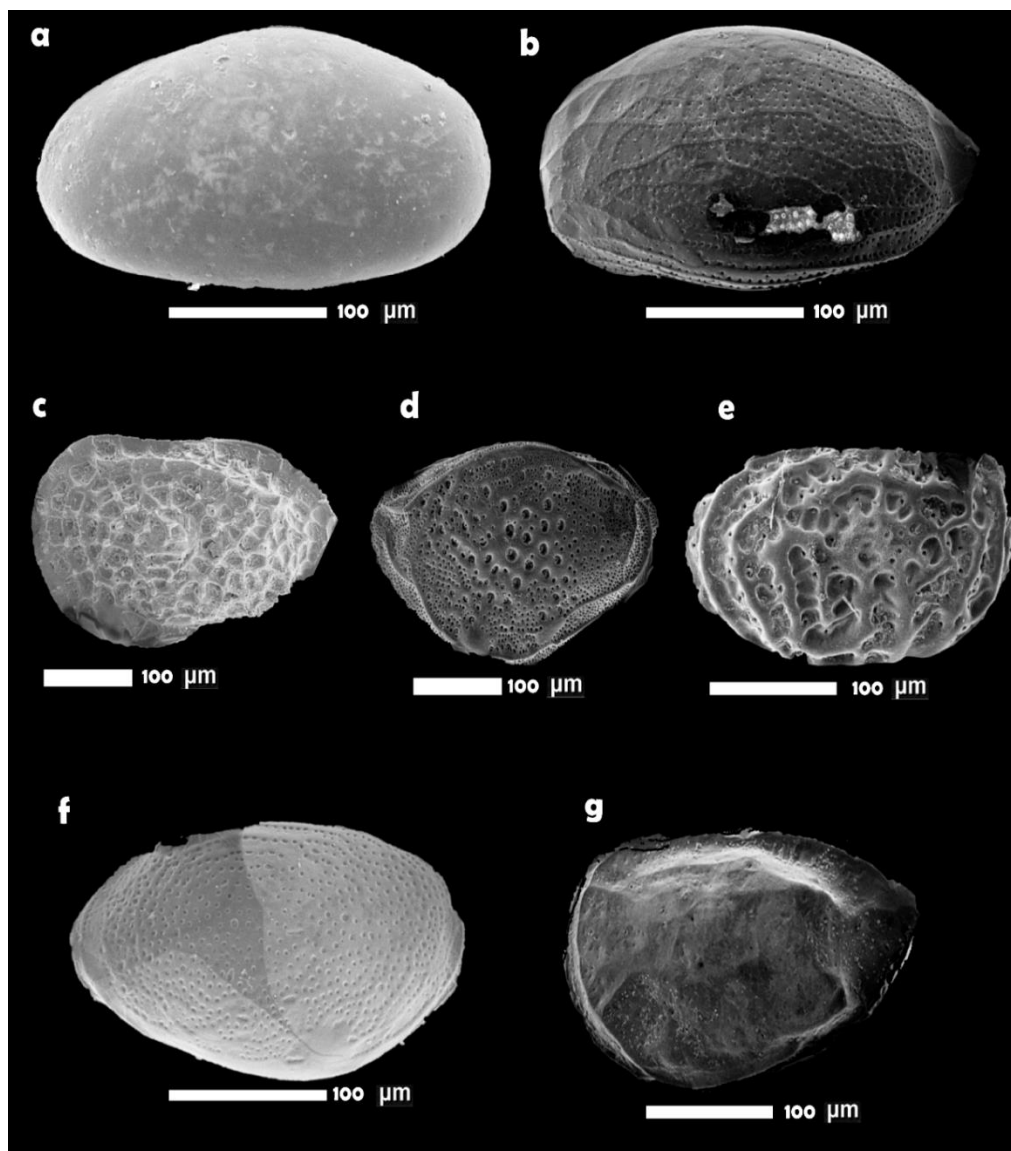


Figura 33. Especies de Ostrácodos identificados para la profundidad 19 a 20 m. a. *Xestoleberis* sp. (valva izq. juvenil). b. *Semicytherura* sp. (valva izq.). c. *Brasilicythere reticulispinosa* (valva der. juvenil). d. *Oculocytheropteron delicatum*. e. *Callistocythere nucleoperscum*. f. *Argenticytheretta levipunctata* (valva izq. muy joven). g. *Caudites ohmerti* (valva der. juvenil).

Para la profundidad 18 a 19 metros se identificaron siete especies de ostrácodos que se describen a continuación. *Callistocysthere nucleoperscum* (Whatley et al. 1998) se identificaron valvas de adultos y juveniles, esta especie indicó condiciones marinas

plataformales. *Oculocytheropteron delicatum* (Ramos et al. 1999) especie exclusivamente marina. *Argenticytheretta laevipunctata* (Sanguinetti et al. 1991) se halló una valva derecha de un juvenil, esta especie corresponde a condiciones marino plataformal. *Semicytherura* sp. (Wagner, 1957) es un género marino cuyas especies presentan dimorfismo sexual en la conchilla y se observa en la figura 34 una valva izquierda adulta. *Xestoleberis* sp. (Sars, 1866) genero marino cuyas especies presentan dimorfismo sexual en la conchilla, en la figura 34, se observa que la conchilla esta fotografiada solamente en su vista dorsal, pudiendo inferir sin certeza que se trata de un individuo adulto. *Coquimba bertelsae* (Sanguinetti et al. 1991) especie típicamente marina con dimorfismo sexual en la conchilla. Existe registro fósil desde el Neógeno hasta el Cuaternario inclusive en la Cuenca de Pelotas. En la plataforma continental del sur y sureste de Brasil es una especie poco común, encontrándose a 70 m de profundidad. En la figura 33 se observa una valva derecha muy bien preservada. *Brasilicythere reticulispinosa* (Sanguinetti et al. 1991) conchilla izquierda juvenil perteneciente a condiciones marinas de plataforma (Fig. 34).

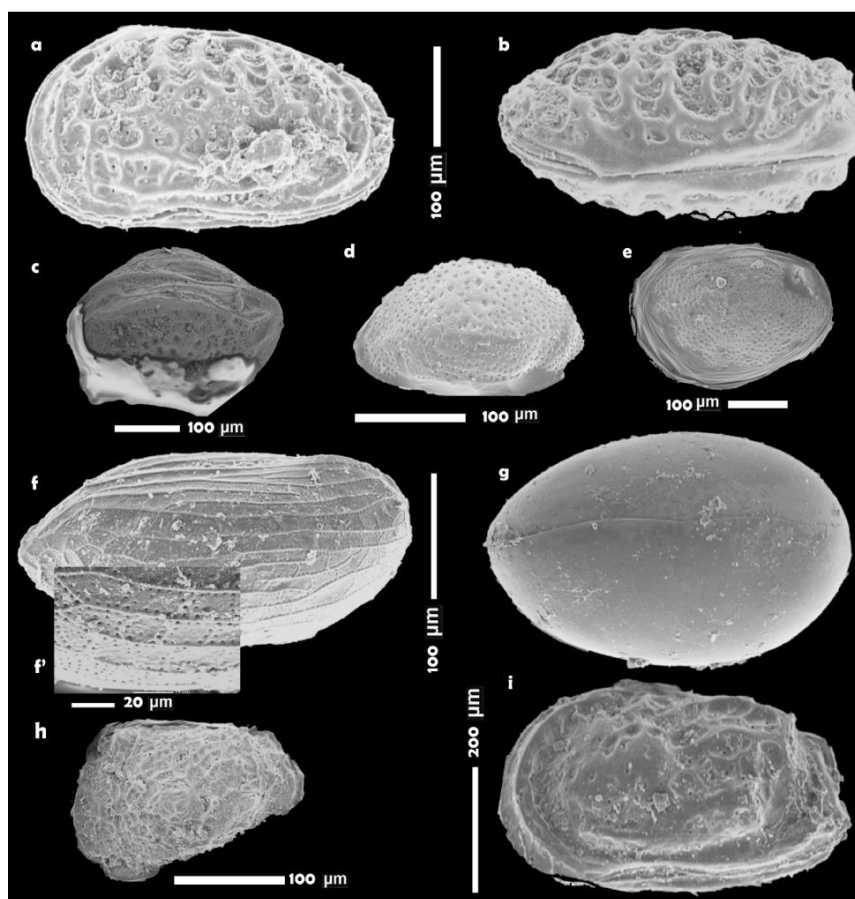


Figura 34. Especies de Ostrácodos identificados para la profundidad 18 a 19 m. a. *Callistocythere nucleoperscum*. b. *Callistocythere nucleoperscum* (vista lateral). c. *Oculocytheropteron delicatum* (vista lateral izquierda y vista ventral) con exceso de pegamento. d. *Oculocytheropteron delicatum* (valva juvenil) con exceso de pegamento en uno de los bordes de la valva. e. *Argenticytheretta laevipunctata* (valva derecha de un individuo juvenil). f. *Semicytherura* sp. f'. *Semicytherura* sp. (zoom en la textura de la valva). g. *Xestoleberis* sp. h. *Brasilicythere reticulispinosa*. i. *Coquimba bertelsae*.

Para la profundidad de 17 a 18 m se registraron seis especies de ostrácodos que se describen a continuación. *Callistocythere nucleoperiscum* (Whatley et al. 1998) se observó la valva derecha, esta especie indica condiciones marinas de plataforma. *Brasilicythere reticulispinosa* (Sanguinetti et al. 1991) esta es una especie típicamente marina. *Argentocytheretta laevipunctata* (Sanguinetti et al. 1991) se identificaron valvas derechas de adulto y también valvas de juveniles, especie que indica condiciones marinas. *Cyprideis multidentata* (Hartmann, 1955) se registraron individuos juveniles y adultos, estos últimos presentan diferenciación sexual en su valva. Esta especie es típicamente mixohalina, con una distribución geográfica muy amplia y se tiene registro desde el Mioceno hasta el Reciente (Coimbra et al. 2006). *Oculocytheropteron delicatum* (Ramos et al. 1999) especie marina. *Oculocytheropteron circumcostatum* (Ramos et al, 1999) esta especie ocurre desde la región de Cabo Frio, en el estado de Rio de Janeiro, hasta el extremo sur de Brasil y se conoce para profundidades de entre 25 a 66 m en sedimentos actuales. El registro fósil conocido es desde el Pleistoceno hasta el Reciente (Ramos et al. 1999) (Fig.35).

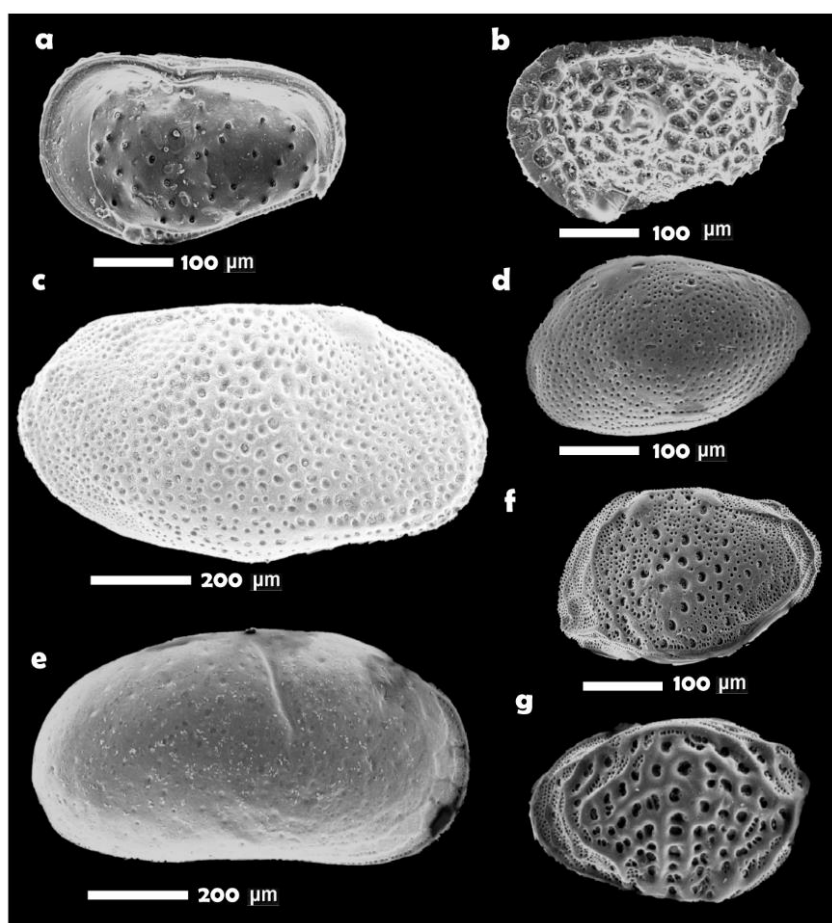
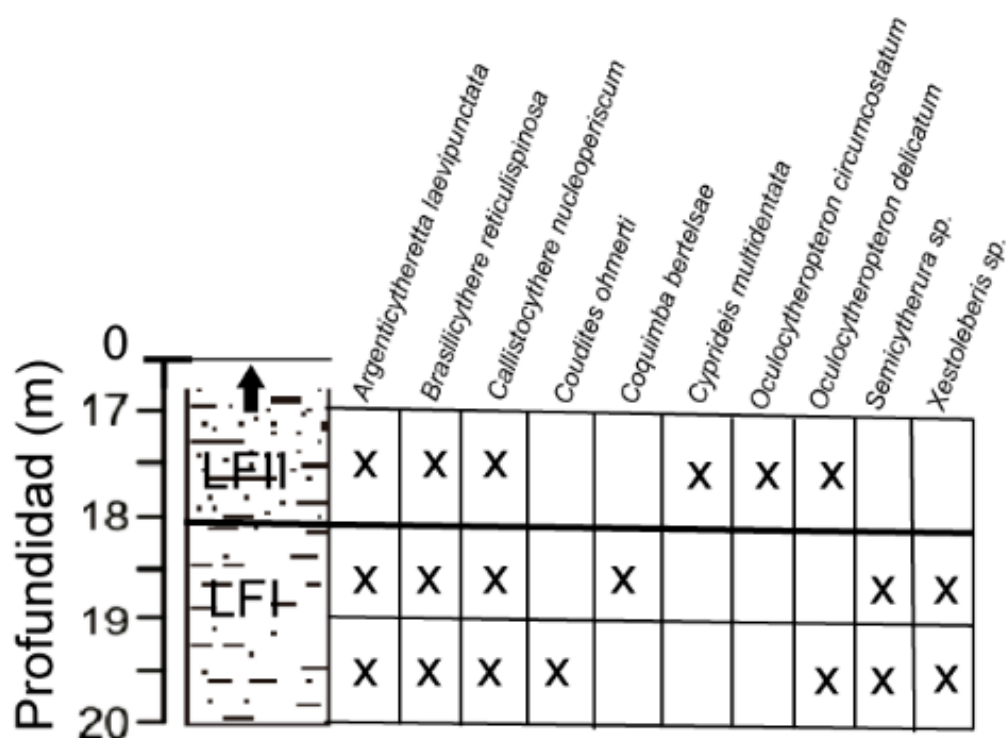


Figura 35. Especies de Ostrácodos identificados para la profundidad 17 a 18 m. a. *Callistocythere nucleoperiscum*. b. *Brasilicythere reticulispinosa*. c. valva derecha de macho adulto de *Argentocytheretta laevipunctata*. d. valva izquierda de un juvenil de *Argentocytheretta laevipunctata*. e. *Cyprideis multidentata*. f. *Oculocytheropteron delicatum*. g. *Oculocytheropteron circumcostatum* (valva izq. de un individuo juvenil).

Las especies de ostrácodos identificados para la perforación correspondieron mayoritariamente a un ambiente marino, donde predominaron las especies de plataforma profunda, a la profundidad de 18 a 20 m, que correspondió a la litofacies I (LFI). Algunas de las especies marinas plataformales ocurrieron para la profundidad de 17 a 18 m, pero la ocurrencia de *Cyprideis multidentata*, indicó un cambio en las condiciones ambientales en la base de la litofacies II (LFI), indicando condiciones mixohalinas a esta profundidad (Tab. 8).

Tabla 8. Ocurrencia de las especies de ostrácodos identificadas para la interpretación de las condiciones ambientales en la perforación Barra de Valizas.



Diatomeas

Para la profundidad de 18 a 20 m se identificaron 12 especies de diatomeas (Tabla 9), las cuales se describieron en esta sección: *Staurosira construens*: bentónica, dulceacuícola a salobre. *Nitzschia* sp.: bentónica. *Cf. Delphineis*: planctónica de ambiente marino. *Staurosira* cf. *martyi*: individuo dulceacuícola a salobre, de habito bentónico. *Tabularia tabulata*: especie marino-salobre bentónica. *Placoneis* sp.: bentónica. *Coconeis* sp.: organismo bentónico. *Gomphonema*, género bentónico dulceacuícola. *Paralia sulcata*: plancton y bentos de ambientes costero marino salobre. *Amphora* sp. género bentónico. *Melosira*: género predominantemente planctónico. Las valvas de diatomeas presentan una característica común, altos signos de corrosión alcalina. Esta característica en los individuos encontrados no fue posible identificar a nivel de especie. Como tendencia general, se identificaron especies dulceacuícolas bentónicas, marinas bentónicas y marinas

plantónicas. La característica común con las especies identificadas es la disolución de sílice que presentan estos organismos (Fig. 36), condición que limitó la identificación a nivel de especie.

Tabla 9 . Especies de Diatomeas identificadas en la perforación Barra de Valizas con ambiente asociado.

Especie	Ambiente
<i>Amphora</i> sp.	No determinado
<i>Coconeis</i> sp.	No determinado
<i>Cf. Delphineis</i>	No determinado
<i>Diploneis</i> sp.	Marino y dulceacuícola
<i>Gomphonema</i>	Dulceacuícola
<i>Melosira</i>	Marino y dulceacuícola
<i>Nitzchia</i> sp.	No determinado
<i>Paralia sulcata</i>	Costera planctónico y bentónico
<i>Placoneis</i> sp.	No determinado
<i>Staurosira construens</i>	Dulceacuícola a salobre
<i>Staurosira longirostris</i>	No determinado
<i>Tabularia tabulata</i>	Marino salobre

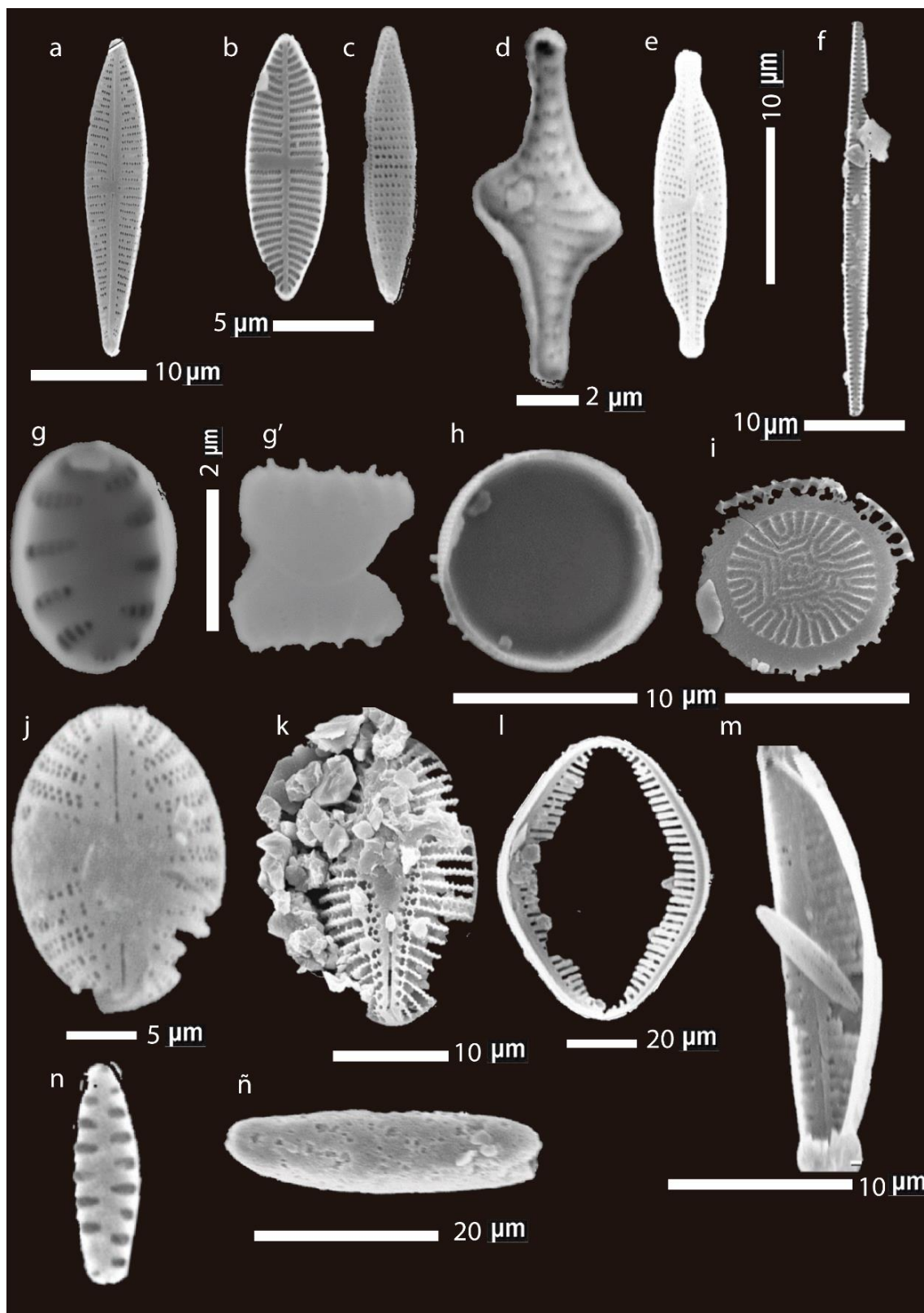


Figura 36. a. *Gomphonema* sp. b. *Navícula* sp. c. *Nitzschia* sp. d. *Staurosira longirostris*. e. *Placoneis* sp. f. *Tabularia tabulata*. g. *Staurosira construens*. g'. *Staurosira construens* var. *Venter* (vista singular). h. *Melosira moniliformis*. i. *Paralia sulcata*. j. *Diploneis mirabilis* marino salobre. k, l. *Diploneis chilensis*. Cf. *Delphineis*. m. *Amphora* sp. con *Nitzschia*. n. *Staurosira* cf. *martyi*. ñ. espícula *Ephydatia facunda* dulceacuícola con signos de disolución.

b. Perfiles Sedimentarios

Se describieron seis perfiles en el sector noroeste de la Laguna de Castillos, así como también en el Arroyo Valizas.

En sector noroeste de la Laguna de Castillos se realizaron cuatro perfiles en la Estancia El Mirador y un perfil en el establecimiento Arazá aprovechando las secciones descubiertas en la cantera de arena.

Al sur del área de estudio en el Arroyo Valizas se describió un perfil próximo al puente sobre la Ruta 10 (Figura 37).

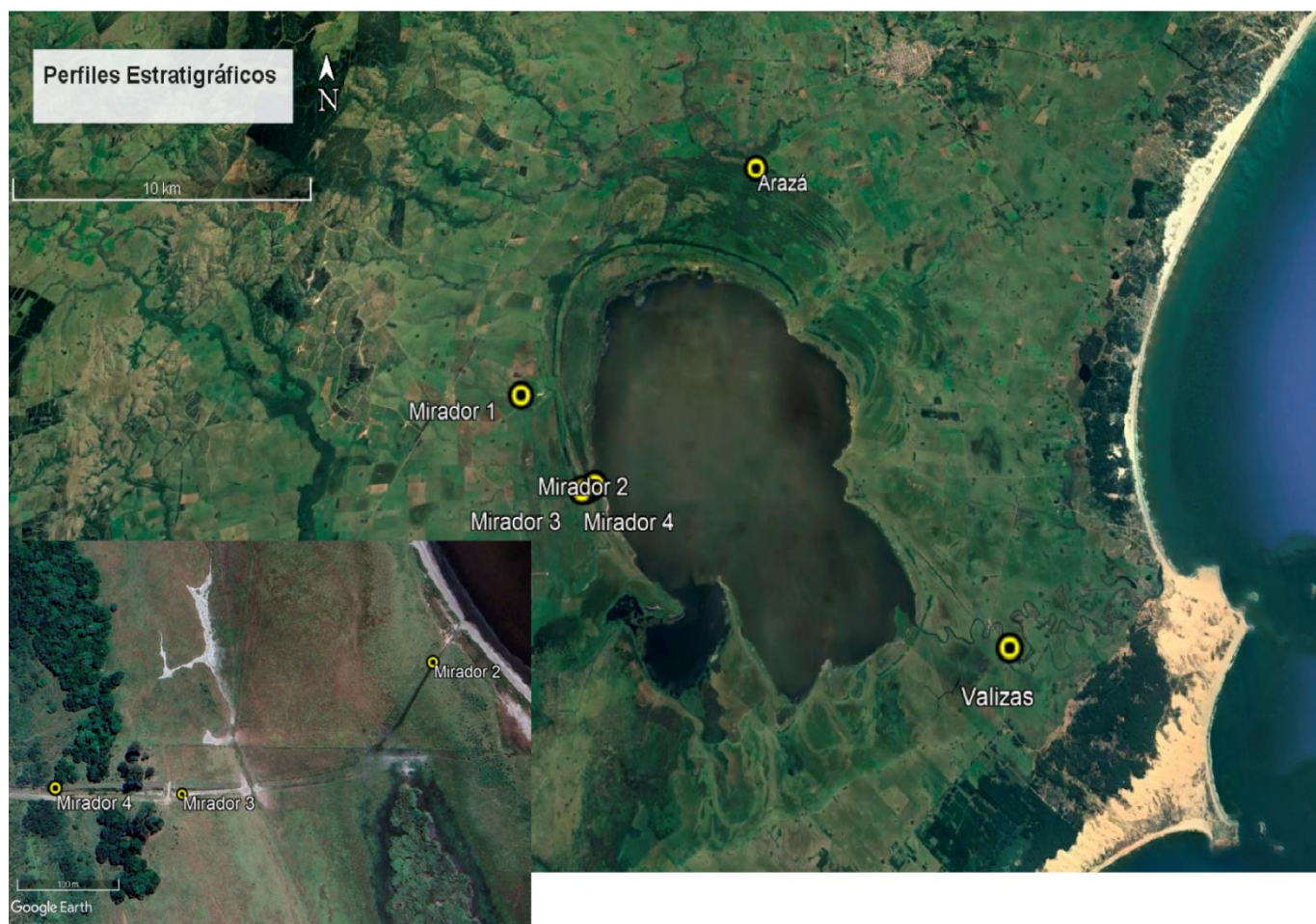


Figura 37. Ubicación de perfiles sedimentarios en la cuenca de la Laguna de Castillos, Rocha. Coordenadas de los perfiles: Arazá X: 53°54'52.90"W, Y: 34°14'0.30"S. Mirador 1 X: 53°59'48.40"W, Y: 34°18'10.90"S. Mirador 2 X: 53°58'15.20"W, Y: 34°19'34.50"S. Mirador 3 X: 53°58'25.90"w, Y: 34°19'39.70"S. Mirador 4 X: 53°58'31.10"W, Y: 34°19'40.20"S. Arroyo Valizas X: 53°50'22.36"W, Y: 34°21'56.88"S.

I. Perfil El Mirador 1

El perfil El Mirador 1 se encontró sobre una cañada afluyente a la Laguna de Castillos cuyo tope se encuentra a 2,26 m sobre el nivel del mar, se realizó la descripción sedimentológica para 1,40m de potencia que se detalla en la Tabla 10 y en la figura 39.

En base a los resultados estadísticos del análisis granulométrico y la descripción *in situ*, se identificaron tres litofacies, desde la base hacia el tope. La LFa con un espesor de 0,70 m donde predominaron los limo-arenosos levemente gravilloso muy mal seleccionados, con un valor de Mz cercano a 6, con una distribución simétrica y platicúrtica. La LFb que se desarrolló desde 0,70 m hasta 1,10 m correspondió a limos arenosos muy mal seleccionados, con un valor de Mz de 4,4, una distribución fuertemente oblicua y mesocúrtica. En este nivel se halló un banco de ostras en posición de vida, para el cual se realizó una datación por ^{14}C AMS en una conchilla de muy buena preservación de *Crassostrea* sp. indicando una edad calibrada de 6.700 ± 35 a AP (Fig. 39). Al tope se describió la LFc con un espesor de 0,30 m la cual se compuso de limos arcillosos mal seleccionados, con un valor de Mz de 6,9, una distribución granulométrica oblicua y platicúrtica.

Tabla 10. Descripción del Perfil El Mirador 1 al noroeste de la Laguna de Castillos.

