

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

PALEOTSUNAMIS EN EL REGISTRO GEOLÓGICO DE CUMANÁ, ESTADO SUCRE, VENEZUELA ORIENTAL

Tutor académico: Prof. Franck A. Audemard Mennessier

Cotutor académico: Prof. Eduardo Carrillo Perea

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela

Por los Brs. Leal V. Karellys A.

Scremin L. Luis D.

Para optar al título de Ingeniero Geólogo

Caracas, Febrero de 2011

Los abajo firmantes, miembros del jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por los bachilleres: Leal V. Karellys A. y Scremin L. Luis D., titulado:

**PALEOTSUNAMIS EN EL REGISTRO GEOLÓGICO DE CUMANÁ, ESTADO
SUCRE, VENEZUELA ORIENTAL**

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios, conducentes al título de Ingeniero Geólogo, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por los autores, lo declaran APROBADO.

Prof. Lenín González

Jurado

Prof. Nuris Orihuela

Jurado

Prof. Franck Audemard

Tutor Académico

DEDICATORIA

A mis padres, Aracely y Enrique, quienes siempre me han brindado su cariño, comprensión y apoyo durante las distintas etapas de mi vida. Ellos lucharon junto a mi por el logro de esta gran meta.

A Luis, quien ha pasado a formar parte de mi vida y compartió conmigo el camino recorrido para alcanzar este objetivo.

Karellys Andreina Leal Vegas

A mis padres Mireya y Oswaldo quienes además de darme la vida, me han prestado todo el apoyo que he necesitado durante todo este tiempo.

A mi hermana y a mi nonna con quienes he compartido todos mis aciertos y desaciertos durante mi carrera universitaria.

A Karellys quien ha sido mi novia, amiga y compañera durante esta etapa y con quien deseo, si Dios lo permite, vivir muchos momentos más llenos de alegría y felicidad.

Luis Daniel Scremin López

“Nuestra recompensa se encuentra en el esfuerzo y no en el resultado. Un esfuerzo total es una victoria completa”

Mahatma Gandhi

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, a Dios por acompañarme en cada instante de mi vida, regalándome muchas cosas buenas y permitiéndome aprender de las no tan buenas.

A mis padres, quienes han tenido un papel muy importante en mi formación tanto personal como académica. Ellos siempre me han brindado apoyo incondicional en cada una de las etapas de mi vida, y más aun en la etapa universitaria, donde a pesar de que estuvimos lejos, cada día me hacían llegar su cariño y consejos. A mis hermanos, por el cariño y a solidaridad que me han dado en momentos difíciles.

A mi familia en general por siempre creer en mis capacidades, en especial a mi tía Luzmila quien fue mi soporte familiar en mis años de permanencia en Caracas.

A la Universidad Central de Venezuela, en cuyas instalaciones fui adquiriendo la formación académica para mi futura vida como profesional.

A los profesores Franck Audemard y Eduardo Carrillo por brindarnos su tutoría durante el desarrollo de este proyecto. A los profesores de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica quienes siempre estuvieron dispuestos a transmitir sus conocimientos, orientar y ayudar a resolver inquietudes, siempre con la convicción de formar buenos profesionales. En especial al profesor Lenin González, quien es un excelente geólogo y posee una calidad humana increíble; a pesar de su ajetreada agenda siempre encontró un tiempito para las consultas.

A mis compañeros fieles de la escuela, Angélica, Yonkar, Erick y Maybelis con quienes compartí momentos buenos y malos, de full estrés y de full relax. Así como a mi gran compañero Mariano, quien a través de sus “regaños” siempre me dio su apoyo y ánimos.

Por último, y para nada menos importante, a Luis, con quien fui inseparable durante gran parte de la carrera y quien fue mi compañero y mi soporte en la prueba final (la tesis). Definitivamente me tienes paciencia y siempre buscabas mostrarme lo bueno de lo que yo veía no muy alentador. Gracias a ti esto fue posible!

De corazón, Mil gracias a todos!!

Karellys Andreina Leal Vegas

A los doctores Franck Audemar y Eduardo Carrillo, quienes en calidad de tutores, nos indicaron el camino a seguir.

A los profesores que han influido en mi formación como Ingeniero Geólogo y en especial a los Profesores Lenin González quien me ha prestado toda su colaboración y apoyo durante toda la carrera, y Salvador Lo Mónaco quien me permitió aprender un poco sobre las leyes que gobiernan la distribución de los elementos químicos en la Tierra. A los profesores Orlando Méndez y Ricardo Alezones quienes me dieron la oportunidad de enseñar y sobre todo aprender mucho más durante mi labor como preparador. Al profesor Montes y a la profesora Nuris Orihuela por facilitarnos material importante para el desarrollo del presente trabajo.

A las instituciones que financiaron tanto mis estudios como esta investigación: Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela, Proyecto CDCH PI-03-006679-2007, y FUNVISIS.

A mis compañeros (Marinés, Manuel, Victor, Alberto, Maybelis, Angélica, Patricia y Yonkar) y a todos aquellos que de una u otra forma me apoyaron y compartieron conmigo durante esta etapa de mi vida, así como a Nestor Herrera quien nos ayudó con el estudio estadístico realizado durante esta investigación.

Finalmente, un especial agradecimiento a Oswaldo, Mireya y Andreina quienes me han dado su cariño y confianza durante toda mi vida; a ellos le debo todo lo que soy. A mi nonna quien me acogió en su hogar como un hijo más. A Karellys leal quien además de ofrecerme todo su cariño y amistad, fue mi compañera durante esta investigación.

A todos ellos, mil graccial!!

Luis Daniel Scremin López

LEAL, K. & SCREMIN, L.

PALEOTSUNAMIS EN EL REGISTRO GEOLÓGICO DE CUMANÁ, ESTADO SUCRE, VENEZUELA ORIENTAL

Tutores académicos: Prof. Franck Audemard y Eduardo Carrillo. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Departamento de Geología. Año, 2010, 228 p.

Palabras claves: Lagunas costeras, Cuaternario, Tsunamita, Facies, Rayos-X, Datación ^{14}C . Susceptibilidad magnética.

Resumen: La laguna costera Los Patos, también conocida como complejo lagunar de San Luis, está ubicada entre las latitudes 1151,750 N y 1156,400 N y las longitudes 367,000 E y 375,000 E, al suroeste de la ciudad de Cumaná, estado Sucre, a una altura promedio de 1 m.s.n.m.

En este trabajo de investigación, se realiza un estudio geológico del complejo lagunar Los Patos, en un ambiente próximo costero, y se busca verificar la existencia de paleotsunamis en el oriente del país, mediante estudios sedimentológicos, geoquímicos y paleontológicos a través de núcleos no perturbados tomados en dicha albufera en la ciudad de Cumaná.

Los núcleos L-Patos 09-01 y L-Patos 09-02 fueron analizados a través de estudios sedimentológico y geoquímico. La geoquímica se aplicó al núcleo L-Patos 09-01 mediante difracción de rayos X, análisis de elementos mayoritarios (fluorescencia de rayos X) y dataciones ^{14}C . Mientras que el núcleo L-Patos 09-02 se utilizó para la realización del análisis de susceptibilidad magnética.

El análisis geoquímico de las 37 muestras estudiadas, realizado mediante la FRX, permitió definir la proporción, en porcentaje, de elementos químicos mayoritarios (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , CaO , MgO y K_2O) y el Vanadio (V) en ppm, los cuales fueron tratados estadísticamente para establecer similitudes y diferencias significativas entre ellos.

Los resultados mostraron una secuencia cuaternaria de sedimentación típica de ambientes lagunares costeros, con un predominio de facies arcillosas y limosas, con escasos intervalos delgados de arenas muy finas. Mineralógicamente, la fracción

detrítica se encuentra representada por el cuarzo y minerales de arcilla (ilita y caolinita); ambos se presentan como constituyentes esenciales de los sedimentos. Así mismo, se presentan minerales evaporíticos como yeso y halita.

Se establecieron 5 facies sedimentarias que mostraron características texturales químicas y mineralógicas diferentes. Así mismo se demostró que las arenas limpias ubicadas en el tope de la secuencia, presentaron características sedimentológica (bases erosivas, geoquímica (aumento de Ca y S) y paleontológicas (restos de plantas y raíces), que permiten evidenciar la ocurrencia de paleotsunamis en la laguna Los Patos, Venezuela.

ÍNDICE GENERAL

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	2
1.2. OBJETIVOS.....	3
1.3. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	4
1.4. JUSTIFICACIÓN.....	6
1.5. TRABAJOS PREVIOS.....	6
1.5.1. Tsunamis en el Caribe.....	7
1.5.2. Tsunamis históricos (Ocurridos en los últimos 2000 años).....	11
1.5.3. Tsunamis pre-históricos (Ocurridos en Tiempo Geológico).....	17
2. METODOLOGÍA.....	23
2.1. RECOLECCIÓN DE DATOS.....	23
2.2. PROCESAMIENTO DE DATOS.....	23
2.2.1. Apertura y fotografiado del núcleo L-Patos 09-01 en la Facultad de Ciencias de la Universidad Central de Venezuela.....	24
2.2.2. Descripción detallada del núcleo L-Patos 09-01.....	25
2.2.3. Muestreo del núcleo L-Patos 09-01.....	26
2.2.4. Revisión micropaleontológica.....	27
2.2.5. Realización de análisis geoquímicos.....	28
2.2.5.1. Difracción de Rayos X.....	28
2.2.5.2. Análisis de los elementos mayoritarios mediante la técnica de fluorescencia de rayos-X.....	29
2.2.5.3. Determinación cronoestratigráfica, mediante el método del ¹⁴ C.....	29
2.2.5.4. Procesamiento estadístico.....	30
2.3. INTERPRETACIÓN DE DATOS.....	31
2.3.1. Interpretación fotogeológica de la zona.....	31
2.3.2. Elaboración de mapas y cortes de la zona de estudio.....	31

2.3.3. Planteamiento de hipótesis evolutiva.....	32
2.3.4. Realización de la columna estratigráfica del núcleo L-Patos 09-01.....	32
2.3.5. Establecimiento de posibles facies sedimentarias y ambientes depositacionales.....	32
2.3.6. Establecimiento de conclusiones finales.....	32
3. MARCO TEÓRICO.....	33
3.1. GENERALIDADES de un tsunami.....	33
3.1.1. Fases de un tsunami.....	34
3.1.2. Características de los depósitos tsunamigénicos (“Tsunamiites”).....	35
3.2. LAGUNAS COSTERAS.....	46
3.2.1. Ambiente lagunar.....	47
3.2.2. Origen de las lagunas costeras.....	49
3.2.3. Características sedimentarias de los depósitos de laguna.....	52
3.2.4. Configuración de las lagunas costeras según Bird, 2008.....	53
3.3. GEOQUÍMICA.....	55
3.3.1. Composición del agua marina.....	55
3.3.2. Composición de las aguas terrestres.....	57
3.3.3. Composición del agua de lagunas costeras.....	58
3.3.4. Geoquímica de los sedimentos.....	59
3.3.5. Clasificación geoquímica de los productos de sedimentación....	61
3.3.6. Análisis geoquímicos: rayos-X.....	63
3.3.6.1. Principios de rayos-X.....	63
3.3.6.2. Difracción de rayos-X.....	64
3.3.6.3. Fluorescencia de rayos-X.....	65
3.3.7. Dataciones radiométricas: ¹⁴ C.....	66
3.3.8. Susceptibilidad magnética.....	70
4. GEOLOGÍA REGIONAL.....	74
4.1 ASPECTOS NEOTECTÓNICOS DE LA REGIÓN NORORIENTAL DE VENEZUELA.....	74

4.2. ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTACIÓN REGIONAL.....	79
4.3. SISMICIDAD HISTÓRICA Y RIESGOS GEOLÓGICOS.....	87
4.4. LAGUNAS COSTERAS DEL ORIENTE DE VENEZUELA: HISTORIA GEOLÓGICA DE LAS LAGUNA PÍRITU, UNARE Y TACARIGUA.....	94
5. GEOLOGÍA LOCAL.....	98
5.1. GENERALIDADES DE LA LAGUNA LOS PATOS.....	98
5.2. GEOMORFOLOGÍA LOCAL.....	103
6. RESULTADOS EXPERIMENTALES.....	123
6.1. UBICACIÓN GEOGRÁFICA DE LOS NÚCLEOS.....	123
6.2. DESCRIPCIÓN SEDIMENTOLÓGICA.....	124
6.3. GRANULOMETRÍA Y CONTENIDO FÓSIL.....	125
6.4. ANÁLISIS DE FLUORESCENCIA DE RAYOS-X.....	126
6.4.1. Procesamiento estadístico.....	127
6.4.1.1. Estadística descriptiva.....	127
6.4.1.2. Análisis univariante.....	128
6.4.1.3. Análisis multivariante.....	132
6.5. ANÁLISIS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS X.....	134
6.6. FACIES SEDIMENTARIAS DEL NÚCLEO L-PATOS 09-01.....	136
6.7. ANÁLISIS DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA.....	140
6.8. DATAIONES 14C.....	141
7. DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS.....	143
7.1. RELACIÓN MINERALÓGICA Y QUIMIOESTRATIGRÁFICA.....	143
7.2. COMPARACIÓN DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS CON LOS ARROJADOS EN TRABAJOS PREVIOS DONDE MUESTRAN LA EXISTENCIA DE TSUNAMITAS.....	161
7.3. INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS RADIOCARBÓNICOS OBTENIDOS EN EL NÚCLEO L-PATOS 09-01.....	161
8. CONCLUSIONES.....	166
9. RECOMENDACIONES.....	169
10. BIBLIOGRAFÍA.....	170

APÉNDICE A.....	180
APÉNDICE B.....	194
ANEXO 1. DIFRACTOGRAMAS.....	205
ANEXO 1. MAPA DE UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS.....	224
ANEXO 2. MAPA GEOLÓGICO DIGITALIZADO LAGUNA LOS PATOS....	225
ANEXO 3. CORTES GEOLÓGICOS.....	226
ANEXO 4. COLUMNA SEDIMENTARIAS DEL NÚCLEO L-PATOS 09-01...	227
ANEXO 5. RELACIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LOS COMPONENTES MAYORITARIOS, LAS PRINCIPALES FACIES MINERALÓGICAS Y LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DE LA SECUENCIA SEDIMENTARIA.....	228

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Potenciales sitios de inundación en la ciudad de Cumaná (Theilen-Willige, 2006). Las zonas más bajas están representadas por las tonalidades rojizas y por ende son las más propensas a inundaciones.	2
Figura 1.2. Ubicación general del área de estudio. (A) Tomado de Google Maps (2009). (B) Tomado de Audemard (2007). (C) Tomado de fotografías aéreas pertenecientes al Instituto Geográfico Venezolano Simón Bolívar (IGVSB), correspondientes a la misión 0402118 del año 1981. (D) Tomado del Instituto Geográfico Simón Bolívar (IGVSB), a partir de las hojas 7347-II-NOy7347-II-SO.....	3
Figura 1.3. Modelo que muestra la frecuencia de paleotsunamis en el Caribe (datos superiores) y la probabilidad de Poisson para la ocurrencia de tsunamis en los próximos 30 años (datos inferiores) (PARSONS & GEIST, 2009).....	5
Figura 1.4. Mapa del Caribe se resaltan las zonas que han experimentado tsunamis (LANDER <i>et al.</i> , 2002).....	8
Figura 1.5. Tsunamis en el Caribe desde el año 1492 hasta el año 2000 (LANDER <i>et al.</i> , 2002).....	8
Figura 1.6. Mapa de áreas propensas a tsunamis en el norte de Venezuela (THEILEN-WILLIGE, 2006).	10
Figura 1.7. Áreas susceptibles a inundaciones tsunamigénicas en el oriente de Venezuela (THEILEN-WILLIGE, 2006)	10
Figura 2.1. Recolección de los núcleos en la laguna Los Patos por parte de investigadores de FUNVISIS (Fotos tomadas por F. Audemard).....	24
Figura 2.2. Pasos empleados en la apertura del núcleo L-PATOS -09-01.....	25
Figura 2.3. Pasos empleados para la descripción de los sedimentos.....	26
Figura 2.4. Muestreo del núcleo L-Patos 09-01.....	27
Figura 2.5. Revisión micropaleontológica.....	25
Figura 2.6. Procedimiento para la preparación de muestras para difracción de rayos X..	28
Figura 2.7. Preparación de muestras para fluorescencia de rayos-X.....	29
Figura 2.8. Núcleo mostrando las profundidades donde se tomaron las muestras para dataciones ¹⁴ C.....	30

Figura 3.1. Ilustración esquemática del transporte y depositación de sedimentos por el tsunami (Tomado y modificado de DAWSON & STEWART, 2007).....	34
Figura 3.2. Esquema simplificado mostrando los tres mecanismos principales para generar tsunamis: (1) grandes terremotos, (2) grandes colapsos de cuesta o deslizamientos submarinos e (3) impactos de grandes bloques (meteoritos). (Tomado y modificado de DAWSON & STEWART, 2007).....	35
Figura 3.3. Diagrama que muestra la altura de la ola de un tsunami versus la distancia de la fuente. (Tomado y modificado de DAWSON & STEWART, 2007).....	36
Figura 3.4. Diagrama que muestra la altura de la ola de un tsunami versus la distancia de la fuente. (Tomado y modificado de DAWSON & STEWART, 2007).....	38
Figura 3.5. Los movimientos orbitales de partículas de agua en tsunamis con períodos diferentes (Tomado y modificado de SALA, 2002).....	39
Figura 3.6. Diagrama que muestra el alcance de una ola tsunamigénica en áreas costeras (Tomado y modificado de DAWSON & STEWART, 2007).....	41
Figura 3.7. Mapa de referencia de depósitos de tsunami (Tomado y modificado de SKIKI <i>et al.</i> , 2008).....	43
Figura 3.8. Capas tsumanigénicas con contacto basal erosivo y acuñaamiento lateral costa adentro, en el SW de Tailandia. El núcleo 3 es el más cercano a la costa mientras que el núcleo 9 es el más distal de la misma (Tomado y modificado de FUJINO <i>et al.</i> , 2009).....	44
Figura 3.9. Texturas sedimentarias de un depósito de tsunami en La Quinta, Perú (Tomado y modificado de MORTON <i>et al.</i> , 2007).....	45
Figura 3.10. Datos geoquímicos obtenidos de un núcleo tomado en la costa oeste de Nueva Zelanda. Se puede observar el aumento en el contenido de arena y materia orgánica (Tomado y modificado de NICHOL <i>et al.</i> , 2007).....	45
Figura 3.11. Descripción de un núcleo tomado en la Laguna costera de Okarito, Nueva Zelanda. Se observan niveles con fósiles dentro de la columna (Tomado y modificado de NICHOL <i>et al.</i> , 2007).....	46
Figura 3.12. Esquema representativo de una laguna costera (ilustrado por NATE DIBBLE; disponible en http://www.igert.org/highlights//113/image/119).....	47
Figura 3.13. Diagrama que ilustra la gradación morfológica entre lagunas (A), estuarios lagunares (B), y estuarios (C) (WALKER, 1992).....	48

Figura 3.14. Curvas de variación relativa del nivel del mar (Tomado y modificado de HERNÁNDEZ <i>et al.</i> , 1996).....	50
Figura 3.15. Progradación costa adentro de barra litoral durante una transgresión (Tomado y modificado de DOMÍNGUEZ, 1987 en KJERFVE, 1994).....	50
Figura 3.16. Etapas en la evolución de un delta , basada en ejemplos del Mississippi , a laguna costera (Tomado y modificado de BOYD & PENLAND, 1988, en WALKER, 1992)..	51
Figura 3.17. Secuencia sedimentarias de una laguna costera de acuerdo al clima predominante en la zona. (A) Clima húmedo y (B) Clima seco. (Tomado y modificado de SWANSON <i>et al.</i> 1976).....	52
Figura 3.18. Configuración de una laguna costera dentro de un contexto micromareal (Tomado y modificado de HAYES, 1979).....	54
Figura 3.19. Diagrama de una laguna costera, mostrando las variaciones en las condiciones de salinidad (Tomado y modificado de BIRD, 2008).....	59
Figura 3.20. La figura a la izquierda, indica los grados de estabilidad mineral establecidos por GOLDICH (1938) y los valores entre los paréntesis indican el índice de potencial de meteorización según REICHE (1950).....	60
Figura 3.21. Movilidad de las especies químicas en el ambiente superficial, en función de la carga iónica y radio iónico según WHITTAKER & MUNTUS (1970).	60
Figura 3.22. Condiciones de Eh y pH en sistemas naturales (BROOKINS, 1988).....	61
Figura 3.23. Espectro electromagnético mostrando el espectro visible con las longitudes de onda en cm (Tomado y modificado de AGUILAR & CARABALLO, 2007).....	64
Figura 3.24. Representación esquemática del principio en que se basa la técnica de la FRX (Tomado de AGUILAR & CARABALLO, 2007). (A) La radiación incidente expulsa un electrón de una capa interior del átomo. (B) Un electrón de una capa externa pasa a ocupar el lugar vacante y genera una radiación de FRX.....	66
Figura 3.25. Curva de correspondencia entre la edad real y la edad según el ¹⁴ C, desde 9.000 al 15.000 antes del presente, según mediciones en Cariaco (HUGHEN, 1998).....	68
Figura 3.26. Diferencia aproximada del carbono-14 atmosférico en los últimos 50.000 años con respecto al presente según mediciones en Cariaco (HUGHEN, 1998).....	69
Figura 3.27. Nivel de carbono-14 atmosférico, expresado como la desviación en % del nivel estándar del año 1950 (SOLANKI <i>et al.</i> , 2004).....	69

Figura 4.1. Detalle del mapa de fallas cuaternarias en la región nororiental de Venezuela (Tomado de AUDEMARD, 2007).....	75
Figura 4.2. Modelo tectónico del nor-oriente de Venezuela para el Pleistoceno superior-Reciente (Tomado de MACSOTAY, 1987).....	76
Figura 4.3. Ubicación de las direcciones del esfuerzo principal y la distribución de los sismos superficiales (Tomado de BELTRÁN & GIRALDO, 1989).....	78
Figura 4.4. Distribución del campo de esfuerzos Cuaternario-actual (Tomado de BELTRÁN & GIRALDO, 1989).....	78
Figura 4.5. Columna integrada (en tiempo) de la secuencia estratigráfica en la Serranía del Interior (flanco norte de la Subcuenca de Maturín: Modificado de YORIS, 1992).....	80
Figura 4.6. Gravas cuaternarias aflorantes en el cerro Malagueño. (Coordenadas 1153169N/20368333E; Rumbo de la foto N60E).....	82
Figura 4.7. Cerros testigos dentro del complejo lagunar Los Patos. (a) Cerro Cascajal (Coordenadas 115424N/20369606E; Rumbo de la foto S84E). (b) Cerro Malagueño (Coordenadas 1152062N/20369138E; Rumbo de la foto N50W).....	83
Figura 4.8. Formación San Antonio aflorante en el Cerro Cascajal. (Coordenadas 1154518N/20371070E; Rumbo de la foto N-S).....	83
Figura 4.9. Mapa que muestra parte de la historia dinámica del río Manzanares y su posición con respecto a la traza de la falla El Pilar (Tomado de BELTRÁN Y RODRÍGUEZ, 1995).....	84
Figura 4.10. Variaciones del nivel del mar desde fines del Pleistoceno Temprano hasta el Holoceno. Los números impares indican interglaciaciones y los números pares glaciaciones. Curvas derivadas del núcleo V-28-238, del océano Pacífico (SHACKLETON & OPDYKE, 1973 en MÉNDEZ, 2009).....	85
Figura 4.11. Gráfica que muestra la reflectancia de los sedimentos en la cuenca de Cariaco (Venezuela) y el sondeo del hielo GISP II de Groenlandia, según el estudio de isótopos de oxígeno (URIARTE, 2003).....	86
Figura 4.12. Complejo lagunar Los Patos. (a) Vista general (Coordenadas 1154268N/20369533E; Rumbo de la foto S34W). (b) Vista detallada. (Coordenadas 1154303N/20369414E; Rumbo de la foto N25E).....	87

Figura 4.13. Mapa de intensidades sísmicas del estado Sucre, resaltando algunos eventos telúricos ocurridos en la zona a lo largo de la historia (Tomado de AUDEMARD, 2007)...	89
Figura 4.14. Ubicación de las principales lagunas costeras del oriente de Venezuela (tomado y modificado de GOOGLE MAPS, 2009).....	95
Figura 4.15. Nivel del mar en Venezuela durante el Holoceno (tomado de RULL, 1999).	96
Figura 4.16. Estratigrafía de una calicata de “Punto Lindo” en la laguna de Unare con indicación de las edades logradas por Roa (1990) con los análisis de ¹⁴ C (tomado de Roa 1990).....	97
Figura 5.1. Distribución anual de la precipitación y la evaporación de Cumaná Estado Sucre, según FAV Servicio de Meteorología (Tomado de LARA <i>et al.</i> 1999).....	99
Figura 5.2. Mapa que muestra la subdivisión realizada por Carvajal (1975) para la laguna Los Patos (Mapa base tomado del Instituto Geográfico Simón Bolívar (IGVSB), a partir de las hojas 7347-II-NO y 7347-II-SO).....	100
Figura 5.3. Mapa que muestra las unidades geomorfológicas identificadas (Mapas base del Instituto Geográfico Simón Bolívar, a partir de las hojas 7347-II-NO y 7347-II-SO).....	104
Figura 5.4. Unidad de Colinas Redondeadas, donde se puede observar trazas casi verticales (a) y trazas con buzamiento al Norte (b). (a y c) tomado y modificado del Instituto Geográfico Simón Bolívar, a partir de las fotos 04 de la misión 0402118 y 240 de la misión 0402-CN respectivamente; (b) tomado y modificado de GOOGLE MAPS, 2009.....	105
Figura 5.5. Unidad de Colinas Estribadas, donde se muestra la geometría y características generales de la unidad. (a) Foto 04 de la misión 0402118; (b) tomado y modificado de GOOGLE MAPS, 2009.....	106
Figura 5.6. Distribución y localización dentro del complejo de las elevaciones que conforman la unidad de Cerros Dispersos. (Fotos 017-021; 040-042; 046-049; 068-075; 078-090; 106-109 de la misión 0402-CN).....	107
Figura 5.7. Unidad de planicie y subunidades que la conforman (fotos 017-021; 040-042; 046-049; 068-075; 078-090; 106-109 de la misión 0402-CN).....	108
Figura 5.8. Unidad de planicie que muestra el curso del río Manzanares (a), su vegetación (b y c) y la presencia de un canal abandonado (c). (a y b) Fotos 04 de la misión 0402118 y 082 de la misión 0402-CN respectivamente; (c) tomado y modificado de GOOGLE MAPS, 2009.....	109

Figura 5.9. Subunidad de planicie litoral que muestra un cordón litoral que protege al complejo lagunar de los procesos marinos (Fotos 017-021; 040-042; 046-049; 068-075; 078-090; 106-109 de la misión 0402-CN).....	110
Figura 5.10. Sucesión de barras formadas a través del Holoceno y geometría de las dunas (fotos 017-021; 040-042; 046-049; 068-075; 078-090; 106-109 de la misión 0402-CN).....	111
Figura 5.11. Cuerpos de agua más significativos del complejo lagunar de Los Patos.....	112
Figura 5.12. Muestra la acción antrópica sobre el complejo lagunar de Los Patos, mediante la canalización del paleo sistema fluvial (Tomado y modificado del Instituto Geográfico Simón Bolívar, a partir de la foto 042 de la misión 0402-CN).....	113
Figura 5.13. Evolución de la laguna de Los Patos desde el año 1948 (a) hasta el año 1981 (b), donde se evidencia la acción antrópica como principal agente modificador del sistema (fotos 04 de la misión 0402118 y 017-021; 040-042; 046-049; 068-075; 078-090; 106-109 de la misión 0402-CN).....	114
Figura 5.14. Muestra los canales secundarios, así como las barras y los abanicos de rotura propios de este subambiente. Tomado y modificado de GOOGLE MAPS, 2009.....	115
Figura 5.15. Barras de arena alineadas paralelamente a la costa. Tomado y modificado de GOOGLE MAPS, 2009.....	116
Figura 5.16. Distribución de los diferentes tipos de vegetación dentro del complejo lagunar de Los Patos (Mapa base de INCOSTAS, 1981).....	117
Figura 5.17. Evolución de la laguna de Los Patos desde el año 1948 hasta el año 1981, donde se evidencia el crecimiento de la vegetación dentro de la albufera (fotos 04 de la misión 0402118 y 017-021; 040-042; 046-049; 068-075; 078-090; 106-109 de la misión 0402-CN).....	118
Figura 5.18. Mapa geológico del complejo lagunar de Los Patos, que muestra la distribución de los subambientes y la sedimentación cuaternaria presente en la zona (mapas base a partir de las hojas 7347-II-NO y 7347-II-SO).....	119
Figura 5.19. Corte esquemático idealizado que muestra la evolución de la región de Cumaná desde el relleno sedimentario aluvial y la erosión diferencial (A), hasta los depósitos deltaicos (B).....	120

Figura 5.20. (a) Corte A-B del complejo lagunar de Los Patos, donde se permite diferenciar los subambientes que componen la unidad. (b) Gráfico esquemático que muestra con mayor detalle la distribución de sedimentos en un sistema costero.....	120
Figura 5.21. Corte C-D del complejo lagunar de Los Patos, que muestra la sedimentación cuaternaria en la zona.....	121
Figura 5.22. Mapa topográfico que incluye datos GPS diferencial y satélites (CRUCES, 2008).....	122
Figura 5.23. Planos urbanos donde se observa el incremento de zonas pobladas desde 1924 a 1990 (Tomado de BELTRÁN & RODRÍGUEZ, 1995).....	122
Figura 6.1. Ubicación geográfica de los núcleos L-Patos 09-01 y L-Patos 09-02.....	123
Figura 6.2. Corte transversal del núcleo L-Patos 09-0, donde se aprecian los cambios sedimentológicos a diferentes niveles (a) sedimentos arenosos; (b) sedimentos limo-arcillosos; (c) sedimentos arcillosos.....	124
Figura 6.3. Abundancia de los componentes mayoritarios de las muestras estudiadas en el núcleo L-Patos 09-01.....	127
Figura 6.4. Diagramas de caja para cada óxido estudiado en la FRX.....	129
Figura 6.5. Representación de los óxidos en el plano de componentes principales.....	132
Figura 6.6. Dendograma generado a partir de las variaciones en profundidad de los componentes químicos.....	133
Figura 6.7. Dendograma generado para la asociación de variables.....	134
Figura 6.8. Gráfico de funciones discriminantes para el núcleo L-Patos 09-01. A, B y C corresponden con cada una de las tres agrupaciones principales determinadas en el dendograma de la Fig. 6.6.....	134
Figura 6.9. Abundancia relativa de las principales fases mineralógicas en el núcleo L-Patos 09-01.....	135
Figura 6.10. Columna sedimentológica del núcleo L-Patos, que muestra la descripción detallada de cada intervalo.....	136
Figura 6.11. Relación grano-matriz en la <i>Facies A1</i>	137
Figura 6.12. Relación grano-matriz en la <i>Facies A2</i>	138
Figura 6.13. Relación grano-matriz en la <i>Facies AL</i>	138
Figura 6. 14. Relación grano-matriz en la <i>Facies LAr</i>	139

Figura 6.15. Relación grano-matriz en la Facies ArL.....	140
Figura 6.16. Susceptibilidad magnética de los sedimentos que componen el núcleo L-Patos 09-01. En rojo se representa la curva de tendencia.....	141
Figura 7.1. Diagrama de dispersión que muestra la relación Cuarzo-Caolinita	145
Figura 7.2. Diagrama de dispersión que muestra la relación Ilita-Caolinita.....	146
Figura 7.3. Facies quimioestratigráficas del núcleo L-Patos 09-01.....	148
Figura 7.4. Perfiles químicos y mineralógicos del núcleo L-Patos 09-01.....	149
Figura 7.5. Columna sedimentaria de la Laguna Los Patos, donde se muestra la descripción litológica, las principales facies mineralógicas y la abundancia de los componentes mayoritarios.....	150
Figura 7.6. Diagrama de dispersión que muestra la relación entre Al_2O_3 y K_2O	154
Figura 7.7. Perfiles químicos y mineralógicos del núcleo L-Patos 09-01, resaltando la facies AL.....	155
Figura 7.8. Diagramas de dispersión que muestran la relación del Al_2O_3 y K_2O respecto al Fe_2O_3	156
Figura 7.9. Perfiles químicos y mineralógicos del núcleo L-Patos 09-01, resaltando la facies LAr.....	157
Figura 7.10. Perfiles químicos y mineralógicos del núcleo L-Patos 09-01, resaltando la facies ArL.....	159
Figura 7.11. Diagrama de dispersión que muestra la relación de Al_2O_3 y K_2O con respecto al vanadio.....	160
Figura 7.12. Nivel arenoso de origen tsunamigénico en contacto basal erosivo con arenas limosas.....	163

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1.1. Resumen de las investigaciones previas que determinan la existencia de paleotsunamis en zonas costeras o marino someras a nivel mundial.....	22
Tabla 3.1. Constituyentes mayoritarios en el agua de mar (Tomado de MASON, 1960)...	56
Tabla 3.2. Sólidos disueltos en el agua de río y en el agua de mar (Tomado y modificado de MASON, 1966).....	58
Tabla 3.3. Susceptibilidad específica de algunos materiales diamagnéticos, a 20 °C (en 10 ⁻⁹ m ³ /kg) (KOHLRAUSCH, 1996).....	71
Tabla 3.4. Susceptibilidad específica de algunos materiales paramagnéticos, a 20 °C (en 10 ⁻⁹ m ³ /kg) (KOHLRAUSCH, 1996).....	72
Tabla 3.5. Temperatura de Curie para algunos materiales ferromagnéticos (KITTEL, 1996).....	73
Tabla 4.1. Inventario de riesgos geológicos en la ciudad de Cumaná (Tomado y modificado de SINGER <i>et al.</i> , 1983).....	90
Tabla 4.2. Terremotos más destructivos del oriente Venezuela para el periodo 1530-1997, resaltando los eventos que sugieren tsunamis (AUDEMARD, 2007).....	91
Tabla 4.3. Características de los sistemas lagunares costeros más importantes del Oriente de Venezuela (Tomado de PROYECTO AQUILA II, 1994).....	95
Tabla 5.1. Resumen de las características de la laguna Los Patos, según CARVAJAL (1965).....	101
Tabla 5.2. Variación del espejo de agua, en km ² , de la laguna Los Patos, Cumaná (LARA, 1999).....	102
Tabla 5.3. Información referente a las fotografías aéreas utilizadas para el estudio de la región de Cumaná y en especial de la Laguna Los Patos.....	103
Tabla 6.1. Características texturales y granulométricas que presentan los sedimentos tamaño arena estudiados del núcleo L-Patos 09-01.....	125
Tabla 6.2. Parámetros estadísticos para los componentes mayoritarios.....	128
Tabla 6.3. Valores atípicos obtenidos en los diagramas de caja.....	130
Tabla 6.4. Estadística descriptiva para los grupos determinados.....	130
Tabla 6.5. Prueba de muestras independientes.....	131

Tabla 6.6. Edades ^{14}C de las muestras tomadas en el núcleo L-Patos 09-01.....	142
Tabla 7.1. Coeficiente de correlación de las fases minerales más abundantes.....	144
Tabla 7.2. Coeficiente de correlación de los principales óxidos.....	147
Tabla 7.3. Comparación de los resultados publicados sobre depósitos tsunamigénicos con los alcanzados en el presente trabajo.....	162

1. INTRODUCCIÓN

El complejo lagunar Los Patos, está constituido por cuerpos de aguas desarrollados en el extremo sur-oeste de la planicie costera sobre la cual se encuentra la ciudad de Cumaná. No obstante, se pueden distinguir algunos rasgos geomorfológicamente contrastantes dentro del área de influencia lagunar, tales como las elevaciones representadas por los cerros Malagueño, Colorado, del Medio y Cascajal, siendo la morfología actual de la zona, el producto de los procesos sedimentarios dominados por el paleodelta del río Manzanares, los cambios climatológicos producidos durante el Holoceno y la tectónica regional predominantemente transcurrente de la falla de El Pilar, la cual le ha conferido a la zona, un significativo historial sísmico.

Según reseñas históricas y registros de riesgos geológicos del país, el oriente venezolano constituye una zona que ha sido afectada por fenómenos naturales de índole diferente. Una de las ciudades considerablemente citadas dentro de dichos registros es Cumaná, la cual desde su fundación en el siglo XVI (1515) hasta la actualidad, ha tenido que ser reconstruida en numerosas oportunidades, debido a los efectos devastadores que han ocasionado algunos fenómenos naturales sobre la misma, destacándose entre ellos los movimientos sísmicos, tal como es reflejado en los reportes sismológicos realizados por los organismos encargados del monitoreo de dicha actividad en el territorio nacional, representados por la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS).

Por otro lado, un fenómeno natural que también resalta dentro de los expedientes históricos del oriente del país, está representado por la ocurrencia de tsunamis en las costas venezolanas; hecho que ha sido reportado en investigaciones previas por autores como, SINGER *et al.* (1983), SCHUBERT (1994) y AUDEMARD (2007). Así mismo, THEILEN-WILLIGE (2006) estudia la posibilidad de ocurrencia de inundaciones tsunamigénicas en el norte de Venezuela y realiza un modelo donde muestra las potenciales zonas de inundación en la ciudad de Cumaná (Fig. 1.1).

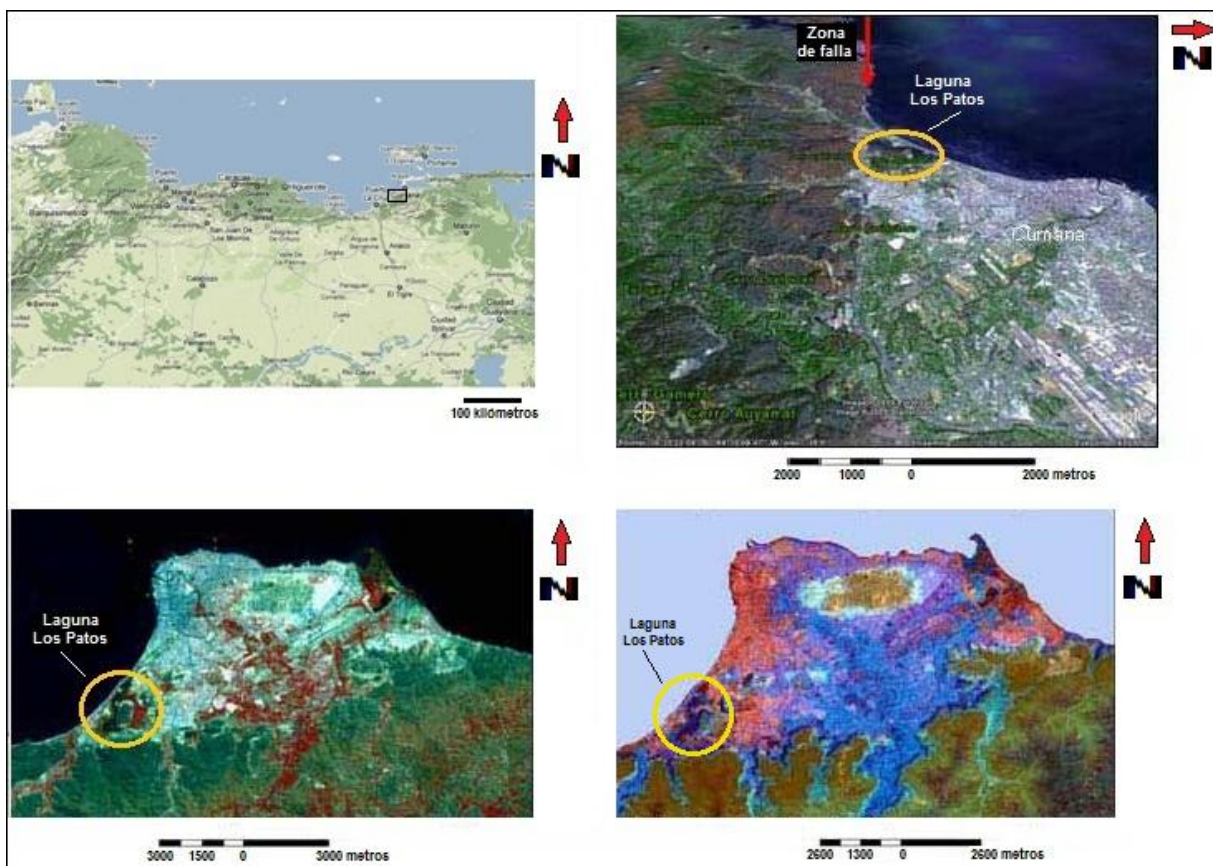


Figura 1.1. Potenciales sitios de inundación en la ciudad de Cumaná (THEILEN-WILLIGE, 2006). Las zonas más bajas están representadas por las tonalidades rojizas y por ende son las más propensas a inundaciones.

El estudio de paleotsunamis se ha convertido en una herramienta importante en la definición de riesgos, y los indicios históricos de la ocurrencia de este tipo de invasión marina, sugiere que dicho fenómeno suele ser recurrente en el tiempo, por lo cual, este estudio busca examinar las huellas dejadas en potenciales áreas de inundación asociadas a eventos pasados con efectos destructivos, tomando como punto de partida el registro sedimentario de la laguna costera Los Patos, en Cumaná, estado Sucre.

1.1. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La laguna costera Los Patos también conocida como complejo lagunar de San Luis (Fig.1.2), está ubicada entre las latitudes 1151,750 N y 1156,400 N y las longitudes 367,000 E y 375,000 E, al suroeste de la ciudad de Cumaná, estado Sucre, a una altura promedio de un m.s.n.m. El límite Norte de la laguna, lo define la carretera Cumaná - Puerto La Cruz que la

separa del mar y el límite Sur lo constituyen las quebradas Tumba y La Llanada (LARA *et al.*, 1999).

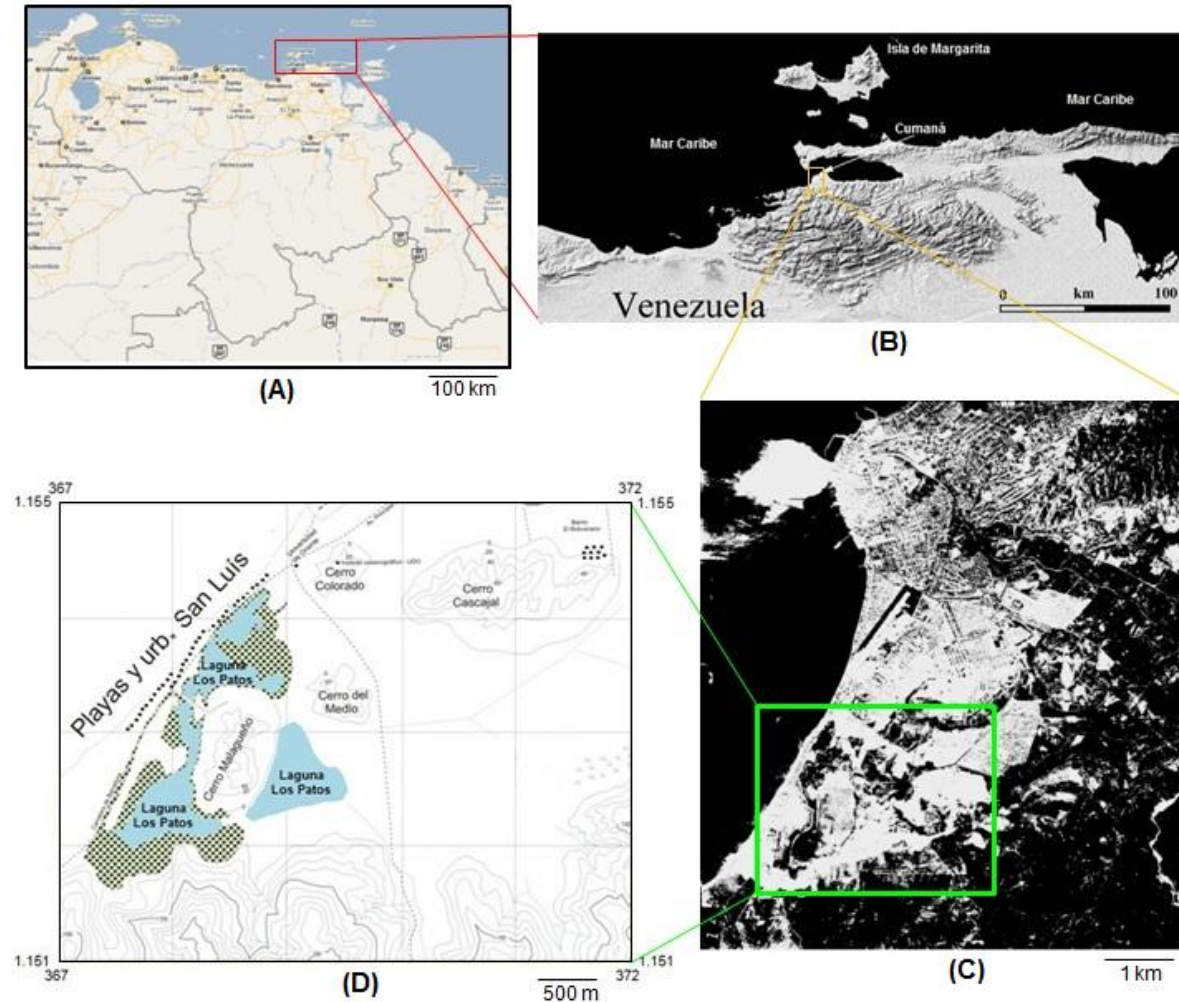


Figura 1.2. Ubicación general del área de estudio. (A) Tomado de Google Maps (2009). (B) Tomado de AUDEMARD, 2007. (C) Tomado de fotografías aéreas pertenecientes al Instituto Geográfico Venezolano Simón Bolívar (IGVSB), correspondientes a la misión 0402118 del año 1981. (D) Mapa base tomado del Instituto Geográfico Simón Bolívar (IGVSB), a partir de las hojas 7347-II-NO y 7347-II-SO.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. Objetivo General

Realizar un estudio geológico del complejo próximo costero "Laguna Los Patos" y verificar la existencia de paleotsunamis en el oriente del país, mediante estudios sedimentológicos,

geoquímicos y paleontológicos a través del análisis de núcleos no perturbados tomados en dicha albufera de la ciudad de Cumaná.

1.2.2. Objetivos Específicos

- Realizar un estudio morfológico del complejo lagunar Los Patos, a través de la interpretación de fotografías aéreas y mapas topográficos.
- Realizar la descripción sedimentológica del material recuperado a través de núcleos tomados en la laguna Los Patos.
- Reconocer las diferentes fases mineralógicas presentes en la secuencia sedimentaria, por medio de la difracción de rayos X.
- Determinar el contenido de elementos mayoritarios, mediante análisis geoquímicos (Fluorescencia de rayos X).
- Determinar la relación cronoestratigráfica de los sedimentos tomados en un punto de la Laguna Los Patos, mediante el método de ^{14}C .
- Analizar las posibles implicaciones de los datos arrojados por la curva de susceptibilidad magnética.
- Efectuar el estudio de facies sedimentarias con el fin de conocer los diferentes mecanismos de transporte y sedimentación ocurridos en la laguna, para así facilitar el reconocimiento textural de tsunamitas.
- Comparar las características sedimentológicas, geoquímicas y paleontológicas del núcleo L-Patos 09-01 con los rasgos distintivos de tsunamitas estudiadas por diversos autores, para determinar la posible existencia de sedimentos tsunamigénicos en el oriente del país.
- Determinar la evolución de la laguna Los Patos en el Holoceno.

1.3. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Desde tiempos prehistóricos, en el mar se han producido fenómenos naturales (terremotos, deslizamientos en masa o impactos de meteoritos), capaces de crear olas de gran tamaño que

al entrar en contacto con las costas y liberar toda la energía acumulada, pueden generar grandes daños. Por lo tanto, dichos fenómenos naturales representan una amenaza latente para las poblaciones que residen en zonas costeras, tal como podría ser el caso de las costas venezolanas, dentro de las cuales se encuentra la ciudad de Cumaná. Por ello, PARSONS & GEIST (2009) estudian la frecuencia de paleotsunamis en el Caribe y la probabilidad de Poisson para la ocurrencia de tsunamis en los próximos 30 años (Fig. 1.3).

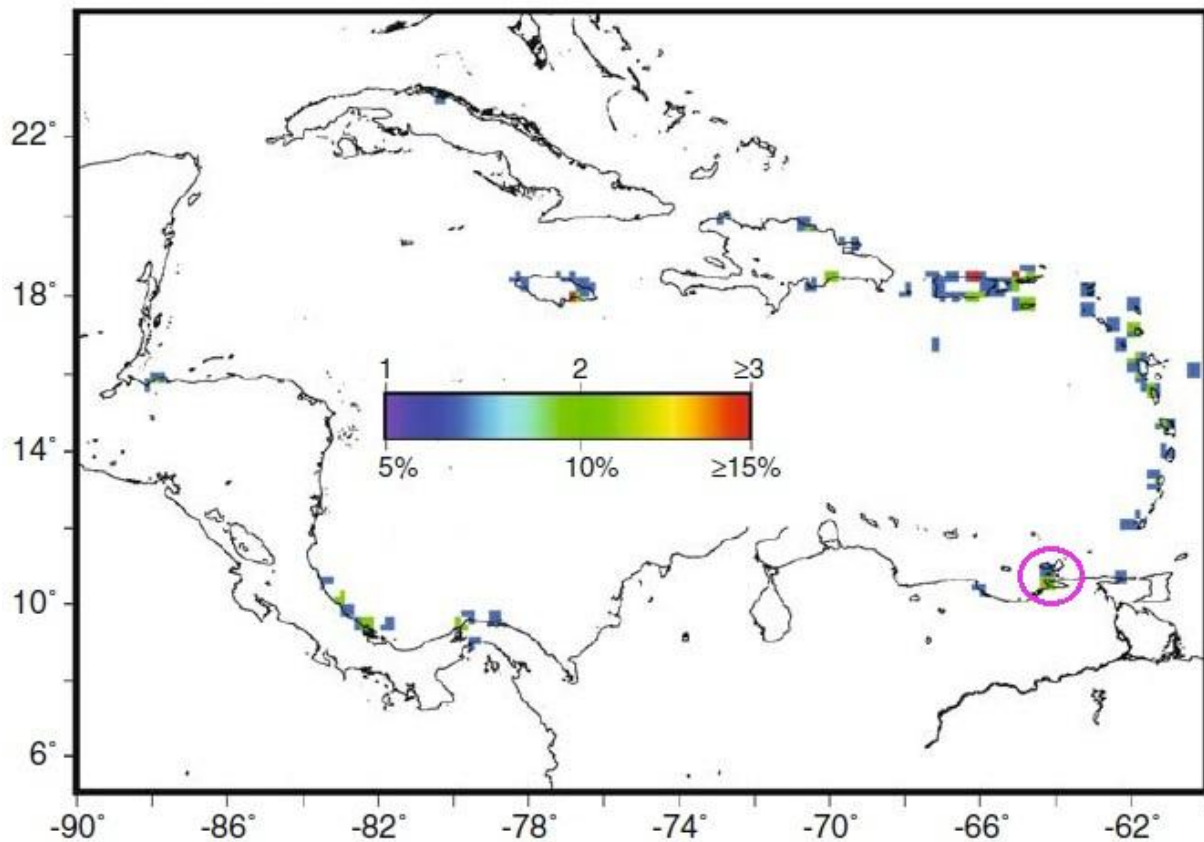


Figura 1.3. Modelo que muestra la frecuencia de paleotsunamis en el Caribe (datos superiores) y la probabilidad de Poisson para la ocurrencia de tsunamis en los próximos 30 años (datos inferiores) (PARSONS & GEIST, 2009).

El contexto tectónico predominantemente transcurrente, representado principalmente por la Falla de El Pilar (zona de posibles focos sísmicos) y la existencia de la Fosa tectónica de Cariaco (zona de posibles deslizamientos submarinos), pudieron haber constituido una fuente de perturbaciones del fondo marino en este sector oriental. Esto se evidencia en los registros de eventos sísmicos de la ciudad de Cumaná, en especial los sucesos de 1530, 1853 y 1929, los cuales según datos referidos por SINGER *et al.* (1983), SCHUBERT (1994), (LANDER ET AL.,

2002) y AUDEMARD (2007), ocasionaron olas de gran tamaño que llegaron a impactar las costas de dicha ciudad.

1.4. JUSTIFICACIÓN

La invasión de las olas tsunamigénicas, cargadas de energía, en continente pueden dejar impresiones geológicas en áreas costeras. No obstante estos ambientes generalmente tienen un bajo potencial de preservación para los depósitos del tsunami; sin embargo, las lagunas costeras, pueden ser eficientes como trampas de sedimentos, ya que son ambientes relativamente tranquilos (CLIFTON, 1988; EINSELE *et al.*, 1996).

El impacto de las olas tsunamigénicas en la costa, generan depósitos sedimentarios característicos, constituidos por material marino transportado, sedimentos continentales y materia orgánica (SHIKI *et al.*, 2008), las cuales pueden quedar preservados en el registro estratigráfico, geoquímico y paleontológico de localidades aledañas a la costa, como podría ser el caso de la Laguna Los Patos.

Este trabajo permitirá contar con información necesaria que ayudará a determinar con bases geológicas, la ocurrencia de paleotsunamis en la ciudad de Cumaná; lo cual abrirá campo para la promoción de nuevos estudios acerca de tsunamis en el territorio venezolano. Así mismo, serviría para que se inicien proyectos de concientización de las poblaciones que residen principalmente en las zonas costeras, aumentando su grado de resiliencia y por ende disminuir la vulnerabilidad de la sociedad ante dicha amenaza.

1.5. TRABAJOS PREVIOS

El estudio de depósitos dejados por antiguos tsunamis en las costas o en zonas marinas someras, constituyen la clave para el reconocimiento de tsunamitas más recientes dentro de registros sedimentarios, proporcionando nociones de ciclicidad y los límites de inundación de los grandes paleotsunamis que han afectado las costas litorales, lo cual es un requisito fundamental para cualquier evaluación de riesgo (LAGOS & CISTERNAS, 2004). Dichos

estudios pueden ser considerados de gran importancia, ya que aunque se reconozca el peligro que representa un tsunami, sin datos geológicos confiables sobre la frecuencia del fenómeno, resulta difícil desarrollar panoramas realistas de riesgo y mitigación (TAPPIN, 2007).

Con la finalidad de mostrar las características sedimentológicas, geoquímicas, micropaleontológicas y geomorfológicas, que permiten evidenciar los depósitos de tsunamis que a su vez pueden ser indicadores de áreas afectadas por inundaciones tsunamigénicas pasadas, se realiza una selectiva revisión de publicaciones que utilizan rasgos sedimentarios de paleotsunamis a nivel mundial.

Dicha revisión permite identificar tsunamis ocurridos en diferentes épocas y clasificarlos en tsunamis históricos y pre-históricos. Así mismo, se hace énfasis en la región del mar Caribe y en los aspectos relacionados con las huellas dejadas por dichos fenómenos en áreas costeras, debido al enfoque que presenta este trabajo.

1.5.1. Tsunamis en el Caribe

Los tsunamis han sido estudiados y observados alrededor del mundo, pero han sido principalmente asociados a la zonas de subducción del pacífico (BERLÍN, 1980). No obstante, otras regiones sísmicamente activas y con fallas submarinas, son favorables para tsunamis, tal como es el caso de las costas caribeñas (SCHUBERT, 1994) (Figs. 1.4 y 1.5).

Para el estudio de inundaciones tsunamigénicas en la región del Caribe, autores como SCHUBERT (1994), SCHEFFERS (2002) y THEILEN-WILLIGE (2006), se basan en áreas con registros de inundaciones pasadas potencialmente destructivas, para así definir el alcance de los efectos de un posible tsunami en determinadas áreas de las costas caribeñas.

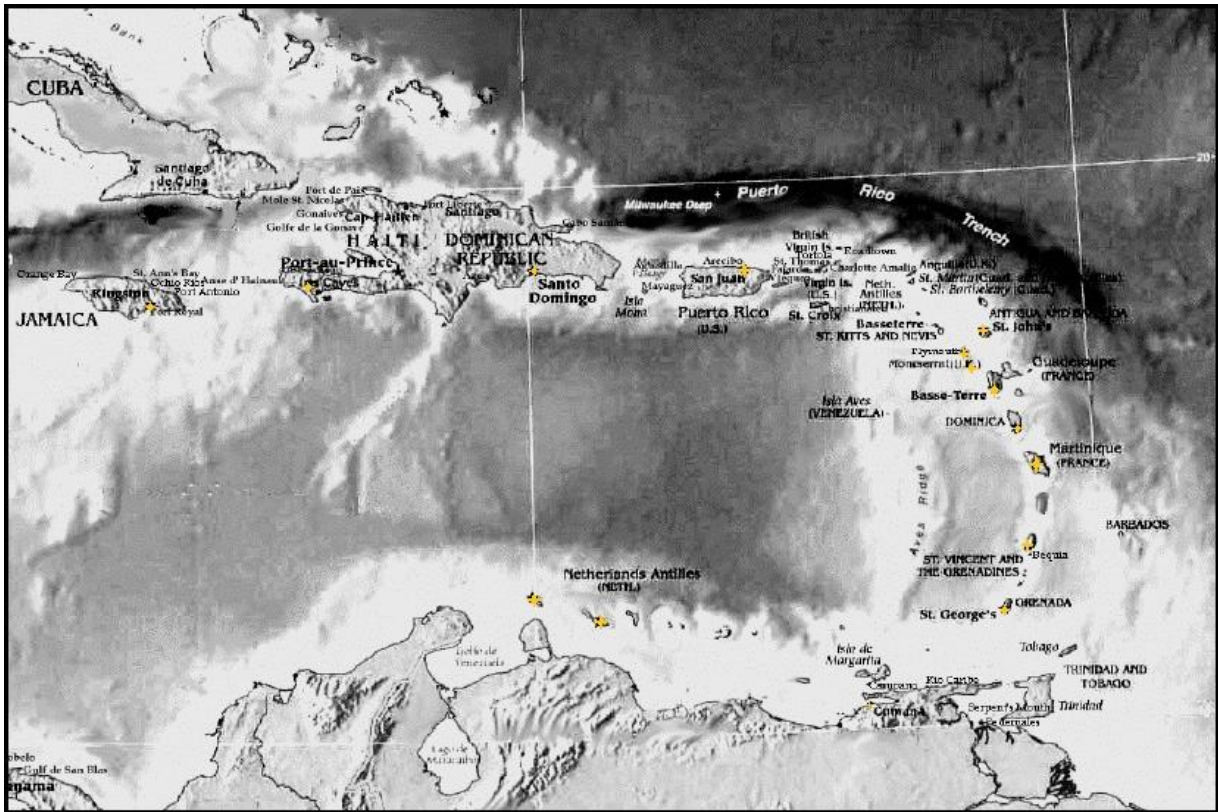


Figura 1.4. Mapa del Caribe donde se resaltan las zonas que han experimentado tsunamis (LANDER *et al.*, 2002).

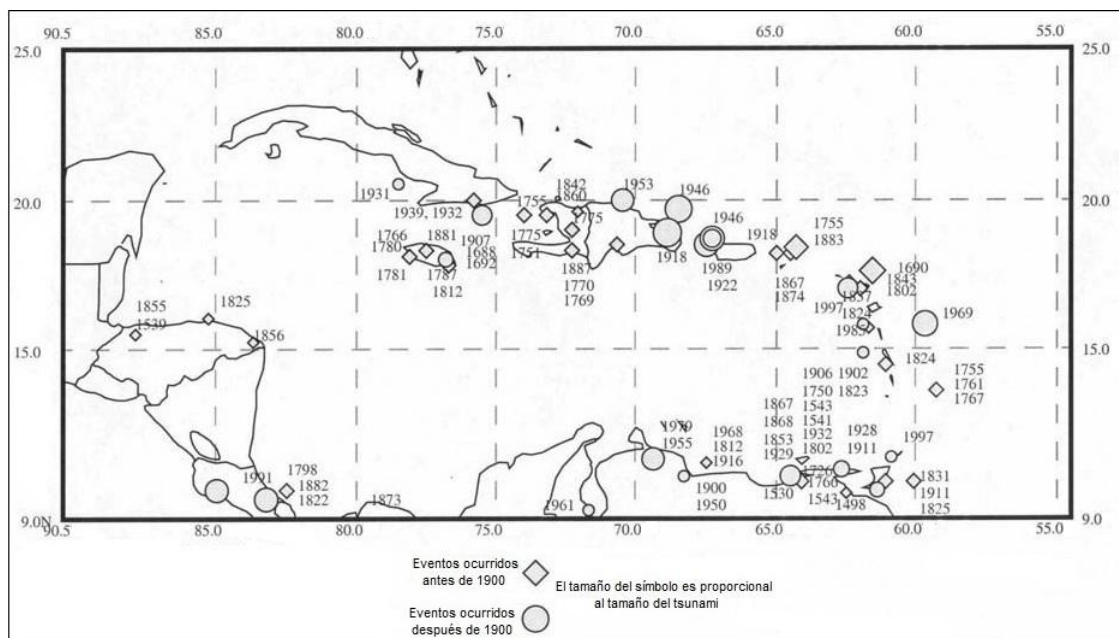


Figura 1.5. Tsunamis en el Caribe desde el año 1492 hasta el año 2000 (LANDER *et al.*, 2002).

Por su parte, SCHUBERT (1994) estudia depósitos de fragmentos de coral sobre una terraza erosional elevada entre 15 y 18 m.s.n.m., ubicada aproximadamente a 1,5 km al oeste de Puerto Colombia (estado Aragua). Para ello, determina edades absolutas por medio de ^{14}C y $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$. Un análisis petrográfico de las muestras le sugiere descartar las edades ^{14}C debido a posibles procesos de recristalización de minerales carbonáticos, y por ende toma las dataciones de $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ como las más confiables, las cuales arrojaron una edad promedio de 1300 ± 160 años A.P. Por otro lado, la tasa máxima de levantamiento estimada para la Cordillera de la Costa es de 0,058 cm/año, por lo cual dichos depósitos deben haber estado entre 4,29 y 75,4 cm por debajo de su nivel actual. Concluye que la discrepancia existente entre estos datos, implica una interpretación distinta al ascenso de la cordillera y sugiere que estos corales fueron depositados por un tsunami activado por un deslizamiento submarino.

Posteriormente, SCHEFFERS (2002) estudia las evidencias geomorfológicas de tsunamis en las islas Aruba, Curazao y Bonaire, localizadas al norte las costas venezolanas en el Mar Caribe. Su estudio permite concluir la ocurrencia de tres paleotsunamis, datados con edades de 400-500, 1500 y 3500 años respectivamente. También hace referencia a que una posible fuente de origen para el tsunami es el límite de placas a lo largo del margen continental del norte de Venezuela, donde existe evidencia de deformación neotectónica, incluyendo levantamiento y subsidencia a lo largo de las zonas de falla.

Para el 2006, THEILEN-WILLIGE estudia el riesgo de un tsunami para áreas donde no ha ocurrido dicho evento en los últimos años, centrándose en el norte de Venezuela y basándose en las similitudes geomorfológicas y topográficas con respecto a áreas que sí han sido afectadas recientemente y que cuentan con un expediente histórico de tsunamis confiables. Para ello utiliza datos derivados de misiones topográficas de radar integradas con datos geológicos y sismotectónicos. Así mismo, hace énfasis en zonas de Venezuela con alturas por debajo de 20 m.s.n.m., logrando establecer cuatro sectores potenciales a ser inundados por olas de tsunamis accionados por la configuración tectónica del Caribe, tales como: Golfo de Venezuela, Vargas y Cumaná-Barcelona (Figs. 1.6 y 1.7).

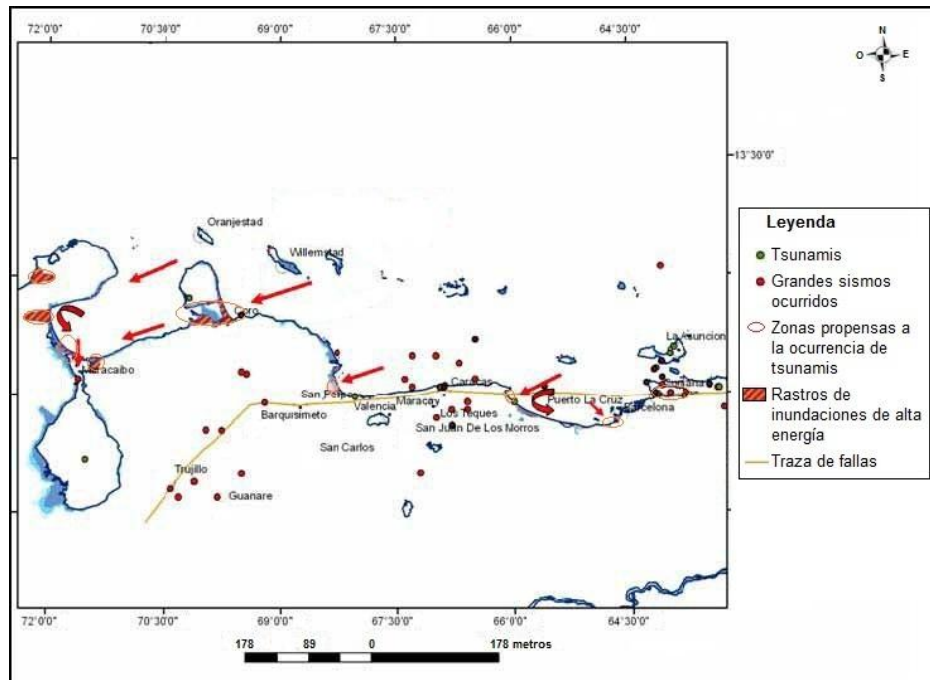


Figura 1.6. Mapa de áreas propensas a tsunamis en el norte de Venezuela (THEILEN-WILLIGE, 2006).

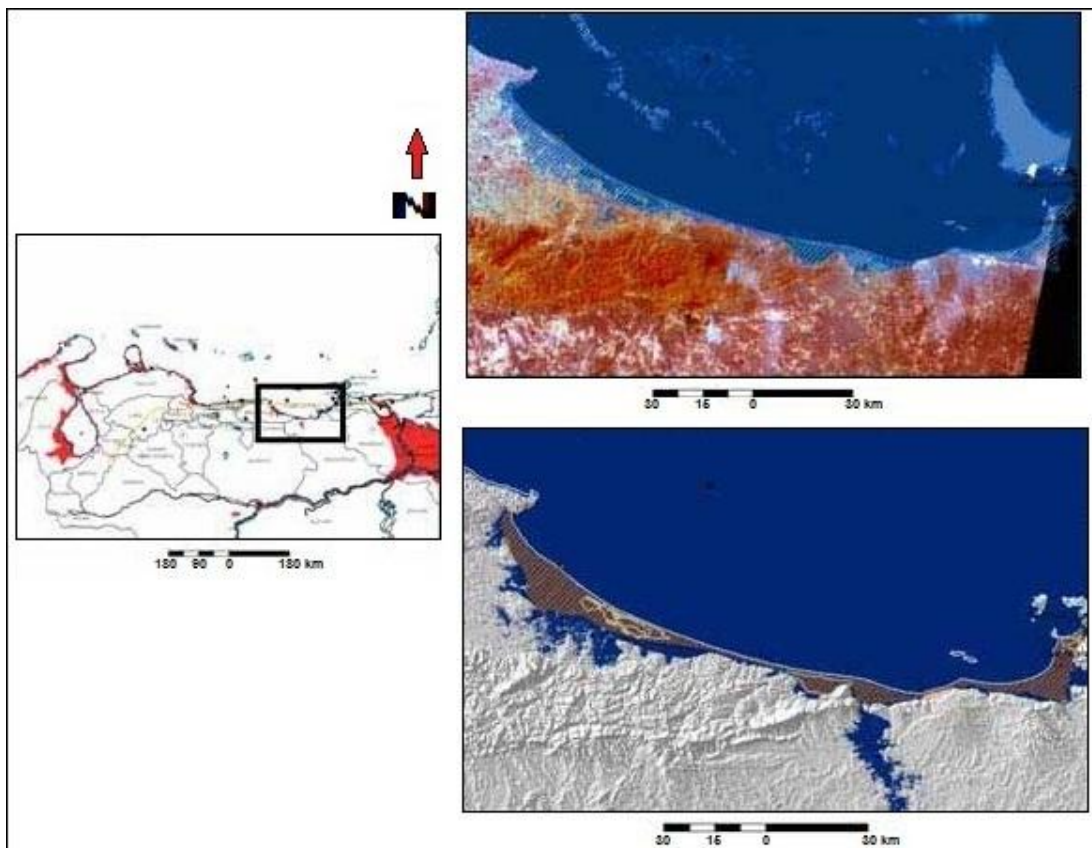


Figura 1.7. Áreas susceptibles a inundaciones tsunamigénicas en el oriente de Venezuela (THEILEN-WILLIGE, 2006).

De esta manera, utilizando evidencias geomorfológicas, se ha determinado la presencia de paleotsunamis en islas caribeñas como lo son, Aruba, Curazao y Bonaire. Así mismo, con la ayuda de dataciones radiocarbónicas y elementos pesados ($^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$), también se logró establecer la existencia de un antiguo tsunami en la región norcentral de Venezuela.

1.5.2. Tsunamis históricos (Ocurridos a partir de 1492)

La devastación de los impactos de las olas tsunamigénicas en las costas, ha sido reportada por centenares de años, pero pocos depósitos de tsunamis modernos han sido descritos detalladamente (MORTON *et al.* 2007), ya que el auge de este tipo de investigaciones se originó a partir del siglo XIX.

Ante el interés de estudiar los tsunamis con base en las características típicas de sus depósitos, diversos autores han iniciado sus investigaciones partiendo de datos históricos sobre acontecimientos que hayan dejado huellas en el registro sedimentario. Tsunamis como los ocurridos en Chile (Cascadia 1700, Concepción 1730 y 1751, Arica 1868, Iquique 1877, y quizás el mayor trascendencia, Valdivia 1960), así como el de Lisboa 1755, Messina 1908, Flores 1992, Hokkaido 1993, Java 1994, Papua Nueva Guinea 1998, Camaná 2001 y Sumatra, 2004, han sido estudiados por diversos autores, quienes muestran en sus artículos un enfoque de los rasgos sedimentarios propios de cada evento, tal como se expone a continuación.

Estudios en Japón tales como los de MINOURA *et al.* (1994) logran interesantes hallazgos aplicando el principio de relacionar eventos con reportes históricos mediante los registros sedimentarios. En un lago de la costa de Sanriku (NE de Japón) los autores reconocen una serie de estratos tsunamigénicos distintivos. Mediante datación isotópica, correlacionan cada estrato de arena con eventos históricos. De un total de trece estratos, cuatro corresponden sorprendentemente a tsunamis ocurridos en Chile: 1) Iquique, mayo de 1877; 2) Arica, agosto de 1868; 3) Concepción, mayo de 1751; 4) Concepción, julio de 1730.

Probablemente uno de los primeros trabajos en ocuparse de los depósitos de tsunami en el mundo, fue el de KON'NO (1961), quien describe detalladamente las geoformas erosivas y de

depositación generadas por el tsunami chileno de 1960. Posteriormente, ATWATER *et al.* (1992), describen una capa de arena interestratificada en la secuencia estuarina del río Maullín. Debido a las características claramente marinas de la arena y a la presencia de plantas, enterradas en posición de crecimiento y tumbadas en dirección aguas arriba del río, los autores infieren que se trata del depósito del tsunami de 1960. Se trata de un estrato de unos 10 cm de espesor, compuesto por arenas finas bien seleccionadas.

ATWATER, pionero en describir depósitos tsunamigénicos, en su trabajo de 1987, describe una extensa capa de arena en los pantanos de Oregón y la atribuye a un tsunami generado por el terremoto de Cascadia de 1700. MORTON *et al.* (2007), realizan una descripción de los depósitos generados por el tsunami de Perú en el 2001, mencionan dos capas de arenas granodecrecientes con clastos hacia la base, cubiertas por una capa de minerales pesados y contacto basal erosivo. De igual forma, observaron una capa de lodo entre las dos arenas, que evidencian dos facies sedimentarias distintas en la secuencia.

Con el fin de lograr distinguir depósitos generados por tsunamis de aquellos generados por tormentas en zonas donde ambos eventos pueden ocurrir, KORTEKAAS & DAWSON (2007), en Martinhal, al suroeste de la costa de Portugal, efectúan la identificación de unidades depositacionales, por medio de la compilación de datos estratigráficos, micropaleontológicos y cronológicos, obtenidos a través de núcleos recolectados en la zona donde las capas provenientes de tsunamis se caracterizan por bases erosivas, presencia de foraminíferos marinos, cantos rodados y granos más finos en el interior de la capa, e indican una alta energía de depositación y una procedencia sedimentaria marina. Las dataciones realizadas, permiten correlacionar el depósito con el tsunami ocurrido en Lisboa en 1755, cuyos efectos han sido bien documentados y se cuenta con descripciones tales como la de SILVA LOPES (1841).

SHI *et al.* (1995) investigan el tsunami de 1992 que afectó a la localidad de Flores en Indonesia. El estudio indica que la inundación del tsunami es un proceso efímero y está asociado con procesos turbulentos de transporte de sedimentos. La erosión es localizada, aun cuando el transporte del material y su posterior depositación son los principales procesos asociados con la acumulación de sedimentos multimodales y parcialmente seleccionados. Los

autores distinguen variaciones verticales y laterales en la composición del tamaño de partículas que caracterizan como distintivas de los depósitos del tsunami, las cuales son relacionadas con los procesos sedimentarios asociados con la inundación.

La costa pacífica de Asia, concretamente el litoral de Japón, Islas Kuril y Península de Kamchatka, históricamente han sido afectados por grandes terremotos y tsunamis generados en la zona de subducción Kuril-Kamchatka. Es así como SAWAI (2002) identifica dos tsunamis del siglo XVII y propone que fueron generados en esta zona de subducción. La evidencia estratigráfica consiste en dos capas de arena que se adelgazan tierra adentro en los sedimentos de un lago costero en la costa de Hokkaido. El origen marino de estas capas de arena es indicado por la presencia de diatomeas marinas. La rareza y el alto grado de fragmentación de valvas en las diatomeas sugieren al autor que las arenas fueron transportadas en un corto tiempo y en una considerable distancia. SAWAI (2002) se apoya en depósitos de ceniza volcánica localizados justo sobre las capas de arena para proponer que los tsunamis ocurrieron a finales del siglo XVII.

NISHIMURA & MIYAJI (1995) trabajaron sobre registros sedimentarios del tsunami de Hokkaido de 1993. Su objetivo fue caracterizar un depósito reciente con el fin de lograr pistas en la detección de registros de paleo-tsunamis. Las principales características y tendencias morfológicas detectadas fueron: 1) los depósitos cubren la superficie casi continuamente cuando existe una pendiente suave del terreno, 2) el espesor del depósito y el tamaño de las partículas disminuye tierra adentro, 3) el espesor del estrato varía en relación con las ondulaciones del terreno, 4) la estratificación al interior del estrato tsunamigénico sería el resultado de la llegada y retorno de cada ola.

Posteriormente, NANAYAMA & SHIGENO (2006) también realizaron estudios en los depósitos del tsunami de 1993, a lo largo del río Usubetsu (al suroeste de Hokkaido), con muestras tomadas en la barra longitudinal del río. Muestran una descripción detallada de la distribución de las facies sedimentarias, tamaño de grano y contenido de foraminíferos; a través de la cual determinan la existencia tanto de dos litofacies (lóbulos de grava y láminas de arena), como de cuatro unidades estratigráficas depositadas en dos pulsos del tsunami, las

cuales corresponden a la entrada y el retiro de la ola, evidenciado por superficies erosivas. Así mismo, la granulometría y los foraminíferos béticos les permitió identificar arenas marinas y materiales fluviales, así como una fuente de zona sublitoral.

Aplicando estudios similares a los realizados por SHI *et al.* (1995), DAWSON *et al.* (1996), analizan detalladamente los sedimentos depositados por un tsunami reciente. Ellos estudian los sedimentos depositados por el tsunami que afectó las costas de Rajegwesi, Java, en 1994. El análisis del tamaño de grano evidencia pronunciadas variaciones verticales así como, cambios en la desviación estándar, asimetría y kurtosis, situación que interpretan como una inundación compleja del tsunami.

Para el evento de Sumatra 2004, PARÍS *et al.* (2007), en la bahía de Lhok Nga, efectúan una interpretación de los depósitos arenosos generados por el tsunami, basándose principalmente en análisis granulométricos. Realizaron una toma de cincuenta y nueve muestras justo tres semanas después del acontecimiento, las cuales fueron llevadas al laboratorio para ser analizadas. Los resultados obtenidos les permitieron reconocer secuencias granodecipientes, con lentes tanto de grano grueso como de grano fino, capas discontinuas de material muy fino hacia el tope, laminación paralela, presencia de raíces, materia orgánica y numerosos bioclastos como fragmentos coralinos, foraminíferos béticos, gasterópodos y equinodermos. Así mismo, muestran un modelo depositacional para un gran tsunami, tomando en cuenta las variaciones topográficas del área y concluyen que los depósitos generados por el tsunami del 26 de diciembre de 2004 representa un caso estudio para la interpretación de la sedimentación costera asociada a un tsunami.

Para este mismo evento, HORI *et al.* (2007), describen los depósitos tsunamigénicos en un sector de las costas de Tailandia occidental y discuten las variaciones sedimentarias con respecto a la topografía. Tomaron once muestras que fueron analizadas granulométricamente. La presencia de gruesos depósitos arenosos (20 cm), con fragmentos de moluscos y granulometría fina en el tope, así como algunas alternancias de depósitos de grano fino con otros de grano grueso y bases erosivas, muestran la existencia de un paleotsunami con múltiples ondas, esto último evidenciado con el estudio de facies sedimentarias, direcciones de

flujo y estructuras sedimentarias. Concluyen, al igual que PARÍS *et al.* (2007), que los depósitos de granos más gruesos se encuentran en zonas deprimidas.

Por su parte, FUJINO *et al.* (2009) estudian nueve núcleos en el suroeste de Tailandia, con la finalidad de encontrar evidencias estratigráficas de tsunamis pre-2004. Describen la secuencia sedimentaria como arenas de grano fino a medio, intercaladas con material turboso. Mencionan una capa de arena de grano medio con contacto basal erosivo y otra suprayacente con igual granulometría y rica en materia orgánica, que se extendía a más de un km costa adentro. Dichas capas fueron interpretadas como depósitos de tsunamis de los años 1300 y 1900 respectivamente, datados por el método de radiocarbono.

Estudios similares han sido realizados por SRINIVASALU *et al.* (2007) en aproximadamente 60 km de zona costera, desde Iniambakam hasta Kadalore al sur de Chennai, cuyas descripciones sedimentarias concuerdan con las mencionadas anteriormente. Por su parte, KENCH *et al.* (2007), realizan un estudio geomorfológico y sedimentológico al sur de Maalhosmadulu, en la zona centro-occidental de las Maldivas, donde las características depositacionales y morfológicas encontradas fueron utilizadas como indicadores del tsunami de Sumatra del 2004.

En Oceanía, el estudio de señales de depositación y erosión asociadas a tsunamis se desarrolla desde finales de la década de los ochenta, manifestándose en publicaciones científicas desde principios de los 90 (LAGOS & CISTERNAS, 2004). NICHOL *et al.* (2007) estudian secuencias sedimentarias recuperadas a través de núcleos tomados en la laguna costera de Okarito al oeste de Nueva Zelanda, que fueron sometidos a estudios sedimentológicos, geoquímicos y paleontológicos. Identifican capas de arena de 20 a 30 cm de espesor, que gradan hacia el tope y contienen restos de bivalvos, gasterópodos, macroalgas marinas, fragmentos de madera, foraminíferos y diatomeas; Así mismo reconocen fluctuaciones en la salinidad. Tales condiciones les permitieron hacer una reconstrucción paleoambiental, donde se reconoce una superficie de inundación por tsunami, que fue datada para el siglo XV.

Igualmente, DE LANGE & MOON (2007) estudian depósitos tsunamigénicos en el norte de Auckland, Nueva Zelanda. Para ello, realizaron análisis de fotografías aéreas y descripciones de núcleos para determinar la naturaleza de los sedimentos; asocian las arenas encontradas con eventos de tsunamis, así como también atribuyen la existencia de clastos de piedra pómez a la erupción del Mt. Healy, que fueron depositados originalmente en la playa e incorporados en los sedimentos para luego ser transportados y redepositados por el tsunami para formar los depósitos preservados como lóbulos de arenas. Consideran que dicho acontecimiento tiene relación con el ocurrido en Japón en septiembre de 1420, descrito por Iida *et al* (1967) y ATWATER *et al.* (2005) ya que la edad obtenida por el método de ^{14}C fue de 610 ± 20 años antes del presente AP.

Por otra parte, debido a la necesidad de distinguir depósitos de tsunamis de los de tormenta, MORTON *et al.* (2007), estudian y examinan capas de arenas depositadas por dos tsunamis y dos huracanes. Para ello, realizan un estudio geomorfológico, sedimentológico y estratigráfico de cada zona, tomando en cuenta la composición del sedimento, granulometría, distancia de transporte del sedimento, continuidad lateral, distribución de tamaño de granos, estructuras sedimentarias y espesor de la capa. Para el tsunami de 1998 ocurrido en Papúa-Nueva Guinea, identifican y describen una capa de arena de gran extensión lateral, con granulometría gruesa a media en la base, la cual se hace cada vez más fina hacia el tope hasta llegar a una capa de lodo. Así mismo, previamente GELFENBAUM *et al.* (2001) habían descrito este depósito como una sedimentación de tsunami discontinua de láminas de arenas bimodales con base erosiva, espesores de hasta 16 cm y una extensión de 700 m costa adentro; el análisis granulométrico indica una fuente de sedimentos costeros.

Los resultados obtenidos por los investigadores previamente mencionados, sirven como incentivo para seguir interpretando depósitos de paleotsunamis en el registro geológico, ya que se han descubierto una serie de rasgos distintivos que facilitan el reconocimiento de dichas tsunamitas en países costeros alrededor del mundo.

Tal como lo refleja lo expuesto anteriormente, diversos artículos alrededor del mundo describen la sedimentación de tsunamis y sus características. No obstante, otros autores

discuten la geomorfología o las consecuencias geológicas de eventos tsunamigénicos. Al igual que SCHEFFERS (2002), SCICCHITANO *et al.* (2007) realizaron un estudio geomorfológico en depósitos de cantos rodados en las costas del sureste de Sicilia, Italia, cuyos resultados permitieron relacionar dicho depósito con el tsunami de Messina de 1908.

1.5.3. Tsunamis pre-históricos (Ocurridos en Tiempo Geológico)

Durante los últimos años ha adquirido un especial interés la reconstrucción paleoambiental de depósitos sedimentarios de edades prehistóricas en áreas litorales actuales. En dichos estudios se recoge información sobre la evolución sedimentológica y geomorfológica de una variedad de depósitos de tsunamis de diversas localidades, edades y ambientes sedimentarios recientes. Para ello, toma especial relevancia el registro de depósitos de tsunamitas con periodo de retorno potencial, lo que hace sugestivo su estudio, no solo ya desde el punto de vista sedimentológico, sino especialmente, por su repercusión social, en la prevención del riesgo geológico que puede representar un futuro tsunami (POZO *et al.* 2008).

Los tsunamis son acontecimientos efímeros de alta energía, que han ocurrido a través de la historia geológica, cuyos depósitos sedimentarios son enterrados y preservados en diversos ambientes, no obstante, pueden pasar desapercibidos dentro de las secuencias estratigráficas; es por ello que muchos autores prefieren el estudio de tsunamis contemporáneos o históricos, ya que cuentan con mayor información (relatos históricos y/o registros sismológicos), que les permiten inferir la existencia de depósitos tsunamigénicos en zonas particulares. Sin embargo, la aplicación de principios geológicos se ha convertido en una herramienta para el estudio de eventos tsunamigénicos prehistóricos, en los últimos años.

Por ejemplo, para la costa pacífica de Estados Unidos, ATWATER & MOORE (1992) describen evidencias estratigráficas para el área de Puget Sound, en el estado de Washington, donde otro paleo-tsunami inundó las áreas costeras 1000 BP. Los autores describen una capa de arena, de 15 cm de espesor, que yace en medio de turba de marisma. Se trata de arenas finas que se hacen más finas tierra adentro. En este caso, las arenas contienen un porcentaje de materiales desde las vertientes adyacentes, lo que es interpretado como efecto del retroceso de

la ola, la que habría transportado materiales terrígenos erosionados desde las laderas, para finalmente ser depositados junto a los sedimentos marinos.

Para las costas de Estados Unidos, BOURGEOIS *et al.* (1988), estudia una sección Cretácica-Terciaria del río Brazos en Texas, donde establece características propias de un tsunami, tales como areniscas cuarzosas con clastos de caliza y glauconita, nódulos carbonáticos retrabajados, fragmentos de madera y rizaduras asimétricas. Años después, TAKAYAMA *et al.* (2000), describieron nuevamente una capa de arena mal gradada con intraclastos y contenido fosilífero, dentro de dicha secuencia sedimentaria de 180 m de espesor.

En Europa occidental, DECONNICK *et al.* (2000) asocian una unidad de conglomerados erosivos, al norte de Francia, con la generación de un Tsunami en el Jurásico Tardío, debido a un impacto que creó el cráter de Mjolnir de 142 Ma en el Mar de Barents (DAWSON & STEWART, 2007). Igualmente, CANTALAMESSA & DI CELMA (2005) estudian una secuencia sedimentaria inusual depositada alrededor del límite Jurásico- Cretácico, en Boulonnais (norte de Francia), atribuyéndola a un depósito de tsunami; la misma se caracteriza por una fuerte base erosiva, deformaciones leves en el sedimento, clastos conglomeráticos mezclados con fragmentos de madera, fósiles y arcillas. Así mismo, sugieren que el tsunami fue accionado por un terremoto, basados en datos estadísticos.

A su vez, POZO *et al.* (2008) realizan un estudio mineralógico de las facies sedimentarias depositadas durante el Pleistoceno superior-Holoceno superior en lo que actualmente es el Parque Nacional de Doñana, ubicado en el suroeste de la Península Ibérica; utilizando para ello, difracción de rayos X y microscopía electrónica. Se han diferenciado seis facies principales cortadas erosivamente por depósitos arenosos. Las características sedimentológicas de la facies FA-5 en cuanto a su granulometría, contenido fósil y estructura, permiten interpretarlos como depósitos contrastantes dentro de la secuencia. Concluyen que el notable incremento de ilita en la facies FA-5, cuando se compara con los materiales sobre los que se deposita erosivamente, confirma junto a criterios sedimentológicos y paleontológicos, la identificación de varias capas de tsunamitas en la zona estudiada.

Por otra parte, TOOLEY & SMITH (2004) realizan un estudio estratigráfico y geomorfológico en el valle de Cocklernill Born, al norte de Escocia. Tomaron muestras a diferentes profundidades en terrazas de la costa, las cuales fueron descritas y analizadas en cuanto al contenido de foraminíferos, diatomeas y polen, así como también hicieron dataciones de radiocarbono. A partir de ello, determinaron la existencia de depósitos marinos, que evidencian variabilidad en el nivel del mar y un evento particular de tsunami. Los depósitos de este último se presentan con un horizonte superior de arenas intermareales; se les asignó una edad de 7215 años, siendo accionado por el deslizamiento de Storegga. De igual forma, SMITH *et al.* (2004) presentan evidencias en el Reino Unido, de una extensa inundación costera para el Holoceno medio, cuyo origen es atribuido a un tsunami generado por un deslizamiento submarino al oeste de Noruega (deslizamiento de Storegga). Realizan 250 perforaciones para análisis granulométrico, microfósilífero (polen y diatomeas) y dataciones (^{14}C). Describen arenas de grano fino a medio, granodecreciente, de 10 a 30 cm de espesor, presencia de fragmentos de fósiles y materia orgánica; cuyas dataciones arrojaron una edad entre 7100 y 7900 años. Así mismo, concluyen que los depósitos pueden ser considerados como un horizonte sincrónico, debido a que la evidencia (contenido de microfósiles y dataciones) es similar en diferentes sitios del Reino Unido.

Mientras que para Europa oriental, SCHEFFERS & SCHEFFERS (2007) realizan un estudio detallado de las características sedimentológicas y geomorfológicas de un área ubicada a 150 km de la línea de costa en el suroeste de Grecia, donde la presencia de arenas mal gradadas, mezcladas con fragmentos de fósiles marinos y cantos rodados de más de 100 toneladas, les permiten inferir la existencia de depósitos tsunamigénicos de 5660 ± 60 años.

Estudios realizados en el continente asiático, como los de TAKASHIMISU & MASUDA (2000), describen posibles tsunamitas en secuencias de sedimentos costeros en Japón central, cuyas arenas con laminaciones cruzadas y otras características sedimentarias, ajustan mejor con los mecanismos de generación de tsunamis (DAWSON & STEWART, 2007). Para este mismo año, FUJIWARA *et al.* (2000), reconocen una serie de capas arenosas intercaladas en la estratigrafía de una antigua bahía localizada en las penínsulas de Boso y Miura, en Japón central. Siete capas de arena bien seleccionadas, de unos 20 cm de espesor, presentan un adelgazamiento

hacia el continente. Cada estrato yace sobre una superficie fangosa, previamente erosionada y bioturbada. Mediante dataciones ^{14}C , cinco de las siete capas fueron correlacionadas con movimientos de emersión registrados en terrazas marinas holocenas cercanas. Estas observaciones hacen sugerir a los autores que grandes terremotos activaron aquellos tsunamis. De acuerdo a lo anterior, FUJIWARA *et al.* (2000) concluyen que la ciclicidad de la actividad sísmica y tsunamigénica ha sido entre 300 y 2000 años, a partir de hace 10.000 años.

NANAYAMA *et al.* (2007) utilizando estudios sedimentarios, granulométricos, micropaleontológicos (diatomeas) y cronológicos (^{14}C), en muestras tomadas del pantano de Kiritappu, buscaban identificar depósitos de tsunamis producidos por terremotos en la zona de subducción de las islas Kuriles. Lograron identificar nueve grandes depósitos de arenas limpias con cantidades menores de finos (menos del 5%) interpretadas como tsunamigénicas y derivadas del área próxima a la playa. Todo esto se evidencia en las estructuras sedimentarias internas del estrato y bases erosivas, originadas en los últimos 4000 años.

Por último, hacia la zona de Oceanía, se tienen diversos trabajos como los de CHAGUÉ-GOFF *et al.* (2002), GOFF *et al.* (2004), MCFADGEN & GOFF (2007), SCHEFFERS & SCHEFFERS (2007) y KENNEDY *et al.* (2007).

CHAGUÉ-GOFF *et al.* (2002) estudian núcleos tomados en una laguna costera al este de Wairoa, Nueva Zelanda mediante análisis sedimentológicos, geoquímicos, paleontológicos y micropaleontológicos. Resultados como el aumento de Na y Na/Rb y la disminución Fe y Cr en una unidad arenosa, con respecto al resto de secuencia, así como la presencia de microfósiles marinos (diatomeas) y una gradación en el tamaño de grano, evidencian la existencia de un evento tsunamigénico cuya edad aproximada es de 6300 años. Por otro lado, las fuertes variaciones de azufre, indican un cambio marcado en el ambiente depositacional de salobre a agua dulce.

GOFF *et al.* (2004) analizan y comparan las características sedimentarias entre una tormenta al este de Nueva Zelanda y el décimo quinto tsunami del siglo, ocurrido al sureste de North Island en Nueva Zelanda. Los estudios granulométricos y estratigráficos realizados en los

depósitos tsunamigénicos, mostraron un material arenoso de granulometría gruesa predominando las grauvacas, bases erosivas, contacto inferior agudo y contacto superior gradacional, que evidencian una capa de aproximadamente 30 cm depositada por un tsunami, dentro de una secuencia estratigráfica con características totalmente diferentes.

Similar al trabajo descrito por SCHEFFERS (2002) mencionado anteriormente, KENNEDY *et al.* (2007) realiza un estudio sedimentológico en cantos rodados, cuya edad se estima en $81,9 \pm 11,7$ ka; los cuales fueron acumulados a lo largo de la costa de Otago en Nueva Zelanda, y representan el depósito tsunamigénico más viejo descrito para dicho país.

Posteriormente, MCFADGEN & GOFF (2007) estudian los efectos de un tsunami en la laguna de Sissano por medio de trabajos previos realizados en la zona y proponen criterios arqueológicos y geológicos razonables que se esperarían encontrar en una inundación tsunamigénica costera.

En síntesis, las investigaciones geológicas de tsunamis empezaron en 1960, luego del terremoto ocurrido en Chile ese mismo año, el cual afectó las costas chilenas y japonesas; a partir de allí, estas invasiones marinas han sido consideradas como un agente de erosión y depositación en ambientes costeros (SHIKI *et al.*, 2008). El auge de este tipo de investigación se ve sustentado en la variedad de trabajos expuestos anteriormente, los cuales utilizan como base para la determinación de la ocurrencia de tsunamis dentro del record geológico, criterios sedimentológicos, estratigráficos, geoquímicos y paleontológicos. La tabla 1.1 muestra los fundamentos utilizados por los autores en el estudio de tsunamitas.

Tabla 1.1. Resumen de las investigaciones previas que determinan la existencia de paleotsunamis en zonas costeras o marino someras a nivel mundial.

Fundamentos de la investigación	Autores/ Eventos
Sedimentológicos (granulometría)	Kon'no (1961); Atwater <i>et al.</i> (1992)/ Valdivia (1960) Bourgeois <i>et al.</i> (1988); Takayama <i>et al.</i> (2000)/ Texas (Cretácico-Terciario) Minoura <i>et al.</i> (1994)/ Chile (XVIII y XIX) Shi <i>et al.</i> (1995)/ Indonesia (1992) Dawson <i>et al.</i> (1996)/ Java (1994) Gelfenbaum <i>et al.</i> (2001)/ Papua Nueva Guinea (1998) Chagué-Goff <i>et al.</i> (2002)/ Nueva Zelanda (Holoceno) Nanayama & Shigeno (2006)/ Hokkaido (1993) Nanayama <i>et al.</i> (2007)/ islas Kuriles (Holoceno) Scheffers & Scheffers (2007)/ Grecia (Holoceno) De Lange & Moon (2007)/ Nueva Zelanda (siglo XV) Nichol <i>et al.</i> (2007)/ Nueva Zelanda (siglo XV) Morton <i>et al.</i> (2007)/ Papua Nueva Guinea (1998); Perú (2001) Fujino <i>et al.</i> (2009)/ Tailandia (pre-2004) Hori <i>et al.</i> (2007); Kench <i>et al.</i> (2007); París <i>et al.</i> (2007); Srinivasalu <i>et al.</i> (2007)/ Sumatra (2004)
Estratigráfico	Atwater & Moore (1992)/ Washington (1000 AP) Nishimura & Miyaji (1995); Nanayama & Shigeno (2006)/ Hokkaido (1993) Sawai (2002)/ Hokkaido (siglo XVII) Tooley & Smith (2004)/ Escocia (Holoceno) Morton <i>et al.</i> (2007)/ Papua Nueva Guinea (1998); Perú (2001) Kench <i>et al.</i> (2007)/ Sumatra (2004) Kortekaas & Dawson (2007)/ Lisboa (1755)
Geoquímicos y paleontológicos	Minura <i>et al.</i> (1994)/ Chile (XVIII y XIX) Chagué-Goff <i>et al.</i> (2002)/ Nueva Zelanda (Holoceno) Nanayama & Shigeno (2006)/ Hokkaido (1993) Nanayama <i>et al.</i> (2007)/ islas Kuriles (Holoceno) Nichol <i>et al.</i> (2007)/ Nueva Zelanda (siglo XV) Kortekaas & Dawson (2007)/ Lisboa (1755) Pozo <i>et al.</i> (2008)/ península Ibérica Pleistoceno superior-Holoceno Tooley & Smith (2004)/ Escocia (Holoceno) Nanayama <i>et al.</i> (2007)/ islas Kuriles (Holoceno)

2. METODOLOGÍA

La metodología utilizada para realizar el estudio geomorfológico del complejo lagunar Los Patos, así como el estudio geoquímico y sedimentológico de los núcleos provenientes de un punto de la albufera, comprenden tres etapas fundamentalmente: recolección, procesamiento e interpretación de datos.

2.1. RECOLECCIÓN DE DATOS

Esta primera etapa comprende los siguientes aspectos:

- Recopilación bibliográfica: consistió en la búsqueda y recopilación de información relacionada con el tema de estudio, tomando en cuenta toda la documentación publicada que contenga datos geológicos de interés para la investigación (trabajos especiales de grado, publicaciones, trabajos inéditos, entre otros).

- Interpretación de las fotografías aéreas obtenidas en el Instituto Geográfico Venezolano Simón Bolívar, correspondientes a la zona de estudio, para realizar el reconocimiento general de la misma. Específicamente las fotografías aéreas (número 01-04) a escala 1:35000 de la misión 0402118 del año 1981; (005-008; 024-030) a escala 1:25000 pertenecientes a la misión 0402129 del año 1989; (017-021; 040-042; 046-049; 068-075; 078-090; 106-109) a escala 1:12500 concernientes a la misión 0402-CN del año 1948 y (583-591; 607-619; 651-663) a escala 1:3000 referentes a la misión 40 tomadas en el año 1937.

- Revisión y digitalización de los mapas topográficos 7347-II-NO y 7347-II-SO a escala 1:25000 y el mapa de INCOSTAS (1979) a escala 1:6250, que fueron utilizados como base para los mapas resultantes de este trabajo.

2.2. PROCESAMIENTO DE DATOS

Esta etapa comprende los diversos análisis de laboratorio realizados para el estudio sedimentológico y geoquímico de los núcleos, L-Patos 09-01 y L-Patos 09-02, tomados dentro

del complejo lagunar Los Patos, por un grupo de investigadores de FUNVISIS (Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas) (Fig. 2.1)

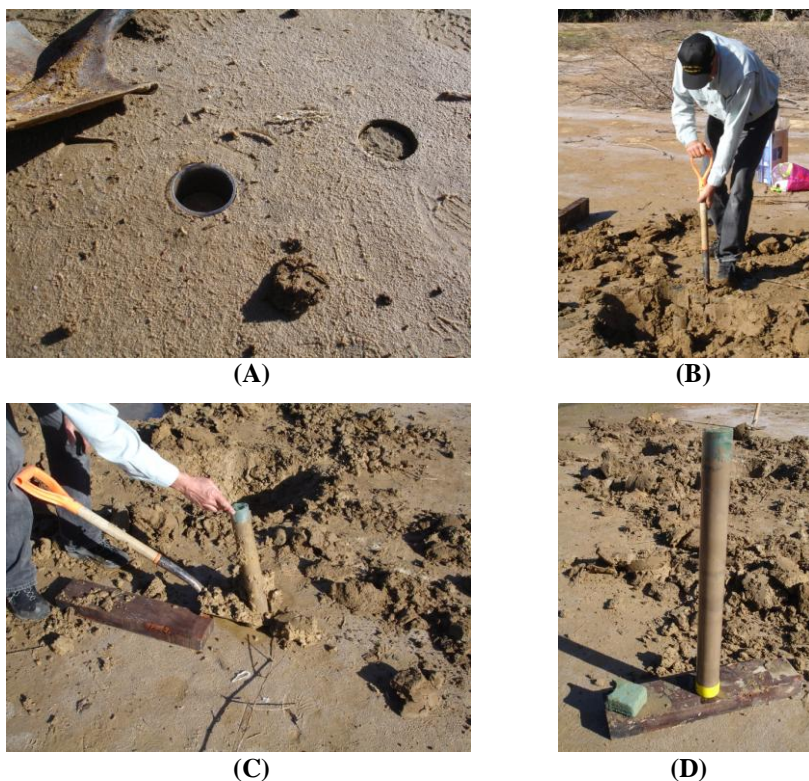


Figura 2.1. Recolección de los núcleos en la Laguna Los Patos por parte de investigadores de FUNVISIS. (Fotos tomadas por F. Audemard).

2.2.1. Apertura y fotografiado del núcleo L-Patos 09-01 en la Facultad de Ciencias de la Universidad Central de Venezuela

Primeramente se delimitó el plano axial del núcleo (Fig. 2.2A) por el cual, mediante el uso de un dremel (Fig. 2.2B), se procedió a cortar el tubo PVC (Fig. 2.2C), para posteriormente introducir en la ranura un nailon debidamente tensionado de forma tal que al ser movilizado uniformemente, cortó transversalmente los sedimentos, en sentido de base a tope (Fig. 2.2D). Seguidamente se separaron ambas partes y se procedió a limpiar la superficie con un cuchillo (Fig. 2.2E), de manera tal que no se mezclara el material de cada capa. Luego se fotografió cada una de las partes obtenidas, utilizando como escala una cinta métrica colocada lateralmente a los tubos (Fig. 2.2F).

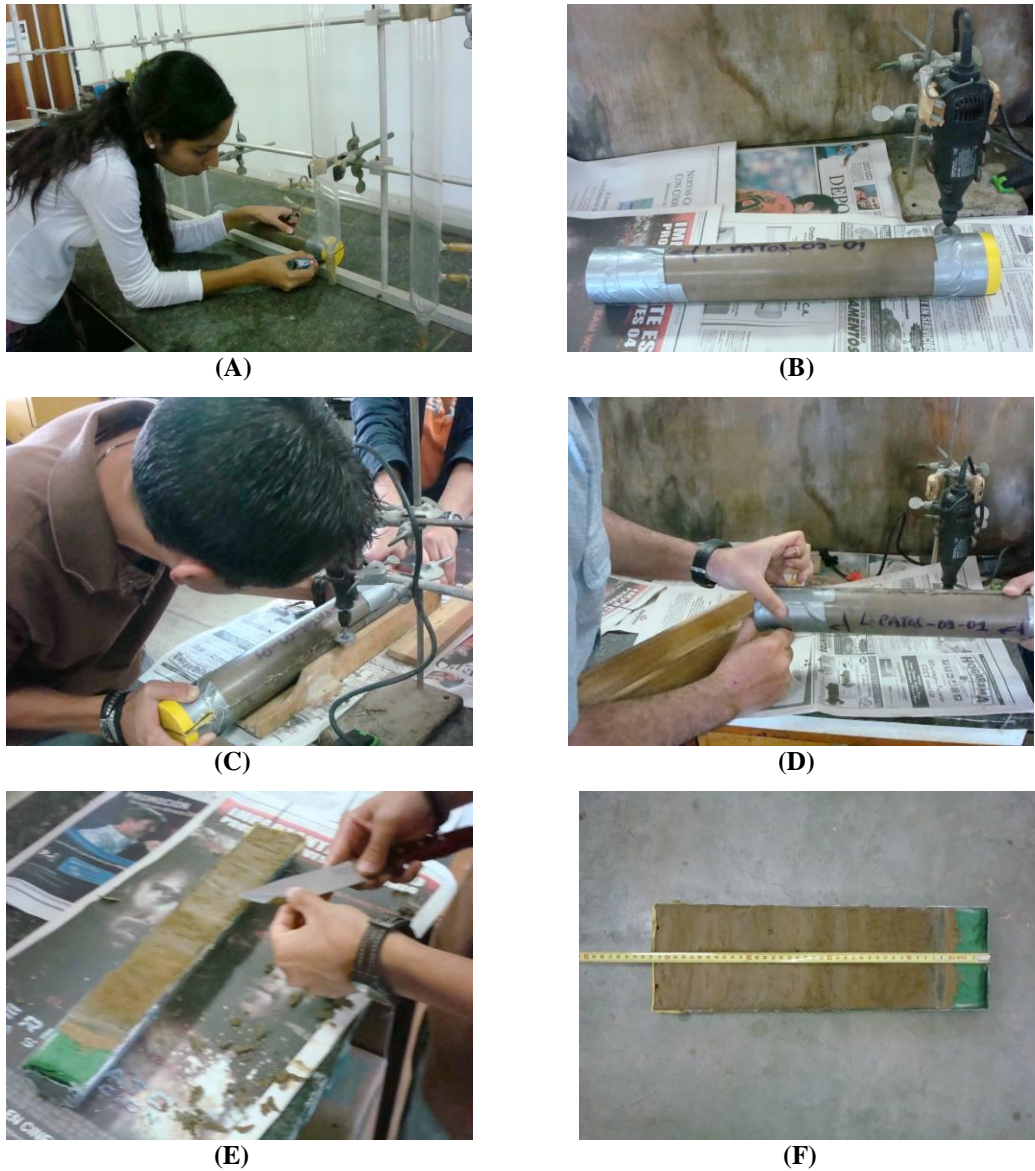


Figura 2.2. Pasos empleados en la apertura del núcleo L-PATOS -09-01.

2.2.2. Descripción detallada del núcleo L-Patos 09-01

➤ En primer lugar, se realizó una observación general del núcleo, con el fin de determinar cambios sedimentológicos apreciables a escala macro (Fig. 2.3A), para luego describir detalladamente otros cambios texturales a escala (milimétrica), con la finalidad de diferenciar el tipo de sedimento presente, color, textura, geometría y espesor de capas, así como, el contenido carbonático (mediante el uso de HCl), y el contenido orgánico, presentes en los sedimentos.

➤ Para la diferenciación textural y mineralógica a mayor escala, se realizaron observaciones con el uso de una lupa de 20X, para así lograr determinar la mineralogía (si fuese apreciable) y el contenido orgánico (restos de plantas, raíces, etc), que pudiesen ser identificados con el uso de este instrumento.

➤ Esta etapa fue complementada por la revisión de las muestras de los sedimentos a través del uso del microscopio de luz polarizada (Fig. 2.3B), con el fin de precisar características como tamaño de grano, redondez, y proporciones grano/matriz. La preparación de las muestras para este ensayo consistió en colocar el material sobre una lámina de vidrio, a la cual se le agregó una gota de agua destilada, y utilizando una espátula delgada se distribuyó el sedimento de manera uniforme.



(A)



(B)

Figura 2.3. Pasos empleados para la descripción de los sedimentos.

2.2.3. Muestreo del núcleo L-Patos 09-01

Consistió en la toma de sedimentos cada centímetro, para coleccionar un total de 37 muestras que posteriormente fueron utilizadas para la preparación de los estudios.

➤ Se colocó una cinta métrica en uno de los bordes del núcleo, para establecer los puntos de muestreo (Fig. 2.4A).

➤ Posteriormente, se utilizaron dos espátulas finas, las cuales se introdujeron dentro de los sedimentos con una separación no mayor a los dos milímetros (Fig. 2.4B) y profundizando hasta llegar al contacto con el tubo PVC, para recolectar la mayor cantidad de muestra posible. Luego, dichas espátulas fueron extraídas con sumo cuidado para no contaminar el material obtenido.

➤ Por último, se depositó la muestra en un embase debidamente rotulado, con el nombre del núcleo y la profundidad a la cual fue tomado dicho material (Fig. 2.4C).

De esta manera, se realizó el muestreo para los ensayos que se llevaron a cabo en el núcleo L-Patos 09-01.

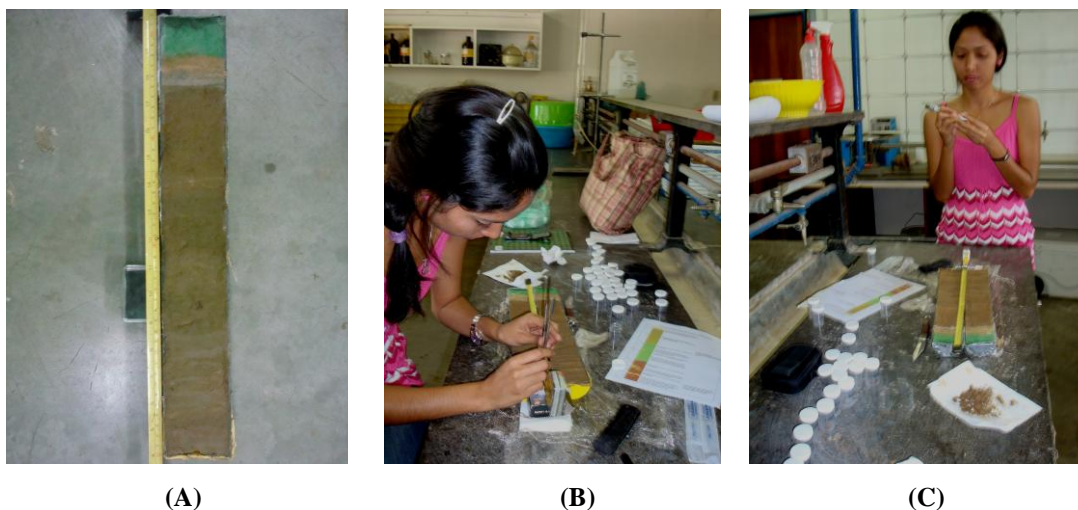


Figura 2.4. Muestreo del núcleo L-Patos 09-01.

2.2.4. Revisión micropaleontológica

Para ello se procedió a realizar una revisión de los sedimentos, por medio de una lupa binocular. Dicha revisión se realizó colocando cada una de las 37 muestras recolectadas en láminas de vidrio, de forma tal que el sedimento quedó bien disperso (Fig. 2.5A), para facilitar así la diferenciación de los granos que componen la muestra y por ende la distinción del contenido micropaleontológico que pudiera estar presente (Fig. 2.5B).



Figura 2.5. Revisión micropaleontológica.

2.2.5. Realización de análisis geoquímicos

Los análisis geoquímicos realizados al núcleo L-Patos 09-01 abarcaron, difracción de rayos X, análisis de elementos mayoritarios (fluorescencia de rayos X) y dataciones ^{14}C . Mientras que el núcleo L-Patos 09-02 se utilizó para la realización del análisis de susceptibilidad magnética, llevado a cabo en el “Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (LGCA) de la Université de Savoie, Francia” por el Dr. Christian Beck, mediante el uso del Surface scanner sensor, marca Bartington, Type MS2E.

2.2.5.1. Difracción de rayos X

Para ello, se realizó la preparación de las muestras mediante el llamado Método del Polvo, el cual consiste en triturar y pulverizar la muestra seca en un mortero manual de ágata hasta obtener un material homogéneo con tamaños de granos entre 10 y 50 μm , para luego ser colocadas en el portamuestras del difractómetro con una distribución al azar (Fig. 2.6). Posteriormente, se introdujo la muestra en el difractómetro, a partir del cual se obtiene el difractograma, para luego ser dilucidado y determinar las facies mineralógicas presentes. La metodología detallada de éste análisis se encuentra en el apéndice A.



Pulverizado de las muestras



Vaciado en el portamuestras



Muestra en el difractómetro

Figura 2.6. Procedimiento para la preparación de muestras para difracción de rayos X.

2.2.5.2. Análisis de los elementos mayoritarios mediante la técnica de fluorescencia de rayos-X

Primero se pulverizó la muestra, de forma manual utilizando un mortero de ágata, hasta su paso por el tamiz # 120. Posteriormente se montó la muestra en el porta-muestras para luego introducirla en el equipo (Fig. 2.7). La metodología detallada de éste análisis se encuentra en el apéndice A.



Pulverizado de la muestra



Tamizado de la muestra



Colocación en el porta-muestras

Figura 2.7. Preparación de muestras para fluorescencia de rayos-X.

2.2.5.3. Determinación cronoestratigráfica, mediante el método de ^{14}C

Para este análisis se tomaron tres muestras de sedimentos, una hacia el tope de la secuencia, a una profundidad de 4,7 cm y otra hacia la base, a unos 35,7 cm, con el fin de obtener el período de tiempo en el cual fue depositada la secuencia; y una tercera muestra, a una profundidad de 13,7 cm, debido a un marcado cambio textural observado dentro de la

secuencia (Fig. 2.8). Dichas muestras fueron tomadas hacia el centro del núcleo buscando evitar errores por rejuvenecimiento de la secuencia. Posteriormente, las mismas fueron procesadas por el laboratorio estadounidense Beta Analytic Inc, a cargo de M.A. Tamers y D.G. Hood, cuya sede funciona en Miami, Florida.

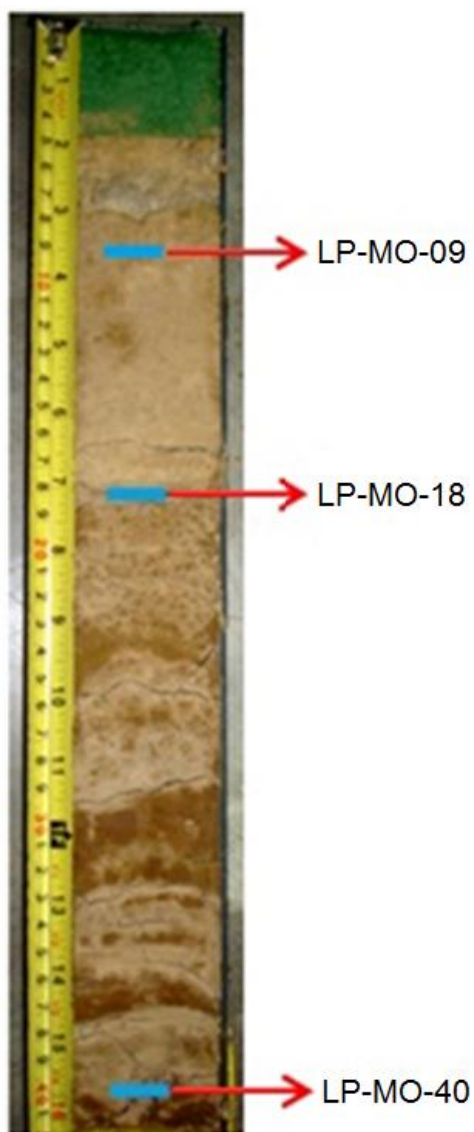


Figura 2.8. Núcleo mostrando las profundidades donde se tomaron las muestras para dataciones ^{14}C .

2.2.5.4. Procesamiento estadístico

Una vez obtenido los datos a partir de los diversos análisis geoquímicos, es necesario determinar el comportamiento o relaciones existentes dentro de la data, en función de la

profundidad, lo cual permite realizar mejores interpretaciones. Por esta razón, a las variables obtenidas en los ensayos (concentraciones elementales) se les aplican diversos métodos estadísticos, univariantes (diagramas de caja, diagramas de dispersión y test estadístico) y multivariantes (análisis de agrupaciones, análisis de componentes principales y funciones discriminantes).

2.3. INTERPRETACIÓN DE DATOS

Esta etapa se lleva a cabo una vez realizada la etapa de laboratorio, y comprende:

2.3.1. Interpretación fotogeológica de la zona

Consistió en la comparación de las fotografías aéreas y mapas disponibles, con la finalidad de establecer correspondencias entre ambos, para determinar los cambios ocurridos en la Laguna Los Patos, a partir de 1937 hasta la actualidad. Así mismo, esto permitió la identificación de los drenajes, las elevaciones topográficas y delimitación del complejo lagunar Los Patos.

2.3.2. Elaboración de mapas y cortes de la zona de estudio

Abarcó la generación de nuevos mapas enfocados en el área ocupada por el complejo lagunar, con el fin de mostrar la delimitación de la laguna, las unidades geomorfológicas y la distribución de sedimentos recientes. Para ello, se utilizaron como base los mapas obtenidos en la etapa de recolección de datos.

Por otro lado, para la elaboración de los cortes geológicos se establecieron dos direcciones con base en las diferentes subunidades establecidas previamente para la unidad de planicie, una SW-NE y otra NNW-SSE, las cuales permitieron distinguir los rasgos geológicos más representativos dentro de la zona de estudio.

2.3.3. Planteamiento de hipótesis evolutiva

La hipótesis evolutiva, fue establecida a partir de:

- La información bibliográfica recopilada sobre lagunas costeras en general, cambios climáticos ocurridos durante el Cuaternario, tectónica local y condiciones de sedimentación en el área de estudio.
- Mapas y cortes geológicos generados durante la elaboración de esta investigación.

2.3.4. Realización de la columna estratigráfica del núcleo L-Patos 09-01

La columna estratigráfica se elaboró a partir de los datos obtenidos durante la descripción detallada del núcleo, tomando en consideración el tipo de sedimento presente, color, textura, geometría y espesor de capas, así como, el contenido carbonático y orgánico, presentes en los sedimentos.

2.3.5. Establecimiento de posibles facies sedimentarias y ambientes depositacionales

Las diferentes facies sedimentarias fueron determinadas a partir de los cambios texturales y geoquímicos de los sedimentos observados tanto en la fase de descripción del núcleo como en los análisis de laboratorio realizados.

2.3.6. Establecimiento de conclusiones finales

Esta etapa correspondió a la compilación de los datos obtenidos durante el desarrollo de este proyecto, los cuales fueron procesados y analizados con el fin de dilucidar las interrogantes planteadas al inicio de la investigación.

MARCO TEÓRICO

3.1. GENERALIDADES DE UN TSUNAMI

El término Tsunami, es una palabra de origen japonés (tsu: puerto o bahía, nami: ola) que significa “ola de puerto”. Se trata de una ola o sistema de olas, de largas longitudes de onda y períodos, así como de corta duración y de gran escala, generadas por una dislocación vertical del cuerpo de agua, que perturban los sedimentos del fondo marino (LAPIDUS, 1990; SHANMUGAM, 2006). Sus causas se relacionan con procesos geológicos tales como terremotos, deslizamientos, erupciones volcánicas e impactos meteóricos, de asteroides o cometas (COSTA, 2006).

Este mismo autor señala que un tsunami se propaga desde su lugar de origen, como una serie de ondas que pueden alcanzar velocidades, en océano profundo, que exceden los 900 km/h. Los tsunamis pueden viajar inadvertidos a través del océano abierto porque la altura de su onda puede ser muy pequeña, pero a medida que se acerca a la línea de costa pierde velocidad y aumenta la altura de la onda.

Al impactar en áreas costeras, el tsunami es capaz de ocasionar devastación, tales como pérdida de vidas humanas, propiedades y daños al ecosistema. El grado de destrucción generado por un tsunami es el resultado directo de la inundación, el impacto de las ondas en las estructuras y la erosión. Para lograr cuantificar dichos eventos, PAPADOPOULOS & INMAURA (2001) propusieron una escala de intensidad detallada de 12 grados, la cual evita el uso de parámetros físicos en la definición de cada estatus para evitar confusiones con el termino magnitud (SHIKI *et al.*, 2008) (Apéndice A).

Los depósitos de tsunamis están raramente descritos en el registro geológico, lo cual se puede deber a dos razones principalmente. En primer lugar, la tendencia a la erosión de las evidencias tsunamigénicas en el registro sedimentario. Los tsunamis típicamente afectan ambientes sujetos permanentemente o frecuentemente al retrabajo, tales como: llanuras de inundación, llanuras costeras y áreas marino someras, donde la preservación es potencialmente

baja (EINSELE, 1996; CLITTON, 1998, en DAWSON & STEWART, 2007). En segundo lugar, las características geológicas de los procesos tsunamigénicos, que tienden a presentar similitudes con otros procesos marinos de alta energía, tales como tormentas (SHIKI, 1996; SHIKI *et al.*, 2000, en DAWSON & STEWART, 2007). Por otro lado, algunos científicos se enfocan en el estudio de tsunamis desde un punto de vista geomorfológico, para definir el rol que cumplen estos eventos en el desarrollo de ambientes costeros (SHIKI *et al.*, 2008).

3.1.1. Fases de un tsunami

DAWSON & STEWART (2007) consideran cuatro fases durante un tsunami. La fase de generación comprende el mecanismo de activación (terremotos, deslizamientos submarinos, actividad volcánica e impacto de asteroides) y a su vez no puede ser reconocida con un estudio sedimentario. Por el contrario, las otras tres fases tienen gran importancia en el ambiente sedimentario de depositación. Durante la propagación de un tsunami, se pasa de océanos abiertos a áreas continentales costeras, donde los sedimentos pueden ser perturbados y movilizados. Durante la fase de inundación, el tsunami erosiona, transporta y deposita sedimentos en la costa. Durante la fase de tracción, los pulsos tsunamigénicos pueden generar corrientes de turbidez capaces de movilizar sedimentos mar adentro hacia la zona abisal, por medio de cañones submarinos (Fig. 3.1).

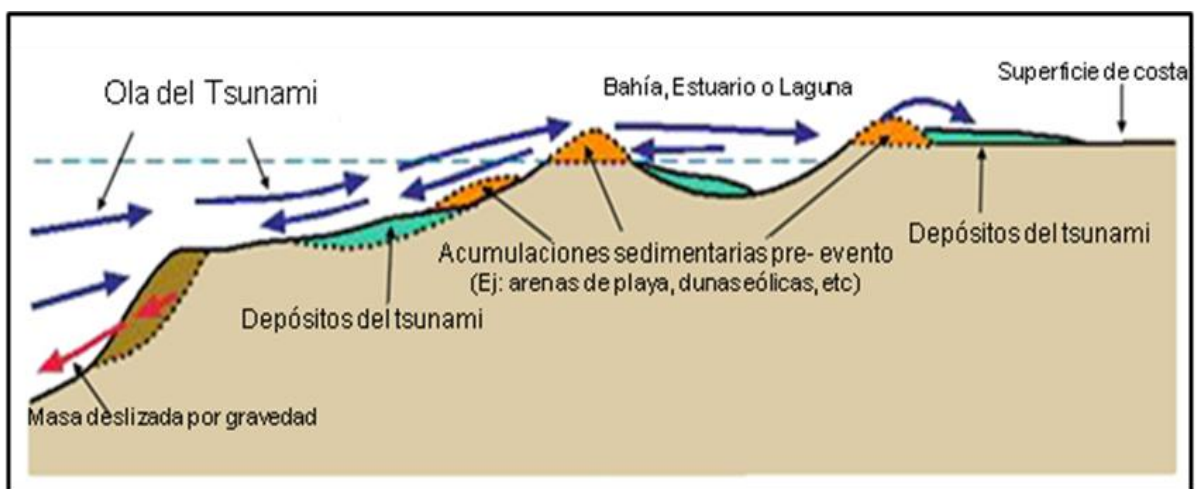


Figura 3.1. Ilustración esquemática del transporte y depositación de sedimentos por el tsunami (Tomado y modificado de DAWSON & STEWART, 2007).

• Generación de un tsunami

Tal como lo señalan DAWSON & STEWARD (2007) y SHIKI *et al.* (2008), entre otros, los tsunamis pueden ser originados por cualquier perturbación significativa de la columna marítima de agua, producidas, bien sea, por desplazamientos ocurridos debajo o sobre el fondo marino (terremotos, erupciones volcánicas y deslizamientos submarinos), o por desplazamientos de masas que afecten la superficie del mar (impactos de asteroides y cometas, o deslizamientos costeros) (Fig. 3.2).

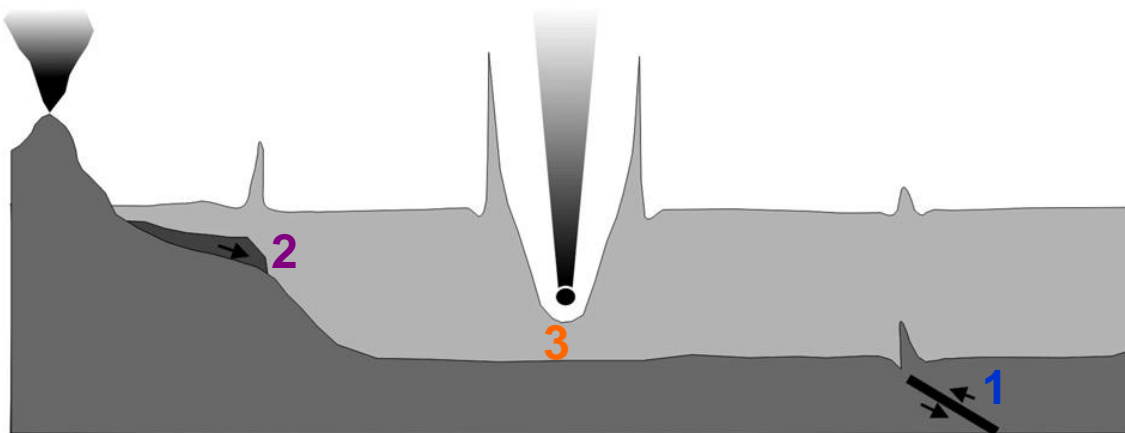


Figura 3.2. Esquema simplificado mostrando los tres mecanismos principales para generar tsunamis: (1) grandes terremotos, (2) grandes colapsos de cuestas o deslizamientos submarinos e (3) impactos de grandes bloques (meteoritos). (Tomado y modificado de DAWSON & STEWARD, 2007).

Tsunamis generados por terremotos

La mayoría de los tsunamis transoceánicos son generados por terremotos en zonas de subducción, cuyas superficies de ruptura se extienden por centenares de kilómetros a lo largo de trincheras oceánicas (WARD, 2002; FRYER *et al.*, 2004). Igualmente, mientras más grande es la ruptura, mayor es el tsunami. Las alturas máximas de un tsunami sismogénico varían de pocos centímetros a 10-15 m mientras que la magnitud del terremoto crece de 6,5 a 9,5. La fig. 3.3 destaca como las olas del tsunami se atenúan a medida que viajan a través del océano, no obstante al llegar a aguas poco profundas recuperan altura (WARD, 2002).

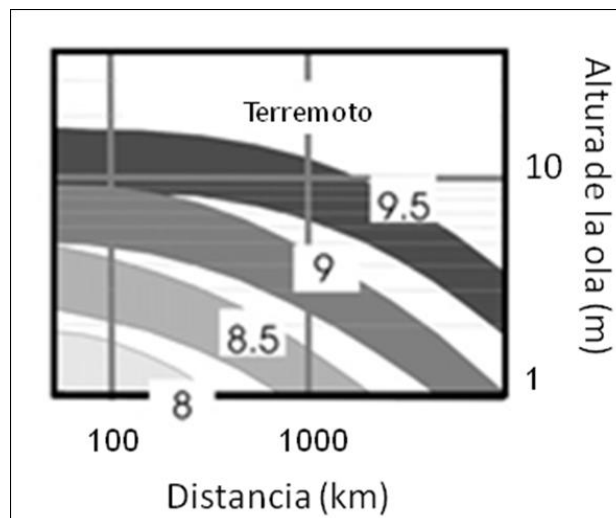


Figura 3.3. Diagrama que muestra la altura de la ola de un tsunami versus la distancia de la fuente. (Tomado y modificado de DAWSON & STEWART, 2007).

No todos los grandes terremotos producen rastros discernibles de tsunamis. Según GUSIAKOV (2005), una razón puede estar relacionada con aquellos grandes terremotos que implican desplazamientos predominantemente horizontales del piso oceánico, con lo cual no se produce una deformación apreciable de la columna de agua y por consiguiente provocan pocos o ningún tsunami. Por otra parte, donde la ruptura sísmica es lenta, el crecimiento de las perturbaciones superficiales del mar sobre la zona y la propagación del desplazamiento del fondo marino, producen olas de amplificación considerable (TODOROVSKA & TRIFUNAC, 2001). Otras complicaciones se presentan si la dislocación sísmica levanta el piso oceánico costa afuera y hunde a lo largo de la línea de costa. Este tipo de dislocación genera la propagación de ondas con una cresta principal hacia el mar y ondas con una depresión principal hacia la costa (WARD, 2002).

Tsunamis generados por deslizamientos

Los grandes terremotos posiblemente generan la mayor parte de tsunamis pero sus efectos pueden ser potencialmente disminuidos por las olas devastadoras producidas por derrumbamientos y la actividad volcánica (WARD, 2001). En el caso de las erupciones volcánicas, generalmente de islas volcánicas, éstas son capaces de originar tsunamis de diversas maneras; por actividad freatomagmática submarina o por erupciones plinianas

(LATTER, 1981; LOWE & DE LANGE, 2000) donde las olas más destructivas provienen de los grandes volúmenes material volcánico que entran bruscamente al mar, bien sea como grandes flujos piroclásticos (CAREY *et al.* 2001; SACCHI *et al.* 2005), avalanchas de rocas (PELINOOVSKY *et al.* 2004), o el derrumbamiento de edificios volcánicos (TINTI *et al.* 2000; PARARAS-CARAYANNIS, 2003; WARD & DÍA, 2005).

Los tsunamis generados por deslizamiento de masas son típicamente desastrosos en zonas cercanas y comparativamente benignos en zonas alejadas (OKAL & SYNOLAKIS, 2004). Esto se debe a que las ondas iniciales de la fuente forman una pared de agua con una altura similar al espesor del bloque deslizado y solo una pequeña porción (<1 a 15%) de energía gravitacional de la masa que se desliza, se transfiere a las olas; en consecuencia éstas se atenúan más rápidamente que las generadas por terremotos (WARD, 2001; WARD & DAY, 2005). Cabe destacar que si el deslizamiento es muy rápido, generan tsunamis aproximadamente tan altos como el espesor del bloque movilizado, de lo contrario producen pocos o ningún tsunami (WARD, 2001).

Otra fuente capaz de ocasionar deslizamientos de masas a nivel submarino es la inestabilidad producida por el contenido de hidratos de gas, como el metano, en sedimentos marinos, los cuales requieren de condiciones de presión y temperatura especiales, las cuales son perturbadas durante los periodos glaciales (SHIKI *et al.*, 2008).

Tsunamis generados por impactos de bloques

De los 160 cráteres producidos por impactos de meteoritos identificados actualmente en la superficie terrestre, siete se encuentran en el océano moderno, aunque veinte de los ahora preservados en tierra, originalmente se produjeron por impactos marinos (Earth Impact Database, 2003). Sin embargo, el número de cráteres terrestres, indicarían que más de ocho mil cráteres oceánicos importantes podrían haberse formado en los 3.500 Ma pasados (GLICKSON, 1999), convirtiendo el impacto de asteroides y cometas un proceso tsunamigénico potencialmente importante.

Por otra parte, debido a la carencia de numerosos datos históricos de eventos relacionados con este tipo de impactos, el potencial tsunamigénico de este proceso ha venido siendo estimado por medio de simulaciones numéricas, tal como se muestra en la fig. 3.4 (HILLS & GODA, 1999; WARD & ASPHAUG, 2002, 2003).

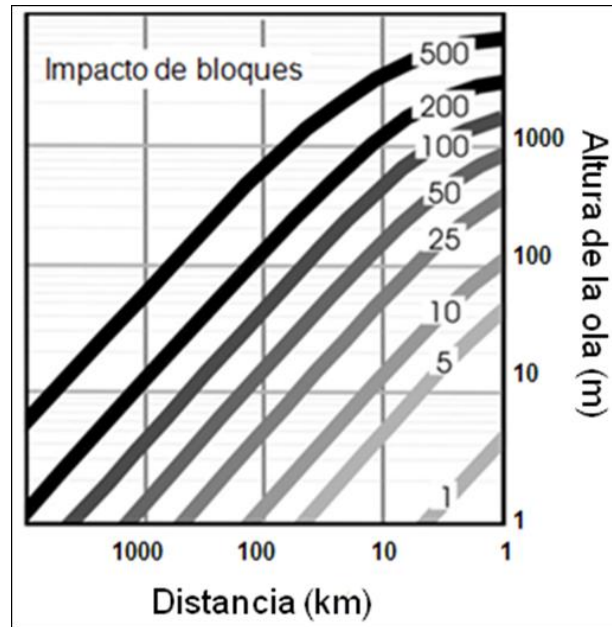


Figura 3.4. Diagrama que muestra la altura de la ola de un tsunami versus la distancia de la fuente. (Tomado y modificado de DAWSON & STEWART, 2007).

• Propagación de un tsunami

Los tsunamis, en aguas abiertas a diferencia de las olas generadas por viento, pueden tocar el fondo del mar profundo (WARD, 2001). Esto se debe a que con longitudes de ondas por lo menos tres veces más grandes que la profundidad del océano, de decena a cientos de kilómetros, debido a las propiedades de la longitud de las olas, la energía del tsunami es distribuida desde el fondo a la superficie del mar, es decir, el paso de la onda del tsunami involucran la columna entera de agua (SHIKI *et al.*, 2008). El movimiento orbital de una partícula del agua en el paso de una onda del tsunami tiene una componente vertical que es más grande en la superficie del océano y disminuye hasta cero con la profundidad, solamente su componente horizontal es constante a través de la columna del océano. Mientras la longitud de la onda excede la profundidad del océano, tales movimientos horizontales dejarán atrás

movimientos verticales. Durante el paso de una onda del tsunami, la velocidad de la corriente horizontal incrementa desde aproximadamente cero hasta alcanzar un máximo ($U_{m\acute{a}x}$), disminuye a cero, aumenta de nuevo a $U_{m\acute{a}x}$ en direcci3n opuesta y otra vez vuelve a cero (Fig. 3.5) (DAWSON & STEWART, 2007).

La pregunta dominante es si ese transitorio vaiv3n hacia adelante y hacia atr3s es capaz de dejar una impresi3n sedimentaria en el fondo del mar. Seg3n estudios realizados al respecto (KASTENS & CITA, 1981; PICKERING *et al.*, 1991 y CITA *et al.*, 1996), esto puede generarse pero a muy poca escala, tomando en cuenta valores razonables del per3odo, la altura y velocidades del tsunami en el piso oce3nico. En detalle, este tema se presenta con cierta incertidumbre. Lo que si se tiene claro, es que los efectos sedimentarios principales de un tsunami vienen de su paso por mar abierto al alcanzar aguas costeras restringidas (DAWSON & STEWART, 2007).

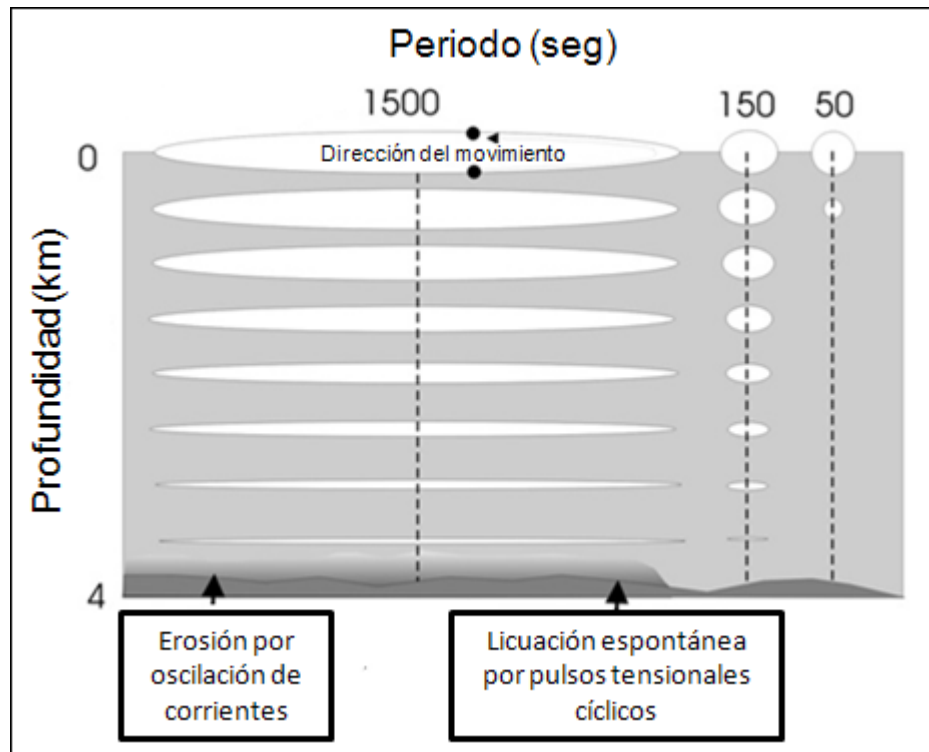


Figura 3.5. Los movimientos orbitales de partículas de agua en tsunamis con períodos diferentes (Tomado y modificado de SALA, 2002).

• Run-up

Según DAWSON & STEWART (2007), mientras el tsunami viaja en aguas poco profundas, cada onda debe disminuir su velocidad aumentando así la amplitud drásticamente. Aquí la hidráulica del tsunami depende de la naturaleza de los ambientes marinos cercanos a la costa. Así las ondas que viajan a través de una amplia plataforma continental pueden volverse más atenuadas y disminuyen de velocidad tempranamente, si rompen cerca de los flancos sumergidos de cadenas de islas volcánicas y cordilleras submarinas o a través de fosas de subducción. Durante su recorrido la onda del tsunami acarrea sedimentos del fondo marino en suspensión y corta la superficie de erosión basal (COLEMAN, 1978). La cantidad de sedimento disponible para movilización será un factor importante para determinar las huellas sedimentarias que un tsunami pueda dejar a su paso (DAWSON & STEWART, 2007).

Mientras que en océano abierto, la velocidad del flujo está en función de la profundidad del agua y mide generalmente de diez a varios cientos de metros por segundo, una vez que las profundidades del agua disminuyan y el flujo llega a ser turbulento, el movimiento del agua hacia el continente y los sedimentos se retarda hasta cerca de 10-20 m/s, velocidad usual del run-up del tsunami en las costas. Así, este denso flujo turbulento se dirige hacia la costa y al irrumpir en ella, se reducen las velocidades hasta por debajo de 5 m/s, aunque esto sea sumamente dependiente de la morfología costera (NANAYAMA & SHIGENO, 2006).

El run-up vertical puede alcanzar decenas de metros, y la inundación horizontal, puede penetrar varios kilómetros tierra adentro, si la costa está libre de rocas u otra topografía escarpada (HINDSON *et al.*, 1996). Una vez que ocurre el máximo de inundación tierra adentro, el cuerpo de agua cambia de dirección, hacia todas partes, llegando a puntos de velocidad cero antes del flujo de turbulencia (Fig. 3.6).

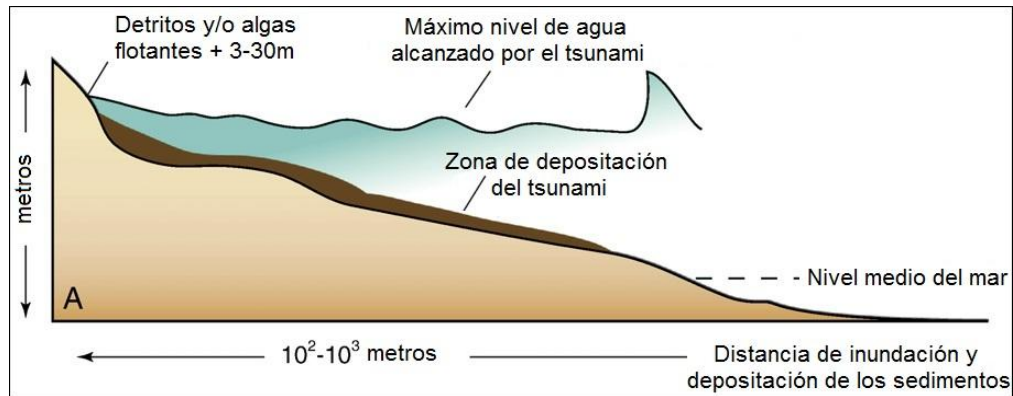


Figura 3.6. Diagrama que muestra el alcance de una ola tsunamigénica en áreas costeras (Tomado y modificado de DAWSON & STEWART, 2007).

Debido a los períodos largos de las ondas de un tsunami, cualquier zona costera experimenta una serie de olas de un mismo evento, durante horas. Los tsunamis grandes son típicamente asociados con períodos de onda entre cada 20 minutos y 1 hora (HARBITZ, 1991). Así, si la segunda ola entrante, es más grande que la primera, puede erosionar el sedimento ya acumulado por la primera ola y redepositarlo, o traer nuevo material que será depositado encima del sedimento acumulado por la primera ola (DAWSON, 1994).

• Tracción y turbulencia

La hidráulica de turbulencia y las capacidades de carga de estas expulsiones de sedimentos, son bastante erosivas y capaces de re TRABAJAR los sedimentos terrestres ya depositados (DAWSON, 1994; NANAYAMA *et al.*, 2000). Los flujos de turbulencia dependen de la morfología costera y son potencialmente más erosivos y de mayor alcance que los flujos generados en la fase de run-up (LE ROUX & VARGAS, 2005). El potencial erosivo de las corrientes de turbulencia de un tsunami incrementa a medida que se incorporan mayores cantidades de material sedimentario durante su paso por la playa (LE ROUX & VARGAS, 2005).

Durante el paso de los trenes de onda, episodios de alta energía de transporte sedimentario se alternan con períodos de quietud, donde sedimentos de grano fino pueden ser depositados fuera de la suspensión. BOURGEOIS *et al.* (1988), determinaron velocidades de 0,25 cm/s para la depositación de las arenas, mientras que la de las arcillas depende de la turbulencia residual. Un efecto adicional podría ser que el gradiente de densidad de una columna de agua muy

turbia movida por tsunamis muy largos podría causar probablemente la advección del sedimento, pasando el material arenoso desde las adyacencias de la costa hasta el sitio de depositación (KASTENS & CITA, 1981).

3.1.2. Características de los depósitos tsunamigénicos (“Tsunamiites”)

Según SHIKI & YAMAZAKI (1996), el término tsunamita no debería ser utilizado sólo para denominar sedimentos transportados por el propio tsunami, sino también para los sedimentos transportados y depositados por una corriente inducida por el tsunami. Es decir, éste es un término relacionado con el mecanismo de activación que causó el transporte de estos sedimentos. Ellos también proponen que la palabra tsunamita podría ser utilizada en un sentido ligeramente más amplio que la denominación "depósito de tsunami" debido a que la primera incluye los depósitos retrabajados por el tsunami.

Por lo tanto los tsunamis pueden ser considerados acontecimientos importantes en términos del registro sedimentario, ya que acarrear enormes cantidades de sedimentos marinos en el interior de la onda, poniéndolos en contraste con la estratigrafía costera. Generalmente son capas de arenas más gruesas, típicas de depósitos de playa, encontradas en pantanos, lagos u otras zonas costeras (COSTA, 2006). Sin embargo, según SHIKI *et al.* (2008) la descripción de depósitos de tsunami ha mostrado una amplia diversidad de los mismos, cuyas variaciones radican en patrones de distribución, tamaño de grano y facies sedimentarias.

Estudios sobre la sedimentación generada por tsunamis han puesto de manifiesto que este evento puede inducir diversos tipos de depositación en ambientes marinos (plataforma continental), lacustres y en ambientes terrestres (áreas costeras). La sedimentación del tsunami parece depender de las características hidrodinámicas e hidráulicas del mismo. El patrón de distribución, variaciones en tamaño de grano y muchos otros aspectos sedimentológicos pueden reflejar ciertas características del tsunami, como la altura, la velocidad de la corriente y período (SHIKI *et al.*, 2008).

Por ende, el estudio de tsunamis se ha convertido en una herramienta útil en las investigaciones acerca de tsunamis a nivel mundial (Fig. 3.7), cuyo objetivo principal es identificar eventos tsunamigénicos históricos o recientes y reconstruir el alcance de la invasión. Así mismo, la estimación del intervalo de recurrencia y magnitud de antiguos tsunamis es materia importante para establecer un punto de vista en la evaluación de riesgos (SHIKI *et al.*, 2008).

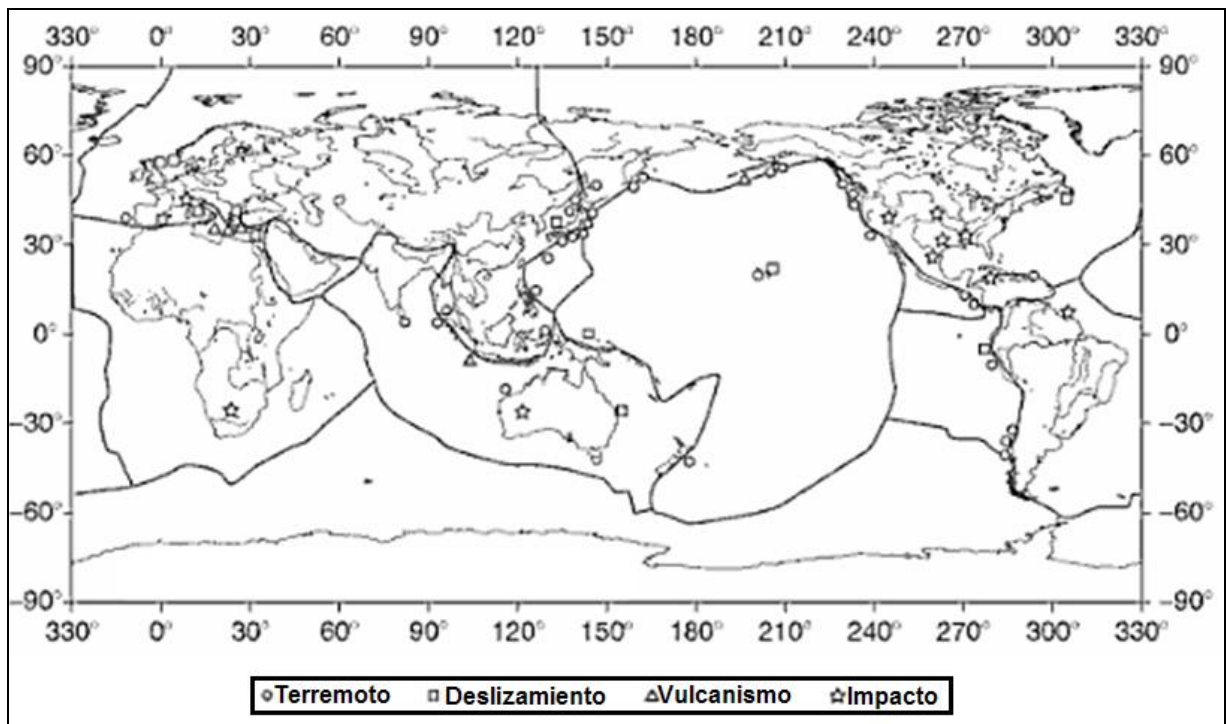


Figura 3.7. Mapa de referencia de depósitos de tsunami (Tomado y modificado de SHIKI *et al.*, 2008).

A continuación se presenta una serie de características generales de las tsunamis, estipuladas por KORTEKAS & DAWSON (2007):

Evidencias estratigráficas:

- Abanicos de rotura detrás de barreras
- Disminuyen su espesor costa adentro (Fig. 3.8)
- Presentan gradaciones
- Contacto basal erosivo (Fig. 3.8)

- Gran extensión areal costa adentro

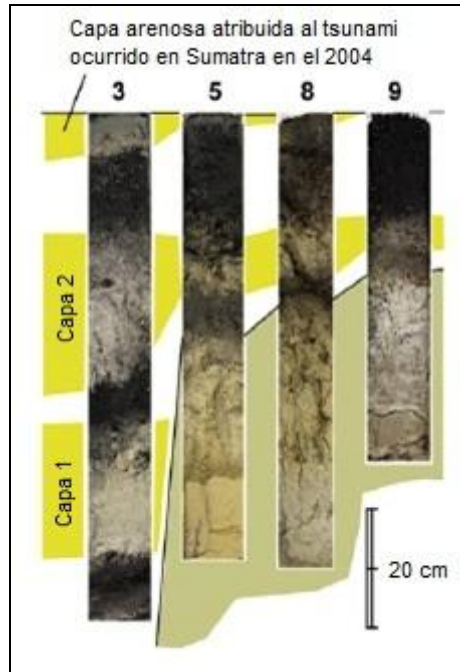


Figura 3.8. Capas tsumanigénicas con contacto basal erosivo y acuñamiento lateral costa adentro, en el SW de Tailandia. El núcleo 3 es el más cercano a la costa mientras que el núcleo 9 es el más distal de la misma (Tomado y modificado de FUJINO *et al.*, 2009).

Evidencias sedimentológicas:

- Cantos rodados
- Una o varias secuencias gradacionales, algunas veces homogéneas (Fig. 3.9)
- Intraclastos en la base de la capa (Fig. 3.9)
- Estructuras de carga en la base
- Imbricación bidireccional (Fig. 3.9)
- Sedimentos mal escogidos (Fig. 3.9)
- Generalmente las estructuras sedimentarias están ausentes

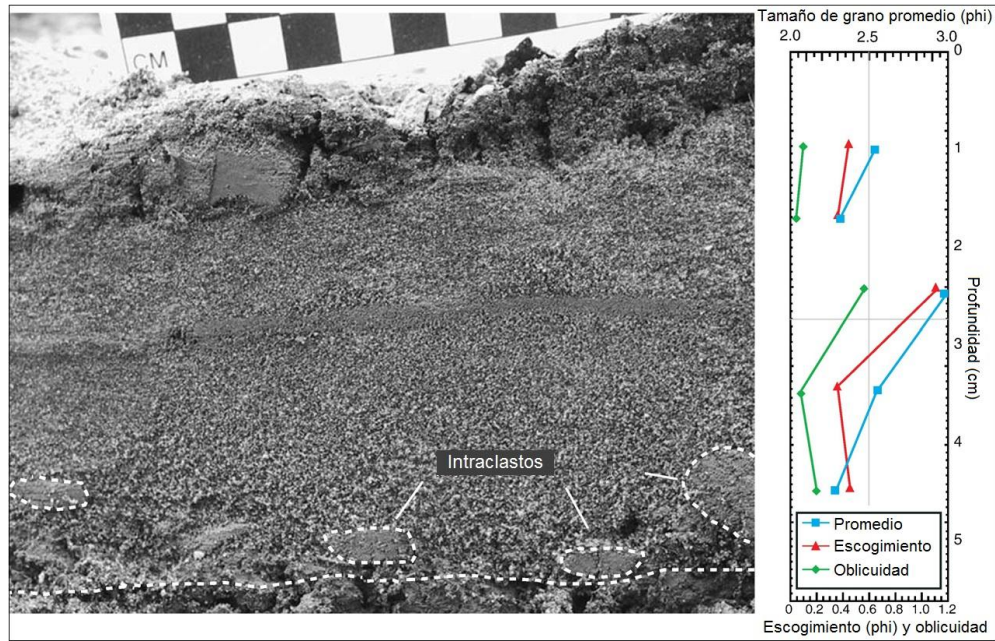


Figura 3.9. Texturas sedimentarias de un depósito de tsunami en La Quinta, Perú (Tomado y modificado de MORTON *et al.*, 2007).

Evidencias geoquímicas:

➤ Aumento de elementos geoquímicos que indican origen marino (Fig. 3.10)

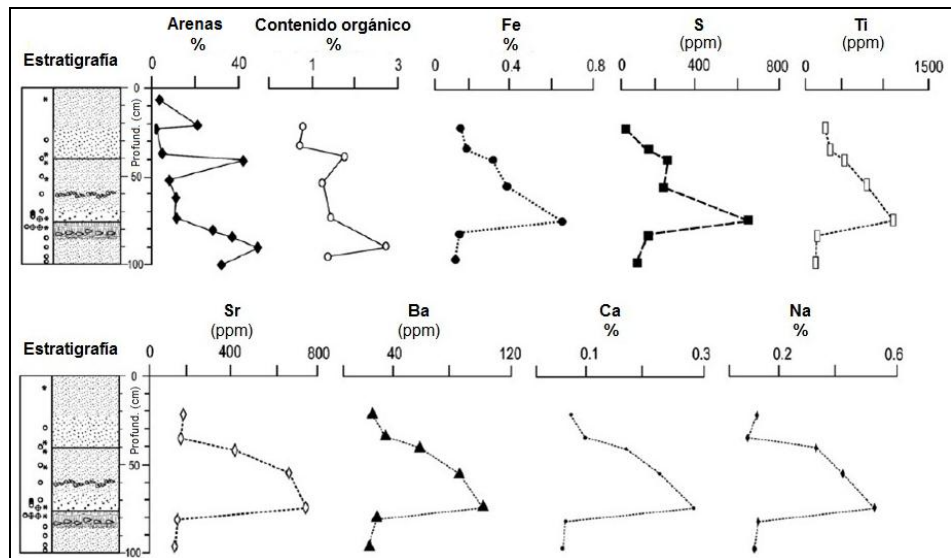


Figura 3.10. Datos geoquímicos obtenidos de un núcleo tomado en la costa oeste de Nueva Zelanda. Se puede observar el aumento en el contenido de arena y materia orgánica (Tomado y modificado de NICHOL *et al.*, 2007).