Litofacies	Profundidad (m)	Color en húmedo	Descripción
LFc	1,10 a 1,40	5Y 2,5/1	Limo-arcilloso mal seleccionado
LFb	0,70 a 1,10	5Y 2,5/1	Limo-arenoso muy mal seleccionado, banco de ostras (<i>Crassostrea</i> sp. 6700 ± 35 a AP).
LFa	0 a 0,70	2,5Y 5/6	Limo-arenoso levemente gravilloso muy mal seleccionado con moteado de arcillas negras y materia orgánica.

Según el diagrama triangular de Blott & Pye (2012), las muestras analizadas se agruparon según sus características texturales en tres grandes grupos, los cuales con concordantes con las tres litofacies que fueron identificadas para el perfil El Mirador 1 (Fig. 38).

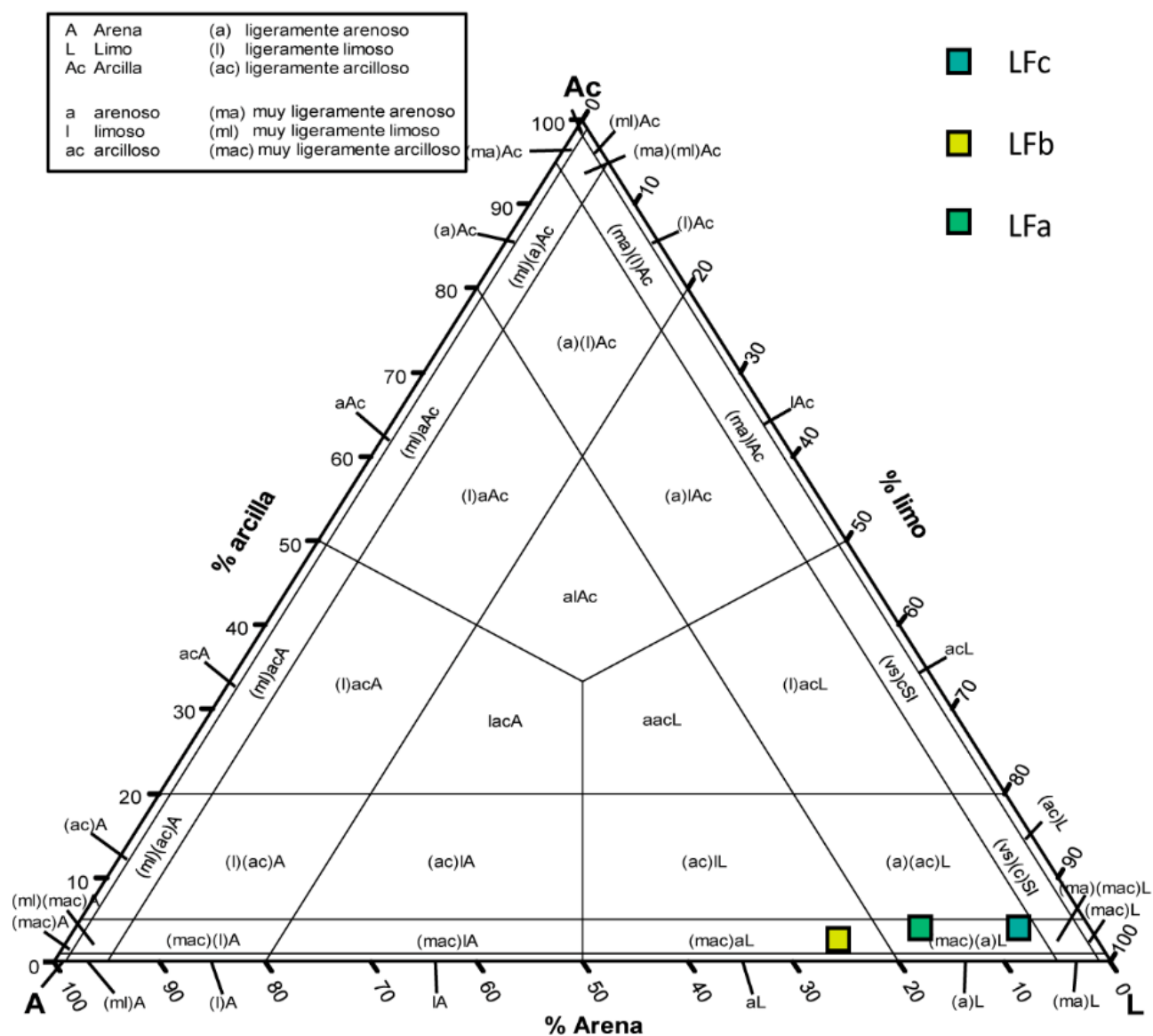


Figura 38. Diagrama de clasificación textural de las litofacies del perfil El Mirador 1 en



Figura 39. Perfil El Mirador 1, banco de ostras con una edad de 6.700 ± 35 a BP, cota en el tope del perfil a 2,26 msnm.

II. Perfil El Mirador 2

El perfil El Mirador 2 se ubicó en el borde noroeste de la Laguna de Castillos, cuya cota en el tope del perfil es de 0,5 m sobre el nivel del mar, con un desarrollo de 1 m que se detalla en la Tabla 11 y Figura 41.

En base a los resultados estadísticos del análisis granulométrico y la descripción *in situ*, se identificó una litofacies (LFa) en la totalidad del perfil, representada por limos muy finos con gravas gruesas, con un valor de Mz de 5,9 moderadamente seleccionado y de distribución unimodal y mesocúrtica. A 0,60 m desde la base se desarrolló un nivel de 1 cm de óxido de hierro y por debajo se observó moteado de óxido de hierro.

Tabla 11. Descripción del Perfil El Mirador 2 al noroeste de la Laguna de Castillos.

Litofacies	Profundidad (m)	Color	Descripción
LFa	0 a 1	5Y 6/1	Limo muy fino con grava gruesa

Según el diagrama triangular de Blott & Pye (2012), se representó la LFa del perfil El Mirador 2, ubicándose en el vértice inferior izquierdo, correspondiendo a fangos (Fig. 40).

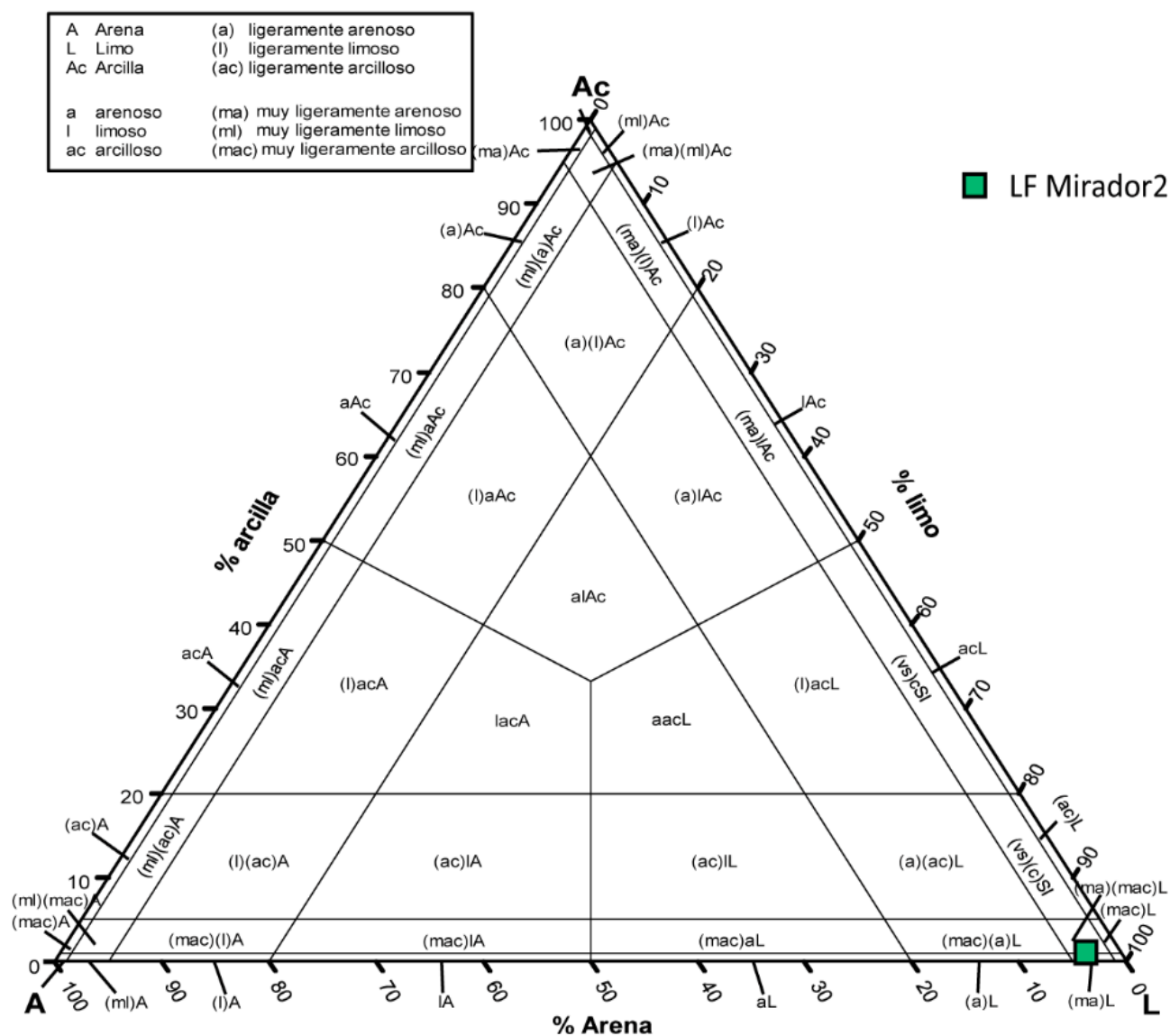


Figura 40. Diagrama de clasificación textural de las litofacies del perfil El Mirador 2 en función del tamaño de grano.

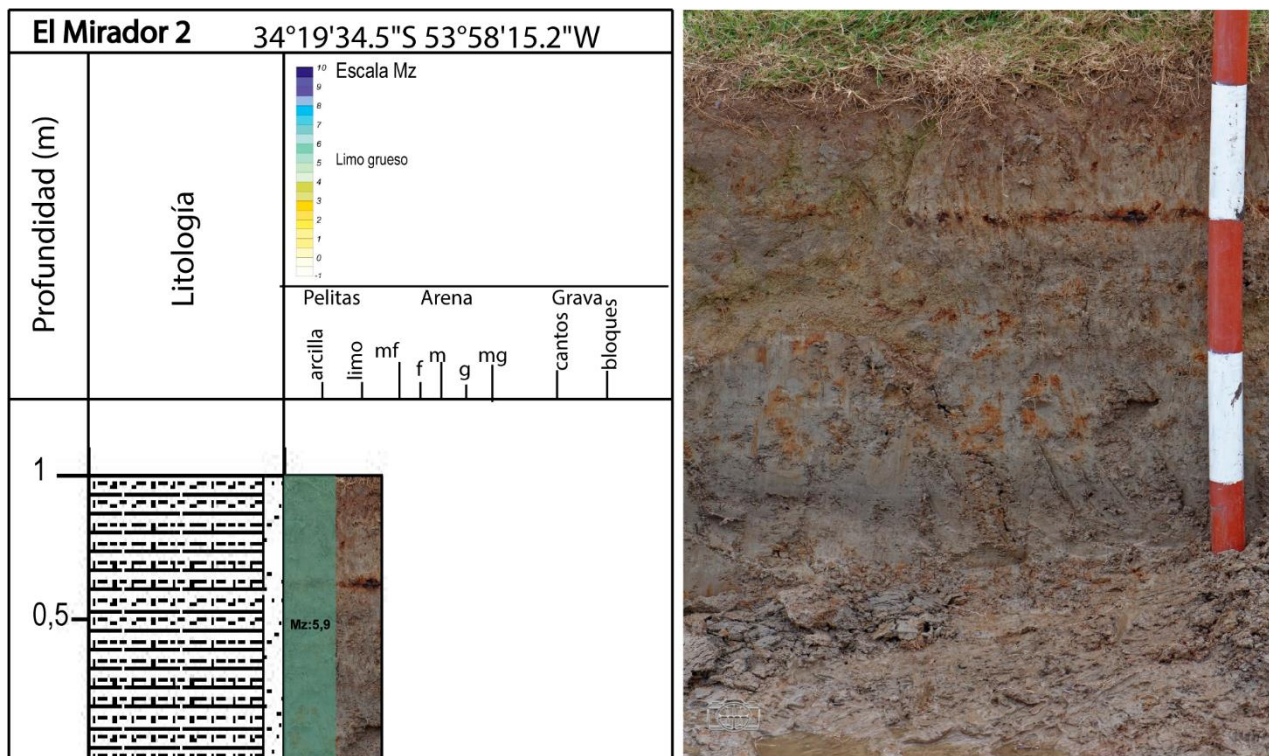


Figura 41. Perfil El Mirador 2 en el borde noroeste de la Laguna de Castillos, cota en el tope del perfil a 0,5 msnm.

III. Perfil El Mirador 3

El perfil El Mirador 3 se ubicó en el borde noroeste de la Laguna de Castillos cuya cota en el tope del perfil es de 0,5 m sobre el nivel del mar, en el comienzo de una cresta, presentó un desarrollo de 1,30 m que se detalla en la Tabla 12 y Figura 43. Se observan depósitos con alternancias de niveles centimétricos claro y oscuros, estos últimos presentan mayor contenido de materia orgánica.

En base a los resultados estadísticos del análisis granulométrico y la descripción *in situ*, se identificaron dos litofacies desde la base al tope. La litofacies LFa con un espesor de 0,50 m en la cual predominaron limos gruesos moderadamente seleccionados, con un valor de Mz de 5,4, con una distribución simétrica y muy leptocúrtica. En esta litofacies las alternancias de los niveles claros y oscuros fue de mayor frecuencia y menor espesor. Para la LFb que se desarrolló desde 0,50 hasta 1,30 m correspondió a limos medios a gruesos arenosos muy pobremente seleccionados, con un valor de Mz de 6,8, una distribución simétrica y muy leptocúrtica. En esta litofacies las alternancias de niveles claros y oscuros fue de mayor espesor.

Tabla 12. Descripción del Perfil El Mirador 3 al noroeste de la Laguna de Castillos.

Litofacies	Profundidad (m)	Color	Descripción
LFb	0,50 a 1,30	5Y 7/1	Limo medio a grueso arenoso muy pobremente seleccionado
LFa	0 a 0,50	5Y 4/2	Limo grueso moderadamente bien seleccionado

Según el diagrama triangular de Blott & Pye (2012), las muestras analizadas se agruparon según sus características texturales en dos grandes grupos, los cuales con concordantes con las dos litofacies que fueron identificadas para el perfil El Mirador 3 (Fig. 42).

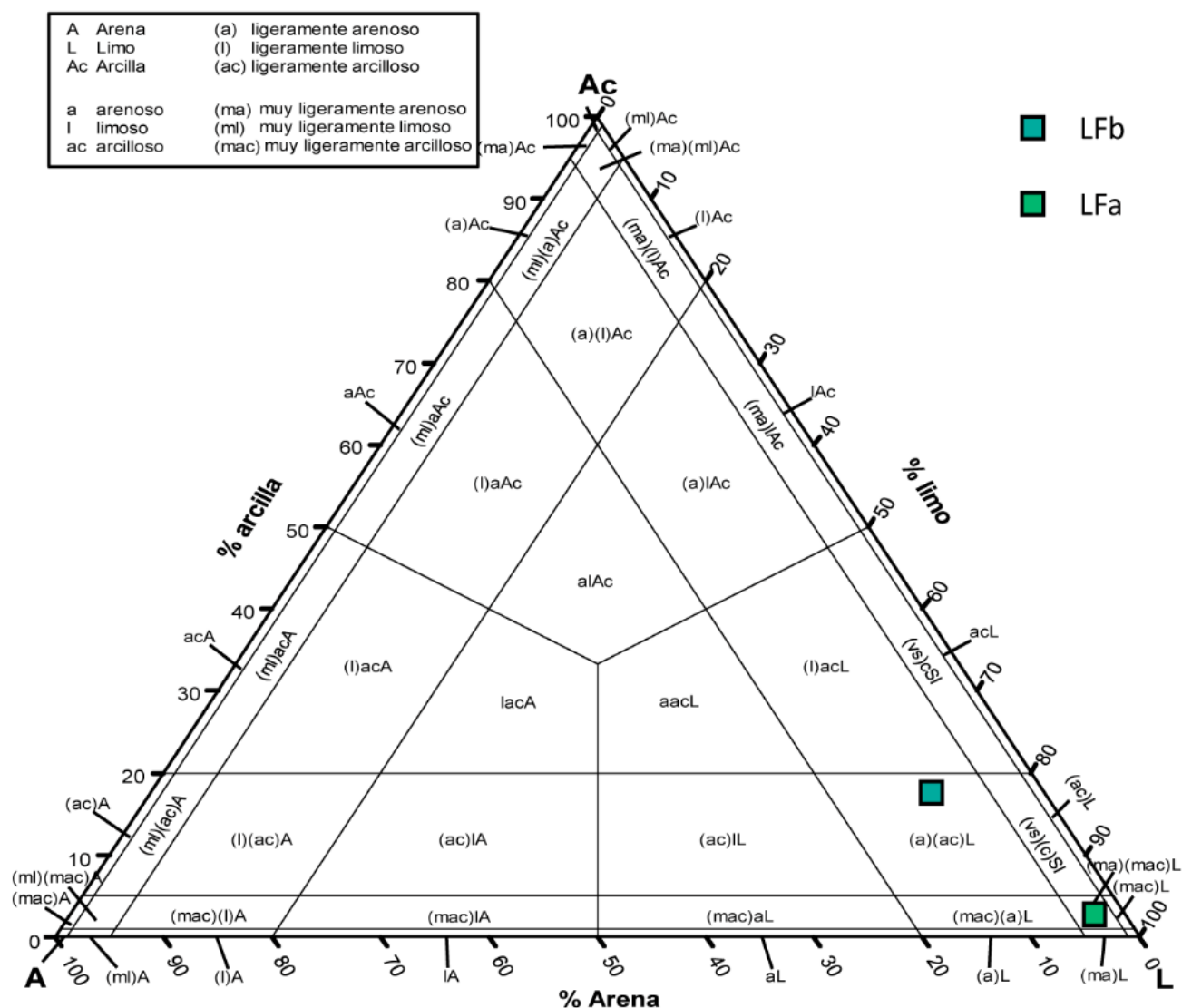


Figura 42. Diagrama de clasificación textural de las litofacies del perfil El Mirador 3 en función del tamaño de grano.

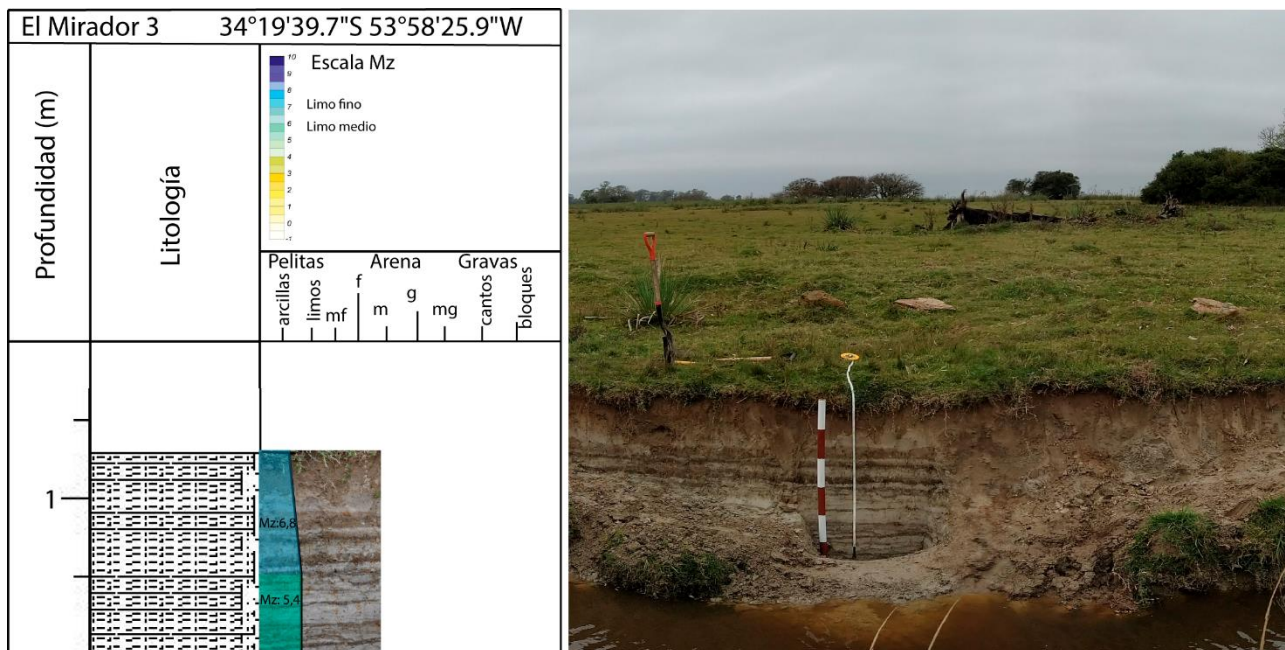


Figura 43. Perfil El Mirador 3 en el borde noroeste de la Laguna de Castillos al comienzo de la cresta, cuya cota en el tope del perfil es de 0,5 msnm.

IV. Perfil El Mirador 4

El perfil El Mirador 4 se ubicó en el borde noroeste de la Laguna de Castillos, donde la cota en el tope del perfil es de 0,86 m sobre el nivel del mar, en el sector de mayor desarrollo de la cresta, presentó un desarrollo de 1,60 m que se detalla en la Tabla 13 y Figura 45. Se observaron depósitos con alternancias de niveles centimétricos claro y oscuros, estos últimos presentaron mayor contenido de materia orgánica.

En base a los resultados estadísticos del análisis granulométrico y la descripción *in situ*, se identificaron cuatro litofacies desde la base al tope. La litofacies LFa con un espesor de 0,20 m en la cual predominaron limos gruesos pobremente seleccionados, con un valor de Mz de 5,9, con una distribución levemente oblicua y muy leptocúrtica. Para la LFb que se desarrolló desde 0,20 hasta 0,70 m correspondió a limos finos muy pobremente seleccionados, con un valor de Mz de 7,0, una distribución simétrica y muy platicúrtica. Por encima se desarrolló la LFc desde 0,70 m hasta 1,30 m, estuvo representada por limos gruesos pobremente seleccionados, con un valor de Mz de 5,8, una distribución levemente oblicua y muy leptocúrtica. Las LFa y LFc presentaron granulometrías mayores y menor contenido de materia orgánica. En la LFb se concentraron las alternancias con mayor contenido de materia orgánica y menores granulometrías. Al tope se desarrolló la LFd que correspondió a un suelo limoarenoso.

Tabla 13. Descripción del Perfil El Mirador 4 al noroeste de la Laguna de Castillos.

Litofacies	Profundidad (m)	Color en húmedo	Descripción
LFd	1,30 a 1,60	5Y 3/1	Suelo limo-arenoso
LFc	0,70 a 1,30	5Y 7/1	Limo grueso pobremente seleccionado
LFb	0,20 a 0,70	5Y 3/1	Limo fino muy pobremente seleccionado
LFa	0 a 0,20	5Y 7/1	Limo grueso pobremente seleccionado

Según el diagrama triangular de Blott & Pye (2012), las muestras analizadas se agruparon según sus características texturales en dos grandes grupos, los cuales son concordantes con las litofacies que fueron identificadas para el perfil El Mirador 4 (Fig. 44).

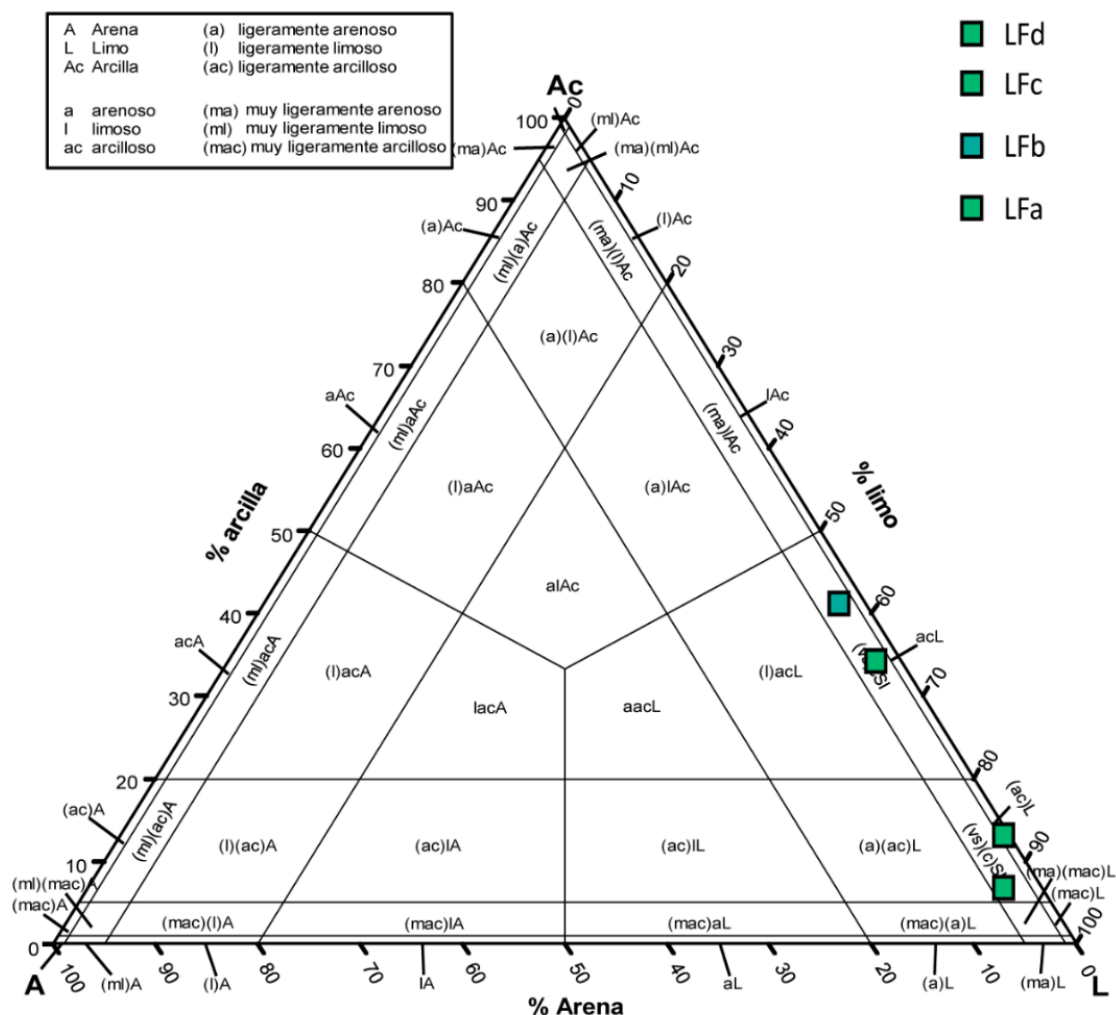


Figura 44. Diagrama de clasificación textural de las litofacies del perfil El Mirador 4 en función del tamaño de grano.



Figura 45. Perfil El Mirador 4 en el borde noroeste de la Laguna de Castillos en zona de máximo desarrollo de la cresta, cuya cota en el tope del perfil fue de 0,86 msnm.

V. Perfil Arenera Arazá

El perfil Arenera Arazá se ubicó en el sector norte de la Laguna de Castillos, con una cota al tope del perfil de 1,86 m sobre el nivel del mar, ingresando desde Ruta 9 al Establecimiento Arazá, donde está activa la explotación comercial de arena en torno a la planicie del Arroyo Castillos. Esta actividad extractiva permitió acceder a un perfil bien expuesto para realizar la descripción *in situ*. En base a los resultados estadísticos del análisis granulométrico y la descripción *in situ*, se identificaron cuatro litofacies desde la base al tope. La litofacies LFa desde 0 a 0,40 m arena fangosa con grava pobremente seleccionada, con un valor de Mz de -0,02, con una distribución levemente oblicua y leptocúrtica. Esta litofacies consistió en un depósito compacto de conchillas transportadas y redepositadas en forma caótica con signos moderados de desgaste (Tabla 14 y 18.)

Tabla 14. Lista de especies halladas en los depósitos de la Litofacies a del perfil Arazá.