Evidencias paleontológicas:

- Fósiles marinos (Fig. 3.11)
- Incremento en la diversidad y mezcla de fósiles marinos y costeros
- Fósiles retrabajados (Fig. 3.11)
- Fragmentos de plantas
- Unidades ricas en conchas (Fig. 3.11)
- Transporte de materiales ligeros
- Plantas enterradas en la base

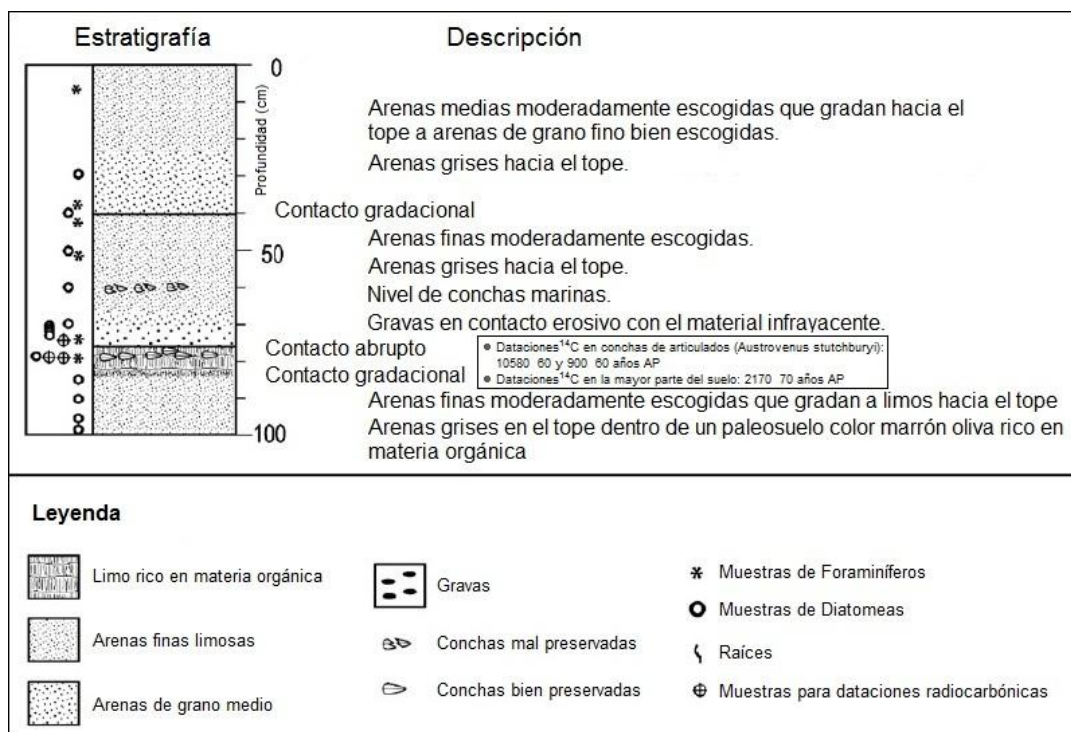


Figura 3.11. Descripción de un núcleo tomado la Laguna costera de Okarito, Nueva Zelanda. Se observan niveles con fósiles dentro de la columna (Tomado y modificado de NICHOL *et al.*, 2007).

3.2. LAGUNAS COSTERAS

Extrañamente a nivel mundial se logran conseguir pocas costas de geometría rectilínea, sino por el contrario éstas tienden a ser curvas. La morfología costera esta relacionada con los

procesos geológicos de erosión y sedimentación. La evolución de la línea de costa es tratada en términos de geología, clima, organismos, cambios del nivel del mar y otros procesos costeros como mareas, oleaje, corrientes, acción del viento, tormentas, tsunamis, entre otros (BIRD, 2008).

Por lo tanto, se puede decir que los ambientes sedimentarios como lo son los de playa, estuarios, lagunas, deltas, entre otros; junto a afloramientos de rocas en acantilados, son el reflejo de la evolución geológica de zonas costeras (BIRD, 2008).

3.2.2. Ambiente Lagunar

Las lagunas costeras son cuerpos de agua somera relativamente quietos, encontrados en todos los continentes, usualmente paralelas a la línea de costa, separadas del océano por una barra o restinga y conectadas a éste por uno o más canales con circulación de agua restringida. Cabe destacar que dicho canal puede permanecer cerrado temporalmente como consecuencia de la sedimentación producto de la acción del oleaje y la deriva litoral. La laguna recibe agua dulce y sedimentos de los ríos que desembocan en ellas, y agua marina a través de los pasajes o bocas de la restinga, que permiten el flujo de la marea (Fig. 3.12); por lo cual su salinidad va a depender del balance hidrológico y las condiciones climáticas locales (KJERFVE, 1994).

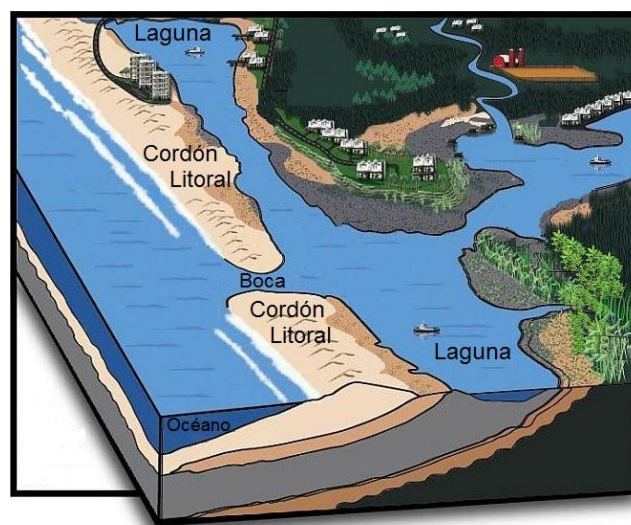


Figura 3.12. Esquema representativo de una laguna costera (ilustrado por NATE DIBBLE; disponible en <http://www.igert.org/highlights/113/image/119>).

Las lagunas se han formado como resultado de los ascensos del nivel del mar durante el Holoceno y el establecimiento de barras costera producto de procesos marinos, donde las bahías o ensenadas producidas por la inmersión marina pasan a cuencas cerradas delimitadas por cordones de arena o de grava (KJERFVE, 1994). Los sistemas islas de barrera/lagunas, están generalmente asociados con bajo suministro de sedimentos y relativa subida del nivel del mar, pudiendo ocurrir dentro de los deltas durante una transgresión (READING, 1996).

Las lagunas costeras tienen mucha similitud con los estuarios. En ambos casos, pueden existir fluctuaciones en la salinidad del agua, debido al incremento de entrada de agua fresca durante periodos lluviosos y de agua marina durante tormentas (READING, 1996). Así como también, por las condiciones climáticas predominantes en la zona; en climas áridos, las aguas tienden a hacerse hipersalinas y se forman minerales evaporíticos; en climas semiáridos, durante la estación seca, también se forman minerales de evaporitas, mientras que en la época de lluvias, las aguas pueden llegar a ser salobres (MÉNDEZ, 2006).

Según WALKER (1992), morfológicamente las lagunas costeras exhiben pocas entradas de agua dulce proveniente de los ríos, así como una barra arenosa que la protege casi en su totalidad (Fig. 3.13A), mientras que las lagunas estuarinas muestran una mayor afluencia de ríos que desembocan en el sistema y una boca más amplia dentro de la barra que permite una mayor entrada de agua salada (Fig. 3.13B). Así mismo, los estuarios se caracterizan por presentar valles de ríos en forma de embudo y ausencia de isla de barrera (Fig.3.13C).

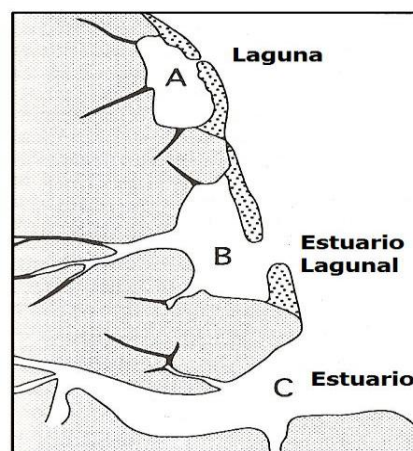


Figura 3.13. Diagrama que ilustra la gradación morfológica entre lagunas (A), estuarios lagunares (B), y estuarios (C) (WALKER, 1992).

Por otra parte, la salinidad es un factor importante que controla la distribución de la fauna en la laguna; aquellas con salinidades normales muestran una fauna similar a la del océano abierto; aunque en la boca de los ríos, la fauna es totalmente diferente al del resto de la laguna. Esto ha sido demostrado por PARKER (1959, 1960, 1964) y PHLEGER (1964) con el estudio de macrofauna y foraminíferos respectivamente.

3.2.3. Origen de las lagunas costeras

Según KJERFVE (1994), el origen e historia geológica de las lagunas costeras está íntimamente asociado con los mecanismos que dan origen y mantienen las barras de arena que separan las lagunas costeras del océano abierto.

Para el desarrollo de una laguna se requiere de una serie de condiciones fundamentales: una corriente marina paralela a la costa; una fuente de sedimentos, desde la plataforma marina o fluvial; y una costa con forma, dimensiones y profundidades adecuadas. Los dos primeros factores concurren a la formación de la barra de arena que separa a la laguna total o parcialmente del mar. La tercera condición influye sobre la formación de la laguna propiamente (BALDA, 1976). No obstante, el mecanismo de mayor relevancia que influye en la formación de lagunas costeras es el historial del nivel del mar a escala global (KJERFVE, 1994).

Durante el Cuaternario Tardío, se produjeron variaciones del nivel global del mar, de acuerdo a ciclos de Milankovitch. Hace 7 ka AP., la tasa de incremento del nivel del mar asociada a la desglaciación fue de las más alta que se haya registrado (10m por cada 1000 años). No obstante, para las costas de Suramérica, se tienen datos de aproximadamente 5ka. Luego, se experimentó una desaceleración en la tasa de incremento del nivel del mar. Estas fluctuaciones, ejercen un control fundamental en la sedimentación costera (Fig. 3.14).

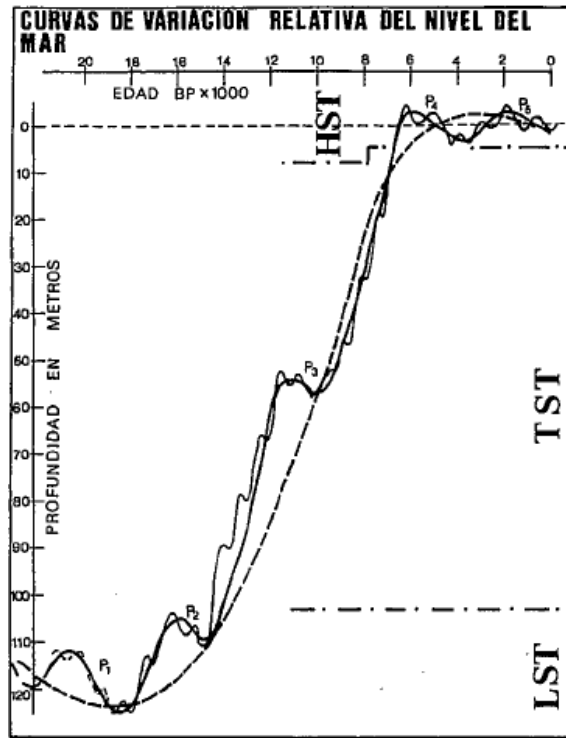


Figura 3.14. Curvas de variación relativa del nivel del mar (Tomado y modificado de HERNÁNDEZ *et al.*, 1996).

Bajo dichas condiciones, el sistema isla de barrera/laguna pasa a ser un importante ambiente de sedimentación. Los ríos tienden a formar deltas en ambientes protegidos tales como lagunas, bahías o estuarios. Así mismo, el nivel del mar se eleva a lo largo del relieve llano costero, la playa y dunas son alimentadas por la deriva litoral y el aporte sedimentario en la línea de costa crecer conjuntamente con la tasa de aumento del nivel del mar. Una vez que desciende la tasa de aumento del nivel del mar, se logra una mayor estabilización en los depósitos costeros (Fig. 3.15: KJERFVE, 1994).

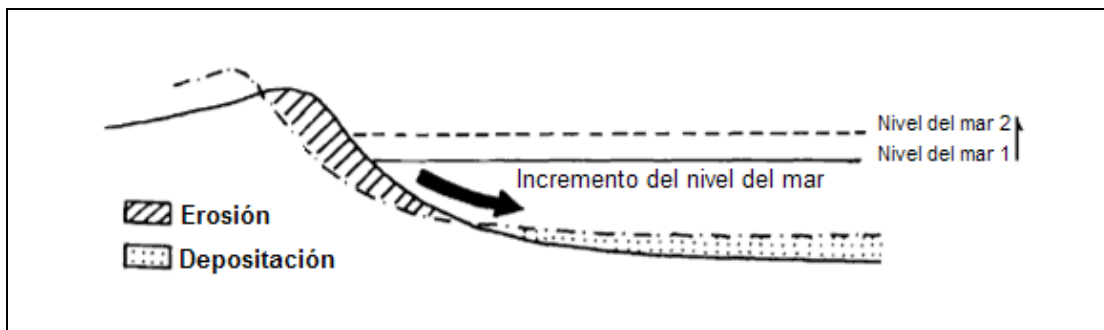


Figura 3.15. Progradación costa adentro de barra litoral durante una transgresión (Tomado y modificado de DOMÍNGUEZ, 1987 en KJERFVE, 1994).

Por su parte, WALKER (1992) propone tres hipótesis para el origen de las islas de barrera, como: la agradación y emersión de barras submarinas; progradación de bancos de arena paralelos a la costa y segmentación de dichos bancos por canales; y aislamiento de complejos de playa y dunas de playa debido a la inmersión de la costa. Así mismo, se postula que la evolución de una laguna costera puede ser a partir de un delta, una bahía o una ensenada (Fig. 3.16).

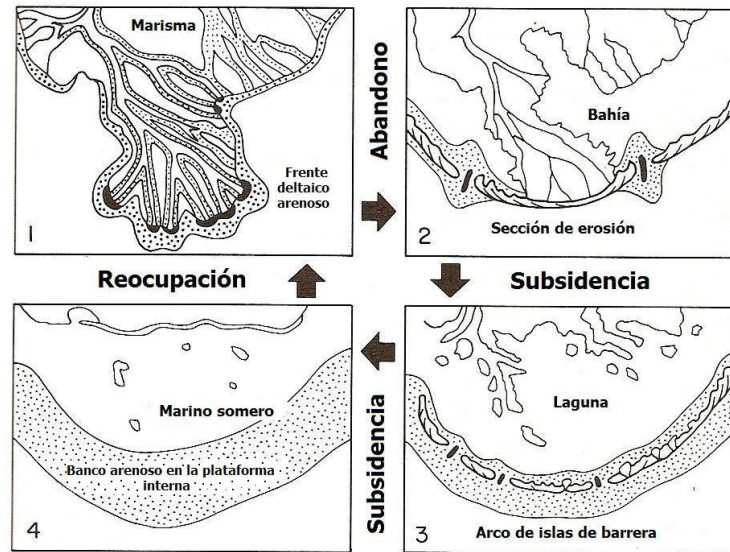


Figura 3.16. Etapas en la evolución de un delta, basada en ejemplos del Mississippi, a laguna costera (Tomado y modificado de BOYD & PENLAND, 1988, en WALKER, 1992).

La progradación de bancos de arena paralelos a la costa, inicia y modifica las barras modernas. Muchas cadenas de islas de barreras extensas probablemente han tenido un origen compuesto, tanto por progradación de bancos de arena como por inmersión de la costa. Variaciones en el suministro de sedimentos y el ambiente de oleaje, podrían fácilmente inducir períodos de alargamiento de bancos de arena en localidades específicas, mientras la inmersión de cordilleras costeras estaba ocurriendo a una escala más regional (WALKER, 1992).

En síntesis, el aumento global del nivel del mar durante el Holoceno, es el mecanismo más factible para explicar la evolución, si no el origen inicial de muchas de las extensas islas de barrera existentes hoy en día (WALKER, 1992).

3.2.4. Características sedimentarias de los depósitos de laguna

La distribución de los sedimentos y las estructuras sedimentarias dentro de una laguna, está controlada principalmente por las condiciones hidrográficas (deltas, ciénagas, ríos, corrientes mareales), y la acción del viento sobre las fuentes sedimentarias costeras (dunas, barras litorales: KJERFVE, 1994).

Los sedimentos son comúnmente de grano fino constituidos por limo- arcilloso, arcilla limosa y arcillas, con fragmentos de conchas en la parte inferior del depósito. El contacto superior es gradacional con los sedimentos finos de marisma, tal como se observa en la fig. 3.17 (MÉNDEZ, 2006). Así mismo, los depósitos de laguna incluyen material orgánico y en las regiones áridas precipitación química de sales evaporíticas, calcita y dolomita. El aporte fluvial a la cuenca mayormente es siliciclástico, como arenas y arcillas (KJERFVE, 1994).

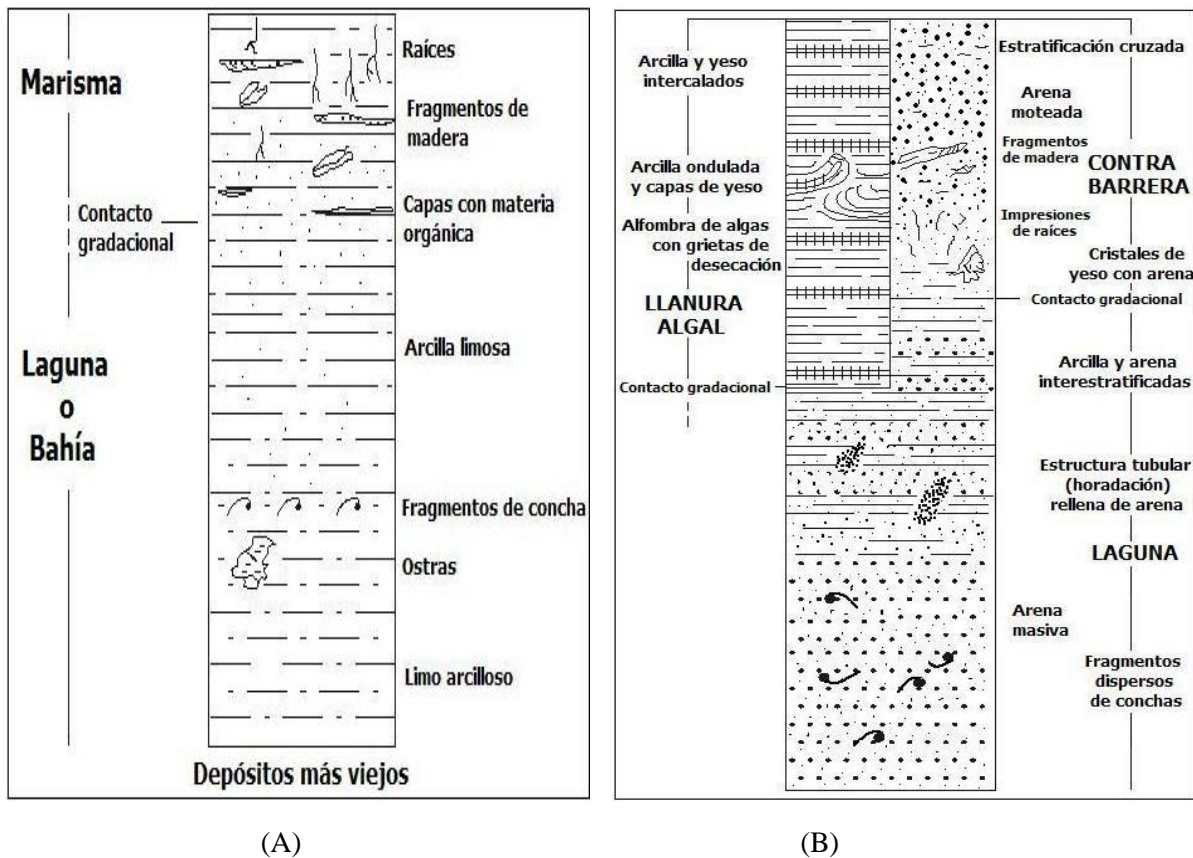


Figura 3.17. Secuencia sedimentarias de una laguna costera de acuerdo al clima predominante en la zona. (A) Clima húmedo y (B) Clima seco. (Tomado y modificado de SWANSON *et al.*, 1976).

En los canales de la laguna, donde las velocidades son más bien altas, dominan los sedimentos arenosos y las rizaduras de corriente son comúnmente desarrolladas; mientras que en los canales con velocidades bajas, los sedimentos son de carácter cenagoso y turbio. Una laguna extensa y profunda, provee condiciones ideales para la depositación de sedimentos fangosos, que pueden estar marcadamente bioturbados e intercalados con capas arenosas (REINECK & SINGH, 1975).

Los sedimentos depositados en frente de la boca de los ríos proporcionan una granulometría fina dentro del espesor sedimentario de la laguna, mostrando un incremento en la tasa de sedimentación. Tales sedimentos muestran un buen desarrollo de estructuras inorgánicas primarias, que son muy débilmente bioturbadas (REINECK & SINGH, 1975).

Según estudios de KUEREN (1950) y KUKAL (1971), citados por CORRALES *et al.* (1977), generalmente la tasa de sedimentación de sistemas costeros, golfos, bahías y lagunas costeras es variable, no obstante se puede establecer en el orden 100cm/1000años.

3.2.5. Configuración de las lagunas costeras (según BIRD, 2008)

La forma inicial de una laguna costera depende del tipo de ensenada o bahía que sea encerrada y de la configuración de la barra que la delimite. Algunas lagunas eran originalmente ensenadas amplias; otras muestran ramificaciones en forma de sistema de valles sumergidos; y otras muestran barreras que asilan partes de la laguna (Fig. 3.18).

El desarrollo de una barrera encierra la laguna, excluye el oleaje y los efectos de salinidad estuarina y cambios del nivel mareal son reducidos. Los vientos que soplan sobre la laguna causan olas y corrientes, las cuales en lagunas estrechas y largas tienen su máxima expresión en las direcciones diagonales.

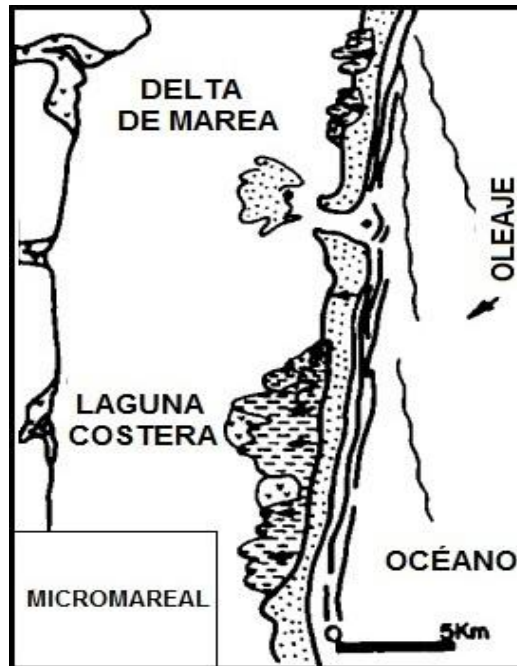


Figura 3.18. Configuración de una laguna costera dentro de un contexto micromareal (Tomado y modificado de HAYES, 1979).

Si las costas no están protegidas por vegetación, las lagunas pueden segmentarse en busca de patrones de forma que mejor ajusten a las condiciones de las olas y corriente generadas dentro del cuerpo de agua.

La protección de las aguas de una laguna costera favorece el desarrollo de deltas en la boca de los ríos. Los patrones de sedimentación de una laguna son complejos y están relacionados con las características de las olas y las corrientes, así como también, con la influencia de la vegetación costera. En climas tropicales, las lagunas presentan una vegetación tipo manglar. Cabe destacar que si el aporte sedimentario es elevado, esto conducirá a la contracción del espejo de agua, acompañado de la reducción de profundidad.

Es decir, la configuración que pueda presentar una laguna costera va a depender de diferentes factores, tales como clima, la hidrodinámica fluvial y mareal, la vegetación y del paleoambiente del cual haya ido evolucionando. Particularmente en las costas venezolanas al igual que diferentes partes del mundo, en el Holoceno se dieron condiciones propicias para la génesis de complejos sedimentarios costeros como lo son las lagunas de Unare, Píritu y Tacarigua en las costas orientales del país.

3.3. GEOQUÍMICA

Las aguas de los manantiales, ríos, mares, océanos y de las capas subterráneas, conjuntamente con la nieve y el hielo forman, todas juntas, la envoltura acuosa ininterrumpida de La Tierra, o hidrosfera (MASON, 1982).

En las extensiones inmensas de los océanos, se verifica sin cesar la evaporación del agua bajo la influencia del calor y el sol. El agua se condensa en la atmósfera y cae sobre La Tierra en forma de lluvia, nieve y granizo. Erosiona el terreno, lo lixivia, destruye las rocas, disuelve gran cantidad de variadas substancias y arrastra todo esto de nuevo a los mares y océanos. De este modo, el agua efectúa muchos millones de veces su ciclo: océano-atmósfera-tierra-océano (FERSMAN, 1966).

3.3.1. Composición del agua marina

La composición del agua de los océanos, tanto en la superficie como en las profundidades (pero lejos de la costa), es constante. El contenido en ellas de elementos químicos se repite cuantitativamente con toda exactitud (FERSMAN, 1966). Así mismo, se estimó una salinidad media en el océano libre de 35‰ (MASON, 1982). Según WHITE (2003), la salinidad junto con la temperatura, determinan la densidad del agua de mar; ya que las diferencias de densidad conducen la mayor parte del flujo de agua del océano. La temperatura y la salinidad, y por lo tanto también la densidad, son propiedades conservadoras del agua de mar.

Resulta que la composición química de las sales disueltas depende del grado de solubilidad de unas u otras sales en el agua. Los compuestos más solubles son los componentes más habituales de las aguas naturales. La masa fundamental de los residuos salinos del agua natural está formada por átomos de sodio, potasio, calcio, magnesio, cloro, bromo y algunos otros elementos. Las aguas saturadas de sales y las salmueras, también contienen precisamente estas combinaciones atómicas fácilmente solubles, tomadas de los minerales. De tal modo, el océano es un depósito de sales solubles que se concentran en él durante todo el período de

existencia de La Tierra, como resultado de la constante circulación del agua entre los continentes y el océano (FERSMAN, 1966).

El conocimiento exacto de la composición media del agua del mar se debe a Dittmar quien en 1884 realizó minuciosos análisis de 77 muestras, representativas de todos los océanos y tomadas tanto de la superficie como de las grandes profundidades. El trabajo de Dittmar mostró que no existen diferencias regionales importantes en la composición relativa del agua del mar, y su valor medio puede utilizarse para representar la proporción entre los constituyentes mayoritarios disueltos (MASON, 1982).

Las cifras relativas a los constituyentes mayoritarios se muestran en la tabla 3.1, y se refieren a un contenido de cloro del 19 ‰, considerado como concentración normal del agua del mar. A causa de las constantes proporciones relativas de los constituyentes mayoritarios, cualquiera de ellos se puede utilizar como medida de los otros, y el contenido en cloro es el más fácil de determinar. La complejidad del agua del mar hace imposible la determinación por análisis químico directo de la cantidad total de sustancias sólidas disueltas en una muestra dada. He aquí por qué se utilizan métodos indirectos basados en el factor del contenido en cloro (MASON, 1982).

Tabla 3.1. Constituyentes mayoritarios en el agua de mar (Tomado de MASON, 1982).

Ion	Cloro 19 ‰	%
Cl	18,980	55,05
Br	0,065	0,19
SO ₄	2,649	7,68
HCO ₃	0,140	0,41
F	0,001	0,00
H ₃ BO ₃	0,026	0,07
Mg	1,272	3,69
Ca	0,400	1,16
Sr	0,008	0,03
K	0,380	1,10
Na	10,556	30,61
Total	34,447	99,99

3.3.2. Composición de las aguas terrestres

La fuente fundamental de la mayoría de las aguas terrestres es la lluvia, aunque haya aguas magmáticas que indudablemente se adicionan a través de las fuentes termales. Parte del total del agua de lluvia forma directamente cursos de agua; otra parte pasa a formar aguas subterráneas y puede reaparecer después en fuentes; parte es retenida para la formación de compuestos hidratados, y parte vuelve de nuevo a la atmosfera (MASON, 1982).

La composición de las aguas fluviales es menos constante que la del agua del mar, pero, sin embargo, muy semejante entre sí. El hecho de que los ríos corren por distintos suelos y condiciones climatológicas heterogéneas no dejan de marcarse en su composición. Así, los ríos de las latitudes septentrionales contienen más hierro y humus y a veces incluso toman su color. Los ríos de latitudes medias contienen fundamentalmente sodio, potasio, sulfatos y cloro. En zonas más cálidas, el agua de los ríos y, con más frecuencia, de los lagos, suele ser salina (FERSMAN, 1966).

La comparación relativa de cationes y aniones mayoritarios, muestra que el agua de río y el agua del mar exhiben opuesto carácter químico. En el agua del mar, $\text{Na}^+ > \text{Mg}^{+2} > \text{Ca}^{+2}$ y $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{=} > \text{HCO}_3^-$; por otra parte, en promedio, el agua fluvial contiene $\text{Ca}^{+2} > \text{Na}^+ > \text{Mg}^{+2}$ y $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{=} > \text{Cl}^-$. Además, más del 90% de los cloruros y buena parte de los sulfatos en las aguas fluviales son cíclicos, habiendo derivado fundamentalmente del océano por la vía atmosférica. Debido a esto, la composición media debe ajustarse a estas sales cíclicas al tratar de su efecto sobre la composición oceánica. Esta corrección se muestra en la tercera columna de la tabla 3.2, donde se supone que todo el cloruro del agua fluvial es cíclico y se modifica las cantidades de los demás elementos en las proporciones en que ellos se encuentran en el agua del mar (MASON, 1982).

Tabla 3.2 Sólidos disueltos en el agua de río y en el agua de mar (Tomado y modificado de MASON, 1966).

Sustancia	Agua fluvial según Clarke	Agua del mar	Agua fluvial menos sales cíclicas
HCO ₃	48,6	0,41	54,6
SO ₄	9,3	7,68	9,6
Cl	6,5	55,04	-
NO ₃	0,8	-	0,9
Ca	12,5	1,15	13,9
Mg	3,4	3,69	3,4
Na	5,3	30,62	2,5
K	2,0	1,10	2,1
Fe	0,6	-	0,7
SiO ₂	11,0	-	12,3
Sr, H ₃ BO ₃ , Br	-	0,31	-

3.3.3. Composición del agua de lagunas costeras

Hay frecuentemente tres zonas dentro de una laguna costera: una de agua dulce, zona cercana a la boca de los ríos; una de agua salada, que comprende la zona próxima a la entrada de la marea; y la transicional, zona de aguas salobres (moderadamente salinas), pero relativamente sin aguas maréales, tal como se muestra en la fig. 3.19. La proporción de cada zona varia de un sistema a otro, no obstante, depende en gran parte del aporte de agua dulce introducido en el sistema, así mismo, la tendencia de las lagunas a ser mas salobres en algunas zonas, se relaciona a las regiones áridas, y a la naturaleza y dimensiones de la entrada del mar (BIRD, 2008).

Por otro lado, las fluctuaciones en las salinidades del agua son poco frecuentes, y el valor de la salinidad depende del grado de comunicación con el océano abierto, la cantidad de ríos que llegan a la laguna y el rango mareal (READING, 1996).

No obstante, según KNEJEV (1994), el balance de la salinidad, la temperatura y condiciones del agua va a estar influenciado por la configuración y dimensiones de la laguna, cambios del viento, la humedad, periodos de sequía y la alta o baja evaporación durante las épocas de verano.

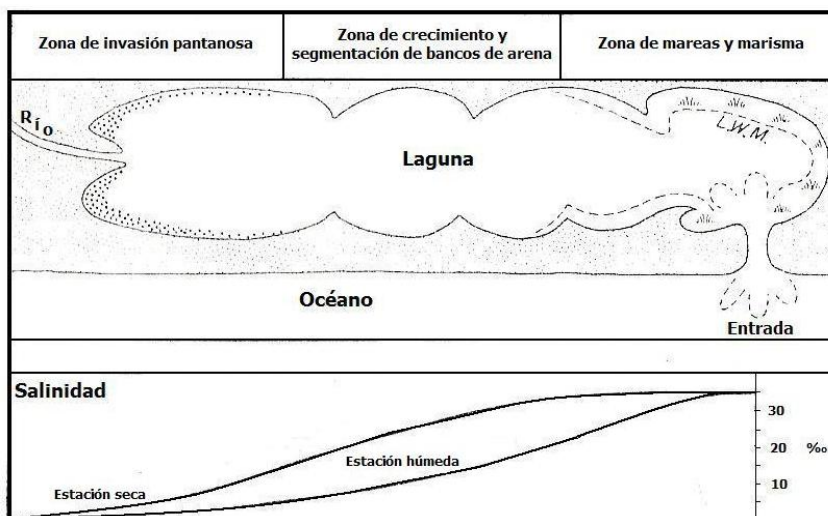


Figura 3.19. Diagrama de una laguna costera, mostrando las variaciones en las condiciones de salinidad. (Tomado y modificado de BIRD, 2008).

Cabe destacar que la influencia de diversas fuentes de agua como lluvias, mareas, ríos, escorrentía superficial o flujo subterráneo, en los sistemas lagunares, genera grandes variaciones en las condiciones de Eh y pH del cuerpo de agua. Así mismo, la vegetación también constituye un factor importante en el equilibrio de las lagunas costeras, ya que controlan el comportamiento de ciertas especies presentes como fósforo y nitrógeno (BROWNLOW, 1996)

4.3.4. Geoquímica de los sedimentos

Cada una de las partículas que componen los sedimentos, se encuentran conformadas por la combinación de elementos químicos disponibles. Para poder entender la existencia o no de ciertas especies químicas en un determinado ambiente sedimentario, es necesario conocer parámetros como: la estabilidad mineral, potencial iónico, presencia de materia orgánica, Eh y pH, los cuales controlan la movilidad en el medio.

La estabilidad mineral viene dada por el contraste entre las condiciones de presión, temperatura y composición durante el proceso de formación de la roca y las que prevalecen en el ambiente superficial donde se encuentre la misma. Mientras más diferentes sean dichas condiciones, los minerales constituyentes de las roca serán menos estables; así los primeros en

crystalizar son menos estables ante la meteorización y erosión (Fig. 3.20; e.g. MÉNDEZ, 2006).

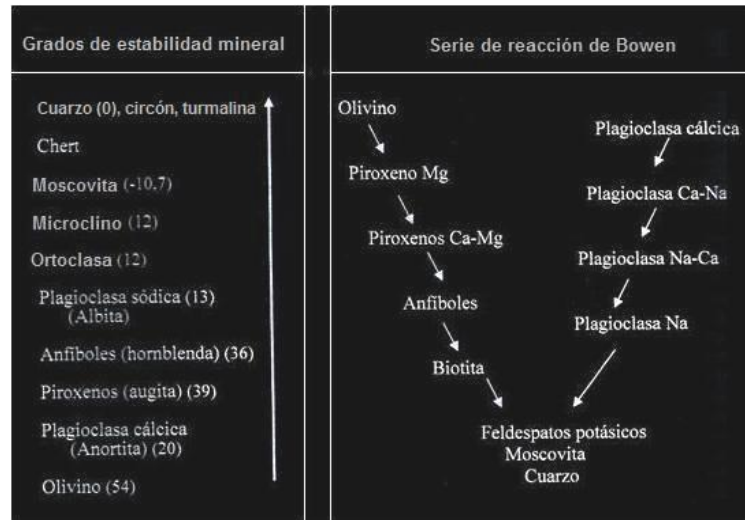


Figura 3.20. La figura a la izquierda, indica los grados de estabilidad mineral establecidos por GOLDICH (1938) y los valores entre los paréntesis indican el índice de potencial de meteorización según REICHE (1950).

Po su parte, el potencial iónico relaciona la carga y el radio del ión, proporcionando una idea del grado de hidratación de una especie química, es decir, es la medida del comportamiento de un ion en presencia de agua (Fig. 3.21: WHITTAKER & MUNTUS, 1970; MASON, 1982).

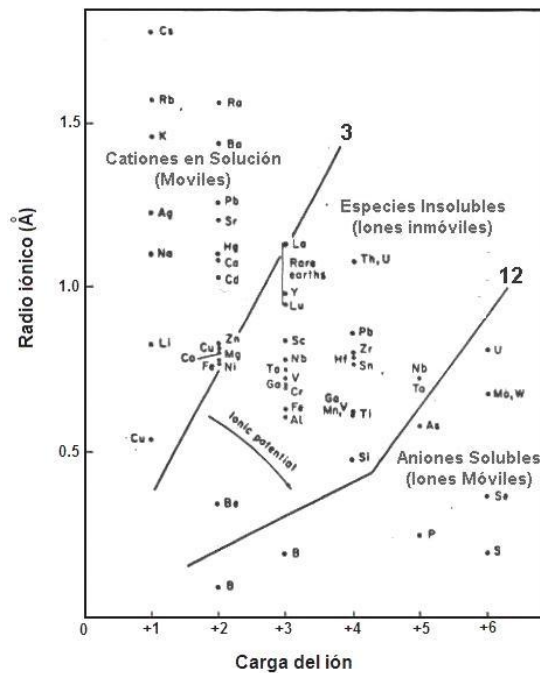


Figura 3.21. Movilidad de las especies químicas en el ambiente superficial, en función de la carga iónica y radio iónico según WHITTAKER & MUNTUS (1970).

Otros factores que influyen en la movilidad de las especies, son el Eh y el pH. El Eh mide la disponibilidad de electrones en el medio. Así mismo, el Eh está directamente relacionado con el contenido de O_2 del agua, por lo tanto, controla las condiciones oxidantes o reductoras del ambiente. Mientras el pH mide la concentración de protones en el medio acuoso, que controla en gran medida la solubilidad de las especies químicas (Fig. 3.22). De esta forma, el pH es el coeficiente que caracteriza la acidez y basicidad de una solución acuosa. Una solución es ácida si su pH es inferior a 7, y básica si es superior a 7 (e.g. BROOKINS, 1988).

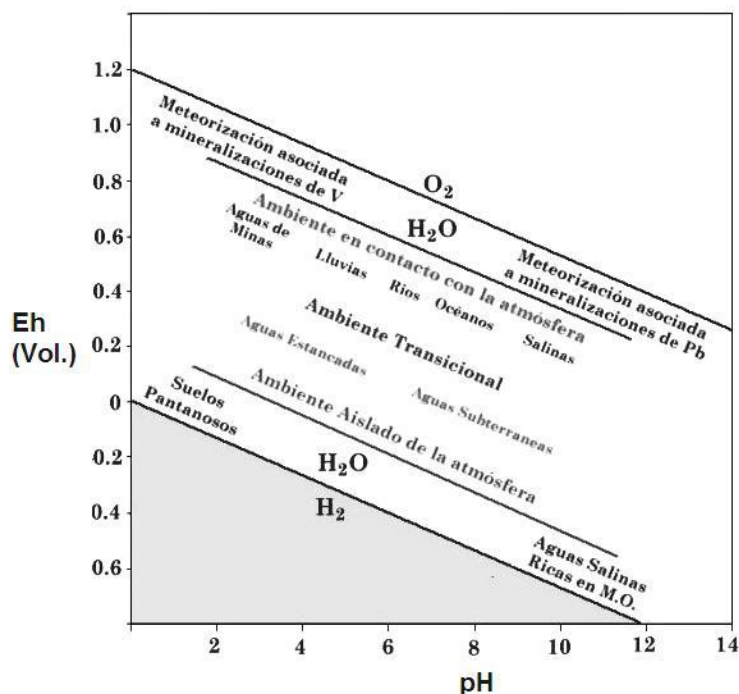


Figura 3.22. Condiciones de Eh y pH en sistemas naturales (BROOKINS, 1988).

4.3.5. Clasificación geoquímica de los productos de sedimentación

Según MASON (1982), corresponde a la clasificación geoquímica de los elementos como producto del proceso de sedimentación. Como consecuencia de los procesos de meteorización, erosión y sedimentación, generalmente se produce la separación marcada de los elementos mayoritarios. Las fases de este proceso geoquímico son las siguientes:

1. Los minerales que son especialmente resistentes al fraccionamiento químico y

mecánico, se acumulan como material fragmentado. De estos, el cuarzo es el más común y el producto es una arena cuarzosa que presenta un enriquecimiento de SiO_2 respecto al material parental. Otros resistatos corresponden a Circón (ZrSiO_4), magnetita (Fe_3O_4), ilmenita (FeTiO_3), rutilo (TiO_2), Au, Pt.

2. Acumulación de los productos de la meteorización química de los aluminosilicatos, cuyo producto principal son los minerales del grupo de las arcillas. Ocurre un incremento de la concentración para Al y K por adsorción. En condiciones de alto poder de hidrólisis (climas tropicales), los procesos de meteorización producen hidróxidos de aluminio en lugar de aluminosilicatos hidratados. Como resultado el producto de meteorización presenta una alta proporción de Al (bauxita). En las lutitas se enriquecen elementos como potasio (asociado a las arcillas).

3. Junto con la formación de sedimentos arcillosos, pero con frecuencia separadamente en el espacio y el tiempo, ocurre la precipitación de Fe como óxido o hidróxido. En este proceso la oxidación de Fe^{+2} a Fe^{+3} ocurre, seguida de la precipitación por hidrólisis. Da como resultado el enriquecimiento o formación de una fase rica en hierro. El manganeso también es depositado como oxidato en la forma de dióxido de manganeso hidratado (MnO_2 , pirolusita).

4. El calcio se precipita en forma de carbonato de calcio, ya sea por procesos inorgánicos o principalmente por la acción de organismos. Puede dar como resultado una separación casi cuantitativa del calcio y la calcita se puede convertir parcial o totalmente en dolomía por la acción metasomática de soluciones ricas en magnesio y por el magnesio precipitado y concentrado juntamente con el calcio.

5. El resto de los elementos permanece en solución y se acumulan en el océano, los cuales pueden ser concentrados en cuencas restringidas (salinas) por evaporación del agua, originando depósitos ricos en sales. El elemento más importante de este grupo es el sodio, pero también incluye calcio, magnesio y potasio y aniones como Cl^- , SO_4^{2-} y CO_3^{2-} .

GOLDSCHMIDT (1954), reconoció una última clase, los reduzatos, la cual comprende el

carbón, el aceite, los sulfuros sedimentarios (pirita) y el azufre sedimentario. El carbón y el aceite son de origen netamente orgánico, mientras los sulfuros y el azufre sedimentarios con frecuencia deben también su formación a procesos orgánicos, aunque es posible que indirectamente.

3.3.6. Análisis geoquímicos: Rayos-X

3.3.6.1. Principios de Rayos-X

Los rayos X forman parte del espectro electromagnético y por lo tanto tienen propiedades de partículas y ondas, con longitudes λ de aproximadamente 1 \AA y frecuencias ν de aproximadamente 3×10^{13} ciclos (ν)/segundo (BERTIN, 1975).

Es decir, Los rayos X son radiaciones electromagnéticas de la misma naturaleza que la luz, pero con una longitud de onda (λ) mucho menor (Fig. 3.23) y por ende son mucho más energéticas. La unidad de medida utilizada para la región de los rayos-X es el Angstrom (\AA). Este tipo de radiación fue descubierta en 1895 por Wilhelm Konrad Roentgen.

Los rayos-X se producen cuando una partícula eléctricamente cargada y con suficiente energía cinética asociada, es desacelerada de manera brusca y/o por transiciones electrónicas en las órbitas internas de los átomos (BERTIN, 1975). Para ello se utiliza un tubo de rayos-X (Coolidge), el cual posee electrodos, uno es la fuente de electrones (cátodo) y el otro es el acelerador de dichas partículas (ánodo o anticátodo). El alto voltaje que se aplica entre estos, acelera los electrones hacia el ánodo o blanco, los rayos-X se producen en el punto de impacto y su radiación ocurre en todas direcciones. La energía de un rayo electromagnético interactuando con un medio es parcialmente transmitida, refractada y disipada, y parcialmente absorbida. El paquete de energías, o fotones, pueden “rebotar” y transferirse momentáneamente, lo cual es una propiedad de las partículas discretas (MOORE & REYNOLDS, 1989).

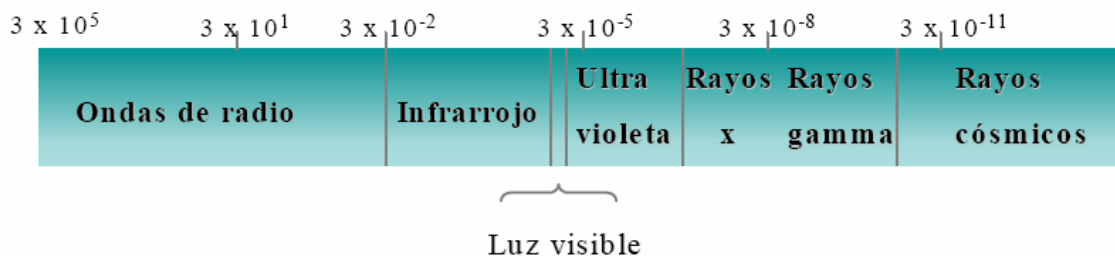


Figura 3.23. Espectro electromagnético mostrando el espectro visible con las longitudes de onda en cm (Tomado y modificado de AGUILAR & CARABALLO, 2007).

3.3.6.2. Difracción de Rayos-X

Determina y estudia la estructura interna de las sustancias, su uso abarca tanto a los materiales naturales como sintéticos. Incluye dos áreas generales de estudio:

- Estudios de la estructura de sustancias puras monocristalinas (cristalografía de Rayos-X)
- Identificación de especies constituyentes en sustancias simples y complejas, a partir de la comparación con patrones típicos de difracción (Difractometría de Polvo o Difracción de Rayos-X)

La longitud de onda (λ) usada en esta técnica se encuentra aproximadamente entre 0,5 y 2,5 Å. Este intervalo de λ , es del orden de las distancias interatómicas de las sustancias, lo que permite estudiar los detalles de su estructura interna.

La difracción es un fenómeno que se produce cuando una onda al propagarse encuentra obstáculo o una abertura de tamaño comparable a su longitud de onda. Este fenómeno es característico de todo tipo de ondas y genera una propagación no rectilínea de la onda, tal como lo indica el principio de Huygens.

Cuando el haz de rayos-X pasa por un átomo, su campo eléctrico acelera los electrones y les comunica un modo vibracional. Una carga eléctrica en oscilación, induce una serie de ondas electromagnéticas. Las ondas que irradia cada electrón, tiene la misma frecuencia (ν) y longitud de onda (λ) que el haz de rayos-X que la origina.

El ángulo en el cual los rayos X son difractados por la superficie de un cristal es deducido por medio del uso de la Ley de Bragg, definida de la siguiente forma:

$$n\lambda = 2d\sin\theta;$$

Entonces el análisis del patrón de difracción, permite conociendo λ y el ángulo de incidencia (θ), determinar el espaciado (d) entre los planos que forman el cristal, lo que corresponde a las distancias y geometría de la celda unidad.

Para información complementaria de esta técnica, ver apéndice A.

3.3.6.3. Fluorescencia de Rayos X

La fluorescencia de rayos-X (FRX) es la técnica analítica más ampliamente usada en la determinación de elementos químicos mayoritarios y traza en muestras de rocas. Es una técnica versátil en la cual se pueden analizar más de 80 elementos sobre un amplio rango de sensibilidades, detectando concentraciones de 100% hasta unos pocas partes por millón (ROLLINSON, 1993).

La espectrometría de fluorescencia de rayos x está basada en la excitación de una muestra. La intensidad producida por los rayos-X secundarios es usada para determinar las concentraciones de los elementos presentes en la muestra ya que estos presentan longitudes de onda característicos de cada elemento químico (ROLLINSON, 1993).

Según NITON CORPORATION (1998) al irradiar una muestra, los rayos-X fuente pueden sufrir dispersión o absorción de los átomos. Este proceso posterior es conocido como *efecto fotoeléctrico*. Cuando un átomo absorbe los rayos-X de la fuente, la radiación incidente desaloja electrones de las capas más internas del átomo, creando vacantes. Los electrones vacantes son rellenados por electrones provenientes de las conchas electrónicas externas en forma de cascada (Fig. 3.24). Los electrones en las capas externas tienen mayores estados energéticos que los electrones de las conchas internas, y los electrones de las capas externas

emiten energías hacia las capas internas vacantes. Este reajuste de electrones es lo que resulta en la emisión de los rayos X característico de un átomo dado, como se mencionó anteriormente.

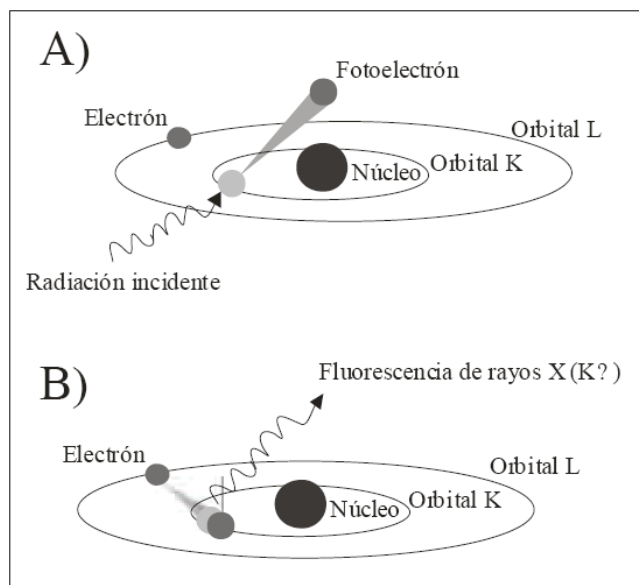


Figura 3.24. Representación esquemática del principio en que se basa la técnica de la FRX (Tomado de AGUILAR & CARABALLO, 2007). (A) La radiación incidente expulsa un electrón de una capa interior del átomo. (B) Un electrón de una capa externa pasa a ocupar el lugar vacante y genera una radiación de FRX.

Para información complementaria de esta técnica, ver apéndice A.

3.3.6.4. Dataciones radiométricas: ^{14}C

El ^{14}C (6 protones y 8 neutrones) es un isótopo inestable, que con el tiempo se transmuta en ^{14}N (7 protones y 7 neutrones) y desaparece según la reacción: $\text{C} = \text{N} + \beta + \text{neutrino}$. En compensación de esta pérdida, nuevos átomos de ^{14}C se forman continuamente en la atmósfera como producto del choque de neutrones cósmicos sobre otros átomos atmosféricos de nitrógeno: $\text{neutrón} + \text{N} = \text{C} + \text{H}$ (URIARTE, 2003).

Los choques de los rayos cósmicos con los átomos de ^{14}N y, por lo tanto, la producción de ^{14}C , es máxima a unos 15 km de altura. Rápidamente los átomos de ^{14}C así formados se oxidan a CO_2 , difundiéndose y mezclándose por toda la atmósfera con el resto del CO_2 . Los

procesos de desintegración y de formación de ^{14}C se compensan de tal forma que la concentración de ^{14}C en la atmósfera es "más o menos" constante (URIARTE, 2003).

Los tejidos de las plantas vivas y los de los animales vivos que se alimentan de dichas plantas, continuamente están intercambiando ^{14}C con la atmósfera. Esto hace que la relación $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ del carbono contenido en los tejidos orgánicos de los seres vivos sea semejante a la del CO_2 de la atmósfera. Posteriormente, cuando los organismos vegetales o animales mueren, cesa el intercambio con la atmósfera y cesa el reemplazo del carbono de sus tejidos. Desde ese momento el porcentaje de ^{14}C de la materia orgánica muerta comienza a disminuir, ya que se transmuta en ^{14}N y no es reemplazado (URIARTE, 2003).

Sabiendo la diferencia entre la proporción de ^{14}C que debería contener un fósil si aún estuviese vivo (semejante a la de la atmósfera en el momento en el que murió) y la que realmente contiene, se puede conocer la fecha de su muerte (URIARTE, 2003; WHITE, 2003).

El cálculo de la pérdida ^{14}C en los organismos muertos, es uno de los métodos más utilizados a la hora de realizar dataciones, bien sea de acontecimientos arqueológicos, climatológicos, volcánicos, sismológicos, paleontológicos, entre otros (WHITE, 2003).

La tecnología actual emplea la espectrometría de masa, permitiendo obtener información en muestras de hasta 60.000 años, ya que para edades superiores las emisiones de partículas β son ya demasiado poco intensas y difíciles de medir, por lo que los errores pueden ser muy grandes. El principio de este método se basa en asumir una producción persistente de ^{14}C en la atmósfera, la cual posee una proporción constante de $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ (WHITE, 2003). Así mismo, la proporción de isótopo de carbono aislado de la atmósfera por plantas se disminuirá con el tiempo según:

$$\frac{{}^{14}\text{C}}{{}^{12}\text{C}} = \frac{{}^{14}\text{C}}{{}^{12}\text{C}}_0 e^{-\lambda t}$$

Si la tasa de producción es constante, el valor de cero es el valor atmosférico del día presente. La investigación durante los 50 años pasados ha demostrado que la tasa de producción de ^{14}C seguramente no ha sido constante. Esto hace que se necesite saber no sólo la cantidad de ^{14}C que queda en la muestra fósil, sino también la concentración atmosférica que existía en el momento de su muerte. Para solventar dicho problema, los años han sido calibrados gracias a la dendrocronología por la comparación con años absolutos obtenidos de las dataciones con anillos de árboles de hasta 11.800 años (Fig. 3.25) (URIARTE, 2003; WHITE, 2003).

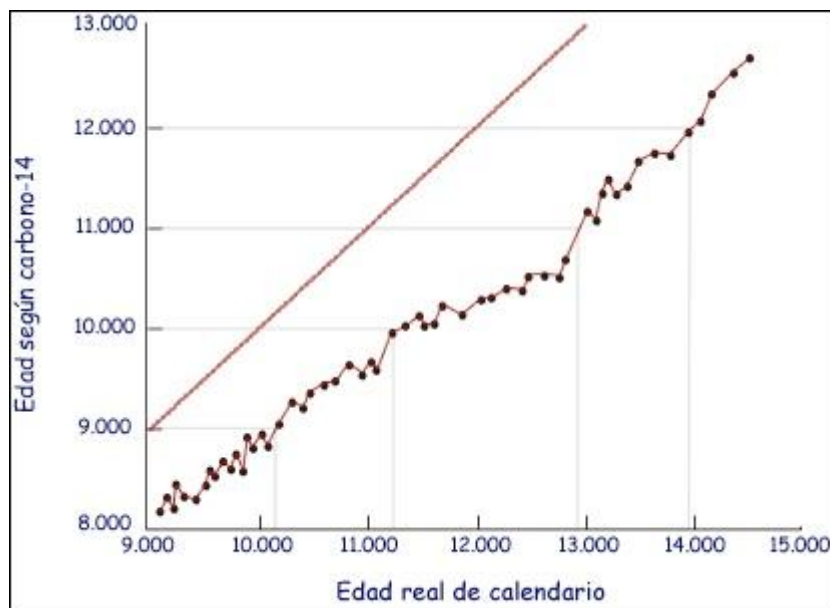


Figura 3.25. Curva de correspondencia entre la edad real y la edad según el ^{14}C , desde el 9.000 al 15.000 antes del presente, según mediciones en Cariaco (HUGHEN *et al.*, 1998).

De esta manera, si la concentración atmosférica de ^{14}C hubiese permanecido fija, la correspondencia habría sido perfecta y seguiría la diagonal recta. Sin embargo se observa que existen desfases importantes. Por ejemplo, la edad de 11.000 años según ^{14}C , corresponde a una edad real de casi 13.000 (HUGHEN *et al.*, 1998).

Posteriormente, el período conocido se extendió hasta unos 50.000 años por medio del análisis del ^{14}C contenido en los sedimentos laminares del fondo de ciertas cuencas lacustres y oceánicas, como por ejemplo la cuenca de Cariaco, en la costa de Venezuela, y hasta los

45.000 años a partir del análisis de una estalagmita de una cueva sumergida en las Bahamas (Fig. 3.26) (URIARTE, 2003).

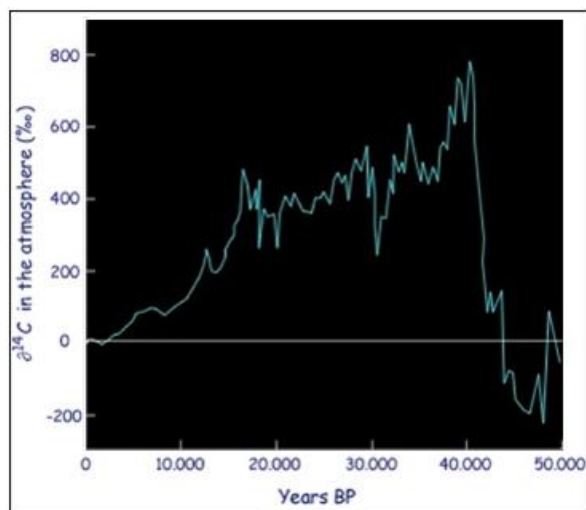


Figura 3.26. Diferencia aproximada del carbono-14 atmosférico en los últimos 50.000 años con respecto al presente según mediciones en Cariaco (HUGHEN *et al.*, 1998).

Durante los últimos diez mil años ha habido un declive en la concentración de ^{14}C en la atmósfera debido a una variación del campo geomagnético terrestre que ha reforzado el escudo protector de los rayos cósmicos. La disminución, con fluctuaciones, ha sido en los últimos 10.000 años de un 15 % aproximadamente con respecto al nivel de 1950 (Fig. 3.27) (URIARTE, 2003; SOLANKI *et al.*, 2004).

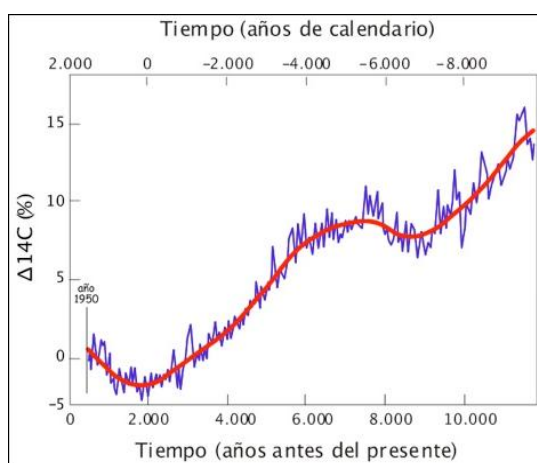


Figura 3.27. Nivel de carbono-14 atmosférico, expresado como la desviación en % del nivel estándar del año 1950. La línea roja muestra la fluctuación calculada debido a un incremento del escudo terrestre geomagnético. La línea quebrada morada representa esencialmente las fluctuaciones debidas a los cambios de la actividad solar, que modifican el flujo entrante de radiación cósmica, productora de carbono-14 (SOLANKI *et al.*, 2004).

3.3.7. Susceptibilidad magnética

Sabemos que los átomos están constituidos por un núcleo y electrones orbitados alrededor. El movimiento de los electrones da lugar a corrientes que constituyen el origen de las propiedades magnéticas de los materiales (VIDAURRE *et al.*, 1996).

La susceptibilidad magnética de un material, se define como la constante de proporcionalidad entre la excitación magnética y la imanación resultante; es decir, la medida de la facilidad que presenta un material a ser magnetizado por un campo magnético dado (VIDAURRE *et al.*, 1996; ESCOBAR & ALATORRE, 2005).

Los materiales pueden clasificarse magnéticamente, según el valor de su susceptibilidad magnética, en tres grupos principales: materiales diamagnéticos, materiales paramagnéticos y materiales ferromagnéticos (ESCOBAR & ALATORRE, 2005).

Si en un átomo la suma de ambos momentos magnéticos de todos los electrones es nula, se dice que se trata de un átomo diamagnético. Si esa suma no es nula, es decir, si presenta momento magnético aún en ausencia de campo, se dice que es un átomo paramagnético (VIDAURRE *et al.*, 1996).

La susceptibilidad magnética de una sustancia diamagnética es negativa, pues la imanación tiene sentido contrario a la excitación magnética (VIDAURRE *et al.*, 1996). El diamagnetismo es notable principalmente en los materiales cuyos átomos tienen sus capas electrónicas completas, es decir, materiales en los cuales los momentos de spin y orbitales de los electrones, se compensan, dando como resultado un momento magnético nulo, en ausencia de un campo (KLAGES, 1969; ESCOBAR & ALATORRE, 2005). Sin embargo, bajo la presencia de un campo, los momentos magnéticos con su mismo sentido disminuyen, y los opuestos aumentan, y esto implica que su suma ya no es nula, su dirección será la del campo y su sentido contrario a él. Y así, la imantación tiene sentido contrario, lo que implica que el material se imanta en sentido contrario al campo (VIDAURRE *et al.*, 1996).

En la tabla 3.3, se reportan valores de la susceptibilidad específica de algunos materiales diamagnéticos obtenidos de KOHLRAUSCH (1996). Los materiales superconductores, como el Pb, pertenecen a esta familia.

Tabla 3.3. Susceptibilidad específica de algunos materiales diamagnéticos, a 20 °C (en 10^{-9} m³/kg) (KOHLRAUSCH, 1996).

Material	S.E.	Material	S.E.
Acetona	- 7.3	C (diamante)	- 6.2
Alcohol etílico	- 9.2	Cl	- 7.4
Petróleo	- 11.0	Cu	- 1.09
Tolueno	- 9.0	H	- 25
HCl	- 7.2	Hg	- 2.1
H ₂ O	- 9.054	N	- 5.4
Ag	- 2.4	Pb	- 1.4
Ar	- 6.1	Si	- 1.4
Au	- 1.8	Zn	- 1.8

S.E.= Susceptibilidad específica

Por el contrario, en las sustancias paramagnéticas y ferromagnéticas, la imanación se produce en el mismo sentido de la excitación magnética, por lo que la susceptibilidad magnética es positiva (VIDAURRE *et al.*, 1996).

Los materiales paramagnéticos presentan átomos con capas electrónicas parcialmente llenas y como consecuencia, un momento magnético resultante distinto de cero, o permanente; así mismo, poseen una susceptibilidad magnética relativamente pequeña (KLAGES, 1969).

En ausencia de campo magnético, todos los momentos magnéticos de los átomos, el momento angular orbital y de spin de los electrones no apareados, se encuentran orientados al azar, debido a que no existe un acoplamiento entre éstos, de tal manera que la magnetización resultante es nula. Mientras que bajo la acción de un campo magnético externo, los momentos magnéticos de los átomos tienden a alinearse en la dirección del campo, resultando así una magnetización distinta de cero (ESCOBAR & ALATORRE, 2005).

La susceptibilidad de los materiales paramagnéticos depende de la temperatura. A temperatura ambiente y bajo la acción de un campo magnético, la magnetización o polarización del material es relativamente pequeña, ya que existe en la estructura atómica de

éste un efecto de agitación térmica que predomina, y que impide un alineamiento completo de los momentos magnéticos. A bajas temperaturas, los efectos de desorden debidos a las oscilaciones térmicas son menores, dándose así un mayor alineamiento de los momentos magnéticos y en consecuencia una mayor magnetización. Por lo tanto, la susceptibilidad de los materiales paramagnéticos sigue la ley de Curie, es decir que varía inversamente con la temperatura (ESCOBAR & ALATORRE, 2005).

En la tabla 3.4, se reportan valores de la susceptibilidad específica de algunos materiales paramagnéticos, obtenidos de KOHLRAUSCH (1996).

Tabla 3.4. Susceptibilidad específica de algunos materiales paramagnéticos, a 20 °C (en 10^{-9} m³/kg) (KOHLRAUSCH, 1996).

Material	S.E.	Material	S.E.
Al	+ 7.6	Mo	+ 11.6
Ir	+ 1.7	Pt	+ 12.2
K	+ 6.7	Pt (1000 °C)	+ 9.1
Li	+ 48	Sn/Blanco	+ 0.3
Mg	+ 3.1	Ti	+ 40
O	+ 1340	V	+ 56.6
O (-183 °C)	+ 5000	W	+ 4.0

S.E.= Susceptibilidad específica

Los materiales ferromagnéticos se distinguen por presentar una susceptibilidad positiva, 103 a 1011 veces más grande que la de los otros materiales. La propiedad por excelencia de estos materiales es el alineamiento paralelo espontáneo, que se da entre sus momentos magnéticos atómicos en ausencia de campo. Entre estos materiales se encuentran por ejemplo el hierro (Fe), el Cobalto (Co) y el níquel (Ni), así como la aleación de éstos con otros elementos (ESCOBAR & ALATORRE, 2005).

Generalmente, los ferromagnetos están divididos en dominios magnéticos, separados por superficies de transición entre dos dominios magnéticos. En cada uno de estos dominios, todos los momentos magnéticos están alineados. En las fronteras entre dominios hay cierta energía potencial, pero la formación de dominios está compensada por la ganancia en entropía (WOHLFARTH, 1980; VIDAURRE *et al.*, 1996; JACKSON, 1999).

Al someter un material ferromagnético a un campo magnético intenso, los dominios tienden a alinearse con éste, de forma que aquellos dominios en los que los dipolos están orientados con el mismo sentido y dirección que el campo magnético inductor aumentan su tamaño. Este aumento de tamaño se explica por las características de las superficies de transición entre los dominios magnéticos, que avanzan en dirección a los dominios cuya dirección de los dipolos no coincide; dando lugar a un monodominio. Al eliminar el campo, el dominio permanece durante cierto tiempo (WOHLFARTH, 1980; JACKSON, 1999).

En las sustancias ferromagnéticas no existe proporcionalidad entre la imantación y la excitación magnética, y por tanto su susceptibilidad no es constante, como tampoco su permeabilidad. Además, esa susceptibilidad disminuye con la temperatura. Existe una temperatura llamada "de Curie", por encima de la cual la sustancia ferromagnética pierde su magnetismo, comportándose como un material puramente paramagnético y variando la susceptibilidad de forma inversamente proporcional a la temperatura absoluta (KLAGES, 1969; VIDAURRE *et al.*, 1996).

Hay muchos materiales cristalinos que presentan ferromagnetismo. En la tabla 3.5 se muestra una selección representativa de ellos (KITTEL, 1996), junto con sus temperaturas de Curie.

Tabla 3.5. Temperatura de Curie para algunos materiales ferromagnéticos (KITTEL, 1996).

Material	Temp. Curie (°C)	Material	Temp. Curie (°C)
Fe	770	CrO ₂	113
Co	1115	MnO Fe ₂ O ₃	300
Ni	354	FeO Fe ₂ O ₃	585
Gd	19	NiO Fe ₂ O ₃	585
MnAs	45	CuO Fe ₂ O ₃	455
MnBi	357	MgO Fe ₂ O ₃	440
MnSb	314	Y ₃ Fe ₅ O ₁₂	287

4. GEOLOGÍA REGIONAL

4.1 ASPECTOS NEOTECTÓNICOS DE LA REGIÓN NORORIENTAL DE VENEZUELA

El borde entre la placa del Caribe y la placa Suramericana, está definido por un conjunto de fallas, las cuales liberan sísmicamente la mayor parte de la energía de deformación producida por la interacción entre ambas placas (PÉREZ & MENDOZA, 1998). Esta constituido por los siguientes sistemas de fallas que muestran actividad cuaternaria y sismicidad reciente: el sistema de fallas de Boconó y subsidiarias en el Occidente de Venezuela; el sistema de fallas rumbo-deslizantes dextrales de San Sebastián-La Victoria en el centro-norte del país; y el sistema de fallas rumbo-deslizantes dextrales de El Pilar-Casanay en el noreste del país, la cual es considerada la segunda fuente sísmica en el este de Venezuela (PÉREZ & MENDOZA, 1998).

En la región nororiental de Venezuela, las evidencias de deformaciones tectónicas cuaternarias más importantes, así como la sismicidad superficial, se encuentran localizadas en una zona de dirección este-oeste, con una longitud aproximada de 400 km y un ancho que varía entre 40 y 100 km, que corresponde al extremo oriental del borde meridional de la Placa Caribe (Fig. 4.1), la cual se desplaza hacia el Este con respecto a la placa Suramericana, a una tasa estimada en el orden de los 20 a 30 mm/año (BELTRÁN & GIRALDO, 1989; PÉREZ & MENDOZA, 1998; AUDEMARD *et al.*, 2005; AUDEMARD, 2006).

El movimiento predominante de las fallas en esta franja es de tipo transcurrente dextral y dirección E-O, como lo evidencian las fallas que limitan dicha franja. No obstante, algunas fallas secundarias dentro de este cinturón presentan una importante componente vertical, tal como se observa en la Fosa de Cariaco (BALL *et al.*, 1969 y SCHUBERT, 1982), en el Golfo de Cariaco (CARABALLO, 1982) y en la cuenca de Carúpano (PEREIRA, 1985). Mientras otras son de tipo sinistral, como las fallas E-O de Cubagua y Punta Charagato (SOULAS y SINGER, 1981)

y las fallas de dirección NNE-SSO de la Laguna Grande, Tacarigua y El Rincón (GIRALDO & BELTRÁN, 1988).

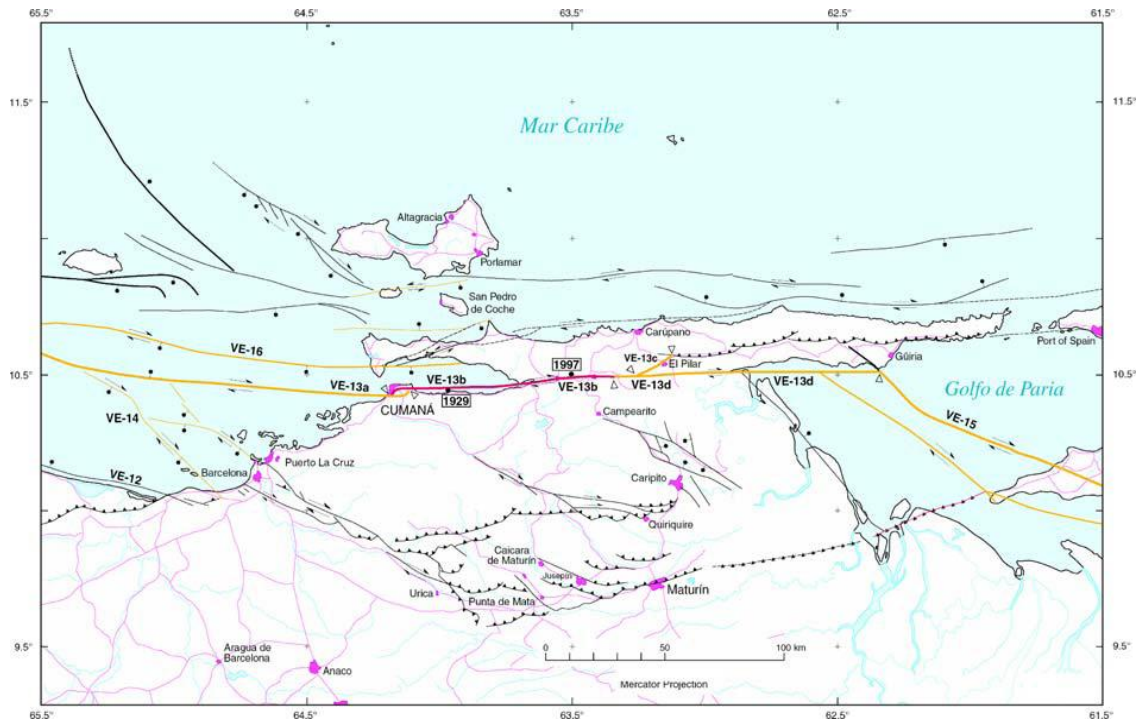


Figura 4.1. Detalle del mapa de fallas cuaternarias en la región nororiental de Venezuela (Tomado de AUDEMARD, 2007).

Según MACSOTAY (1987), el cuadro neotectónico de la zona está compuesto de tres etapas de compresión de edad cuaternaria y deformaciones distensivas compatibles con este campo de esfuerzo. La primera, consistió de transcurrencia E-W dextral dando lugar a fosas distensionales (Graben de Humboldt) alternando con pilares (Península de Araya-Paria), con actuación de falla mayores (El Pilar, Coche y Cariaco) y tuvo lugar durante el Plioceno Tardío a Pleistoceno Medio. La segunda, manifiesta una etapa de transpresión dextral con compresión NO-SE, la cual fracciona las estructuras previas, superponiendo una tectónica de tecla de piano, a las fosas y pilares de rumbo E-O. En esta fase se forman altos de rumbo general N-S, compresivos (Araya occidental-Umbral de Salazar-Cumaná) alternando con depresiones distensivas (Depresión de Marigüitar del Golfo de Cariaco, subcuenca Oriental de la Fosa de Cariaco) durante el Pleistoceno Tardío ($0,13 \times 10^6$ años A.P.). Las fallas activas en esta etapa son: transcurrentes mayormente dextrales, de rumbo NO-SE y verticales E-O, con actividad transcurrente dextral poco evidente (Fig. 4.2).

La tercera etapa de compresión, continúa y renueva las direcciones de deformación de la segunda, iniciándose en el Holoceno Tardío (1100 ± 200 años A.P.), para continuar hasta el presente. La intensa epirogénesis relacionada a la tectónica episódica sería la causa de la velocidad de sedimentación altamente elevada que se observa en la plataforma y depresiones intracontinentales del nor-orientе de Venezuela durante el Cuaternario (MACSOTAY, 1987).

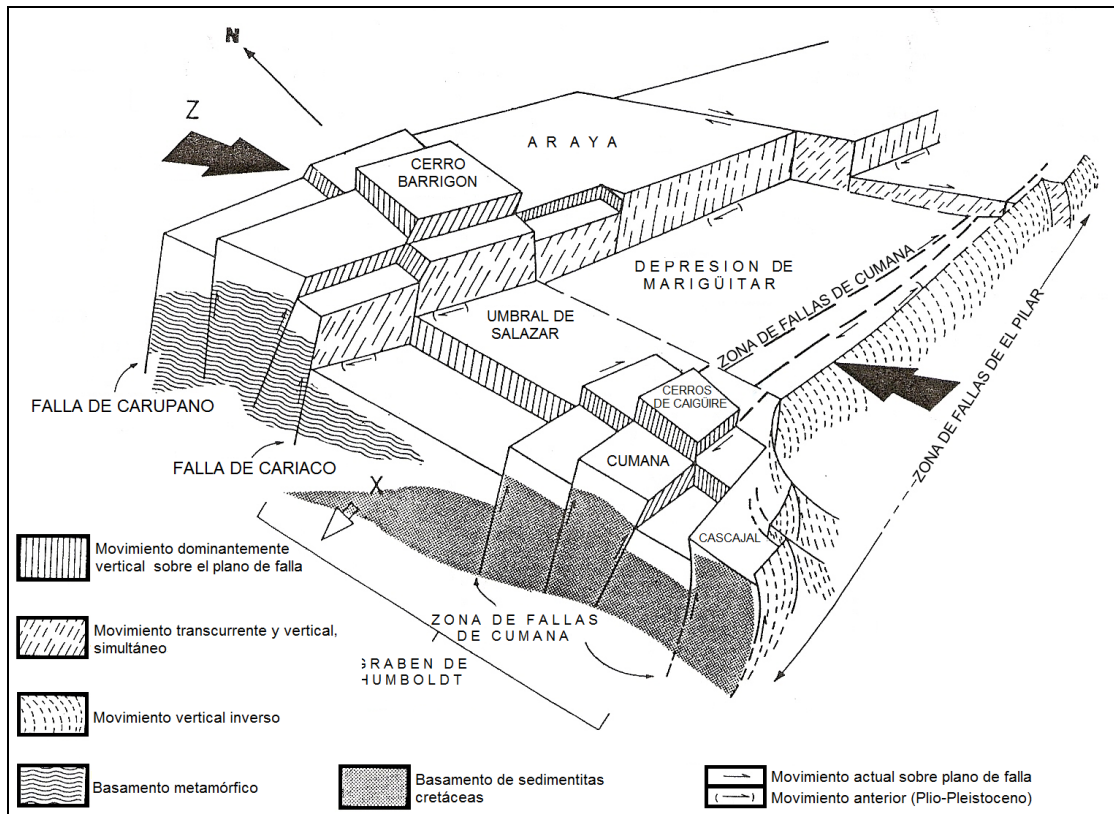


Figura 4.2. Modelo tectónico del nor-orientе de Venezuela para el Pleistoceno superior-Reciente (Tomado de MACSOTAY, 1987).

Según BELTRÁN Y GIRALDO (1989), la zona presenta dos fases tectónicas, una fase distensiva, caracterizada por fallamiento normal, en ocasiones sinsedimentario y una fase compresiva, la cual se iniciaría en el límite Plio-Pleistoceno; donde El fallamiento normal cuaternario en la región meridional de la Península de Paria corresponde al fallamiento asociado a la terminación en “cola de caballo” de las fallas Los Bajos y El Soldado en su unión con el sistema de fallas de El Pilar. Igualmente, el fallamiento normal en la parte meridional de la extremidad oeste de la Península de Araya y del valle del río San Juan

corresponde a campos distensivos en un régimen de deformación de tipo transcurrente dextral (BELTRÁN & GIRALDO, 1989).

En 1986, SOULAS propone que la última fase tectónica vigente hoy en día en Venezuela, comenzaría en el límite Plio-Pleistoceno, lo cual concuerda con las edades de las formaciones utilizadas en el trabajo de BELTRÁN & GIRALDO (1989) como marcadores de deformación tectónica. Debido a que no se han encontrado evidencias de una posible variación de este régimen durante el Cuaternario, dichos autores postulan que en el Nororiente la actual fase compresiva se ha mantenido constante desde su inicio en el límite Plio-Pleistoceno hasta nuestros días.

Según MACSOTAY (1987), la deformación neotectónica está restringida a una serie de fallas transcurrentes de rumbo O-E, que han permitido la elevación de los cerros de Caigüire en un sector compresivo, y las profundidades máximas del Golfo de Cariaco, en las distensivas.

BELTRÁN & GIRALDO (1989), a partir del estudio de mecanismos focales (Fig. 4.3) con profundidades inferiores a los 40 km y la ubicación de los sismos superficiales de magnitud mayor a 4, registrados durante el lapso 1962-1988 por FUNVISIS, muestran de esta manera, que la sismicidad superficial en los últimos años, se encuentra concentrada al este del meridiano de Cariaco, y está relacionada con las fallas de El Pilar, Los Bajos y El Soldado y con el sistema de fallas de la plataforma continental al norte de la península de Paria y de Trinidad.

En el campo de esfuerzos que ha actuado en la región durante el Cuaternario, el esfuerzo principal que actúa en la zona, tiene una dirección promedio NNO-SSE y corresponde a una fase transpresiva, de acuerdo a los cálculos de mecanismos focales (SOULAS, 1986; AUDEMARD *et al.*, 2005; AUDEMARD, 2006).

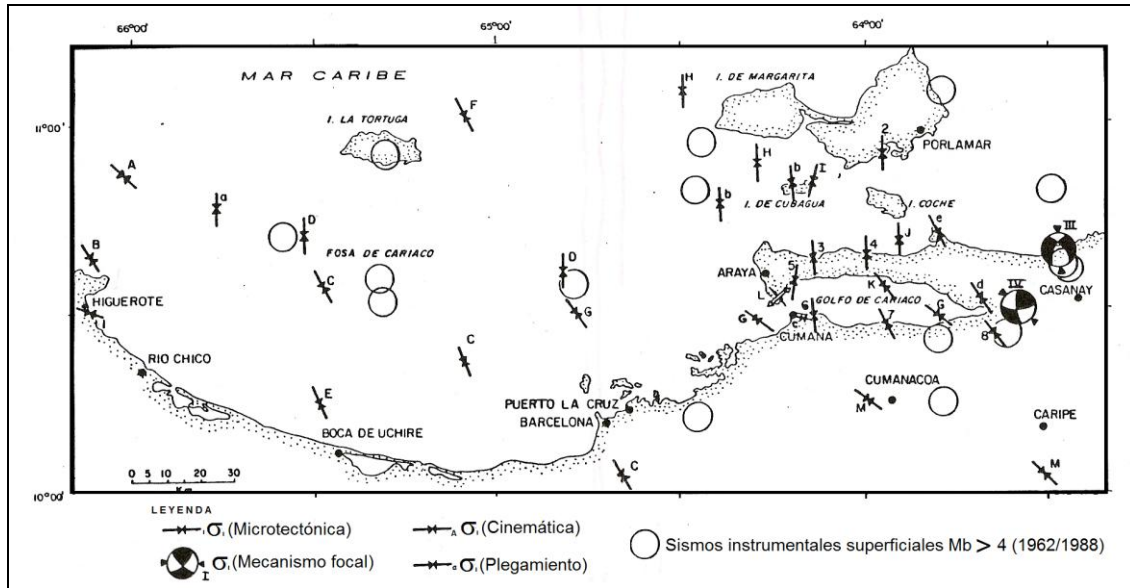


Figura 4.3. Ubicación de las direcciones del esfuerzo principal y la distribución de los sismos superficiales (Tomado de BELTRÁN & GIRALDO, 1989).

La distribución del campo de esfuerzos cuaternarios (Fig. 4.4) es bastante homogénea; sin embargo, desviaciones importantes del esfuerzo principal se observan en las cercanías del accidente tectónico mayor El Pilar, donde σ_1 es aproximadamente N-S en la zona principal del límite de placas y al alejarse de ella toma una dirección aproximada NO-SE, siendo asociados a complicaciones geométricas en el trazado de la falla producto de la existencia de zonas de transpresión (“pop-up” de Caiguire y la región de Casanay-El Pilar), relacionadas con saltos “en echelon” de dicho accidente tectónico, el cual junto a las fallas Los Bajos, El Soldado y San Sebastián constituyen el tren de fallas más activas de la zona (SOULAS, 1986; AUDEMARD, 2006).

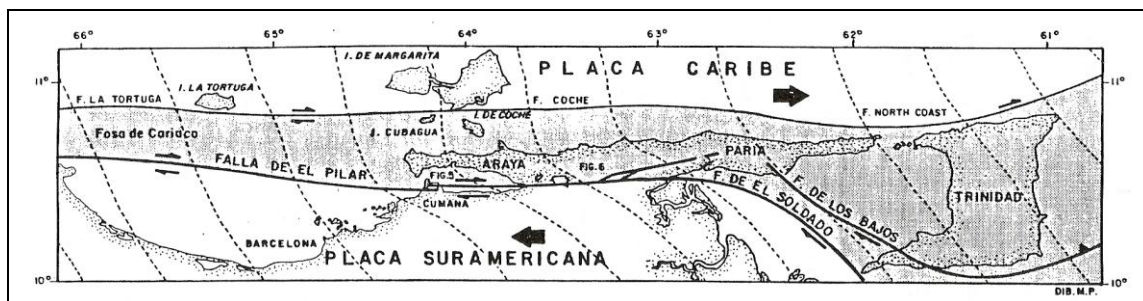


Figura 4.4. Distribución del campo de esfuerzos Cuaternario-actual (Tomado de BELTRÁN & GIRALDO, 1989).

4.2. ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTACIÓN REGIONAL

La planicie sobre la cual reposa la ciudad de Cumaná está conformada predominantemente por sedimentos de llanura aluvial, de la dinámica sedimentaria del río Manzanares y otros drenajes en el Holoceno (BELTRÁN & RODRÍGUEZ, 1995; GONZÁLEZ *et al.*, 2004).

No obstante, en las adyacencias de a planicie resaltan rasgos geomorfológicos comparativamente contrastantes que indican la existencia de diferentes litologías, tal como son los cerros Caigüire, al Este del río Manzanares, conformado por las formaciones Caigüire y Cumaná; y las lomas redondeadas que bordean la zona llana al sureste, constituidas por rocas de la Formación Barranquín. Así mismo, en el área se distinguen algunos cerros aislados, posiblemente constituidos por rocas del Grupo Guayuta que subyace discordantemente bajo gravas cuaternarias (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980).

De acuerdo a lo anterior, el contexto geológico de la zona está caracterizado por rocas cretácicas y plio-pleistocenas y sedimentos cuaternarios, conjuntamente con períodos de levantamiento y erosión. Estas condiciones, en asociación con la actividad tectónica mencionada, han permitido la generación de unidades topográficamente contrastantes, tal como: planicies aluviales, cerros testigos, colinas redondeadas y colinas fuertemente estribadas.

Según GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980) durante el Barremiense se inicia la transgresión cretácica dirigida de Norte a Sur sobre una llanura precretácica. Durante el Cretácico Temprano, se deposita la Formación Barranquín en un ambiente predominantemente marino (GUILLAUME *et al.* 1972; MACSOTAY *et al.* 1985; MACSOTAY *et al.* 1986; VIVAS, 1987), que se va haciendo cada vez más continental (fluvio-deltaico) hacia el Sur (ROSALES, 1976; GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980), caracterizada litológicamente por areniscas cuarcíticas, intercaladas con algunas lutitas y algunas calizas (LIDDLE, 1946: Fig. 4.5).

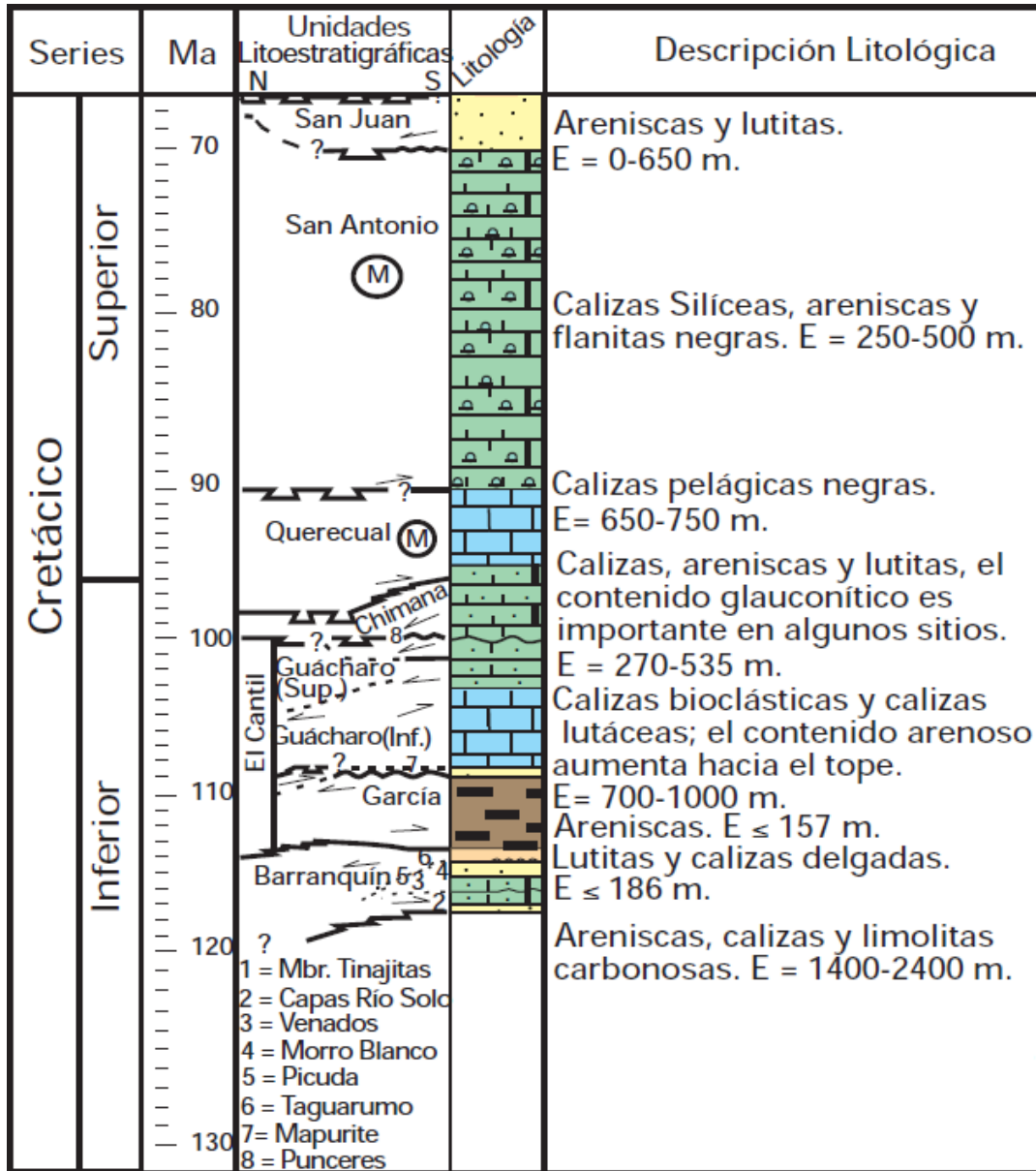


Figura 4.5. Columna integrada (en tiempo) de la secuencia estratigráfica en la Serranía del Interior (flanco norte de la Subcuenca de Maturín: Modificado de YORIS, 1992).

Suprayacentemente en contacto normal y abrupto (GUILLAUME *et al.*, 1972), se depositan las arcillitas y lutitas de las formaciones García y Chimana. Posteriormente, para el Cenomaniense al Coniaciense, se experimenta el máximo de la transgresión marina, permitiendo el desarrollo de ambientes euxínicos al Norte, donde se generan las calizas oscuras y se sedimentan las lutitas negras de la Formación Querecual (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980). Para el Santoniense al Maestrichtiense, se produce la sedimentación de la

Formación San Antonio, dominada por lutitas marinas, algunas arenas e intervalos de fñanitas (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980) (Fig. 4.5).

Durante el Terciario, se inicia el levantamiento de la Serranía del Interior Oriental, como resultado de la interacción entre la Placa Caribe y la Placa Suramericana. Esta fase orogénica afectó la secuencia sedimentaria cretácica (Grupo Sucre y Guayuta), quedando hacia el Norte de la misma en el área de Cumaná, una pequeña cuenca dentro del llamado Graben de Humboldt que recibe sedimentos durante el Pleistoceno (MACSOTAY, 1973).

Así mismo, para el plio-pleistoceno, comienza la depositación de la Formación Caigüire, en un canal tectónico estrecho cuya fuente de sedimentos provenía de la Formación Barranquín y el Grupo Guayuta por el Sur y rocas metamórficas por el Norte (ASCANIO, 1972; MACSOTAY, 1977). Para el Pleistoceno Temprano a Medio, se deposita discordantemente sobre la Formación Caigüire el material predominantemente carbonático de la Formación Cumaná, en ambientes de agua somera. Estas condiciones muestran una sedimentación controlada por tectonismo (MACSOTAY, 1976), debido a la presencia de zonas de transpresión relacionadas con saltos “en échelon” de la traza principal de la falla El Pilar (BELTRÁN & GIRALDO, 1989). Como consecuencia de una deformación neotectónica (Pleistoceno Tardío) constituida por una serie de fallas transcurrentes de rumbo O-E, el área ocupada por los actuales cerros de Caigüire fue levantada como horst y plegada por esfuerzos compresivos NO-SE (MACSOTAY, 1987) (Fig. 4.2).

Para hace aproximadamente 18.000 a 20.000 años, se experimenta a nivel global el último máximo glacial (SCHUBERT, 1988; MÉNDEZ, 2009), lo cual implica bajos niveles eustáticos del nivel del mar, cerca de los 100 m por debajo del actual (SCHUBERT, 1988; MÉNDEZ, 2009) y exposición de zonas levantadas. Dicha configuración regional, se evidencia también en el área de Cumaná, donde en este período rexistático, las tierras elevadas al sur (Formación Barranquín) fueron progresivamente erosionadas y sus sedimentos residuales (cantos conglomeráticos) depositados en zonas más bajas al Norte de las mismas, que según SCHUBERT (1985, 1989), los flujos torrenciales los acumularon tan rápidamente que el agente de transporte no tuvo tiempo para seleccionarlo.

Este proceso de ablación junto con el paulatino aporte de sedimentos en la zona norte de dichas elevaciones, originó una terraza aluvial compuesta por gravas cuaternarias, constituida por conglomerados rojos que han sido llamados “Conglomerados de Cascajal” por VIVAS & GODA (1980) (Fig. 4.6). Estos conglomerados Pudingas están formados por peñas y peñones de cuarzoarenitas de grano grueso a fino y calizas correspondientes a la Formación Barranquín, además de gravas y gravillas de limolita silíceosa y ftanita negra procedentes del substrato cretáceo superior. En general son sedimentos bien consolidados de matriz litoarenítica (VIVAS & GODA, 1980).

Dichos depósitos conglomeráticos resultan comparables con la unidad litológica de tipo molásica, aflorante al sureste de Cariaco, propuesta por FURRER & CASTRO (1997) como Formación Frontado. Esta unidad está caracterizada por conglomerados con elementos líticos, mal escogidos, de gran tamaño, con un origen exótico relativo a las rocas metamórficas de la Serranía del Interior y un ambiente depositacional correspondiente a un sistema complejo de abanicos piemontinos.



Figura 4.6. Gravas cuaternarias aflorantes en el cerro Malagueño. (Coordenadas 1153169N /20368333E; Rumbo de la foto N60E).

Seguidamente, ya para el comienzo del período interglaciar, la acción de los agentes exodinámicos producen la erosión diferencial de la planicie previamente originada. Este proceso fitostático deja como huella la presencia de cerros testigos en forma de lomas redondeadas sometidas a erosión (cerros Cascajal (Fig. 4.7a), Malagueño (Fig. 4.7b), del

Medio y Colorado), compuestos por rocas cretácicas sobre las cuales reposa discordantemente un nivel de cantos rodados, suprayaciendo a la Formación San Antonio (Fig. 4.8) en el Cerro Cascajal y a la Formación Querecual en el Cerro Malagueño.



Figura 4.7. Cerros testigos dentro del complejo lagunar Los Patos. (a) Cerro Cascajal (Coordenadas 115424N/20369606E; Rumbo de la foto S84E). (b) Cerro Malagueño (Coordenadas 1152062N/20369138E; Rumbo de la foto N50W).



Figura 4.8. Formación San Antonio aflorante en el Cerro Cascajal. (Coordenadas 1154518N/20371070E; Rumbo de la foto N-S).

Cabe destacar, que el principal elemento responsable de las tofoformas generadas en esta etapa, podría estar representado por la cinemática que ha experimentado el río Manzanares en la zona.

Según BELTRÁN & RODRÍGUEZ (1995) el cauce del río Manzanares ha ido migrando de Este a Oeste y de Sur a Norte, por lo cual la formación del actual delta del río Manzanares, es de edad holocena (5000 años según MALONEY, 1966). La desembocadura de éste río durante el cuaternario medio, se efectuaba al Este de los cerros Caigüire, a través del actual cauce del río Cautaro (MALONEY, 1966 Y CARABALLO, 1982), depositando el gran delta de Punta delgada, actualmente bajo el golfo de Cariaco (CARABALLO *op cit.*); tal conexión se insinúa en los meandros ubicados en la sabana de Campeche y al Norte del cerro El Moral.

Movimientos tectónicos evidenciados por los restos de una terraza aluvial de este sistema fluvial elevada más de 20 metros y por el levantamiento general de los cerros de Caigüire, generaron la difluencia del río hacia el Oeste de estos cerros, variando la posición de su desembocadura en un área, desde el cerro Colorado al Sur, hacia el golfo de Cariaco al Norte, hasta llegar a su posición actual (Fig. 4.9) (BELTRÁN & RODRÍGUEZ, 1995).

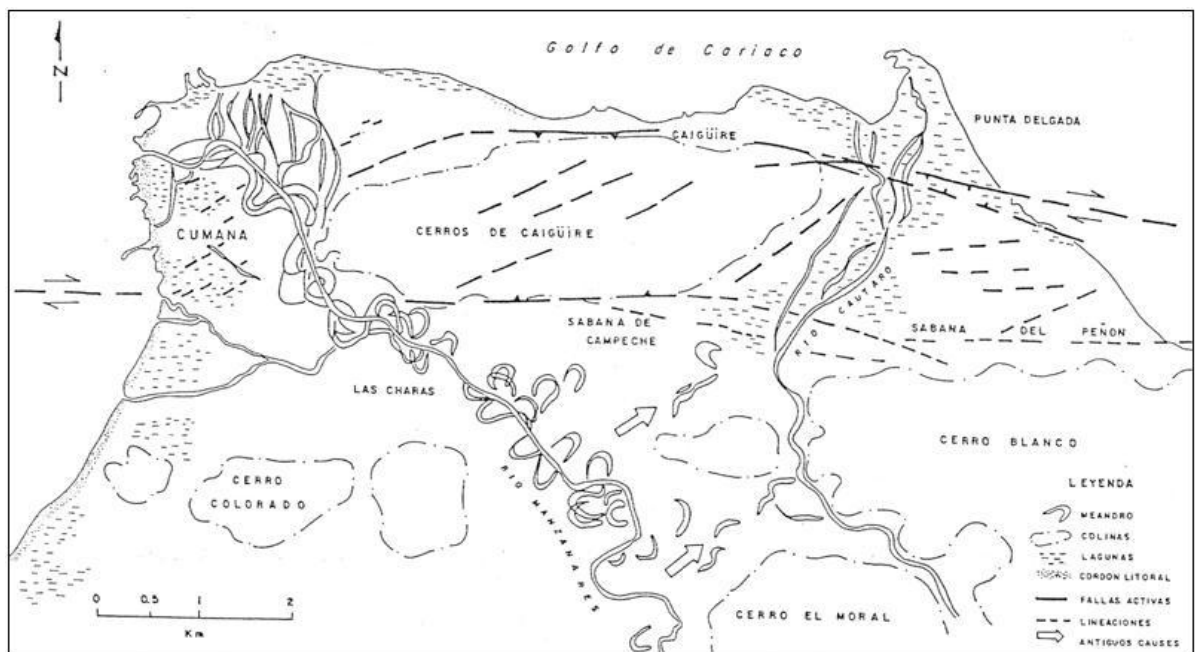


Figura 4.9. Mapa que muestra parte de la historia dinámica del río Manzanares y su posición con respecto a la traza de la falla de El Pilar (Tomado de BELTRÁN Y RODRÍGUEZ, 1995).

Las condiciones de este régimen fluvial, fueron permitiendo la formación de diferentes deltas a lo largo de las zonas costeras. Así mismo, el abandono del paleodelta localizado cerca del cerro Colorado (BELTRÁN & RODRÍGUEZ, 1995), permitió la evolución de este ambiente a

un sistema parcialmente restringido, debido a la progresiva formación de barras de arena, hasta generar un cordón litoral segmentado. Dicha acumulación arenosa se debe a que los sedimentos aportados por el río, fueron distribuidos por las corrientes marinas y re TRABAJADOS por la acción del oleaje. Todo esto se puede generar gracias a una subsidencia en régimen transgresivo (WALKER, 1992).

Esta evolución estuvo controlada por las fluctuaciones episódicas de los movimientos eustáticos del nivel del mar ocurridos durante la transgresión flamenca sucedida hace aproximadamente unos 7.000 años (Figs. 4.10 y 4.11). Esto se debe a que dichas variaciones en el nivel del mar, inciden directamente, no solo en los cambios en cuanto a la temperatura, pluviosidad y cobertura vegetal y a las variaciones en el contenido de CO₂ con los consiguientes cambios evolutivos en la biota, sino que también son la consecuencia de importantes variaciones en los patrones de erosión, meteorización y sedimentación, los cuales conllevan a cambios en los ambientes sedimentarios (MÉNDEZ, 2009).

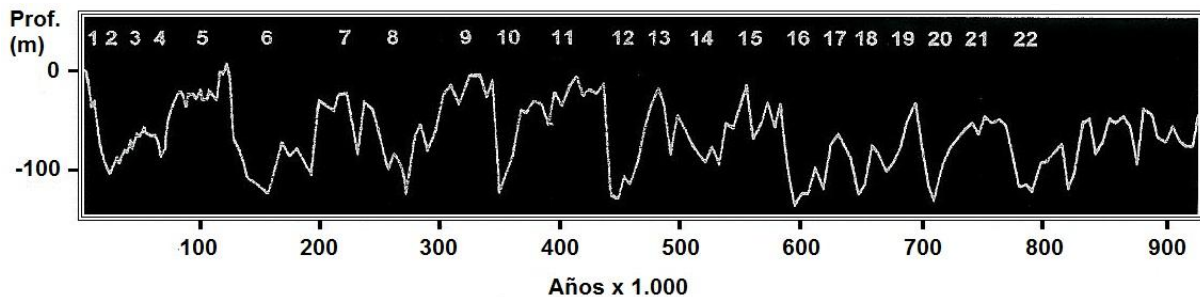


Figura 4.10. Variaciones del nivel del mar desde fines del Pleistoceno Temprano hasta el Holoceno. Los números impares indican interglaciaciones y los números pares glaciaciones. Curvas derivadas del núcleo V-28-238, del océano Pacífico (SHACKLETON & OPDYKE, 1973; en MÉNDEZ, 2009).

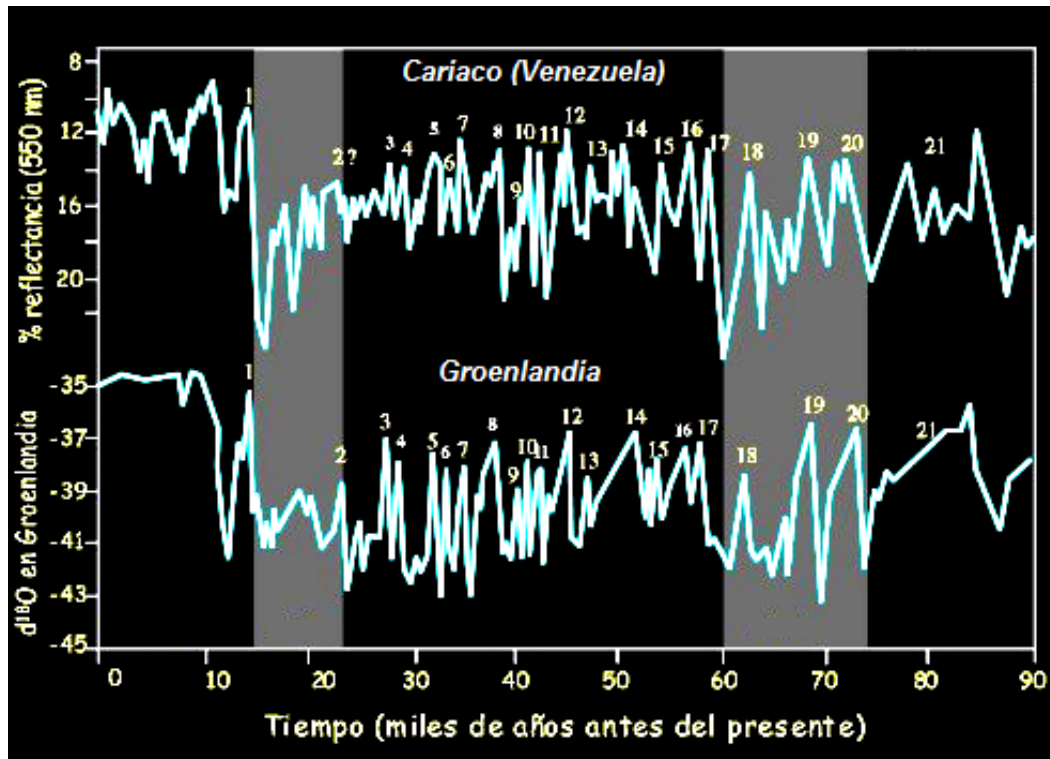


Figura 4.11. Gráfica que muestra la reflectancia de los sedimentos en la cuenca de Cariaco (Venezuela) y el sondeo del hielo GISP II de Groenlandia, según el estudio de isótopos de oxígeno (URIARTE, 2003).

De esta forma, las variaciones mostradas en la figura 4.11, evidencia los ciclos donde existió una abundancia de plancton en los sedimentos depositados durante los períodos más fríos de la glaciación, que coinciden con una mayor intensidad de los alisios y un mayor afloramiento de aguas profundas, más frías y más fértiles. Por el contrario, en los períodos cálidos el color de los sedimentos es más oscuro y la reflectancia es menor; aparece una mayor abundancia de sedimentos terrígenos que serían ocasionados por la mayor evaporación, precipitación y escorrentía de los ríos que desembocaban en las cuenca durante los períodos cálidos (URIARTE, 2003).

Según BEJARANO (1993), la fase de aumento rápido del nivel del mar y la alta tasa de sedimentos aportados por el sistema fluvial, permitió la migración hacia el continente de la barrera costera formada mar afuera. Así mismo, el posterior descenso en la tasa de aumento del nivel del mar, permitió la estabilización de los depósitos costeros (MÉNDEZ, 2006). Seguidamente, ocurre la acumulación de arcillas y limos lagunares, la cual trasgrede los depósitos fluvio-deltaicos del sistema transgresivo y constituye la superficie de máxima

inundación de aproximadamente 2.100 a 4.000 A.P., reportada por MCINTIRE & HO (1969), PHLEGER (1969), ROA (1990), AUDEMARD *et al.* (1997) y MÉNDEZ (2006).

Este escenario propició el desarrollo de albuferas detrás del arco de barrera, las cuales representan un ambiente de transición donde existe influencia tanto marina como fluvial. Los aportes sedimentarios de los ríos y del mar, han rellenado paulatinamente los cuerpos de agua hasta finalmente conducirlos a su desaparición por la colmatación de sedimentos en dichas cuenca. No obstante, la laguna de Los Patos (Fig. 4.12) todavía no ha llegado a su etapa final, representando así un proceso de sedimentación reciente.



Figura 4.12. Complejo lagunar Los Patos. (a) Vista general (Coordenadas 1154268N/20369533E; Rumbo de la foto S34W). (b) Vista detallada. (Coordenadas 1154303N/20369414E; Rumbo de la foto N25E).

4.3. SISMICIDAD HISTÓRICA Y RIESGOS GEOLÓGICOS

La evaluación de terremotos históricos actualmente conforma una disciplina que busca obtener un mayor conocimiento y lograr una mejor clasificación de los mismos. Así como también, constituye una herramienta, el estudio del riesgo geológico que representan los sismos en diferentes zonas. Particularmente, en la región oriental del país, existe un especial interés por los daños que trascendentemente han generado los terremotos, el cual ha incrementado a partir del último acontecimiento destructor que experimento la región en el pasado siglo (Cariaco, 1997).

El noreste de Venezuela es actualmente el área sísmicamente más activa del país, según lo documentado en el catálogo sismológico de la Fundación Venezolana de Investigación Sismológica (FUNVISIS) para el periodo 1910-2003. Así mismo, se tiene que dicha condición, no era muy diferente en época histórica, tal como es reflejado en los registros de la paleoactividad sísmica del país, contenidos en el Catálogo de Sismos Sentidos o Destruidores de Venezuela para el periodo 1530-1998 (AUDEMARD, 2007).

Dentro de este contexto se encuentra la ciudad de Cumaná, la cual constituye un área recurrente en lo que se refiere a los efectos destructores de numerosos sismos. Tal como lo resalta AUDEMARD (2007) y de acuerdo a los registros sísmicos, esta ciudad ha sido destruida en varias ocasiones durante terremotos históricos, por ejemplo en 1530, 1629, 1684, 1766, 1797, y 1853, así como en dos acontecimientos del vigésimo siglo (1929, 1997). Todos estos eventos, han sido relacionados con la falla de El Pilar, la cual forma parte del límite transformante entre las placas Caribe-Suramérica, y es considerada la segunda fuente sísmica de Venezuela (Fig. 4.13).

Por otro lado, según SINGER *et al.* (1983) para los años 1543, y 1944 ocurrieron movimientos de subsidencia y modificaciones de la línea de costa. En 1530, 1853 y 1929 sucedieron algunos eventos que funcionaron como mecanismos activadores para la ocurrencia de tsunamis. Dichos acontecimientos fueron rupturas de la superficie, derrumbes y desplazamientos laterales y/o verticales a lo largo de la falla de El Pilar. Para los años 1750, 1906 y 1932 también se presenciaron tsunamis cuyo vínculo con la sismicidad fue comprobado excepto para el de 1932, cuya génesis es dudosa. En 1978 se produjeron eventos asociados con deslizamientos de tierra, derrumbes y caída de bloques.

En 1770 se evidenciaron modificaciones de cauces naturales debido a deformaciones del suelo como producto de movimientos sísmicos. Para los años 1932, 1944, 1970 y 1978 también se comprobaron deformaciones del subsuelo y en especial, movimientos de subsidencia los cuales no se han podido relacionar con movimientos sísmicos. Así mismo, resulta importante destacar que para los años 1530, 1853 y 1929 ocurrieron fenómenos de

licuación de suelos. En 1766 y 1797 se observaron movimientos de ascenso del terreno cuyo vínculo con la sismicidad esta ciertamente comprobado (SINGER *et al.*, 1983).

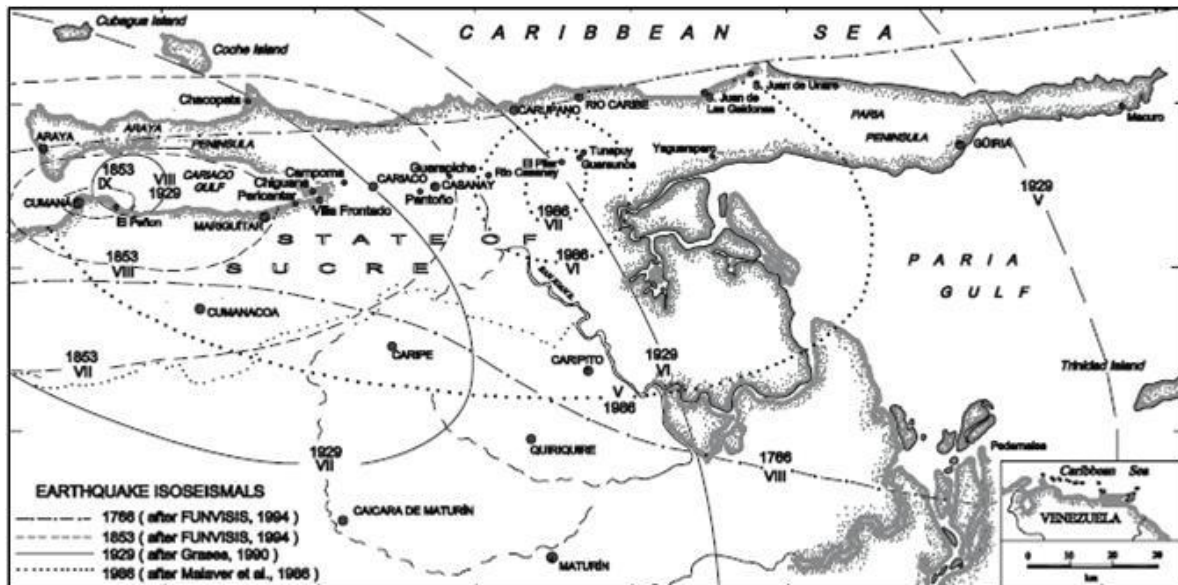


Figura 4.13. Mapa de intensidades sísmicas del estado Sucre, resaltando algunos eventos telúricos ocurridos en la zona a lo largo de la historia (Tomado de AUDEMARD, 2007)

De acuerdo a lo anteriormente expuesto, Cumaná ha sido altamente vulnerable a través del tiempo ante la actividad sísmica. Ésta situación es magnificada, ya que la ciudad fue fundada sobre una secuencia espesa no consolidada, de llanura aluvial, depositada por el río Manzanares en el Holoceno (BELTRAN & RODRÍGUEZ, 1995; GONZÁLEZ *et al.* 2004). En consecuencia, dichas condiciones pobres del subsuelo, generan la amplificación de las ondas sísmicas y produce efectos inducidos por la sismicidad, tal como el fenómeno de licuación que se ha registrado durante la mayoría de los terremotos estudiados (Tabla 4.1) (AUDEMARD, 2007).

En el mismo orden de ideas, la actividad sísmica de la zona puede acarrear consigo una subsecuente amenaza natural, tal como lo representaría un tsunami (Tabla 4.2), que aunque según los registros de la sismicidad de Venezuela, que abarcan eventos datados desde el siglo XVI, es un fenómeno eventual. No obstante, la posibilidad de ocurrencia, está latente y es tomada en cuenta por algunos autores, tal como es el caso de GRASES *et al.* (2004) para la evaluación de riesgos del área.

Tabla 4.1. Inventario de riesgos geológicos en la ciudad de Cumaná (Tomado y modificado de SINGER *et al.*, 1983).

Sitio natural o poblado	Localidad grande más cercana	Fecha de ocurrencia	Genética	Vínculo con la sismicidad	Daños materiales
Boca del Río Manzanares Cumaná Umbral de Araya/Cumaná	Cumaná	01/09/1530	B1 Tsunami D2D4	Comprobado	Destrucción del Fuerte de Jácome Castellón
Umbral de Araya/Cumaná	Cumaná	1543 (1541?)	D ₂ D ₄	Comprobado	
Cumaná	Cumaná	1750	Tsunami	Comprobado	
Morro Rojo (Bordones)	Cumaná	21/10/1766	D ₁	Comprobado	
Morro Rojo (Bordones)	Cumaná	14/12/1797	D ₁	Comprobado	
El Dique Sabanas de Salgado y Caiguire Sabana del Peñón y Sabana de Caiguire Boca del Río Manzanares	Cumaná	15/07/1853	B1 Tsunami D3 D5	Comprobado	Viviendas destruidas
	Cumaná	31/01/1906	Tsunami	Comprobado	
Cerro Caiguire (Flanco Norte) Carretera Cumanacoa (Km. 8) Las Palomas, San Luís, El Salado, Altagracia, Plaza Ayacucho Orilla Manzanares El Salado (Puerto Sucre) El Dique/El Barbudo El Peñón, San Antonio, Caiguire San Luís	Cumaná	17/01/1929	Deslizamiento B1 B3 Tsunami D3	Comprobado	Dos lanchas de 5 ton c/u fueron arrastradas a tierra
	Cumaná	04/11/1932	Tsunami	Dudoso	
Los Castillitos	Cumaná	1944	D ₂	----	
Caiguire arriba	Cumaná	18/01/1979	Deslizamiento	----	

B1= Fenómenos de licuación; B3= Asentamientos y hundimientos por insuficiente capacidad de carga; D1= Movimientos de ascenso del terreno; D2= Movimientos de subsidencia; D3= Rupturas de superficie y desplazamientos laterales y/o verticales a lo largo de fallas activas; D4= Modificaciones de líneas de costa; D5= Modificaciones de cauces naturales.

Tabla 4.2. Terremotos más destructivos del oriente Venezuela para el periodo 1530-1997, resaltando los eventos que sugieren tsunamis (Audemard, 2007).

Fecha	Localidad (Intensidad)	Descripción del evento	Efectos	Interpretación
1530, 1 de septiembre	Nueva Toledo (X)	Las olas del tsunami entraron por la boca del Río Manzanares (Al norte de la ciudad), más alta que la copa de los árboles, cuya inundación llegó hasta las serranías (Cerros de Caigüire). Las zonas bajas de Cumaná fueron cubiertas por aguas marinas, con olor sulfuroso.	<ul style="list-style-type: none"> - En el delta del Manzanares, destrucción completa del fortín construido por Jácome Castellón. - Muchas viviendas indígenas colapsaron. - Muchas muertes, la mayoría por ahogamiento. - Impactos sísmicos posteriores. 	Olas de tsunami en la costa norte de Cumaná, con alturas de 5 a 7 m, que también causaron ahogamiento. Claras evidencias de licuación de suelos asociados con propagación lateral. Posibles deslizamientos en cerros.
1684, 4 de mayo	Cumaná Araya (VIII)	Agrietamientos de suelos. En Cumaná y Araya, ocurrieron emanaciones de arena y agua, con olores sulfurosos.	<ul style="list-style-type: none"> - Área afectada por huracán. - Daños viviendas y estructuras importantes en Cumaná y Araya. - Réplicas sentidas por más de 20 días. 	Licuación de suelos.
1766, 21 de octubre	S.J. Oruña Guayria Monserrate Sabana Grande (IX)	Llamas fueron observadas en los alrededores del Golfo de Cariaco. Agrietamiento de suelos cerca del Monte Parauni (no encontrado en mapas), y a lo largo del Orinoco. Levantamiento de lecho del Guarapiche.	<ul style="list-style-type: none"> - Terremoto sentido en un área de 4 x 106 km². - No reportó tsunami. - No reportó víctimas. - Réplicas sentidas durante 14 meses. 	Hipocentro localizado en el Golfo de Paria a profundidades intermedias. La ausencia de tsunami sugiere que el piso oceánico no fue deformado.
1797, 14 de diciembre	Cumaná (IX)	Hora y media antes del terremoto, se sintió un olor sulfuroso en el cerro del monasterio de San Francisco. Llamas fueron observadas a lo largo del Río Manzanares, en Marigüitar, y en los alrededores del hospicio de Los Capuchinos.	<ul style="list-style-type: none"> - Daños en iglesias y monasterios. - Apenas 12 muertos en Cumaná. 	Licuación de suelos. Réplicas fueron sentidas por algunos días.
1853, 16 de julio	Cumaná (IX)	El mar inundó las tierras bajas de El Salado y Caigüire, 200 yardas tierra adentro (olas de tsunami de 4-6 m de altura). Agrietamiento de tierra de norte a sur. El agua se dispersó a lo largo de las costas y márgenes del Río Manzanares. Así como también en Cariaco.	<ul style="list-style-type: none"> - Daños severos de iglesias, castillos y casas en Cumaná. - Más de mil muertos (la mayoría soldados). - Réplicas sentidas durante más de 15 días. 	Altas olas de tsunami. Licuación de suelos y extensión lateral. Un evento fuerte de importante componente vertical.

1874, 17 de agosto	El Pilar (VIII?)		<ul style="list-style-type: none"> - Daños severos de iglesias y casas en el pueblo de El Pilar. - Sentido en Margarita, Trinidad, Guaúnos y Tunapuy. 	Evento sísmico local.
1929, 17 de junio	Cumaná (IX)	<p>4 km de grietas en las Sabanas de Caigüire-El Peñón.</p> <p>En una extensión de más de 20 km a lo largo de la costa sur del Golfo de Cariaco, se observaron grietas paralelas. También fueron reportados deslizamientos de rocas.</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Daños en edificios de Cumaná. - Réplicas sentidas durante varios días. - Más de 200 damnificados por aguas del Río Manzanares y sabanas de El Salado y Caigüire. Deslizamientos en las laderas del Cerro San Antonio, generaron olas de tsunami en la parte oeste de Cumaná. En Chiguana, el mar retrocede varios metros y regresa sin causar algún daño. 	<p>Primer estudio a nivel nacional de una ruptura cosísmica.</p> <p>Extensión lateral e inestabilidad de laderas.</p> <p>Claras evidencias de licuación de suelos.</p>
1957, 4 de octubre	San Juan de las Galdonas (IX)	Deslizamientos en el norte de Paria, entre Río Caribe y Río San Juan de Unare.	<ul style="list-style-type: none"> - Varias personas heridas en pueblos del norte de la península. 	Evento costa fuera al norte de la Península de Paria.
1974, 12 de junio	Casanay (VIII)	Agrietamiento de suelos entre los pueblos de Galerón y La Pica; también en las vecindades del balneario Poza Azul, cerca de Pantoño. Daños en las faldas del cerro Guarapiche.	<ul style="list-style-type: none"> - 2 muertos y 14 heridos. - Numerosas casas fueron destruidas en Casanay y pueblos cercanos; también en Cariaco. En Carúpano algunos edificios sufrieron leves daños estructurales. 	Epicentro (10.563°N, 63.382°O) cerca de un pueblo del Río Casanay, en asociación a la falla de El Pilar.
1986, 11 de junio	El Pilar Guaraúnos Las Palomas (VII)	Numerosos daños y deslizamientos fueron reportados.	<ul style="list-style-type: none"> - Daños de casas de bahareque; daños estructurales en iglesias y tanques cilíndricos, en El pueblo de El Pilar. - 3 muertos y 45 heridos en Guaraúnos. 	Epicentro (10.55°N, 62.93°O), entre los pueblos de El Pilar y Yaguaraparo, posiblemente asociado a la falla de El Pilar.
1997, 9 de julio	Cariaco (Magnitud: 6,9)		<ul style="list-style-type: none"> - 73 muertes; prácticamente destruida la localidad Cariaco y severos daños en la Ciudad de Cumaná 	Producido en la provincia fisiográfica perteneciente al Sistema montañoso del Caribe, específicamente a 10 km al oeste de la localidad de Cariaco.

Debido al enfoque de este estudio se hace importante resaltar de forma más detallada los eventos tsunamigénicos que han impactado a la ciudad de Cumaná en sus cinco siglos de historia, de acuerdo a los datos plasmados en la evaluación de sismos antiguos de la región.

- Terremoto del 1 de septiembre de 1530

Este acontecimiento representa el primer terremoto en la historia sísmica de Venezuela, ocurrió quince años después de la fundación de Cumaná. La descripción de los daños producidos por este evento es escasa debido a las condiciones que prevalecían en esa etapa de la época de conquista, tales como, la carencia de estructuras urbanas, la escasa preservación de documentos, la poca población y el analfabetismo como factor predominante. No obstante, de acuerdo a algunos relatos mostrados en el Catálogo de Sismos Sentidos o Destruidores de Venezuela para el periodo 1530-1998 y a comentarios tomados de AUDEMARD (2007), se describe como elemento común el "levantamiento del mar", de algunos metros, sobre sus niveles ordinarios, y que el establecimiento indio en chozas fue lavado por las olas ocasionando una mayoría de muertes por ahogamiento. Cabe destacar que los eventos más recientes (Cumaná 1929, Cariaco 1997), a diferencia de éste produjeron olas de apenas un par de metros. Esto permite discriminar el área potencial de la fuente, sugiriendo que el terremoto tuvo que suceder costa afuera para poder generar olas tan altas como la copa de los árboles y apuntando al tramo oeste de la falla El Pilar localizado en la Fosa de Cariaco, como fuente potencial de generación. Su intensidad máxima fue de X en Cumaná.

- Terremoto del 16 de julio de 1853

Se considera similar al evento de 1530, según AUDEMARD (2007) este terremoto generó olas de tsunami que inundó las zonas bajas de Caigüire (este de Cumaná) y de El Salado (oeste de Cumaná, cerca de la desembocadura del río Manzanares). Al igual que para el acontecimiento de 1530, se propone que la fuente de generación se produjo costa afuera al oeste de Cumaná como producto de la ruptura experimentada en el segmento submarino de la falla de El Pilar, al sur de la cuenca de Cariaco. Si eso resultara correcto, el periodo de recurrencia de la falla estaría en el orden de los 300-320 años. Por otra parte, según los

cálculos de FUNVISIS (1994) o GRASES (1990), la magnitud del fenómeno está entre 7.1 y 7.3.

- Terremoto de Cumaná, 17 de junio de 1929

Es probablemente el mejor estudiado en la región, antes del evento de Cariaco de 1997. La presencia de una superficie de ruptura, descrita por Paige (1930), al este de Cumaná permite ubicar este evento a lo tramo de la falla En Pilar al este de los cerros de Caigüire. La magnitud del evento inicialmente fue sobrestimada en 6,9, no obstante, en recálculos posteriores se estimó en 6,3. La ruptura se produjo 4 km en tierra y se extendió costa afuera en la plataforma del Golfo de Cariaco. Deslizamientos en las laderas del Cerro San Antonio, generaron olas de tsunami en la parte oeste de Cumaná (AUDEMARD, 2007). Grases *et al.* (1999) menciona olas de hasta 6 metros de altura llegando a las costas de Cumaná, luego de que el mar se retirara aproximadamente 200 metros mar adentro.

4.4. LAGUNAS COSTERAS DEL ORIENTE DE VENEZUELA: HISTORIA GEOLÓGICA DE LAS LAGUNA PÍRITU, UNARE Y TACARIGUA

En el oriente de Venezuela se pueden observar las lagunas costeras más importantes y mayormente estudiadas del país, tal como lo son las lagunas de Píritu, Unare y Tacarigua. A esta región pertenece la cuenca sedimentaria Tuy-Cariaco, cuyos orígenes se remontan a la tectónica Laramidiana en el Cretácico Superior. Así mismo, en este sector del país se localiza un sistema lagunar de menor escala representado por la laguna Los Patos (Fig. 4.14).

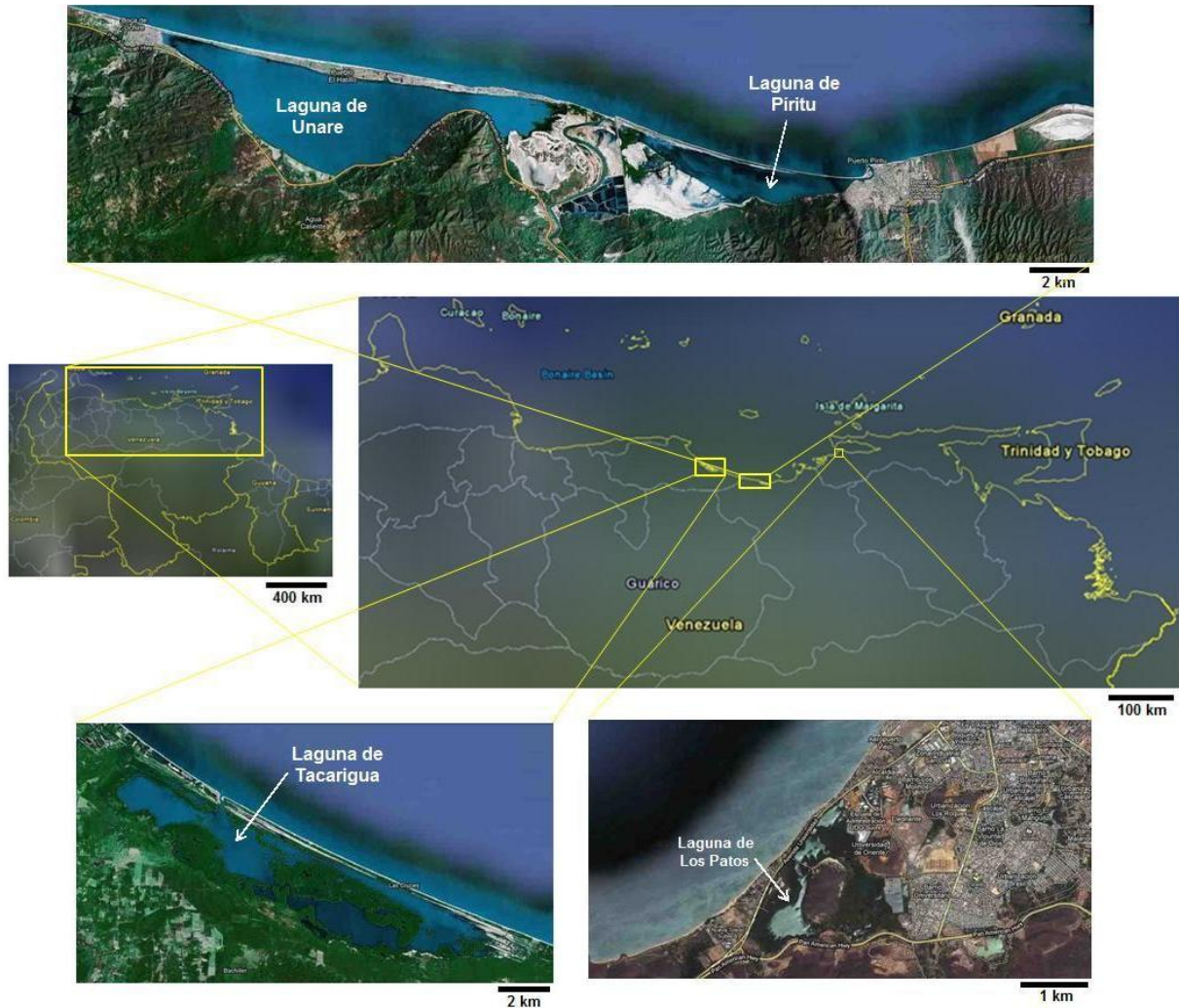


Figura 4.14. Ubicación de las principales lagunas costeras del oriente de Venezuela (tomado y modificado de Google Maps, 2009).

A continuación se presenta la tabla 4.3 donde se resaltan datos importantes acerca de dichos cuerpos de agua:

Tabla 4.3. Características de los sistemas lagunares costeros más importantes del Oriente de Venezuela (Tomado de Proyecto Aquila II, 1994)

Laguna	Área (ha)	Mangles	Aporte de agua dulce	Clima		Batimetría (m)	Relación ancho/profundidad de la boca	Condiciones del agua			Edad
				Temperatura Promedio (°C)	Pluviosidad anual (mm)			Temp. Mín/Máx	Salinidad. Mín/Máx (0/00)	Turbidez (cm)	
Píritu	2600	Sí	Por un canal	—	700	0,2	200/3,5	26 a 32	23 a 72	—	—
Unare	4750	No	Constante	—	703	0,8	—/1,1	24 a 37	0,5 a 92	—	3.940 ± 60 y 2.170 ± 60 AP*
Tacarigua	12500	Sí	Constante	26,5	1270	0,8	—/1	24 a 33	2 a 43	—	—
Los Patos	150	Sí	Ocasional	27	3,5 a 70	0 a 1	6/0,3	25 a 34	0,4 a 40	0,94	5320 ± 40**

*Edad ¹⁴C reportada por ROA (1990); **Edad ¹⁴C reportada en este trabajo

Según BALDA (1976), las lagunas de Píritu, Unare y Tacarigua se relacionan estrechamente con los fenómenos geológicos de la región que modificaron su fisiografía, dando origen a formas geográficas y geológicas favorables al desarrollo de estas albuferas en el transcurso del tiempo. Así mismo, las lagunas costeras de Píritu, Unare y Tacarigua presentan características geológicas que concuerdan con una formación en costas de sumersión o relativamente estables. También es muy probable que la barra de Unare, y de las otras lagunas, se hayan formado a raíz de la transgresión ocurrida después de la última glaciación (BALDA, 1976).

Dicha transgresión holocena, la cual ha sido llamada transgresión Flandriense, se inicia entre 16 y 15 ka BP. Particularmente en Venezuela la sedimentación del Holoceno se desarrolla hace 11,5 ka BP y comprende una amplia diversidad de ambientes sedimentarios que se han mantenido con la transgresión marina en las líneas de costas (MÉNDEZ, 1997). Así mismo, de acuerdo a la curva desarrollada por RULL (1999), el nivel del mar en Venezuela durante el Holoceno, se tiene que alrededor de 8 ka BP el nivel del mar se encontraba 15m por debajo del actual, luego entre 8 y 6 ka BP el nivel asciende rápidamente con una tasa de incremento de 0,5 cm/año. Posteriormente el nivel del mar es moderado. Entre 6 y 4 ka BP la velocidad promedio del incremento del nivel del mar fue de 0,025 cm/año (Fig. 4.15).

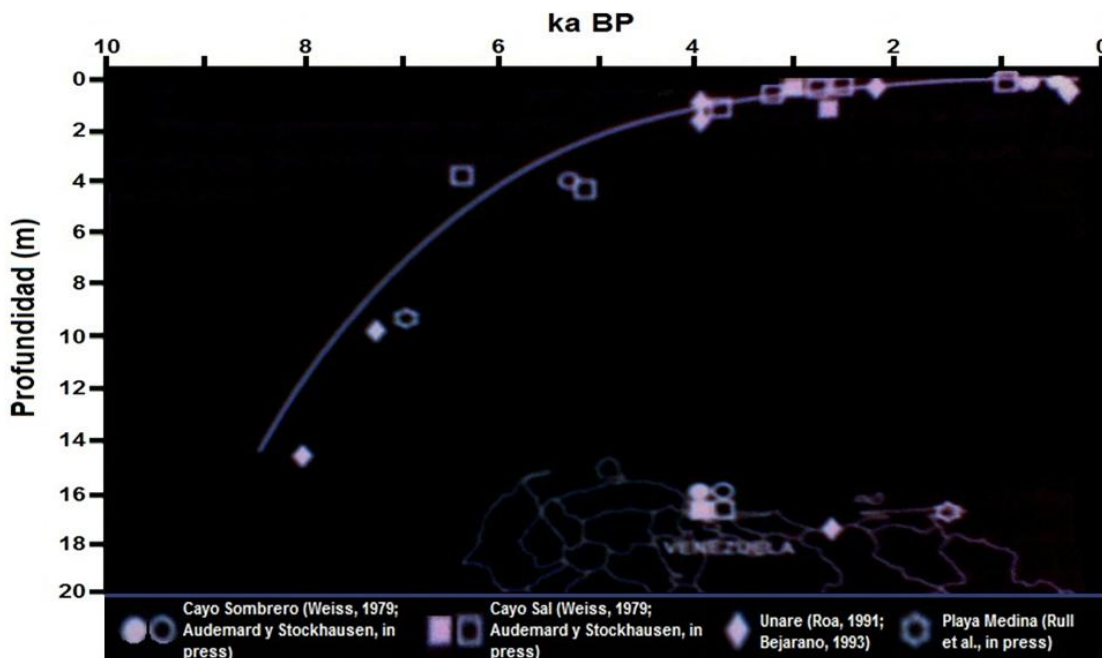


Figura 4.15. Nivel del mar en las costas venezolanas durante el Holoceno (tomado de RULL, 1999). Los símbolos negros representan edades en sedimentos de mangle y los símbolos blancos representan edades en corales.

BALDA (1976) postula que las barras de las lagunas de Píritu y Unare se formaron a expensas del material aportado por el río Unare y que más tarde los sedimentos depositados en la costa fueron removidos por acción de las olas originando playas. Las arenas de estas playas fueron movidas y regadas por corrientes paralelas a las costas, formando una barra que cerró gradualmente la ensenada para originar la laguna. El avance de los sedimentos deltaicos del río Unare, dividió dicha laguna en dos partes: oriental (Píritu) y occidental (Unare).

Asimismo, ROA (1990), mediante el análisis de núcleos de sedimentos y dataciones ^{14}C , logró determinar que entre 3.940 ± 60 y 2.170 ± 60 .BP el mar llegaba hasta 5 km costa adentro, cubriendo la zona que va desde Puerto Píritu hasta Boca de Uchire, dando lugar a una gran bahía. Además ROA (1990), también muestra una figura que permite obtener la tasa de sedimentación (0,5 mm/año) para el sitio denominado “Punto Lindo” entre las quebradas Cántaros y Chávez en la laguna de Unare (Fig. 4.16).

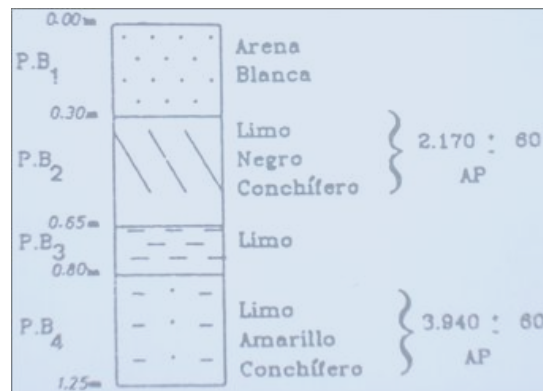


Figura 4.16. Estratigrafía de una calicata de “Punto Lindo” en la laguna de Unare con indicación de las edades logradas por Roa (1990) con los análisis de ^{14}C (tomado de Roa 1990).

Igualmente la Laguna de Tacarigua tiene un origen similar al de las de Unare y Píritu, es decir, durante la transgresión holocena constituía un ambiente marino somero, que posteriormente debido a procesos sedimentarios, pasó a ser un ambiente continental con vegetación de manglar presente (MONSALVE & ROA, 1994). Dichos procesos sedimentarios son la progradación continental generada por el incremento del aporte de sedimentos por parte de sistemas fluviales hacia el mar, y la redistribución de los mismos como consecuencia de la acción del oleaje, las mareas y las corrientes, una vez que se redujera la velocidad de ascenso del nivel del mar (CHACARTEGUI *et al.*, 1997).

5. GEOLOGÍA LOCAL

5.1. GENERALIDADES DE LA LAGUNA LOS PATOS

Las zonas marino-costeras representan ambientes transicionales altamente dinámicos cuya evolución y características hidroquímicas son afectadas por las condiciones climáticas y geográficas. Así mismo, este tipo de ecosistemas son frecuentemente impactados por la actividad antrópica.

La Laguna Los Patos constituye un Parque Litoral, según el decreto presidencial del 12 de diciembre de 1978, localizado al SO de Cumaná, estado Sucre, a unos 3000 m del centro de la ciudad, aproximadamente. Esta conformada por 5 cuerpos de agua litorales separados de manera natural por una vegetación de manglar y más recientemente por la intervención humana a través de la construcción de caminos (LARA *et al.* 1999).

La cercanía a núcleos poblados, en vías de desarrollo, la ha hecho vulnerable a las consecuencias producidas por la actividad humana en los últimos años. Por ejemplo, para la década de los años 40, la construcción de la carretera que comunica a las ciudades de Cumaná y Barcelona, produjo un drenaje transversal insuficiente que interceptaba las aguas provenientes del drenaje natural del terreno y del excedente del sistema de riego del río Manzanares, dando origen a un cuerpo de agua con poca circulación, que induce el crecimientos de manglares en su interior (RAMÍREZ & ROA, 1994).

En la década de 1960, representaba una zona de interés económico, debido a que era utilizada como una zona de pesca artesanal de especies de alto valor económico como *Mugil curema*, *Mugil liza* y crustáceos como el cangrejo *Callinectes boucorti*. Actualmente, algunas de estas especies han desaparecido como consecuencia del deterioro que ha experimentado la laguna debido principalmente a la descarga de agua negras provenientes de algunas urbanizaciones de la ciudad como: Bolivariano, Brasil y La Llanada. En los últimos años el problema se ha intensificado debido al asentamiento de caseríos aledaños a los márgenes de la laguna, los cuales vierten sus aguas, desechos sanitarios, así como una gran cantidad de

sustancias líquidas contaminantes, dentro de las cuales están las nitrogenadas y las fosforadas, afectando así el ecosistema (MÁRQUEZ *et al.*, 2007).

El clima donde se desarrolla este complejo de albuferas es semiárido cálido, BSh en la clasificación Köppen del año 1931, donde predomina la evaporación sobre la precipitación (Fig. 5.1). En la actualidad, las condiciones ecológicas de la laguna son alteradas por la excesiva evaporación de las aguas durante los meses de intenso verano, llegando a secarse algunas secciones, restableciéndose el equilibrio en la temporada de lluvias. Así mismo, la obstrucción de los canales que parten del río Manzanares y desembocan en las lagunas, más el débil volumen de agua que por ellos circula en la estación seca, contribuyen a una sensible disminución en las masas de agua (CARVAJAL, 1965).

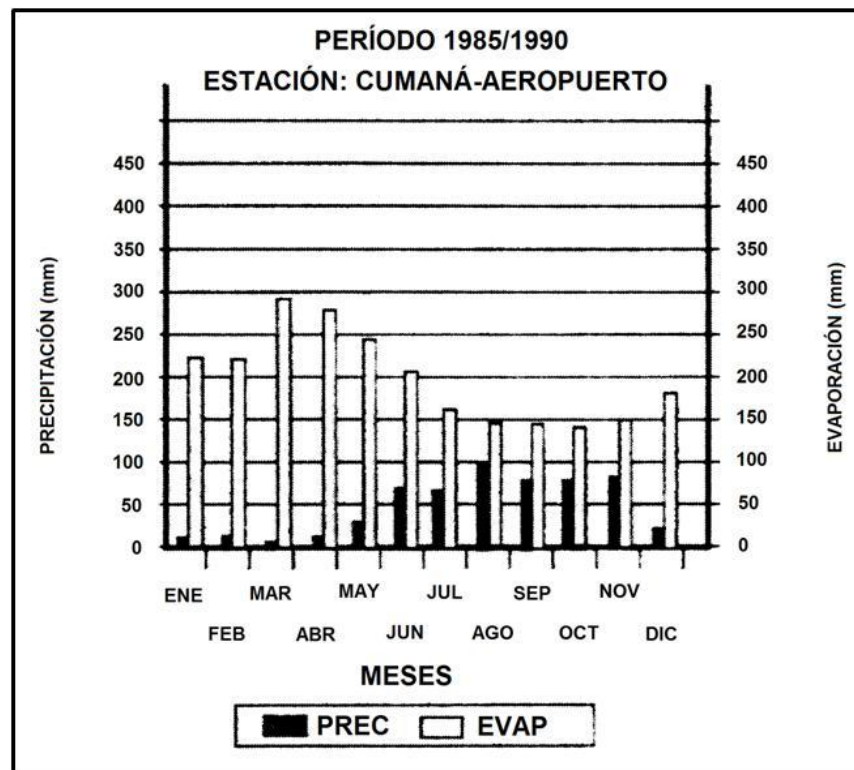


Figura 5.1. Distribución anual de la precipitación y la evaporación de Cumaná Estado Sucre, según FAV Servicio de Meteorología (Tomado de LARA *et al.* 1999)

CARVAJAL (1965) divide la laguna en cinco cuerpos de agua denominados L1, L2, L3, L4 y L5 (Fig. 5.2). No obstante, según INCOSTAS (1981) y LARA *et al.* (1999) en la actualidad se encuentra conformada sólo por cuatro espejos de agua.

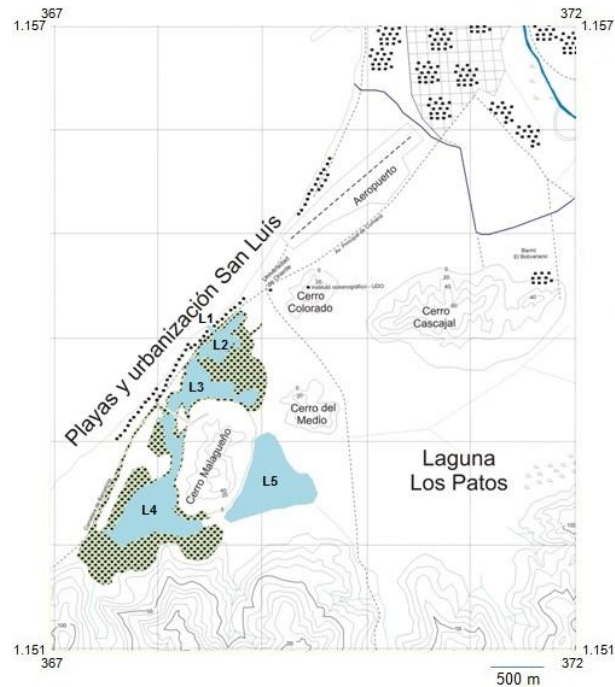


Figura 5.2. Mapa que muestra la subdivisión realizada por CARVAJAL (1975) para la Laguna Los Patos (Mapa base tomado del Instituto Geográfico Simón Bolívar (IGVSB), a partir de las hojas 7347-II-NO y 7347-II-SO)

En cuanto a las condiciones hidrológicas de esta laguna litoral, en general posee una temperatura media de $28,7^{\circ}\text{C}$, con una máxima de 34°C y una mínima de 25°C ; mientras que la salinidad experimenta grandes fluctuaciones debido a la entrada de agua dulce, entre $0,4\text{‰}$ hasta 40‰ (CARVAJAL, 1965). A continuación, se presenta una tabla resumen de las características más resaltantes de cada uno de los cuerpos de agua de acuerdo a los datos obtenidos por CARVAJAL (1965).

Tabla 5.1. Resumen de las características de la Laguna Los Patos, según Carvajal (1965)

Sección	Característica	Composición de fondo	Temperatura	Salinidad	Oxígeno disuelto (ml/L)	Biodiversidad
L1	Con comunicación al mar. Presenta una profundidad máxima de 74 cm	Arenoso limoso de color gris oscuro	Sin grandes fluctuaciones. Máx: 31,5°C Mín: 27,6°C	Máx: 40‰ (mayo, 1965) Mín: 8‰ (octubre, 1964)	2,4-7,9	Foraminíferos y ostrácodos
L2	Presenta una profundidad máxima de 65 cm, disminuyendo considerablemente en verano	Arcilla de aspecto gelatinoso, de color gris a negro y olor sulfuroso poco penetrante	Oscila entre 25,4°C y 40°C	Máx: 27,5‰ (mayo, 1965) Mín: 8‰ (octubre, 1964)	3,81-10,2	Ostrácodos. Bosques de <i>Avicennia nítida</i> y vegetación xerófila
L3	Posee una profundidad máxima de 91 cm	Arcillas de aspecto gelatinoso, color gris oscuro con partes marrón claro	Varía entre 25°C y 31,7°C	Máx: 13‰ Mín: 7‰	2,33- 7,54	Abundan ostrácodos y vegetación de <i>Ruppia</i> ; algas de agua dulce y manglares
L4	Formada por un canal de unos 40m de anchura. Recibe aguas de las quebradas Tumba (en invierno) y La Llanada junto con las aguas excedentes de del sistema de riegos del río Manzanares. Tiene una profundidad máxima de 1 m	Arcilloso gelatinoso de color gris oscuro	Máx:29,3°C Mín: 33,5°C	Entre 6,7‰ y 35,6‰	2,63-7.14	Ostrácodos, <i>Ruppia maritima</i> y <i>Chara hermmani</i> , <i>Avicennia nítida</i> , larvas de peces, jaibas y cangrejos
L5	Formada por una serie de pequeñas lagunas intercomunicadas y un vaso sector cenagoso. Tiene profundidades medias de 40 cm	Arcilloso gelatinoso de color marrón oscuro	Máx: 32,4°C Mín: 26,2°C	Entre 0,4‰ y 26,6‰	3,27-9,35	<i>Typha angustifolia</i> , <i>Batis marítima</i> , <i>Sesuvium portulacastrum</i> y <i>Eleocharis mutata</i> (en la parte cenagosa) y algunos peces de agua dulce.

Por su parte, MÁRQUEZ *et al.* (2007) definen el fondo de la laguna de tipo arcilloso-limoso, arcilloso, de color gris oscuro y de contextura gelatinosa y la profundidad de los cuerpos de agua varía entre 0,4 a 1,0 m.

El comportamiento hidrodinámico de la laguna depende de la época del año, registrándose un descenso máximo del nivel del agua entre enero-abril y un ascenso entre julio-diciembre (CARVAJAL, 1965; LARA *et al.*, 1999). Así mismo, los estudios previos que se han realizado en este sistema costero (ej. CARVAJAL, 1965; INCOSTAS, 1981 y LARA *et al.*, 1999) reflejan la

susceptibilidad del espejo de agua ante los periodos de sequia o lluvia, el cual ha disminuido su área en cada uno de los cuerpos lagunares (Tabla 5.2).

Tabla 5.2. Variación del espejo de agua, en km², de la Laguna Los Patos, Cumaná (LARA *et al.*, 1999)

	CARVAJAL (1965)	INCOSTA (1981)	LARA <i>et al.</i> (1999)
L1	0,00066	0,00375	0,00035
L2	0,352	0,075413	0,025135
L3	0,316	0,90387	0,027004
L4	0,363	0,286244	0,002048
L5	0,5	Seca	Seca
Área total	1,53166	0,452419	0,072978

En cuanto a la barra que separa el complejo lagunar Los Patos del mar, posee una extensión de 2,5 km (desde la boca hasta el Hotel Cumanagoto), un ancho promedio de 22 m y una altura máxima de un m.s.n.m. Las corrientes costeras inciden en la costa, con una dirección general SW y con velocidades promedio de 13,95 cm/s (MALONEY *et al.*, 1966).

Dicho cordón litoral contiene un canal que representa la boca de la laguna, con un ancho entre 5-8 m, la cual permanece cerrada la mayor parte del tiempo por sedimentación, aunque es abierta periódicamente por los pobladores para evitar inundaciones. Así mismo, dicho canal, funciona como una entrada micromareal, ya que las mareas en esta zona tienen un rango aproximado de 0,3 m (LARA *et al.*, 1999).

En síntesis, la Laguna Los Patos es un sistema costero de dimensiones pequeñas segmentado en diferentes cuerpos de agua. Las condiciones hidrodinámicas de la laguna tienen comportamientos episódicos, es decir, varían respecto a las épocas del año. Esto se debe a que los afluentes naturales que desembocan en ella, como son las quebradas Tumba y La Llanada, son de carácter intermitente, y la influencia mareal es relativamente baja ya que ésta es una zona micromareal. Así mismo, cabe resaltar que el complejo se encuentra bordeado por vegetación tipo manglar y que debido a la ubicación del mismo, ha sido afectado a través de los años por el crecimiento de centros poblados.

5.2. GEOMORFOLOGÍA LOCAL

Con la finalidad de establecer el contexto geomorfológico general de la zona y la disposición espacial de los diferentes cuerpos que la conforman, se realizó el análisis de las fotografías aéreas, cuya información se muestra en la tabla 5.3. Así mismo, se utilizaron los mapas topográficos 7347-II-NO y 7347-II-SO a escala 1:25000 y el mapa de INCOSTAS (1979) a escala 1:6250.

Tabla 5.3. Información referente a las fotografías aéreas utilizadas para el estudio de la región de Cumaná y en especial la Laguna Los Patos.

Misión	Año	Fotos	Escala
0402118	1981	01-04	1:35.000
0402129	1989	005-008/024-030	1:25.000
0402-CN	1948	017-021/040-042/068-075/078-090/106-109	1:12.500
0402-40	1937	583-591/607-619/651-663	1:3.000

Se lograron distinguir cuatro unidades topográficamente contrastantes en la región de Cumaná (Fig. 5.3): Unidad de Colinas Redondeadas (UCR), ubicada al Sur de la zona de estudio; Unidad de Colinas Estribadas (UCE), localizada al NE; Unidad de Cerros Dispersos (UCD) ubicados dentro de las zonas llanas; y por último una Unidad de Planicie (UP), dentro de la cual se encuentra localizada la zona de mayor interés, que a su vez se subdivide en tres tipos diferentes: Planicie Fluvial (UPf), Planicie Anegadiza (UPa) y Cordón Litoral (UPI).