Especie	Ambiente
<i>Heleobia</i> aff. <i>australis</i>	Estuario
<i>Tagelus</i> aff. <i>plebeius</i>	Estuario
" <i>Carditamera</i> " <i>plata</i>	Marino
<i>Proteopitar patagonicus</i>	Marino
<i>Phlyctiderma semiaspera</i>	Marino
<i>Thracia similis</i>	Marino
<i>Bostrycapulus odites</i>	Marino
<i>Anomalocardia flexuosa</i> ,	Marino subtropical
<i>Transennella camachoi</i>	Marino subtropical
<i>Bulla occidentalis</i>	Marino subtropical
<i>Crassostrea</i> sp.	Marino subtropical
<i>Spisula isabelleana</i>	Estuarino
<i>Buccinanops deformis</i>	Estuarino

La litofacies LFb se desarrolló desde 0,40 m hasta 1,50 m correspondió a arenas ligeramente gravillosas moderadamente seleccionadas, con un valor de Mz de 0,4, con una distribución levemente oblicua y mesocúrtica. Por encima se desarrolló la litofacies LFc desde 1,50 m a 1,70 m, representada por arenas gravillosas pobremente seleccionadas, con un valor de Mz de 0,8, una distribución fuertemente oblicua y mesocúrtica. Al tope desde 1,70 hasta 2,10 se desarrolló un suelo arenoso levemente gravilloso pobremente seleccionado con un valor de Mz de 1,0, la distribución es levemente oblicua y muy leptocúrtica (Tabla 15 y Figuras 46 y 47).

Tabla 15. Descripción del perfil Arenera Arazá al norte de la Laguna de Castillos.

Litofacies	Profundidad (m)	Color en húmedo	Descripción
LFd	1,70 a 2,10	10YR 3/2	Suelo arenoso
LFc	1,50 a 1,70	10YR 6/3	Arena gravillosa
LFb	0,40 a 1,50	10 YR 4/6	Arena ligeramente gravillosa
LFa	0 a 0,40	5Y 7/1	Arena fangosa con grava

Según el diagrama triangular de Blott & Pye (2012), las muestras analizadas se agruparon según sus características texturales en tres cuadrantes, de forma concordantes con las cuatro litofacies que fueron identificadas para el perfil Arenera Arazá (Fig. 46).

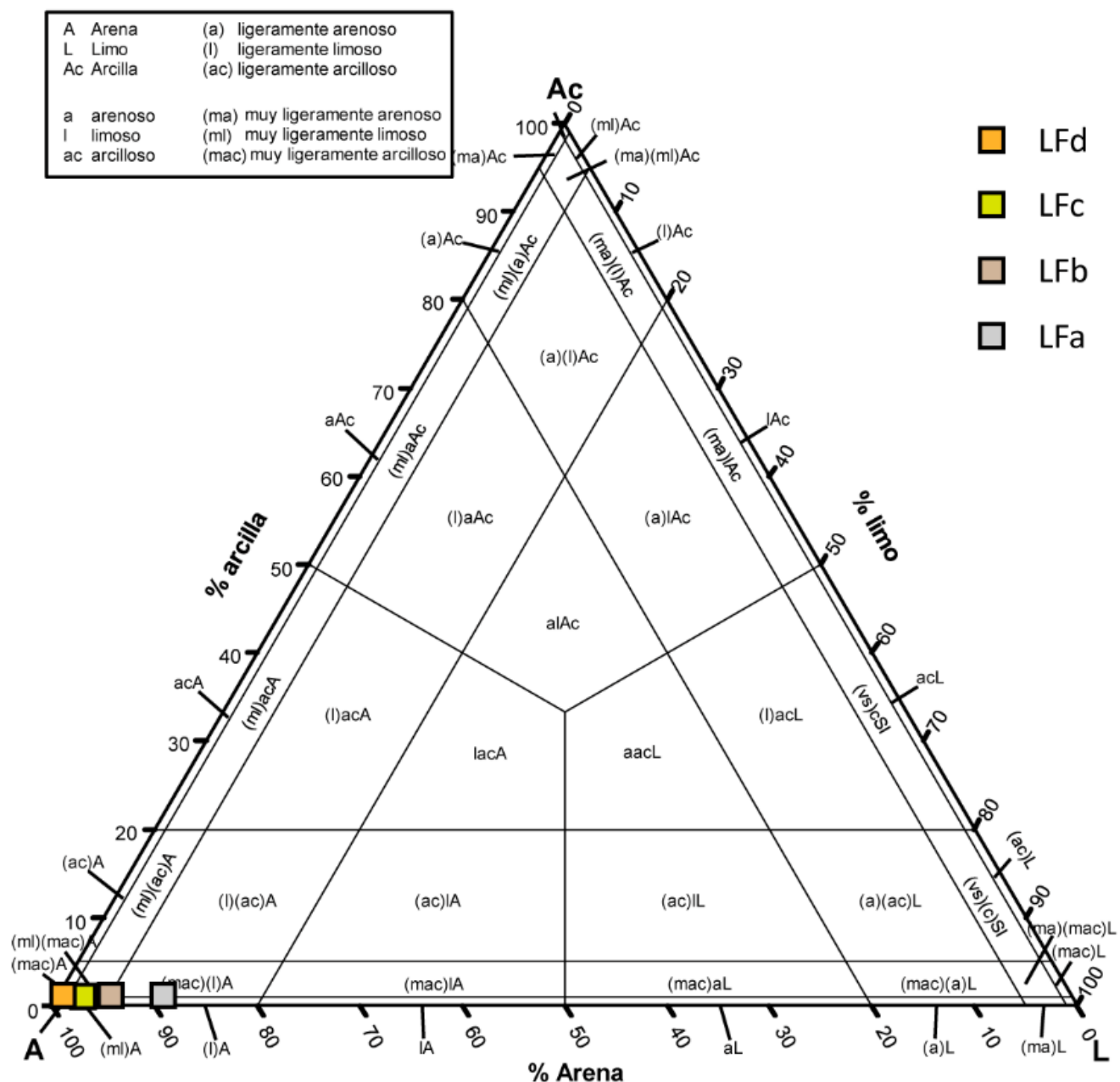


Figura 46. Diagrama de clasificación textural de las litofacies del perfil Arenera Arazá en función del tamaño de grano.

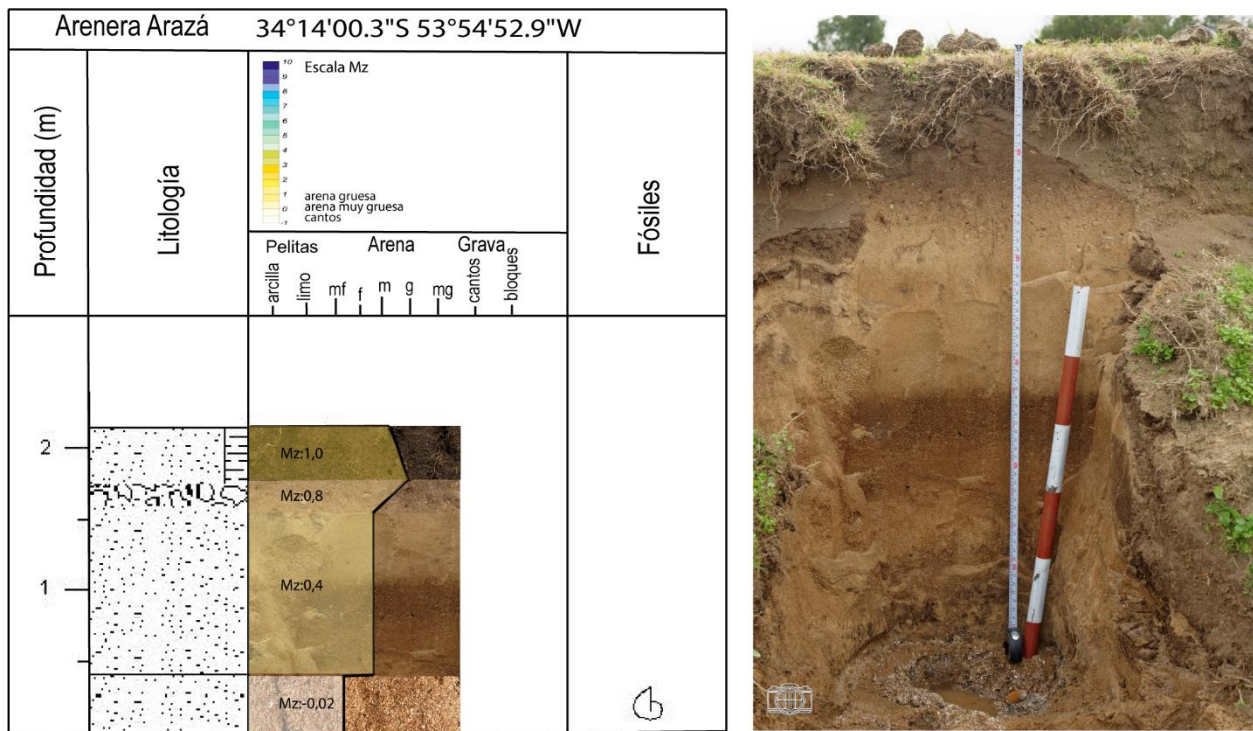


Figura 47. Perfil Arenera Arazá en el borde norte de la Laguna de Castillos, en la planicie del Arroyo Castillos con una cota al tope del perfil de 1,86 msnm.

VI. Perfil Arroyo Valizas

En el sector sur de área de estudio se describió un perfil sobre el Arroyo Valizas con una cota a tope del perfil de 1,84 m sobre el nivel del mar. El perfil Arroyo Valizas presentó un desarrollo de 1,20 m que se representa en la Tabla 16 y Figura 49. En base a los resultados estadísticos del análisis granulométrico y la descripción *in situ*, se identificaron cuatro litofacies desde la base al tope. La litofacies LFa con un espesor de 0,30 m en la cual predominan limos muy finos con gravas finas, con un valor de Mz de 7,4, con una distribución muy fuertemente desviada y muy mesocúrtica. En esta litofacies se halló una concentración importante de moluscos y se realizó una datación por ^{14}C AMS en una conchilla de muy buena preservación de *Proteopitar patagonicus*, la cual indicó una edad calibrada de 6.300 ± 100 a AP (Fig. 49).

Para la litofacies LFb que se desarrolló desde 0,30 hasta 0,70 m correspondió a arenas limosas ligeramente gravilosas, con un valor de Mz de 4,4, muy pobremente seleccionada, una distribución fuertemente desviada y platicúrtica. En esta litofacies se reconocieron abundantes fragmentos de moluscos, especialmente *Tagelus* sp. Por encima se desarrolló la litofacies LFc, que corresponde a arenas limosas ligeramente gravilosa con un valor de Mz de 4,4, muy pobremente seleccionada con una distribución simétrica y platicúrtica, azoica. Al tope se identificó un suelo fangoso, pobremente seleccionado, con un valor de Mz de 7,0.

Tabla 16. Descripción del Perfil Arroyo Valizas al sur de la Laguna de Castillos.

Litofacies	Profundidad (m)	Color	Descripción
LFd	1,90 a 2,20	10YR 3/2	Suelo fangoso, limo muy fino
LFc	0,70 a 1,90	10YR 6/2	Arena limosa ligeramente gravillosa
LFb	0,30 a 0,70	5Y 6/2	Arena limosa ligeramente gravillosa con presencia de moluscos. (<i>Proteopitar patagonicus</i> 6300 a AP)
LFa	0 a 0,30	5Y 6/3	Fango gravilloso, limo muy fino con gravas finas con presencia de moluscos

Según el diagrama triangular de Blott & Pye (2012), las muestras analizadas se agruparon según sus características texturales en tres cuadrantes, de forma concordantes con las cuatro litofacies que fueron identificadas para el perfil Arroyo Valizas (Fig. 48).

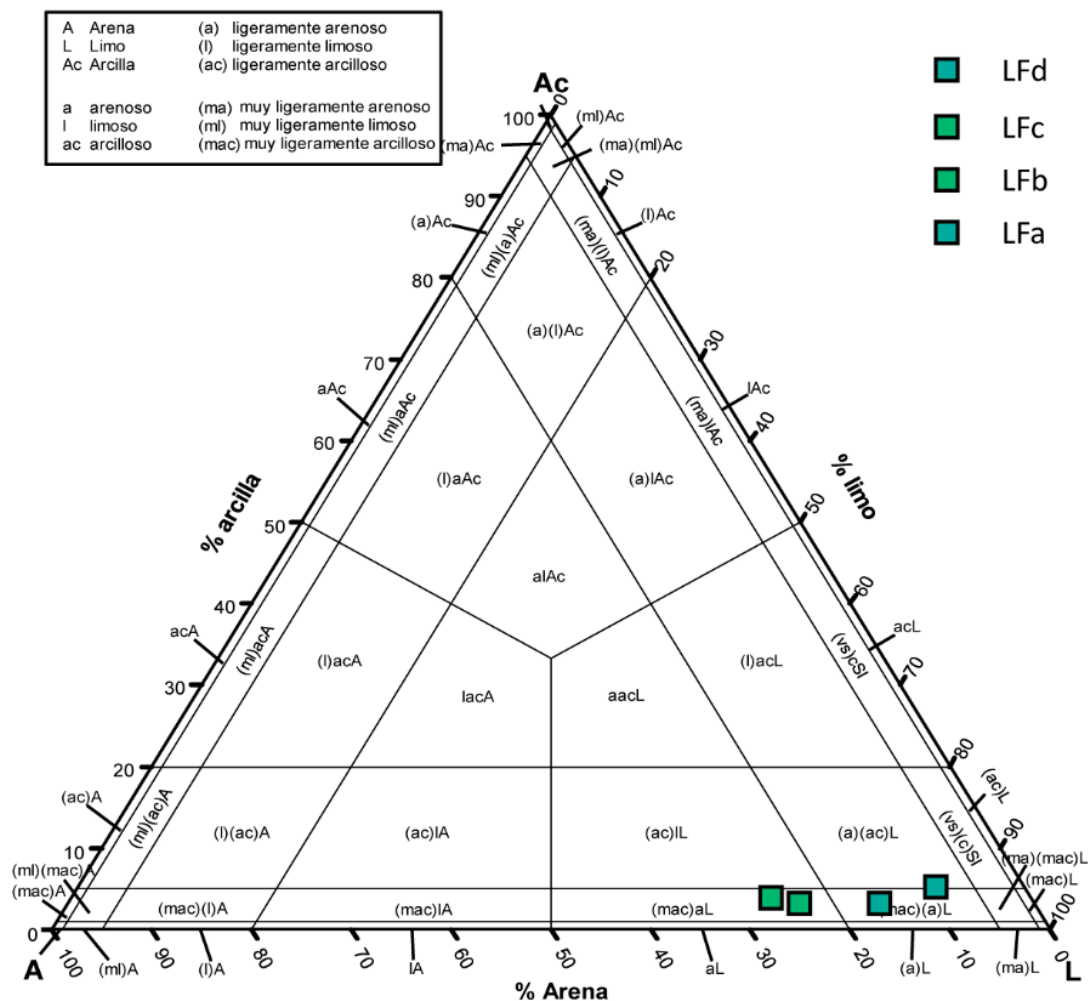


Figura 48. Diagrama de clasificación textural de las litofacies del perfil Arroyo Valizas en función del tamaño de grano.

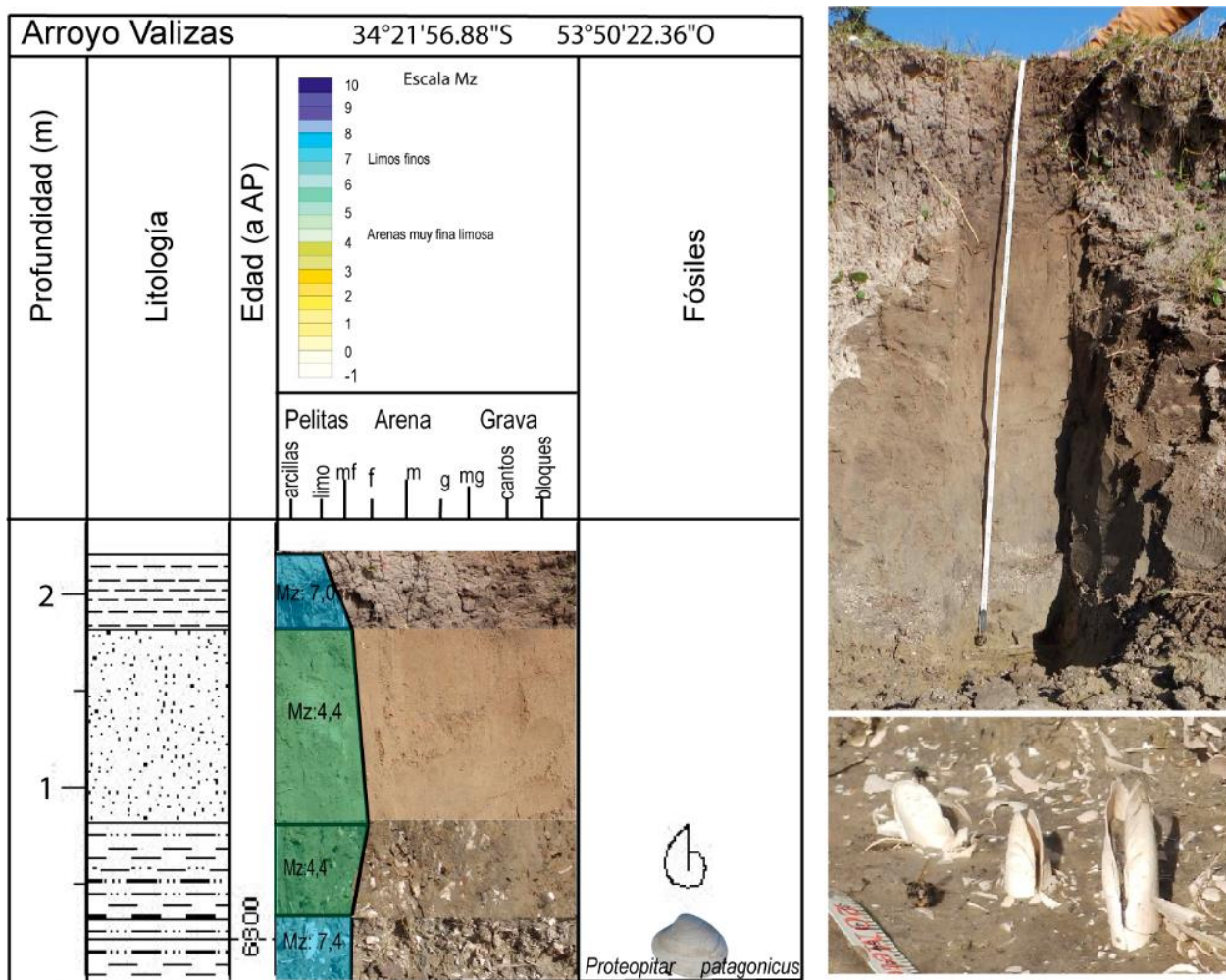


Figura 49. Perfil Arroyo Valizas, en el sector surde la Laguna de Castillos, sobre Ruta 10 a una cota a tope del perfil de 1,86 msnm.

c. Perfiles de Georradar

Se realizaron cuatro perfiles de Georradar (GPR), uno en el balneario Barra de Valizas y tres en el balneario Aguas Dulces (Fig. 50).

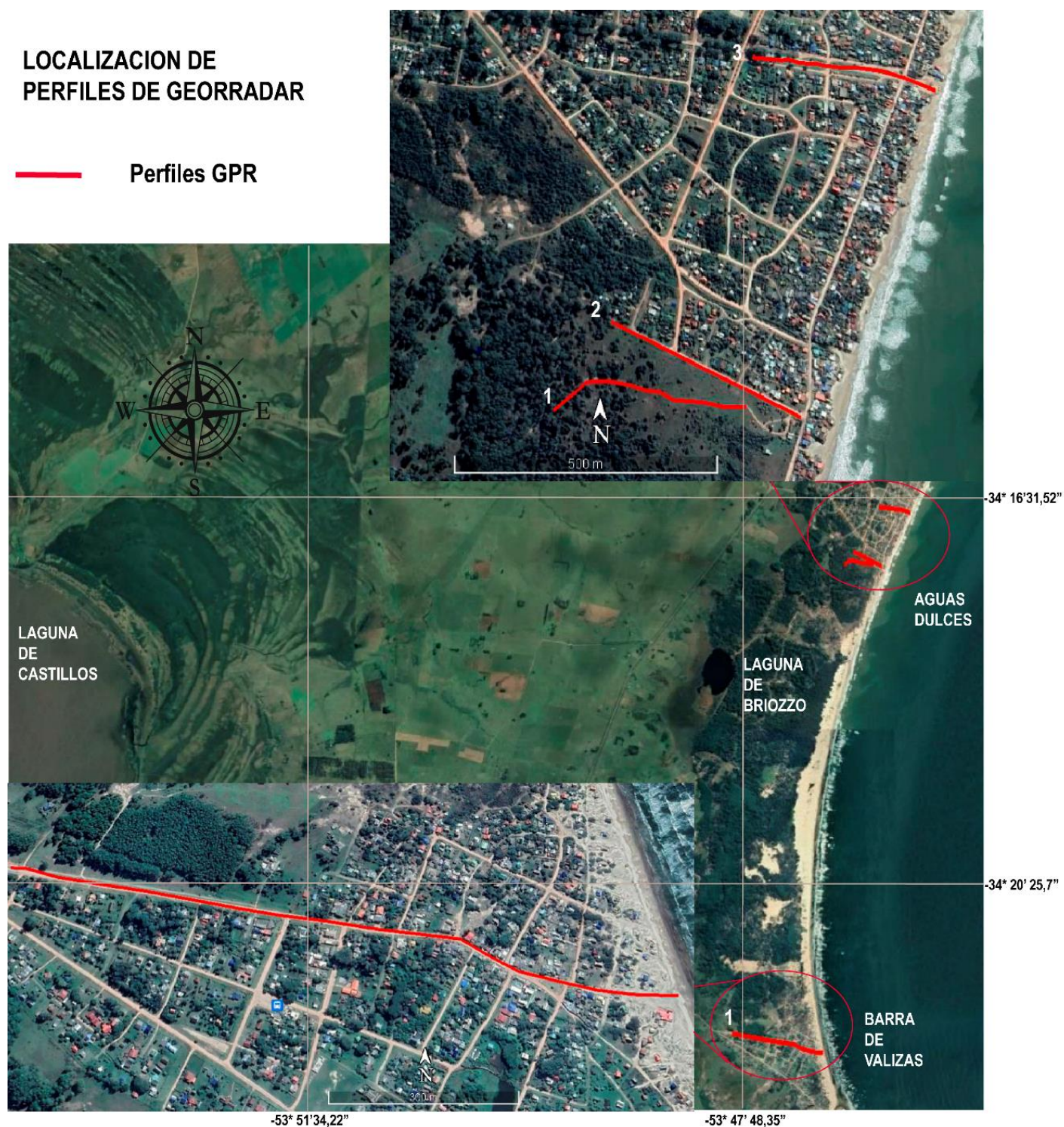


Figura 50. Mapa de localización de perfiles en al área de estudio. Al sur Perfil 1 Barra de Valizas y al norte perfiles 1, 2 y 3 en Aguas Dulces. (Google Earth, 2022)

El perfil de Barra de Valizas tuvo una extensión de 1160 m, con una dirección ESE-WNW, desde la línea de costa, sobre el camino de acceso al balneario, (Fig. 50). El perfil 1 en Aguas Dulces se realizó en predios del Instituto Nacional de Colonización, presentó una extensión de 439 m y su dirección es ESE-WNW (Fig. 50). El perfil 2 presentó una extensión de 421 m y una dirección WNW-ESE sobre calles de la localidad (Fig. 50). El perfil 3 tuvo una extensión de 400 m, se realizó desde la línea de costa, en dirección al ingreso del balneario sobre la avenida principal (Fig. 50).

I. Perfil GPR Barra de Valizas

Este perfil alcanzó una profundidad de lectura de 12 m, comenzando desde el W, en dirección ESE hacia el mar (Fig. 51). Se observó una atenuación pronunciada en la señal en los primeros cuatro m de profundidad, debido a la posibilidad de la presencia de sedimentos limoarcillosos y/o un alto contenido de salinidad en este nivel. Esta señal se interpretó como los depósitos asociados a la planicie de inundación del Arroyo Valizas. A la distancia de 1000 m se observaron facies de radar de reflexión cóncava, lo que indicó el registro de un canal arenoso de 1,5 m de profundidad, el cual se interpretó como un paleocanal del Arroyo Valizas. Desde la base se identificó una primera sección con mayor contenido de arcillas y/o salinidad, donde la señal no se definió totalmente, la cual corresponde a la Radarfacies 1 (Rdf1). A partir de 1,5 m el contenido de arenas aumentó y/o disminuyó la conductividad y se obtuvo una respuesta definida, para la cual se definió la Radarfacies 2 (Rdf2) (Fig. 51).

Para cada sección de GPR se muestra el perfil procesado sin interpretar (A), luego se identificaron las características de las reflexiones, identificando terminaciones de las reflexiones y distintos patrones (B). En base a los aspectos identificados anteriormente, se identificaron las distintas Radarfacies (C).

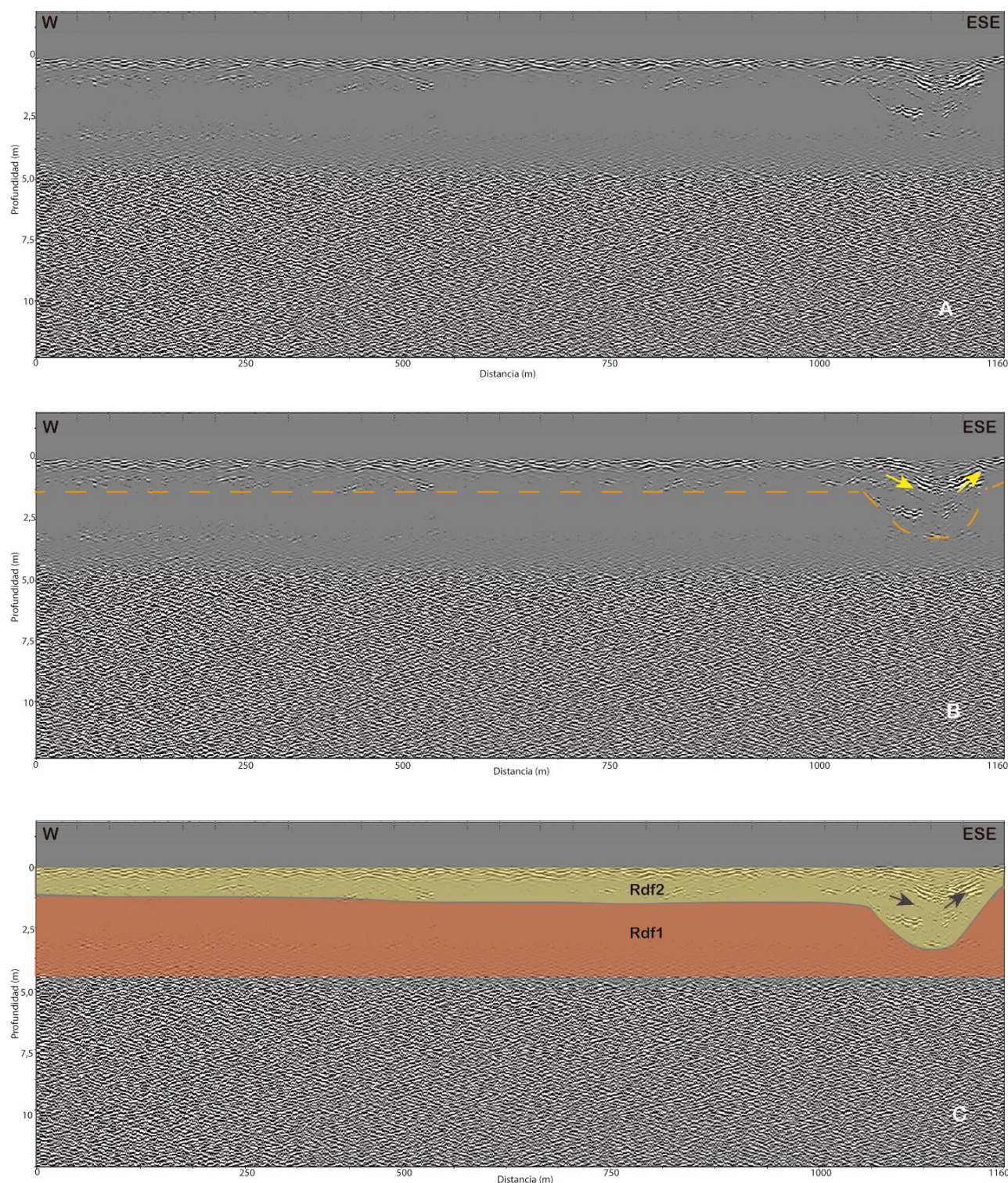


Figura 51. Perfil de GPR en Barra de Valizas, se obtuvo con una antena de 400 MHz, desde el W hacia la línea de costa de playa, donde se identificaron dos Radarfacies (Rdf).

La Rdf1 desde 4 m hasta 1,5 m, donde la señal se atenuó por la presencia en abundancia de sal y/o sedimentos finos. Por encima de 1,5 m se obtuvo una respuesta más marcada, Rdf2, donde se interpretó que hubo un aumento la presencia de arenas y/o una disminución en el contenido de sal. A la distancia de 1000 m se observó la presencia de un canal asociado al paleo cauce del Arroyo Valizas. Este perfil presentó un patrón agradacional.