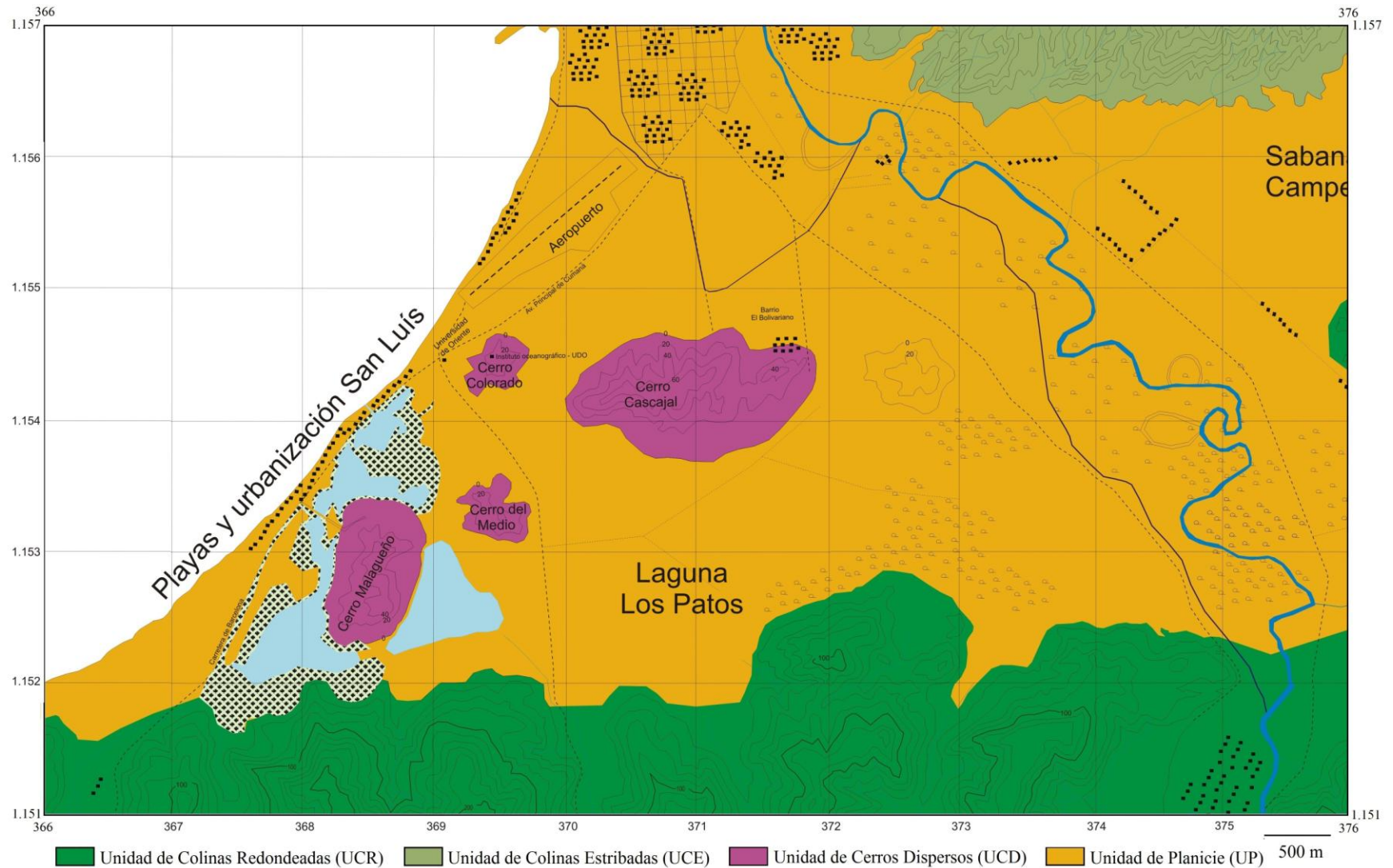


Figura 5.3. Mapa de las unidades geomorfológicas identificadas (mapas base del Instituto Geográfico Simón Bolívar, a partir de las hojas 7347-II-NO y 7347-II-SO).

Unidad de Colinas Redondeadas (UCR)

Esta unidad abarca la zona sur delimitada en la figura 5.3, presentando alturas alrededor de 160 metros, con laderas de poca pendiente y cúspides suaves, sin orientación preferencial. Se observan trazas de rocas sedimentarias con buzamiento al Norte y otras con buzamiento casi vertical en contacto abrupto con la unidad de Planicie (Fig. 5.4).

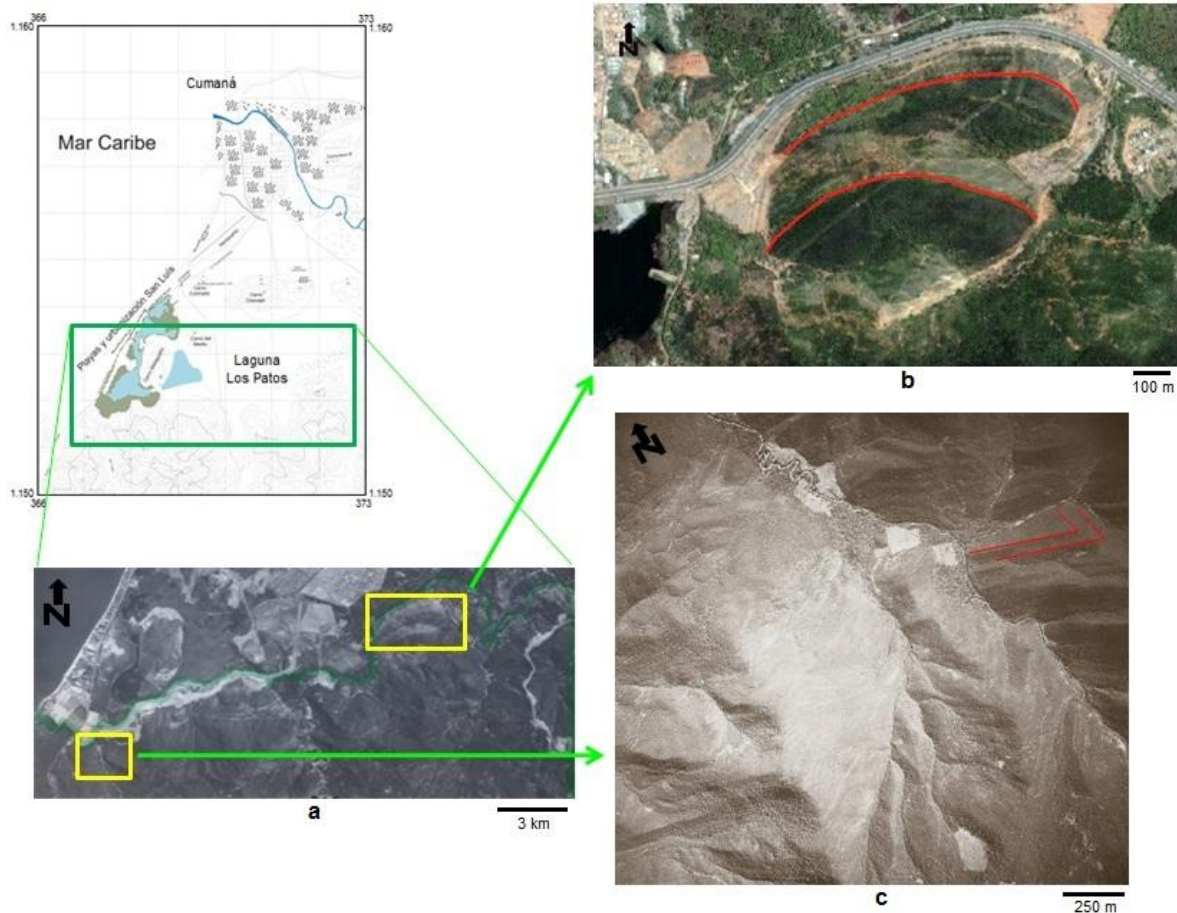


Figura 5.4. Unidad de Colinas Redondeadas, donde se puede observar trazas subverticales (a) y trazas con buzamiento al Norte (b). (a y c) tomado y modificado del Instituto Geográfico Simón Bolívar, a partir de las fotos 04 de la misión 0402118 y 240 de la misión 0402-CN respectivamente; (b) tomado y modificado de Google Maps (2009). Se resaltan algunas trazas características que muestran el buzamiento aproximado de las rocas sedimentarias cretácicas.

El drenaje en los valles intracolinas es regularmente de baja sinuosidad, corto recorrido y régimen intermitente, destacándose las quebradas La Llanada y Tumba (rumbo N10°W aproximadamente) y el valle amplio del río Barbacoas o Bordones (rumbo N60°E aproximadamente), los cuales vierten sus aguas en la Laguna Los Patos.

En cuanto a la vegetación, es de tipo herbácea y se encuentra concentrada hacia los valles por donde pasan las principales vertientes de agua.

Unidad de Colinas Estribadas (UCE)

Esta unidad abarca un área de geometría lenticular ubicada hacia el NE del complejo lagunar de Los Patos y muestra alturas de hasta 160 metros, laderas fuertemente estribadas y cúspides agudas (Fig. 5.5).

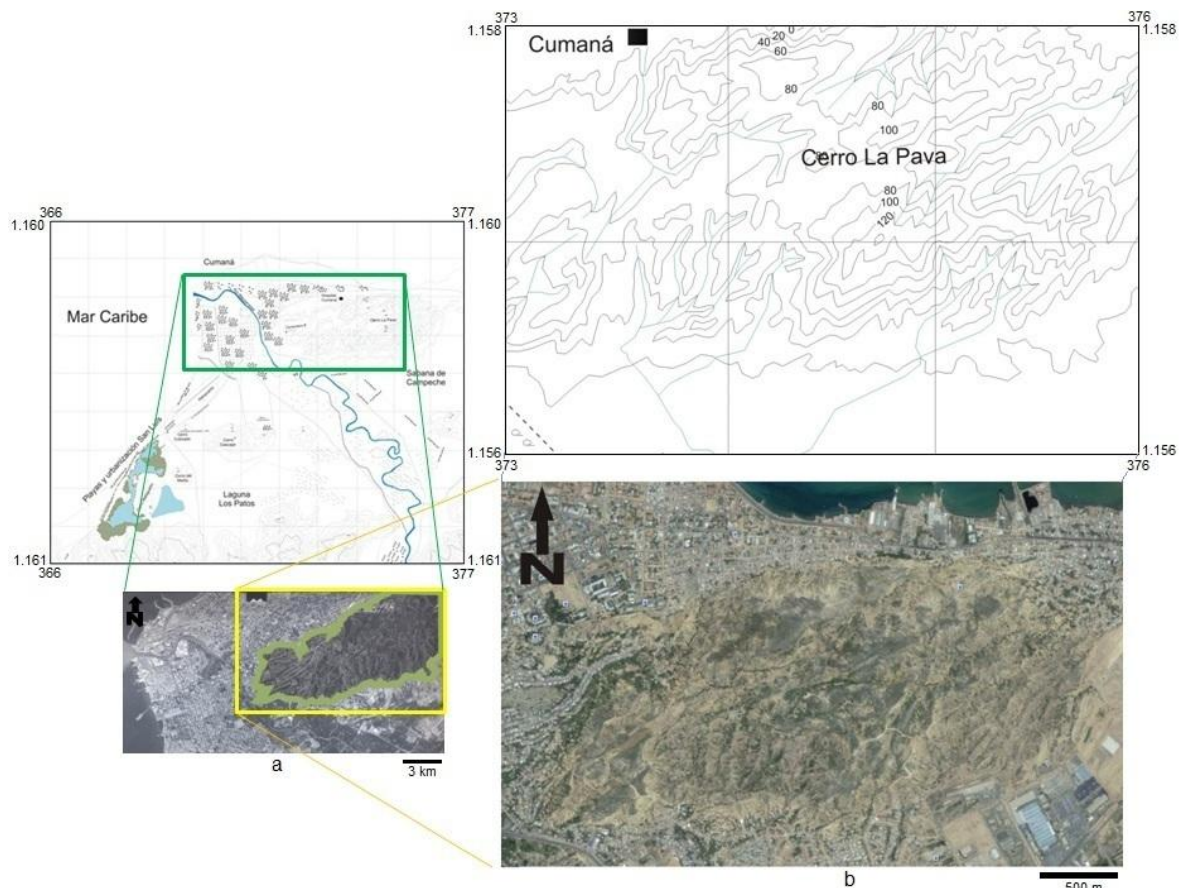


Figura 5.5. Unidad de Colinas Estribadas, donde se muestra la geometría y características generales de la unidad. (a) Foto 04 de la misión 0402118; (b) tomado y modificado de Google Maps (2009).

Así mismo, presenta un patrón de drenaje dendrítico, donde los tributarios del flanco sur drenan sus aguas en la cuenca del río Manzanares, mientras que las quebradas que nacen en el flanco norte desaguan en la costa septentrional de Cumaná. A pesar de la existencia de numerosas quebradas dentro del sector, la vegetación es escasa en contraste con las zonas

adyacentes, lo cual puede estar directamente relacionado con la litología de la formación aflorante en esta unidad.

Unidad de Cerros Dispersos (UCD)

Esta unidad abarca un conjunto de elevaciones menores dispersas dentro de una paleolaguna, cuyas cotas no superan los 70 metros de altura, tales como son los cerros del Medio, Malagueño, Colorado y Cascajal, siendo este último el que exhibe los valores más altos de cotas. Dichas elevaciones parecen estar constituidas por gravas, no obstante en los cerro Cascajal y Malagueño también afloran rocas sedimentarias resistentes a los agentes exodinámicos (Fig. 5.6).

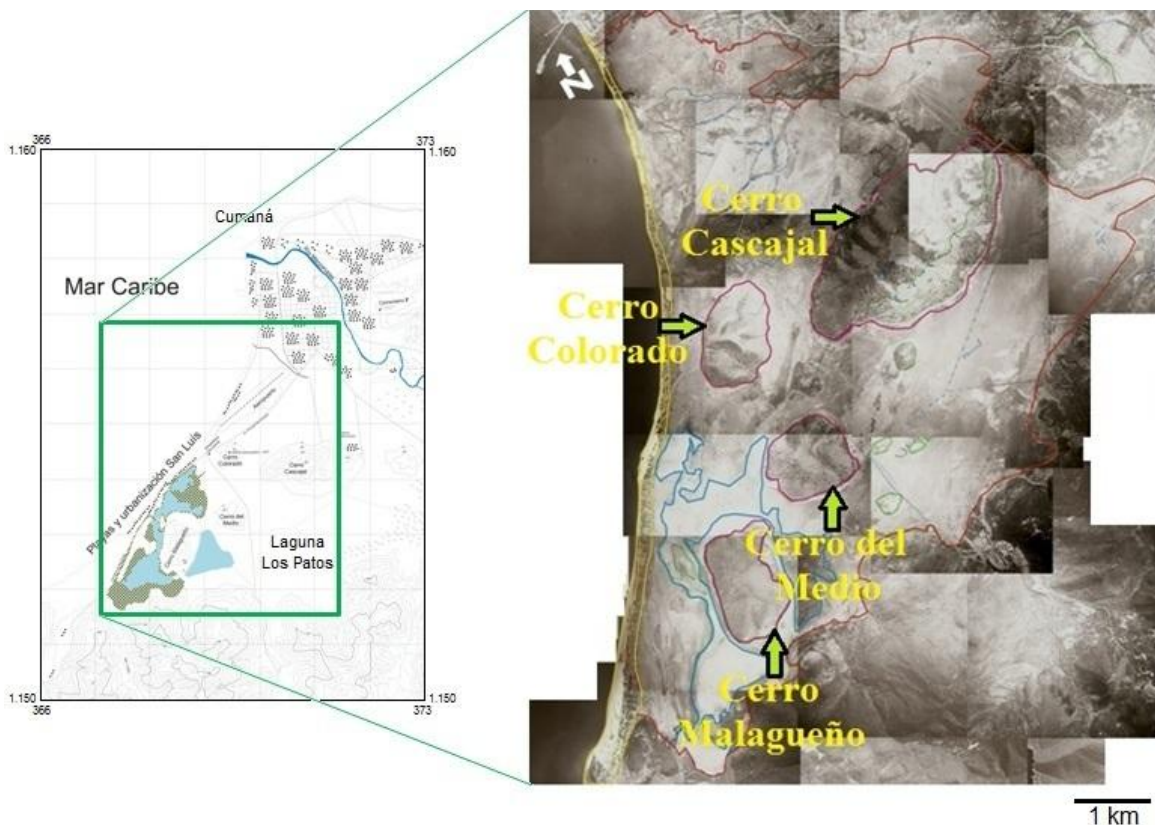


Figura 5.6. Distribución y localización dentro del complejo de las elevaciones que conforman la unidad de Cerros Dispersos (Fotos 017-021; 040-042; 046-049; 068-075; 078-090; 106-109 de la misión 0402-CN).

Unidad de Planicie (UP)

Esta unidad presenta la mayor extensión de la zona definida en la figura 5.3. Como su nombre lo indica, su topografía es aplanada y uniforme casi en su totalidad, mostrando valores de cota cercanos a los 0 m.

Se evidencia el desarrollo de cordones litorales o barras de arena (UPI), que protegen parcialmente a la laguna de la influencia marina. Así mismo, la red de drenajes presente en esta unidad, está caracterizada por dos sistemas principales, uno de cauces dominado por el río Manzanares (UPf) y otro de cuenca receptora representado por la Laguna Los Patos (UPa) (Fig. 5.7).

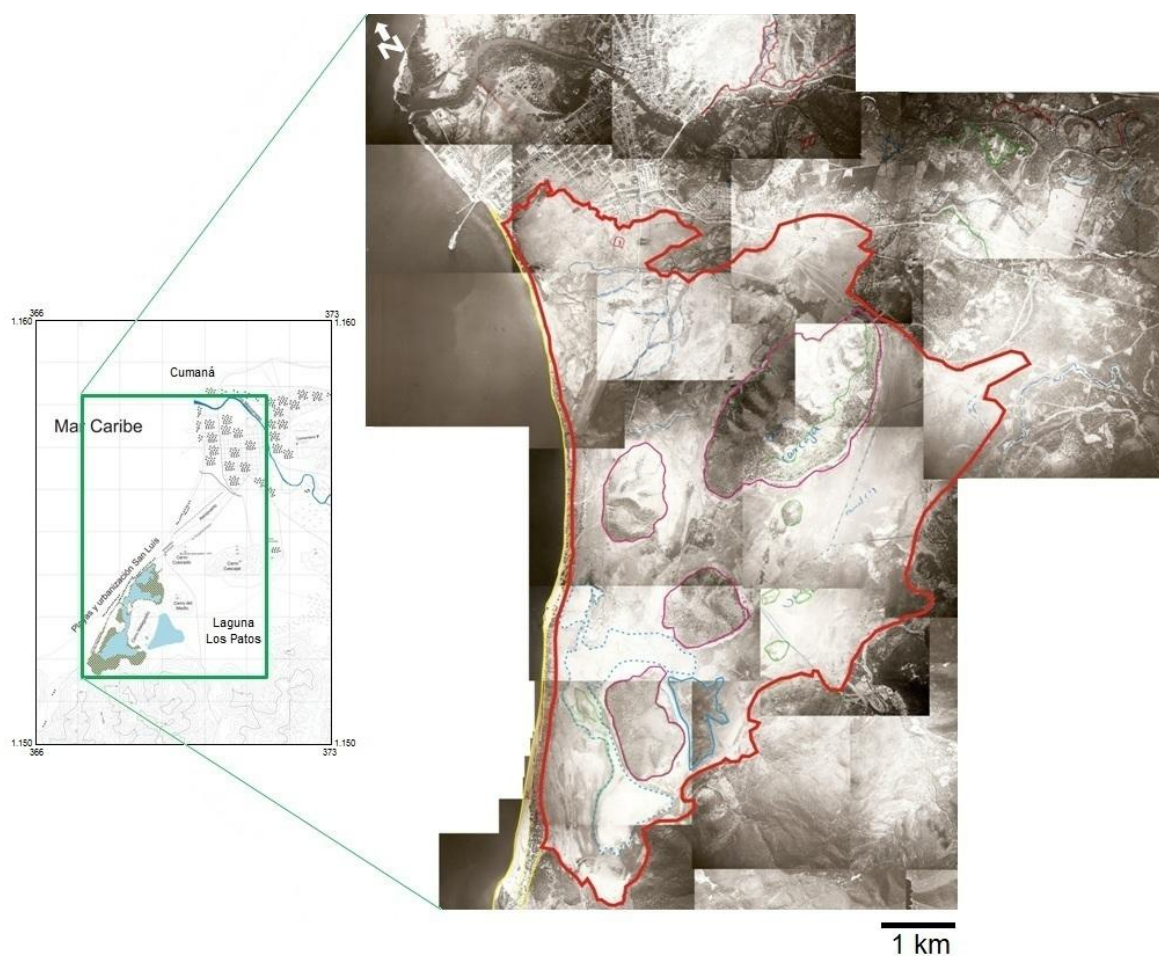


Figura 5.7. Unidad de planicie y subunidades que la conforman (fotos 017-021; 040-042; 046-049; 068-075; 078-090; 106-109 de la misión 0402-CN).

Planicie fluvial (UPf)

Está representada topográficamente por una llanura bastante homogénea en la cual se desarrolla la mayor parte de la vida urbana de la ciudad de Cumaná.

El drenaje principal de esta subunidad lo representa el río Manzanares, característicamente meandriforme controlado por la topografía. Por otra parte, la dinámica que ha desarrollado este sistema fluvial ha dejado como huella depósitos de canales abandonados fácilmente distinguibles. Dicho río vierte sus aguas en el mar Caribe, produciendo una pluma de sedimentos en su desembocadura, los cuales permanecen en suspensión, típicamente de flujos hipopícnicos (Fig.5.8a).

De igual manera, se observa que la mayor parte de la vegetación se encuentra concentrada en las adyacencias del río Manzanares, la cual puede estar controlada por la sedimentación típica de canales fluviales, llanuras de inundación y canales abandonados (Fig. 5.8c).

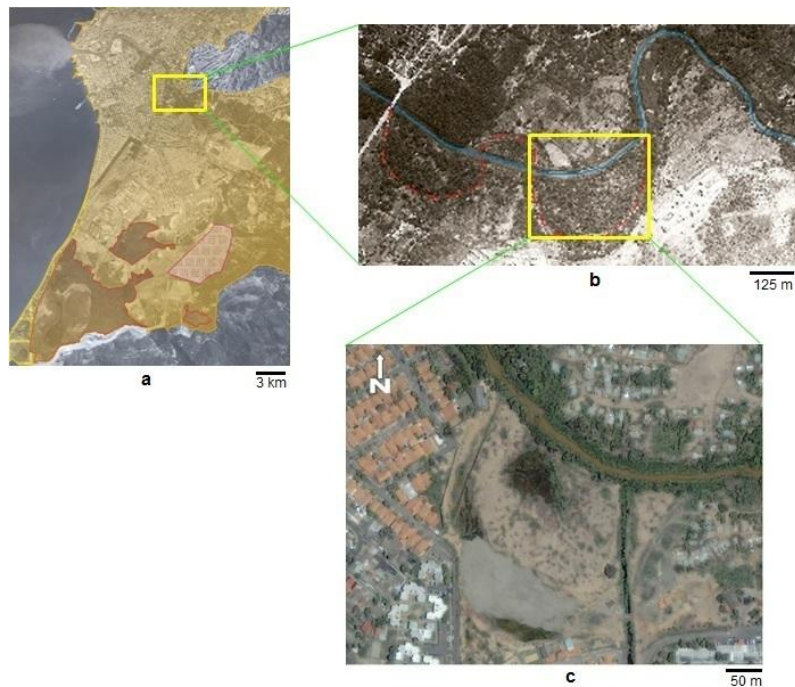


Figura 5.8. Unidad de planicie que muestra el curso del río Manzanares (a), su vegetación (b y c) y la presencia de un canal abandonado (c). (a y b) fotos 04 de la misión 0402118 y 082 de la misión 0402-CN respectivamente; (c) tomado y modificado de Google Maps (2009).

Cordón litoral (UPI)

Corresponde a un conjunto de barra de arena que conforman un cordón litoral que se acuña hacia el Norte, mostrando una longitud de 5 km, una anchura máxima de 70 m y una mínima de 30 m (Fig. 5.9).

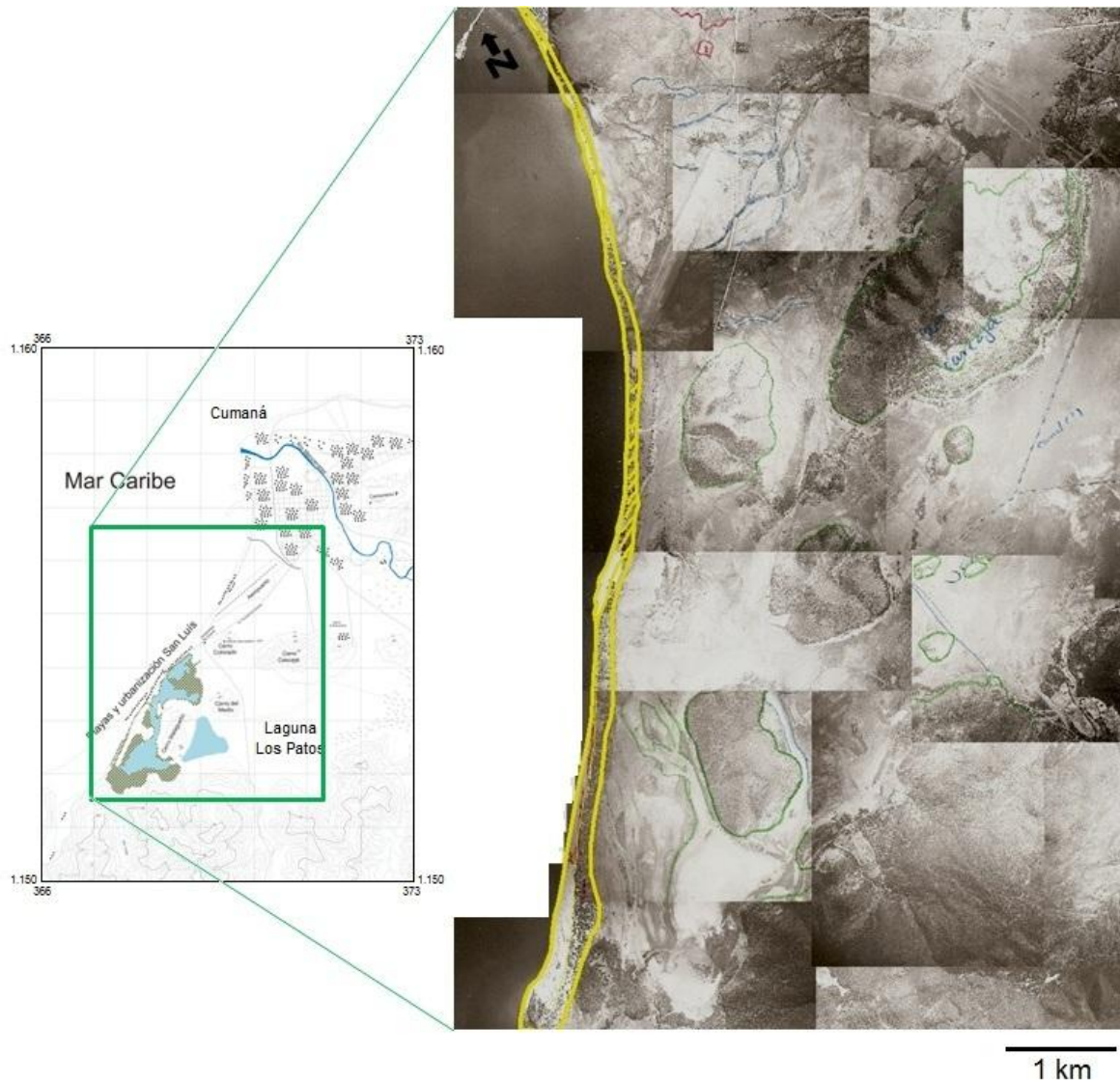


Figura 5.9. Subunidad de planicie litoral que muestra un cordón litoral que protege al complejo lagunar de los procesos marinos (Fotos 017-021; 040-042; 046-049; 068-075; 078-090; 106-109 de la misión 0402-CN).

Dicho cordón litoral se encuentra formado por una sucesión de barras arenosas demarcadas por las alineaciones en la vegetación, las cuales muestran el avance que ha experimentado la línea de costa a lo largo del Holoceno (Fig. 5.10).

Así mismo, las dunas depositadas en esta subunidad, muestran una dirección de marcada influencia eólica en sentido SO, lo cual es evidenciado por la geometría de dichas dunas (Fig. 5.10).

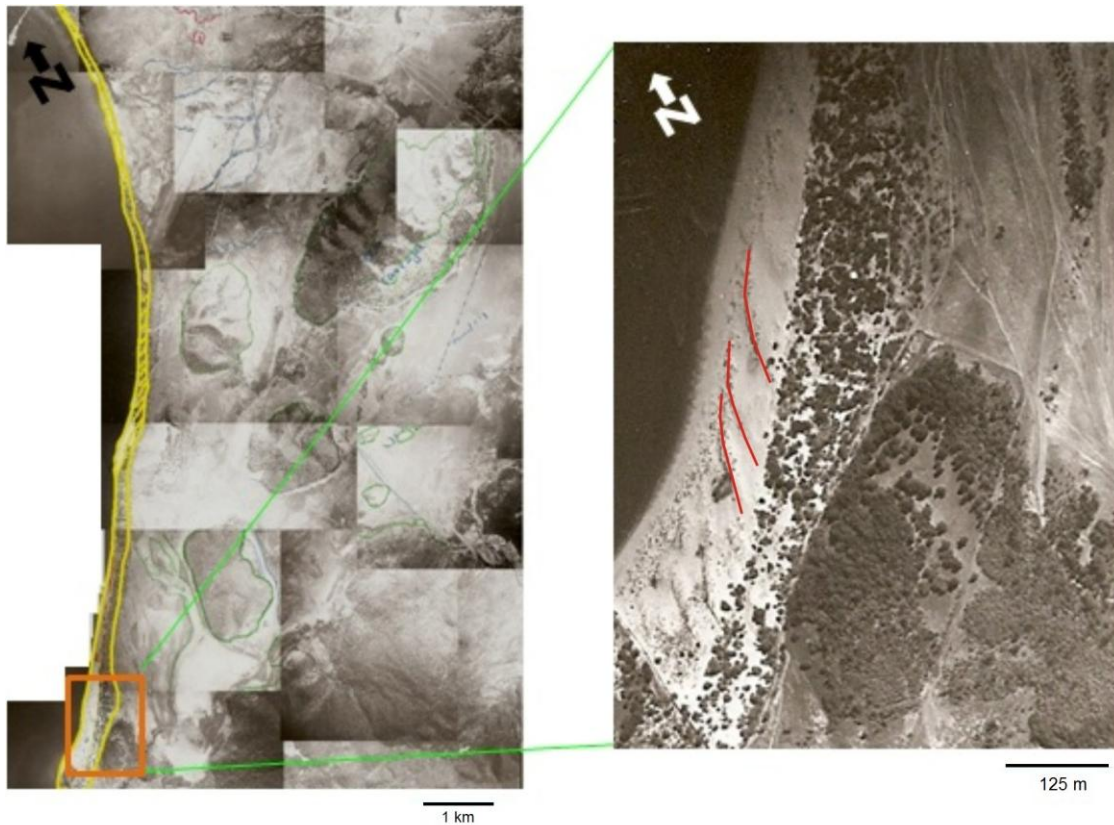


Figura 5.10. Sucesión de barras formadas a través del Holoceno y geometría de las dunas (fotos 017-021; 040-042; 046-049; 068-075; 078-090; 106-109 de la misión 0402-CN). Se resaltan algunas dunas para mostrar la dirección y geometría de las mismas.

La geometría de esta barrera funciona como protección a la laguna de la influencia marina, facilitando el desarrollo de un complejo lagunar costero (Los Patos). Dicha barra exhibe un canal o boca hacia el Norte que permite la comunicación entre el mar y la laguna.

Por otro lado, los depósitos de playa (arena no consolidada) de esta subunidad, sirve de aporte sedimentario para la generación de bancos de arena dentro de la UPa, gracias a la acción de agentes exodinámicos como el viento, que transportan el material hasta su área de depositación.

Planicie Anegadiza (UPa)

Está caracterizada por la existencia de sectores pantanosos que se encuentran bordeando el espejo de agua de la Laguna Los Patos. En general, la subunidad está constituida por material sedimentario no consolidado.

La Laguna de Los Patos se encuentra segmentada en cuatro cuerpos de agua (Fig. 5.11), separados parcialmente entre sí por el desarrollo natural o antrópico de estrechas barras de arena, vegetación espesa y el cerro Malagueño; lo cual representa una configuración particular que pueden exhibir ciertas lagunas costeras. Así mismo, el cordón litoral hacia la parte más septentrional de la subunidad, presenta un canal o boca que comunica las aguas de la playa San Luís con los cuerpos de agua dulce.

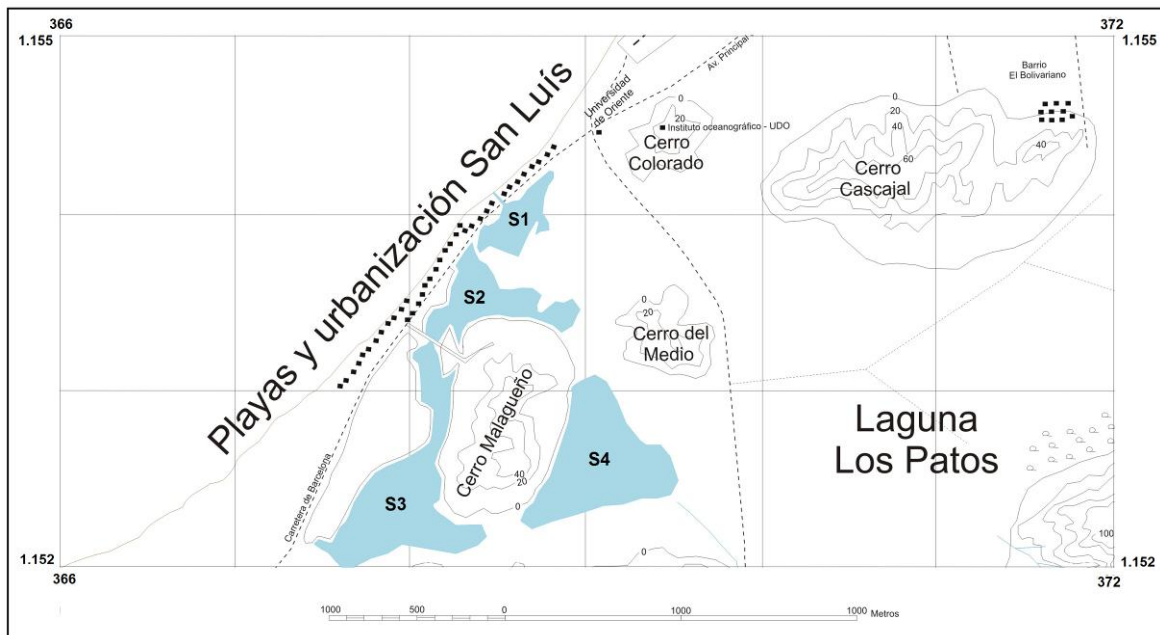


Figura 5.11. Cuerpos de agua más significativos del complejo lagunar de Los Patos.

Por otro lado, el suministro de agua dulce que recibe el complejo lagunar proviene de las quebradas La Llanada y Tumba y del río Barbacoas o Bordones, que nacen en los valles de las colinas ubicadas al sur del complejo. La primera surte la porción S4 de dicho complejo de forma constante, mientras que la segunda suministra flujos intermitentes de agua dulce en la porción S3, al igual que el río anteriormente mencionado.

Así mismo, gran parte del suministro de agua dulce de dicha laguna también proviene de ciertos canales (Fig. 5.12) construidos para canalizar los flujos de agua y facilitar la urbanización de la zona observada hoy en día sobre lo que antiguamente eran terrenos pantanosos que formaban parte del complejo lagunar de los Patos.



Figura 5.12. Muestra la acción antrópica sobre el complejo lagunar de Los Patos, mediante la canalización del paleo sistema fluvial. (Tomado y modificado del Instituto Geográfico Simón Bolívar, a partir de la foto 042 de la misión 0402-CN).

A raíz de la construcción de dichos canales en el año 1971, el espejo de agua de la laguna aumentó y se ha mantenido relativamente, tal como lo sugiere la comparación de las fotografías aéreas de la zona de los años 1948 y 1981 (Figs. 5.13a y 5.13b); pues para la década de los cuarenta, la porción S4 de la laguna, que actualmente posee espejo de agua, se observa desprovista de agua.

Así mismo, dicha comparación, permite evidenciar como el complejo lagunar ha reducido su área considerablemente. La repercusión del suministro de material sedimentario provenientes de las quebradas que nacen en la unidad de colinas al sur del complejo, es mínimo; sin embargo, la influencia de los procesos antrópicos en los últimos años (desarrollo urbano), sí puede constituir la causa principal de la disminución areal de la Laguna de Los Patos (Fig. 5.13).

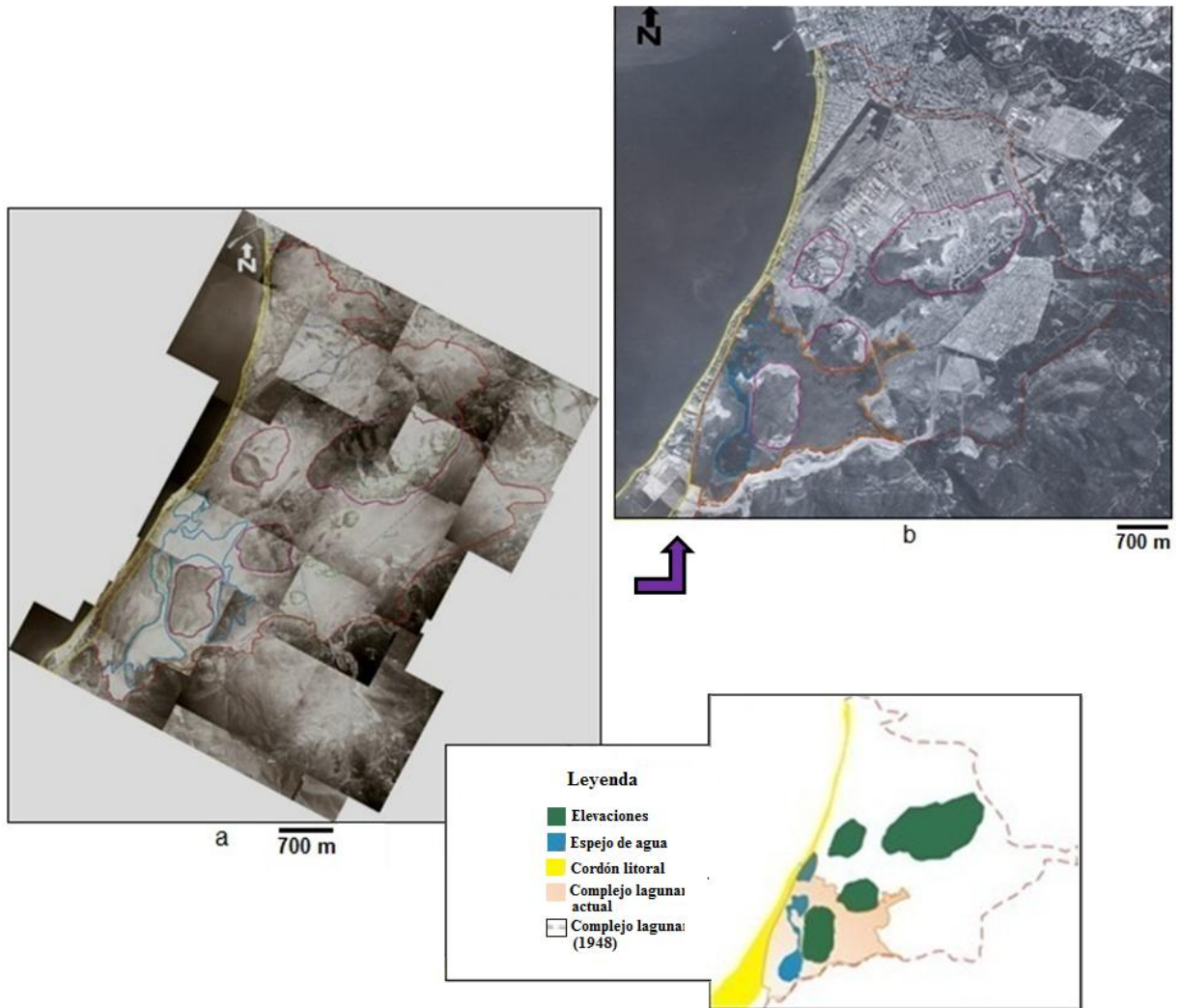


Figura 5.13. Evolución de la Laguna de Los Patos desde el año 1948 (a) hasta el año 1981 (b), donde se evidencia la acción antrópica como principal agente modificador del sistema (fotos 04 de la misión 0402118 y 017-021; 040-042; 046-049; 068-075; 078-090; 106-109 de la misión 0402-CN).

Dentro del dominio de la laguna, se logran observar diversos canales secundarios con cierta sinuosidad, que se abren paso entre la espesa vegetación de mangle que crece dentro de la actual Laguna Los Patos. Algunos subambientes, tales como barras y abanicos de rotura propios de dicha red de drenaje. También se evidencian dentro de la subunidad como pequeños obstáculos dispersos en las desembocaduras y planicies triangulares de poca extensión a los lados de los canales respectivamente (Fig. 5.14).

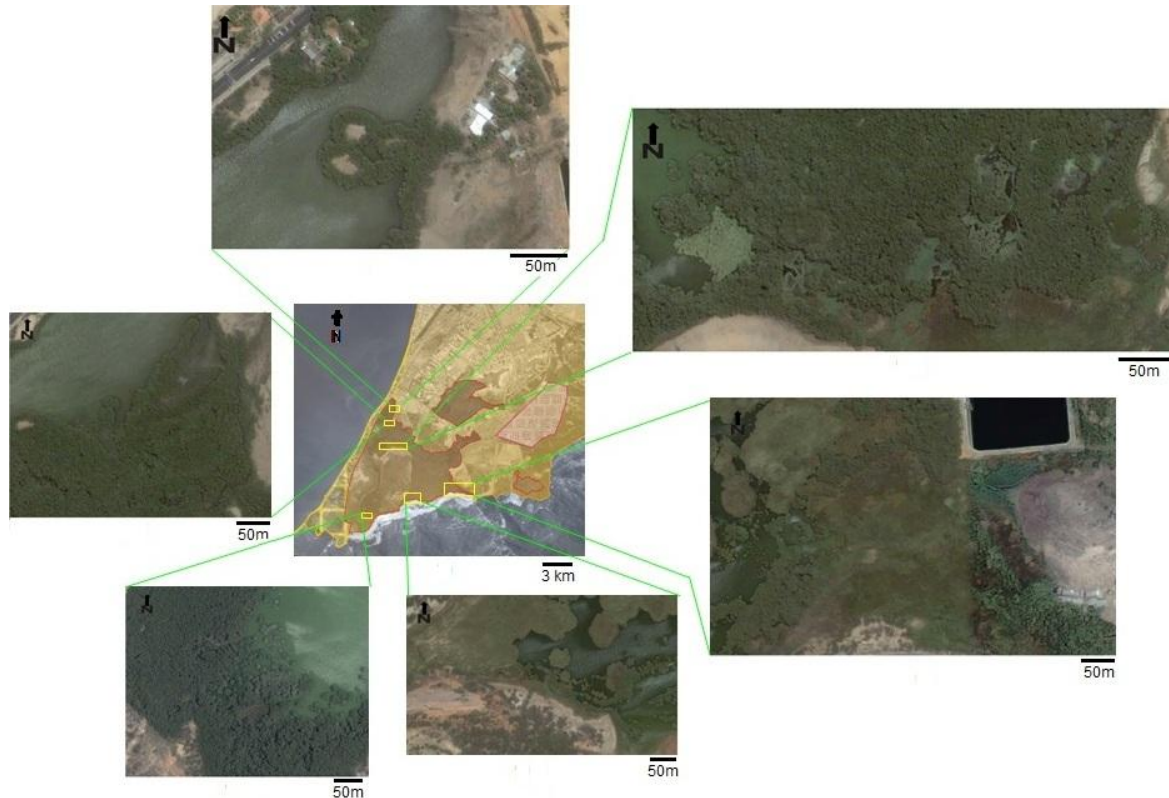


Figura 5.14. Muestra los canales secundarios, así como las barras y los abanicos de rotura propios de este subambiente (Tomado y modificado de Google Maps, 2009)

Por otra parte, hacia el oeste de la subunidad, es claro el desarrollo de barras de arena alineadas paralelamente a la línea de costa, que son el resultado de la acción eólica sobre los sedimentos costeros y la acreción lateral de los cordones por la corriente litoral (Fig. 5.15).

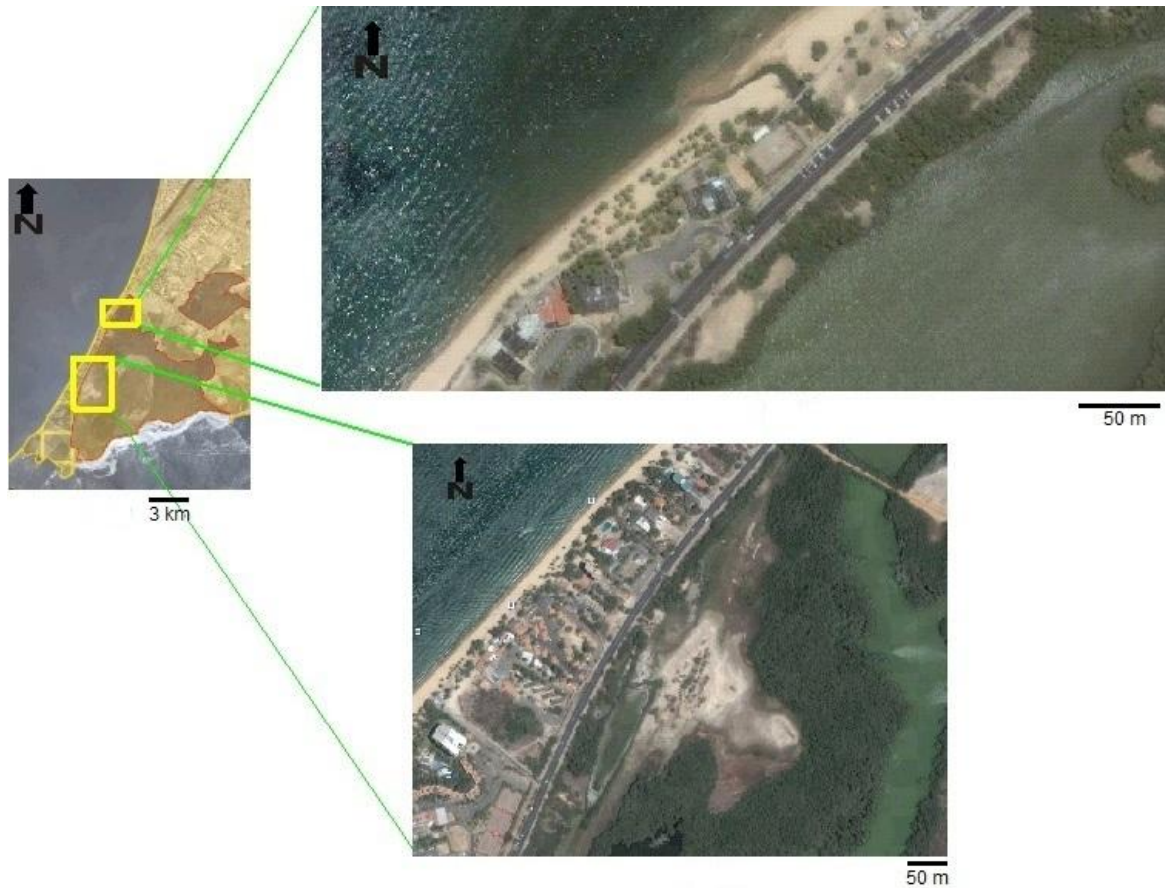


Figura 5.15. Barras de arena alineadas paralelamente a la costa (Tomado y modificado de Google Maps, 2009)

En cuanto a la vegetación que crece dentro del complejo lagunar, es típicamente de manglar y se extiende en los bordes de los espejos de agua y hacia el sector pantanoso (ver Fig. 5.16).

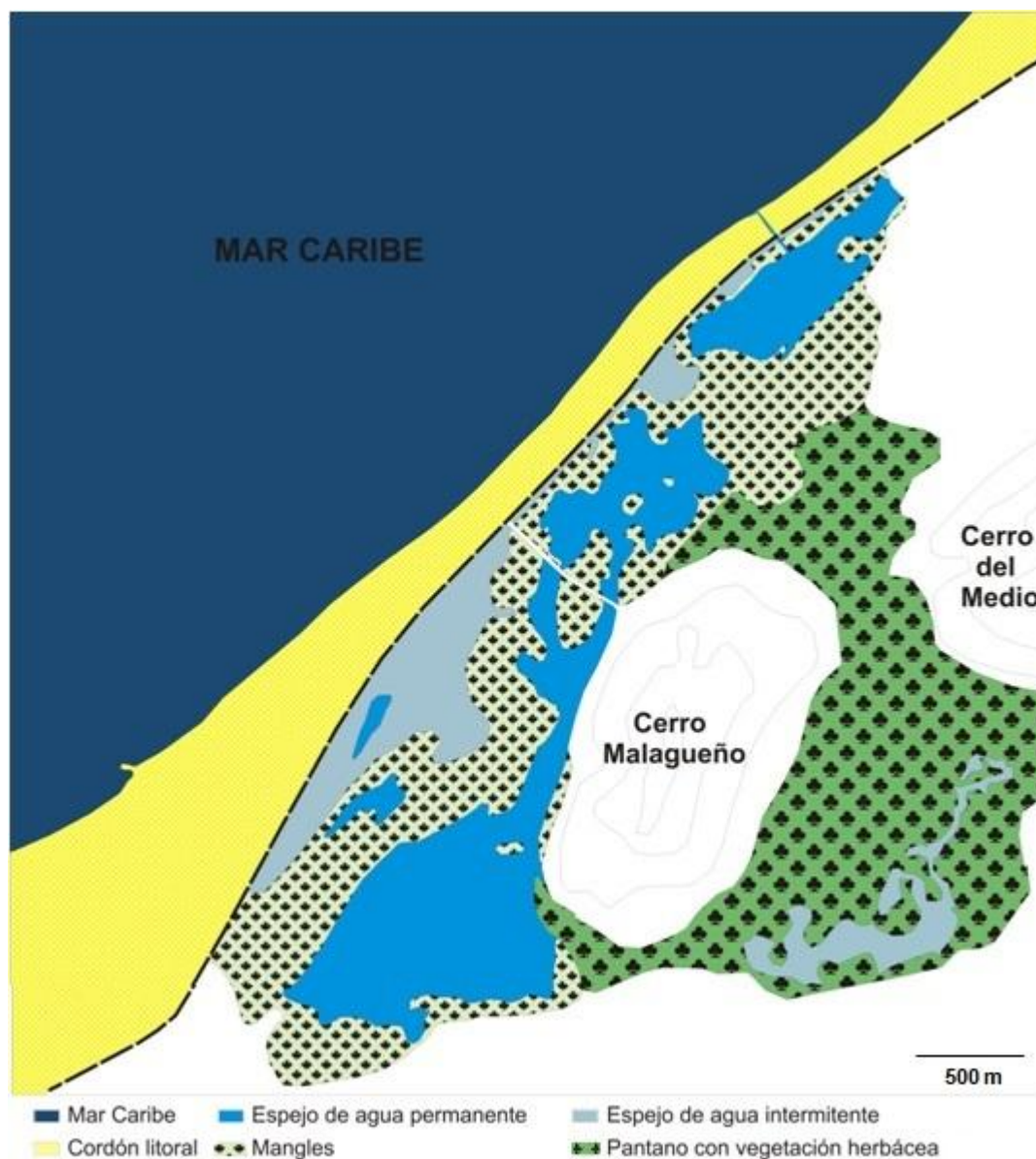


Figura 5.16. Distribución de los diferentes tipos de vegetación dentro del complejo lagunar de Los Patos (Mapa base de INCOSTAS, 1981).

La figura 5.16, muestra como las comunidades de manglares se han ido desarrollando dentro del complejo lagunar desde el año 1948, donde la flora no se manifiesta claramente, hasta el año 1981 donde el avance de la vegetación de manglar se observa fácilmente.

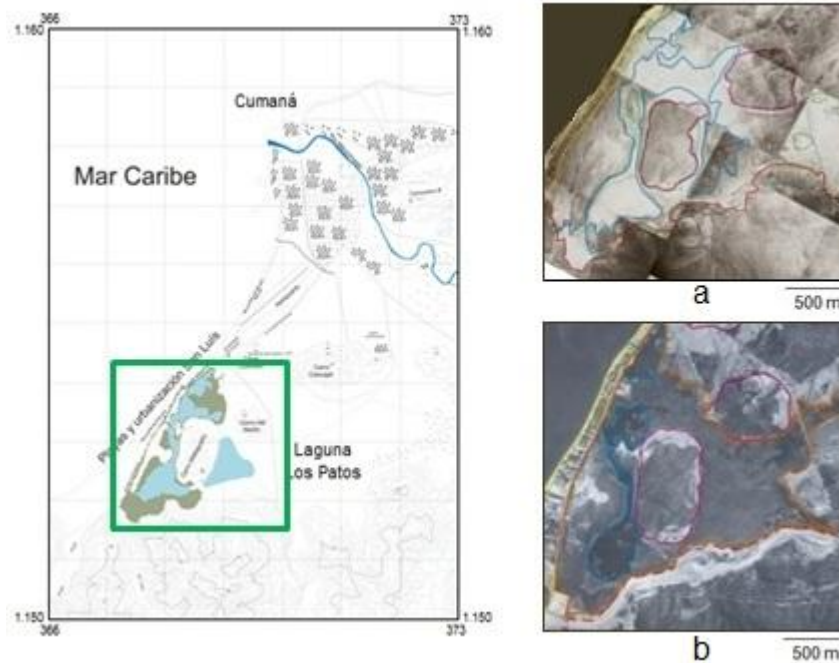


Figura 5.17. Evolución de la Laguna de Los Patos desde el año 1948 hasta el año 1981, donde se evidencia el crecimiento de la vegetación dentro de la albúfera (fotos 04 de la misión 0402118 y 017-021; 040-042; 046-049; 068-075; 078-090; 106-109 de la misión 0402-CN).

De acuerdo a las descripciones previamente realizadas, es posible inferir una secuencia de eventos ocurridos durante el Holoceno, que finalmente dieron origen a la morfología actual.

La laguna costera Los Patos forma parte de un complejo ubicado dentro de una planicie fluvial delimitada al sur por las elevaciones de la Serranía del Interior Oriental, que alimentan el drenaje superficial que surte a la cuenca de agua dulce. Este contacto de morfologías contrastantes, aunado a la presencia de capas con buzamiento Norte que se van verticalizando hacia el límite de las dos unidades, permite inferir la existencia de una falla inversa con buzamiento al Sur, que pondría en contacto a la Formación Barranquín con el Grupo Guayuta.

Dentro de este sistema costero, resaltan como rasgos morfológicos, las elevaciones aisladas y constituidas por material gravoso en su mayoría que suprayacen discordantemente a la secuencia cretácica previamente deformada, la cual exhibe estructuras de anticlinales y sinclinales. Así mismo, se encuentra conformado por una albúfera (Los Patos) posiblemente generada durante el máximo de la transgresión flamenca (2.100 a 4.000 AP) reportada por McINTIRE & HO (1969), PHLEGER (1969), ROA (1990), AUDEMARD *et al.* (1997): 4000 a 5000

AP, MÉNDEZ (2006) y un cordón litoral segmentado que la protege circunstancialmente de los procesos marinos (Fig. 5.18)

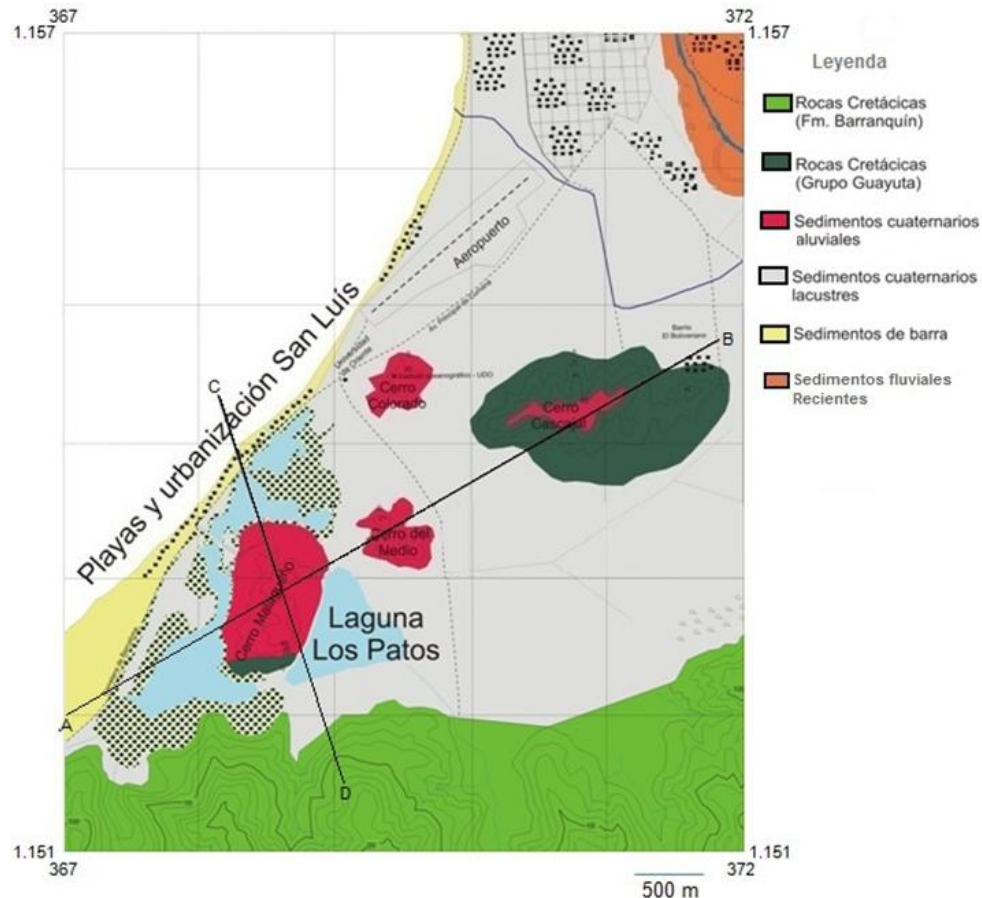


Figura 5.18. Mapa geológico del complejo lagunar de Los Patos, que muestra la distribución de los subambientes y la sedimentación cuaternaria presente en la zona (mapas base a partir de las hojas 7347-II-NO y 7347-II-SO). Las rectas señaladas (A-B y C-D) representan las direcciones de corte establecidas para distinguir los rasgos geológicos más representativos dentro de la zona de estudio.

El nivel conglomerático, también observado al SE de Cariaco donde ha sido propuesta la Formación Frontado, puede ser atribuido a un antiguo relleno aluvial de flujo de detritos donde la ablación de rocas cretácicas (Formación Barranquín) y el transporte de sedimentos hacia las zonas bajas, constituyeron el principal proceso que dominó en la zona durante ese período de tiempo (Fig. 5.19A). Posteriormente, la erosión diferencial, en ambientes fluvio-deltáicos, producto de la migración de paleodeltas (Fig. 5.19B), dejó como huella, la presencia de rellenos sedimentarios propios de este ambiente, los cuales reposan discordantemente sobre los conglomerados mencionados anteriormente, así como la existencia de cerros testigos, dentro de los cuales se encuentran: del Medio, Colorado, Malagueño y Cascajal (Fig. 5.20).

La fracción del material aluviales conjuntamente con los sedimentos fluvio-deltaicos, representan la sedimentación cuaternaria de la zona, la cual según CRUCES (2008) alcanza un espesor que varía entre 60 y 160 m, siendo mayor en las zonas deprimidas y menor en donde se encuentran las elevaciones.

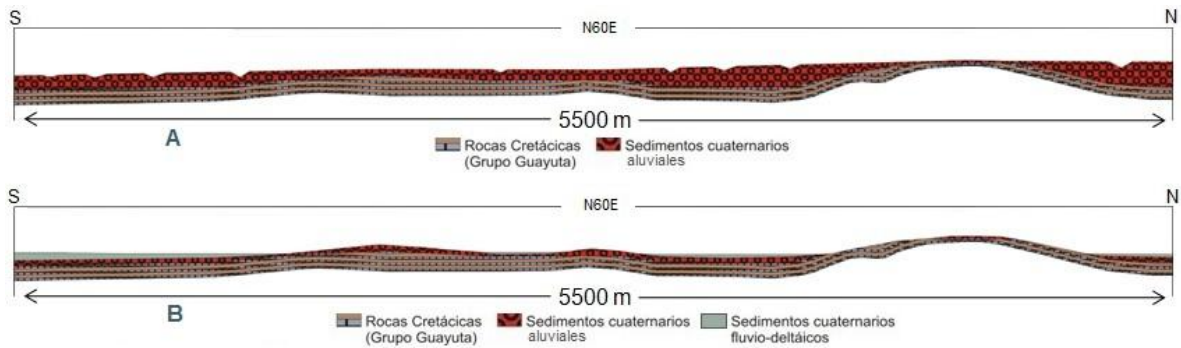


Figura 5.19. Corte esquemático idealizado que muestra la evolución de la región de Cumaná desde el relleno sedimentario aluvional y la erosión localizada (A), hasta los depósitos deltaicos (B).

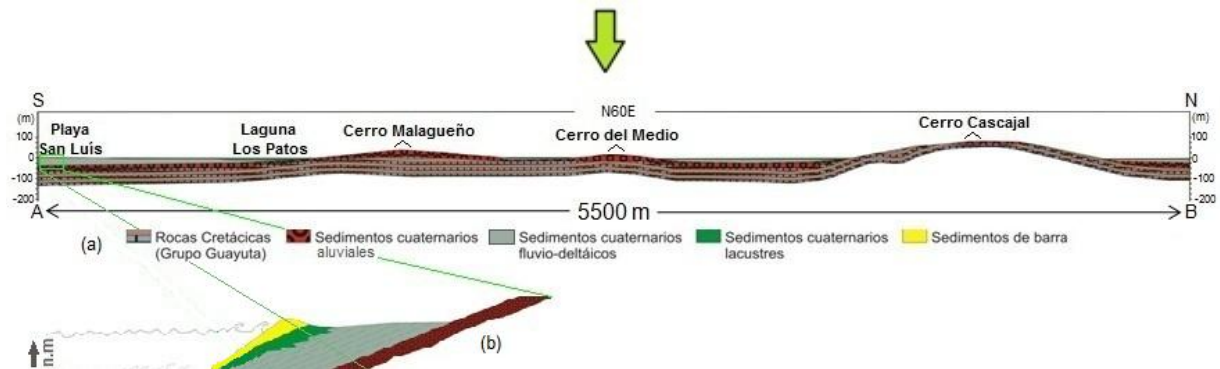


Figura 5.20. (a) Corte A-B del complejo lagunar de Los Patos, donde se permite diferenciar los subambientes que componen la unidad. (b) gráfico esquemático que muestra con mayor detalle la distribución de sedimentos en un sistema costero.

Por otra parte, el desarrollo del cordón litoral o barras de arena ha sido el producto tanto de los aportes marinos desde la plataforma durante la transgresión y de la redistribución de los sedimentos aportados por los ríos, como resultado de la acción de las olas, mareas y corrientes influenciadas por la incidencia de los vientos alisios del NE sobre las costas del país. Estas barras comenzaron a cerrar paulatinamente áreas costeras someras y zonas de mangles, para generar así, las albúferas que alguna vez existieron o que todavía existen (Laguna Los Patos) a lo largo de las costas de Cumaná (Fig. 5.21).



Figura 5.21. Corte C-D del complejo lagunar de Los Patos, que muestra la sedimentación cuaternaria en la zona.

Para los años 1937 a 1948, a lo largo de las costas de Cumaná, existían numerosas lagunas costeras que mostraban el dominio de un ambiente transicional caracterizado por sedimentación lacustre. Actualmente la mayoría de estos cuerpos de agua han llegado a la etapa final de la evolución geológica de una albúfera, ya que se encuentran colmatados debido a causas como: el aporte sedimentario por parte de los sistemas fluviales, el clima semiárido (tasa de evaporación mayor que la tasa de precipitación) y el bajo rango mareal. Así mismo, la intervención antrópica, pudo haber contribuido a la desaparición de las paleolagunas, ya que la densidad de población en la zona se ha ido incrementando considerablemente en los últimos años.

No obstante, hoy en día aún se encuentran ejemplos de lagunas costeras activas, como es el caso del complejo lagunar de Los Patos, el cual se restringe a una depresión ubicada al SO de la ciudad de Cumaná en el contacto entre la planicie y las elevaciones de la Serranía del Interior Oriental. La localización de esta albúfera, además de estar relacionada con un proceso sedimentológico (paleodelta), tiene una connotación tectónica, representada por una flexura producto del fallamiento inverso que coloca en contacto a la Formación Barranquín con el Grupo Guayuta (GÓMEZ & REY, 1982); así como también, por la paulatina subsidencia, la cual se evidencia en la suave pendiente NO que exhibe la topografía (Figs. 5.22).

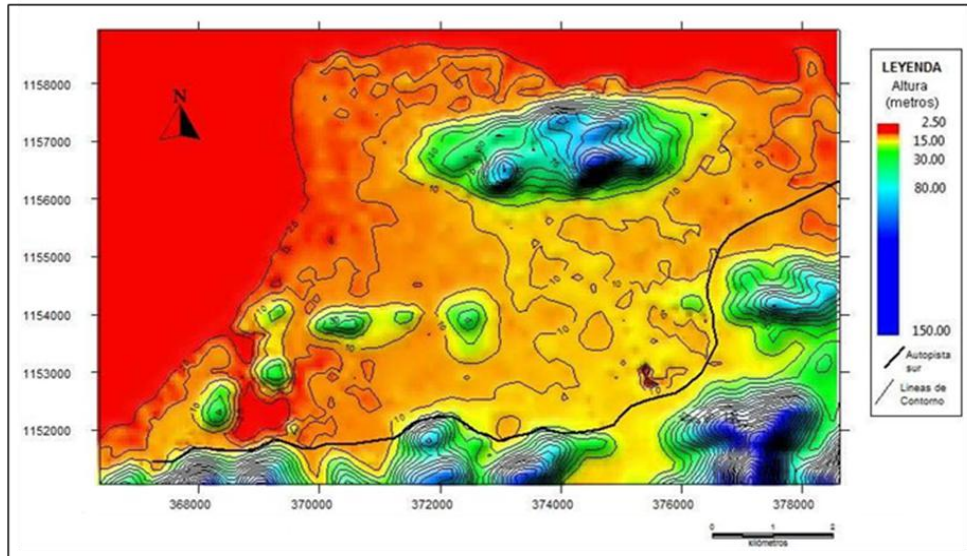


Figura 5.22. Mapa topográfico que incluye datos GPS diferencial y satélites (CRUCES, 2008).

Por otro lado, el complejo lagunar de Los Patos ha experimentado en los últimos años, la disminución hacia el Este del área de influencia lacustre, debido a causas como: el aporte de sedimentos, la tasa de evaporación y el levantamiento de la planicie. Así mismo, mediante la comparación de las fotografías aéreas de los años 1948 y 1981 y algunos planos urbanos (Fig. 5.23), se puede evidenciar como la acción antrópica ejercida por los habitantes de la zona, ha desequilibrado y obstaculizado sustancialmente la evolución natural de una laguna costera.

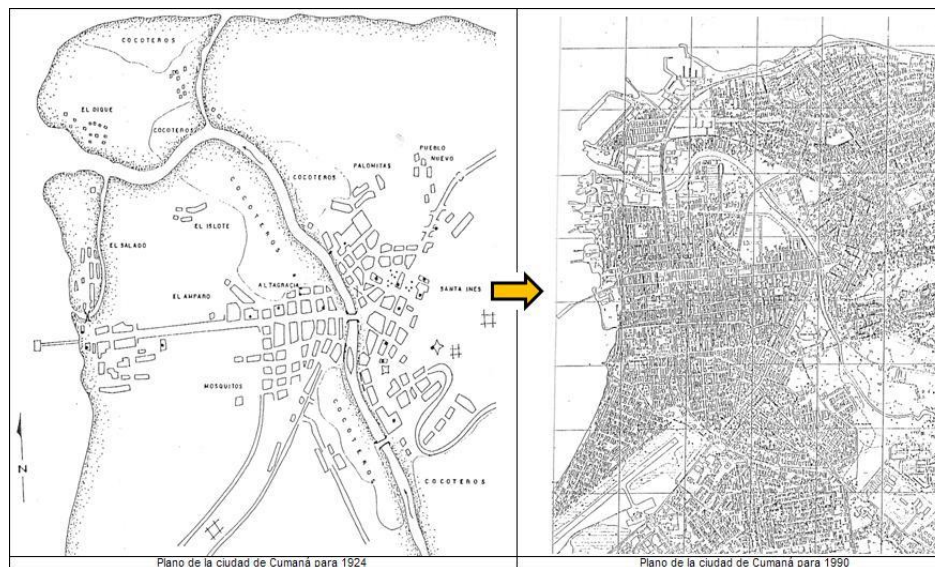


Figura 5.23. Planos urbanos donde se observa el incremento de zonas pobladas desde 1924 a 1990 (Tomado de BELTRÁN & RODRÍGUEZ, 1995)

6. RESULTADOS EXPERIMENTALES

A continuación se presentan los resultados obtenidos de los diferentes estudios realizados a los núcleos tomados en la Laguna Los Patos, los cuales servirán de herramienta para la caracterización del registro sedimentario reciente de dicha albufera.

6.1. UBICACIÓN GEOGRÁFICA DE LOS NÚCLEOS

Los núcleos L-Patos 09-01 y L-Patos 09-02, fueron tomados dentro del complejo lagunar Los Patos, en la periferia de un segmento que separa los espejos de agua denominados L3 y L4 (Fig. 6.1). Los puntos pertenecientes a la toma de dichos núcleos corresponden a las siguientes coordenadas geográficas:

- L-Patos 09-01: latitud 1153226 y longitud 20368217
- L-Patos 09-02: latitud 1153228 y longitud 20368216

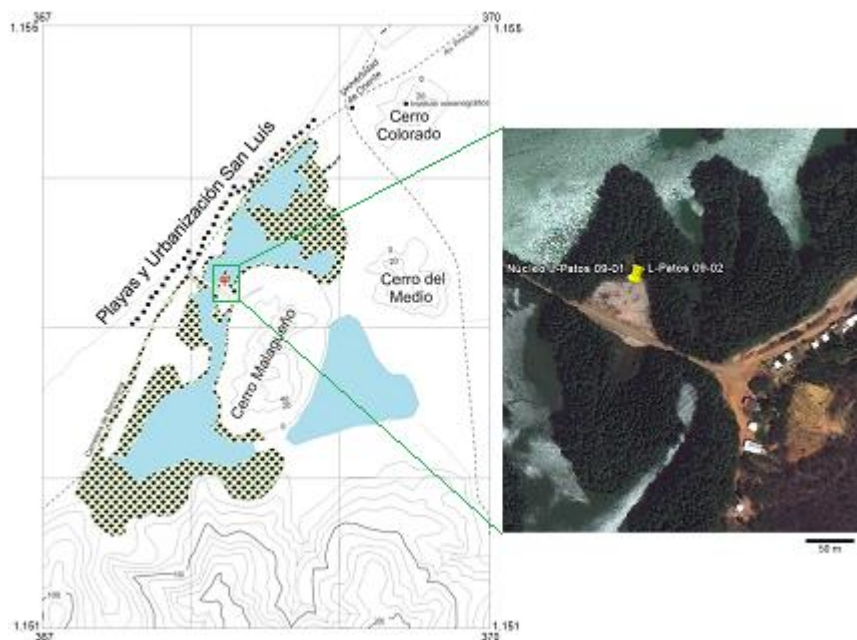


Figura 6.1. Ubicación geográfica de los núcleos L-Patos 09-01 y L-Patos 09-02.

6.2. DESCRIPCIÓN SEDIMENTOLÓGICA

Los depósitos de laguna estudiados a través del núcleo L-Patos 09-01 (Fig. 6.2), muestran un dominio de facies arcillosas y facies limosas, con escasos intervalos delgados de arenas muy finas. Las facies arcillosas dispuestas principalmente hacia la base, se caracterizan por poseer una coloración marrón, alta plasticidad, textura homogénea y laminaciones delgadas de arenas muy finas de color marrón claro a ocre (Fig. 6.2c); mientras que en las facies limosas, las cuales presentan lentes de arenas dispuestos aleatoriamente, se pueden distinguir dos tipos, uno compuesto por limos-arcillosos de color marrón (Fig.6.2b), que suprayacen en contacto directo a las facies arcillosas, y otro constituido por arenas-limosas de color marrón (Fig. 6.2c), dispuestos hacia la parte superior del núcleo, que a su vez infrayacen a dos capas de arenas limpias bien escogidas.

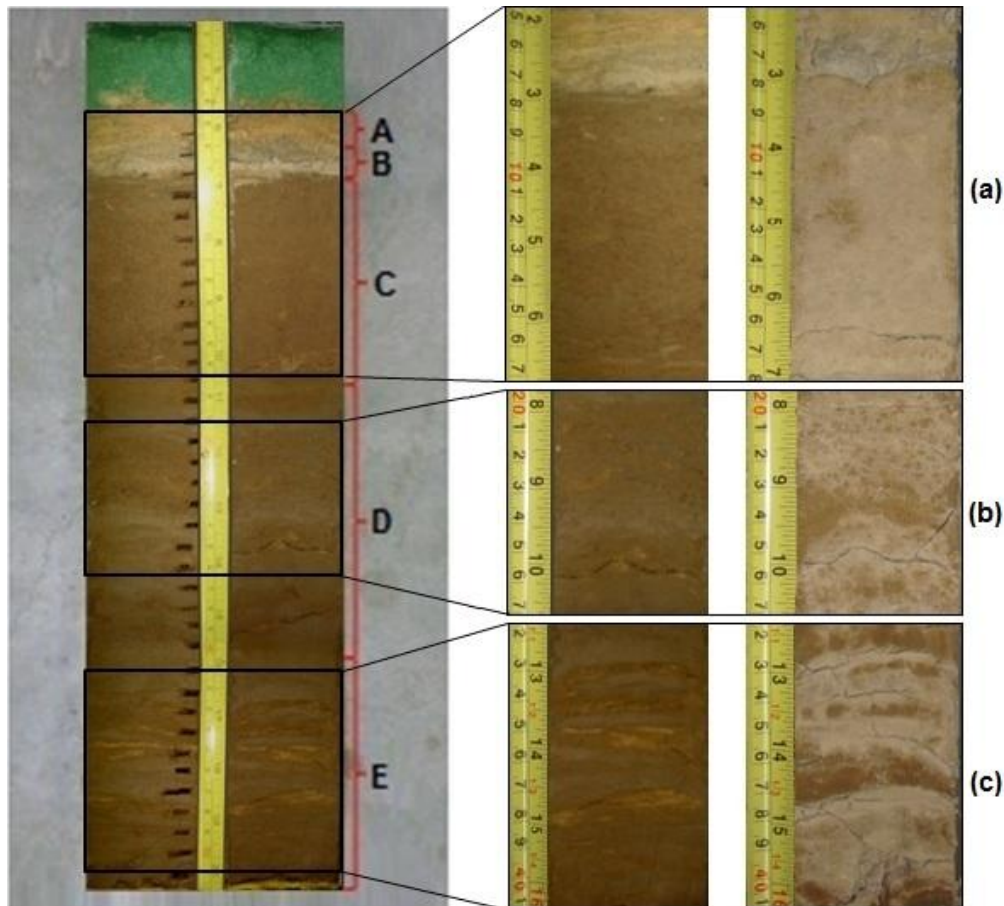










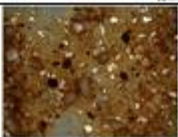




Figura 6.2. Corte transversal del núcleo L-Patos 09-0, donde se aprecian los cambios sedimentológicos a diferentes niveles (a) sedimentos arenosos; (b) sedimentos limo-arcillosos; (c) sedimentos arcillosos.



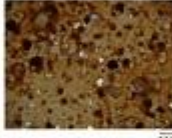




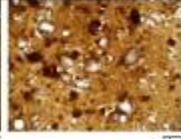


6.3. GRANULOMETRÍA Y CONTENIDO FÓSIL

La granulometría determinada por medio de apreciación visual del microscopio de luz polarizada, se presenta en la tabla 6.1, de acuerdo a las variaciones observadas en el estudio de la secuencia. En general, la fracción granular es subredondeada, con un grado de escogimiento, de medianamente escogido a bien escogido. En cuanto a la relación grano/matriz, se pudo observar un dominio granular en los primeros 12 cm, el cual fue disminuyendo con la profundidad de tal forma que hacia la base el contenido de matriz (arcillas) supera hasta en un 90%.

Tabla 6.1. Características texturales y granulométricas que presenta los sedimentos tamaño arena estudiados del núcleo L-Patos 09-01.

Muestra (L-Patos 09-01)	Redon- dez / Escogi- miento	Tamaño de grano (mm)			Relación grano/ matriz (%)	Fotos	
		Máx	Pred	Mín		Nícoles X	Nícoles II
05	SR/BE	0,2	0,125	0,091	95/5		
06	SR/BE	0,2	0,125	0,091	95/5		
07	SR/ME	0,25	0,11	0,056	60/40		
12	SR/ME	0,33	0,125	0,056	55/45		
16	SR/ME	0,2	0,11	0,071	40/60		
17	SR/PE	0,2	0,13	0,083	40/60		



Muestra (L-Pafos 09-01)	Redon- dez / Escogi- miento	Tamaño de grano (mm)			Relación grano/ matriz (%)	Fotos	
		Máx	Pred	Mín		Nícoles X	Nícoles II
23	SR / ME	0,2	0,16	0,063	40/60		
30	SR / ME	0,22	0,125	0,052	35/65		
31	SR / BE	0,13	0,1	0,052	10/90		
36	SR / ME	0,25	0,125	0,063	50/50		
41	SR / ME	0,29	0,125	0,077	30/70		

(SR: subredondeado; PE: pobremente escogido; ME: medianamente escogido; BE: bien escogido)
EL complemento de la tabla se muestra en el apéndice B.

En cuanto al estudio realizado a través del uso de una lupa binocular, se observaron pequeños cristales de yeso (aproximadamente 3 mm de largo) en los niveles más superficiales, especialmente en las muestras 6 y 7, las cuales mostraron un mayor contenido de este mineral. Así mismo, se pudieron apreciar escasos cristales de óxidos y abundantes granos de cuarzo a lo largo de todo el núcleo. Por otro lado, no se observaron microorganismos en las muestras evaluadas de los sedimentos lagunares a diferentes niveles.

6.4. ANÁLISIS DE FLUORESCENCIA DE RAYOS-X

El análisis geoquímico de las muestras, realizado mediante la fluorescencia de rayos-X, permitió definir la proporción, en porcentaje, de elementos químicos mayoritarios (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , CaO y K_2O) y Vanadio (V) en ppm, presentes en cada una de las 37 muestras estudiadas (Fig. 6.3).

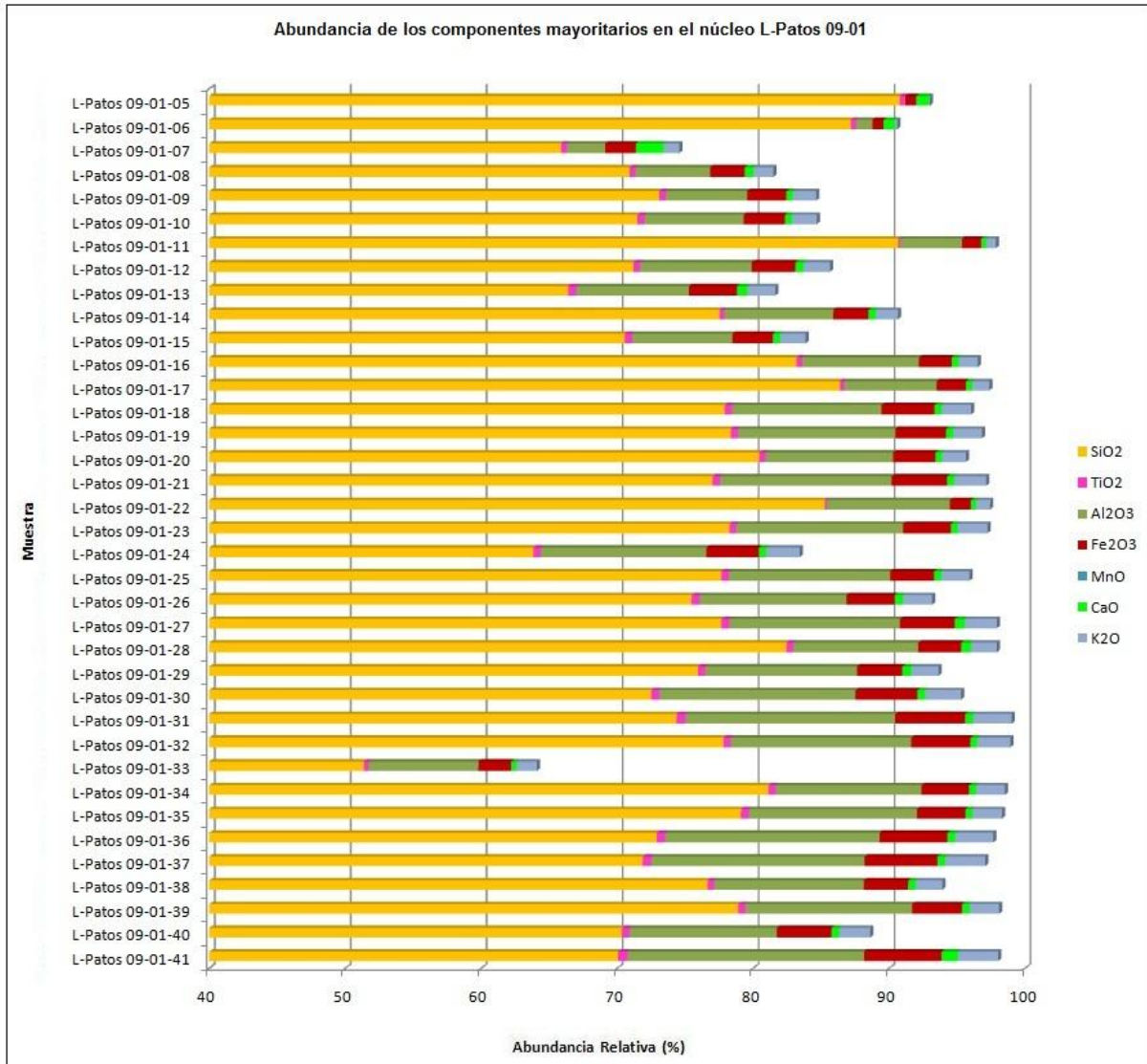


Figura 6.3. Abundancia de los componentes mayoritarios de las muestras estudiadas en el núcleo L-Patos 09-01.

6.4.1. Procesamiento estadístico

6.4.1.1. Estadística descriptiva

A continuación se presenta una tabla resumen donde se muestran los valores máximos, mínimos y promedio, así como la desviación estándar para los intervalos texturalmente discernibles.

Tabla 6.2. Parámetros estadísticos para los componentes mayoritarios

Intervalo (L-Patos 09-01)	SiO ₂ (%)	TiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	MnO (%)	CaO (%)	K ₂ O (%)	V (ppm)	
05	90,8	0,393	---	0,796	0,039	0,911	0,075	82	
06	87,2	0,385	1,21	0,817	0,019	0,805	0,197	40	
07 a 16	Menor	65,9	0,149	2,83	1,40	0,016	0,350	0,717	155
	Promedio	74,1	0,438	6,66	2,67	0,023	0,674	1,59	250
	Mayor	90,7	0,591	8,58	3,52	0,029	2,03	2,06	376
	Desv. Est.	7,7	0,122	1,90	0,59	0,004	0,490	0,41	69
17 a 30	Menor	63,8	0,152	6,81	1,54	0,014	0,355	1,06	129
	Promedio	77,8	0,490	11,07	3,41	0,026	0,522	2,05	339
	Mayor	86,4	0,594	14,42	4,55	0,032	0,693	2,65	479
	Desv. Est.	5,3	0,115	1,85	0,75	0,005	0,092	0,42	89
31 a 41	Menor	51,4	0,329	8,08	2,40	0,016	0,372	1,52	303
	Promedio	73,2	0,554	12,99	4,17	0,035	0,555	2,40	406
	Mayor	81,1	0,670	17,42	5,69	0,043	1,18	2,96	516
	Desv. Est.	8,1	0,10	2,82	1,02	0,01	0,21	0,46	77

Los datos completos se presentan en el apéndice B.

Así mismo, se realizaron análisis univariante y multivariantes, con la finalidad de obtener diferencias y similitudes importantes en las concentraciones de óxidos a lo largo del núcleo.

6.4.1.2. Análisis univariante

Con la finalidad de observar la variabilidad que presentan los elementos estudiados a lo largo de la columna de sedimentos, se realizaron diagramas de dispersión mediante el uso del programa Spss 17.0, para analizar la afinidad entre elementos, los cuales serán presentados en los análisis de los resultados, diagramas de caja y test estadístico para muestras independientes.

Diagramas de caja:

Los diagramas de caja fueron realizados con la finalidad de representar gráficamente la dispersión de los datos y encontrar valores anómalos.

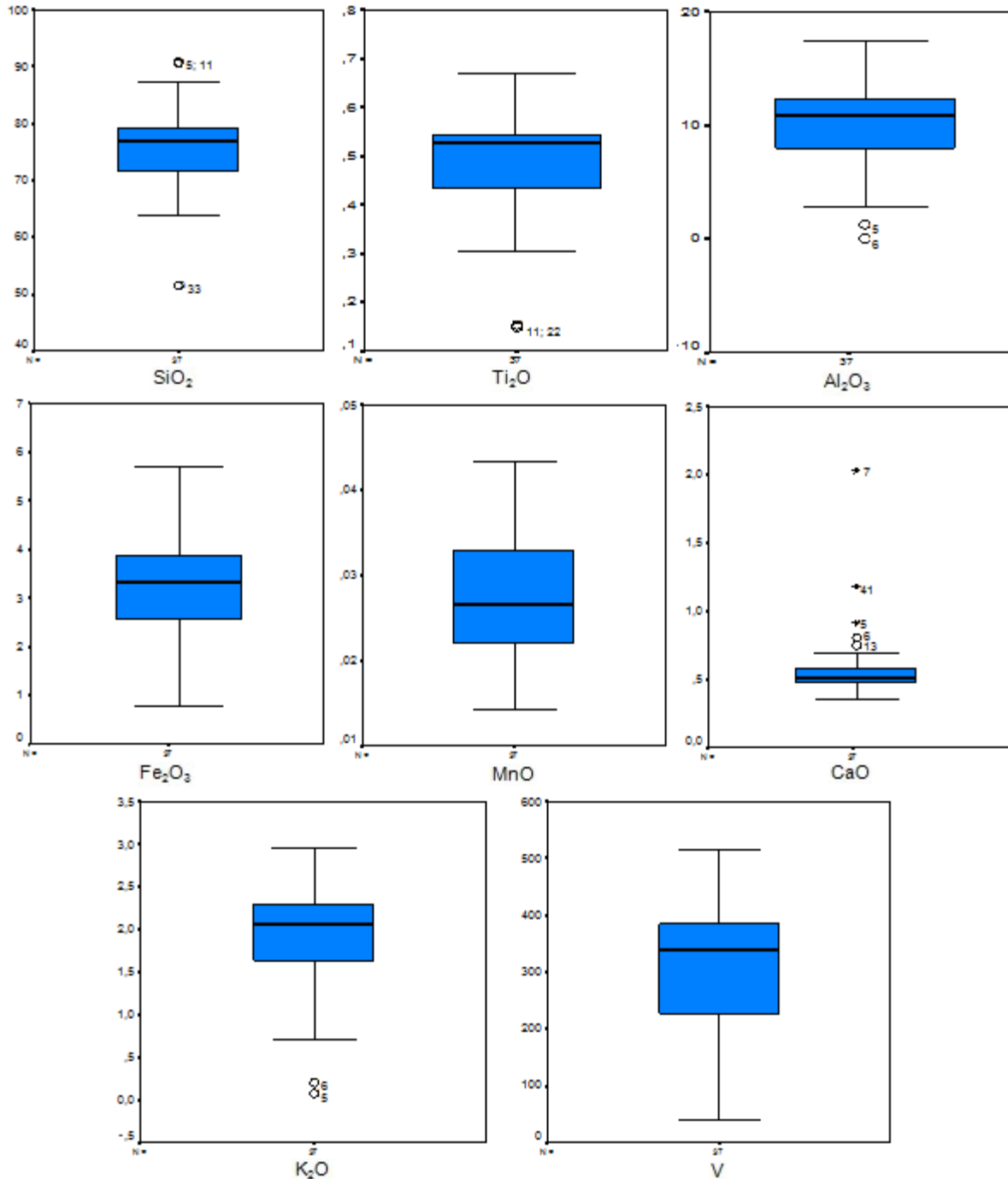


Figura 6.4. Diagramas de caja para cada óxido estudiado en la FRX.

En la figura 6.4 se puede observar como a lo largo del núcleo L-Patos 09-01 se registran valores atípicos en cuanto al contenido de SiO₂, Ti₂O, Al₂O₃, CaO y K₂O, específicamente en las muestras L-Patos 09-01-05, L-Patos 09-01-06, L-Patos 09-01-11, L-Patos 09-01-13, L-Patos 09-01-22, L-Patos 09-01-33 y L-Patos 09-01-41. De igual manera, se registra un valor

especialmente anómalo para la muestra L-Patos 09-01-07 en el contenido de CaO. A continuación se presenta una tabla resumen de dichos valores (Tabla 6.3).

Tabla 6.3. Valores atípicos obtenidos en los diagramas de caja.

Muestras/Óxidos	SiO ₂	Ti ₂ O	Al ₂ O ₃	CaO	K ₂ O
L-Patos 09-01-05	X		X	X	X
L-Patos 09-01-06			X	X	X
L-Patos 09-01-07				X	
L-Patos 09-01-11	X	X			
L-Patos 09-01-13				X	
L-Patos 09-01-22		X			
L-Patos 09-01-33	X				
L-Patos 09-01-41				X	

El dato resaltado resultó significativamente diferente en el contenido de CaO.

Test estadístico para muestras independientes:

El test estadístico fue realizado con la finalidad de comparar la variabilidad en el contenido de SiO₂, Ti₂O, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO CaO, K₂O y V entre los primeros 12 cm de profundidad, donde los sedimentos presentan características texturales y químicas diferentes a los sedimentos infrayacentes, y el resto del núcleo (Tablas 6.4 y 6.5).

Tabla 6.4. Estadística descriptiva para los grupos determinados.

Variable	GRUPO	N	Media	Desviación típica
(% SiO ₂)	0 a 12cm	12	76,59	9,10
	12 a 37 cm	25	75,76	7,03
(% TiO ₂)	0 a 12cm	12	0,43	0,11
	12 a 37 cm	25	0,52	0,11
(% Al ₂ O ₃)	0 a 12cm	12	5,66	2,93
	12 a 37 cm	25	11,91	2,50
(% Fe ₂ O ₃)	0 a 12cm	12	2,36	0,90
	12 a 37 cm	25	3,74	0,96
(% MnO)	0 a 12cm	12	0,02	0,01
	12 a 37 cm	25	0,03	0,01
(% CaO)	0 a 12cm	12	0,70	0,45
	12 a 37 cm	25	0,54	0,15
(% K ₂ O)	0 a 12cm	12	1,35	0,68
	12 a 37 cm	25	2,20	0,47
V (ppm)	0 a 12cm	12	218,24	96,90
	12 a 37 cm	25	368,06	90,81

Tabla 6.5. Prueba de muestras independientes.

		Prueba de Levene	Prueba T para la igualdad de medias			
			Sig.	T	gl	Sig. (bilateral)
SiO₂	Se han asumido varianzas iguales	0,083	0,303	35	0,763	0,82426
	No se han asumido varianzas iguales					
TiO₂	Se han asumido varianzas iguales	0,905	-2,244	35	0,031	-0,08847
	No se han asumido varianzas iguales					
Al₂O₃	Se han asumido varianzas iguales	0,383	-6,740	35	0,000	-6,25626
	No se han asumido varianzas iguales					
Fe₂O₃	Se han asumido varianzas iguales	0,988	-4,180	35	0,000	-1,38024
	No se han asumido varianzas iguales					
MnO	Se han asumido varianzas iguales	0,217	-2,161	35	0,038	-0,00558
	No se han asumido varianzas iguales					
CaO	Se han asumido varianzas iguales	0,016				
	No se han asumido varianzas iguales		1,262	12,265	0,230	0,16829
K₂O	Se han asumido varianzas iguales	0,100	-4,462	35	0,000	-0,85461
	No se han asumido varianzas iguales					
V_ppm	Se han asumido varianzas iguales	0,932	-4,598	35	0,000	-149,81428
	No se han asumido varianzas iguales					

Según los resultados obtenidos el promedio de Ti₂O, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, K₂O y V, difieren significativamente de 0 a 12 cm de profundidad con respecto a los sedimentos infrayacentes, ya que la significancia bilateral para estos óxidos está por debajo de 0,05.

6.4.1.3. Análisis multivariante

Con la finalidad de clasificar en grupos de óxidos que presenten características similares en cuanto a la disminución o aumento en la concentración de los mismos con la profundidad, se realizaron análisis de componentes principales, agrupamientos o dendogramas y análisis discriminante, mediante el uso del programa Spad 4.5.

Análisis de componentes principales:

El análisis de componentes principales fue realizado con el fin de observar la relación entre los óxidos. A continuación se presenta en la figura 6.5 la representación de los óxidos en función de las tendencias de cada uno de ellos.

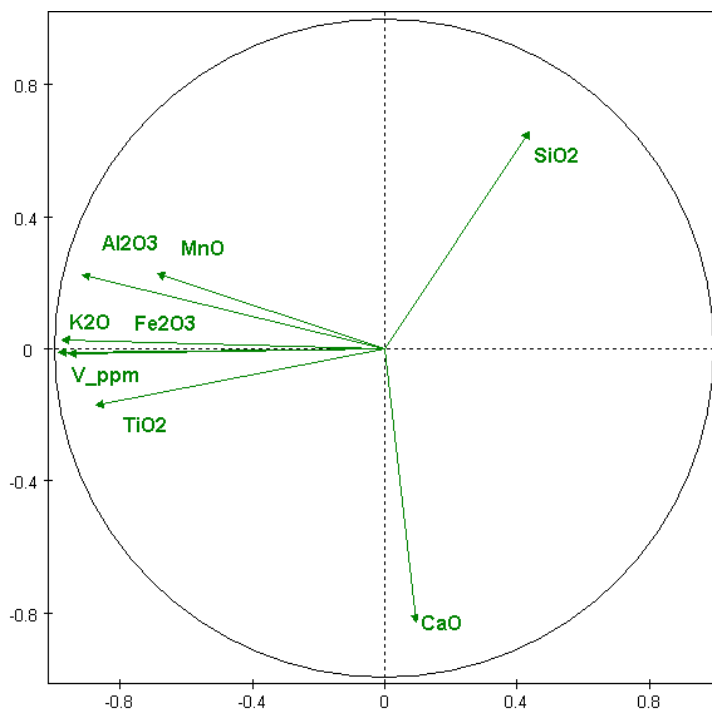


Figura 6.5. Representación de los óxidos en el plano de componentes principales.

En la figura 6.5 se puede observar como el vanadio y los óxidos de Al, K, Fe, Mn y Ti, muestran una relación directa entre ellos. Por su parte los óxidos de Si y Ca, no presentaron asociación entre sí, ni con el resto de las especies químicas.

Agrupamientos o dendogramas:

Los dendogramas fueron realizados con el objetivo de lograr un agrupamiento de las muestras estudiadas que posean características semejantes. Este análisis se realizó sobre la base de las variables construidas en las componentes principales. De esta manera, se busca que los conglomerados que se forman sean homogéneos internamente tomando en cuenta la distancia euclidiana al cuadrado, y que a su vez difieran significativamente con los otros grupos formados (Fig. 6.6).

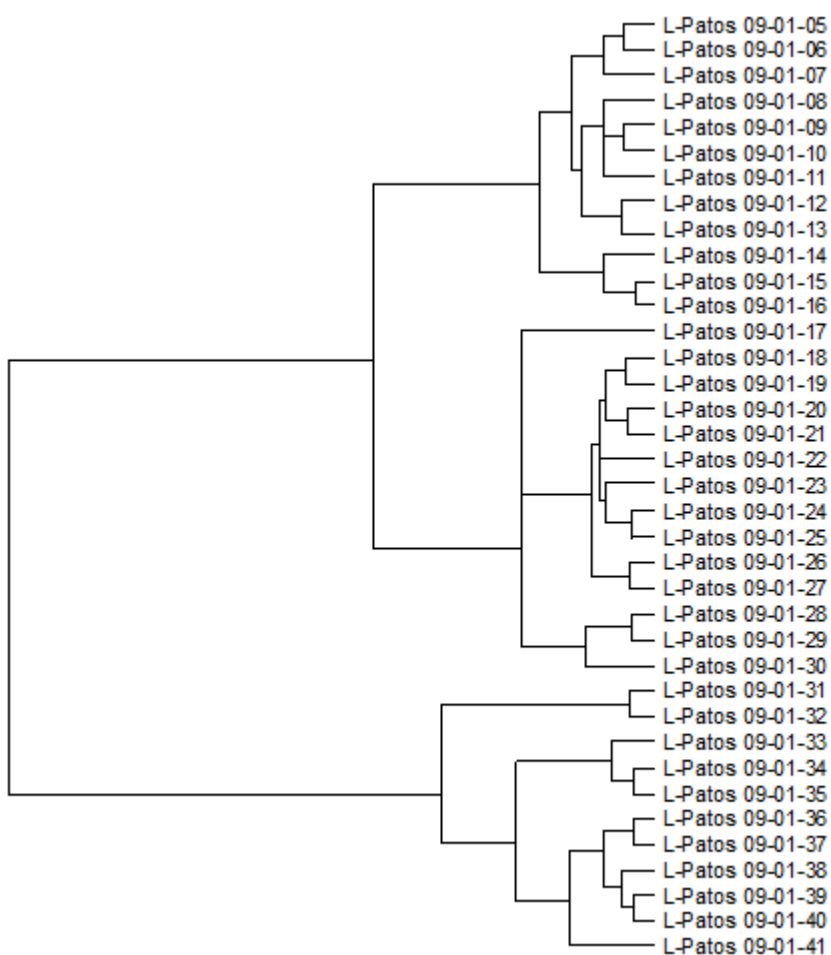


Figura 6.6. Dendograma generado a partir de las variaciones en profundidad de los componentes químicos.

De igual manera, se realizó el análisis de agrupamiento a las variables de interés, con la finalidad de lograr establecer la relación entre los óxidos mediante la utilización de dendogramas (Fig. 6.7).

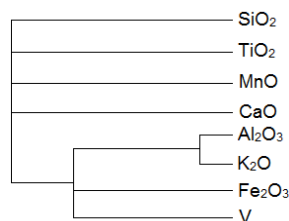


Figura 6.7. Dendrograma generado para la asociación de variables.

Análisis discriminante:

El análisis discriminante fue realizado con el fin de diferenciar las agrupaciones propuestas por el análisis de agrupamiento de datos o dendogramas (Fig. 6.7).

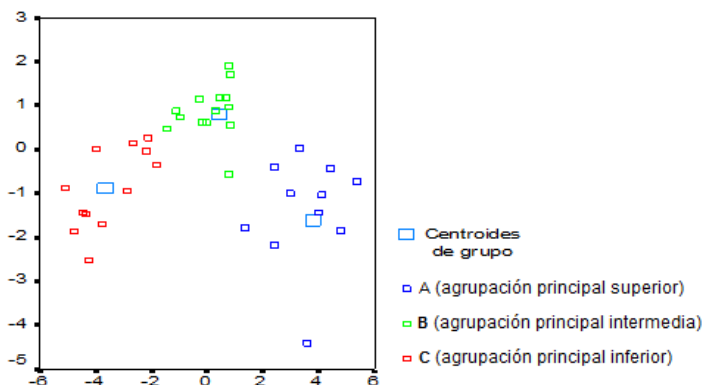


Figura 6.8. Gráfico de funciones discriminantes para el núcleo L-Patos 09-01. A, B y C corresponden con cada una de las tres agrupaciones principales determinadas en el dendrograma de la Fig. 6.6.

En el gráfico 6.8 se muestra como las funciones discriminantes permiten una buena separación entre los grupos de muestras, indicando un buen ajuste de las mismas.

6.5. ANÁLISIS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS X

El análisis mineralógico de estos depósitos, por medio del ensayo de difracción de rayos-X y del estudio microscópico, muestra una gran abundancia de cuarzo como mineral resistato a lo largo de todo el núcleo, a diferencia de las otras fases mineralógicas principales como la halita, yeso (minerales evaporíticos) y minerales de arcilla como ilita y caolinita, las cuales presentan fluctuaciones en su concentración a lo largo de todo el material. Por su parte, el yeso

se presenta en cantidades apreciables en los sedimentos más superficiales (hasta una profundidad de 4 cm aproximadamente), mientras que la halita y las arcillas varían su concentración a través del núcleo, mostrando los más bajos niveles hacia el tope (Fig. 6.9).

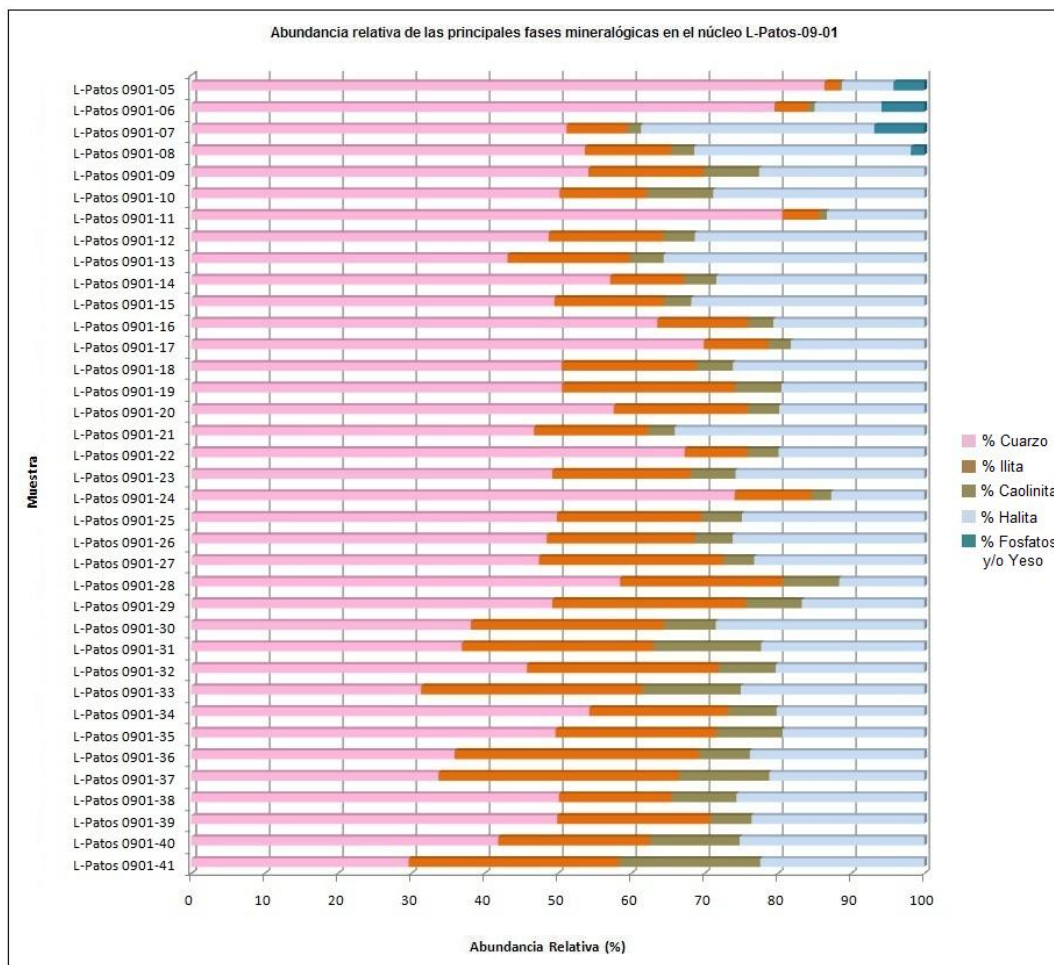


Figura 6.9. Abundancia relativa de las principales fases mineralógicas en el núcleo L-Patos 09-01.

La figura 6.9 muestra la abundancia relativa de las principales fases mineralógicas, obtenida a través del uso de los datos de intensidad arrojados por la difracción de rayos-X y el posterior procesamiento en el software MacDiff. Dicho programa utiliza el área bajo la curva de cada fase mineral obtenida en el difractograma, para la estimación cuantitativa de los minerales presentes en la muestra. Así mismo, la apreciación visual y el análisis de los porcentajes de óxidos obtenidos por fluorescencia de rayos-X, sirvieron como herramientas para la normalización de dichos valores relativos. Esto último se realizó con la finalidad de buscar una mejor aproximación a los porcentajes reales de los minerales presentes.

6.6. FACIES SEDIMENTARIAS DEL NÚCLEO L-PATOS 09-01

A partir de las características obtenidas de cada uno de los ensayos realizados, se pueden distinguir cinco facies sedimentarias dentro del núcleo L-Patos 09-01 (Fig. 6.10), descritas a continuación:

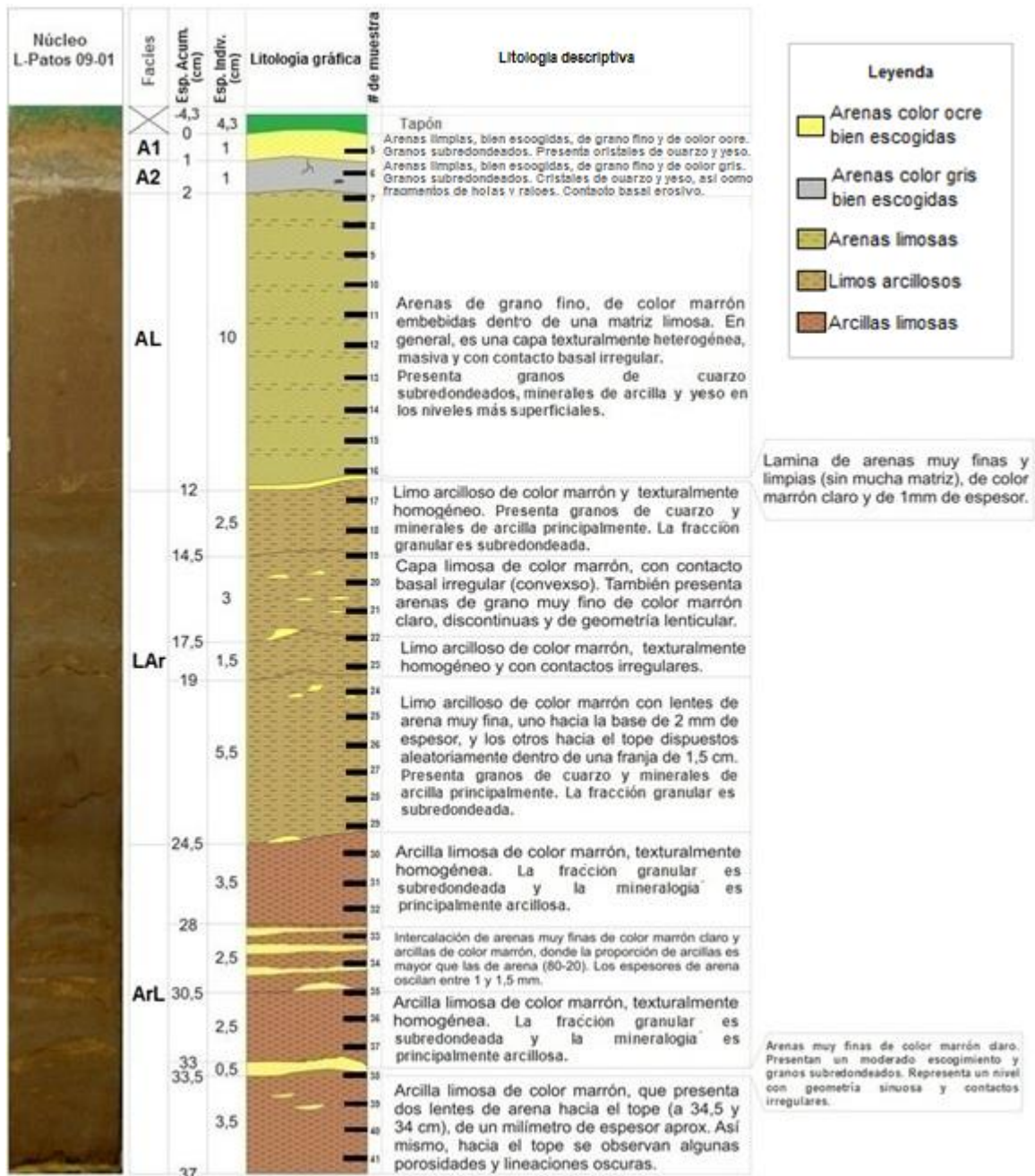


Figura 6.10. Columna sedimentológica del núcleo L-Patos, que muestra la descripción detallada de cada intervalo.

• *Facies A1*: está conformada por arenas limpias de color ocre, bien escogidas y de grano fino. Los granos, en general, son subredondeados, con un tamaño comprendido entre 0,2 mm y 0,091 mm, predominando los granos de aproximadamente 0,125 mm. Esta facies se caracteriza por tener escasa matriz, la cual no sobrepasa el 5% y está representada por minerales de arcilla, principalmente ilita; igualmente, contiene minerales evaporíticos como yeso y halita (Fig. 6.9). La relación grano/matriz, por medio de la apreciación visual a través del microscopio (Fig. 6.11), es de aproximadamente 95/5, donde la fracción granular está constituida casi en su totalidad por cuarzo y una baja proporción de minerales opacos sin diferenciar.

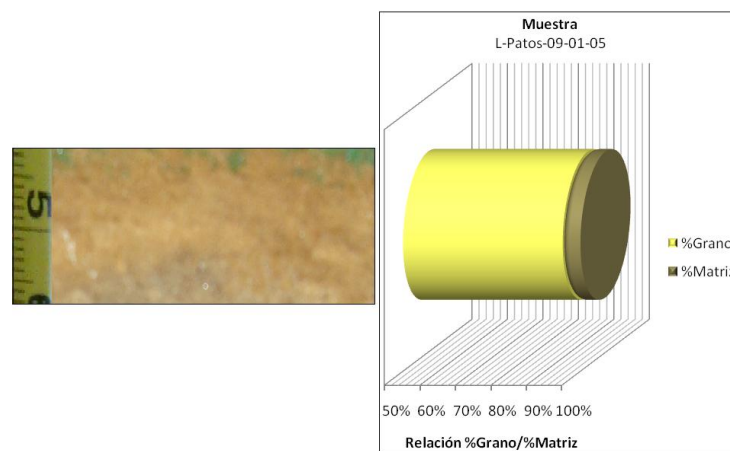


Figura 6.11. Relación grano-matriz en la *Facies A1*.

• *Facies A2*: está constituida por arenas limpias de color grisáceo, bien escogidas y de grano fino. Los granos, generalmente, son subredondeados, con tamaños que varía entre 0,2 mm y 0,091 mm, con predominio de granos de tamaño aproximado de 0,125 mm. Una característica resaltante de esta facies es que presenta fragmentos de material vegetal (raíces) y aumento relativo de minerales evaporíticos (yeso y halita). A simple vista se pueden apreciar cristales de cuarzo, minerales opacos y yeso. Igualmente, muestra muy poca matriz (menos del 5%), la cual está constituida por ilita y caolinita (Fig. 6.9). La relación grano/matriz se mantiene respecto a la facies A1 (Fig. 6.12).

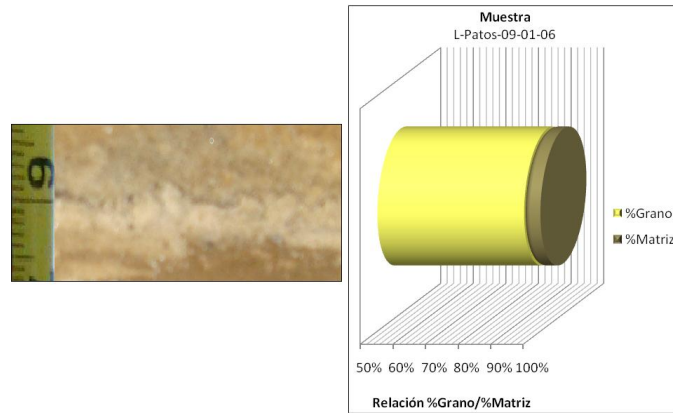


Fig.ura 6.12. Relación grano-matriz en la *Facies A2*.

• *Facies AL*: se compone de arenas de color marrón y de grano fino embebidas dentro de una matriz limosa. En general, es una capa uniforme, pero texturalmente heterogénea con granos que varían entre arenas y limos. La fracción granular tiende a ser subredondeada, moderadamente escogida y conformada principalmente por cuarzo, con tamaños comprendidos entre 0,4 mm y 0,067 mm, cuyo tamaño más común es de 0,1 mm. Cabe destacar que en la parte superior, aproximadamente a 1 cm del tope, se puede observar fácilmente cristales de yeso y cuarzo. Mediante la apreciación visual en microscopio, se pudieron distinguir minerales opacos en bajas proporciones. En esta facies, los minerales evaporíticos se encuentran representados esencialmente por halita, ya que el sulfato de calcio hidratado solamente se presenta en el tope del intervalo; la matriz está compuesta por illita y caolinita (Fig. 6.9). La relación grano/matriz varía entre 60/40, hacia el tope, y un 40/60, hacia la base (Fig. 6.13).

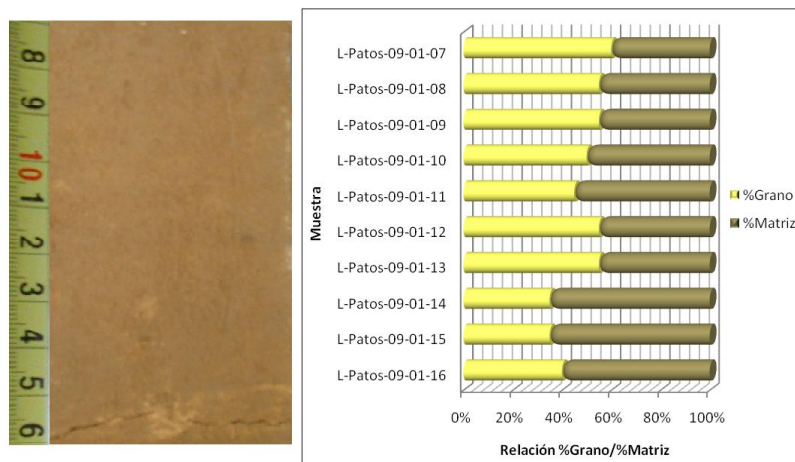


Fig.ura 6.13. Relación grano-matriz en la *Facies AL*.

• *Facies LAr*: este intervalo contiene material limo-arcilloso de color marrón, con lentes de arenas muy finas, de aproximadamente 2 mm de espesor y de color ocre. La fracción de granos tiende a ser subredondeada, moderadamente escogida a pobremente escogida y conformada principalmente por cuarzo, con tamaños entre 0,33 mm y 0,056 mm, predominando tamaños de 0,1 mm. Su mineralogía está representada por cuarzo, minerales de arcilla como formadores de matriz (ilita y caolinita) y halita (Fig. 6.9). La relación grano/matriz varía entre 40/60 y 30/70, dependiendo de la abundancia de lentes de arenas en los diferentes niveles (Fig. 6.14).

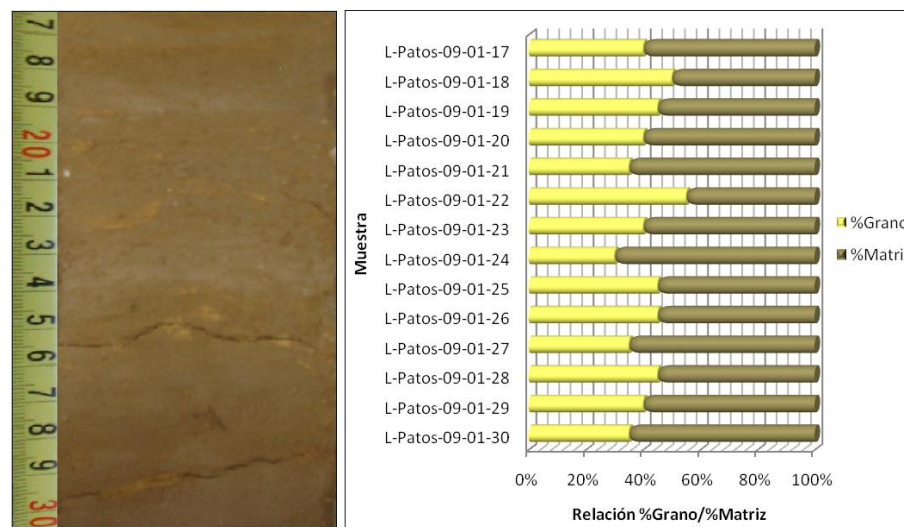


Figura.6. 14. Relación grano-matriz en la *Facies LAr*.

• *Facies ArL*: constituida por arcillas limosas de color marrón intercaladas con arenas muy finas de color ocre, en la parte central del intervalo, mientras que hacia el tope y la base el material es más arcilloso, texturalmente homogéneo y de alta plasticidad. La fracción granular se concentra hacia los niveles arenosos, variando en tamaños entre 0,25 mm (en proporciones escasas) y 0,05 mm, siendo el promedio y el de mayor abundancia 0,1 mm. Así mismo, tiende a ser de moderadamente escogida a bien escogida, con granos subredondeados. Mineralógicamente, esta facies presenta cuarzo, ilita, caolinita y halita (Fig. 6.9). La relación grano/matriz varía entre 10/90, en los niveles arcillosos, y 60/40, en los intervalos arenosos (Fig. 6.15).

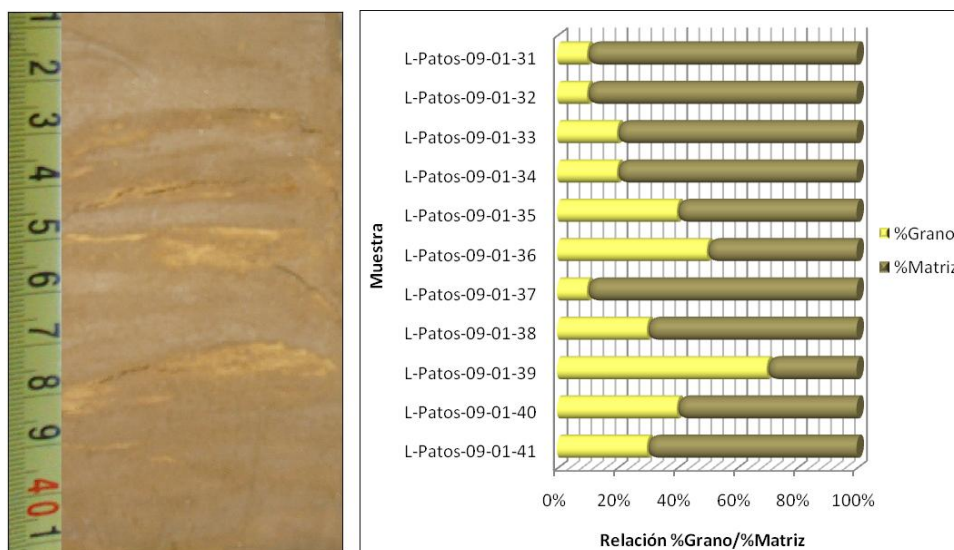


Figura.6.15. Relación grano-matriz en la *Facies ArL*.

6.7. ANÁLISIS DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

La figura 6.15 muestra la respuesta magnética de los sedimentos constituyentes del núcleo L-Patos 09-02 ante la influencia de un campo magnético. Esta propiedad está directamente relacionada con la susceptibilidad específica de los elementos constituyentes de las fases mineralógicas presentes en dichos sedimentos. Los materiales ferromagnéticos como Fe, Co, Ni, Mn, entre otros, presentan una susceptibilidad magnética mucho mayor que la de otros metales, por lo que la respuesta obtenida durante el análisis está principalmente controlada por dichos elementos.

Se puede observar como a lo largo del núcleo existen diferencias en cuanto a la amplitud de la curva, mostrando intervalos cerrados y oscilantes entre los 3 y 12 cm de profundidad, con valores que varían entre 20 y 50 SI. En los siguientes 12 cm, la curva tiende a mostrar mayor amplitud y valores menos oscilantes (15-35 SI). El intervalo entre 24 y 38 cm de profundidad, presenta las mayores amplitudes registradas y un pico máximo de susceptibilidad magnética a los 35 cm. En cuanto a los niveles inferiores, la curva vuelve a mostrar intervalos oscilantes que varían entre 10 y 45 SI (Fig. 6.16).

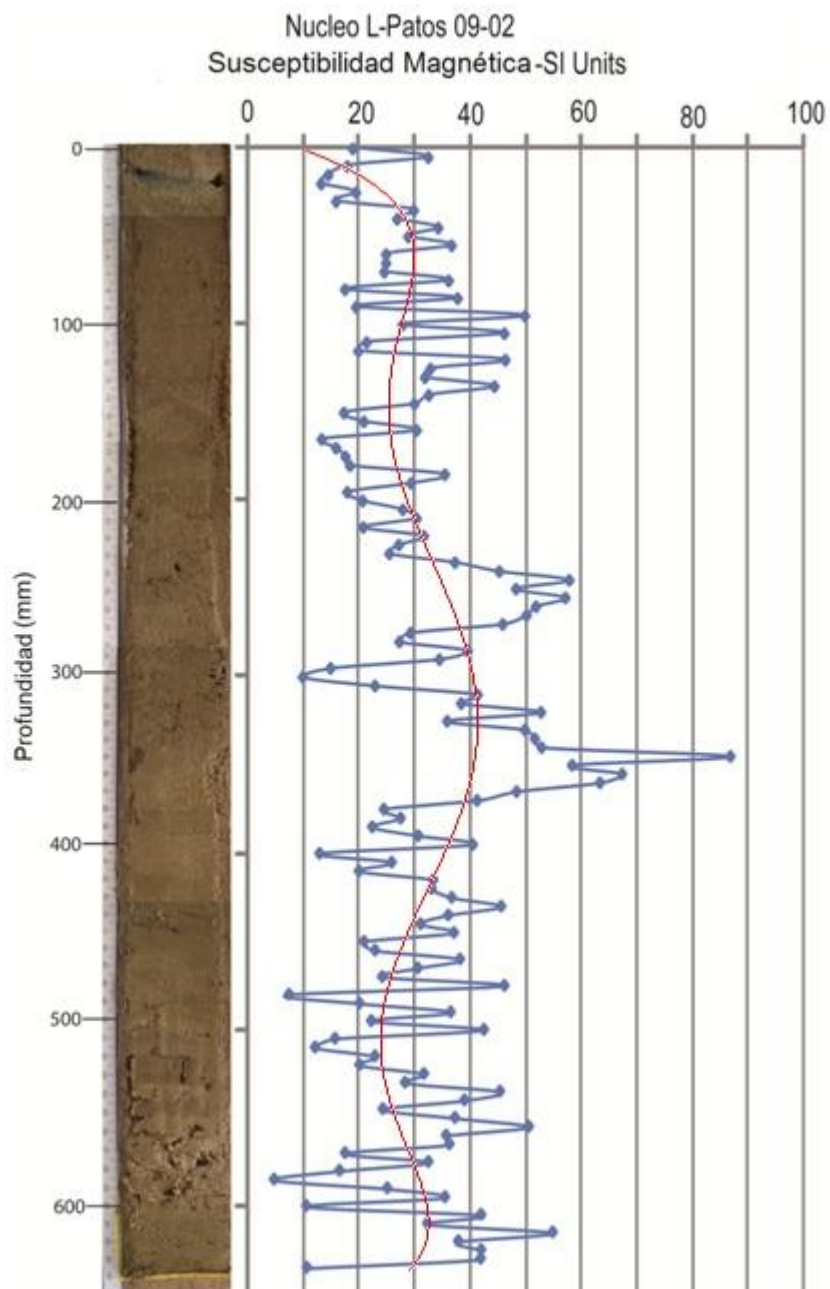



Figura 6.16. Susceptibilidad magnética de los sedimentos que componen el núcleo L-Patos 09-01. En rojo se representa la curva de tendencia.

6.8. DATAACIONES ^{14}C

Para la determinación de la edad de la secuencia estudiada, se tomaron tres muestras, una hacia el tope, otra en el intervalo superior de la facies *LAr* y la última, en la base del núcleo L-

Patos 09-01, tal como se presenta en la tabla 6.6. Las edades obtenidas en el núcleo no corresponden cronológicamente con la depositación de una secuencia normal de sedimentos, pues hacia la base se obtuvo la edad más joven y hacia el tope se registró la edad más antigua.

Tabla 6.6. Edades ^{14}C de las muestras tomadas en el núcleo L-Patos 09-01.



Muestra	Profundidad (cm)	Edad ^{14}C (BP)	Edad ^{14}C (Cal BC)
LP-MO-09	4,7	7410 \pm 40	6390 a 6220
LP-MO-18	13,7	6600 \pm 40	5620 a 5480
LP-MO-40	35,7	5320 \pm 40	4310 a 4300 4260 a 4040

7. DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

La información obtenida mediante los análisis de difracción y fluorescencia de rayos-X, así como la descripción granulométrica y textural, realizados al núcleo L-Patos 09-01, permite la caracterización del material presente en el registro sedimentario reciente del complejo lagunar Los Patos.

En general, el material estudiado se encuentra constituido por sedimentos limo-arcillosos con escasos intervalos de arenas muy finas que en algunos casos se encuentran en forma de lentes dentro del material granulométricamente más fino. De esta manera, el dominio de la fracción limo-arcillosa como constituyente de los sedimentos estudiados en el núcleo, indica una marcada influencia del medio lagunar en el ambiente de depositación, caracterizado por condiciones relativamente tranquilas, que permiten la sedimentación por excelencia del material fino que es transportado hasta la cuenca receptora. Por otro lado, las características sedimentológicas determinadas sugieren que el sistema fluvial es el principal medio de transporte, aunque, los depósitos más superficiales indican un mecanismo de acarreo considerablemente diferente, el cual transportó partículas de arenas desde el cordón litoral hasta la zona de depositación.

7.1. RELACIÓN MINERALÓGICA Y QUIMIOESTRATIGRÁFICA

Mineralógicamente, los sedimentos están compuestos por material detrítico como lo son el cuarzo y las arcillas (Ilita y Caolinita), el cual fue removido, transportado y depositado hasta su posición actual; así mismo, también se presentan minerales evaporíticos como el yeso y la halita, los cuales fueron probablemente formados *in situ* cuando en la cuenca se experimentó un aumento en el índice de evaporación. De tal forma, la diversidad de grupos minerales encontrados está relacionada con las condiciones hidrográficas, la fuente de sedimentos, el mecanismo de transporte del material y las fluctuaciones en los niveles del cuerpo de agua;

factores que están íntimamente ligados al contexto geológico y a las variaciones climáticas acrecidas en la zona.

La comparación de las proporciones de cada uno de los minerales siliciclásticos (Tabla 7.1), permite establecer el factor determinante para la abundancia relativa entre ellos. En la tabla 7.1, se resaltan los coeficientes de correlación significativos con un 99% de confiabilidad, para una población de 37 muestras con dos variable. El valor crítico calculado según la figura 10 del apéndice A (Crow, 1960) es de 0,325, por lo que cualquier valor absoluto de coeficiente de correlación mayor o igual a este, será significativo.

Tabla 7.1. Coeficiente de correlación de las fases minerales más abundantes

Variables	Cuarzo (SiO ₂)	Ilita (2K ₂ O.3MgO.Al ₂ O ₃ . 24SiO ₂ .12H ₂ O)	Caolinita (Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄)
Cuarzo (SiO ₂)			
Ilita (2K ₂ O.3MgO.Al ₂ O ₃ . 24SiO ₂ .12H ₂ O)	-0,843		
Caolinita (Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄)	.0,781	0,767	

De esta manera, al comparar el cuarzo con la ilita y la caolinita (Fig. 7.1), no se observa una relación directamente proporcional entre ellos, ya que el cuarzo por ser un resistato, resulta un mineral estable y resistente a los procesos de meteorización tanto física como química a los cuales puede estar propenso el sedimento que es transportado desde la fuente. Por el contrario, los minerales de arcilla son el resultado de la alteración de feldspatos, los cuales, debido a la acción de los agentes exodinámicos, experimentan una pérdida de cationes y un cambio en la estructura cristalina.

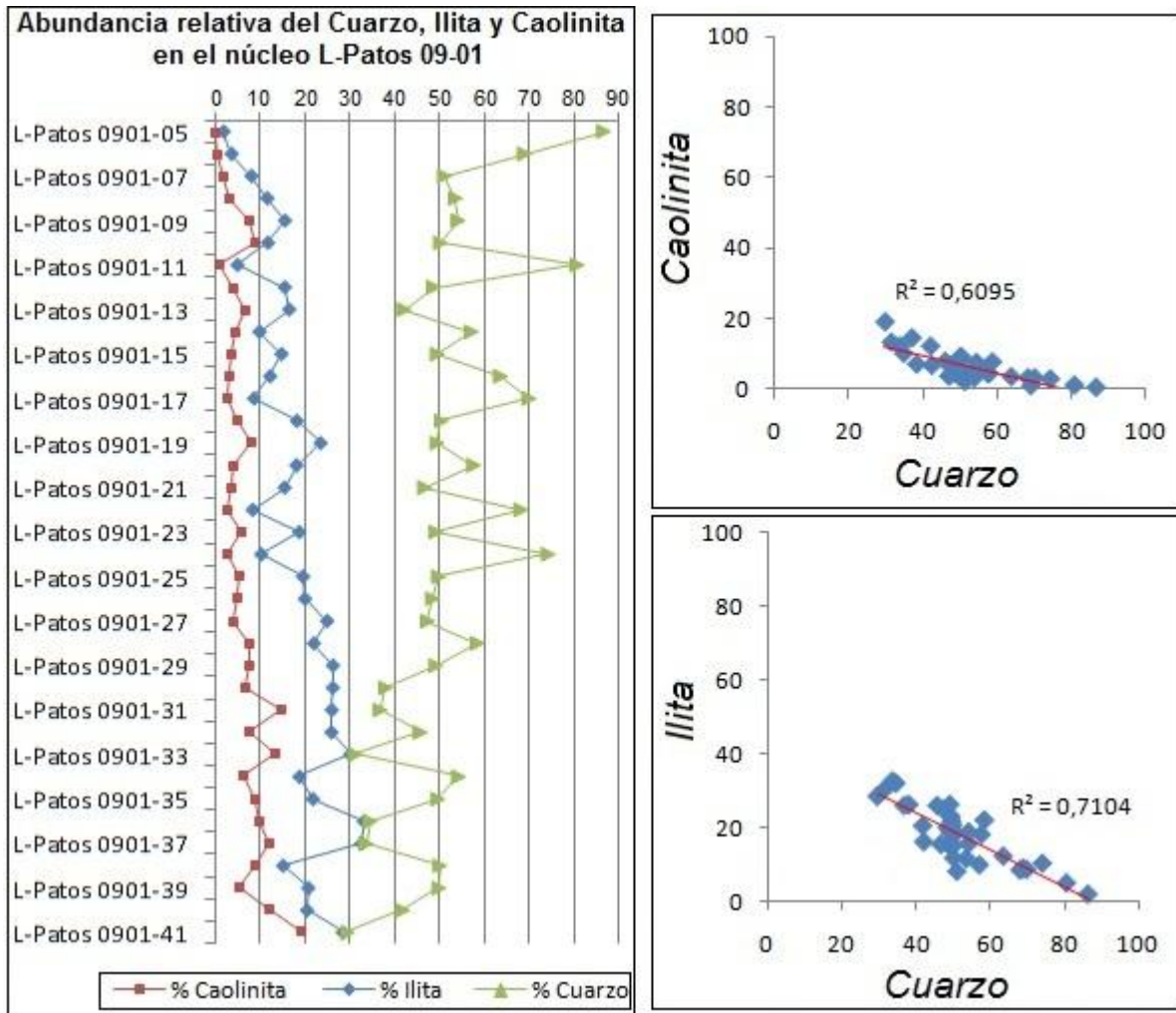
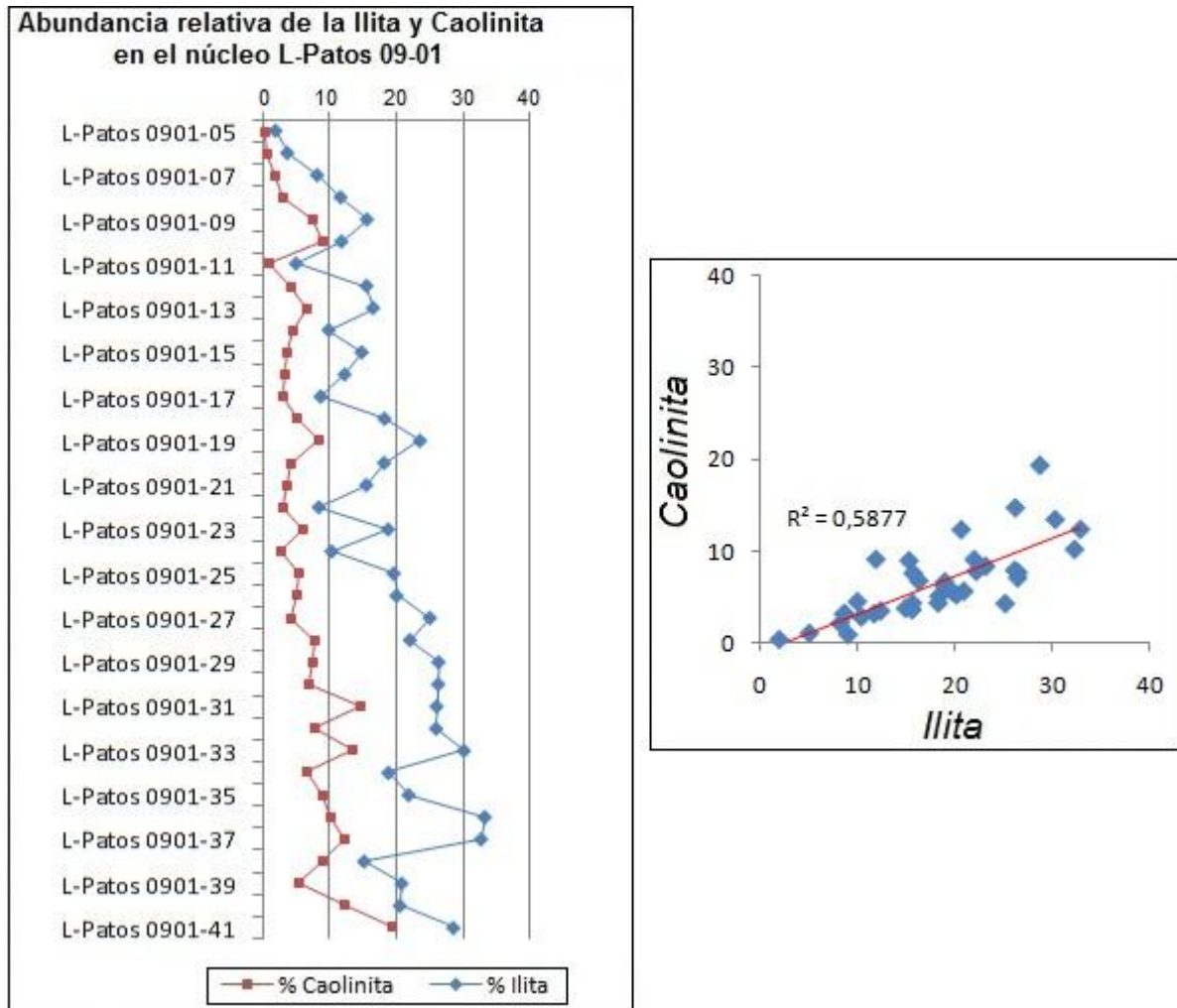


Figura 7.1. Diagrama de dispersión que muestra la relación Cuarzo-Caolinita

De igual forma, la figura 7.1 refleja la tendencia del cuarzo a disminuir con la profundidad mientras que las arcillas van aumentando su concentración; lo cual podría sugerir una sedimentación más somera hacia el tope del núcleo.

Por otra parte, al graficar las proporciones de caolinita vs. ilita (Fig. 7.2), se obtiene una correspondencia en las fluctuaciones (aumento o descenso); es decir, que la abundancia relativa de los minerales de arcilla resulta tener una relación directamente proporcional entre ellos (Tabla 7.1). Tal comportamiento puede deberse a que ambos minerales son producto de la alteración de minerales primarios, constituyentes de la roca fuente.



En la figura 7.2 se puede observar la abundancia relativa entre los minerales de arcilla a lo largo de todo el núcleo, notándose, en general, el aumento proporcional de estos minerales con la profundidad. Por otra parte, la presencia de caolinita en los sedimentos, la cual es un mineral totalmente desalcalinizado, permite inferir un grado de meteorización de medio a avanzado. Esta inferencia encaja dentro de un contexto climático de tipo tropical, tal como el de Venezuela, aunado a un largo transporte de sedimentos desde la fuente hasta el lugar de depositación.

Los resultados de DRX (Fig. 7.3) muestran la abundancia relativa entre el cuarzo y los minerales de arcilla, lo cual puede ser producto, no solo de la naturaleza de estos minerales,

anteriormente expuesta, sino que también la composición litológica de la roca fuente podría contribuir a tal condición. Por tanto, la litología principalmente cuarzosa de la Formación Barranquín (roca fuente), correspondería con la superioridad cuantitativa del cuarzo, en los diferentes tamaños (arcilla, limo o arena), contenido en los sedimentos depositados en la laguna.

Así mismo, la correlación de los porcentajes de óxidos determinados por FRX, permite establecer agrupaciones entre ellos (Tabla 7.2 y Fig. 6.7), para posteriormente asociarlos a las diferentes fases mineralógicas contenidas en los sedimentos estudiados.

Tabla 7.2. Coeficiente de correlación de los principales óxidos.

Variabes	(%) SiO ₂	(%) TiO ₂	(%) Al ₂ O ₃	(%) Fe ₂ O ₃	(%) MnO	(%) CaO	(%) K ₂ O	V (ppm)
(%) SiO ₂								
(%) TiO ₂	-0,375							
(%) Al ₂ O ₃	-0,257	0,669						
(%) Fe ₂ O ₃	-0,409	0,841	0,92					
(%) MnO	0,029	0,661	0,563	0,636				
(%) CaO	0,178	0,112	0,258	-0,06	-0,034			
(%) K ₂ O	-0,452	0,807	0,933	0,977	0,552	-0,407		
V (ppm)	-0,44	0,788	0,872	0,94	0,599	-0,093	0,933	

Se resaltan los coeficientes de correlación significativos con un 99% de confiabilidad, para una población de 37 muestras con dos variable.

El SiO₂ y el Al₂O₃ exhiben los más altos valores (Tabla B2 del apéndice B), lo cual es característico de minerales como el cuarzo y las arcillas respectivamente. En cuanto a las concentraciones de otros óxidos, se observa una paridad en los porcentajes de MnO y TiO₂. Así mismo, las cantidades de Fe₂O₃ y K₂O muestran un leve incremento a lo largo del núcleo con la profundidad, excepto en el material más superficial, en el cual se presentan en muy bajas cantidades en comparación (Tabla B1 del apéndice B). Por su parte el CaO parece estar controlado por la abundancia del sulfato de calcio hidratado (yeso).

Por otra parte, el análisis multivariante de agrupamiento de datos permitió separar los sedimentos del núcleo L-Patos 09-01 en tres facies quimioestratigráficas, las cuales presentan características sustancialmente diferentes en cuanto a las concentraciones SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, K₂O y V (Fig. 7.3).

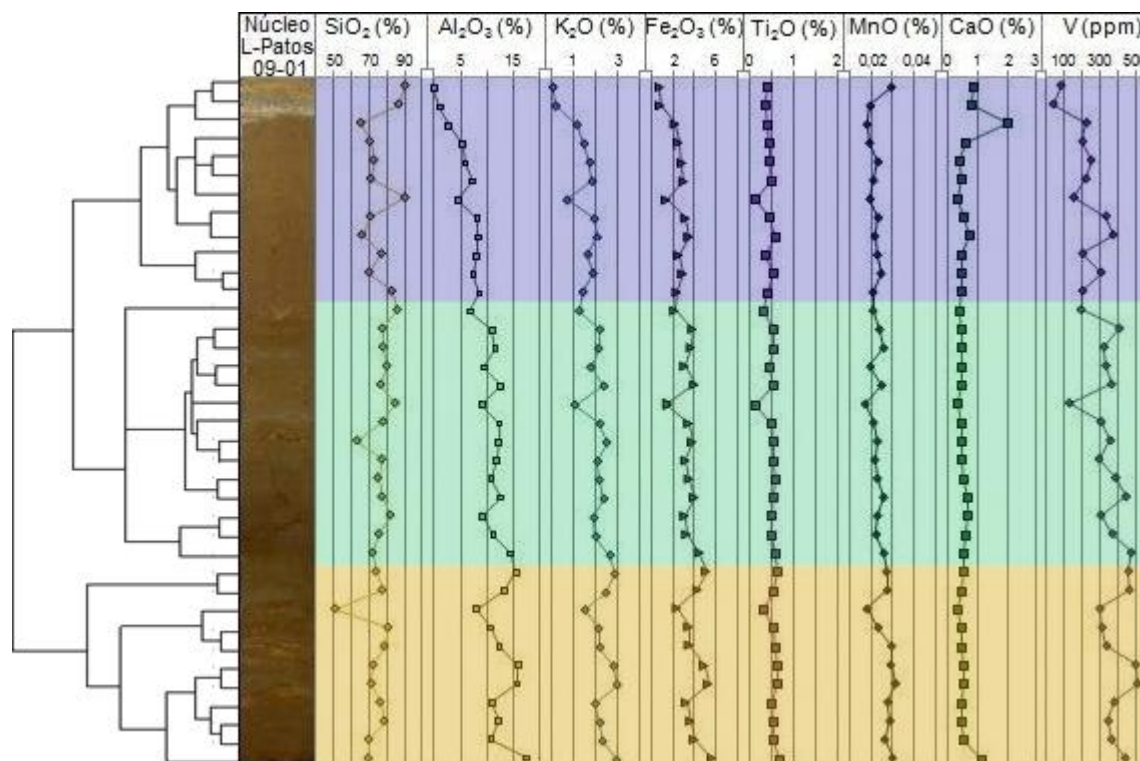


Figura 7.3. Facies quimioestratigráficas del núcleo L-Patos 09-01.

Si se compara la mineralogía obtenida en el análisis de difracción con los valores de Fe_2O_3 total derivados del análisis de FRX, el hierro, principalmente, podría estar como catión libre dentro de los minerales de arcilla, ya sea en su estado más reducido u oxidado como Fe^2 o Fe^3 respectivamente, lo que podría explicar el aumento de óxido de hierro con la profundidad. No obstante, este metal, podría estar en una fase mineral de óxido de hierro como hematita, goethita, magnetita, o ilmenita, o como sulfuro de hierro (pirita) (Fig. 7.4).

El MnO y el TiO_2 , los cuales podrían entrar como cationes dentro de la estructura de las arcillas, a pesar de mostrar correlación lineal y correspondencia mediante el ACP (análisis de componentes principales) con el Al_2O_3 , K_2O , Fe_2O_3 y V , cuando se realizó el estudio con la estadística multivariante de agrupamiento de datos, no manifestaron tanta afinidad con dichos óxidos. Por lo que se infiere que el Mn y el Ti también se encuentran como constituyentes de minerales oxidatos como pirolusita y/o magnetita y rutilo y/o ilmenita respectivamente. Esto es respaldado con el análisis de susceptibilidad magnética, cuya respuesta puede ser atribuida a la presencia de minerales de óxidos a lo largo de todo el núcleo (Tabla A3 del apéndice A).

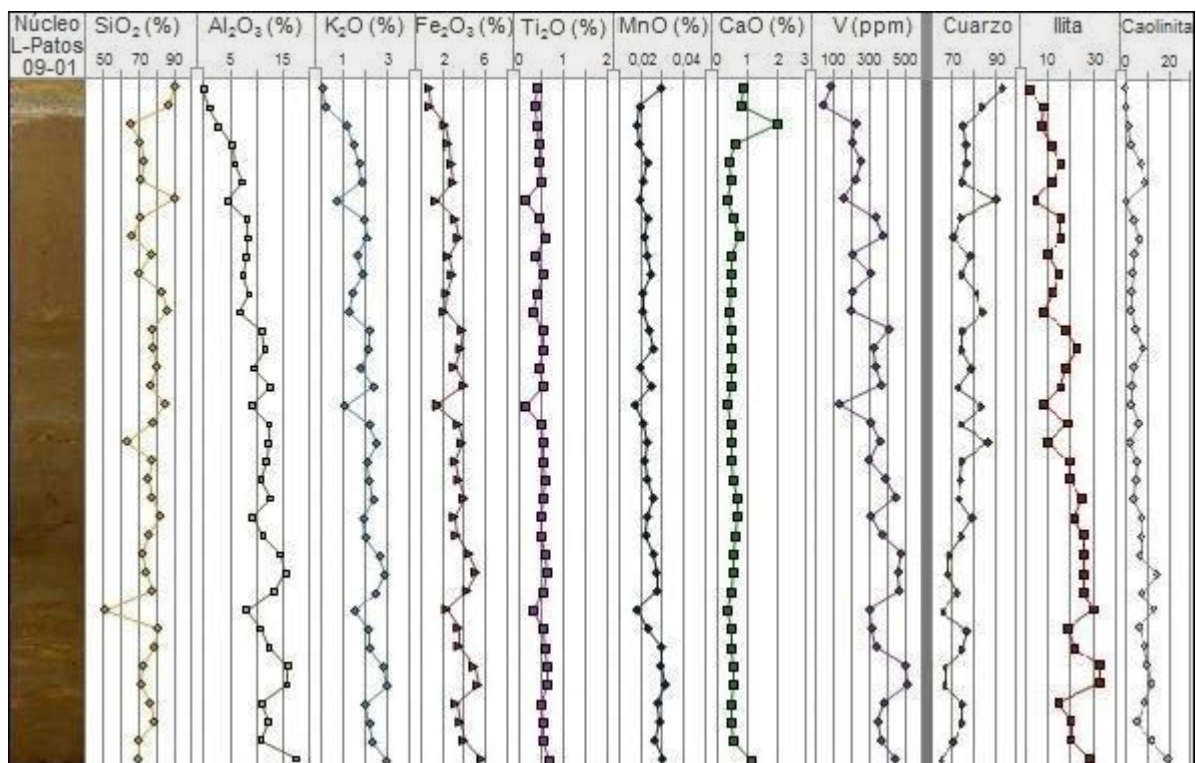


Figura 7.4. Perfiles químicos y mineralógicos del núcleo L-Patos 09-01.

A pesar de que la FRX realizada no analiza las concentraciones de óxido de fosfato presentes en las muestras, y la DRX no permitió dilucidar con claridad la existencia de minerales fosfatados, es posible que cierta cantidad de fosfato se encuentre dentro de los sedimentos lagunares, ya que esta fase mineral es propia de aguas restringidas en ambientes costeros. MÁRQUES *et al.* (2007) analizaron ciertas cantidades de fósforo como fosfato de hierro y como fósforo moderadamente lábil, unido a la superficie de las arcillas o de los óxidos e hidróxidos de hierro y aluminio. Por otro lado, DE LA LANZA & CÁCERES (1994) indican que los orto-fosfatos pueden retirarse del agua por absorción en sedimentos hasta en un 60%, lo que explicaría las concentraciones de este elemento en zonas lacustres.

A pesar de que químicamente se observaron tres facies contrastantes, los cambios texturales, granulométricos y mineralógicos observados a diferentes niveles en el núcleo L-Patos 09-01 (Fig. 7.5), permiten distinguir claramente cinco (5) facies con características distintivas en cuanto a nivel de energía y agente de transporte, así como variaciones en el nivel

de la masa de agua, oxigenación y salinidad. Esto indica posibles variaciones en las condiciones que han controlado la sedimentación en la albúfera durante el reciente.

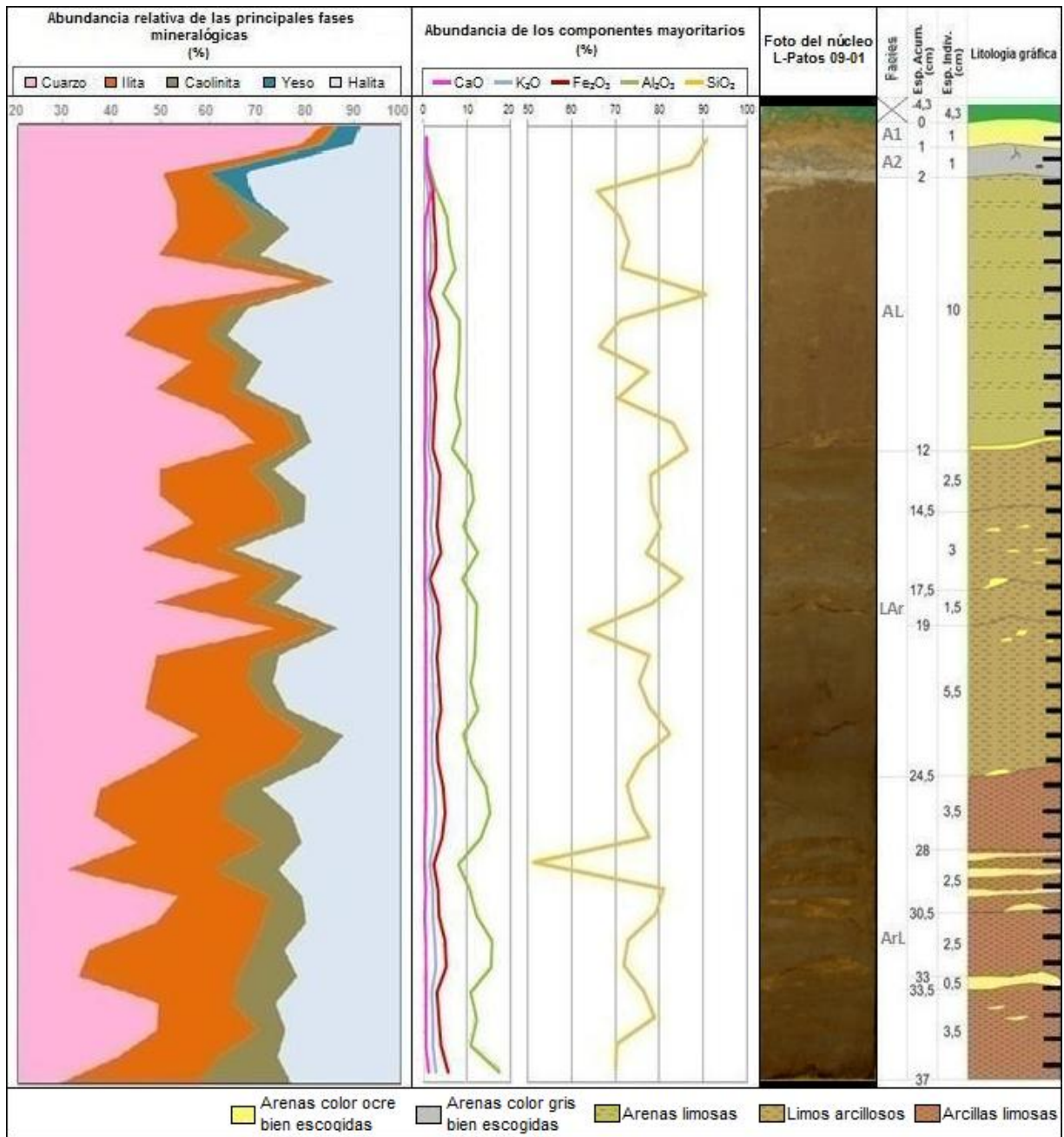


Figura 7.5. Columna sedimentaria de la Laguna Los Patos, donde se muestra la descripción litológica, las principales facies mineralógicas y la abundancia de los componentes mayoritarios.

Facies A1 (0-1 cm): el predominio de cuarzo (>86%) en la composición mineralógica de los sedimentos, conjuntamente con las bajas proporciones de Al_2O_3 y K_2O (Fig. 7.4) y los rasgos texturales dentro de los cuales se encuentra la granulometría tamaño arena, caracterizada por granos subredondeados y un buen escogimiento, sugieren una fuente de sedimentos proveniente de depósitos de playa. Es decir, que dichas partículas debieron ser transportadas desde la playa San Luis hasta la laguna. El agente de transporte ideal para generar depósitos con las características expuestas, podría estar representado por las corrientes eólicas, no obstante, este mecanismo no pudo trasladar dicho material, debido a la espesa vegetación que bordea la laguna y a la dirección predominante que exhiben los vientos en la zona.