II. Perfil GPR Aguas Dulces 1

Se registró un perfil en dirección E- WNW de casi 440 m, donde se observó una superficie plano paralela a 10 m de profundidad, la cual se extiende por toda la sección. Dicha radarficie, presenta una leve inclinación en profundidad hacia el continente. Para esta sección se identificaron cuatro radarficies (Rdf): la Rdf1 presentó reflectores con inclinación hacia el continente. A partir de 275 m, se observó una nueva superficie inclinada, que generó la Rdf2. A la profundidad entre 5 y 10 m, se definió las Rdf 3 y 4 donde se observaron reflexiones Downlap en dirección al interior de la cuenca (Fig. 52). Los rasgos observados indicaron condiciones progradantes para la Rdf3 y 4.

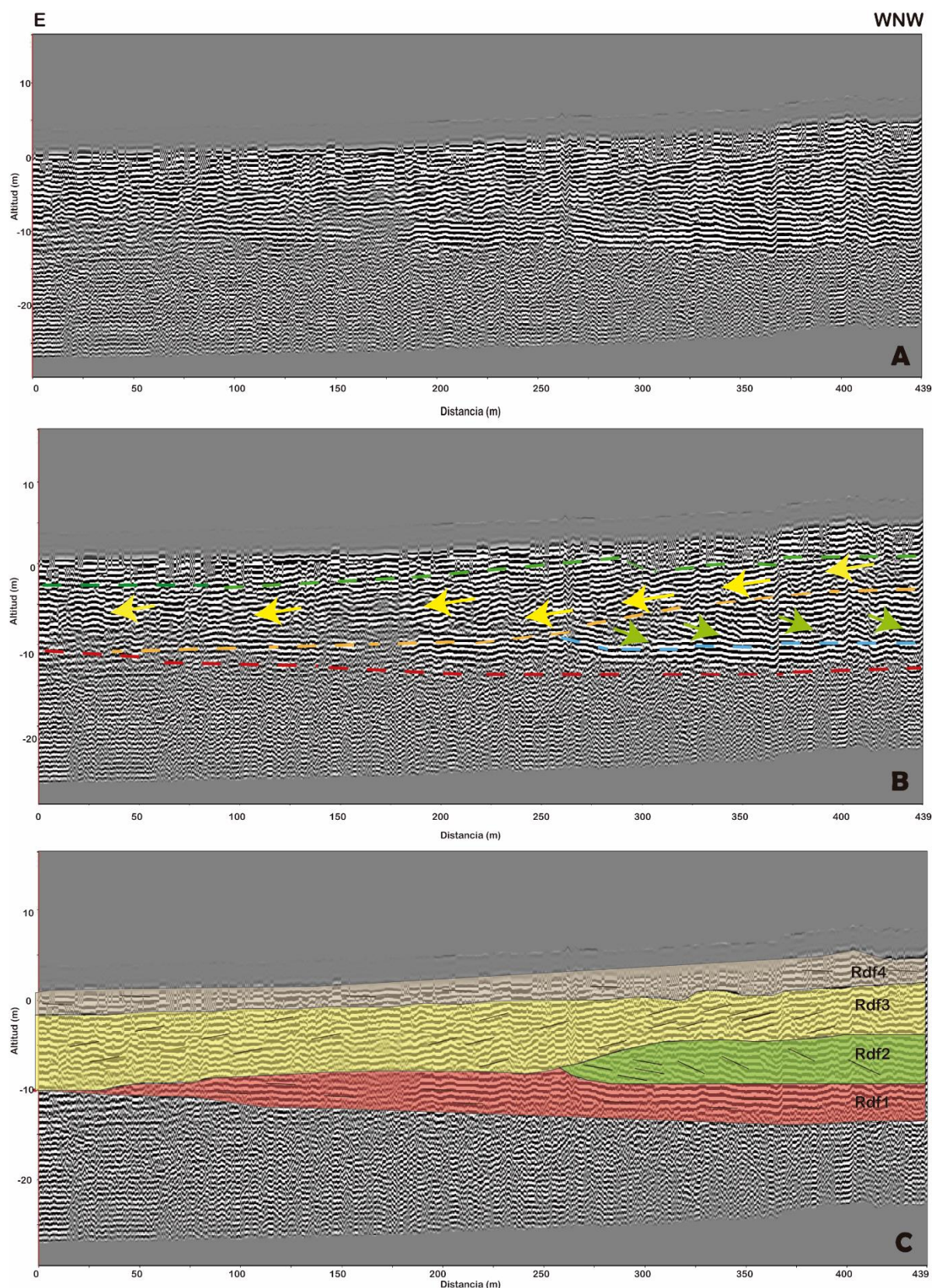


Figura 52. Perfil Aguas Dulces 1. Dirección E – WNW, desde el mar hacia el continente se obtuvo con una antena de 80 MHz. Se indica la presencia de una superficie a 10 m de profundidad, con inclinación hacia el continente, se observa un cambio en la inclinación de las reflexiones a partir de los 275 m de distancia, señalado por las flechas de color rojo, estas indicarían rasgos de relleno lagunar asociado a la Laguna de Briozzo y entre 0 y 250 m de distancia se observan reflectores Downlap señalizados en amarillo.

III. Perfil GPR Aguas Dulces 2

Se obtuvo un registro que superó los 10 m de profundidad, en dirección WNW hacia la línea de costa oceánica actual. Se identificaron tres radarfacies: la Rdf1 se expresa desde 7,5 hasta 10 m de profundidad, donde se observó una superficie plano paralela que se acuñó en dirección al mar, con reflectores que se inclinaron hacia el continente. La Rdf1 presentó un patrón retrogradacional (Fig. 53). Por encima desde 7,5 hasta 1 se definió la Rdf2 que presentó reflectores con marcada inclinación hacia la línea de costa. Esto está indicando un patrón de progradación en dirección al interior de la cuenca. Este patrón se conserva en la Rdf3 de menor potencia.

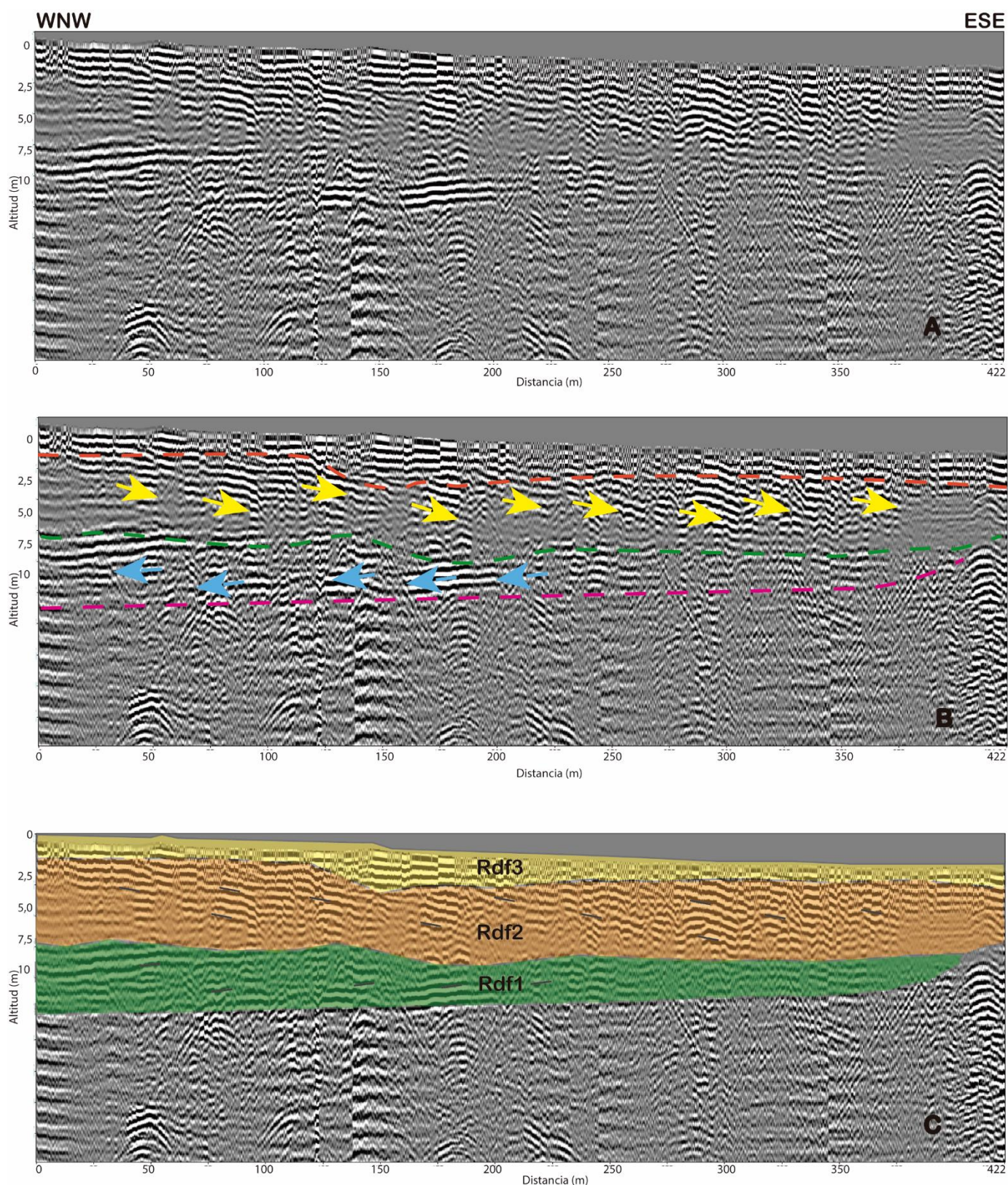


Figura 53. Perfil Aguas Dulces 2. Dirección WNW hacia ESE, desde el interior de la cuenca, hacia el mar, se obtuvo con una antena de 80 MHz. Se pudo observar una dinámica retrogradacional para Rdf1 y cambia a Progradacional en la Rdf2 y 3.

IV. Perfil GPR Aguas Dulces 3

Este perfil presentó una potencia que superó levemente los 10 m de profundidad, desde ESE hacia WNW. Desde 5 a 0 m de profundidad se define la Rdf 1, la cual se acuñó hacia la línea de costa oceánica, donde se observó la respuesta de reflexiones con inclinación hacia la línea de costa, lo cuales se indicaron con flechas en la figura 54. Este rasgo indica un patrón progradacional para la Rdf1. Por encima, desde 5 a -5 m, se definió la Rdf2, con reflectores bien definidos, sin una inclinación aparente, lo que indicó un patrón agradacional para la cobertura holocena.

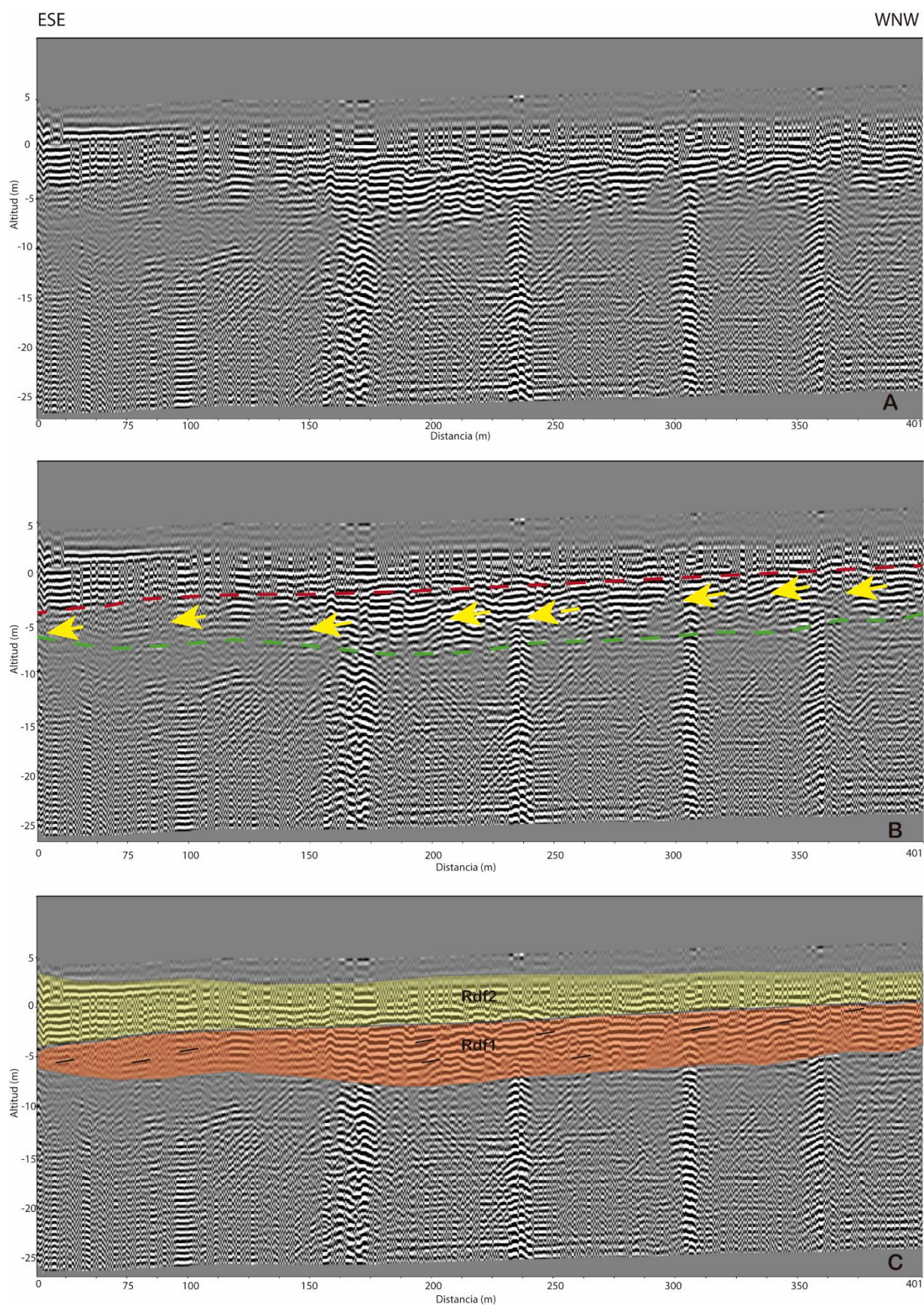


Figura 54. Perfil Aguas Dulces 3. Dirección ESE – WNW, se obtuvo con una antena de 80 MHz. Con las flechas se indicó la inclinación las reflexiones hacia el interior de la línea de costa.

d. Modelo Digital del Terreno

Se realizó una reconstrucción morfométrica de la Laguna de Castillos para dos eventos de nivel del mar alto, para la cota +8 m asignada al Pleistoceno y para la cota +4 m correspondiente al comienzo del Holoceno (Fig. 55). Las figuras del MDT, muestran la extensión de la Laguna de Castillos para el nivel del mar actual, luego para el nivel del mar +4 m y el nivel del mar +8 m, evidenciando hasta que sector llegaron los depósitos transicionales en el área de estudio. Respecto a los depósitos transgresivos del nivel del mar +8 m se corresponden a los registros sedimentarios de cota media, dentro de la cuenca de la Laguna de Castillos, asociado a depósitos Pleistocénicos de la Formación Chuy. Según el registro geomorfológico estas unidades se relacionan con los rasgos representados como el sistema Laguna-Barrera III (Fig. 56). Para los depósitos transgresivos del nivel del mar +4 corresponde a la cota que alcanzó el máximo ascenso del nivel del mar durante el Holoceno. Las unidades que se asocian a este evento corresponden principalmente a la Formación Villa Soriano. La expresión geomorfológica representada para este momento está asociada al sistema Laguna-Barrera IV (Fig. 56) donde tenemos edades de 6.700 ± 35 a AP para el banco de *Crassostrea* sp, lo cual significaría el momento de máxima ingresión marina durante el Holoceno. En ambos momentos, los controles estructurales del basamento, correspondientes a la Formación Rocha, juegan el rol de puntales estáticos dentro del sistema. Al norte del área de estudio, en dominios de la cuenca alta de la Laguna de Castillos se identificó como unidad geomorfológica a las colinas cristalinas asociadas litologías del basamento.

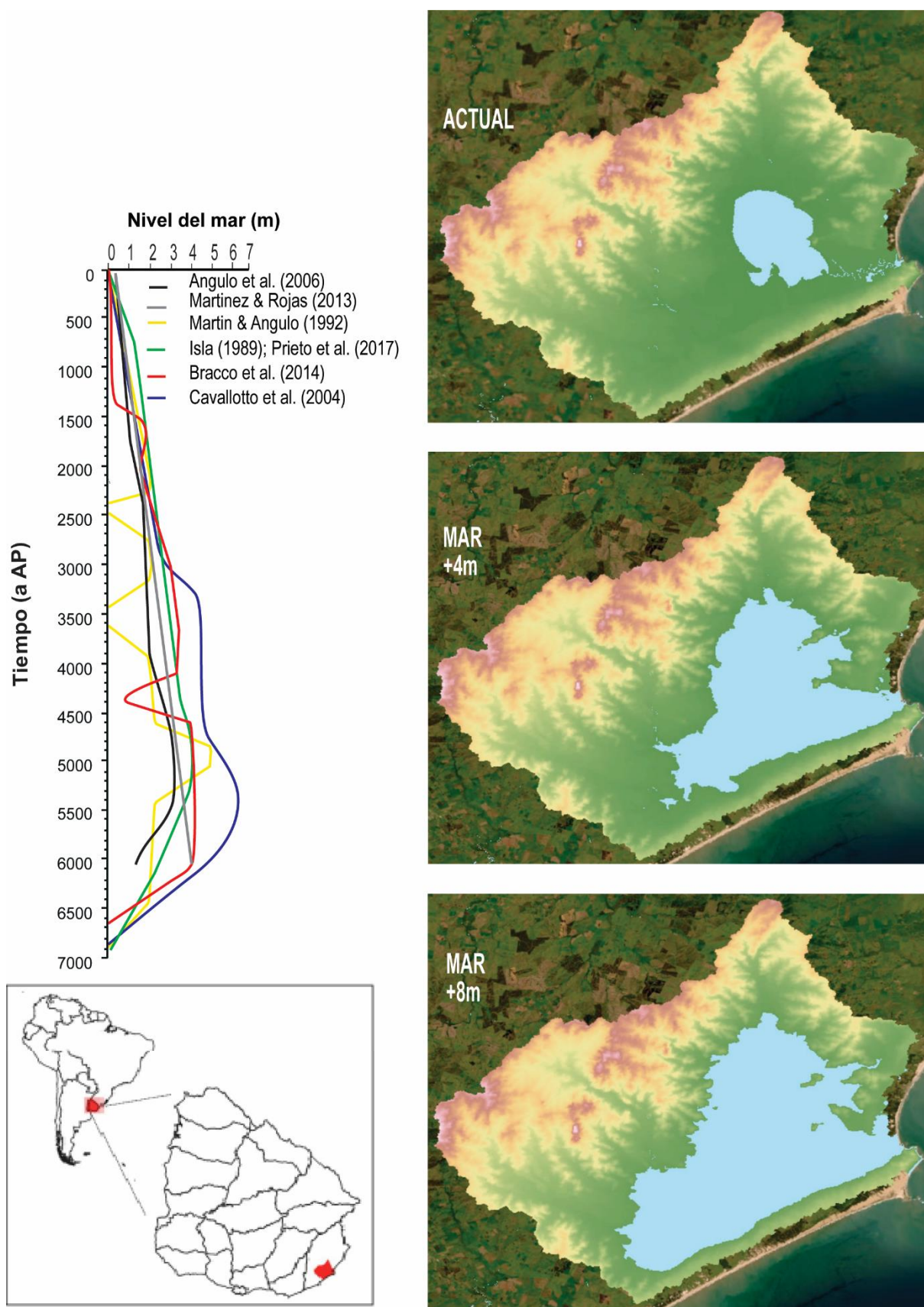


Figura 55. Variación del nivel del mar para para el nivel del mar +8 m correspondiente al Pleistoceno, nivel del mar +4 m para el Holoceno y el nivel del mar Actual. Comparando con los modelos de curvas de variación del nivel de la mar propuesta para el Holoceno según: Martín & Angulo, 1992; Isla, 1989; Cavallotto et al. 2004; Angulo et al. 2006; Martínez & Rojas, 2013; Bracco et al. 2014 y Prieto et al. 2017.

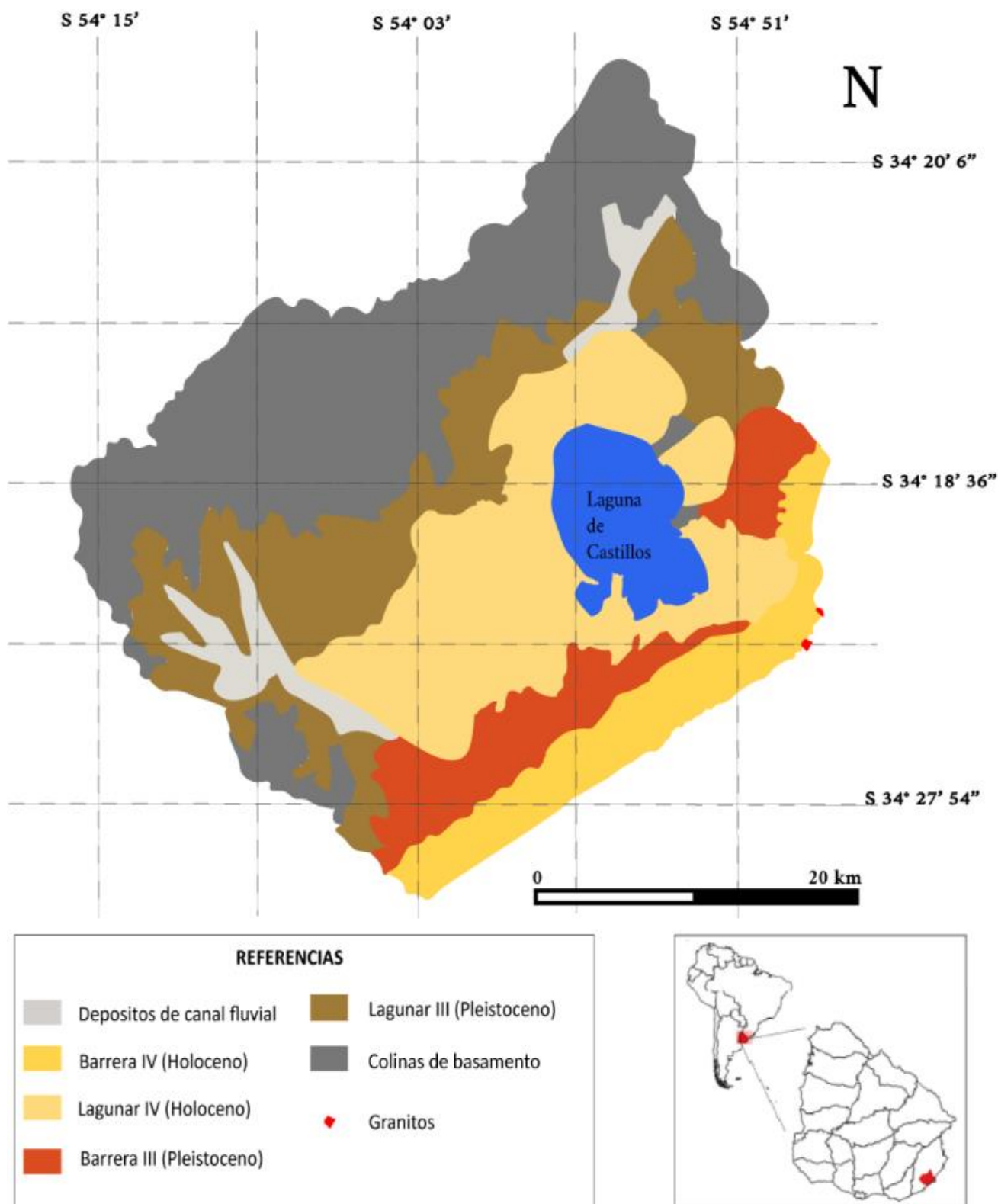


Figura 56. Mapa Geomorfológico de la planicie costera en la cuenca de la Laguna de Castillos, Uruguay.

8. Discusión

A partir de la interpretación en conjunto de los resultados obtenidos del análisis detallado de las características sedimentológicas, análisis granulométrico, edades mediante radiocarbono, geoquímica y registro fosilífero de la perforación Barra de Valizas, se realizó una reconstrucción paleoambiental integrada. Complementado con el análisis de perfiles sedimentarios en varios sectores y las secciones de Georradar, se interpretaron los ambientes sedimentarios de la cuenca de la Laguna de Castillos para el Pleistoceno Superior y Holoceno.

a. Perforación Barra de Valizas

I. Granulometría

Las cinco litofacies identificadas evidenciaron procesos sedimentarios asociados a variaciones del nivel del mar propios del Cuaternario, donde desde la base hasta 18 m (LFI) y desde 18 m hasta 11 m (LFII) correspondieron a depósitos marinos asociados a la unidad estratigráfica Formación Chuy de origen marino (Goñi & Hoffstetter, 1964; Delaney, 1965) de edad Pleistoceno Superior (Martínez et al. 2001; 2006). La predominancia de limos gruesos y arenas finas, así como la distribución polimodal, simétrica y mesocúrtica se atribuye a depósitos marinos poco profundos para la LFI, la cual se verifica en el diagrama de Sahu. A su vez, en la LFII aumenta la relación de arenas sobre arcillas y el diagrama de Sahu indica un ambiente de menor profundidad que se interpreta a través del contenido fosilífero como un ambiente próximo costero de características estuarinas.

El abundante contenido biogénico (moluscos, foraminíferos, ostrácodos y diatomeas) junto a un fechado realizado para ambas litofacies en valvas de *Ostrea puelchana* y *Plicatula gibbosa*, respectivamente, con valores mayores a 45000 a AP, confirma la cronología correspondiente a Pleistoceno superior. Este registro sedimentario indica condiciones de acenso del nivel del mar 8 m por encima del nivel actual, probablemente asociado al MIS 5e (115.000-130.000 a), donde la asociación fosilífera indica un aumento de la temperatura y de la salinidad del agua (Martínez et al. 2006; Castiglioni et al. 2022) y la reconstrucción del MDT muestra las máximas dimensiones morfológicas de la Laguna de Castillos. Este estadio isotópico fue registrado para la Laguna de Rocha en igual posición de cota (-10 m) que en la perforación Barra de Valizas, lo cual reafirma la edad de 120.000 a AP para estos depósitos (Castiglioni et al. 2022). Las mismas edades se registran en la base de testigos estudiados más al E de la Cuenca de Pelotas, en los bañados de Taim y Laguna Merín (Barboza et al. 2021a).

Entre 11 y 4,5 m se registraron depósitos de arenas finas muy bien seleccionadas con clastos redondeados y pulidos, sin registro fosilífero, para la LFIII. Según el diagrama de Sahu las condiciones ambientales asociadas a estos depósitos caen en el campo eólico-playa que pueden interpretarse como depósitos eólicos costeros, asociados a una barrera arenosa holocena de tipo barrera transgresiva, en concordancia con estudios realizados para la planicie costera del sur de Brasil en la región norte la Laguna Merín (Barboza et al. 2021a, b).

Para la LFIV entre 4,5 y 1,5 m se registraron limos gruesos pardo rojizos con concreciones de óxido de hierro, características que indican condiciones de depósito continentales, probablemente pertenecientes a la unidad estratigráfica Formación Dolores (Goso, 1972) que se desarrollan entre la cota 10 y 5 sobre el nivel del mar, que se expresa en como superficies planas (Panario & Gutierrez, 2011). Las pelitas con matriz arcillosa, laminación paralela (Goso, 2006), como depósitos loessicos retrabajados de edad Pleistoceno Superior (Panario & Gutierrez, 1999) sobre esta unidad se han desarrollado los suelos más jóvenes del sur de Uruguay (Martínez & Ubilla, 2004). La LFV corresponde al desarrollo de suelo fango arenoso sobre la unidad anterior. Estas unidades en el diagrama de Sahu caen en el campo de limolitas, debido al contenido de sedimentos limo-arcillosos asociados al desarrollo de suelos sobre estos depósitos continentales.

II. Geoquímica

La distribución vertical de los elementos permite inferir condiciones de aporte terrígeno y en función del aporte marino.

Para las relaciones Fe/Ca y Ti/Al, que son *proxies* que indican un mayor aporte continental, se observó una baja relación de estos elementos desde la base, hasta el metro 7 y a partir de esta profundidad se observó un aumento en estas relaciones hasta la superficie, incremento del aporte terrígeno durante las edades más recientes del registro.

La relación Al/Si y Fe/K son *proxies* que indican el grado de meteorización química e indican aspectos granulométricos, por ende, estas relaciones resultaron mayores en los niveles donde el contenido limo arcilloso fue dominante. Tal como se observó en la litofacies I, II y IV y hubo una caída importante de la relación Al/Si y Fe/K en la litofacies III donde la abundancia de las arenas supera el 80%. Fe/K se correlaciona negativamente con la presencia de Si y por ende con la abundancia relativa de arenas en el perfil aportando información sobre la meteorización química del sistema. Su relación es significativamente positiva con los niveles de sedimentos finos que se ubican al tope de la perforación, asociadas en el caso de la LFIV a condiciones de ambiente continental, debido al descenso del nivel del mar.