Los bosques de mangles desarrollados en la periferia de la albufera, actúan como una barrera que impediría el paso de las partículas desde la playa hasta la laguna. Aunado a este factor, la zona se encuentra influenciada por los vientos alisios del NE, los cuales controlan las corrientes eólicas que inciden sobre el área con un sentido predominantemente SO; tal condición, no permite el traslado del material desde el cordón litoral hasta la cuenca. En consecuencia, al descartar el viento como agente de transporte, se puede sugerir otro mecanismo caracterizado por una alta energía cinética capaz de traspasar la espesa vegetación manglar y un sentido de incidencia hacia el Este respecto al cordón litoral.

Por otra parte, la presencia de yeso sugiere un alto índice de evaporación, que permita aumentar más de 3 veces la salinidad del agua para que a la temperatura promedio de la laguna, este mineral pueda precipitar. Tal condición resulta altamente probable, ya que esta facies representa los sedimentos más superficiales del núcleo, el cual se encuentra en la periferia de uno de los segmentos del complejo lagunar; siendo así más vulnerable al proceso de evaporación, intensificado en las épocas de sequía, donde el espejo de agua tiende a reducirse considerablemente, aumentando la salinidad en la cuenca, lo cual favorece la precipitación de los minerales evaporíticos.

Esta facies presenta los más bajos valores de Fe_2O_3 , mostrando concentraciones menores al 1%. Debido a la poca abundancia de minerales de arcilla a este nivel, se puede inferir que el

hierro se encuentra formando minerales de óxidos como hematita, goethita, magnetita o ilmenita y/o sulfuro de hierro (pirita); tal como es sugerido por la apreciación visual de minerales opacos y la respuesta magnética de los sedimentos a este nivel. Así mismo, estos minerales no fueron detectados por la técnica de DRX, debido a sus bajas concentraciones (<5%).

Por otro lado, el análisis de fluorescencia mostró ciertas cantidades menores de CaO, MnO y TiO₂, cuyos valores se muestran en la tabla B2 del apéndice B. El calcio en esta facies se encuentra como constituyente de la estructura cristalina del yeso y su concentración puede estar controlada por la influencia marina dentro del complejo lagunar. Por su parte, el MnO y TiO₂ se pueden encontrar como óxidos dentro de la pirolusita y rutilo y/o ilmenita respectivamente, sin embargo, el manganeso divalente también podría encontrarse, en pequeñas proporciones, sustituyendo al Fe² en la magnetita.

Facies A2 (1-2 cm): al igual que en la facies A1, existe un predominio de cuarzo (>72%) y valores bajos en la cantidad de Al₂O₃ y K₂O (Fig. 7.4), igualmente, la textura, granulometría redondez y escogimiento de la fracción tamaño arena de los sedimentos estudiados, sugiere que las partículas fueron transportadas desde la barra por el mismo mecanismo que trasladó y depositó las arenas de la facies suprayacente.

La característica distintiva de esta facies respecto a la descrita anteriormente, consiste en que los sedimentos presentan una coloración grisácea que puede responder a cierto contenido de materia orgánica, lo cual es apoyado por la presencia de algunos restos vegetales como fragmentos de plantas o raíces, posiblemente, provenientes de la vegetación de manglar que bordea la laguna. La presencia de este material vegetal sugiere que la zona se encontraba en condiciones subaéreas para el momento de la depositación de los sedimentos que componen esta facies.

Por otro lado, la presencia de sales como el sulfato de calcio hidratado, también es notoria en esta facies, lo cual ratifica que dicho horizonte estuvo en exposición subaérea, permitiendo

la concentración de las sales a este nivel, propiciando así las condiciones necesarias para la precipitación del yeso.

En cuanto a las concentraciones obtenidas para Fe_2O_3 , CaO , MnO y TiO_2 , se observó una gran similitud con los resultados obtenidos para la facies suprayacente, que aunado a la poca presencia de minerales de arcilla para este nivel, se infiere que dichos elementos se encuentran contenidos en las mismas fases minerales propuestas para la facies anteriormente analizada.

Las similitudes obtenidas entre las facies *A1* y *A2* sugieren que dichos depósitos se encuentran genéticamente relacionados, respondiendo a las mismas condiciones de depositación y fuente de sedimentos.

Facies AL (2-12 cm): la heterogeneidad de la fracción granular y la disposición aleatoria de las partículas dentro de esta facies, sugieren un mecanismo de transporte capaz de generar depósitos medianamente escogidos. Por tanto, dicho agente resulta diferente al de las capas suprayacentes. Así mismo, el escogimiento y la redondez de los granos, conjuntamente con el contexto ambiental, permiten proponer un origen fluvial para el acarreo y depositación de los sedimentos.

Por otro lado, el establecimiento de ecosistemas manglares en la laguna puede tener una clara influencia sobre el depósito sedimentario donde éstos se desarrollan, pues a medida que este tipo de vegetación progresa van creando su propio sustrato a través del crecimiento de las raíces, las cuales generan partículas y disuelven detritos dentro del sedimento (ALONGI, 1998; KRISTENSEN & ALONGI, 2006). Así mismo, la acción de organismos vivos que habitan dentro de los bosques manglares, suelen remover las partículas, generando así que el material previamente depositado se encuentre bioturbado. En consecuencia, esta facies puede estar compuesta por una mezcla de sedimentación clástica con sedimentos manglares.

El aumento de Al_2O_3 y K_2O , los cuales muestran un alto coeficiente de correlación lineal (Fig.7.6) y la disminución en el contenido de SiO_2 en comparación con los sedimentos suprayacentes, confirman la variabilidad en el contenido de cuarzo y los minerales de arcilla

(Fig.7.7). Así mismo, el valor obtenido en la desviación estándar de estos óxidos para esta facies (Tabla 6.2), muestra la heterogeneidad de los sedimentos presentes a este nivel.

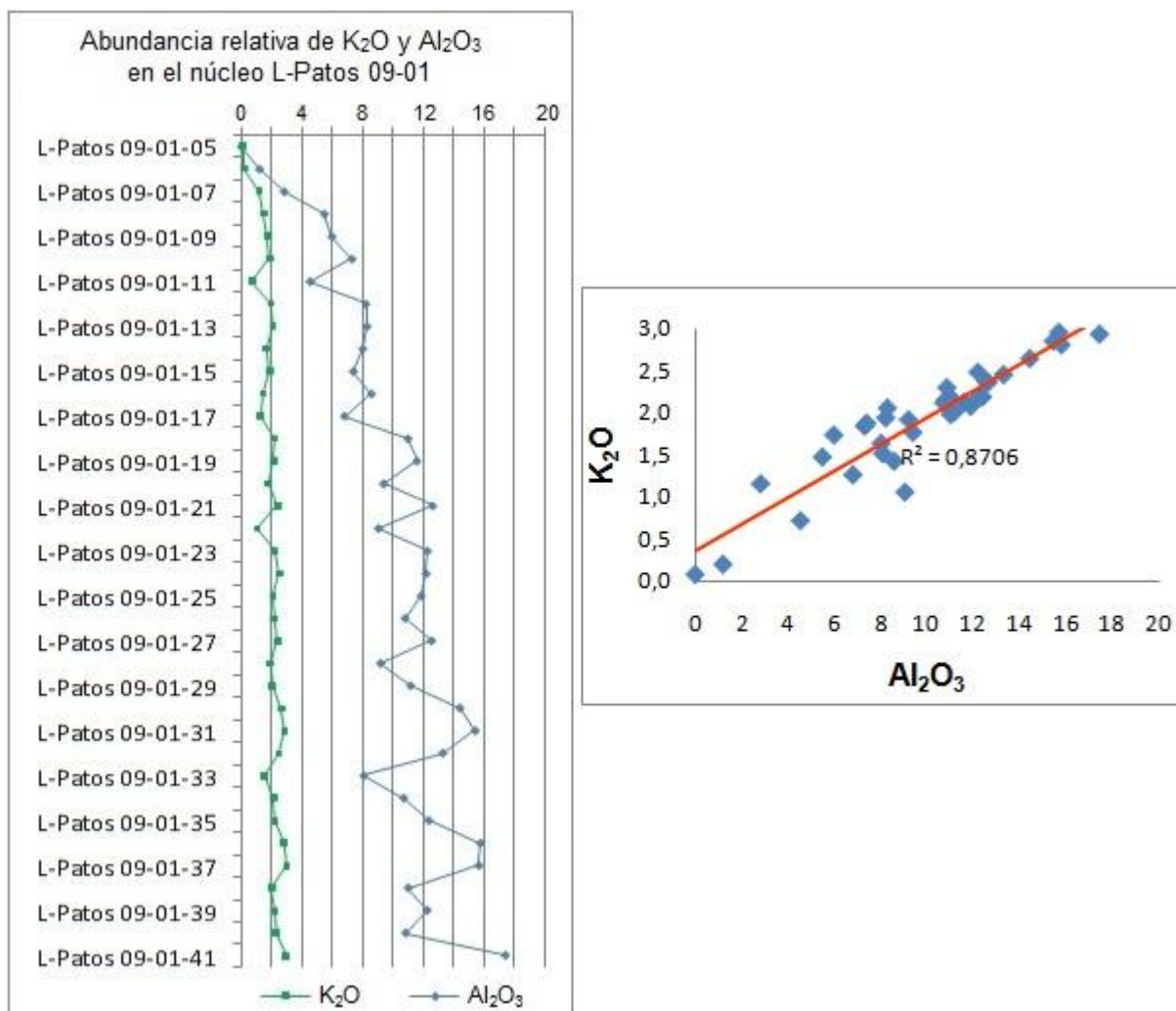


Figura 7.6. Diagrama de dispersión que muestra la relación entre Al_2O_3 y K_2O .

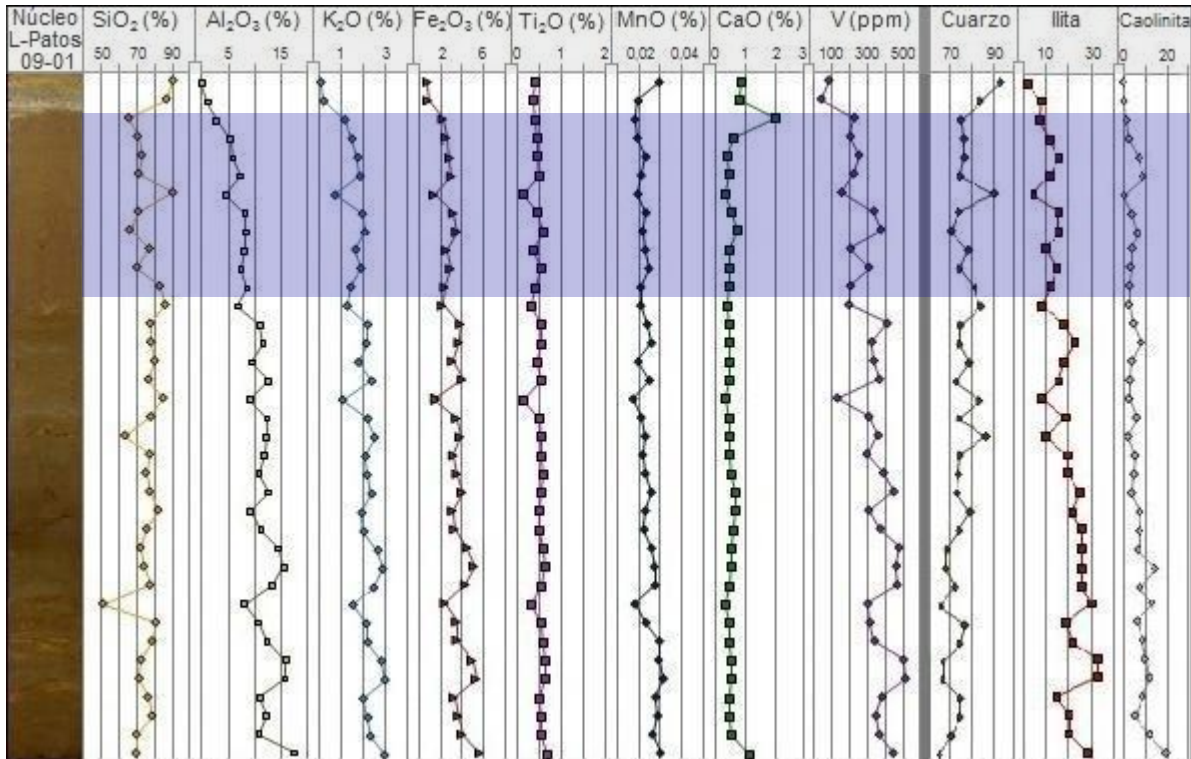


Figura 7.7. Perfiles químicos y mineralógicos del núcleo L-Patos 09-01, resaltando la facies AL.

De acuerdo a los resultados de la estadística multivariante para el agrupamiento elemental, el MnO y TiO₂ no mostraron asociación con otras especies químicas, por lo que se asume que estos elementos están principalmente como pirolusita y/o magnetita para el Mn, mientras que el Ti se encuentra como elemento formador del rutilo y/o ilmenita. Sin embargo, se observa similitud con las tendencias de las curvas de Al₂O₃, K₂O y Fe₂O₃ (Figs. 7.8a y 7.8b), lo cual podría indicar que una parte de estos elementos estaría dentro de minerales de arcilla.

El aumento en las concentraciones de Fe₂O₃ en esta facies en comparación con los niveles superiores, puede corresponder al incremento de los minerales de arcilla, los cuales pueden contener hierro divalente y trivalente como catión libre entre las capas “t-o-t”. La relación directamente proporcional existente entre el Fe, Al y K confirma la idea planteada anteriormente (Fig. 7.8). Así mismo, no se descarta la presencia de Fe como constituyente de minerales oxidatos (hematita, goethita, magnetita o ilmenita) o incluso de sulfuros como la pirita.

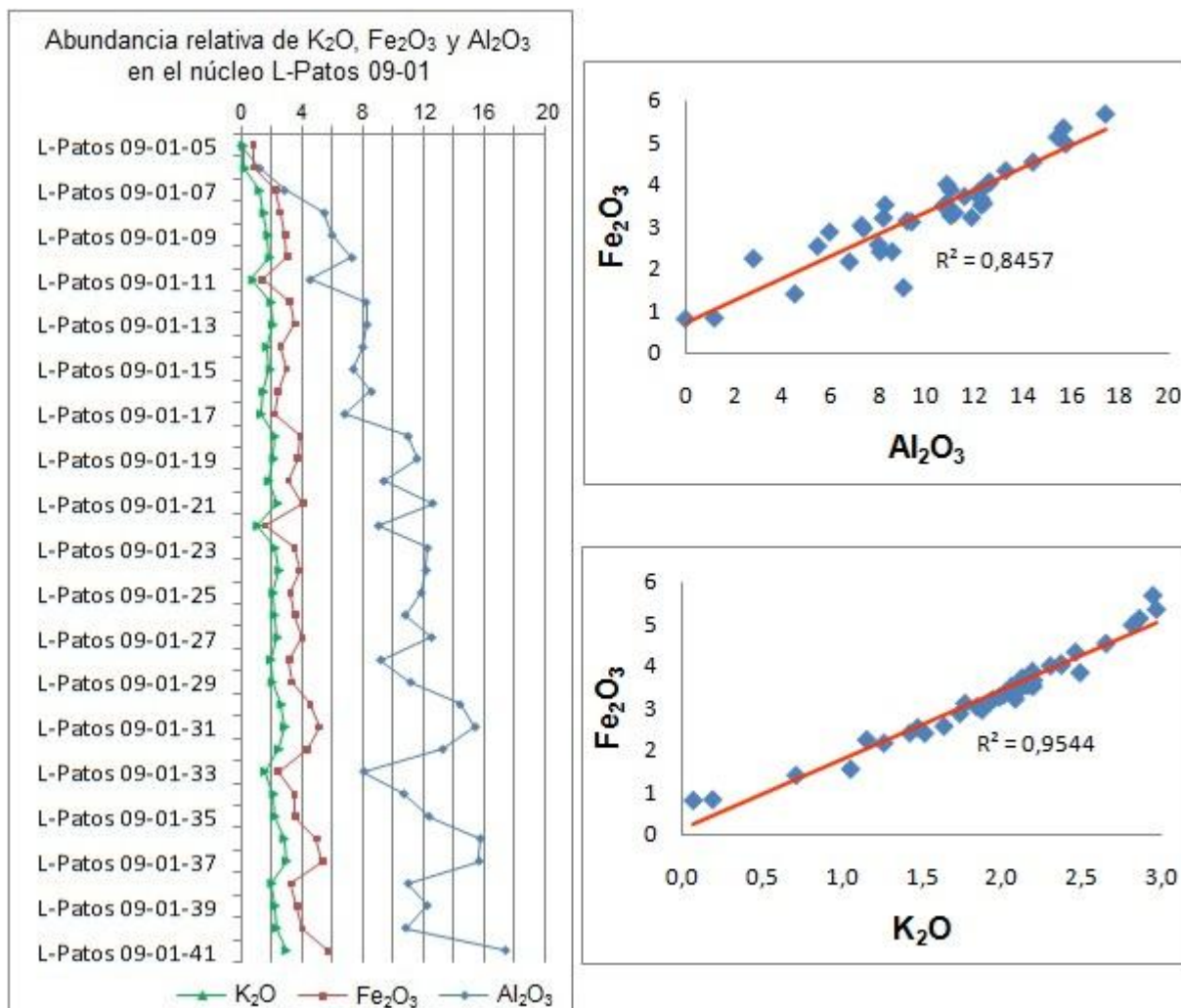


Figura 7.8. Diagramas de dispersión que muestran la relación del Al_2O_3 y K_2O respecto al Fe_2O_3

Hacia el tope de esta facies, se presentan las mayores concentraciones de yeso (muestra número L-Patos 09-01-07), lo cual corresponde a un sustancial incremento en el contenido de CaO (Fig. 7.7). La precipitación de este sulfato en los sedimentos más superficiales de este intervalo, indican que la secuencia depositada se encontraba expuesta y vulnerable a las condiciones climáticas, favoreciendo el aumento de la tasa de evaporación y la generación de condiciones salobres, propicias para la concentración de esta fase mineral.

En cuanto a la susceptibilidad magnética, la curva muestra un patrón caracterizado por intervalos cerrados y oscilantes que evidencian los cambios climáticos experimentados durante el ciclo sedimentario.

Facies LAr (12-24,5 cm): las características texturales y mineralógicas de este intervalo, el cual muestra sedimentos principalmente limo-arcillosos con lentes de arenas evidencian una sedimentación típica de laguna con influencia fluvial, donde el cuarzo refleja el aporte terrígeno dentro de la cuenca.

Es de notar que las variaciones atípicas en la concentración de los minerales detríticos, mostradas a lo largo de esta facies (Fig. 7.9), coinciden con la presencia de lentes arenosas dentro del material limo-arcilloso, los cuales sugieren pulsos ocasionales de mayor energía durante la sedimentación de esta capa. Igualmente, la desviación estándar obtenida para el SiO₂ y el Al₂O₃ muestran una sedimentación heterogénea en esta facies, aunque, dicho valor resultó ser sustancialmente inferior al derivado de la facies anterior (Tabla 6.2).

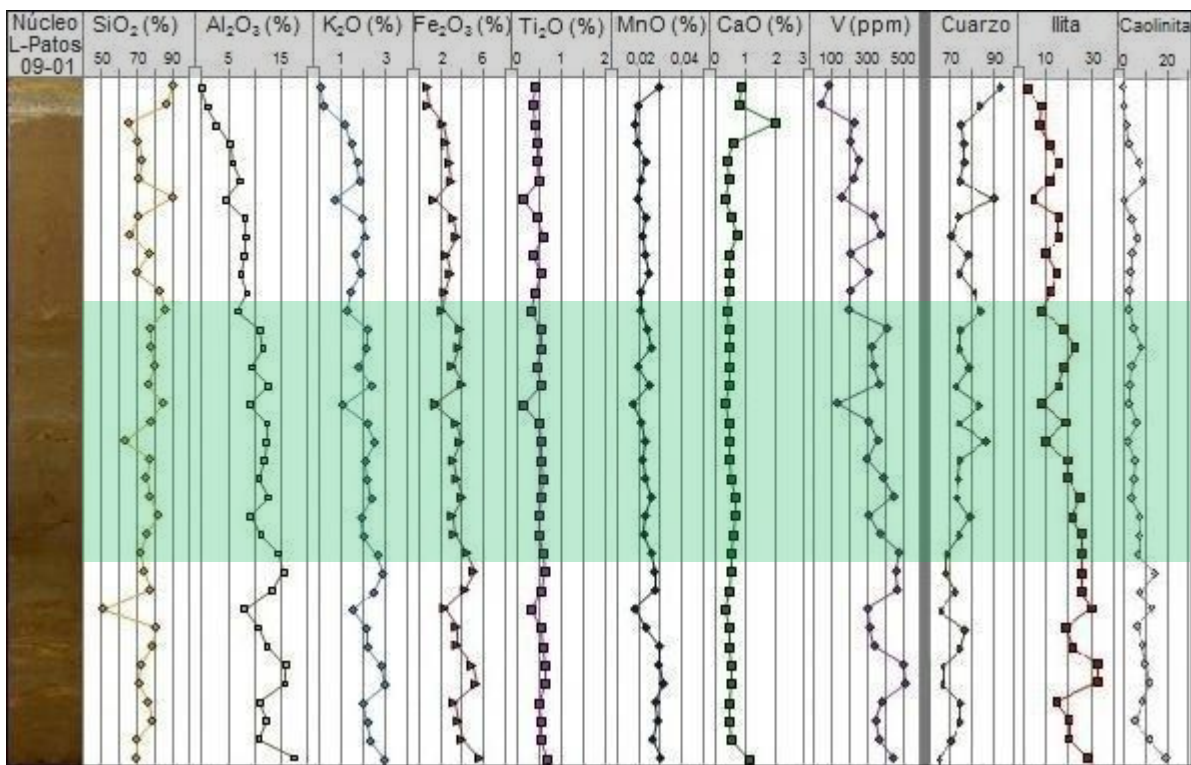


Figura 7.9. Perfiles químicos y mineralógicos del núcleo L-Patos 09-01, resaltando la facies *LAr*.

Esta facies presenta un mayor contenido de Al₂O₃ y K₂O en comparación con las anteriores, lo cual corresponde con el incremento de minerales de arcillas en la composición de los sedimentos. De igual forma, el aumento de Fe₂O₃ concuerda con dicha abundancia

mineralógica, sin excluir la posibilidad de existencia de óxidos de hierro en bajas concentraciones. Por su parte, el MnO y TiO₂ se mantienen en proporciones similares, por lo que dichos óxidos se encuentran como constituyentes de las fases establecidas anteriormente.

La curva de susceptibilidad magnética para este intervalo refleja valores más bajos y menos oscilantes (15-35 SI) en comparación con los niveles superiores, lo cual puede estar asociado con una disminución de minerales de óxido de hierro o a posibles concentraciones carbonáticas, las cuales presentan una baja susceptibilidad específica, por lo cual no generan altos valores de susceptibilidad magnética.

Facies ArL (24,5-37 cm): dentro de esta facies se encuentra la granulometría más fina a lo largo de todo el núcleo, no obstante, de igual forma que en la *LAr*, se presentan niveles de arenas que muestran un moderado nivel de escogimiento con granos subredondeados, los cuales evidencian un origen fluvial. Dichos nivel de arenas, caracterizados por una mayor frecuencia y uniformidad en comparación con la facies suprayacente, indican fluctuaciones de energía más recurrentes en el sistema de transporte durante la sedimentación.

Así mismo, la relación entre los principales elementos constituyentes de los sedimentos analizados, se mantienen mostrando un ligero incremento en su concentración, exceptuando el SiO₂, el cual disminuye de forma general, salvo en aquellas muestras que coinciden con los niveles arenosos (Fig. 7.10). Es de notar, que la desviación estándar obtenida para los óxidos de sílice y aluminio en esta facies, el cual arrojó los valores más altos en todo el núcleo, puede responder a la alternancia de sedimentos tamaño arcillas y los niveles arenosos.

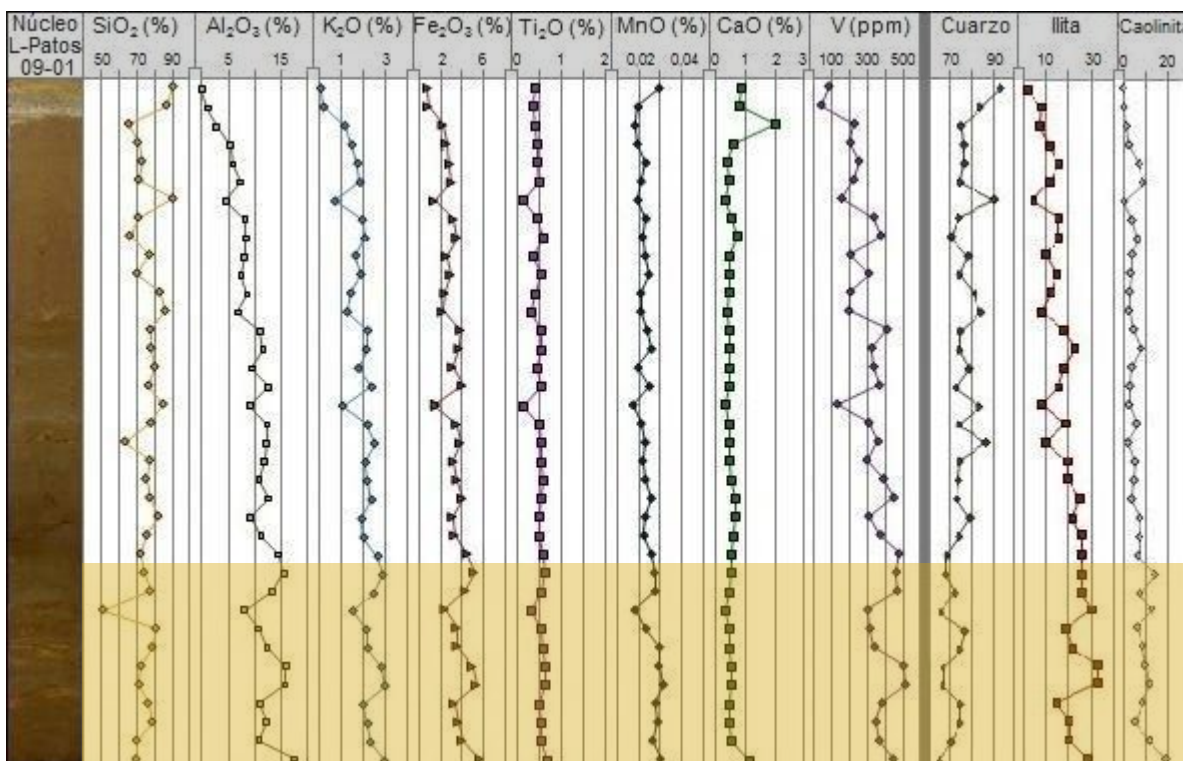


Figura 7.10. Perfiles químicos y mineralógicos del núcleo L-Patos 09-01, resaltando la facies *ArL*.

El vanadio es otro de los elementos químicos que muestra un ligero aumento en sus concentraciones con la profundidad. Los valores obtenidos para los coeficientes de correlación lineal entre dicho metal en comparación con el Al y el K (Fig. 7.11), conjuntamente con el análisis multivariante de asociación elemental, permite asociar esta especie química como catión dentro de las arcillas presentes en el sedimento.

La susceptibilidad magnética obtenida para esta facies, presenta una curva con las mayores amplitudes registradas y los valores máximos de susceptibilidad magnética en todo el núcleo. Este comportamiento sugiere cambios importantes en las condiciones paleoclimáticas en comparación con los niveles superiores; mostrando de esta manera, eventos que permitieron altas concentraciones de minerales ferromagnéticos en ciertos períodos de tiempo durante la sedimentación.

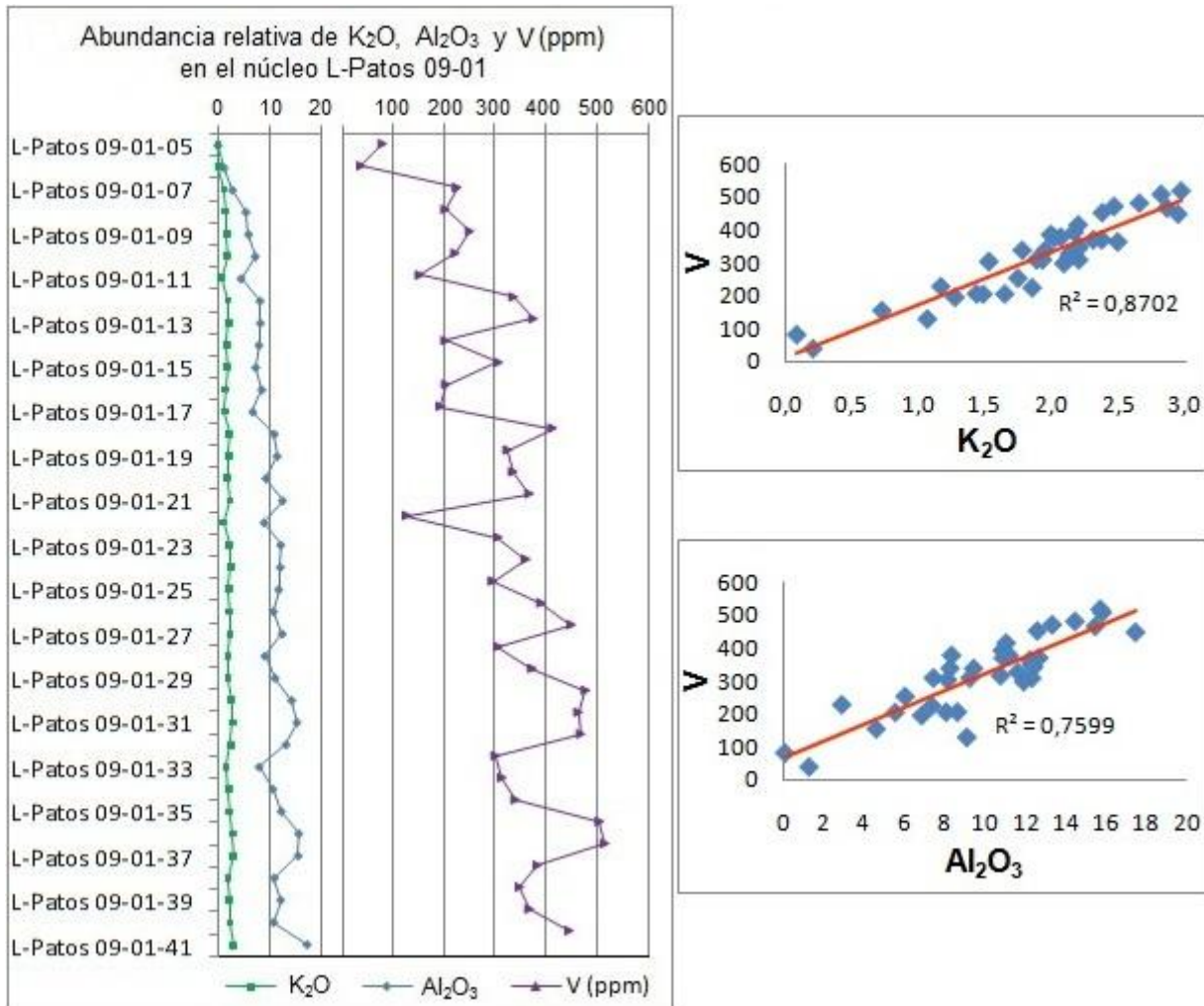


Figura 7.11. Diagrama de dispersión que muestra la relación de Al₂O₃ y K₂O con respecto al vanadio

En síntesis, la granulometría del núcleo L-Patos 09-01 muestra una tendencia grano creciente, caracterizada por el predominio de arcillas con láminas de arenas hacia la base, que gradan hacia el tope a sedimentos cada vez más arenosos. Así mismo, a lo largo de la columna sedimentaria se pueden distinguir cambios en el ambiente de depositación que responden a la reducción volumétrica progresiva del ambiente lagunar.

El predominio de facies arcillosas hacia la base, sugiere que la misma pudo depositarse hacia el centro de la cuenca, en un ambiente de baja energía que permite la decantación de los sedimentos en suspensión. Seguidamente, la colmatación de la laguna producto del aporte sedimentario, genera cambios batimétricos, reducción del espejo de agua y predominio de

condiciones más someras; contexto bajo el cual se deposita el material limoso sobre los sedimentos infrayacentes. De esta manera, se va experimentado, progresivamente, una mayor influencia continental cuenca adentro y en consecuencia un aumento de la fracción granular.

Finalmente, la reducción del espejo de agua permite la exposición de los sedimentos a las condiciones subaéreas, generando un aumento en la tasa de evaporación en el material, un incremento en la concentración de sales y la subsecuente precipitación de los cristales de yeso hacia el tope de la secuencia. Así mismo, este escenario se tornó propicio para el desarrollo de bosques manglares, los cuales formarán parte del proceso sedimentario lagunar desde el inicio de su colonización.

Cabe destacar que los sedimentos que componen el tope del núcleo (0-2 cm), poseen características que no corresponden con una sedimentación lagunar normal que ha estado controlada por el proceso evolutivo planteado anteriormente.

7.2. COMPARACIÓN DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS CON LOS ARROJADOS EN TRABAJOS PREVIOS DONDE MUESTRAN LA EXISTENCIA DE TSUNAMITAS

Las zonas costeras son ideales para el estudio de tsunamitas, tal como lo demuestran estudios realizados desde los años 80, donde se han establecido características sedimentológicas, geoquímicas y paleontológicas distintivas de este tipo de depósitos. Tales aspectos resultan de vital interés para el cumplimiento del objetivo final de la presente investigación (Tabla 7.3).

Tabla 7.3. Comparación de los resultados publicados sobre depósitos tsunamigénicos con los alcanzados en el presente trabajo.

Características reportadas en trabajos previos	Referencias	Resultados obtenidos en el estudio realizado
<p>Sedimentológicas: Arenas granodecrecientes y multimodales (Bimodales), con sedimentos mal escogidos. Aunque los depósitos de arenas bien seleccionadas, también pueden encontrarse [*].</p> <p>Presencia de Intraclastos en la base de la capa y bases erosivas. En ocasiones, muestran laminaciones paralelas, estructuras de carga en la base, imbricación bidireccional intercalación con niveles arcillosos, deformaciones en el sedimento y clastos angulares.</p>	<p>Atwater <i>et al.</i> (1992)/ Chile 1960 [*]; Shi <i>et al.</i> (1995)/ Indonesia 1992; Dawson <i>et al.</i> (1996)/ Java 1994; Morton <i>et al.</i> (2007)/ Papua Nueva Guinea 1998; Perú 2001; Gelfenbaum <i>et al.</i> (2001)/ Papua Nueva Guinea 1998; París <i>et al.</i> (2007)/ Sumatra 2004; Hori <i>et al.</i> (2007)/ Sumatra 2004; Srinivasalu <i>et al.</i> (2007)/ Sumatra 2004; Fujino <i>et al.</i> (2009)/ Tailandia (pre-2004); Kortekaas & Dawson (2007)/ Lisboa 1755; Dcantalamesa & di selma (2005)/ Boulonnais-Francia (Jurásico-Cretácico); Nanayama <i>et al.</i> (2007)/ islas Kuriles (Holoceno) [*]</p>	<p>Las facies A1 y A2 mostraron arenas bien seleccionadas con un porcentaje de finos menor al 5%.</p> <p>La facies A2 se encuentra estratigráficamente suprayaciendo en contacto basal erosivo a las facies AL, la cual junto con las facies LAr y ArL, muestran una sedimentación típica lagunar.</p>
<p>Geoquímicas: Variaciones relativas en elementos como Fe, Ti, Sr y Ba incluyendo un incremento en las concentraciones de Na, S, Cl, Ca y Mg. Dichas variaciones dependen en gran parte de la mineralogía presente en los sedimentos.</p>	<p>Nichol <i>et al.</i> (2007)/ Nueva Zelanda siglo XV; Pozo <i>et al.</i> (2008)/ península Ibérica Pleistoceno superior-Holoceno; Changué-goff <i>et al.</i> (2002) / Wairoa-Nueva Zelanda (Holoceno)</p>	<p>Geoquímicamente se observaron incrementos en Ca y S, en los 3 primeros centímetros de profundidad.</p>
<p>Paleontológicas: Incremento en la diversidad de fósiles marinos (diatomeas marinas como la <i>Delphinella surirella</i> y la <i>Paralia sulcata</i>, foraminíferos bénticos, gasterópodos, equinodermos, moluscos y macroalgas marinas), en ocasiones mezclados con fósiles costeros, muy comúnmente, ambos se encuentran retrabajados. Unidades ricas en conchas y fragmentos orgánicos (plantas, raíces y restos de madera). Igualmente, las plantas enterradas en la base, pueden ser la evidencia de un evento catastrófico.</p>	<p>Atwater <i>et al.</i> (1992) / Chile 1960; Takayama <i>et al.</i> (2000) / Río Brazos-Texas (Cretácico-Terciario); Dcantalamesa & di selma (2005) / Boulonnais-Francia (Jurásico-Cretácico); Tooley & Smith (2004) / Escocia (Holoceno); Smith <i>et al.</i> (2004) / Reino Unido (Holoceno); Nanayama <i>et al.</i> (2007) / Islas Kuriles (Holoceno); París <i>et al.</i> (2007) / Sumatra 2004; Hori <i>et al.</i> (2007) / Sumatra 2004</p>	<p>No se observaron macrofósiles ni microfósiles en los niveles estudiados.</p> <p>En la facies A2, se evidenciaron restos de hojas, raíces y sedimentos con tonos grisáceos.</p>

La comparación de las características de los depósitos generados por eventos tsunamigénicos con las obtenidas en el estudio realizado en la Laguna Los Patos, mediante la descripción detallada del núcleo L-Patos 09-01 y los análisis de difracción y fluorescencia de rayos-X, aplicados a los sedimentos contenidos en dicho núcleo, muestra características que son indicativas de la presencia de tsunamis en el registro geológico de Cumaná.

Las facies A1 y A2, granulométricamente posee similitud con las características reportadas por ATWATER *et al.* (1992) y NANAYAMA *et al.* (2007), mostrando arenas limpias bien seleccionadas con un porcentaje de finos menor al 5%, así como bases erosivas, indicativas de alta energía en el medio de transporte. De igual forma, la facies A2, contiene restos de plantas y raíces, así como un color grisáceo que evidencia la concentración de materia orgánica (Fig. 7.12).

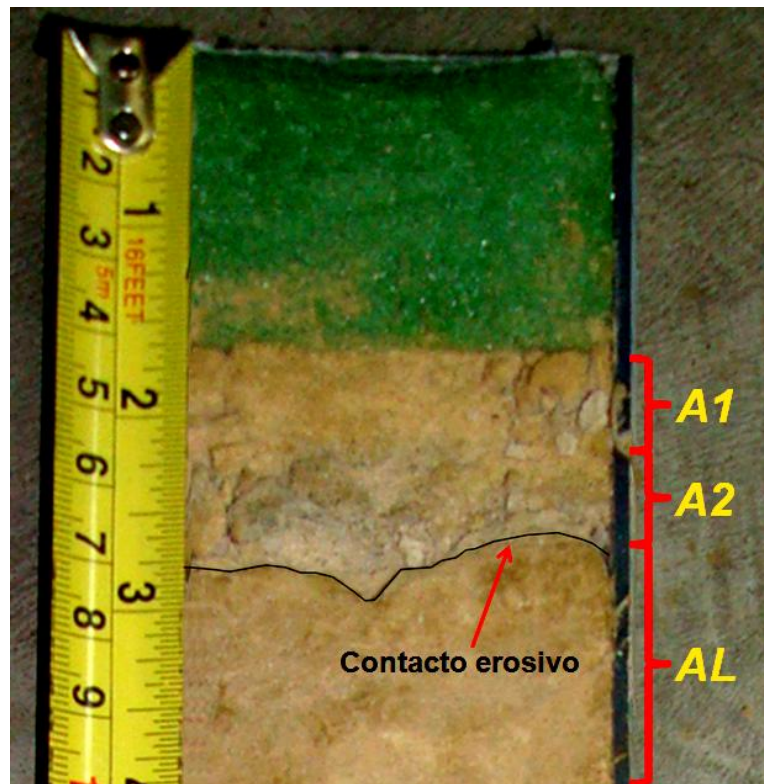


Figura 7.12. Nivel arenoso de origen tsunamigénico en contacto basal erosivo con arenas limosas.

En cuanto a los datos geoquímicos obtenidos, se evidencia un aumento de elementos marinos en la muestra 7 principalmente, la cual presenta una concentración de calcio y azufre superior a la de los sedimentos infrayacentes.

De esta manera, se infiere que el material presente en la facies A1 y A2 fue removido desde el cordón litoral, por un mecanismo de alta energía, y redepositado costa dentro sobre la sedimentación lagunar previamente depositada, quedando así, dentro del registro sedimentario, evidencia de un evento catastrófico en la Laguna Los Patos.

7.3. INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS RADIOCARBÓNICOS OBTENIDOS EN EL NÚCLEO L-PATOS 09-01

En el estudio de Tsunamitas resulta de gran importancia obtener edades dentro de la columna sedimentaria con la finalidad de poder asociar posibles eventos anómalos dentro de la secuencia, con eventos históricos reportados en la literatura.

El presente trabajo, mediante las dataciones radiocarbónicas realizadas, además de buscar asociar posibles niveles discordantes dentro de la secuencia sedimentaria con los sismos ocurridos en 1530, 1853 y 1929, pretendía ubicar el tiempo en el cual fue depositada la secuencia analizada y con ello, conseguir tasas de sedimentación para la laguna costera Los Patos.

Los resultados obtenidos reflejan edades cronológicamente invertidas que no permiten establecer la edad de los sedimentos estudiados. No obstante, la edad de la datación LP-MO-40, se encuentra dentro del rango de edades sugeridas para el origen de las lagunas costeras venezolanas (2100-5000 AP).

En cuanto a las edades obtenidas en las dataciones LP-MO-09 (7410 ± 40 AP) y LP-MO-18 (6600 ± 40 AP), las mismas muestran un envejecimiento relativo en comparación con la edad definida en la base del núcleo. Dicho envejecimiento de edades puede deberse a la influencia de los bosques manglares sobre los sedimentos lagunares o a la contaminación de la secuencia

por inclusión de ^{12}C proveniente de la disolución del basamento rocoso carbonático (Cretácico) aflorante en las elevaciones adyacentes al complejo lagunar. De esta manera, tal como lo indica ROBERTSON & ALONGI (1992), el contenido orgánico dentro de los sedimentos resulta dependiente de la geomorfología, la hidrodinámica y de la vegetación.

A pesar de que los ecosistemas manglares se consideran eficientes trampas de carbono orgánico (CHMURA *et al.*, 2003; BOUILLON *et al.*, 2008), la tasa de sedimentación juega un papel importante, ya que en áreas con bajo aporte de sedimentos, la mayor parte de la materia orgánica es removida rápidamente por las corrientes de marea, comida por los cangrejos o degradada por los microorganismos aeróbicos antes de que la misma pueda ser soterrada; mientras que las áreas con un alto aporte sedimentario, se experimenta un rápido soterramiento de la materia orgánica, permitiendo una mayor preservación de la misma (SMOAK & PATCHINEELAM, 1999; DITTMAR & LARA, 2001; GONNEEA *et al.*, 2004; KRISTENSEN, 2007; SANDERS *et al.*, 2010). De acuerdo a esto, la colmatación paulatina de la cuenca pudo generar una disminución en la tasa de sedimentación, permitiendo la oxidación de la materia orgánica, con lo cual se reduce gradualmente la cantidad de ^{14}C dentro de los sedimentos estudiados.

En cuanto a la erosión del basamento carbonático, esta provoca un incremento de las concentraciones de ^{12}C (carbono no radioactivo) en la cuenca, el cual diluye el contenido de ^{14}C (carbono radioactivo) que los organismos vivos incorporan (KOLCHIN & SHEZ, 1972; GENTY *et al.*, 1998; GENTY *et al.*, 2001). Por lo tanto, el aporte del ^{12}C contenido en el bicarbonato derivado de la erosión de las rocas carbonáticas trae como consecuencia una disminución relativa del ^{14}C . Por otra parte, YANJUN *et al.* (2005) en su estudio, comparan dataciones radiocarbónicas con dataciones de la serie del Uranio, realizadas en espeleotemas de Duyun, Guizhou, obteniendo como resultado edades más viejas entre 870 y 1500 años para las arrojadas por el método ^{14}C . En consecuencia, en los escenarios planteados, el método resulta poco confiable, ya que se produce un envejecimiento aparente de la secuencia sedimentaria.

8. CONCLUSIONES

El complejo lagunar Los Patos, ubicado en la planicie costera de la ciudad de Cumaná en Venezuela oriental, está conformada, por cordones litorales y zonas anegadizas. No obstante, se destacan algunas elevaciones representadas por los cerros Malagueño, Colorado, del Medio y Cascajal, que constituyen rasgos geomorfológicamente contrastantes dentro de área de influencia de la laguna, las cuales debido a su composición, geometría y distribución sugieren ser marcadores de un antiguo periodo de relleno sedimentario, originado por el inicio del levantamiento de la Serranía del Interior Oriental durante el Terciario.

Dentro de los depósitos cuaternarios sobre los que se desarrolla la ciudad de Cumaná, se logra distinguir una sedimentación aluvial caracterizada por conglomerados rojos de edad pre-Holoceno. Suprayacentemente se encuentran depósitos fluvio-deltáicos producto de la migración del paleodelta del río Manzanares, como consecuencia del cambio de pendiente dentro la planicie hacia en NW originado por el marco tectónico de influencia. Así mismo, hacia el tope de estos depósitos recientes, se pueden distinguir sedimentos lagunares, los cuales representan el proceso de sedimentación activo en la zona.

Por otro lado, el material estudiado a través del núcleo L-Patos 09-01, muestra la sedimentación típica de ambientes lagunares costeros, con un predominio de facies arcillosas y limosas, con escasos intervalos delgados de arenas muy finas. De igual forma, la distribución de las facies definidas muestra la colmatación gradual de la cuenca y un incremento paulatino en la energía del medio, ya que los sedimentos arcillosos encontrados en la base, gradan a limos cada vez más arenosos hacia el tope.

Mineralógicamente, la fracción detrítica representada por el cuarzo, en mayor abundancia, y minerales de arcilla (ilita y caolinita), que exhiben una tendencia creciente con la profundidad, se presentan como constituyentes esenciales de los sedimentos. Esto permitió establecer un aporte principalmente continental, cuya fuente posiblemente corresponde a las formaciones aflorantes en las laderas septentrionales de la Serranía del Interior Oriental, que a su vez se encuentren más próximas a la albufera. Así mismo, la presencia de evaporatos

representados por yeso en los niveles más superficiales y halita a lo largo de todo en núcleo, sugiere altos niveles de evaporación en la cuenca, debido a la exposición subaérea de la secuencia sedimentaria.

La correlación elemental a partir de la estadística univariante y multivariante, permitió establecer que los óxidos de aluminio, potasio, hierro en sus dos estados y el vanadio, se encuentra asociados a los minerales de arcilla; mientras que los óxidos de manganeso y titanio se encuentran como constituyentes de óxidos dentro de los sedimentos. Por su parte, el óxido de calcio no mostró asociación con ninguno de los elementos estudiados, por lo que es atribuido a una fase mineral distinta, representada por el yeso.

La datación realizada en la base de la secuencia mostró una edad de 5320 +/- 40 AP, representando así, junto con otras lagunas costeras del país, una evidencia del último máximo interglaciar experimentado en Venezuela durante el Holoceno hace aproximadamente 4000 a 5000 años.

Los resultados de dataciones radiocarbónicas pueden ser alterados debido a la influencia de ecosistemas manglares o inclusión de sedimentos carbonatados producto de la erosión de rocas carbonáticas.

Las facies A1 y A2 representan depósitos generados por eventos de alta energía que demuestran la presencia de paleotsunamis dentro del registro sedimentario del complejo lagunar Los Patos. Dada la presencia de inversión de edades ^{14}C en el núcleo estudiado, sólo se puede indicar la ocurrencia de Tsunamis en las costas de Cumaná durante el Holoceno (particularmente luego del óptimo Holoceno). Igualmente, no se puede asegurar que dichos acontecimientos correspondan a eventos sísmicos históricos, aunque, considerando tasas de sedimentación inferior a 1 mm/año y del orden más bien de 0,1 mm/año, muy característica de ambientes lagunares similares en Venezuela; podría darse el caso que las facies en el tope del núcleo estudiado correspondan a tsunamis reportados en el pasado histórico de la ciudad de Cumaná (por ejemplo, aquellos asociados a los sismos de los años 1530, 1853 y 1929).

Comparando los resultados publicados por diversos autores desde los años 80 sobre depósitos tsunamigénicos, con los alcanzados en el presente trabajo, existen evidencias por vía sedimentológica, geoquímica y paleontológicas, de la ocurrencia de tsunamis en Cumaná, estado Sucre, Venezuela oriental.

En otro orden de ideas, este estudio sirve como incentivo para la realización de futuras investigaciones que puedan demostrar la presencia de tsunamis en las costas venezolanas y en especial en la región nor-oriental del país.

9. RECOMENDACIONES

- Tomar por lo menos dos núcleos no perturbados en dos puntos distintos en la Laguna Los Patos, para establecer la relación lateral de la facies A1 y A2.
- Realizar un estudio granulométrico más detallado, por medio del estudio de la granulometría Laser, para establecer la variación vertical de los sedimentos que conforman la laguna Los Patos.
- Efectuar dataciones ^{210}Pb en los niveles más superficiales, con la finalidad de determinar cronológicamente la depositación de dichos sedimentos y poder asociarlo con los eventos sísmicos de 1530, 1853 o 1929.
- Determinar las concentraciones de elementos como Na, S, Cl, Sr y Ba, en las facies A1 y A2 ya que dichas especies químicas son indicadoras de influencia marina.
- Realizar estudios micropaleontológicos especializados para estipular la existencia de microorganismos marinos dentro de la secuencia sedimentaria.

10. BIBLIOGRAFÍA

- AGUILAR, I. & CARABALLO, E., 2007. *Caracterización geoquímica e los abanicos aluviales del Valle de Caracas a partir de los pozos Sebucán, los Chorros y Parque del este*. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo, inédito. 138- 139 p.
- ALONGI, D., 1998. *Coastal ecosystem processes*. Florida: CRC Press, Boca Raton Eds.
- ASCANIO, G., 1972. *Formación Caigüire*. Código Geológico de Venezuela. [http:// www. Pdvsa.com/léxico/b31w.htm](http://www.Pdvsa.com/léxico/b31w.htm). Consulta 20 de febrero de 2010.
- ATWATER, B. & MOORE, A., 1992. A tsunami about 1000 years ago in Puget Sound, Washington. *Science* 258: 1614-1617.
- ATWATER, B., SATOKO, M., KENJI, S., YOSHINOBU, T., KAZUE, U. & YAMAGUCHI D., 2005. The orphan tsunami of 1700: Japanese clues to a parent earthquake in North America. *US Geological Survey Professional Paper (University of Washington Press) 1707*: 133 p.
- ATWATER, B.; JIMÉNEZ, N.; VITA-FINZI, C., 1992. Net late Holocene emergence despite earthquake-induced submergence, south-central Chile. *Quaternary International* 15-16: 77-85.
- AUDEMARD F., RODRÍGUEZ J. & BOUSQUET J., 1997. Holocene tectonic uplift of la vela anticline related to the activity of the guadalupe thrust, northern Falcon state (Venezuela). In: MECO, J. & PETIT-MAIRE, N., Eds., *Proceedings IV CLIP Meeting - 1995-*. Servicio de Publicaciones Univ. de Las Palmas de Gran Canaria: 13-27 p.
- AUDEMARD F., ROMERO G., RENDÓN H. & CANO, V., 2005. Quaternary fault kinematics and stress tensors along the southern Caribbean from microtectonic data and focal mechanism solutions. *Earth Sci. Rev.* 69: 181-233.
- AUDEMARD, F., 2006. Surface rupture of the Cariaco July 09, 1997 Earthquake on the El Pilar fault, northeastern Venezuela. *Tectonophysics* 424: 19-39.
- AUDEMARD, F., 2007. Revised seismic history of the El Pilar fault, Northeastern Venezuela, from the Cariaco 1997 earthquake and recent preliminary paleoseismic results. *J Seismol.*
- BALDA, F., 1976. Geología y ambientes sedimentarios de la región de Unare en conexión con el estudio de las lagunas costeras de Píritu, Unare y Tacarigua, estados Anzoátegui y Miranda, Venezuela. *Segundo Congreso Latinoamericano de Geología (Caracas, Venezuela)*. *Bol. de Geología. Edit. Sucre.*, Public. Esp. 7: 1331-1339.
- BARITTO, I., 2003. Caracterización química de muestras de sedimentos superficiales y de núcleos de la fachada Atlántica Venezolana. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero, inédito. 773 p.
- BEJARANO, C., 1993. *Estudio geológico integral del delta del río Unare, edo. Anzoátegui, Venezuela*. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. *Tesis de Magister* para optar al título de Magister Scientiarum en Ciencias Geológicas, inédito. 138- 139 p.
- BELTRÁN, C. & GIRALDO, C., 1989. Aspectos neotectónicos de la región nororiental de Venezuela. *VII Congreso Geológico Venezolano*. Memorias: 1000-1021.

- BELTRÁN, C. & RODRÍGUEZ, J., 1995. Ambientes de sedimentación fluvio-deltaica y su influencia en la magnificación de daños por sismos en la ciudad de Cumaná, Venezuela. *II Coloquio Internacional de Microzonificación Sísmica*, Corporiente, Cumaná, Venezuela (sin publicar). 12 p
- BERTIN E., 1975. *Principles and practice of x-ray spectrometric analysis*. 2da. Edición. Plenum Press Eds., New York-London, 1079 p.
- BIRD, E., 2008. *Coastal Geomorphology: An introduction*. 2^{da} Edición. USA: Wiley Eds.
- BONILLA, J. & CEDEÑO, G. 1989. Caracterización orgánica del biosistema lagunar Tacarigua-Unare-Pirítu, Venezuela. *Bol. Inst. Oceanográfico de Venezuela (Universidad de Oriente)* 28 (2): 228 p.
- BONNINI, M. 1983. Productividad primaria en la Laguna de Unare y su variación estacional. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ciencias, Escuela de Biología. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Licenciado en Biología, inédito.
- BOUILLON, S., BORGES, A., MOYA, E., DIELE, K., DITTMAR, T., DUKE, C., KRISTENSEN, E., LEE, S., MARCHAND, C., MIDDELBURG, J., RIVERA-MONROY, V., SMITH III, T., TWILLEY, R., 2008. Mangrove production and carbon sinks: a revision of global budget estimates. *Global Biogeochemical Cycles* 22.
- BOURGEOIS, J., HANSEN, T.A., WIBERG, P.L., KAUFFMAN, E.G., 1988. A tsunami deposit at the Cretaceous–tertiary boundary in Texas. *Science* 241: 567-570.
- BROOKINS, D., 1988. *Eh - pH diagrams for geochemistry*. Springer Verlag Eds.
- BROWNLOW, A. 1996. *Geochemistry*. Prentice Hall Eds. USA.
- CAMPOSANO, L. & MARTÍNEZ N., 2000. Caracterización química y radiométrica de secciones estratigráficas de las formaciones Barco y Mirador, San Pedro del Río, estado Táchira. *Geos (Caracas)* 36:70.
- CANTALAMESSA, G. & DI CELMA, C., 2005. Sedimentary features of tsunami backwash deposits in a shallow marine Miocene setting, Mejillones Peninsula, northern Chile. *Sedimentary Geology* 178: 259-273.
- CAREY, S., MORELLI, D., SIGURDSSON, H., BRONTO, S., 2001. Tsunami deposits from major explosive eruptions: an example from the 1883 eruption of Krakatau. *Geology* 29: 347-350.
- CARVAJAL, J. 1965. Estudio ecológico de las lagunas litorales vecinas a la ciudad de Cumaná, Venezuela. *Bol. Oceanográfico de Venezuela* 4 (2): 266-311.
- CHACARTEGUI F., DELAGADO M. & CORTIULA, D., 1997. Laguna de Tacarigua: Complejo sedimentario Isla se barrera-Laguna litoral progradante en una costa micromareal dominada por la energía de las olas. Estado Miranda, Venezuela. *I Congreso Latinoamericano de Sedimentología*. Memorias, Tomo I: 175- 183.
- CHAGUÉ-GOFF, C., DAWSON, S., GOFF, J., ZACHARIASEN, J., BERRYMAN, K., GARNETT, D., WALDRON, H. & MILDENHALL, D., 2002. A tsunami (ca. 6300 years BP) and other Holocene environmental changes, northern Hawke's Bay, New Zealand. *Sedimentary Geology* 150: 89-102.
- CHMURA, G., ANISFELD, S., CAHOON, D., LYNCH, J., 2003. Global carbon sequestration in tidal, saline wetland soils. *Global Biogeochemical Cycles* 17. (4): 22-1-22-12.
- CITA, M., CAMERLENGHI, A., RIMOLDI, B., 1996. Deep-sea tsunami deposits in the eastern Mediterranean: new evidence and depositional models. *Sedimentary Geology* 104: 155-173.

- CLIFTON, H., 1988. Sedimentologic relevance of convulsive geologic events. *Geological Society of America Special Paper* 229: 1-6.
- COLEMAN, P.J., 1978. Tsunami sedimentation. In: FAIRBRIDGE, R. & BOURGEOIS, J., Eds., *Encyclopedia of Sedimentology*. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsboung, Pa. 828-832 p.
- CORRALES, I., ROSELL, J., SÁCHEZ, L., TORRES, J., & VILAS, L., 1977. *Estratigrafía*. Madrid: Rueda Eds. 429 p.
- COSTA, P., 2006. *Geological recognition of abrupt marine invasions in two coastal areas of Portugal*. A thesis submitted for the degree of Master of Philosophy, Department of Geography and Earth Sciences Brunel University: 1-138.
- CROW E. & Frances D., 1960. Statistics manual. Dover Publications, New Cork: 288 p.
- CULLITY, B., 1978. *Elements of X-Ray diffraction*. Addison- Wesley Publishing Company, Icn., 555p.
- DAWSON, A. & STEWART, I., 2007. Tsunami deposits in the geological record. *Sedimentary Geology* 200: 166-183.
- DAWSON, A.; SHI, S.; DAWSON, S.; TAKAHASHI, T. & SHUTO, N., 1996. Coastal sedimentation associated with the June 2nd and 3rd, 1994 tsunami in Rajegwesi, Java. *Quaternary Science Reviews* 15: 901-912.
- DAWSON, A., 1994. Geomorphological processes associated with tsunami runup and backwash. *Geomorphology* 10: 83-94.
- DE LA LANZA, G & CÁCERES, C., 1994. *Lagunas costeras y el litoral mexicano*. México: Universidad Autónoma de Baja california Sur Eds., 497p.
- DE LANGE, W. & MOON, V., 2007. Tsunami washover deposits, Tawharanui, New Zealand. *Sedimentary Geology* 200: 232-247.
- DECONNICK, J., BAUDIN, F. & TRIBOVILLARD, N., 2000. Les facies purbeckiens du Boulonnais: l'hypothese d'un depot de 'tsunami' (passage Jurassique-Cretaceous, Nord de la France). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Series IIA* 330: 527-532.
- DITTMAR, T. & LARA, R., (2001). Molecular evidence for lignin degradation in sulfatereducing mangrove sediments (Amazonia, Brazil). *Geochim. Cosmochim. Acta* 65. 1417-1428.
- DOBRIN, M. & SAVIT, C., 1988. *Intoduction to Geophysical Prospecting*. New York (USA): McGraw-Hill Book Company, 650 p.
- EINSELE, G., CHOUGH, S.K. & SHIKI, T., 1996. Depositional events and their records-an introduction. *Sedimentary Geology* 104: 1-9.
- ESCOBAR, M. & ALATORRE, M., 2005. *Medición de susceptibilidad Magnética de materiales*. CENAM Eds.
- FRYER, G.J., WATTS, P. & PRATSON, L.F., 2004. Source of the great tsunami of 1 April 1946: a landslide in the upper Aleutian forearc. *Marine Geology* 203: 201-218.
- FUJINO, S., NARUSE, H., MATSUMOTO, D. & JARUPONGSAKUL, T., SPHAWAJRUKSAKUL, A. & SAKAKURA, N., 2009. Stratigraphic evidence for pre-2004 tsunamis in southwestern Thailand. *Marine Geology* 262: 25-28.
- FUJIWARA, O.; MASUDA, F.; SAKAI, T.; IRIZUKI, T. & FUSE, K., 2000. Tsunami deposits in Holocene bay mud in southern Kanto region, Pacific coast of central Japan. *Sedimentary Geology*, 135(1-4): 219-230.
- FURRER, M. & CASTRO, M., 1997. *Nuevas unidades propuestas por AGUASUELOS INGENIERIA sobre datos inéditos de LAGOVEN S.A., en la cuenca oriental de Venezuela*, en prensa, 11 p.

- GELFENBAUM, G., JAFFE, B., NONGKAS, M. & DAVIES, H., 2001. Sedimentary deposits from the 17 July 1998 Papua New Guinea tsunami. *ITS Proceedings*, Session 2 (2-13): 449-452.
- GLICKSON, A., 1999. Oceanic mega impacts and crustal evolution. *Geology* 27: 387-390.
- GOFF, J., MCFADGEN, B. & CHAGUÉ-GOFF, C., 2004. Sedimentary differences between the 2002 Easter storm and the 15th-century Okoropunga tsunami, southeastern North Island, New Zealand. *Marine Geology* 204: 235-250.
- GÓMEZ, M. & REY, O., 1982. *Estudio geológico de un área situada al este y sur de la ciudad de Cumaná, Estado Sucre*. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo, inédito. 206-217.
- GONNEEA, M., PAYTAN, A. & HERRERA-SILVEIRA, J., 2004. Tracing organic matter sources and carbon burial in mangrove sediments over the past 160 years. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 61: 211-227.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C.; ITURRALDE DE AROZENA J. Y PICARD X., 1980. *Grupo Guayuta*. Código Geológico de Venezuela. [http:// www. Pdvs.com/léxico/b31w.htm](http://www.Pdvs.com/léxico/b31w.htm). Consulta 20 de febrero de 2010.
- GONZÁLEZ, L., 2001. Caracterización geoquímica y radiométrica de dos secciones estratigráficas de la Formación La Luna, en el estado Táchira. *Geos* (Caracas) 36:72.
- GRASES, J., MALAVER, A., MONTES L., GONZALEZ M., HERRERA C., ACOSTA L., LUGO M., MADRIZ J., HERNÁNDEZ J. & VARGAS R. (2004). Amenazas naturales y vulnerabilidad en Cumaná. *IMME* 42 (3): 57-80. ISSN 0376-723X.
- GUILLAUME, H., BOLLI, H. & BECKMANN, J., 1972. *Formación Barranquín*. Código Geológico de Venezuela. [http:// www. Pdvs.com/léxico/b31w.htm](http://www.Pdvs.com/léxico/b31w.htm). Consulta 20 de febrero 2010
- GUSIAKOV, V., 2005. Tsunami generation potential of different tsunamigenic regions in the Pacific. *Marine Geology* 215: 3-9.
- HARBITZ, C., 1991. Model Simulations of Tsunami Generated by the Storegga Slide. *Institute of Mathematics, University of Oslo Series* 5: 30 p.
- HAYES, M., 1979. Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. *In leatherman, S.P. (ed.), Barrier island*. New york: Academic Press. 1-27.
- HERNÁNDEZ, F., GRACIA, F., SOMOZA, L. & REY, J., 1996. Distribución batimétrica de las terrazas submarinas en la plataforma continental de Málaga – Gibraltar. Implicaciones eustáticas durante el Cuaternario terminal. *Geogaceta*, 20 (2): 419-419.
- HILLS, J. & GODA, M., 1999. Damage from comet–asteroid impacts with earth. *Physica D* 133: 189-198.
- HINDSON, R., ANDRADE, C. & DAWSON, A., 1996. Sedimentary processes associated with the tsunami generated by the 1755 Lisbon earthquake on the Algarve coast, Portugal. *Physics and Chemistry of the Earth* 21: 57-63.
- HORI, K., KUZUMOTO, R., HIROUCHI, D., UMITSU, M., JANJIRAWUTTIKUL, N. & PATANAKANOG, B., 2007. Horizontal and vertical variation of 2004 Indian tsunami deposits: An example of two transects along the western coast of Thailand. *Marine Geology* 239: 163-172.
- HUGHEN K.A., OVERPECK, J., LEHMAN, S., KASHGARIAN, M., SOUTON, J., PETERSONK, L., ALLEY, R. & SIGMAN, D., 1998. Deglacial changes in ocean circulation from an extended radiocarbon calibration. *Nature*, 391: 65-68.
- IIDA, K., COX, D.C. & PARARAS-CARAYANNIS, G., 1967. Preliminary Catalog of Tsunamis Occurring in the Pacific Ocean, vol. 5. *Hawaii Institute of Geophysics*.

- JACKSON, J., 1999. *Classical Electrodynamics*. 3rd Ed. New York: John Wiley & Sons Inc.
- KASTENS, K. & CITA, M., 1981. Tsunami-induced transport in the abyssal Mediterranean Sea. *Geological Society of America Bulletin* 92: 845-857.
- KENCH, P., NICHOL, S., MCLEAN, R., SMITHERS, S. & BRANDER, R., 2007. Impact of the Sumatran tsunami on the geomorphology and sediments of reef islands: south Maalhosmadulu atoll, Maldives. *Geomorphology*: 1-30.
- KENNEDY, D., TANNOCK, K., CROZIER, M. & RIESER, U., 2007. Boulders of MIS 5 age deposited by a tsunami on the coast of Otago, New Zealand. *Sedimentary Geology* 200: 222-231.
- KITTEL, C., 1996. *Introduction to Solid State Physics*. 7th ed., New York: John Wiley & Sons, Inc.
- KJERFVE, B., 1994. *Coastal lagoons: Capitulo 1, Coastal Lagoons Processes*. Elsevier Oceanography Series, 60. USA
- KLAGES, F., 1969. *Tratado de química orgánica. Química orgánica general y teórica*. Edit. Reverté, S. A. Tomo II, 50-53 pp.
- KOHLRAUSCH, F., 1996. *Praktische Physik*. Vol. 3, 23rd Ed. Stuttgart: Teubner Verlag.
- KON'NO, E., 1961. Geological observations of the Sanriku coastal region damaged by tsunami due to the Chile earthquake in 1960. *Contrib. Inst. Geol. Paleontological Tohoku University* 52: 1-45.
- KÖPPEN, W., 1931. *Grundriss der Klimakunde*. Berlin: De Gruyter, 388 p.
- KORTEKAAS, S. & DAWSON, A., 2007. Distinguishing tsunami and storm deposits: An example from Martinhal, SW Portugal. *Sedimentary Geology* 200: 208-221.
- KRISTENSEN, E. & ALONDI, D., 2006. Control by fiddler crabs (*Uca vocans*) and tree roots (*Avicennia marina*) on carbon, sulfur and iron biogeochemistry in mangrove sediment. *Limnol. Oceanogr.* 51: 1557-1571.
- KRISTENSEN, E., 2007. Carbon balance in mangrove sediments: the driving processes and their controls. *Greenhouse Gas and Carbon Balances in Mangrove Coastal Ecosystems*: 61-78.
- LAGOS, M. & CISTERNAS, M., 2004. Depósitos de tsunami como indicadores de riesgos: evidencias sedimentarias. *Revista geográfica de Chile Terra Australis* 49: 329-351.
- LANDER, J., WHITESIDE, L. & LOCKRIDGE, P., 2002. A brief history of tsunamis in the Caribbean Sea. *Science of Tsunami Hazards* 20 (2): 57 p.
- LAPIDUS, D. F., 1990. *Collins Dictionary of Geology*. London: Harper Collins.
- LARA, S., GONZÁLEZ, L. & SUÁREZ, C., 1999. Ambientes sedimentarios y evolución geomorfológica de la laguna Los Patos. Cumaná estado sucre, Venezuela. *Bol., Soc. Venezolana de Geól.* 24 (2): 5-21.
- LATTER, J., 1981. Tsunamis of volcanic origin; summary of causes, with particular reference to Krakatoa, 1883. *Bulletin Volcanologique* 44: 467-499.
- LE ROUX, J.P., VARGAS, G., 2005. Hydraulic behaviour of tsunami backflows: insights from their modern and ancient deposits. *Environmental Geology*. doi:10.1007/s00254-005-0059-2.
- LIDDLE, R., 1946. *Formación Barranquín*. Código Geológico de Venezuela. [http:// www. Pdvs.com/léxico/b31w.htm](http://www.Pdvs.com/léxico/b31w.htm). Consulta 20 de febrero de 2010.
- LOGACHEV, A. & ZAJAROV, V., 1978. *Exploración magnética*. Reverté. 35 p.
- LOWE, D. & DE LANGE, W., 2000. Volcano-meteorological tsunamis, the c. AD 200 Taupo eruption (New Zealand) and the possibility of a global tsunami. *Holocene* 401-407.

- MACSOTAY O., 1976. *Formación Caigüire*. Código Geológico de Venezuela. [http:// www. Pdvsa.com/léxico/b31w.htm](http://www.Pdvsa.com/léxico/b31w.htm). Consulta 20 de febrero de 2010.
- MACSOTAY, O., 1977. Observaciones sobre el neotectonismo Cuaternario en el nororiente Venezolano. *Bol. Geol. (Caracas)*, Publ. Esp. 7 (3): 1861-1883.
- MACSOTAY, O., VIVAS, V., PIMENTEL N. & BELLIZIA, A., 1985. *Formación Barranquín*. Código Geológico de Venezuela. [http:// www. Pdvsa.com/léxico/b31w.htm](http://www.Pdvsa.com/léxico/b31w.htm). Consulta 20 de febrero de 2010.
- MALONEY, N., CARABALLO, L., GONZÁLEZ, N. & MERECUANA, R., 1966. Corrientes costeras, en las playas de san Luis, Cumaná, Venezuela. *Bol. Inst. Oceanográfico (Universidad de Oriente)* 10: 7-17.
- MÁRQUEZ, A., SENIOR, W., MARTÍNEZ, G. & GONZÁLEZ, A., 2007. Concentraciones de nitrógeno y fósforo en sedimentos recientes de la laguna Los Patos, estado Sucre, Venezuela. *Bol. Ocenográfico de Venezuela* 46 (2): 137-145.
- MASON, B., 1982. *Principles of geochemistry*. New York: John Willey & Sons, Inc.
- MCFADGEN, B. & GOFF, J. 2007. Tsunamis in the New Zealand archaeological record. *Sedimentary Geology* 200: 263-274.
- MCINTIRE, W. & HO, C., 1969. Development of barrier island lagoons: Western gulf of Mexico. *Memorias del Simposio de lagunas costeras. UNAM-UNESCO*: 49- 62.
- MCMURTRY, G., FRYER, G., TAPPIN, D., WILKINSON, I., WILLIAMS, M., FIETZKE, J., GARBE-SCHOENBERG, D. & WATTS, P., 2004. Megatsunami deposits on Kohala volcano, Hawaii, from flank collapse of Mauna Loa. *Geology* 32: 741-744.
- MCMURTRY, G., WATTS, P., FRYER, G., SMITH, D. & IMAMURA, F., 2004. Giant landslides, mega-tsunamis, and palae-osea level in the Hawaiian Islands. *Marine Geology* 203: 219-233.
- MÉNDEZ, J., 1997. *El Cuaternario en Venezuela*. UCV, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. República de Venezuela, Ministerio de Energía y Minas. Vol. 18, N° 31.
- MÉNDEZ, J., 2006. *Petrología*. Caracas: PDVESA-INTEVEP- UCV, Facultad de ciencias. 151, 152, 266 p.
- MÉNDEZ, J., 2009. *Carbonatos: Origen y sedimentación*. Caracas: PDVESA-INTEVEP- UCV, Facultad de ciencias. 189- 195 p.
- MINOURA, K.; NAKAYA, S. & UCHIDA, M., 1994. Tsunami deposits in a lacustrine sequence of the Sanriku coast, Northeast Japan. *Sedimentary Geology*, 89: 25-31.
- MONSALVE, J. & ROA, P., 1994. Palinología y paleoambiente de la planicie y laguna costera de Tacarigua, Venezuela. *Bol. Inst. Oceanográfico de Venezuela (Universidad de Oriente)* 33 (1 & 2): 77-86.
- MOORE, D. & REYNOLDS, R., 1989. *X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. Oxford University Press, 332 p.
- MORTON, R., GELFENBAUM, G. & JAFFE, B., 2007. Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples. *Sedimentary Geology* 200: 184-207.
- NANAYAMA, F & SHIGENO, K., 2006. Inflow and outflow facies from the 1993 tsunami in southwest Hokkaido. *Sedimentary Geology* 187: 139-158.
- NANAYAMA, F., FURUKAWA, R., SHIGENO, K., MAKINO, A., SOEDA, Y. & IGARASHI, Y., 2007. Nine unusually large tsunami deposits from the past 4000 years at Kiritappu marsh along the southern Kuril Trench. *Sedimentary Geology* 200: 275-294.

- NICHOL, S., GOFF, J., DEVOY, R., CHAGUÉ-GOFF, C., HAYWARD, B. & JAMES, I., 2007. Lagoon subsidence and tsunami on the West Coast of New Zealand. *Sedimentary Geology* 200: 248-262.
- NISHIMURA, Y. & MIYAJI, N., 1995. Tsunami deposits from the 1993 Southwest Hokkaido earthquake and the 1640 Hokkaido Komagatake eruption, Northern Japan. *Pure and Applied Geophysics* 144(3/4): 719-733.
- NITON CORPORATION, 1998. *Field Portable X-ray Fluorescence Spectrometry for the Determinations in Soil and Sediment*. USA: 25 p.
- OKAL, E., SYNOLAKIS, C., 2004. Source discriminants for near-field tsunamis. *Geophysical Journal International* 158: 899-912.
- OKUDA, T. & BENÍTEZ, J. 1985. Evaluación comparativa de condiciones hidroquímicas en el sistema lagunar Tacarigua-Unare- Píritu, Venezuela. *Bol. Inst. Oceanográfico, (Universidad de Oriente)* 24 (2): 203-205.
- PARARAS-CARAYANNIS, G., 2003. Near and far-field effects of tsunamis generated by the paroxysmal eruptions, explosions, caldera collapses and massive slope failures of the Krakatau volcano in Indonesia on August 26–27, 1883. *Science of Tsunami Hazards* 21 (4): 191-201.
- PARIS, R., LAVIGNE, F., WASSMER, P. & SARTOHADI, J., 2007. Coastal sedimentation associated with the December 26, 2004 tsunami in Lhok Nga, west Banda Aceh (Sumatra, Indonesia). *Marine Geology* 238: 93-106.
- PELINOOVSKY, E., ZAHIBO, N., DUNKLEY, P., EDMONDS, M., HERD, R., TALIPOVAM, T., KOZELKOV, A. & NIKOLKINA, I., 2004. Tsunami generated by the volcano eruption of July 12–13 2003 at Montserrat, Lesser Antilles. *Science of Tsunami Hazards* 22: 44-57.
- PÉREZ, O. & MENDOZA, J., 1998. Sismicidad y tectónica en Venezuela y áreas vecinas. *Física de la Tierra* 10: 87- 110. ISSN: 0214-4547.
- PHLEGER, F., 1968. Some general features of coastal lagoons. *Memorias del Simposio de lagunas costeras. UNAM-UNESCO*: 5-26.
- PICKERING, K.T., SOH, W. & TAIRA, A., 1991. Scale of tsunami-generated sedimentary structures in deep water. *Journal of the Geological Society (London)* 148: 211-214.
- POZO, M., CARRETERO, M., RUIZ, F., RODRÍGUEZ, J., CÁCERES, L. & ABAD, M., 2008. Caracterización mineralógica de facies sedimentarias de edad Pleistoceno superior-Holoceno en el Parque Nacional de Doñana (Huelva). Implicaciones paleoambientales. *Goe- Temas*: 953-956.
- Proyecto Aquila II, 1994. Manejo y Aprovechamiento acuícola de las lagunas costeras en América latina y El Caribe. *Programa cooperativo gubernamental*. Documento de campo, N° 10. México.
- RAMÍREZ, I. & ROA, P., 1994. Generalidades sobre las lagunas costeras de Venezuela. En: Manejo y aprovechamiento acuícola de lagunas costeras en América Latina y el Caribe. Proyecto Aquila II. *Programa cooperativo gubernamental. GCP/RLA/102/ITA*. México. 326 p.
- READING, H. G., 1996. *Sedimentary environments: processes, facies, and stratigraphy*. 3rd edition. Oxford: Blackwell Scientific Publications Eds.
- REINECK, H. & SINGH I., 1975. *Depositional sedimentary environments*. Springer verlag, N.Y., Heidelberg, Berlin, 139 p.
- ROA, P., 1990. La trasgresión flamenca y la evolución de la laguna de Unare, Venezuela. *Bol. Oceanográfico de Venezuela* 29 (1): 11-25.