El Ti que está asociado a la presencia de mayor aporte terrígeno en el ambiente, presenta una correlación de Spearman positiva con la presencia de depósitos de limo-arcillas que se concentran en la LFIV y LFV. La relación Ba/Al es un *proxy* de las variaciones de la productividad, esta relación coincide con las mayores concentraciones de materia orgánica y carbonato en la LFI y los primeros tres metros de la LFII, donde se registra el mayor contenido fosilífero, probablemente relacionado a una mayor productividad del sistema.

III. Registro Fósil

Moluscos

Los macrofósiles identificados componen un conjunto de elementos mayormente ya reportados para sedimentos marino-estuarinos cuaternarios de la costa uruguaya (Martínez et al. 2001). En este sentido también coincide la presencia mayoritaria de especies de moluscos (72 spp.) y menor presencia de crustáceos, poliquetos y cnidarios (7 spp.),

habitantes de fondos inconsolidados, aunque con esperable presencia de sustratos duros que permitan el desarrollo de algunas otras especies. Se destaca la presencia del bivalvo *Barbatia candida*, especie subtropical cuyo hallazgo representa el primero para el Cuaternario uruguayo. La malacofauna indica la existencia hacia el nivel más profundo (18-20 m) de una facie de aguas marinas calmas, someras y sedimentos fangosos similares a las descritas para el nivel Pleistoceno de La Coronilla (Sprechmann, 1978b), con especies paleo indicadores de aguas más cálidas que en el Holoceno-Reciente, como el bivalvo *Gouldia cerina*, el gasterópodo *Bittium varium* y el quitón *Ischnochiton striolatus* (Anexo 2). Las dataciones realizadas en bivalvos de este nivel, LFI, supera el límite de detección del ^{14}C AMS, por ende, corresponde a una edad Pleistocénica. Los materiales poseen escaso o nulo desgaste y se infieren temperaturas más altas que las actuales para este durante el Pleistoceno tardío, probablemente impulsadas por la influencia hacia el sur de la corriente cálida de Brasil a lo largo del margen oriental de América del Sur (Rojas & Urteaga, 2011). El registro del bivalvo *Eurytellina angulosa* es igualmente paleoindicador en este sentido y ocurre en la transición hacia el nivel superior (17-18 m) de facie arenosa. La última facie (18-11 m), corresponde al LFII, implica condiciones de mayor energía, aunque moderado, sin llegar a condiciones de playas reflectivas. La presencia de algunas especies puede corresponder a material retrabajado del nivel más profundo; los materiales poseen nulo a fuerte desgaste. En esta facies, los registros de los bivalvos *Amarilladesma mactroides* y *Tivela zonaria*, además de ser uno de los primeros para sedimentos pleistocénicos para ambas especies, son indicadoras de fondos arenosos muy próximas a la línea de costa (Defeo, 1988). De forma similar se puede interpretar la presencia ubicua de otro bivalvo, *Eucallista purpurata*, típica de fondos submareales someros arenosos (5-10 m de profundidad, Anexo 3). Finalmente, y en conjunto con lo anterior, la presencia en esta facies de un conjunto de especies de valvas frágiles (*Abra uruguayensis*, *Eurytellina gibber*, *Raeta plicatella*, *Thracia similis*) indica fondos del submareal somero o depósitos de playas de arena fina-media con cierto grado de protección del hidrodinamismo, como el encontrado actualmente próximo al Puerto de La Paloma (Rocha) o los extremos al este de la Bahía de Maldonado y la Ensenada del Potrero (Maldonado). Estos depósitos marinos del Pleistoceno probablemente se pueden correlacionar con la última interglaciación (MIS5e) (Martínez et al. 2016). En ese momento el frente fluvio-marítimo del Río de la Plata se había desplazado mucho más hacia el noroeste (Martínez et al. 2001). Por otra parte, la presencia marginal de moluscos estuarinos *Erodona mactroides* y *Heleobia* aff. *australis* es indicadora de la existencia de condiciones estuarinas (Sprechmann, 1978a; Scarabino et al. 2006).

Se destacó la ocurrencia de *Barbatia candida* y *Ischnochiton striolatus* en niveles más profundos de la perforación, concentradas en el intervalo 20-19 m (LFI) (Tabla. 1), indicando condiciones marinas cálidas. En la figura 29 se muestra el registro fotográfico de las especies identificadas para la caracterización ambiental. El registro del bivalvo *Eurytellina angulosa* ocurrió en la transición (18-17 m) dentro de la LFII, hacia el nivel superior (Tabla 1). *Amarilladesma mactroides*, *Tivela zonaria* y *Gouldia cerina*, fueron descritas para profundidades en torno a los 16 m en el perfil, estas especies pertenecen a sustratos arenosos, y son típicas de aguas más cálidas, así como *Erodona mactroides* especie indicadora de condiciones estuarinas. Por ende, el análisis de los rangos de temperatura y salinidad de estos proxies sugieren el establecimiento de una fauna polieuhalina que habitó

aguas más cálidas que las actuales para la misma latitud. Estos depósitos marinos del Pleistoceno probablemente se pueden correlacionar con la última interglaciación correspondiente al estadio isotópico 5e, equivalente a 120.000 a (Martínez et al. 2016). Dato que coincide localmente con registros obtenidos de igual edad para la cota -10 m según Castiglioni et al. 2022.

Foraminíferos

La asociación de especies y su abundancia relativa indicó condiciones ambientales marinas de plataforma para la LFI donde predominan especies como *Buliminella elegantissima*, *Bolivina tortuosa*, *Bulimina patagónica* y *Quinqueloculina* sp. Para la profundidad de 18 a 17 m, perteneciente a la LFII algunas de estas especies desaparecen y aumenta la abundancia de *Ammonia* sp, *Elphidium* sp. y *Oolina* sp. cuya asociación se interpreta como un cambio en la salinidad hacia condiciones mixohalinas y un ambiente costero con variaciones en la salinidad. Se encuentra acuerdo con la asociación de foraminíferos de edad Cuaternaria, identificados para la costa este y plataforma marina de Uruguay, en la cual se indicó que las biofacies de *Buliminella elegantissima* representa influencias marinas (Burone et al. 2011) y la biofacies *Ammonia beccarii* indica características de ambientes estuarinos (Sprechmann, 1978b; Ferrero, 2009). Para la PCRS se describe una similar composición faunal, donde para el Cuaternario se indicó depositación bajo condiciones marinas en similares condiciones de temperatura de agua a las actuales (Boltovskoy et al. 1983; Boltovskoy, 1991).

Ostrácodos

Las especies de ostrácodos identificados corresponden a un ambiente marino, las cuales han sido registradas para la costa oceánica del sur de Brasil, Uruguay y Argentina durante el Cuaternario (Coimbra et al. 2006; 2007). Predominan para la LFI especies exclusivamente de plataforma marina interna, hasta externa, de profundidad media, alcanzando los 100 m. Como *Argenticytheretta laevipunctata* y *Brasiliocythere reticulispinosa* (Sanguinetti et al. 1991) las cuales son especies típicamente marinas, que presentan registro fósil para el Cuaternario marino de la Cuenca de Pelotas, actualmente viven en sedimentos recientes de la plataforma marina del sur y sureste de Brasil a profundidades entre 50 y 80 m. En el mismo sentido se cuenta con *Oculocytheropteron delicatum* y *Oculocytheropteron circumcostatum* (Ramos et al. 1999) que presenta su distribución dentro de la plataforma continental del sur y sureste de Brasil a profundidades entre 25 y 70 m.

Para la LFII se identificaron de igual forma especies plataformales profundas, aunque la ocurrencia de una especie de ostrácodos, *Cyprideis multidentata*, marcó un cambio o el comienzo de un cambio en las condiciones ambientales, ya que esta especie corresponde a condiciones mixohalinas (Campos et al. 2021). La desaparición de estas especies hacia la parte superior del registro marca una transición hacia condiciones de menor salinidad y profundidad.

Diatomeas

Para estas muestras resultó dificultosa su identificación y probablemente estuvo condicionada también su presencia, debido al fenómeno de disolución de sílice *sensu* Flower & Ryves (2009) que se observó claramente en los individuos colectados. Este proceso de disolución también afectó a otros organismos silicificados o parte de ellos, como se puede observar en la espícula incluida en la lámina (Fig. 31). Este fenómeno de disolución evidenciado por las especies compuestas de sílice se correlaciona con altos niveles de carbonato en el perfil de composición geoquímica alcanzando valores del 20 % para la LFI. Condiciones similares se observaron en la costa de Sudáfrica y otras partes del mundo (Ryves et al. 2006; 2009; 2013). Este comportamiento de las diatomeas en sedimentos marinos con pH alcalino es conocido para el Pleistoceno, tiene como consecuencia la disolución de sílice y es la primera vez que se describe para registros sedimentarios de Uruguay. Este proceso de disolución en las diatomeas se reconoce como procesos tafonómicos, que ocurre cuando las tecas están expuestas a aguas con poca saturación de sílice (Barker et al. 1994; Ryves et al. 2013). El estado de disolución de las diatomeas permite inferir cualitativa y cuantitativamente las condiciones ambientales que reinaban en esos ambientes durante el Cuaternario (Flower & Ryves, 2009). Estos autores dejan en evidencia que las condiciones en ese ambiente marino asignado al Pleistoceno presentaban una elevada concentración de carbonato, registrada en la notoria corrosión alcalina en las pocas especies de diatomeas preservadas para la LFI de la perforación. A pesar del grado de preservación, las especies identificadas permiten inferir una dominancia de diatomeas marino/salobres y algunas especies dulceacuícolas en sedimentos limoarenosos, lo que permite inferir un período transgresivo según lo que se conoce en las costas uruguayas para estos indicadores (García-Rodríguez et al. 2006).

b. Perfiles sedimentarios

I. Perfiles El Mirador

Asociada a arena fina-muy fina, la tanatocenosis de moluscos detectados, está poco fragmentada, dispuesta en niveles compactos, teniendo niveles escasos de desgaste y permitiendo hipotetizar que corresponde a un nivel de playa emergida o sumergida muy somera estuarina, similar a las actuales. La dominancia de *Erodona mactroides* y *Heleobia* aff. *australis* corresponde a un nivel holocénico que corresponde a la Formación Villa Soriano tanto por su composición como estratigrafía. En forma excepcional se encontró un fragmento de Ostreidae, aparentemente *Ostrea* sp., muy erosionado –incluyendo bioerosión de agentes marinos, sugiriendo tal como ocurre actualmente en la costa de la laguna, que se trata de material pleistocénico depositado por retrabajamiento. Estos depósitos se corresponderían con los indicados por Bracco et al. (2011).

En la zona Norte de la Laguna de Castillos a una cota de más de 2 msnm, se halló un banco de *Crassostrea* sp. muy bien preservados y en posición, de edad 6.700 ± 35 a AP, estos individuos por lo general son organismos de hábitat marino costero y estuarino, que responden a condiciones euhalinas. Durante la transgresión del Holoceno, se infirieron condiciones marino-salobres acompañadas de un estado trófico relativamente bajo y dominancia de sedimentos arenosos (García-Rodríguez et al. 2004; 2011). Este sector del área habría sido una bahía salobre para el Holoceno medio y significaría su primer registro en el área con esta cronología. Siendo posible también vincularlas con hallazgos hacia el

E, en la Laguna Merin, donde la asociación malacológica registrada indica condiciones de aguas coteras entre 2 a 3 °C por encima de la temperatura actual (Lopes et al. 2021) y con registros al W en la Laguna de Rocha que registran esta transgresión marina con edades similares (García-Rodríguez et al. 2004; 2011). Este registro es correlacionable litoestratigráficamente con la Formación Villa Soriano (Goso, 1972; Antón & Goso, 1974; Preciozzi et al. 1985)

II. Perfil Arenera Arazá

Asociada a arena media, la tanatocenosis de moluscos detectados en la arenera de Barra de Arazá, está fragmentada, dispuesta en niveles compactos, teniendo niveles variados -en general moderados- de desgaste y permitiendo hipotetizar que corresponde a un nivel de playa emergida o sumergida muy somera con aporte cercano de un arroyo que generó un pequeño estuario que actualmente se ubica a 1,86 msnm. Es inusual en su composición en relación a otros afloramientos marino-estuarinos de la costa uruguaya, sugiriendo proveniencia de conchillas de distintos hábitats o inclusive edades. Incluye especies estuarinas (*Heleobia* aff. *australis*, *Tagelus* aff. *plebeius*) y marinas, destacando entre estas últimas por su abundancia y de modos de vida a los bivalvos *Carditamera plata*, *Proteopitar patagonicus*, *Phlyctiderma semiaspera*, *Thracia similis* y a la lapa *Bostrycapulus odites*, e incluyendo especies subtropicales no presentes actualmente en la costa uruguaya (*Anomalocardia flexuosa*, *Transennella camachoi*, *Bulla occidentalis*, *Crassostrea* sp.). Esta última podría corresponder con la ostra datada por Bracco et al. (2011).

III. Perfil Arroyo Valizas

Al sur del área de estudio se registran depósitos finos de una transgresión marina de edad Holoceno medio, registrada por datación radiocarbónica en molusco (*Proteopitar patagonicus*) de 6.300 a AP que corresponde a la Formación Villa Soriano (Goso, 1972; Antón & Goso, 1974; Preciozzi et al. 1985). Este registro sedimentario queda expuesto por el tallado de la dinámica meandriforme del canal del Arroyo Valizas en el recorrido desde la Laguna de Castillos hacia su descarga al mar (Fernández, 2011; Segura, 2012).

c. Perfiles de Georradar

Los perfiles geofísicos (GPR) proporcionaron una visualización de la forma y configuración de los distintos depósitos sedimentarios. En base a estos perfiles se identificó que el relleno holocénico presentó un espesor en torno a los 10 m, se observó un desarrollo mayor en las secciones al S del área de estudio y se constató que los espesores disminuyeron hacia el N.

El perfil de Barra de Valizas tuvo una respuesta atenuada, debido a la abundante presencia de sal y/o sedimentos finos, asociados a depósitos lagunares retrabajados. En este perfil se pudo registrar una estructura de paleocanal de 2,5 m de profundidad, asociada a la

dinámica de deriva del Arroyo Valizas próxima a la costa de playa, atravesando la cobertura de la Barrera VI y se caracterizó por presentar una dinámica agradacional.

Aguas Dulces se interpretó según las respuestas observadas en los perfiles de GPR, como con una cobertura eólica holocénica que corresponde a la Barrera IV, definida por Villwock et al. (1986), y por debajo se registró un sustrato pleistocénico, representado por depósitos lagunares del sistema Laguna-Barrera III que consiste predominantemente a limo medio a fino. Características similares, como sustrato pleistocénico, se registraron en los perfiles de georradar descriptos para la porción sur de la PCRS, específicamente entre Hermenegildo y La Coronilla (Dillenburg & Barboza, 2014).

Para el Perfil Aguas Dulces 1, se definió la Rdf1 y 2, las cuales indican un relleno lagunar, posiblemente asociado un paleo nivel de la Laguna de Briozzo. Estos niveles presentaron reflexiones *Downlap* en dirección hacia el interior del continente, lo que permitió interpretar una dinámica retrogradacional, similar a lo que se describió para algunos sectores de la costa de Rio Grande del Sur que se disponen como ensenadas (Barboza et al. 2011). Por encima, entre la cota 10 m y superficie se observan reflexiones *Downlap* en dirección a la costa, este relleno corresponde a un aporte eólico importante de sedimentos arenosos que evidencian rasgos progradantes para la Rdf3 y 4, asociadas al Holoceno.

Según Barboza & Rosa (2014), los tramos de leves ensenadas de la costa, corresponden a sectores regresivos/progradacionales que están dominados por morfología de crestas de dunas y algunos campos de dunas transgresivas con registros generales de GPR que se caracterizan por reflectores oblicuos sumergiendo hacia el mar (Dillenburg et al. 2006; 2009; Hesp et al. 2005; 2007).

Los sectores transgresivos se dan en sectores prominentes en la línea de costa, los grandes campos de dunas se disponen al norte de la PCRS y se interpretan como sectores de aporte de arena para el sistema costero (Tomazelli & Villwock, 1992; Toldo Jr. et al. 2006; Dillenburg et al. 2009). Según Barboza & Rosa (2014) estas proyecciones de la línea de costa corresponden a sectores en erosión.

Para el perfil Aguas Dulces 2, se observó nuevamente un comportamiento diferencial en niveles de mayor profundidad, muy probablemente asociados a depósitos pleistocénicos. Presenta un patrón retrogradacional (Fracalossi et al. 2010), recubierto por unidades que cambian a un patrón progradacional, el cual es posible interpretar como una cobertura holocénica.

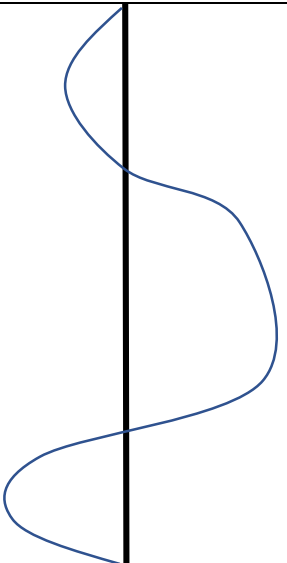
En el Perfil Aguas Dulces 3 se observaron reflexiones con inclinación hacia la línea de costa, estos rasgos responden a sectores regresivos, cubiertos por una Rdf2 de comportamiento agradacional. Este sector de la costa corresponde a un tramo de ensenada, que está asociado a zonas de acreción de sedimentos (Barboza & Rosa, 2014) a diferencia de los registros que se obtuvieron en sectores más al norte de la planicie costera del sur de Brasil, como en Hermenegildo cuya dinámica es retrogradacional.

Los rasgos identificados en las distintas radarfacies de los diferentes perfiles de GPR indican un comportamiento diferencial de las barreras respecto a la profundidad, dominando el patrón transgresivo/retrogradacional para niveles más profundos, probablemente asociados a niveles pleistocénicos. Por otra parte, para los niveles más superficiales el

patrón es regresivo/progradacional, estando asociado a depósitos de cobertura holocénicos.

En la década de los 80', estudios realizados por el Instituto de Geociencias, de la UFRGS, transformaron la interpretación respecto al mapeamiento de la PCRS, demostrando que los cuadros de unidades litoestratigráficas no permiten realizar un mapeo confiable que representara la historia evolutiva de este sistema dinámico (Barboza et al. 2008; 2014). En la tabla 17 se muestran de forma tentativa la relación entre las unidades litoestratigráfica cuaternarias identificadas en la planicie costera para el sur de Brasil y para el este de Uruguay (Delaney, 1965; Goso, 2006). Esta interpretación fue ampliamente discutida por varios autores: Tomazelli & Villwock (1989) propusieron para la región costera de Rio Grande do Sul, una tendencia contemporánea de aumento relativo del nivel del mar, indicando un periodo del nivel del mar ligeramente más bajo que el actual desde hace 2000 a AP. Corrêa (1990) describió una curva del nivel del mar para los últimos 36.000 a, donde se ven oscilaciones de amplitud más pequeñas para el Holoceno. Dillenburg (1996) destacó que no se encontraron pruebas del comportamiento relativo del nivel del mar propuesto por Tomazelli & Villwock (1989), en la costa sur-riograndense durante los últimos dos milenios. Los rasgos presentados para la planicie costera de Uruguay deja en evidencia las geoformas correlacionales con las PCRS, para las cuales esta tesis significa un primer avance en este sentido, como se explica a continuación.

Tabla 17. Oscilaciones del nivel del mar y columna estratigráfica para los depósitos Cuaternarios de la planicie costera de Brasil (Delaney, 1965) y la Columna estratigráfica de los depósitos Cuaternarios para la planicie costera de Uruguay (Goso, 2006; modificado de Goso, 1985).

	Unidad litoestratigráfica (Brasil)		Unidad litoestratigráfica (Uruguay)	Nivel del mar	
				Alto	Bajo
Holoceno	Quinta		Fm. Villa Soriano		
Pleistoceno	Grupo Patos	Chui	Fm. Dolores		
		Graxaim	Fm. Libertad		
		Itapoã	Fm. Chuy		

Aunque Delaney (1965) agrupó todos los depósitos marinos en la Formación Chuy, posteriormente se reconoce que los Sistemas Barreras son unidades crono estratigráficas distintas (Villwock & Tomazelli, 1995). En estudios recientes se ha observado que la

Formación Chuy y Libertad se intercalan, imposibilitando ubicarlas una encima de la otra (Castiglioni et al. 2022).

Fue posible validar la propuesta de mapeo reconociendo sistemas de barreras basado en facies sedimentarias agrupadas en sistemas depositacionales (Villwock et al. 1986). De esta forma las facies sedimentarias se interpretaron como producto de procesos de acumulación que se expresan como ambientes sedimentarios de tipo Laguna-Barrera (Fig. 2). Estos sistemas depositacionales fueron moldeados por los ascensos y descensos del nivel del mar que actuaron en la región costera durante el Cuaternario. En este sentido, la Barrera III se formó por el nivel del mar alto de hace ~125.000 a AP (MIS 5) (Tomazelli y Dillenburg, 2007; Lopes et al. 2015; 2024). De igual forma, este estadio isotópico MIS 5 se registra a una cota -10 en sectores cercanos a este estudio, coincidiendo con la con los resultados presentados en esta tesis (Castiglioni et al. 2022). De forma similar, la Barrera IV del Holoceno comprende la línea de costa actual, desarrollada en los últimos 10.000 a AP (Caron, 2014; Lima et al. 2013; Bitencourt et al. 2017; Dillenburg et al. 2024). Ambas barreras, fueron identificadas y mapeadas paralelas y yuxtapuestas a la línea de costa actual, localizada al sur de la planicie costera en la cuenca de la laguna, según se observa en el mapa de la Fig. 56.

Una nueva interpretación para estos depósitos, permitió generar mapas de la región, que presenten una mejor representación de la historia geológica, como de los diversos depósitos y recursos económicos asociados (Barboza et al. 2009). Este avance, en la interpretación de los sistemas depositacionales, tuvo su primer abordaje con fines hidrogeológicos en la ciudad de Chuy (Almagro & Custodio, 2004), donde se identifican en superficie depósitos: Barrera IV, Barrera y Lagunar III; y Barrera y Lagunar II en un corte SE-NW. Junto a mapas geomorfológicos de detalle, donde se describen rasgos estratigráficos y georquológicos bien preservados (Castiñeira et al. 1999; Capdepon & Pintos Blanco, 2002; del Puerto, 2015; del Puerto et al. 2016; Inda, 2016; Panario et al. 2019).

d. Modelo Digital de Terreno

Fue posible contrastar la hipótesis planteada, donde para la cuenca de la Laguna de Castillos, se identificaron grupos de depósitos sedimentarios de la planicie costera, en convergencia con periodos de mar alto y sus oscilaciones. Esto quedó registrado en el mapa geomorfológico de la cuenca de la Laguna de Castillos (Fig. 55), donde se identificaron los sistemas Laguna-Barrera III (Pleistoceno) y IV (Holoceno). Estos sectores de la cuenca de la laguna de Castillos con superficie recubierta en los dos principales momentos de mar alto, están representados por los modelos digitales de terreno. Para el nivel del mar +8 m, de edad pleistocénica, corresponde a las unidades del sistema Laguna-Barrera III y nivel del mar +4, se asocia al óptimo climático del Holoceno, donde la máxima extensión alcanzada por el agua se evidencia en terrazas erosivas esculpida sobre sedimentos del Pleistoceno (Inda et al. 2017) y a partir de esa cota máxima el mar comenzó a descender para formar las unidades del sistema Laguna-Barrera IV (Fig. 54 y 55). Estos valores de nivel del mar alto son consistentes con las curvas del nivel del mar para el Pleistoceno (Suguio et al. 1980; Tomazelli y Dillenburg, 2007; Suguio, 2010; Lopes et al.

2015; Rosa et al. 2017; Bitencourt et al. 2020; Barboza et al. 2021a, b; Lopes et al. 2024) y en particularmente para las curvas regionales del nivel del mar para el Holoceno (Martin & Angulo, 1992; Isla, 1989; Isla et al. 2002; Cavallotto et al. 2004; Angulo et al. 2006; Martínez & Rojas, 2013; Bracco et al. 2014 y Prieto et al. 2017).

El análisis integrado de los aspectos geológicos y geomorfológicos presentes en la planicie costera contribuyen en su gestión (Barboza & Rosa, 2014), la cual se considera un instrumento para el desarrollo sustentable de las regiones litorales (Clark, 1996; Cicin-Sain & Knecht, 1998; Barragan Muñoz, 2003). La identificación de sectores de erosión, acreción y/o anegación en la planicie costera, permitiría sugerir características de uso y ocupación, que guían a los organismos gubernamentales en la toma de decisiones (Barboza & Rosa, 2014).

9. Conclusiones

La cuenca de la Laguna de Castillos preserva un registro sedimentario destacado de los sistemas depositacionales de Laguna-Barrera del Cuaternario para la planicie costera de Uruguay, revelando por vez primera, el relleno superficial y proximal del sector más austral de la Cuenca de Pelotas. Esta tesis representa la primería aproximación metodológica de interpretación de sistema Laguna-Barrera para el Uruguay, con análisis integrados de múltiples *proxies*. En este estudio se estableció que existe una correlación de unidades depositacionales, con variaciones debido a las configuraciones locales, entre las unidades sedimentarias, cronologías y procesos inferidos para el SE de Brasil y la cuenca de la Laguna de Castillos.

La sección basal perforación Barra de Valizas muestra francas características marinas. Estas evidencias están dadas por la sedimentología, el registro fósil y los *proxies* geoquímicos. Las dataciones radiocarbónicas en moluscos indican una edad pleistocénica para estos depósitos. Los fósiles indicaron que corresponde a características de ambiente sedimentario subacuáticas estuarinas y/o playa. Es la primera vez que se registra para Uruguay, el fenómeno de corrosión alcalina, evidenciado en las diatomeas cuaternarias. La sección media del registro indica cierto grado de continentalización con depósitos de duna arenosa, donde los *proxies* geoquímicos evidencian el cambio marcado a un ambiente continental. Aquí se registró el desarrollo de la Barrera III en el área de estudio.

Los perfiles sedimentarios evidenciaron un momento de ascenso del nivel del mar, donde condiciones marino-salobres se extendieron hasta posiciones al norte de la extensión actual de la Laguna de Castillos. Las dataciones radiocarbónicas en moluscos indican edades holocénicas mayores a 6000 a AP, asociados al desarrollo del sistema Lagunar IV.

La forma y configuración de los rasgos sedimentarios del relleno holocénico y su relación con niveles pleistocénicos quedó plasmada en los perfiles de GPR. Se observó una cobertura holocénica de aproximadamente 10 metros de espesor que se identificó como Barrera IV y por debajo una superficie pleistocénica correspondiente a depósitos lagunares de Barrera III. Se observó un patrón transgresivo/retrogradacional para niveles de mayor profundidad en los perfiles de GPR, asociados a depósitos pleistocénicos. Para niveles más superficiales se infirió un patrón regresivo/progradacional y agradacional asociado a depósitos holocénicos.

El mapeo de la cuenca de la Laguna de Castillos permitió revelar por primera vez, rasgos geológicos y geomorfológicos de los sistemas depositacionales de la planicie costera que constituyen la expresión más austral de la cuenca de Pelotas. Se reconocieron rasgos correspondientes a los sistemas Laguna-Barrera III y IV. La configuración de la geología de base, la expresión de sustratos pleistocénicos y la orientación del sistema Laguna de Castillos condicionaron su evolución dentro de la Cuenca de Pelotas y dentro de la costa Atlántica de Uruguay.

El conjunto de datos presentados en este estudio y el MDT, permitieron establecer que el UMT alcanzó los 4 msnm, lo que es consistente con las curvas del nivel del mar de la región para el Holoceno.

Para avanzar en estudios a futuro respecto a los perfiles de GPR, sería interesante relevar nuevas áreas y acompañar esos datos con dataciones absolutas, preferiblemente con OSL,

para poder identificar las edades para cada una de las unidades reconocidas por la herramienta geofísica. Avanzar en este sentido, significaría un aporte sustancial a los resultados presentados en esta tesis y de referencia para el desarrollo del modelo de planicie costera para la porción austral de la Cuenca de Pelotas.

La conjunción de la identificación de procesos a largo plazo, con respuestas locales a partir de indicadores múltiples, constituye una excelente herramienta para abordar la gestión actual y futura de ambientes costeros, especialmente ante escenarios de cambios rápidos en la configuración de estos sistemas.

10. Bibliografía

- Abre, P., Blanco, G., Gaucher, C., Frei, D., & Frei, R. (2020). Provenance of the Late Ediacaran Rocha Formation, Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay: tectonic implications on the assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, 342, 105704
- Almagro, L., & Custodio, E. (2004). Caracterización hidrogeoquímica de las aguas subterráneas de la Formación Chuy, en la franja costera del Este del Uruguay, fronteriza con Brasil. *Boletín geológico y minero*, 115, 357-378
- Álvarez Sanhueza, D. & De Francesco, C.G. (2017). Indicadores Zoológicos: Mollusca. Cap. 10. 192: 206. En: Paleobioindicadores lacustres neotropicales. Edición: Pérez L. Massaferrero J. Correa – Metrio A. UNAM
- Álvez, M. C. (2011). Aspectos morfológicos de la costa atlántica uruguaya. Tesis de grado. Universidad de la Republica, Facultad de Ciencias, Uruguay
- ANCAP, (2020). Offshore Uruguay: Geology and prospectivity, E&P, ANCAP, Uruguay
- Angulo, R. J., Giannini, P. C., Suguio, K., & Pessenda, L. C. (1999). Relative sea-level changes in the last 5500 years in southern Brazil (Laguna–Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid ¹⁴C ages. *Marine Geology*, 159(1-4), 323-339
- Angulo, R. J., de Souza, M. C., Reimer, P. J., & Sasaoka, S. K. (2005). Reservoir effect of the southern and southeastern Brazilian coast. *Radiocarbon*, 47(1), 67-73. Angulo, R. J., Lessa, G. C., & de Souza, M. C. (2006). A critical review of mid-to Late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary science reviews*, 25(5-6), 486-506. Annan, P. (2003). Ground penetrating radar principles, procedures and applications. *Sensors and software*, 278
- Angulo, R. J., Lessa, G. C., & de Souza, M. C. (2006). A critical review of mid-to Late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary science reviews*, 25(5-6), 486-506
- Annan, P. (2003). Ground penetrating radar principles, procedures and applications. Sensors and software Inc., Mississauga, ON, Canada, p. 278
- Annan, AP (2009). Principios electromagnéticos del radar de penetración terrestre. *Radar de penetración terrestre: teoría y aplicaciones*, 1. 1-37
- Antón, D. & Goso, H. (1974). Estado actual de los conocimientos sobre el Cuaternario em el Uruguay. *Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*. Porto Alegre. 3.151-157
- Asmus, H.E. & Porto, R. (1972). Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. En: *Congresso de Geologia*, 26: 1972, Belén, SGB 2. 67-90
- Barboza, E. G., Tomazelli, L. J., & Marques, E. J. (1999). A Utilização do GPR na Identificação de Paleofeições do Registro Estratigráfico no Litoral Médio do Rio Grande do Sul. *VII Congresso da ABEQUA. Anais, cd-rom p. zcp-033*. Porto Seguro-BA
- Barboza, E. G., Rosa, M. L. C. C., Tomazelli, L. J. & Dillenburg, S. R. (2008). Análise estratigráfica da barreira pleistocênica III através da técnica de georadar na região de Osório - RS. 44º Congresso Brasileiro de Geologia, Curitiba - PR. Anais, 1003-1003pp
- Barboza, E. G, Tomazelli, L. J., Dillenburg, S. R., Rosa, M. L. (2009). Planície costeira do Rio Grande do sul. Erosão em longo período. *Revista SUG* 15. 94-97

- Barboza, E. G., Rosa, M. L. C. C., Hesp, P. A., Dillenburg, S. R., Tomazelli, L. J., Ayup-Zouain, R. N. (2011). Evolution of the Holocene coastal barrier of Pelotas Basin (Southern Brazil) – a new approach with GPR data. *Journal of Coastal Research, Special Issue*, 64. 646– 650
- Barboza, E. G. & Rosa, M. L. (2014). Indicadores geológicos e geomorfológicos de sectores en erosão na costa do Rio Grande do Sul. En: Nuevas miradas a la problemática de los ambientes costeros. Sur de Brasil, Uruguay y Argentina. Ed. Cesar Goso. DIRAC
- Barboza, E. G., Rosa, M.L., Caron, F. (2014). Metodologia de aquisição e processamento em dados de Georradar (GPR) nos depósitos Quaternarios da porção emersa da Bacia de Pelotas. *VI Simposio Brasileiro de Geofísica*, pp 1-5
- Barboza, E. G., Dillenburg, S. R., Lopes, R.P., Rosa, M.L., Cron, F., Abreu, V., Monzoli, R. P., Nunes, J. C., Weschenfelder, J., Tomazelli, L. (2021a). Geomorphological and stratigraphic evolution of a fluvial incision in the coastal plain and inner continental shelf in southern Brazil. *Marine Geology* 437. 1-17
- Barboza, E. G., Dillenburg, S. R., Ritter, M., Angulo, R. J., Biancini da Silva, A., Rosa, M.L.C.C., Caron, F., de Souza, M. C. (2021b). Holocene Sea-Level changes in Southern Brazil based on high-resolution radar stratigraphy. *Geosciences* 11, 326
- Barbieri, R. (1996). Syndepositional taphonomic bias in foraminifera from fossil intertidal deposits, Colorado Delta (Baja California, Mexico): *Journal of Foraminiferal Research*, 26(4). 331–341
- Barker, P., Fontes, J.C., Gasse, F., Druart, J.C., (1994). Experimental dissolution of diatom silica in concentrated salt solutions and implications for paleoenvironmental reconstruction. *Limnology and Oceanography* 39. 99–110
- Barragan Muñoz J. M. (2003). Medio Ambiente y Desarrollo en áreas litorales: introducción a la planificación y gestión integradas. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Cádiz, Cádiz, 306p
- Barreto, A. M. F., Bezerra, F. H. R., Suguio, K., Tatumi, S. H., Yee, M., Paiva, R. P., Munita, C. S. (2002). Late Pleistocene marine terrace deposits in northeastern Brazil: sea-level change and tectonic implications. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 179. 57–69
- Basei, M.A.S., Sánchez-Bettucci, L., Peel, E., Muzio, R. (2013). Geocronología U-Pb LA-ICP-MS en circones del Complejo Granítico Santa Teresa, Terreno Punta del Este. *VII Congreso Uruguayo de Geología*, Montevideo, Actas, 30–31
- Bengtsson, L. & Enell, M. (1986). Chemical analysis. En Berglund, B. E. (ed.), *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley & Sons Ltd., Chichester, 423–451
- Bergue, C. T., Lopes, R. P., Caron, F., Ritter, M. N., Rodrigues, F. L. (2022). Paleoeological characterization of ostracods in beachrocks from the Northern sector of the Rio Grande do Sul Coastal Plain, Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia* 25. 292-302
- Bitencourt, V. J., Dillenburg, S., Barboza, E. G., Manzoli, R., Caron, F., Sawakuchi, A. (2017). Datação por Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE) de uma planície de cordões litorâneos do litoral norte do Rio Grande do Sul, Brasil - Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating of a sand ridge plain in the northern littoral of Rio Grande do Sul, Brazil. *Quaternary and Environmental Geosciences*. 8. 1-8
- Bitencourt, V.J.B., Dillenburg, S.R., Barboza, E.G., Rosa, M.L.C.C., Manzoli, R.P. (2020). Padroes de Empilhamento Estratigrafico e seus Reflexos na Morfologia da Barreira Costeira

Holocénica no Litoral Medio do Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira de Geomorfologia* 21 (2), 140–165

- Blott, S.J. (2010). GRADISTAT 8.0 A Grain Size Distribution and Statistics Package for the Analysis of Unconsolidated Sediments by Sieving or Laser Granulometer. Kenneth Pye Associates Ltd. UK
- Blott, S.J. & Pye, K. (2001). GRADISTAT: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surf. Process. Landforms* 26. 1237-1248
- Blott, S.J. & Pye, K. (2012). Particle size scales and classification of sediment types based on particle size distributions: review and recommended procedures. *Sedimentology* 59 (7), 2071–2096
- Boltovskoy, E. (1976). Distribution of Recent Foraminifera of the Southwest America region. In Hedley R.H., Adams C.G. (eds.), *Foraminifera*, 2. 171-236, Academic Press, London
- Boltovskoy, E., Thiesen, Z. V., Madeira-Falcetta, M. (1983). Foraminíferos de cuatro perforaciones de la Planicie Costera de Rio Grande de Sul (Brasil). *Pesquisas em Geociências* 15. 127-149
- Boltovskoy, E. (1991). On the destruction of Foraminiferal tests (Laboratory experiments). *Revue de Micropaleontologie*. 34 (1). 19-25
- Bortolin, E. C., Weschenfelder, J., Fernandes, E. H., Bitencourt, L. P., Möller, O. O. (2020). Reviewing sedimentological and hydrodynamic data of large shallow coastal lagoons for defining mud depocenters as environmental monitoring sites. *Sedimentary Geology*, 410, 105782
- Bossi, J., Navarro, R. (1988). Geología del Uruguay, Vol. 2, Montevideo, Universidad de la República. pp. 463-970. Montevideo.
- Bossi, J., Ferrando, L. A., Montaña, J., Morales, H., Campal, N., Gancio, F., Piñeiro, D., Schipilov, A. & Sprechmann, P. (1998). Carta Geológica del Uruguay, escala 1/500.000. Geoeditores. Montevideo. Uruguay
- Bossi, J. & Montaña, J. (1999). Dinámica de las barras costeras de las lagunas de Garzón y Rocha. pp. 59/84 In: Seminario Costa Atlántica. Estado actual del conocimiento y estrategias de investigación sobre la dinámica de la costa y sus barras lagunares (Rocha, marzo de 1997). PROBIDES, Serie Documentos de Trabajo 21. Rocha
- Bossi, J. & Ferrando L. (2001). Carta Geológica del Uruguay a escala 1/500.000, versión digital 2.0. Facultad de Agronomía, Montevideo
- Bossi, J. & Ortiz, A. (2011). Geología del Holoceno. En García-Rodríguez, F (Ed.). *El holoceno en la zona costera de Uruguay*, Universidad de la República, 13 - 47
- Bracco, R., Inda, H., del Puerto, L., Castiñeira, C., Sprechmann, P. (2005). Relationships Between Holocene Sea-level Variations, Trophic Development, and Climatic Change in Negra Lagoon, Southern Uruguay. *Journal of paleolimnology* 33. 253 - 263
- Bracco, R., García-Rodríguez, F., Inda, H., del Puerto, L., Castiñeira, C., Panario, D. (2011). Niveles relativos del mar durante el Pleistoceno final- Holoceno en la costa de Uruguay. En García-Rodríguez, F (Ed.). *El holoceno en la zona costera de Uruguay*, Universidad de la República, 65 - 92
- Bracco, R., Inda, H., del Puerto, L., Capdepon, I., Panario, D., Castiñeira, C., & García Rodríguez, F. (2014). Una respuesta a “Nivel relativo del mar durante el Holoceno en Uruguay”. *Paleogeografía, Paleoclimatología, Paleoecología*, 401. 166 - 170

- Brandt, D.S. (1989). Taphonomic Grades as a Classification for Fossiliferous Assemblages and Implications for Paleoecology: *Palaíos*, 4(4). 303–309
- Bruun, P. (1962). Sea-level rise as a cause of shore erosion. *Journal of Waterways Harbors Division*, American Society of Civil Engineers, 88.117-130
- Burone, L. (2002). Foraminíferos bentônicos e parâmetros físico-químicos da Enseada de Ubatuba, São Paulo: estudo ecológico em uma área com poluição orgânica. Tese Doutorado. Universidade de São Paulo. Brazil
- Burone, L., Sousa, S.H.M., Mahiques, M.M., Valente, P., Ciotti, A., Yamashita, C. (2011). Benthic foraminiferal distribution on the southeastern Brazilian shelf and upper slope. *Marine Biology* 158. 159 -179
- Burone, L., Ortega, L., Franco-Fraguas, P., Mahiques, M., Garcia-Rodriguez, F., Venturini, N., Marín, Y., Brugnoli, E., Nagai, R., Muniz, P., Bicego, M., Figueira, R., Salaroli, A. (2013). A multiproxy study between the Río de la Plata and the adjacent South-western Atlantic inner shelf to assess the sediment footprint of river vs. marine influence. *Cont. shelf Res.* 55. 141-154
- Burone, L., Franco-Fraguas, P., Mahiques, M.M., Ortega, L. (2018), Geomorphological and sedimentological characterization of the Uruguayan continental margin: a review and state of art: *Journal of Sedimentary Environments*, 3. 253 - 264
- Burone, L., Franco-Fraguas, P., Mahiques, M.M., Lahuerta, N., Rada, J.R.D., Rodríguez, M., Bicego, M.C., Marín, Y., Gómez-Erache, M., Ortega, L. (2019). The imprint of the geological inheritance and present dynamics on Uruguayan inner shelf sediments (south-western Atlantic): *Journal of Sedimentary Environments*, 4. 403 - 420
- Caballero, M. & Maidana, N. (2017). Indicadores Unicelulares. Bacillariophyta. Cap. 1:1-20. En: Paleobioindicadores lacustres neotropicales. Edición: Perez L. Massaferro J. Correa – Metrio a. UNAM
- Campal, N. & Gancio, F. (1993). Asociación vulcanitas - piroclástitas de los Cerros Aguirre (Departamento de Rocha): una nueva formación y su implicancia en la evolución del Ciclo Brasiliano en el Uruguay. Primer Simposio Internacional del Neoproterozoico- Cámbrico de la Cuenca del Plata, Actas II: 44. La Paloma
- Campos, L., Nunes, L., Bergue, C. (2021). Fossil Holocene Ostracoda from the Itapeva Lake, Southern Brazilian coastal plain. *Revista Brasileira de Paleontologia* 24. 79 - 89
- Caron, F. (2014). Estratigrafia e evolução da barreira holocênica na Região Costeira de Santa Vitória do Palmar, Planície Costeira do Rio Grande do Sul, Brasil. Thesis Doctoral. Universidade Federal do Rio Grande do Sul
- Castiglioni, E. (2019). Variaciones del nivel del mar, glacio e hidroisostáticas en la Laguna de Rocha u zonas aledañas, Uruguay. Tesis de Doctor en Geología. Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina
- Castiglioni, E., Gaucher, C., Perillo, G. M. E., Sial, A. N. (2022). Depósitos marinos de la Formación Chuy (pleistoceno tardío) y reajustes isostáticos en el área de la Laguna de Rocha (Uruguay). *Agrociencia*. Número especial en homenaje al Prof. Jorge Bossi, Uruguay. 26. 1 – 26
- Castiñeira, C., Fernández, G., Pintos Blanco, S., Piñeiro, G. (1999). Aplicaciones del estudio paleoambiental a las investigaciones arqueológicas. Laguna de Castillos (Rocha, Uruguay).

En: Diez Marín C (ed) Actas del XII Congreso Nacional de Arqueología Argentina. Universidad Nacional de La Plata, La Plata, Argentina, pp 308–309

- Castiñeira, C., Panario, D., Bracco, R., & Gutiérrez, O. (2010). Concheros en la costa atlántica uruguaya y su vinculación con la dinámica litoral. In F. Oliva, N. de Grandis, & J. Rodriguez (Eds.), *Arqueología Argentina en los inicios de un Nuevo Siglo. Anales del XIV Congreso Nacional de Arqueología Argentina*, Rosario, 2001 (3) 635–644. Rosario, Argentina: Laborde Libros Editor.
- Cavallotto, J. L., Violante, A., Parker, G. (2004). Sea-level fluctuations during the last 8600 years in the de la Plata river (Argentina). *Quaternary International*. 114. 155 - 165
- Cicin-Sain, B. & Knecht R. W. (1998). Integrated Coastal and ocean management: concepts and practice. Island Press, Washington DC, 517p
- Clark, J. R. (1996). Coastal zone management: Handbook. Lewis Publishers, New York, 694p
- Coimbra, J.C. & Ornellas, L.P. (1987). The subfamily Orionininae Puri, 1973 (Ostracoda; Hemicytheridae) in the Brazilian continental shelf. Part II. Caudites Coryell and Fields, 1937. *Pesquisas*, 19. 55 - 79. doi:10.22456/1807-9806.21682
- Coimbra, J. C., Carreño, A. L., Ferron, F. A. (1994). Holocene Podocopida Ostracoda from Sepetiba Bay, Brasil - Some dominant taxa. *Pesquisas* 21(2). 90 - 99
- Coimbra, J.C.; Sanguinetti, Y.T. & Bittencourt-Calcagno, V.M. (1995). Taxonomy and distribution patterns of recent species of Callistocythere Ruggieri, 1993 (Ostracoda) from the Brazilian Continental shelf. *Revista Española de Micropaleontología*, 27. 117 - 136
- Coimbra, J.C.; Costa, K.B. & Fauth, G. (2006). Paleoenvironmental significance of allochthonous vs. autochthonous Late Quaternary ostracodes from Imaruí Lagoon and d'Una River, southern Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 9. 295 - 302
- Coimbra, J. C., Carreño, A. L., Geraque, E. A., Eichler, B. B. (2007). Ostracodes (Crustacea) do sistema estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape e distribuição geográfica das assembléias mixoalinas do sul e sudeste do Brasil. *Iheringia, Ser. Zool.* 97
- Compton, R.R. (1962). Manual de geología de campo. John Wiley & Sons, Nueva York, 378 p
- Corrêa, I. C. S. (1990). Analyse morphostructurale et evolution paleogeographique de la plata-forme continentale atlantique sud-brasilienne (Rio Grande do Sul- Bresil). Ph.D thesis, Universite de Bordeaux I
- Davies, S.J., Lamb, H.F., Roberts, S.J. (2015). Micro-XRF core scanning in palaeolimnology: recent developments. En: Croudace, I. W., Rothwell R. G. (eds.), *Micro-XRF Studies of Sediment Cores. Developments in Paleoenvironmental Research*. 17, 189 - 226
- Davis, J.L & Annan, A.P. (1989). Ground penetrating radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting*, 37, 531 - 551
- Dean, W. E. Jr. (1974). Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: Comparison with other methods. *J. Sed. Petrol.* 44. 242 - 248
- Defeo, O. (1988). Dinámica poblacional de la almeja amarilla *Mesodesma mactroides* en playas de la costa atlántica uruguaya. En *Simpósio sobre Pesquisa Pesqueira*, Rio Grande, Brasil
- De Francesco, C.G. (2013). Freshwater Mollusks. En: Elias, S.A. (Ed.), *The Encyclopedia of Quaternary Science* (3). Elsevier, Amsterdam, 281 - 291

- Delaney, P. J. C. (1965). Fisiografia e Geologia de superfície da planície Costeira do Rio Grande do Sul. Tesis, Facultad de Filosofía, Ciencias, Letras, Universidad de São Paulo, Brasil
- del Puerto, L., García-Rodríguez, F., Inda, H., Bracco, R., Castiñeira, C., Adams, J.B. (2006). Paleolimnological evidence of Holocene climatic changes in Lake Blanca, southern Uruguay. *J Paleolimnol.* 36. 151 - 163
- del Puerto, L. (2009). Paleoclima del Pleistoceno tardío y Holoceno del sudeste del Uruguay. Tesis de Maestría, Uruguay, Pedeciba, Facultad de Ciencias – Udelar
- del Puerto, L., García-Rodríguez, F., Bracco, R., Castiñeira, C., Blasi, A., Inda, H., Mazzeo, N., Rodríguez, A. (2011). Evolución climática Holocénica para el sudeste del Uruguay: análisis multi-proxy en testigos de lagunas costeras. En García-Rodríguez, F (Ed.). *El holoceno en la zona costera de Uruguay*, Universidad de la República 117 - 147
- del Puerto, L. (2015). Interrelaciones humano-ambientales durante el Holoceno tardío en el este de Uruguay: Cambio Climático y Dinámica Cultural. Tesis de Doctorado. Pedeciba-Biología. Facultad de Ciencias – Udelar
- del Puerto, L., Capdepon, I., Inda, H. (2016). Paleoetnobotánica y subsistencia de los constructores de Cerritos del Holoceno Tardío en el Este del Uruguay: análisis fitolítico en sedimentos y artefactos arqueológicos. *Tessituras: Rev Antropol e Arqueol* (4)117–160. <http://scihub.tw/10.15210/tes.v4i1.8254>
- Depetris, P.J. & Pasquini, A. I. (2007). Discharge trends and flow dynamics of southern southamerican rivers draining the southern Atlantic seaboard: an overview. *Journal of Hydrology* 333. 385 - 399
- de Souza Pereira, P., Calliari, L. J., & do Carmo Barletta, R. (2010). Heterogeneity and homogeneity of Southern Brazilian beaches: A morphodynamic and statistical approach. *Continental Shelf Research*, 30(3-4). 270 - 280
- Dillenburg, S.R. (1996). Oscilações Holocénicas do Nível Relativo do Mar Registradas na Sucessão de Fácies Lagunares na Região da Laguna de Tramandaí, RS. *Pesquisas em Geociências*, 23(1-2).17 - 24. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.21222>
- Dillenburg, S. R., Roy, P. S., Cowell, P. J., & Tomazelli, L. J. (2000). Influence of antecedent topography on coastal evolution as tested by the shoreface translation-barrier model (STM). *Journal of Coastal Research*, 71-81. Dillenburg, S. R., Tomazelli, L. J., Hesp, P. A., Barboza, E. G., Clerot, L. C. P., & Silva, D. D. (2006). Stratigraphy and evolution of a prograded transgressive dunefield barrier in southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 132-135
- Dillenburg, S. R., Tomazelli, L. J., Hesp, P. A., Barboza, E. G., Clerot, L. C. P., & Silva, D. D. (2006). Stratigraphy and evolution of a prograded transgressive dunefield barrier in southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 132 - 135
- Dillenburg, S. R., & Hesp, P. A. (2009). Geology and geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil. Chap. 1. Coastal Barrier-An Introduction. *Springer Science & Business Media*. (107).1 - 15
- Dillenburg, S. R., & Barboza, E. G. (2009). Long-and short-term progradation of a regressive barrier in southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 599-601. Eds. Dillenburg S. R. & Hesp P. A. Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil. 1. 377.
- Dillenburg, S. R., & Barboza, E. G. (2014). The strike-fed sandy coast of Southern Brazil. *Geological Society, London, Special Publications*, 388(1). 333 - 352

- Dillenburg, S. R., Barboza, E. G., Rosa, M. L. C., Caron, F., & Sawakuchi, A. O. (2017). The complex prograded Cassino barrier in southern Brazil: Geological and morphological evolution and records of climatic, oceanographic and sea-level changes in the last 7–6 ka. *Marine Geology*, 390. 106 - 119
- Dillenburg, S.R., Barboza, E.G., Rosa, M.L.C.C., Caron, F., Cancelli, R., Santos Fischer, C. B., Lopes, R.P., Ritter, M.N. (2020). Sedimentary records of Marine Isotopic Stage 3 (MIS 3) in southern Brazil. *Geo-Mar. Lett.* 40. 1099 – 1108
- Dillenburg, S.R., Barboza, E.G., Hesp, P. A., Rosa, M.L.C.C., Caron, F., Guadagnin, F. (2024). The progradational Curumim barrier in southern Brazil: An archive of sea-level changes, and cyclic aeolian activity in the Holocene. *Geomorphology* (48) 109028
- Dominguez, J. M. L. (2009). The Coastal zone of Brazil. En Dillenburg S. & Hesp P (Eds). *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. 107. 17 - 51
- Dott, R.H. (1964). Wacke, greywacke and matrix; what approach to immature sandstone classification? *Journal of Sedimentary Research*; 34 (3). 625 – 632
doi: <https://doi.org/10.1306/74D71109-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Doyle, F.J. (1978). Digital terrain models: an overview. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 44(12). 1481-1485
- Efremov, I.A. (1940). Taphonomy: a new branch of paleontology. *Pan American Geologist*, 74. 81-93
- Elderfield, H. & Ganssen, G. (2000). Past temperature and $\delta^{18}\text{O}$ of surface ocean waters inferred from foraminiferal Mg/Ca ratios. *Nature*, 405. 442 - 445
- Fariña, R.A.; Tambusso, P.S.; Varela, L.; Di Giacomo, M.; Musso, M.; Gascue, A. & Bracco, R. (2014). Among others, cut-marks are archaeological evidence: reply to 'Archaeological evidences are still missing: a comment on Fariña et al. Arroyo del Vizcaíno Site, Uruguay by Suárez et al. *Proceedings of the Royal Society B*, 281:20141637. doi:10.1098/rspb.2014.1637
- Felicísimo, A. M. (1994). Modelos digitales de terreno. Introducción y aplicaciones de las ciencias ambientales
- Fernández, G. (2011). Migración lateral del arroyo Valizas: Causas y consecuencias para la Zonificación del área protegida “laguna de castillos” Rocha- Uruguay. Tesis de Maestría en Ciencias Ambientales. Facultad de Ciencias - Udelar
- Ferrero, L. (2009). Foraminíferos y ostrácodos del Pleistoceno tardío, Mar Chiquita, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Ameghiniana*, 46. 4
- Flower, R.J., Ryves, D.B. (2009). Diatom preservation: differential preservation of sedimentary diatoms in two saline lakes. *Acta Botanica Croatica*, 68 (2), 381–399
- Figueredo, S., Calliari, L. J., Machado, A. A. (2018). Modelling the effects of the sea-level rise and sediment Budget in Coastal retreat at Hermenegildo Beach, Southern Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography*, 66. 210 - 2019
- Fisher, W. L. & McGowen, J. H. (1967). Depositional System in the Wilcox Group of Texas and their relationship to Occurrence of oil and gas.
- Fisher G., & Wefer G. (1999). Use of Proxies in Paleoceanography. Examples from South Atlantic. Universität Bremen, Germany 98p

- Folk, R.L., Ward, W.C. (1957). Brazos River Bar: A study in the significance of grain size parameters. *J. Sedimen. Petrol.* 27. 3 - 26
- Folk, R.L. (1974). Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing Co., Austin, 170 p
- Franco Fraguas, P., Burone, L., de Mello, C., Mahiques, M., Muñoz, A., Ortega, L., Marín, Y., Alfageme, V., Fontan, A., Jiménez, P., Igual, T., Carranza, A., Masello, A., Bécares, M., Gómez de Paz, R., Rubio, L. (2011). Caracterización ambiental del margen continental uruguayo (200-1000 metros de profundidad) un enfoque multiproxy: Resultados preliminares. *XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternario*. ABEQUA
- Fracalossi, F. G., Barboza, E. G., Rosa, M. L. C. C., & Silva, A. B. (2010). O registro em subsuperfície da barreira pleistocênica entre Osório e Tramandaí (RS). *Gravel*, 8(1). 21 - 31
- Galehouse, J. S. (1971). Sedimentation Analysis. En Carver (Ed) *Procedures in sedimentary petrology*. 65 - 94
- Gamboa, L.A. & Rabinowitz, P.D. (1981). The Rio Grande fracture zone in the western South Atlantic and its tectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters*. 52. 410 – 418
- García-Rodríguez, F. (2002). Estudio paleolimnológico de Lagunas de Rocha, Castillos y Blanca, sudeste del Uruguay. Tesis de Doctorado. PEDECIBA. Facultad de Ciencias, 1- 176.
- García-Rodríguez, F., Metzeltin, D., Sprechmann, P., Beltrán-Morales, L. F. (2004). Late Pleistocene and Holocene development of Castillos Lagoon in relation to sea level variation, SE Uruguay. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatsheft* (11) 641 -661
- García-Rodríguez, F., Sprechmann, P., Inda, H., del Puerto, L., Bracco, R., Rodríguez, A., Estol, P., & Acevedo, V. (2006). Paleolimnología: desarrollo de las lagunas costeras del sudeste de Uruguay durante el Holoceno. En: Menafrá, R., Rodríguez-Gallego, L., Scarabino, F., Conde, D. (Eds.), *Bases para la conservación y el manejo de la costa uruguaya*. Vida Silvestre Uruguay, Montevideo, Uruguay, pp. 487–494
- García-Rodríguez, F., del Puerto, L., Bracco, R., Panario, D., Castiñeira, C., Mourelle, D., Inda, H., Gordon, N., Adams, J. (2011). Paleolimnología de las lagunas costeras del sudeste de Uruguay, y comparación paleogeográfica entre América y África del sur. En García-Rodríguez, F (Ed.). *El holoceno en la zona costera de Uruguay*, Universidad de la República 173-198
- Goldberg, E.D. & Arrhenius, G.O.S. (1958). Geochemistry of pacific pelagic sediments. *Geochim. Cosmochim. Ac.* 13. 153 - 212
- Goldstein, S.T., Watkins, G.T. (1999). Taphonomy of salt marsh foraminifera: an example from coastal Georgia: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 149(1). 103 - 114
- Gómez Pivel, M.A. (2006). Geomorfología y procesos erosivos en la costa atlántica uruguaya. Bases para la conservación y el manejo de la costa uruguaya. Menafrá, R. Rodríguez - Gallego, L. Scarabino, F. Conde, D. (Eds). Vida Silvestre Uruguay, Montevideo, 35 - 43
- González Tomassini, F., Kietzmann, D. A., Fantín, M. A., Crousse, L. C., Reijenstein, H. M. (2014). Estratigrafía y análisis de facies de la Formación Vaca Muerta en la zona de El Trapial. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Simposio de Recursos No Convencionales. Mendoza, Argentina
- Goñi, J.C. y Hoffstetter, R. (1964). Uruguay. Lexique Stratigraphique. International, 5 Amérique Latine, 9a. CNRS. Paris, 200 pp