- ROBERTSON, A. & ALONGI, D., 1992. *Tropical mangrove ecosystems. Coastal and estuarine studies 4*. Washington, DC: American Geophysical Union.
- ROLLINSON H., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, presentation, interpretation*. New York: Longman Scientific & Technical. 352p.
- ROSALES, H., 1976. Excursión N° 5: Venezuela nororiental-Serranía del Interior. I parte: Maturin - Muelle de Cariaco. *2^{do} Cong. Latinoam. Geol.* (Caracas) 2: 467-493.
- RULL, V., 1999. Paleoclimatology and Sea-Level History in Venezuela. *Interciencia* 24 (2).
- SACCHI, M., INSINGA, D., MILIA, A., MOLISSO, F., RASPINI, A., TORRENTE, M. & CONFORTI, A., 2005. Stratigraphic signature of the Vesuvius AD event off Sarno prodelta system, Naples Bay. *Marine Geology* 222-223: 443-469.
- SANDERS, C., SMOAK, J., SANDERS, L., NAIDU, A. & PATCHINEELAM, S., 2010. Organic carbon accumulation in Brazilian mangal sediments. *Journal of South American Earth Sciences* 30 (3-4): 189-192.
- SAWAI, Y. 2002. Evidence for 17th-century tsunamis generated on the Kuril–Kamchatka subduction zone, Lake Tokotan, Hokkaido, Japan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 20(8): 903-911.
- SCHEFFERS, A. & KELLETAT, D., 2004. Bimodal tsunami deposits – a neglected feature in paleo-tsunami research. *Coastline Reports* 1: 67-75. ISSN 0928-2734
- SCHEFFERS, A. & SCHEFFERS, S., 2007. Tsunami deposits on the coastline of west Crete (Greece). *Earth and Planetary Science Letters* 253: 613-624.
- SCHEFFERS, A., 2002. Paleotsunami evidences from boulders deposits on Aruba, Curazao and Bonaire. *Science of Tsunami Hazards* 20 (1): 26-37.
- SCHUBERT C., 1988. Climatic changes during the last glacial maximum in northern south america and the caribbean: A review. *Interciencia* 13 (3): 128-137.
- SCHWARTZ, M., 2005. *Encyclopedia of Coastal Science*. Scpringer. USA
- SCICCHITANO, G., MONACO, C. & TORTORICI, L., 2007. Large boulder deposits by tsunami waves along the Ionian coast of south-eastern Sicily (Italy). *Marine Geology* 238: 75-91.
- SHANMUGAM, G., 2006. The tsunamite problema. *Journal of Sedimentary Research* 76: 718-730.
- SHI, S. & DAWSON, A.G., 1995. Coastal sedimentation associated with the December 12, 1992, tsunami in Flores, Indonesia. *Pure and Applied Geophysics* 144: 525-536.
- SHIKI T. & YAMAZAKI T., 1996. Tsunami-induced conglomerates in Mioecene upper bathyal deposits, Chita Peninsula, central Japan. *Sedimentaru Geology* 104: 175-188
- SHIKI, T., 1996. Reading of trigger records of sedimentary events and their records-a problem for future studies. *Sedimentary Geology* 104: 244-255.
- SHIKI, T., CITA, M. & GORSLINE, D., 2000. Sedimentary features of seismites, seismo-turbidites and tsunamiites-an introduction. *Sedimentary Geology* 135: 7-9.
- SHIKI, T., Tsuji Y., Yamazaki, T. & MinouraK., 2008. *Tsunamiites: Feature and implications*. Oxford: Elsevier.
- SILVA, J., 1841. *Corografia ou memórias económica, Estadística e topográfica do Reino do Algarve. Typográfica Real da Academia das Sciência (Lisboa)*. 216 p.
- SINGER, A. & ROJAS, C., 1981. *Inventario Nacional de Riesgos Geológicos a Escala 1:1.000.000. Resultados preliminares*, Caracas: Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas.
- SKOOG, D. & WEST, D., 1984. *Análisis instrumental*. 2^{da} Ed. Interamericana, México, 806p.

- SMITH, D., SHI, S., CULLINGFORD, R., DAWSON, A., DAWSON, S., FIRTH, C., FOSTER, I., FRETWELL, P., HAGGART, B., HOLLOWAY, L & LONG, D., 2004. The Holocene Storegga Slide tsunami in the United Kingdom. *Quaternary Science Reviews* 23: 2291-2321.
- SMOAK, J. & PATCHINEELAM, S., 1999. Sediment mixing and accumulation in a mangrove ecosystem: evidence from ^{210}Pb , ^{234}Th and ^7Be . *Mangroves and Salt Marshes* (3): 17-27.
- SOLANKI S., USOSKIN, I., KROMER, B., SCHÜSSLER, M. & BEER, J., 2004. Unusual activity of the Sun during recent decades compared to the previous 11,000 years. *Nature* 431: 1084-1087.
- SOULAS, J., 1986. Neotectónica y tectónica activa en Venezuelay regione vecinas. *Memorias del VI Congreso Venezolano de Geología. Sociedad Venezolana de Geólogos*. Caracas. 1000- 1021 p.
- SPINIELLO, P. 1982. Composición, variaciones espaciales y análisis de sucesión del phytoplankton en la Laguna de Unare (Estado Anzoátegui). Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ciencias, Escuela de Biología. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Licenciado en Biología, inédito.
- BOUILLON, S., BORGES, A., MOYA, E., DIELE, K., DITTMAR, T., DUKE, C., KRISTENSEN SRINIVASALU, S., THANGADURAI, N., SWITZER, A., RAM MOHAN, D & AYYAMPERUMAL, T., 2007. Erosion and sedimentation in Kalpakkam (N Tamil Nadu, India) from the 26th December 2004 tsunami. *Marine Geology* 240: 65-75.
- TAKASHIMIZU, Y. & MASUDA, F., 2000. Depositional facies and sedimentary successions of earthquake-induced tsunami deposits of Upper Pleistocene incised valley fills, central Japan. *Sedimentary Geology* 135: 231-239.
- TAPPIN, D., 2007. Sedimentary features of tsunami deposits - Their origin, recognition and discrimination: An introduction. *Sedimentary Geology* 200: 151-154.
- THEILEN-WILLIGE , B., 2006. Tsunami hazard in northern Venezuela. *Science of Tsunami Hazards* 25 (3): 144-159.
- TINTI, S., BORTOLUCCI, E. & ROMAGNOLI, C., 2000. Computer simulations of tsunamis due to sector collapse at Stromboli, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 96: 103-108.
- TODOROVSKA, M. & TRIFUNAC, M., 2001. Generation of tsunamis by a slowly spreading uplift of the sea floor. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 21: 151-167.
- TOOLEY, M. & SMITH, D. 2004. Relative sea-level change and evidence for the Holocene Storegga Slide tsunami from a high-energy coastal environment: Cocklemill Burn, Fife, Scotland, UK. *Quaternary International* 133-134: 107-119.
- URIARTE, A., 2003. *Historia del clima de la Tierra*. Servicio central de publicaciones del Gobierno Vasco, Euskera Eds., 306 p.
- VIDAURRE, A., GIMÉNEZ, M. & RIVERA, J., 1996. *Fundamentos físicos de la ingeniería II*. Servicio de publicaciones, 43-57 p.
- VIVAS, V., 1987. *Formación Barranquín*. Código Geológico de Venezuela. [http:// www. Pdvs.com/léxico/b31w.htm](http://www.Pdvs.com/léxico/b31w.htm). Consulta 20 de febrero de 2010.
- WALKER R. & NOEL, J., 1992. *Facies models: Reponse to sea level change*. Geological Asociation of Canada, Ontario, 179-191 p.
- WARD, S. & DAY, S., 2005. Tsunami Thoughts. *CSEG Recorder* 39-44 (December).
- WARD, S., 2001. Landslide tsunami. *Journal of Geophysical Research* 106: 11.201-11.215.
- WARD, S., 2002. Tsunamis. In: MEYERS, R., Eds., *The Encyclopedia of Physical Science and Technology* 17. Academic Press. 175-191 p.

- WARD, S., ASPHAUG, E., 2003. Asteroid impact tsunami of 2880 March 16. *Geophysical Journal International* 153: F6-F10.
- WARD, S.N., ASPHAUG, E., 2002. Impact tsunami-Eltanin. *Deep-Sea Research II* 49, 1073-1079.
- WHITE, W. M., *Geochemistry*, John Hopkins University Press, draft 2003, available.
- WHITTAKER, E & MUNTUS, R. 1970. *Ionic radii for use in geochemistry*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34,945-956.
- WOHLFARTH, E., 1990. *Ferro-magnetic materials. A handbook on the properties of magnetically ordered substances*. Vol. 5, North-Holland: Elsevier Science B.V.
- YORIS, F., 1992. Localidades tipo para los miembros de la Formación Chimana en la Serranía del Interior, Venezuela nororiental. *Geos (Caracas)*; 30: 295-324.
- YOUNG, R.W., BRYANT, E.A., 1992. Catastrophic wave erosion on the southeastern coast of Australia: impact of the Lanai tsunamis ca. 105 ka? *Geology* 20: 199-202.

APÉNDICE A. CONSIDERACIONES TEÓRICA Y METODOLOGÍA

A continuación se presentan detalles que se consideran constituyen un complemento de los aspectos relacionados con el desarrollo de este trabajo, como son: la escala de intensidad de tsunamis, ejemplos de lagunas costeras venezolanas, los principios físicos y metodología de los análisis a los cuales fueron sometidas las muestras tomadas en el núcleo L-PATOS 09-01.

1. ESCALA DE INTENSIDAD DE TSUNAMIS

La escala de intensidad de Sieberg para un tsunami (Tabla A1), es una escala descriptiva que va desde tsunamis suaves (1) hasta desastrosos (6), basada en la destrucción física causada en las costas por dicho evento (COSTA, 2006).

Tabla A1. Escala de intensidad (Sieberg) para tsunamis (Modificado de COSTA, 2006)

<i>Nivel</i>	<i>Consecuencias</i>
1: Muy Suave	La onda es tan débil que solo es perceptible en los registros de los mareógrafos.
2: Suave	Las ondas son percibidas por aquellos que viven a lo largo de la costa y están familiarizados con el mar. Normalmente se percibe en costas muy planas.
3: Bastante fuerte	Generalmente es percibido. Inundación de costas de pendientes suaves. Embarcaciones deportivas pequeñas son arrastradas a la costa. Daños leves en estructuras de material ligero situadas cerca de las costas. En estuarios, se invierten los flujos de los ríos.
4: Fuerte	Inundación de la costa hasta determinada profundidad. Daños de erosión en rellenos construidos por el hombre. Terraplenes y diques dañados. Las estructuras de material ligero cercanas a la costa son dañadas. Las estructuras costeras sólidas sufren daños menores. Pequeños veleros y pequeños buques son derivados tierra adentro o mar afuera. Costas cubiertas con desechos flotantes.
5: Muy Fuerte	Inundación general de la costa hasta determinada altura. Los muros de muelles y estructuras sólidas cercanas al mar son dañadas. Las estructuras de material ligero son destruidas. Severa erosión de tierras cultivadas y la costa es cubierta con desechos de artículos flotantes y animales marinos. Con excepción de grandes barcos, todo otro tipo de embarcación es llevada tierra adentro o hacia el mar. Grandes ascensos de agua en ríos estuarinos. Instalaciones portuarias resultan dañadas. Las personas se ahogan. Olas acompañadas de fuerte rugido.

<i>Nivel</i>	<i>Consecuencias</i>
6: Desastroso	Destrucción parcial o completa de estructuras artificiales a determinada distancia de la costa. Grandes inundaciones costeras. Buques grandes severamente dañados. Árboles arrancados de raíz o rotos. Muchas víctimas.

2. CARACTERIZACIÓN TERMOHALINA DE LAGUNAS COSTERAS VENEZOLANAS Y VARIABILIDAD DEL CONTENIDO DE OXÍGENO A TRAVÉS DEL TIEMPO

En la siguiente tabla se presentan los valores de temperatura, salinidad y oxigenación de algunas lagunas costeras venezolanas, tales como Píritu, Unare y Tacarigua, los cuales pueden ser usados para revisar las variaciones que han experimentado en ciertas épocas y realizar comparaciones para buscar diferencias y similitudes entre ellas y otras lagunas del país.

Tabla A2. Valores de Temperatura, salinidad y oxígeno para las lagunas de Tacarigua, Unare y Píritu

Laguna	Año	Autor	Temperatura (°C)		Salinidad			Oxígeno	
			Máx	Mín	Máx	Mín	Prom	Máx	Mín
Tacarigua	1980	Bonilla & Cedeño (1989)	30,2	28,5	34,65	16,17	24,62	4,38	3,58
	1981		30,1	27,8	26,16	8,65	19,27	4,90	2,63
	1982		29,5	26,3	36,43	11,07	29,30	4,37	1,19
	1983		30,6	29,5	29,31	6,42	22,49	6,47	0,90
Unare	1981	Bonilla & Cedeño (1989)	32,8	26,1	19,30	4,26	10,84	8,67	4,15
		Spiniello (1982)			11,10	5,20			
	1982	Bonilla & Cedeño (1989)	31,0	28,4	14,76	1,28	10,59	5,62	3,12
		Bonnini (1983)			18,00	8,00			
	1983	Bonilla & Cedeño (1989)	30,2	27,9	18,01	1,05	14,16	5,96	4,74
	1984		31,2	30,1	17,18	12,06	15,76	7,97	5,58
1986	32,0		26,0	14,44	3,34	11,08	12,26	2,44	
Píritu	1981	Okuda & Benítez (1985)					11,50		
	1982	Bonilla & Cedeño (1989)	31,3	26,7	49,06	29,06	36,69	6,65	1,97
		Okuda & Benítez (1985)					11,05		
	1983	Bonilla & Cedeño (1989)	28,3	26,8	67,45	37,15	45,71	4,02	3,01
		Okuda & Benítez (1985)					15,45		
	1986	Bonilla & Cedeño (1989)	32,1	30,4	58,26	36,35	44,12	5,51	3,61
1987	30,8		25,0	65,75	36,64	45,64	6,06	3,33	

3. SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DE ALGUNOS MINERALES

A continuación se presenta, en la tabla A3, la constante de proporcionalidad (κ) denominada susceptibilidad magnética de diferentes minerales.

Tabla A3. Constante de proporcionalidad (κ) de algunos minerales (LOGACHEV & ZAJAROV, 1978; DOBRIN & SAVIT, 1988).

Mineral	$\kappa \times 10^6$ en unidades cgs
Magnetita	300000 – 800000
Ilmenita	135000
Pirotina	125000
Pirita	159
Siderita	102
Pirolusita	32
Calcopirita	7,6
Casiterita	2,4
Cuarzo	< 0,46

Si se toma en consideración los altos valores de susceptibilidad magnética para la magnetita, en comparación con los demás minerales, se puede decir que una de las causas que influye considerablemente en las propiedades magnéticas de las rocas o sedimentos, viene dada por la cantidad de magnetita presente. De esta manera, al aumentar las dimensiones de los cristales de magnetita crece la susceptibilidad magnética del material (LOGACHEV & ZAJAROV, 1978).

4. DIFRACCIÓN DE RAYOS X

Para este método se utiliza un equipo llamado difractómetro de rayos X, el cual cuenta con un tubo generador de dichos rayos (Fig. A1), un goniómetro o sistema mecánico de funcionamiento y un detector y medidor de la radiación.

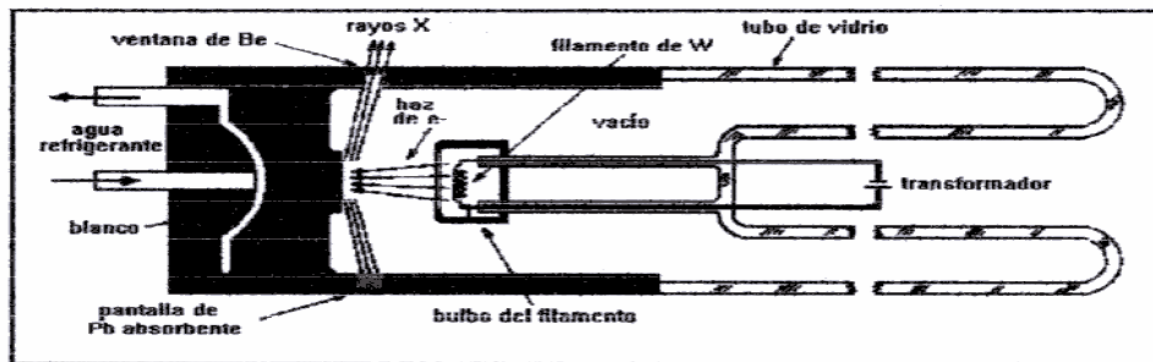


Figura A1. Tubo generador de rayos X. Tomado y modificado de CULLITY (1967) en AGUILAR & CARABALLO (2007)

Para este estudio las muestras fueron analizadas por medio del difractómetro de polvo $\theta:2\theta$ marca Bruker (modelo D8 Advance) de anticátodo de Cu, que cuenta con las siguientes especificaciones: juegos de rendijas indicentes variables o fijas, rendijas soller, macromador en el haz difractado, detector de centello, opción de giro de las muestras durante el análisis e intercambiador de muestras automático de nueve posiciones (ver Fig. A2). Este equipo permite el estudio de muestras sólidas pulverizadas, así como de agregados orientados para el estudio de arcillas, facilitando el análisis de distintas fases cristalinas presentes en la muestra de forma cualitativa.

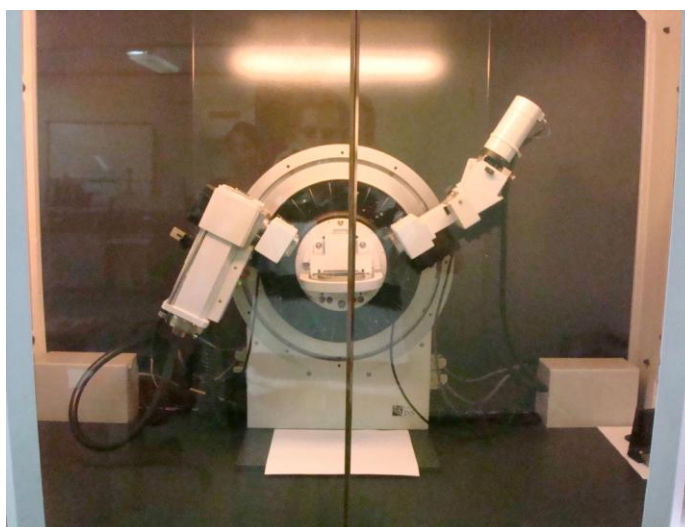


Figura A2. Difractómetro de polvo $\theta:2\theta$ marca Bruker (modelo D8 Advance)

La muestra a ser analizada es pulverizada finamente, mediante el uso de un mortero de ágata el cual debe ser cuidadosamente limpiado entre una muestra y otra, luego se coloca sobre un portamuestras (ver Fig. A3). El instrumento está constituido de tal forma que el porta muestra gira según la trayectoria de un haz de rayos X, manteniendo entre ellos en cada momento un ángulo θ , a medida que un detector, montado sobre un brazo, gira a su alrededor para captar las señales difractadas de rayos X. El porta muestra y el detector se mueven mediante engranajes que permiten que mientras el primero gira un ángulo θ , el segundo gira un ángulo 2θ (Fig.A4).



Mortero de ágata



Portamuestras del difractómetro

Figura A3. Material utilizado en la preparación de la muestra para el ensayo de difracción.

Si la muestra ha sido preparada adecuadamente, la orientación de las partículas cristalinas en la muestra es realmente al azar, para cada familia de planos atómicos con su característico espaciado d , por lo que existen muchas partículas cuya orientación es tal que hacen el ángulo apropiado θ con el rayo incidente para que se satisfaga la Ley de Bragg.

Aunque todas las “reflexiones posibles” ocurren al mismo tiempo, éstas no son detectadas en el mismo momento ya que el detector mantiene la relación geométrica adecuada para recibir separadamente cada máximo de difracción. Luego de que el rayo ha sido difractado es registrado por un detector, siendo el más común es el de ionización de gas, el cual mide corrientes de iones producidos cuando el haz es absorbido por un gas.

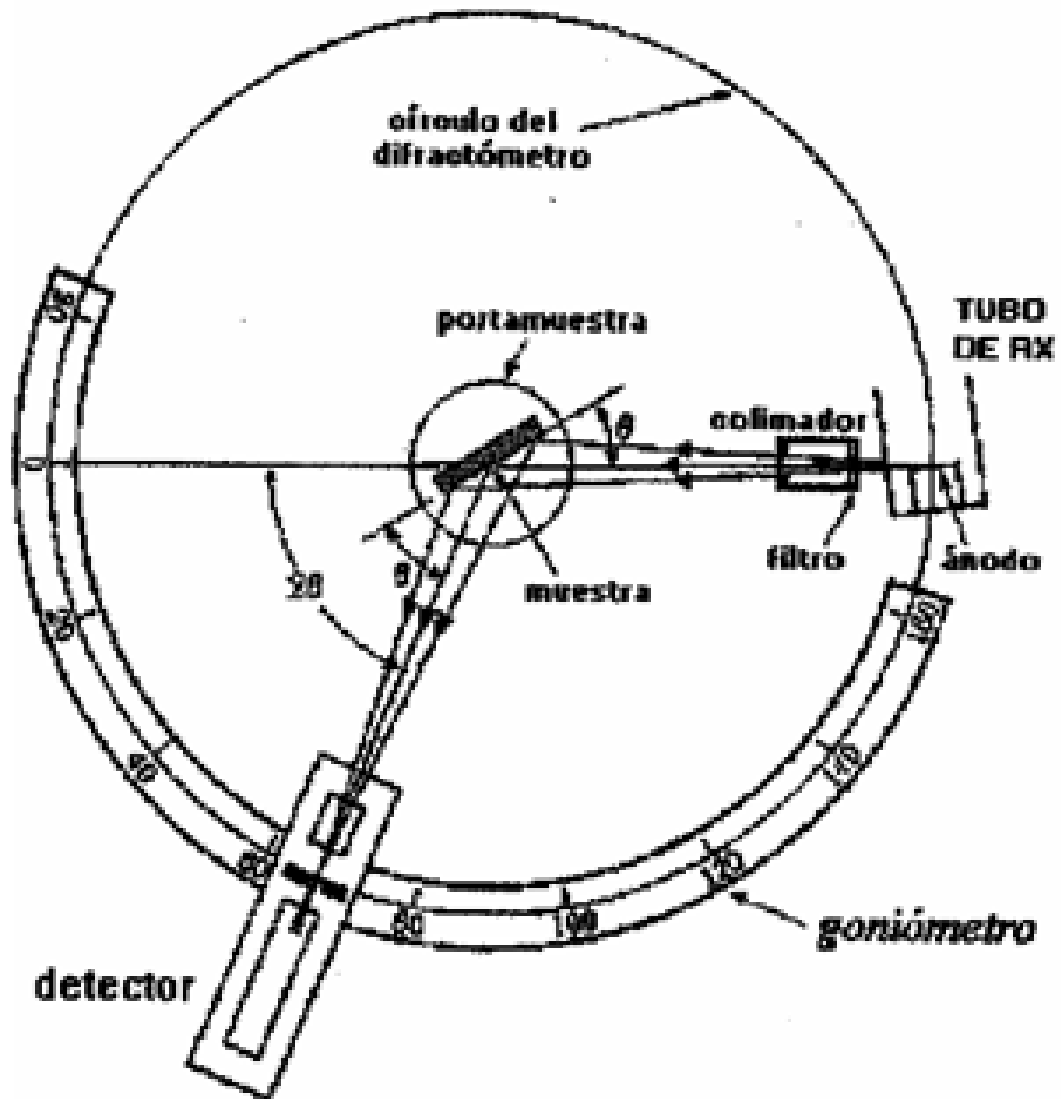


Figura A4. Esquema de funcionamiento del difractómetro de rayos x. Tomado y modificado de CULLITY (1967) en AGUILAR & CARABALLO (2007)

Lo que se obtiene finalmente es un difractograma (registro del proceso de difracción, en formato RAW), cuya abcisa es d y ordenada I (intensidad en cuentas por segundo (counts)), en este caso cada pico del gráfico representa la misma longitud de onda, difractada por un diferente set de planos de la muestra cristalina. De esta manera conociendo la longitud de onda (la cual depende del tubo generador) y el ángulo θ puede calcularse la distancia d característica para la sustancia cristalina, para lo cual se utilizó el software EVA (Fig.A5).

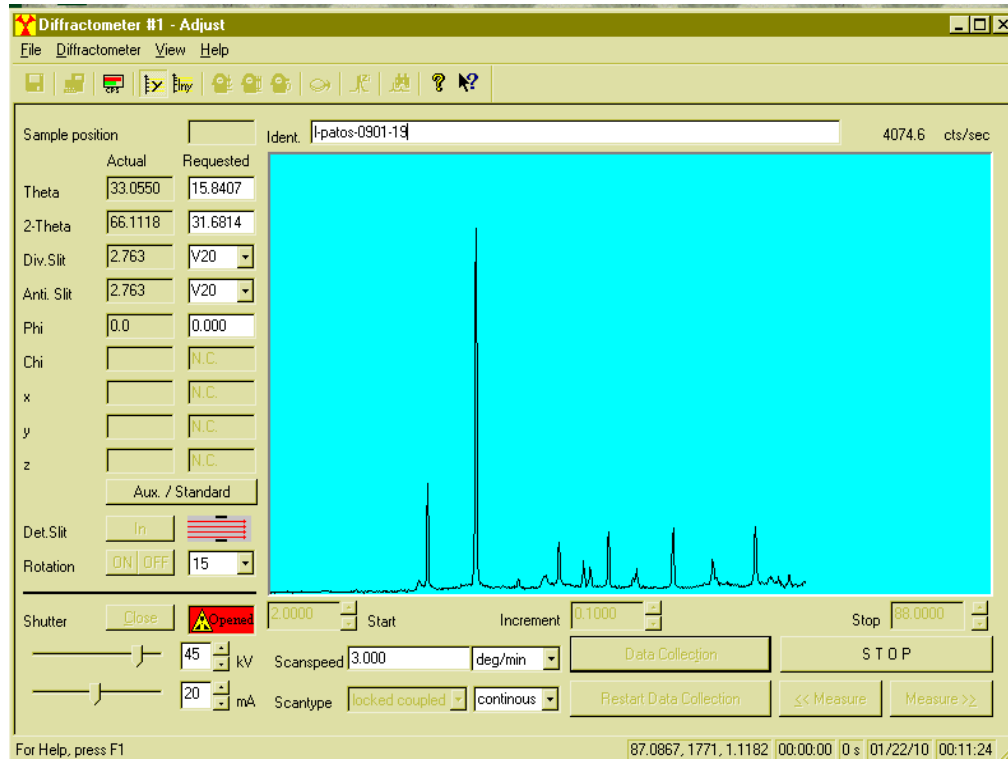


Figura A5. Difractograma de una muestra donde se aprecian los picos principales de los minerales presentes, en formato RAW.

Una vez que se tienen todos los datos respectivos de la muestra se puede proceder a la identificación utilizando fichas de compilados por la Comisión Internacional para datos de difracción de rayos X (ICDD, 1974), disponibles en libros o de manera computarizada, esta última forma mediante el uso de software como el EVA y PCPDFWIN. El procedimiento para lucidar el difractograma es el siguiente:

1. Se toma la respectiva distancia interplanar “d” de los picos de mayor porcentaje relativo de intensidad.
2. De acuerdo a los porcentajes relativos se ordenan los picos en orden de intensidad.
3. La distancia interplanar “d” respectiva a los picos de mayor porcentaje de intensidad es comparada con las tablas o patrones existentes. Estos patrones permiten corroborar la exactitud de todos los picos del difractograma, tomando en cuenta su distancia interplanar y a su intensidad relativa. Si no se logra identificar la muestra con el ordenamiento construido deben permutarse los valores y repetirse el mismo procedimiento hasta conseguir el ordenamiento que se ajuste con los picos de alguno de los patrones.

4. FLUORECENCIA DE RAYOS X

Para cuantificar estas concentraciones es necesario tener una calibración estándar del equipo que sirva como patrón de referencia, para lo cual previamente son efectuadas correcciones que permiten eliminar los errores instrumentales y los efectos de la matriz. Alternativamente, los rayos X pueden ser detectados sin ser separados en diferentes frecuencias, usando un detector el cual mide la energía así como la intensidad de los rayos X. Este método es conocido como *fluorescencia de rayos X por energía dispersiva* (ROLLINSON, 1993).

Durante los análisis por FRX-ED de muestras, están envueltos en la emisión de rayos X tres conchas electrónicas conocidas como: K, L y M. Un patrón de emisión típico llamado también espectro de emisión para un metal dado tiene picos de múltiples intensidades generados por la emisión de los electrones de estas capas K, L y M (NITON CORPORATION, 1998).

Las mediciones más comunes de rayos-X emitidos son provenientes de las conchas K y L; solamente metales con un número atómico mayor de 57 tienen emisiones provenientes de la concha M.

Los fotones emitidos durante la fluorescencia o emisión secundaria son recibidos simultáneamente por el detector del espectrómetro y posteriormente son convertidos en una serie de señales eléctricas las cuales son electrónicamente amplificadas, procesadas y transformadas en valores digitales. Luego estos valores digitales son almacenados en un analizador multicanal donde se separan de acuerdo a sus niveles de energía, permitiendo de esta manera generar un espectro de la muestra. El espectro resultante finalmente es procesado por el software y son calculados directamente los resultados en términos de concentraciones de elementos o cualquier otro valor de concentración derivado (CAMPOSANO & MARTÍNEZ, 2000).

Estos fotones emitidos son adquiridos generalmente por un detector de Si (Li) de alta resolución y todo el procesamiento electrónico tiene un tiempo característico de adquisición de aproximadamente 10⁻⁸ segundos. Del espectro energético obtenido producto de la excitación y desexcitación de los átomos, se analiza la posición de los máximos de intensidad, correspondientes a los elementos presentes a través de un *análisis cualitativo*.

Posteriormente se deconvoluciona e integra cada uno de los perfiles elementales obteniendo las proporciones másicas de los elementos presentes (*análisis semicuantitativo*) y luego se añade un elemento patrón de concentración conocida obteniéndose la cuantificación absoluta de dichos elementos o *análisis cuantitativo* (FERNÁNDEZ 2002).

Los límites de detección en FRX-ED dependen de varios factores entre los cuales se destacan: el análisis de interés, el tipo de detector usado, el tipo de fuente de excitación, la potencia de la fuente de excitación, el tiempo de conteo usado al irradiar la muestra, los efectos físicos de la matriz (pueden incluir parámetros tales como tamaño de las partículas, uniformidad, homogeneidad, y condición de su superficie), los efectos químicos de la matriz (producto de las diferencias en las concentraciones por interferencia de elementos) y las interferencias espectrales interelementales (NITON CORPORATION, 1998).

Por otra parte, los rayos X producidos en un proceso de fluorescencia se generan no solamente en los átomos de la superficie sino también en aquellos que se encuentran debajo de esta. Así, una parte del haz incidente y del haz fluorescente resultante atraviesan un espesor significativo de la muestra, en el que puede tener lugar la absorción y dispersión. El grado de atenuación de ambos haces depende del coeficiente de absorción másico del medio, el cual a su vez se determina a partir de los coeficientes de todos los elementos de la muestra. Por tanto los resultados calculados pueden ser más altos o bajos ya que la intensidad energética del elemento determinado está influenciada por la concentración y por los coeficientes de absorción másicos de la matriz (SKOOG et al. 1992).

Las ventajas indicadas por FERNÁNDEZ (2000) y mencionadas en BARITO (2003) son:

- a. Una adecuada sensibilidad absoluta y relativa, las cuales la hacen comparable en su alcance con otras técnicas analíticas potentes.
- b. Gran versatilidad, ya que permite la determinación simultánea de un número considerable de elementos.
- c. Amplio rango de aplicación pues los diferentes métodos empleados permiten su aplicación en la determinación de la concentración química de más de 5 órdenes (ppm).
- d. Cantidades y manipulación mínima de la muestra para el análisis, lo que redundará en un apreciable beneficio de la garantía de eliminar fuentes de errores y contaminación de las muestras.
- e. Tiempos de análisis relativamente cortos (5 a 90 minutos por muestra)
- f. Costos relativamente bajos en comparación con otros métodos analíticos.

Estas características permiten el uso de fuentes más débiles, como tubos de rayos X de bajo poder o fuentes radiactivas, como los empleados en este trabajo, cuyo costo es menor y los cuales producen un menor daño por radiación. Otra ventaja importante es la mejora en la relación señal-ruido, y quizás una de las más importantes es que la muestra no es destruida durante el proceso de análisis lo que permitiría ser posteriormente reutilizada.

En cuanto a las desventajas de FRX por energía dispersiva, no pueden ser analizados elementos químicos considerados “livianos”, de número atómico menor a 16 tales como: Li, Be, Na, Mg, P, entre otros. De igual forma cuando se compara con espectrómetros de cristal por longitud de onda este método ofrece menores resoluciones para longitudes de onda mayores a 1Å (CAMPOSANO, 2002).

En general, los equipos que aplican estas técnicas constan básicamente de los siguientes componentes: una fuente, un dispositivo para restringir el intervalo de energía/longitud de onda utilizado, un portamuestras, un detector de radiación o transductor y un procesador de señales o dispositivo de lectura.

Para el desarrollo de este trabajo se utilizó específicamente un equipo de fluorescencia de rayos X por dispersión de energía, el cual consiste en una fuente policromática que puede ser un tubo de Coolidge (tubo de alto vacío con un cátodo de filamento de W y un ánodo masivo de W, Cu, Mo, Cr, Ag, Ni, Co, Rh, o Fe, empleando circuitos eléctricos se calienta el cátodo y se aceleran los electrones hacia el ánodo) o un material radiactivo, un portamuestras, un detector semiconductor de Si desplazado por Li (transforma la energía radiante en energía eléctrica) y varios componentes electrónicos necesarios para la discriminación energética (Fig. A6).

La ventaja más evidente de estos instrumentos respecto a otros radica en su simplicidad, la ausencia de componentes móviles, de colimadores y de un difractor de cristal. La principal desventaja de los sistemas dispersores de energía es la baja resolución que tienen para longitudes de onda mayores de 1.

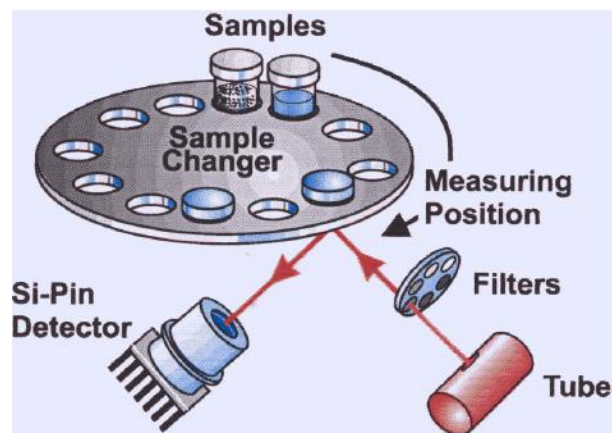


Figura A6. Componentes principales de un instrumento de fluorescencia de rayos X por dispersión de energía (Tomado de GONZÁLEZ, 2001).

El análisis de fluorescencia de rayos-X da la concentración de elementos mayoritarios y trazas en porcentajes de óxidos. Dicho análisis fue realizado empleando el equipo *Minipal 2* marca *Philips* (Fig. A7).



Figura A7. Equipo de fluorescencia de rayos X marca *Philips* modelo *Minipal 2* empleado en este trabajo para el análisis elemental

Para preparar las muestras se procedió al pulverizado manual de las mismas, ya que se trataba de sedimentos, utilizando un mortero de ágata y un tamiz # 120 (para verificar el tamaño de las partículas pulverizadas). Las muestras en forma de polvo, fueron montadas en los distintos portamuestras de plástico, los cuales constan de dos cilindros de diferente diámetro, el cilindro de diámetro menor es introducido dentro del cilindro de diámetro mayor colocando entre ambos una película de Mylar de 0.02 μ de espesor, de forma tal que la superficie de dicha película quede lisa. Esta membrana impide el contacto de la sustancia con el detector del equipo a la vez que protege la muestra de una posible contaminación (Fig.A8).



Figura A8. Preparación de las muestras en los cilindros de plástico, para luego introducirlos en el *Minipal*.

Después de colocado el polvo en el portamuestras, el recipiente es golpeado sutilmente sobre una mesa, con aproximadamente 30 pequeños golpes, con el fin de compactar el material y distribuirlo uniformemente sobre el Mylar. Para cada muestra se utilizó el mismo número de golpes, procurando no contaminar la base del depósito. Por último, se procede a introducirlas en el equipo de fluorescencia de rayos X (Fig. A9).



Fig. A9. Muestras montadas en equipo de fluorescencia modelo *Minipal 2*

5. Correlaciones lineales

El ajuste de una recta a una nube de puntos es a través del índice numérico conocido como *coeficiente de correlación*, el cual permite establecer una cuantificación de la relación lineal existente entre las dos variables cuantitativas. Sin embargo, es necesario poseer un valor de coeficiente de correlación con que comparar y considerar una valor cualquiera de dicho coeficiente significativo. Este valor crítico es calculado mediante la tabla de la figura A10, donde mediante interpolación se obtiene este valor de comparación, ya sea para dos, tres, cuatro o cinco variables.

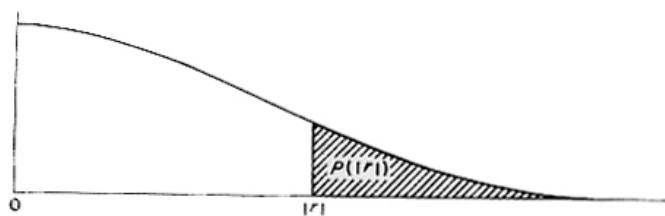


TABLE 7. CRITICAL ABSOLUTE VALUES OF CORRELATION COEFFICIENT r^*

5% points and 1% points (in boldface) for equal-tails test of hypothesis $\rho = 0$.

f	Total number of variables				f	Total number of variables			
	2	3	4	5		2	3	4	5
1	.997	.999	.999	.999	24	.388	.470	.523	.562
	1.000	1.000	1.000	1.000		.496	.565	.609	.642
2	.950	.975	.983	.987	25	.381	.462	.514	.553
	.990	.995	.997	.998		.487	.555	.600	.633
3	.878	.930	.950	.961	26	.374	.454	.506	.545
	.959	.976	.983	.987		.478	.546	.590	.624
4	.811	.881	.912	.930	27	.367	.446	.498	.536
	.917	.949	.962	.970		.470	.538	.582	.615
5	.754	.836	.874	.898	28	.361	.439	.490	.529
	.874	.917	.937	.949		.463	.530	.573	.606
6	.707	.795	.839	.867	29	.355	.432	.482	.521
	.834	.886	.911	.927		.456	.522	.565	.598
7	.666	.758	.807	.838	30	.349	.426	.476	.514
	.798	.855	.885	.904		.449	.514	.558	.591
8	.632	.726	.777	.811	35	.325	.397	.445	.482
	.765	.827	.860	.882		.418	.481	.523	.556
9	.602	.697	.750	.786	40	.304	.373	.419	.455
	.735	.800	.836	.861		.393	.454	.494	.526
10	.576	.671	.726	.763	45	.288	.353	.397	.432
	.708	.776	.814	.840		.372	.430	.470	.501
11	.553	.648	.703	.741	50	.273	.336	.379	.412
	.684	.753	.793	.821		.354	.410	.449	.479
12	.532	.627	.683	.722	60	.250	.308	.348	.380
	.661	.732	.773	.802		.325	.377	.414	.442
13	.514	.608	.664	.703	70	.232	.286	.324	.354
	.641	.712	.755	.785		.302	.351	.386	.413
14	.497	.590	.646	.686	80	.217	.269	.304	.332
	.623	.694	.737	.768		.283	.330	.362	.389
15	.482	.574	.630	.670	90	.205	.254	.288	.315
	.606	.677	.721	.752		.267	.312	.343	.368
16	.468	.559	.615	.655	100	.195	.241	.274	.300
	.590	.662	.706	.738		.254	.297	.327	.351
17	.456	.545	.601	.641	125	.174	.216	.246	.269
	.575	.647	.691	.724		.228	.266	.294	.316
18	.444	.532	.587	.628	150	.159	.198	.225	.247
	.561	.633	.678	.710		.208	.244	.270	.290
19	.433	.520	.575	.615	200	.138	.172	.196	.215
	.549	.620	.665	.698		.181	.212	.234	.253
20	.423	.509	.563	.604	300	.113	.141	.160	.176
	.537	.608	.652	.685		.148	.174	.192	.208
21	.413	.498	.552	.592	400	.098	.122	.139	.153
	.526	.596	.641	.674		.128	.151	.167	.180
22	.404	.488	.542	.582	500	.088	.109	.124	.137
	.515	.585	.630	.663		.115	.135	.150	.162
23	.396	.479	.532	.572	1000	.062	.077	.088	.097
	.505	.574	.619	.652		.081	.096	.106	.115

Figura A10. Coeficientes de correlación críticos, donde f = número de muestras-1. Tomado de CROW (1960).

APÉNDICE B. RESULTADOS ANALÍTICOS

1. FLUORESCENCIA POR RAYOS X

A continuación se presentan los datos obtenidos a partir del análisis elemental de las 37 muestras tomadas del núcleo L- Patos 09-01.

Tabla B1. Concentración de componentes mayoritarios del núcleo L- Patos 09-01.

Muestra/Óxidos	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	V (ppm)
L-Patos 09-01-05	90,8	0,393	---	0,796	0,039	0,911	---	0,075	82
L-Patos 09-01-06	87,2	0,385	1,21	0,817	0,019	0,805	---	0,197	40
L-Patos 09-01-07	65,9	0,417	2,83	2,24	0,016	2,03	---	1,16	228
L-Patos 09-01-08	70,9	0,436	5,49	2,54	0,018	0,623	---	1,48	205
L-Patos 09-01-09	73,1	0,476	5,98	2,87	0,027	0,440	---	1,74	253
L-Patos 09-01-10	71,5	0,515	7,30	3,03	0,022	0,467	---	1,84	224
L-Patos 09-01-11	90,7	0,149	4,54	1,40	0,019	0,350	---	0,717	155
L-Patos 09-01-12	71,2	0,474	8,22	3,21	0,027	0,576	---	1,94	337
L-Patos 09-01-13	66,4	0,591	8,29	3,52	0,023	0,750	---	2,06	376
L-Patos 09-01-14	77,5	0,360	8,02	2,57	0,026	0,506	---	1,64	205
L-Patos 09-01-15	70,6	0,542	7,39	2,96	0,029	0,508	---	1,88	308
L-Patos 09-01-16	83,2	0,421	8,58	2,41	0,022	0,490	---	1,43	206
L-Patos 09-01-17	86,4	0,305	6,81	2,16	0,022	0,427	---	1,26	195
L-Patos 09-01-18	77,9	0,534	11,00	3,88	0,028	0,491	---	2,19	413
L-Patos 09-01-19	78,4	0,526	11,58	3,72	0,032	0,495	---	2,13	326
L-Patos 09-01-20	80,5	0,462	9,39	3,12	0,019	0,450	---	1,77	337
L-Patos 09-01-21	77,0	0,544	12,63	4,06	0,030	0,487	---	2,37	369
L-Patos 09-01-22	85,3	0,152	9,05	1,54	0,014	0,355	---	1,06	129
L-Patos 09-01-23	78,3	0,481	12,28	3,52	0,022	0,474	---	2,20	308
L-Patos 09-01-24	63,8	0,545	12,19	3,85	0,026	0,507	---	2,49	362
L-Patos 09-01-25	77,7	0,535	11,87	3,22	0,023	0,503	---	2,08	297
L-Patos 09-01-26	75,5	0,579	10,81	3,54	0,026	0,569	---	2,16	392
L-Patos 09-01-27	77,7	0,565	12,55	4,03	0,032	0,693	---	2,37	450
L-Patos 09-01-28	82,5	0,514	9,19	3,14	0,026	0,682	---	1,92	308
L-Patos 09-01-29	76,0	0,522	11,17	3,33	0,025	0,633	---	2,01	374
L-Patos 09-01-30	72,5	0,594	14,42	4,55	0,032	0,540	---	2,65	479
L-Patos 09-01-31	74,4	0,651	15,43	5,14	0,035	0,543	---	2,86	464
L-Patos 09-01-32	77,8	0,529	13,29	4,34	0,036	0,461	---	2,46	469
L-Patos 09-01-33	51,4	0,329	8,08	2,40	0,016	0,372	---	1,52	303
L-Patos 09-01-34	81,1	0,533	10,72	3,50	0,027	0,495	---	2,12	315
L-Patos 09-01-35	79,1	0,576	12,38	3,56	0,040	0,469	---	2,19	342
L-Patos 09-01-36	72,9	0,614	15,78	4,98	0,039	0,540	---	2,81	505
L-Patos 09-01-37	71,9	0,639	15,67	5,36	0,043	0,520	---	2,96	516
L-Patos 09-01-38	76,7	0,482	11,01	3,27	0,036	0,493	---	1,98	384
L-Patos 09-01-39	78,9	0,533	12,26	3,67	0,038	0,507	---	2,20	349
L-Patos 09-01-40	70,4	0,542	10,85	4,01	0,033	0,529	---	2,30	369
L-Patos 09-01-41	70,1	0,670	17,42	5,69	0,040	1,18	---	2,94	446

2. DIFRACCIÓN DE RAYOS-X

La presente tabla contiene los valores de abundancia relativa de minerales en cada una de las muestras analizadas, derivados de la intensidad en los difractogramas (a través del software MacDiff) y la apreciación visual de los sedimentos.

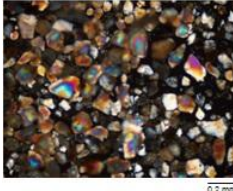

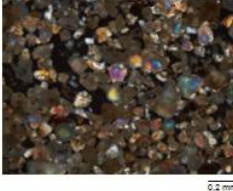



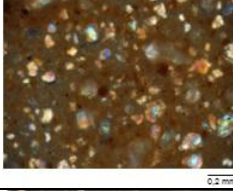
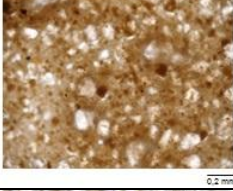
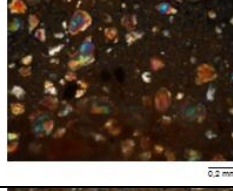
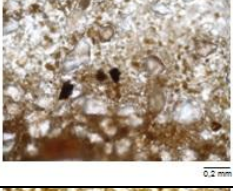
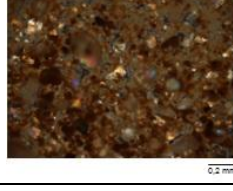

Tabla B2. Abundancia mineralógica relativa

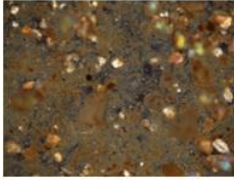
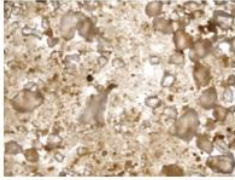
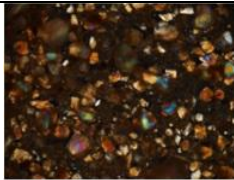
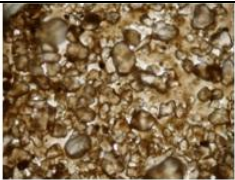
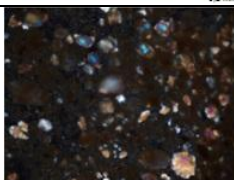
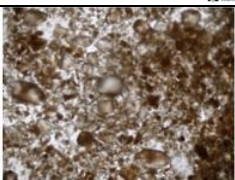
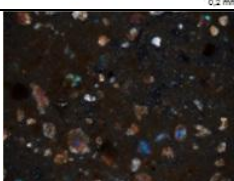
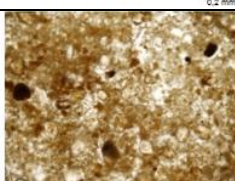
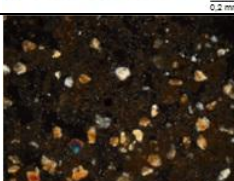
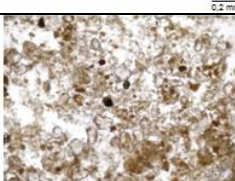
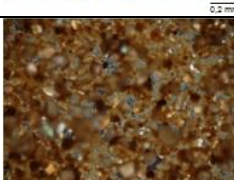

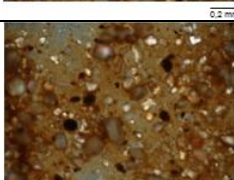
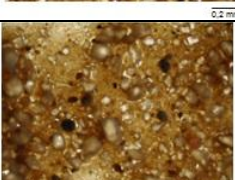
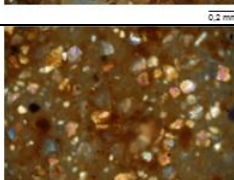
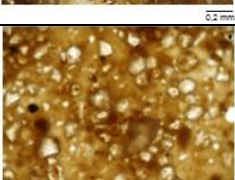
Muestra #	% Cuarzo	% Ilita	% Caolinita	% Halita	% Yeso
L-Patos 0901-05	86,41	2,04	0,30	7,03	4,21
L-Patos 0901-06	79,36	4,17	0,94	9,62	5,92
L-Patos 0901-07	51,21	8,28	1,89	31,79	6,83
L-Patos 0901-08	53,72	11,77	3,12	29,55	1,84
L-Patos 0901-09	54,19	15,73	7,54	22,54	
L-Patos 0901-10	50,24	11,91	9,05	28,80	
L-Patos 0901-11	80,62	5,12	0,98	13,29	
L-Patos 0901-12	48,76	15,67	4,26	31,30	
L-Patos 0901-13	43,14	16,66	4,65	35,55	
L-Patos 0901-14	57,17	10,02	4,43	28,38	
L-Patos 0901-15	49,56	14,95	3,70	31,79	
L-Patos 0901-16	63,60	12,40	3,41	20,59	
L-Patos 0901-17	69,91	8,81	3,07	18,21	
L-Patos 0901-18	50,53	18,36	5,01	26,09	
L-Patos 0901-19	50,57	23,66	6,31	19,47	
L-Patos 0901-20	57,65	18,28	4,28	19,79	
L-Patos 0901-21	46,77	15,64	3,55	34,05	
L-Patos 0901-22	67,33	8,53	4,25	19,89	
L-Patos 0901-23	49,25	18,91	6,10	25,74	
L-Patos 0901-24	74,12	10,44	2,75	12,69	
L-Patos 0901-25	49,90	19,71	5,51	24,88	
L-Patos 0901-26	48,52	20,17	5,17	26,14	
L-Patos 0901-27	47,44	25,13	4,22	23,21	
L-Patos 0901-28	58,49	22,17	7,73	11,60	
L-Patos 0901-29	49,26	26,43	7,60	16,71	
L-Patos 0901-30	38,15	26,40	7,02	28,43	
L-Patos 0901-31	36,92	26,16	14,67	22,25	
L-Patos 0901-32	45,81	26,11	7,83	20,25	
L-Patos 0901-33	31,35	30,24	13,38	25,03	
L-Patos 0901-34	54,29	18,96	6,59	20,15	
L-Patos 0901-35	49,70	21,96	9,02	19,32	
L-Patos 0901-36	35,93	33,36	6,89	23,81	
L-Patos 0901-37	33,74	32,81	12,30	21,15	
L-Patos 0901-38	50,17	15,30	8,90	25,62	
L-Patos 0901-39	49,95	20,91	5,57	23,58	
L-Patos 0901-40	41,89	20,64	12,28	25,18	
L-Patos 0901-41	29,67	28,67	19,29	22,37	

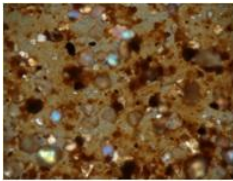
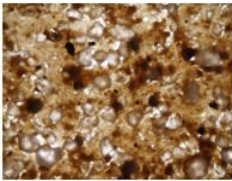
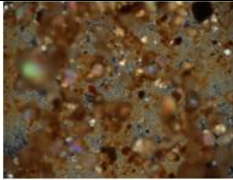
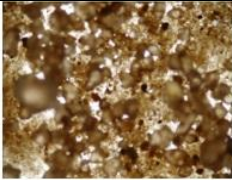
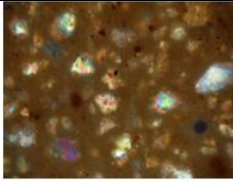
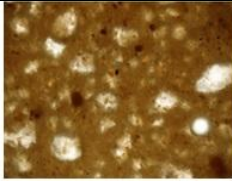
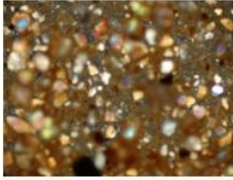
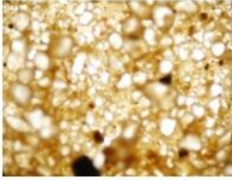
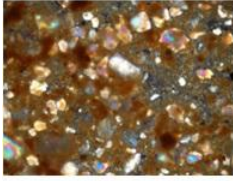
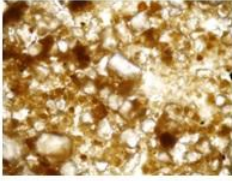
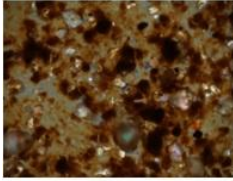
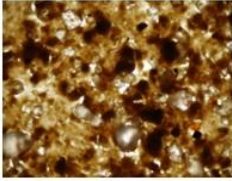
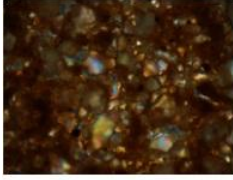
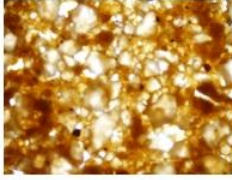
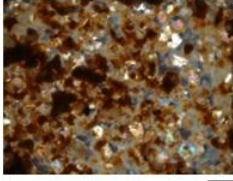
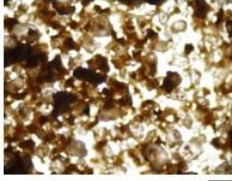
3. ANÁLISIS TEXTURAL

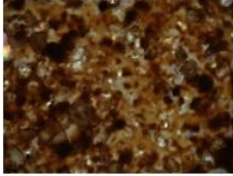
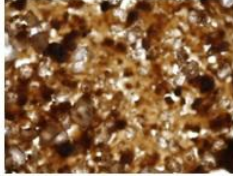
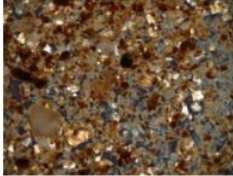
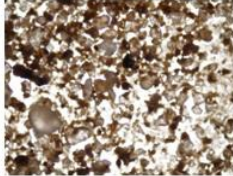
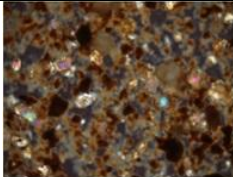
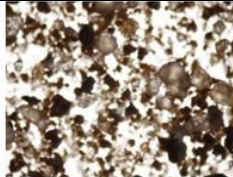
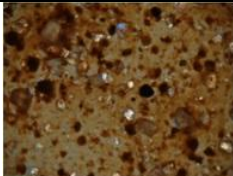
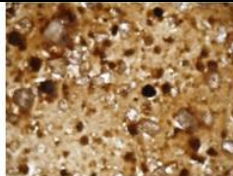
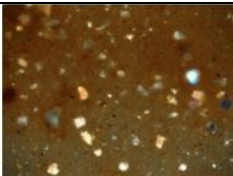
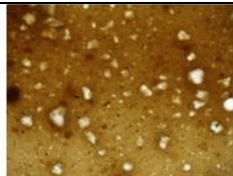
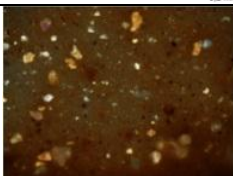

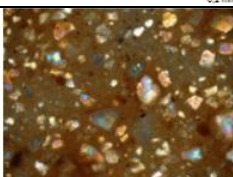
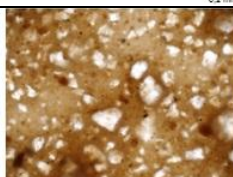
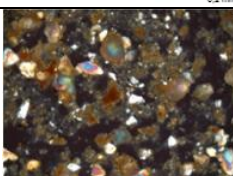
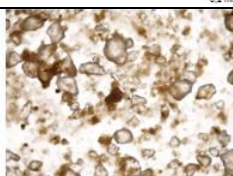
A continuación se presenta detalladamente los datos texturales colectados por medio del uso del microscopio de luz polarizada conjuntamente con una fotografía de cada una de las muestras.

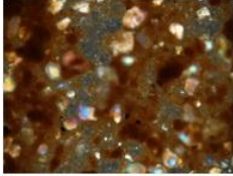
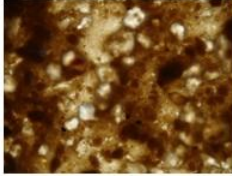
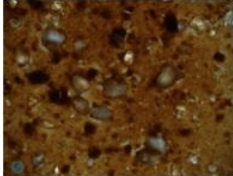
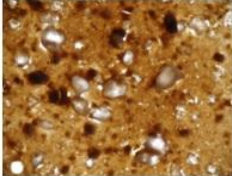
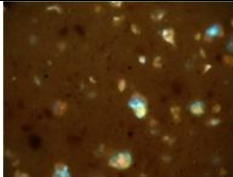
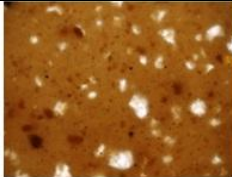
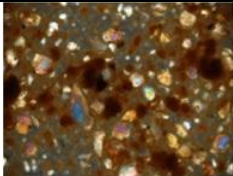
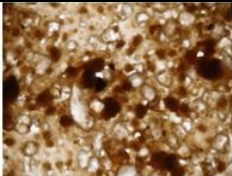
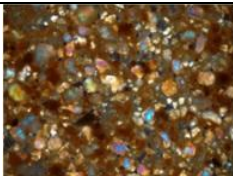
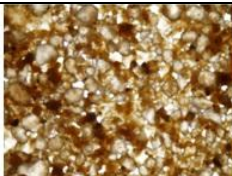
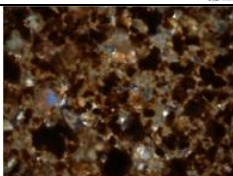
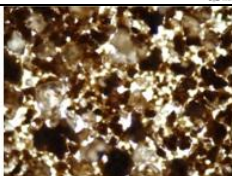
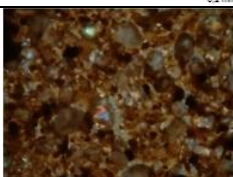
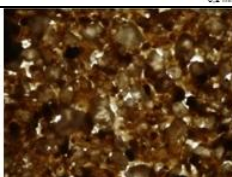
Tabla B3. Características texturales de la muestras tomadas del núcleo L- Patos 09-01.

Muestra (L-Patos 09-01)	Redon- dez / Escogi- miento	Tamaño de grano (mm)			Relación grano/ matriz (%)	Fotos	
		Máx	Pred	Mín		Nícoles X	Nícoles II
05	SR / BE	0,2	0,125	0,091	95/5		
06	SR / BE	0,2	0,125	0,091	95/5		
07	SR / ME	0,25	0,11	0,056	60/40		
08	SR / BE	0,2	0,11	0,056	55/45		
09	SR / BE	0,2	0,11	0,067	55/45		
10	SR / ME	0,4	0,14	0,067	50/50		

11	SR / ME	0,33	0,125	0,056	65/35	 0,2 mm	 0,2 mm
12	SR / ME	0,33	0,125	0,056	55/45	 0,2 mm	 0,2 mm
13	SR / BE	0,29	0,118	0,076	55/45	 0,2 mm	 0,2 mm
14	SR / BE	0,29	0,118	0,076	35/65	 0,2 mm	 0,2 mm
15	SR / ME	0,2	0,11	0,07	35/65	 0,2 mm	 0,2 mm
16	SR / ME	0,2	0,11	0,071	40/60	 0,2 mm	 0,2 mm
17	SR / PE	0,2	0,13	0,083	40/60	 0,2 mm	 0,2 mm
18	SR / ME	0,2	0,2	0,083	50/50	 0,2 mm	 0,2 mm


19	SR / PE	0,2	0,125	0,071	45/55		
20	SR / PE	0,2	0,125	0,056	40/60		
21	SR / BE	0,2	0,11	0,056	35/65		
22	SR / ME	0,2	0,16	0,052	55/45		
23	SR / ME	0,2	0,16	0,063	40/60		
24	SR / ME	0,2	0,16	0,052	30/70		
25	SR / ME	0,2	0,16	0,056	45/55		
26	SR / ME	0,2	0,125	0,063	45/55		

27	SR / ME	0,2	0,14	0,071	35/65		
28	SR / PE	0,25	0,125	0,063	45/55		
29	SR / PE	0,25	0,125	0,063	40/60		
30	SR / ME	0,22	0,125	0,052	35/65		
31	SR / BE	0,13	0,1	0,052	10/90		
32	SR / BE	0,13	0,1	0,052	10/90		
33	SR / ME	0,25	0,1	0,052	20/80		
34	SR / ME	0,2	0,083	0,056	20/80		

35	SR / ME	0,25	0,125	0,063	40/60		
36	SR / ME	0,25	0,125	0,063	50/50		
37	SR / BE	0,13	0,1	0,052	10/90		
38	SR / ME	0,22	0,12	0,052	30/70		
39	SR / ME	0,22	0,12	0,063	70/30		
40	SR / ME	0,25	0,13	0,063	40/60		
41	SR / ME	0,29	0,125	0,077	30/70		

4. DATACIONES ¹⁴C

A continuación se presentan los reportes de las dataciones, con sus respectivas curvas de calibración, realizadas al núcleo L- Patos 09-01, por parte del laboratorio estadounidense Beta Analytic Inc, a cargo de M.A. Tamers y D.G. Hood, cuya sede funciona en Miami, Florida, código postal: 33155.



BETA **BETA ANALYTIC INC.**
 DR. M.A. TAMERS and MR. D.G. HOOD
 4985 S.W. 74 COURT
 MIAMI, FLORIDA, USA 33155
 PH: 305-667-5167 FAX: 305-663-0964
 beta@radiocarbon.com

REPORT OF RADIOCARBON DATING ANALYSES

Dr. Franck A. Audemard

Report Date: 6/15/2010

FUNVISIS

Material Received: 5/21/2010

Sample Data	Measured Radiocarbon Age	¹³ C/ ¹² C Ratio	Conventional Radiocarbon Age(*)
Beta - 279763 SAMPLE : LP-MO-09 ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (organic sediment): acid washes 2 SIGMA CALIBRATION : Cal BC 6390 to 6220 (Cal BP 8340 to 8170)	7380 +/- 40 BP	-23.0 o/oo	7410 +/- 40 BP

Beta - 279764 SAMPLE : LP-MO-40 ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (organic sediment): acid washes 2 SIGMA CALIBRATION : Cal BC 4310 to 4300 (Cal BP 6260 to 6250) AND Cal BC 4260 to 4040 (Cal BP 6210 to 5990)	5290 +/- 40 BP	-23.2 o/oo	5320 +/- 40 BP
--	----------------	------------	----------------

Dr. Franck A. Audemard

Report Date: 8/16/2010

FUNVISIS

Material Received: 8/3/2010

Sample Data	Measured Radiocarbon Age	¹³ C/ ¹² C Ratio	Conventional Radiocarbon Age(*)
Beta - 282596 SAMPLE : LP-MO-18 ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (organic sediment): acid washes 2 SIGMA CALIBRATION : Cal BC 5620 to 5480 (Cal BP 7570 to 7430)	6550 +/- 40 BP	-22.2 o/oo	6600 +/- 40 BP

Figura B1. Reporte de las dataciones del núcleo realizadas al núcleo L- Patos 09-01

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-23:lab. mult=1)

Laboratory number: **Beta-279763**

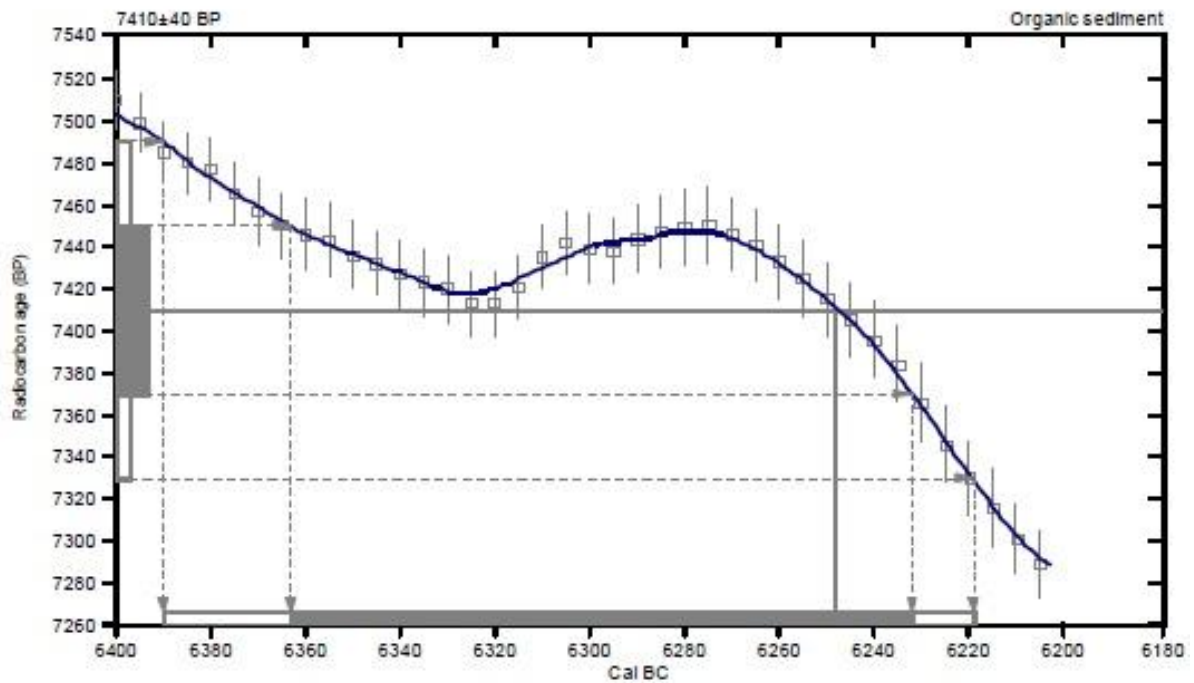
Conventional radiocarbon age: **7410±40 BP**

2 Sigma calibrated result: Cal BC 6390 to 6220 (Cal BP 8340 to 8170)
(95% probability)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age
with calibration curve: **Cal BC 6250 (Cal BP 8200)**

1 Sigma calibrated result: Cal BC 6360 to 6230 (Cal BP 8310 to 8180)
(68% probability)



References:

Database used
INTCAL04
Calibration Database
INTCAL04 Radiocarbon Age Calibration
IntCal 04: Calibration Issue of Radiocarbon (Volume 46, nr 3, 2004).
Mathematics
A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates
Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2), p317-322

Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory

4985 S.W. 74th Court, Miami, Florida 33155 • Tel: (305)667-5167 • Fax: (305)663-0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

Figura B2. Curva de calibración de la datación LP-MO-09

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-23.2:lab. mult=1)

Laboratory number: **Beta-279764**

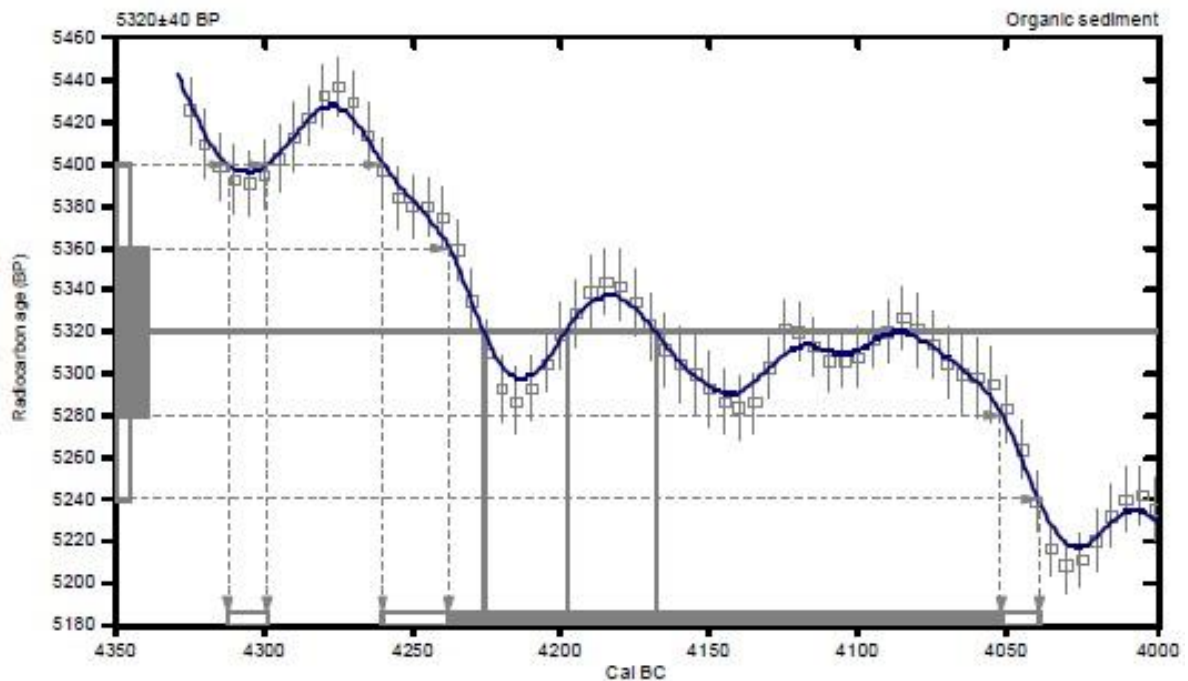
Conventional radiocarbon age: **5320±40 BP**

2 Sigma calibrated results: Cal BC 4310 to 4300 (Cal BP 6260 to 6250) and
(95% probability) Cal BC 4260 to 4040 (Cal BP 6210 to 5990)

Intercept data

Intercepts of radiocarbon age
with calibration curve: Cal BC 4230 (Cal BP 6180) and
Cal BC 4200 (Cal BP 6150) and
Cal BC 4170 (Cal BP 6120)

1 Sigma calibrated result: Cal BC 4240 to 4050 (Cal BP 6190 to 6000)
(68% probability)



References:

- Database used*
INTCAL04
- Calibration Database*
INTCAL04 Radiocarbon Age Calibration
IntCal04: Calibration Issue of Radiocarbon (Volume 46, nr 3, 2004).
- Mathematics*
A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates
Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, *Radiocarbon* 35(2), p317-322

Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory

4985 S.W. 74th Court, Miami, Florida 33155 • Tel: (305)667-5167 • Fax: (305)663-0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

Figura B3. Curva de calibración para la datación LP-MO-40

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-22.2:lab. mult=1)

Laboratory number: **Beta-282596**

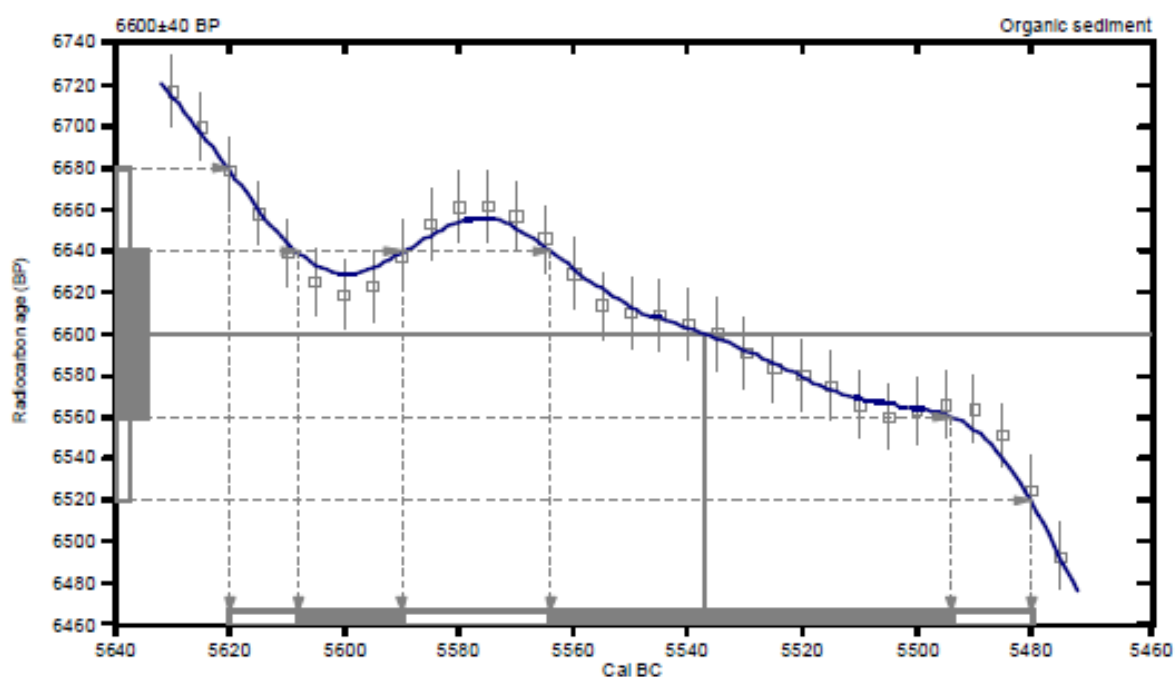
Conventional radiocarbon age: **6600±40 BP**

2 Sigma calibrated result: Cal BC 5620 to 5480 (Cal BP 7570 to 7430)
(95% probability)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age
with calibration curve: **Cal BC 5540 (Cal BP 7490)**

1 Sigma calibrated results: Cal BC 5610 to 5590 (Cal BP 7560 to 7540) and
(68% probability) **Cal BC 5560 to 5490 (Cal BP 7510 to 7440)**



References:

Database used

INTCAL04

Calibration Database

INTCAL04 Radiocarbon Age Calibration

IntCal04: Calibration Issue of Radiocarbon (Volume 46, nr 3, 2004).

Mathematics

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2), p317-322

Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory

4985 S.W. 74th Court, Miami, Florida 33155 • Tel: (305)667-5167 • Fax: (305)663-0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

Figura B3. Curva de calibración para la datación LP-MO-18