- Goso, H. (1985). Jornada de GeologmHa y estratigrafmHa del Cuaternario. *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología* 2, 10 - 20
- Goso Aguilar, C. (2006). Aspectos sedimentológicos y estratigráficos de los depósitos cuaternarios de la costa platense del Departamento de Canelones (Uruguay). *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 13. 77 - 89
- Goso, C. & Muzio, R. (2006). Geología de la costa uruguaya y sus recursos minerales asociados. Menafrá, R., Rodríguez - Gallego, L. Scarabino, F. Conde, D. (Editores). Vida Silvestre Uruguay. Montevideo, 9 - 20
- Goso, C., Perea, D., Corona, A., Mesa, V. (2012). Sedimentación litoral finiplestocena en acantilados al norte de Colonia del Sacramento. Resúmenes III Jornadas del Cenozoico, Montevideo (CD-Rom)
- Goso Aguilar, C. & Piñeiro, G. (2020). An approach to coastline evolution as a tool for coastal management: case study of La Pedrera-Cabo Polonio Bay (Rocha, Uruguay). *Journal of Sedimentary Environments*, 5. 575 - 592
- Goso, H. & Bossi, J. (1966). Cenozoico. In Bossi J. (Ed), *Geología del Uruguay*. (p. 469). Departamento de Publicaciones. Universidad de la República: Montevideo
- Goso, H. (1972). Cuaternario. Programa de Estudio y Levantamiento de Suelos del Ministerio de Ganadería, Agricultura y Pesca (MGAP), Montevideo, 1 - 12 (unpublished)
- Goso, H. (1985). El Cuaternario en el Uruguay: estratigrafía y geología histórica. *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología*, Montevideo, 2. 3 - 19
- Govin, A., Holzwarth, U., Heslop, D., Keeling, L., Zabel, M., Mulitza, S., Collins, J. A., Chiessi, C.M. (2012). Distribution of major elements in Atlantic surface sediments (36°N–49°S): Imprint of terrigenous input and continental weathering, *Geochem. Geophys. Geosys.* 13(1).1525-2027
- Gutiérrez, O. & Panario, D. (2019). Caracterización y dinámica de la costa uruguaya, una revisión. En: Muniz, P., Conde, D., Venturini, N., Brugnoli, E. (Eds.), *Ciencias Marino-Costeras en el Umbral del Siglo XXI, Desafíos en Latinoamérica y el Caribe*. Editorial AGT S.A, México DF, México, 61 - 91.
- Hartmann, L. A., Orestes Santos, S., Bossi, J., Campal, N., Shipilov, A., McNaughton, N. J. (2002). Zircon and titanite U-Pb SHRIMP geochronology of Neoproterozoic felsic magmatism on the eastern border of the Rio de la Plata Craton, Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences* 15. 229 - 236
- Heiri, O., Lotter, A., Lemcke, G. (2001). Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, The Netherlands, 25. 101 - 110
- Hesp, P.A., Dillenburg, S.R., Barboza, E.G., Tomazelli, L.J., Ayup-Zouain, R.N., Esteves, L.S., Gruber, N.L.S., Toldo, Jr. E.E., Tabajara, L.L.C.A., Clerot, L.C.P. (2005). Beach Ridges, Foredunes or Transgressive Dunefields? Definitions and an Examination of the Torres to Tramandaí Barrier System, Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 77(3) 493 - 508
- Hesp, P. A., Dillenburg, S. R., Barboza, E. G., Clerot, L. C., Tomazelli, L. J., & Norberto Ayup Zouain, R. (2007). Morphology of the Itapeva to Tramandai transgressive dunefield barrier system and mid-to late Holocene sea level change. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 32(3). 407- 414

- Horne, D. J., Cohen, A., & Martens, K. (2002). Taxonomy, morphology and biology of Quaternary and living Ostracoda. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, 131. 5 - 36
- Horne, D. J., Schon, I., Smith, R. J., & Martens, K. (2005). What are Ostracoda? A cladistic analysis of the extant superfamilies of the subclasses Myodocopa and Podocopa (Crustacea: Ostracoda). *Crustacean issues*, 16. 249
- IDE Uy, (2023). Infraestructura de datos espaciales. <https://www.gub.uy/infraestructura-datos-espaciales/>
- Imbrie, J. & Kipp, N. G. (1971). A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: application to a late Pleistocene Caribbean core. En: *Turekian K. K. 1971. The Late Cenozoic Glacial Ages*. New Haven, Yale University Press. 71 - 181
- Inda, H. (2011). Paleolimnología de cuerpos de agua someros del Sudeste del Uruguay. Evolución holocena e Impacto Humano. Editorial Académica Española. LAP Lambert. 136 p
- Inda, H. (2016). El Antropoceno en el sudeste del Uruguay: Causas, indicadores y consecuencias (Tesis doctoral inédita). Tesis Doctoral. Universidad de la República, Montevideo. <https://www.colibri.udelar.edu.uy/jspui/bitstream/20.500.12008/10154/1/uy24-18439.pdf>
- Inda, H., del Puerto, L., Bracco, R., Castiñeira, I., Capdepon, I., Gascue, A., Baeza, J. (2011). Relación hombre-ambiente para la costa estuarina y oceánica de Uruguay durante el Holoceno. Reflexiones y perspectivas. En García-Rodríguez, F (Ed.). *El holoceno en la zona costera de Uruguay*, Universidad de la República. 229-260
- Inda, H., del Puerto, L., Capdepon, I., Bracco, R. (2017). Formation processes of coastal archeological sites: A changing prehistoric scenario on the Atlantic shore of Uruguay. *Geoarchaeology*, 1 – 13
- IPCC, (2001). Cambio Climático: Grupo de Trabajo I: La Base Científica. Indicadores proxy del paleoclima. Tercer informe. Cap. 2. Variabilidad y Cambio climático observado. Ed. UNEP GRID Arendal
- Isla, F. (1989). Holocene sea level fluctuations in the southern hemisphere. *Quaternary Science Reviews* 8. 359 - 368
- Isla, F. I. & Espinosa M. A. (1995). Environmental changes associated to the Holocene sea-level fluctuation: Southeastern Buenos Aires, Argentina. *Quaternary International*. 26. 55-60
- Isla, F., Pousa J., Schnack E. (2002). Las fluctuaciones del nivel del mar durante el Cuaternario. *Museo*, 3(16). 79 - 86
- Johnson, D., Hooper, P., Conrey, R. (1999). XRF Method XRF Analysis of Rocks and Minerals for Major and Trace Elements on a Single Low Dilution LiTetraborate Fused Bead. *Advances in X-Ray Analysis*, 41. 843 - 867
- Jol, H. M. & Bristow, C. S. (2003). GPR in sediments: advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide. In: Bristow, C. S. & Jol, H. M. (eds.). *Ground Penetrating Radar in Sediments*. Geological Society, London Special Publications, 211, 0927
- Jones, M.D., Leng, M.J., Eastwood, W.J., Keen, D.H., Turney, C.S.M. (2002). Interpreting stable-isotope records from freshwater snail-shell carbonate: a Holocene case study from Lake Golhisar, Turkey. *The Holocene* 12. 629 - 634
- Jones, R.W. (2014). Foraminifera and their applications. The Natural History Museum. London Cambridge University Press

- Kuhn, L. A., Zonneveld, K. A. F., Souza, P. A., Cancelli, R. R. (2023). Late Quaternary paleoenvironmental evolution and sea level oscillation of the Santa Catarina Island (Southern Brazil). *Biogeosciences Discussions*. 1 - 31
- Lambeck, K., Esat, T. & Potter, E.K. (2002). Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature* 419. 199 - 206
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sol, Y., Sambridge, M. (2014). Nivel del mar y volúmenes globales de hielo desde el último máximo global hasta el Holoceno. *Proc Natl Acad Sci U S A*. 15. 296 - 303
- Laprida, C., Bertels–Pstka, A. (2003). Benthic foraminifera and paleoecology of a Holocene shelly concentration, Salado Basin, Argentina. *GEOBIOS*, 36(5). 559 - 572
- Laprida, C., Chandler, D.D.E., Ramon Mercáu, J., Lopez, R.A., Marcomini, S. (2011). Modern foraminifera from coastal settings for the paleoenvironmental interpretation of Mid Holocene littoral deposits. *Re. Mex. Cienc. Geol.* 18(1). 45 - 64
- Laprida, C., García Chapori, N., Ramón Mercáu, J., Watanabe, S., Totah, V., Marcolini, S., Violante, R. (2014). Condicionantes ambientales de comunidades de foraminíferos bentónicos durante el pleistoceno medio en el Atlántico sudoccidental. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 71(3). 356 - 368
- Last, W.M. & Smol, J.P. (2001). An introduction to physical and geochemical methods used in paleolimnology. En: Last W M y Smol J P (eds.). *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. (2). Physical and Geochemical Methods*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, pp 1-6
- Lea, D. W., Bijma, J., Spero, H. J., Archer, D. (1999). Implications of a Carbonate Ion Effect on Shell Carbon and Oxygen Isotopes for Glacial Ocean Conditions. En: Fischer G. Wefer G. (Eds.) (1999). *Use of Proxies in Paleoceanography*. Berlin, Heidelberg, Springer
- Lea, D. W. (2003). Elemental and isotopic proxies of past ocean temperatures. En: Holland H. D. Turekian K. K. (Eds.) *Treatise on geochemistry*. Elsevier-Pergamon, Oxford, 365 - 390
- Libes, S. (2009). *Introduction to marine biogeochemistry*, segunda edición, Elsevier, Academic Press, pp 893
- Lima, L.G., Dillenburg, S.R., Medeanic, S., Barboza, E.G., Rosa, M.L.C.C., Tomazelli, L.J., Dehnhardt, B.A. and Caron, F. (2013). Sea-level rise and sediment budget controlling the evolution of a transgressive barrier in southern Brazil. *J S Am Earth Sci* 42. 27 - 38
- Lisiecki, L. E. & Stern, J. V. (2016). Regional and global benthic $\delta^{18}\text{O}$ stacks for the last glacial cycle. *Paleoceanography*, 31. 1368 - 1394. doi: 10.1002/2016PA003002
- Loeblich, A. R. & Tappan, H. (1988). *Foraminiferal genera and their classification*. Van Nostrand Reinold, New York, (1, 2), 270p+ 212p, 847p
- Lopes, R. P. (2013). Biostratigraphy of the Pleistocene fossiliferous deposits of southern Brazilian coastal area. *J Mammal Evol.* 20. 69 - 82
- Lopes, R.P., Dillenburg, S.R., Caron, F., Buchmann, F. S. (2015). Stratigraphy of the Late Pleistocene Barrier III in the southern coastal plain of the state of Rio Grande do Sul, Brazil. *XV Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário – ABEQUA*. Tramandai-Imbé-RS
- Lopes, R. P., Pereira, J. C., Caron, F., Ritter, M. D. N., De Souza, M. S., Dillenburg, S. R., Barboza, E. G., Tatum, S. H. Márcio Yee, Kinoshita, A., Baffa, O. (2021). Late Pleistocene-Holocene fossils from

Mirim Lake, southern Brazil, and their paleoenvironmental significance: II—Mollusks. *Journal of South American Earth Sciences*. 112. 103546

- Lopes, R. P., Pereira, J. C., Caron, F., Dillenburg, S. R., Rosa, M.L.C.C., Barboza, E. G., Savian, J. F., Sawakuchi, A. O., Tatum, S. H. Yee, M. (2024). Stratigraphy and evolution of the late Pleistocene (MIS 5) coastal Barrier III in southern Brazil. *Quaternary Research*, 1-23
- Mahiques, M. M., Tessler, M. G., Ciotti, A. M., da Silveira, C. A., de Mello e Souza, S. H., Figueira, R. C. L., Tassinari, C. C. G., Furtado, V. V., Passos, R. F. (2004). Hydrodynamically driven patterns of recent sedimentation in the shelf and upper slope off Southeast Brazil. *Continental Shelf Research*, 24. 1685 - 1697
- Major, C. Y. (1999). XRF method XRF analysis of rocks and minerals for major and trace elements on a single low dilution Li-tetraborate fused bead. *Advances in X-ray Analysis*, 41. 843 - 867
- Manta, G. (2017). Caracterización de la brisa marina en Uruguay. Tesis de Maestría en Geociencias. Pedeciba, Facultad de Ciencias, Udelar
- Manzolini, R. P., Portz, L. C., Rosa, M. L. C. C., Barboza, E. G., & Tomazelli, L. J. (2010). A utilização de GPR e Sensoriamento Remoto na identificação e determinação da taxa de acreção de beach ridges lagunares na margem oeste da laguna Lagoa dos Patos. In *IV Congresso Brasileiro de Oceanografia, Rio Grande, Resumos*
- Martin, L. & Suguio, K. (1992). Variation of coastal dynamics during the last 7000 years recorded in breachridge plains associated with river mouths: example from the Central Brazilian Coast. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology* 99. 119 - 140.
- Martínez, S., Ubilla, M., Verde, M., Perea, D., Rojas, A., Guérèquiz, R., & Piñeiro, G. (2001). Paleoeology and geochronology of Uruguayan coastal marine Pleistocene deposits. *Quaternary Research*, 55(2). 246 - 254
- Martínez, S., & Ubilla, M. (2004). El cuaternario en Uruguay. *Cuencas sedimentarias de Uruguay, Cenozoico* (Veroslavsky, G., Ubilla, M. & Martínez, S., Eds.). Ediciones DIRAC, Facultad de Ciencias, Montevideo, 195 - 227
- Martínez, S., Rojas, A., Ubilla, M., Verde, M., Perea, D., & Piñeiro, G. (2006). Molluscan assemblages from the marine Holocene of Uruguay: composition, geochronology and paleoenvironmental signals. *Ameghiniana*, 43(2). 385 - 397
- Martínez, S. & Ubilla, M. (2009). El Cuaternario en Uruguay. En: Veroslavsky G., Ubilla M. & Martínez S. (eds.): *Cuencas Sedimentarias de Uruguay. Geología, paleontología y recursos naturales. Cenozoico*. 2ª ed., DIRAC, Facultad de Ciencias, Udelar – SUG, Montevideo, 195 – 227
- Martínez, S., & Rojas, A. (2013). Relative sea level during the Holocene in Uruguay. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 374. 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
- Martin, L., Flexor, J. M., Vilas-Boas, G. S., Bittencourt, A. C. S. P., & Guimaraes, M. M. (1979). Courbe de variation du niveau relatif de la mer au cours des 7000 dernières années sur un secteur homogène du littoral brésilien (nord de Salvador—Bahia). En *Proc. 1979 Int. Symp. Coastal Evolution in the Quaternary, São Paulo* 264 - 274
- Martin, L., Suguio, K., & Flexor, J. M. (1988). Hauts niveaux marins Pleistocenes du littoral brésilien. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 68(2-4). 231 - 239

- Martin, L. & Angulo, R. J. (1992). Variation coastal dynamics during the last 7000 years recorded in breachridge plains associated with river mouths: example from the Central Brazilian Coast. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*. 99. 119 - 140
- Martin, L., Landim Dominguez, J. M., & Da Silva Pinto Bittencourt, A. C. (1998). Climatic control of coastal erosion during a sea-level fall episode. *Anais-Academia Brasileira de Ciencias*, 70. 249 - 266. Martins L.R
- Martins, L. R., Martins, I. R., & Urien, C. M. (2003). Aspectos sedimentares da plataforma continental na área de influência do Rio de La Plata. *Gravel*, 1. 68 - 80
- Masquelin, H. (2002). Evolución estructural y metamórfica del Complejo Gneisico Cerro Olivo, SE de Uruguay. Tesis de Doctorado. UFRGS, 2 tomos, 1:1 - 227, 2:1 - 117
- Mena Frau, C., Pino, L. M., Rojas, Y. O., & Hernández, Y. M. (2011). Digital elevation model generalization constrained by critical points of the terrain. *Boletim de Ciências Geodésicas*, 17(3). 439 - 457
- Metzeltin, D., & García-Rodríguez, F. (2003). Las Diatomeas Uruguayas. DI.R.A.C.- Facultad de Ciencias, Montevideo
- Middleton, G.V. (1973). Johannes Walther's Law of Correlation of Facies. *Geological Society of America Bulletin*, 84. 979 - 988
- Mitchum, R. M. Jr, Vail, P.R & Sangree, J. B. (1977). Seismic stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequence. En Payton C.E. (Ed) Seismic Stratigraphy. Applications to Hydrocarbon Exploration. *American Association of Petroleum Geologist Memoir*. Tulsa 26. 117 - 133
- Morales, E., De Santa Ana, H., Chang, H. K., Corrêa, F. S., & Veroslavsky, G. (2010). Migración de depocentros en las cuencas Punta del Este y Pelotas (offshore de Uruguay). En *VI Congreso Uruguayo de Geología*
- Morales, E. (2013). Evolução tectônica e estratigráfica das bacias da margem continental do Uruguai. Tesis, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro, Brasil
- Morales, E., Chang, H. K., Soto, M., Corrêa, F. S., Veroslavsky, G., de Santa Ana, H., Conti, B. & Daners, G. (2017). Tectonic and stratigraphic evolution of the Punta del Este and Pelotas basins (offshore Uruguay). *Petroleum Geoscience*, 23(4). 415 - 426
- Morales, E., Conti, B., Soto, M., & Viera-Honegger, B. (2020). Risks inherent in the Cenozoic stratigraphic plays in basins of the Uruguayan continental margin. *Marine and Petroleum Geology*, 112. 104072
- Munsell Soil Color Chart. (1994). Edición revisada. Macbeth Division of Kollmorgan Instruments Corporation. New York.
- Murray, R. W. (1994). Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and applications. *Sedimentary Geology*, 90(3-4). 213 - 232
- Murray, J. W. (2006). *Ecology and applications of benthic foraminifera*. Cambridge University Press
- Neal, A. (2004). Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-science reviews*, 66(3-4). 261 - 330
- Panario, D., Piñeiro, G., De Álava, D. & Fernández, G. (1993). Dinámica sedimentaria y geomorfológica de dunas y playas en Cabo Polonio, Rocha. Unidad de Ciencias de la Epigénesis, Facultad de Ciencias – Udelar. 57pp (Inédito)

- Panario, D. (1999). Dinámica de la costa atlántica uruguaya. En: Hernández, J. (Ed.), *Seminario: Costa Atlántica. Estado actual del conocimiento y estrategia de investigación de la costa y sus barras lagunares* (Rocha, 1997). PROBIDES, Rocha, Uruguay, pp. 23 - 54.
- Panario, D., & Gutiérrez, O. (1999). The continental Uruguayan Cenozoic: an overview. *Quaternary International*, 62(1). 75 - 84. Retrieved from [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(99\)00025-7](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(99)00025-7)
- Panario, D., & Gutiérrez, O. (2011). Introducción a la geomorfología de lagunas costeras, lagos someros y charcas de Uruguay. En García-Rodríguez, F (Ed.). *El holoceno en la zona costera de Uruguay*, Universidad de la República, 49 - 64
- Panario, D., Gutiérrez, O., Bettucci, L. S., Peel, E., Oyhançabal, P., & Rabassa, J. (2014). Ancient landscapes of Uruguay. In J. Rabassa & C. Ollier (Eds.), *Gondwana Landscapes in Southern South America: Argentina, Uruguay and Southern Brazil*, (161–199). Dordrecht, Holanda: Springer Netherlands. Retrieved from https://doi.org/10.1007/978-94-007-7702-6_8
- Panario, D., Bracco, R., Gutiérrez, O., Tassano, M. (2019). OSL dating of lagoon geoforms as proxies of marine levels for the late Holocene. *Advances in Coastal Geoarchaeology in Latin America, The Latin American Studies Book Series*, (35- 48) https://doi.org/10.1007/978-3-030-17828-4_3
- Peltier, W. R., & Fairbanks, R. G. (2006). Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quaternary Science Reviews*, 25. (23 - 24), 3322-3337
- Perez, L., García-Rodríguez, F., & Hanebuth, T. J. (2016). Variability in terrigenous sediment supply offshore of the Río de la Plata (Uruguay) recording the continental climatic history over the past 1200 years. *Climate of the Past*, 12(3). 623 - 634
- Perez, L., Laprida, C., Cusminsky, G. (2017). Crustacea: Ostracoda. (8). 138-159. En: Paleobioindicadores lacustres neotropicales. Edición: Perez L. Massaferro J. Correa – Metrio a. UNAM
- Perez, L. (2021). Variabilidad del aporte continental y la productividad de la plataforma del Océano Atlántico Sudoccidental en el último milenio y su relación frente a los cambios hidroclimáticos. Tesis de Doctorado. Pedeciba Geociencias. Facultad de Ciencias – Udelar
- Petró, S. M. (2018). Dissolução de Foraminíferos Quaternários de Atlântico Sul: da perda de CaCO₃ ao ganho de informação Paleoc oceanográfica. Tesis de Doutorado. Universidad Federal de Rio Grande de Sul, Brasil
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. and Siever, R. (1973). Sand and sandstone. *Springer Verlag*, Berlin, 618p
- Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W. & Rossi, P. (1985). Memoria explicativa de la Carta Geológica del Uruguay a la escala 1:500.000. DINAMIGE, Montevideo, 90 pp
- Preciozzi, F., Masquelin, H., & Basei, M. A. S. (1999). The Namaqua/Grenville terrane of eastern Uruguay. En *Abstracts Volume II South American Symposium on Isotope Geology*. 338 - 340
- Prieto, A. R., Mourelle, D., Peltier, W. R., Drummond, R., Vilanova, I. Ricci, L. (2016). Relative sea-level changes during the Holocene in the Rio de la Plata, Argentina and Uruguay: A review. *Quaternary International*, 442. 35 - 49
- Pueyo Anchuela, O. Zamora Iranzo, S. A. Pocoví, J. A. (2005). Aplicación de la prospección geofísica por georradar (GPR) a la delimitación y caracterización de estructuras arqueológicas. Ejemplo de las ruinas del convento agustino de Fraga (Huesca). *Geogaceta* 38. 131 - 134

- Ramos, M. I., Coimbra, J. C., Whatley, R. C., Moguilevsky, A. (1999). Taxonomía y ecología de la Familia Cytheruridae (Ostracoda) en sedimentos recientes de la costa norte de Río de Janeiro, Brasil. *Revista de Micropalantología Lyell Collection*. 18. 1 - 16
- Ramsay, P. J., Cooper, J. A. G. (2002). Late Quaternary Sea-Level Change in South Africa. *Quaternary Research*. 57. 82 - 90
- Rockett, G. C., Barboza, E. G. & Rosa, M. L. C. C. (2013). Estimativa da Espessura Sedimentar e Relações Estratigráficas na Região da Planície de Deflação do Campo de Dunas de Itapeva/RS, através de dados de Georradar. En: XIV Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, Natal-RN. Resumos de Trabalhos, v. CD
- Rojas, A. & Urteaga, D. (2011). Late Pleistocene and Holocene chitons (Mollusca, Polyplacophora) from Uruguay: Palaeobiogeography and palaeoenvironmental reconstruction in mid latitudes of the southwestern Atlantic. *Geobios*. 44. 377 - 386
- Rosa, M.L.C.C. (2012). Geomorfologia, Estratigrafia de Sequências e potencial de preservação dos sistemas Laguna-Barrera de Quaternario costeiro do Rio Grande do Sul. Ph. D Qualifying. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. pp. 126
- Rosa, M. L. C. C., Tomazelli, L. J. & Barboza, E. G. (2012). Caracterização através de dados de georadar da barreira costeira entre o balneário de Nova Tramandaí e Jardim do Éden, litoral norte do Rio Grande do Sul. 46º Congresso Brasileiro de Geologia, Santos-SP. Anais= Proceedings. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, v. CD
- Rosa, M.L.C.C., Barboza, E.G., Abreu, V.S., Tomazelli, L.J., Dillenburg, S.R. (2017). Highfrequency sequences in the Quaternary of Pelotas Basin (coastal plain): a record of degradational stacking as a function of longer-term base-level fall. *Brazilian J. Geol.* 47(2). 183 – 207 <https://doi.org/10.1590/2317-4889201720160138>
- Rosello, E., de Santa Ana, H. & Veroslavsky, G. (2000). El lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Merín (Uruguay): un corredor tectónico extensivo y transcurrente dextral precursor de la apertura atlántica. *Revista Brasileira de Geociências*, 30. 749 - 756
- Rossi de Garcia, E. (1966). Sobre la presencia del género “Cytheridea” em la depresión del Sampil (Chubut). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. XXI (2). 218
- Roy, P.S., Cowell, P.J., Ferland, M.A., Thom, B.G. (1994). Wave dominated coasts. En: Carter RWG, Woodroffe CD (eds.) Coastal evolution, late quaternary shoreline morphodynamics. Cambridge University Press, Cambridge, 121 - 186
- Ryves, D. B., Battarbee, R. W., Juggins, S., Fritz, S. C., & Anderson, N. J. (2006). Physical and chemical predictors of diatom dissolution in freshwater and saline lake sediments in North America and West Greenland. *Limnology and Oceanography*, 51(3), 1355 - 1368
- Ryves, D. B., Battarbee, R. W., & Fritz, S. C. (2009). The dilemma of disappearing diatoms: Incorporating diatom dissolution data into palaeoenvironmental modelling and reconstruction. *Quaternary Science Reviews*, 28(1-2). 120 - 136
- Ryves, D. B., Anderson, N. J., Flower, R. J., & Rippey, B. (2013). Diatom taphonomy and silica cycling in two freshwater lakes and their implications for inferring past lake productivity. *Journal of Paleolimnology*, 49. 411 - 430
- Sahu, K. B. (1964). Depositional Mechanisms from the size analysis of clastic sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34. 73 - 83
- Sanguinetti, Y., Ornellas, L., Coimbra, J. (1991). Post Miocene ostracodes from Pelotas basin, southern Brazil. Taxonomy Part I. *Pesquisas em Geociências* 18(2). 138 - 155

- Scarabino, F., Zaffaroni, J. C., Carranza, A., Clavijo, C., Nin, M. (2006). Gasterópodos marinos y estuarinos de la costa uruguaya: faunística, distribución, taxonomía y conservación. En: Menafría R., Rodríguez-Gallego L., Scarabino, F., Conde D. Bases para la conservación y el manejo de la Costa Uruguaya. Vida Silvestre, Uruguay. 143 - 155
- Segura, C. (2012). Relación entre oscilaciones del nivel del mar y los cambios sedimentológicos de la Laguna de Castillos durante el Holoceno. Tesis de grado. Facultad de Ciencias - Udelar
- Seilacher, A. (1964). Biogenic sedimentary structures. En: Imbre, J. and Newell, N. (eds). Paleogeology approaches. John Wiley and sons, New York, 296 - 316
- Selley, R. C. (1976). An Introduction to Sedimentology. Academic Press. University of Michigan, 408
- Servicio Geográfico Militar (1966). Fotos aéreas escala 1:20.000. Relevamiento aerofotogramétrico. Cuenca Laguna de Castillos, Rocha, Uruguay
- Severova, V. (1997). Características del clima de Uruguay, Unidad Meteorología, Facultad de Ciencias, Udelar. https://www.rau.edu.uy/uruguay/geografia/Uy_c-info.htm
- Shen, J., Schoepfer, S. D., Feng, Q., Zhou, L., Yu, J., Song, H., Wei, H. & Algeo, T. J. (2015). Marine productivity changes during the End-Permian crisis and Early Triassic recovery. *Earth-Science Reviews*, 149. 136 - 162
- Shepard, F.P. (1954). Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *Journal of Sedimentary Petrology* 24. 151 - 158
- Smol, J.P. (2008). Pollution of lakes and rivers, a paleoenvironmental perspective. 2nd ed. Editorial Blackwell. Pp: 383
- Soto, M., Morales, E., Veroslavsky, G., de Santa Ana, H., Ucha, N., & Rodríguez, P. (2011). The continental margin of Uruguay: Crustal architecture and segmentation. *Marine and Petroleum Geology*, 28(9). 1676 - 1689
- Sprechmann, P. (1978) a. Especies de moluscos hallados en la Transgresión Querandina desde Arenas de Carrasco hacia el oeste. Unpublished report
- Sprechmann, P. (1978) b. The paleogeology and paleogeography of the Uruguayan coastal area during the Neogene and Quaternary. *Zitteliana* 4. 3 - 72
- Sprechmann, P. (1980). Paleogeología, paleoceanografía y estratigrafía de la región costera del Uruguay durante el neógeno y el cuaternario. *Actas II Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y I Congreso Latinoamericano de Paleontología*, tomo III, Buenos Aires, 237- 256
- Stanley, S. M. (1970). Relation of Shell form to life habits of the Bivalvia (Mollusca). *Geol. Soc. America Mem.* 125. 296 p
- Suguio, K., Martin, L., & Flexor, J. M. (1980). Sea level fluctuations during the past 6000 years, along the coast of the state of São Paulo, Brazil. *Earth rheology, isostasy and eustasy*, 471-486
- Suguio, K. (1999). Geologia do Quaternário e mudanças ambientais: passado + presente = futuro. São Paulo: *Paulos Comunicações e Artes Gráficas* 366 p
- Suguio, K. (2010). As Mudanças do nível do mar no Quaternário e os seus registros. En: Suguio, K. (Ed). *Geologia de Quaternário e mudanças ambientais*. 181-197
- Toldo Jr, E. E., Nicolodi, J. L., Almeida, L. E. S. B., Corrêa, I. C. S., & Esteves, L. S. (2006). Coastal dunes and shoreface width as a function of longshore transport. *Journal of Coastal Research*, 390 - 394

- Tomazelli, L.J. (1985). Contribuição ao conhecimento das facies de ambiente Praial a partir de elementos do Pleistoceno costeiro de Rio Grande de Sul. *Anais 2do Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, Florianópolis, SBG. 325 - 338
- Tomazelli, L.J. & Villwock, J.A. (1989). Processos erosivos na costa de Rio Grande do Sul, Brasil: evidências de uma provável tendência contemporânea de elevação do nível relativo de mar. *Resumos 2º Congresso da Associação Brasileira de Estudos de Quaternário, Rio de Janeiro, ABEQUA*, p16
- Tomazelli, L.J. & Villwock, J.A. (1991). Geologia do sistema lagunar holocénico do Litoral Norte do Rio Grande de Sul. *Pesquisas*, 18. 13 - 24
- Tomazelli, L.J. & Villwock, J.A. (1992). Considerações sobre o Ambiente Praial e a Deriva Litorânea de Sedimentos ao Longo do Litoral Norte do Rio Grande do Sul, Brasil. *Revista Pesquisas*, Porto Alegre, 19. 3 - 12
- Tomazelli, L.J. & Villwock, J.A. (2000). O Cenozóico Costeiro do Rio Grande do Sul. En: Holz M. & de Ross L.F. (eds.): *Geología do Rio Grande do Sul*, 375 - 406
- Tomazelli, L.J., Dillenburg, S. R., Villwock, J.A. (2000). Late Quaternary Geological History of Rio Grande Do Sul Coastal Plain, Southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 30(3). 474-476
- Tomazelli, L.J. & Villwock, J.A. (2005). Mapeamento Geológico de Planícies Costeiras: o Exemplo da Costa do Rio Grande do Sul. *Gravel* 3.109 - 115
- Tomazelli, L.J., Dillenburg, S. R., Villwock, J.A. (2006). Geological evolution of Rio Grande do Sul coastal plain, Southern Brazil, *Journal of Coastal Research*. 39. 275 - 278
- Tomazelli, L. J. & Dillenburg, S. R. (2007). Sedimentary facies and stratigraphy of a last Interglacial coastal barrier in south Brazil. *Mar Geol* 244. 33 - 45
- Travessas, F.A., Dillenburg, S.R., Clerot, L.C.P. (2005). Estratigrafia e evolução da barreira holocênica do Rio Grande do Sul no trecho Tramandaí-Cidreira. *Boletim Paranaense de Geociências*, 53. 57 - 73
- Ubilla, M., & Martínez, S. (2016). *Geology and Paleontology of the Quaternary of Uruguay*. Springer Briefs in Earth System Science, Springer, Cham, pp. 1-77.
- Udden, J.A. (1914). Mechanical composition of clastic sediments. *Geological Society of America Bulletin*, 25. 655-744
- Umpierre, M. & Halpern, M. (1971). Edades Sr-Rb del Sur de la República Oriental del Uruguay. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 26. 133-155
- Urdaneta, J.J. (2019). Importancia de las facies sedimentarias en el análisis de cuenca. *Revista RD Energía*
- Urien, C.M. & Martins, L.R.S. (1978). Structural and physiographic map of eastern South America and western South Africa. CECO/UFRGS. *Serie Mapas*, 03. Porto Alegre, Brasil
- Vera Torres, J. A. (1994). *Estratigrafía. Principios y Métodos*. Ed. Rueda, Madrid, 829
- Veroslavsky, G., de Santa Ana, H., Rossello, E. (2004). Depósitos del Jurásico y Cretácico Temprano de la región meridional de Uruguay: el lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Merín. En Veroslavsky, G. Ubilla, M., Martinez, S. (Eds). *Cuencas sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales: Mesozoico*, 117 - 142

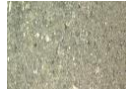
- Vida Silvestre diciembre (2018). <https://vidasilvestre.org.uy/gestion-para-la-conservacion/laguna-de-castillos-y-palmar-de-butia-de-laguna-negra/>
- Villwock, J. A. (1984). Geology of the Coastal Province of Rio Grande do Sul, Southern Brazil. A Synthesis. *Pesquisas*, 16. 5 - 49
- Villwock, J. A., Tomazelli, J. L., Loss, E.L., Dehnhard, E. A., Horn Filho, N.O., Bachi, F. A., Dehnhard, B. A. (1986). Geology of the Rio Grande do Sul coastal province. In: Rabassa J (ed) *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 4. Balkema, Rotterdam, 79 - 97
- Villwock, J. A. (1994). A Costa Brasileira: Geologia e Evolução. *Notas Técnicas*, 7. 38 - 49
- Villwock, J. A. & Tomazelli, L. J. (1995). Geologia costeira do Rio Grande do Sul. *Nota Tecnicas*, Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica, UFRGS. Porto Alegre, 8. 1 - 45
- Wagner, C.A. (1957). Sur les ostracodes du Quaternaire recent des Pays Bas et leur utilisation dans l'etude geologique des depOts Holocene. Mouton and Co., The Hague Nederland. 259 p
- Wentworth, C.K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30. 377 - 394
- Wefer, G., Berger, W.H., Bijma, J., Fischer, G. (1999). Clues to ocean history: a brief overview of proxies. En: Fischer G, Wefer G (eds.), Use of proxies in paleoceanography: Examples from the South Atlantic. Universitat Bremen, Springer, 734p
- Weschenfelder, J., Correa, I. C. S., Aliota, S., Baitelli, R. (2010). Paleochannels related to late Quaternary sea-level changes in southern Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography*, 58. 35 - 44
- Weschenfelder, J., Baitelli, R., Correa, I. C. S., Bortolin, E. C., dos Santos, C. B. (2014). Valles incisos cuaternarios en la zona costera del sur de Brasil. *Journal of South American Earth Sciences* 55. 83 - 93
- Whatley, R., Eynon, M., Moguelevsky, A. (1998). La distribución en profundidad de Ostracoda del Mar de Groenlandia. *Micropalaeontol.* 17. 15 - 32
- Will, T. M., Gaucher, C., Frimmel, H. E., Ling, X. X., Shi, W., Li, X. H., Li, Q. L. (2023). Ediacaran to Cambrian tectonomagmatic events in the Southern Dom Feliciano Belt, Uruguay: From a plate margin to an intraplate setting and the assembly of SW Gondwana, *Gondwana Research*, 115. 155 - 182. ISSN 1342-937X, <https://doi.org/10.1016/j.gr.2022.12.004>
- Zardin, T. N. (2021). Paleotemperatura: os principais proxies baseados em foraminíferos planctônicos. *Terræ Didática*, 17, e021047-e021047
- Zhou, Q. & Chen, Y. (2010). Generalization of DEM for terrain analysis using a compound method. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 66(1). 38 - 45

11. Material complementario

Anexo 1.

Descripción sedimentológica de la perforación (78.3.020), Barra de Valizas.

Prof. (m)	Color en húmedo	Descripción	Foto
0 - 1	10 YR 4/2	Arenosoles limoarcillosos, clastos de cuarzo Qzo redondeados, pulidos y cristalinos, feldspatos Fd subredondeados, minerales densos (Ilmenita, Magnetita, Epidoto, Granate) y clastos líticos. Presencia de concreciones de Fe y concreciones carbonáticas CaCO_3 . Leve presencia de materia orgánica como restos orgánicos.	
1 - 2	10 YR 5/3	Arena fina a muy fina fangosa, muy pobremente seleccionada clastos de Qzo arena muy fina, cristalino pulidos redondeados, así como también clastos de Qzo angulosos, Fd subredondeados, clastos líticos y minerales densos (Ilmenita, Magnetita, Epidoto, Granate). Concreciones de Fe, material consolidado.	
2 - 3	10 YR 5/6	Arena fina a muy fina fangosa, muy pobremente seleccionada Qzo arena muy fina, cristalino y subangulosos, Fd subredondeados, clastos líticos y minerales densos (Ilmenita, Magnetita, Epidoto, Granate). Concreciones de Fe, material consolidado.	
3 - 4	10 YR 4/6	Arena fina a muy fina fangosa, muy pobremente seleccionada. Clastos de Qzo tamaño arena muy fina, cristalino y subangulosos, Fd subredondeados, clastos líticos y minerales densos (Ilmenita, Magnetita, Epidoto, Granate). Concreciones de Fe, material más consolidado.	
4 - 5	10 YR 4/4	Arena fina a muy fina fangosa, muy pobremente seleccionada*. Clastos de Qzo tamaño arena muy fina, cristalino y subangulosos, Fd subredondeados, clastos líticos y minerales densos (Ilmenita, Magnetita, Epidoto, Granate). Concreciones de Fe, material consolidado.	
5 - 6	10 YR 6/3	Arena fina fangosa, pobremente seleccionada. Clastos de Qzo redondeados a subangulosos, cristalinos, pulidos, clastos de Fd y líticos de menor tamaño, así como minerales densos (Ilmenita, Magnetita, Epidoto, Granate).	
6 - 7	10 YR 6/3	Arena fina fangosa, pobremente seleccionada. Clastos de Qzo redondeados a subangulosos, cristalinos, pulidos, clastos de Fd y líticos de menor tamaño, así como minerales densos (Ilmenita, Magnetita, Epidoto, Granate).	
7 - 8	10 YR 7/4	Arena fina bien seleccionada. Clastos de Qzo redondeados cristalinos pulidos, clastos de Fd de menor tamaño, clastos líticos y minerales densos (Ilmenita, Magnetita, Epidoto, Granate).	
8 - 9	10 YR 7/4	Arena fina bien seleccionada. Clastos de Qzo redondeados cristalinos pulidos, clastos de Fd de menor tamaño, clastos líticos y minerales densos (Ilmenita, Magnetita, Epidoto, Granate).	
9 - 10	10 YR 7/4	Arena fina muy bien seleccionada. Clastos de Qzo redondeados cristalinos pulidos, clastos de Fd de menor tamaño, clastos líticos y minerales densos (Ilmenita, Magnetita, Epidoto, Granate).	

10 - 11	10 YR 7/3	Arena fina bien seleccionada. Clastos de Qzo redondeados cristalinos pulidos, clastos de Fd de menor tamaño, clastos líticos y minerales densos (Ilmenita, Magnetita, Epidoto, Granate).	
11 - 12	10 YR 7/1	Arena fina fangosa, pobremente seleccionada. Clastos de Qzo subredondeados a anguloso, clastos de Fd de menor tamaño, clastos líticos, minerales densos y moluscos.	
12 - 13	10 YR 6/2	Arena fina fangosa, pobremente seleccionada. Clastos de Qzo subredondeados a anguloso, clastos de Fd de menor tamaño, clastos líticos, minerales densos y moluscos.	
13 - 14	10 YR 6/2	Arena fina fangosa muy pobremente seleccionada y limos muy gruesos. Clastos de Qzo subredondeados a anguloso, clastos de Fd de menor tamaño, clastos líticos, minerales densos y moluscos.	
14 - 15	10 YR 6/2	Arena fina fangosa muy pobremente seleccionada y limos muy gruesos. Clastos de Qzo subredondeados a anguloso, clastos de Fd de menor tamaño, clastos líticos, minerales densos y moluscos.	
15 - 16	10 YR 6/2	Arena fina fangosa muy pobremente seleccionada y limos muy gruesos. Clastos de Qzo subredondeados a anguloso, clastos de Fd de menor tamaño, clastos líticos, minerales densos y moluscos.	
16 - 17	10 YR 6/2	Arena fina fangosa muy pobremente seleccionada y limos muy gruesos. Clastos de Qzo subredondeados a anguloso, clastos de Fd de menor tamaño, clastos líticos, minerales densos y moluscos.	
17 - 18	10 YR 6/2	Arena muy fina pobremente seleccionada, Qzo y Fd subredondeados a anguloso, líticos redondeados y abundante moluscos.	
18 - 19	10 YR 6/2	Limo grueso muy pobremente seleccionado. Clastos de Qzo subredondeados a anguloso, clastos de Fd de menor tamaño, clastos líticos e importante presencia de moluscos.	
19 - 20	10 YR 6/2	Limo grueso muy pobremente seleccionado. Clastos de Qzo subredondeados a anguloso, clastos de Fd de menor tamaño, clastos líticos, nódulos de manganeso y óxido de hierro e importante presencia de moluscos.	

Anexo 2.

Tabla de especies de macrofósiles identificados indicando las características ambientales.

GRUPO	PROFUNDIDAD (m)	AMBIENTE	12	13	14	15	16	17	18	19	20
ESPECIE											
Bivalvia	<i>Abra uruguayensis</i>	M	x	x	x	x	x	x	x		
	<i>Adrana patagonica</i>	M					x	x			
	<i>Aequipecten tehuelchus</i>	M			x	x			(x)	x	x
	<i>Amarillodesma mactroides</i>	M						x			
	<i>Barbatia candida</i>	M									x
	<i>Barnea lamellosa</i>	Me						x			
	<i>Brachidontes rodriguezii</i>	Me	x	x	x	x		x	x		
	<i>Cardiomya cleryana</i>	M					x				
	<i>Cooperella riosi</i>	M		x							
	<i>Corbula aff. caribaea</i>	M		x	x	x	x	x	x	x	x
	<i>Crassinella lunulata</i>	M					x	x	x	x	x
	<i>Crossostrea sp.</i>	M	(x)						x		
	<i>Cyrtopleura lanceolata</i>	Me		x	x		x	x	x		
	<i>Dallocardia muricata</i>	M							x	x	
	<i>Diplodonta sp.</i>	M									x
	<i>Ennucula uruguayensis</i>	M		x							
	<i>Ennucula sp.</i>	M								x	
	<i>Erodona mactroides</i>	E				(x)			x	x	
	<i>Eucallista purpurata</i>	M	x	x	x	x	x	x			
	<i>Eurytellina angulosa</i>	M							x		
	<i>Eurytellina gibber</i>	M	x	x	x	x	x	x	x		
	<i>Eutivela isabelleana</i>	M	x	x							
	<i>Galeommatoidea indet</i>	M						x			
	<i>Glycymeris longior</i>	M			x	x					
	<i>Gouldia cerina</i>	M	(x)				x		x	x	x
	<i>Hiatella sp.</i>	M							x		
	<i>Leptopecten bavayi</i>	M								x	
	<i>Nioche subrostrata</i>	M							x		
	<i>Nucula semiornata</i>	M	(x)	(x)	x		x	x	x		
	<i>Nuculana decora</i>	M	x						x		x
	<i>Ostrea puelchana</i>	Me	x	x	x	x	x	x	x		
	<i>Pandora aff. brevirostris</i>	M									x
	<i>Parvilucina pectinella</i>	M						x			
	<i>Periploma compressum</i>	M							x		
	<i>Petricula aff. lapicida</i>	M							x		
	<i>Phyctiderma semiaspera</i>	M		x	x			x	x		
	<i>Plicatula gibbosa</i>	M	x			x	x	x	x		x
	<i>Proteopitar patagonicus</i>	Me	x	x	x	x	x	x	x	x	x
	<i>Raetra plicatella</i>	M				x	x	x			
	<i>Semele proficua</i>	M			x				x	x	
	<i>Sheldonella bisulcata</i>	M		x					x		x
	<i>Sphenia fragilis</i>	M					x	x	x	x	

	<i>Spisula isabelleana</i>	Me						(x)	(x)			
	<i>Spisula guidoi</i>	M	x	x	x	x	x	x				
	<i>Strigilla elegans</i>	M		x	x							
	<i>Tenuicorbula lyoni</i>	M								x		
	<i>Thracia similis</i>	M	x				x			x		
	<i>Tivela zonaria</i>	M						x				
	<i>Transennella</i> sp.	M			x	x	x	x				
	<i>Transenpitar americanus</i>	M								(x)		
	Veneridae indet.	M								x		
Gastropoda	<i>Acteocina</i> sp.	M					x					
	<i>Agasthistoma patagonicum</i>	M	x		x	x	x			x	x	x
	<i>Bittium</i> varium	M								x	x	
	<i>Boonea jadisi</i>	M					x				x	x
	<i>Boonea seminuda</i>	M									x	x
	<i>Bostrycapulus odites</i>	M		x	x	x	x	x	x			x
	<i>Caecum (Brochina)</i> sp.	M									x	x
	<i>Calliostoma jucundum</i>	M			(x)		x			x	x	
	<i>Cerithiopsidae</i> indet.	M				x						
	<i>Crepidula protea</i>	M								x		
	<i>Diodora patagonica</i>	M						x				
	<i>Finella dubia</i>	M					x			x	x	x
	<i>Heleobia</i> aff. <i>australis</i>	E								x		
	<i>Iselica globosa</i>	M						x		x	x	x
	<i>Lucapinella henseli</i>	M										
	<i>Notocochlis isabelliana</i>	M						x				
	<i>Parvanachis</i> sp.	M		x			x	x	x	x		
	<i>Seila</i> sp.	M								x		
	<i>Turbonilla</i> aff. <i>multicostata</i>	M										
	<i>Turbonilla brasiliensis</i>	M								x	x	
	<i>Turbonilla</i> sp.	M						x				
	<i>Urosalpinx haneti</i>	M						x			x	
Polyplacophora	<i>Chaetopleura isabellei</i>	M	x	x	x		x				x	
	<i>Ischnochiton striolatus</i>	M										x
Cnidaria	Virgulariidae indet.	M	x	(x)		(x)	(x)	x	x			
	<i>Astrangia rathbuni</i>	M	x	x	x			x				
Polychaeta	Serpulidae indet.		x			x	x			x		x
Cirripedia	<i>Amphibalanus</i> sp.	Me	x	x	x	x	x	x	x			x
Decapoda	Indeterminado						x	x				
REFERENCIAS	(x) erosionado											
	M: Marino											
	E: Estuarino											
	e: Eurihalino											

Anexo 3.

Especies de Ostrácodos identificados en la perforación Barra de Valizas.

Especie	Habitat	Modo de vida	Sustrato	Salinidad	Temperatura	Ambiente
<i>Ammonia</i> sp (Brünnich, 1772)	infaunal	libre/herbivoro	fangos	0 a > 37	calido/tropical	lagunas salinas y plataforma interna
<i>Ammonia</i> <i>rolshauseni</i> (Cushman & Bermúdez, 1946)	infaunal	libre/herbivoro	fangos	0 a > 37	calido/tropical	lagunas salinas y plataforma interna
<i>Brizalina</i> sp (Costa, 1856)	infaunal	libre/herbivoro	fangos	32 a 37	frio	Marino- batial
<i>Bolivina</i> <i>tortuosa</i> (Brady, 1881)	Infaunal/epif aunal	libre/ detritivoro	fangos	32 a 37	frio a calido	plataforma interna a batial
<i>Buccella</i> sp (Andersen, 1952)	infaunal	libre/detritivoro	fangos	32 a 37	frio	laguna y plataforma interna
<i>Buccella</i> <i>peruviana</i> (Cushman, 1922)	infaunal	libre/detritivoro	fangos	32 a 37	frio	laguna y plataforma interna
<i>Bulimina</i> <i>patagonica</i> (d'Orbigny, 1839)	infaunal	libre/detritivoro	fangos arenas finas	32 a 37	frio	plataforma interna a batial
<i>Buliminella</i> <i>elegantissima</i> (d'Orbigny, 1839)	infaunal	libre/detritivoro	fangos	32 a 37	templado	plataformal, batial superior y lagunar
<i>Discorbis</i> sp (Lamarck, 1804)	epifaunal	fijos/herbivoro	sustratos duros y arena gruesa	32 a 37	templado a calido	plataforma interna
<i>Elphidium</i> sp (Montfort, 1808)	infaunal	libre/herbivoro	Arena y fangos	0 a 70	templado a calido	pantanos, lagunas y plataforma interna
<i>Guttulina</i> sp (d'Orbigny, 1839)	infaunal	libre/herbivoro	limos	30 a 35	frio a calido	plataforma
<i>Lagena</i> sp (Walker & Jacob, 1798)	infaunal	libre/detritivoro	sedimentos	32 a 37	frio	plataformal a batial
<i>Oolina</i> sp (Jones, 1994)						
<i>Nonion</i> sp (Montfort, 1808)	infaunal	libre/herbivoro	limos	30 a 35	frio a calido	plataforma
<i>Pararotalia</i> sp (Le Calvez, 1949)						
<i>Pyrgo</i> sp. (Defrance, 1824)	epifaunal	libre o fijos/herbivoro	plantas o sedimentos	32 a 37	frio	plataformal a batial
<i>Quinqueloculina</i> sp (d'Orbigny, 1826)	epifaunal	libre o fijos/herbivoro	plantas o sedimentos	32 a 65	frio a calido	lagunas, pantanos marinos, plataforma y batiales.
<i>Triloculina</i> sp (d'Orbigny, 1826)	epifaunal	libre o fijos/herbivoro	plantas o sedimentos	32 a 55	calido	lagunas, plataforma interna y batiales

Anexo 4

Especies de ostrácodos con ambiente asociado para cada metro de perforación

Especie	Ambiente	Profundidad (m)		
		18	19	20
<i>Argenticytheretta laevipunctata</i> (Sanguinetti et al, 1991)	Marino plataformal de 50 a 80 m prof.	X	X	X
<i>Brasiliocythere reticulispinosa</i> (Sanguinetti et al, 1991)	Marino plataformal de 50 a 80 m prof.	X	X	X
<i>Callistocythere nucleoperiscum</i> (Whatley et al, 1997)	Marino plataformal a más de 80 m de prof..	X	X	X
<i>Caudites ohmertii</i> (Coimbra & Ornellas, 1987)	Marino plataformal			X
<i>Coquimba bertelsae</i> (Sanguinetti, Ornellas & Coimbra, 1991)	Marino plataformal		X	
<i>Cyprideis multidentata</i> (Hartmann, 1955)	Mixohalina	X		
<i>Oculocytheropteron circumcostatum</i> (Ramos et al, 1999)	Marino plataformal de 25 a 66 m prof.	X		
<i>Oculocytheropteron delicatum</i> (Ramos et al, 1999)	Marino plataformal de 25 a 75 m prof.	X		X
<i>Semicytherura</i> sp (Wagner, 1957)	Marino		X	X
<i>Xestoleberis</i> sp (Sars, 1866)	Marino		X	X

Anexo 5

Valores de las mediciones de XRF en la perforación Barra de Valizas

MEDIDAS XRF %													
Prof (m)	SiO2	Al2O3	Fe2O3	TiO2	MgO	K2O	CaO	P2O5	S	Rb	Sr	Zr	Ba
0-1	54.75	5.96	2.38	0.91	0.78	0.88	0.41	0.00	0.03	0.01	0.02	0.08	0.00
1-2	52.85	9.36	3.70	1.11	1.03	1.30	0.57	0.00	0.02	0.01	0.02	0.06	0.07
2-3	47.60	9.02	2.77	1.06	1.21	1.13	0.45	0.00	0.00	0.01	0.02	0.08	0.05
3-4	45.13	8.16	2.83	1.02	1.15	0.87	0.42	0.00	0.00	0.01	0.02	0.10	0.06
4-5	46.18	9.81	3.03	1.18	0.88	1.02	0.48	0.00	0.02	0.01	0.01	0.11	0.07
5-6	51.15	6.42	1.24	0.42	0.63	0.65	0.32	0.00	0.02	0.01	0.02	0.04	0.03
6-7	47.76	4.50	0.97	0.31	0.50	0.51	0.36	0.00	0.02	0.01	0.02	0.08	0.05
7-8	66.52	4.00	0.49	0.16	0.77	0.73	0.45	0.00	0.03	0.01	0.02	0.03	0.03
8-9	61.93	3.68	0.58	0.22	0.55	0.62	0.42	0.00	0.03	0.01	0.02	0.03	0.04
9-10	64.47	3.89	0.59	0.20	0.53	0.75	0.35	0.00	0.04	0.01	0.02	0.02	0.03
10-11	63.30	3.41	0.57	0.21	0.63	0.62	0.34	0.00	0.02	0.01	0.02	0.04	0.04
11-12	45.01	5.02	1.90	0.31	1.03	0.88	1.52	0.04	0.01	0.01	0.03	0.01	0.04
12-13	33.44	4.02	2.23	0.42	1.21	0.87	1.46	0.03	0.01	0.02	0.03	0.01	0.00
13-14	36.46	4.71	2.44	0.45	1.12	0.88	1.85	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03
14-15	45.38	5.26	2.37	0.41	1.04	1.00	1.93	0.03	0.01	0.02	0.03	0.03	0.02
15-16	50.99	4.70	1.55	0.27	0.91	0.89	1.31	0.03	0.02	0.01	0.03	0.01	0.03
16-17	39.76	5.34	2.57	0.46	0.93	0.94	5.10	0.05	0.02	0.02	0.04	0.02	0.05
17-18	33.67	4.42	2.47	0.46	1.14	0.86	5.17	0.05	0.04	0.02	0.04	0.01	0.04
18-19	32.22	5.28	3.41	0.54	1.19	1.00	4.51	0.06	0.33	0.03	0.05	0.02	0.05
19-20	23.67	3.80	3.30	0.42	1.07	0.71	5.14	0.05	0.47	0.02	0.06	0.01	0.05

Anexo 6

Concentración de óxidos y elementos mas representativos calculados en % de los valores de XRF la perforación Barra de Valizas. Las concentraciones menores a 1% se agruparon en la columna otros. Junto al % de CO₃ y MO.

Prof (m)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MgO	K ₂ O	CaO	S	Otros	%CO ₃	%MO
0-1	89.342%	4.090%	1.861%	1.196%	0.844%	0.835%	0.426%	0.044%	0.300%	1.062%	1.015%
1-2	72.636%	12.881%	5.086%	1.522%	1.417%	1.789%	0.784%	0.023%	0.342%	2.433%	1.086%
2-3	71.325%	13.474%	4.301%	1.638%	1.939%	1.689%	0.706%	0.000%	0.367%	3.151%	1.409%
3-4	68.578%	12.415%	4.318%	1.554%	1.745%	1.333%	0.649%	0.000%	0.411%	3.121%	5.877%
4-5	77.972%	9.783%	1.889%	0.642%	0.966%	0.991%	0.482%	0.029%	0.235%	0.960%	6.052%
5-6	82.566%	7.794%	1.693%	0.535%	0.865%	0.878%	0.618%	0.029%	0.376%	1.248%	3.398%
6-7	88.101%	5.290%	0.643%	0.210%	0.540%	0.971%	0.603%	0.016%	0.130%	0.957%	2.540%
7-8	88.101%	5.290%	0.643%	0.210%	0.540%	0.971%	0.603%	0.016%	0.130%	0.957%	2.540%
8-9	88.386%	5.216%	0.834%	0.312%	0.367%	0.875%	0.600%	0.037%	0.188%	0.459%	2.725%
9-10	89.990%	5.429%	0.820%	0.277%	0.740%	1.054%	0.491%	0.051%	0.129%	0.293%	0.726%
10-11	90.953%	4.905%	0.814%	0.304%	0.458%	0.890%	0.487%	0.023%	0.203%	0.144%	0.819%
11-12	76.079%	8.439%	3.231%	0.541%	1.768%	1.481%	2.561%	0.024%	0.263%	4.710%	0.904%
12-13	70.084%	8.259%	4.673%	0.874%	2.598%	1.826%	3.025%	0.013%	0.323%	7.130%	1.196%
13-14	69.552%	8.979%	4.668%	0.853%	2.133%	1.689%	3.551%	0.025%	0.315%	7.203%	1.032%
14-15	72.081%	8.359%	3.762%	0.656%	1.654%	1.583%	3.069%	0.015%	0.323%	7.592%	0.905%
15-16	70.707%	6.517%	2.142%	0.380%	1.267%	1.235%	1.820%	0.022%	0.223%	11.539%	4.147%
16-17	59.767%	8.028%	3.865%	0.685%	1.401%	1.408%	7.678%	0.025%	0.439%	12.704%	3.999%
17-18	51.623%	6.778%	3.785%	0.705%	1.754%	1.317%	8.040%	0.062%	0.457%	21.219%	4.259%
18-19	46.359%	7.589%	4.905%	0.776%	1.717%	1.435%	6.519%	0.475%	0.393%	21.684%	8.150%
19-20	43.174%	6.854%	5.962%	0.764%	2.023%	1.293%	9.611%	0.840%	0.579%	17.731%	11.168%