Facultad de Biología

Departamento de Edafología y Química Agrícola

CARACTERIZACIÓN BIOGEOQUÍMICA Y EDÁFICA DE SUELOS DE MANGLAR EN VENEZUELA. IMPLICACIONES EN EL SECUESTRO DE CARBONO Y METALES TRAZA

Tesis para optar al Grado de Doctora en Medio Ambiente Y Recursos Naturales

Adriana Méndez Moreno

Santiago de Compostela

Noviembre, 2015

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

A mis padres,

Porque sin ustedes nada de esto habría sido posible, por su apoyo incondicional y amor infinito

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

AGRADECIMIENTOS

La culminación de esta importante etapa académica, ha sido posible gracias a la colaboración y esfuerzo de un gran número de personas que se han cruzado en el camino a la meta. En primer lugar, debo agradecer a mis padres por el apoyo incondicional y cariño que siempre me han transmitido, más allá de la distancia. Sin su esfuerzo en pro de mi bienestar económico y las palabras de aliento en los momentos más duros, esta experiencia no habría sido posible. Ustedes son mi mayor tesoro, los adoro.

Agradezco profundamente a mis guías y grandes mentores, pilares fundamentales en esta etapa a quienes siempre llevaré en mi corazón. Al Dr. Felipe Macías por permitirme iniciar esta experiencia y compartir su sabiduría con aquellos que tienen la dicha de conocerle y formarse bajo su dirección y tutela. Al Dr. Xosé Luis Otero por su entrega, dedicación y esmero al impartir sus conocimientos, por esa admirable capacidad de escuchar y encontrar las palabras adecuadas y en el momento oportuno. Al Dr. Williams Meléndez por aceptar ser el vínculo entre la "casa que vence las sombras", UCV en donde me formé como Lic. en Química, y la sede que me acogió como pichón de Edafóloga, USC. Profe Williams, estos últimos años, he comprendido su empeño en enseñarme a "forjar el carácter de Geoquímico", no se imagina lo mucho que me han enriquecido sus consejos.

El desarrollo de las diversas actividades académicas realizadas a lo largo de estos años así como gran parte de mi estadía en España, ha sido posible gracias al financiamiento otorgado por el Gobierno de la República Bolivariana de Venezuela a través del programa de becas doctorales de la Fundación Gran Mariscal de Ayacucho (FUDAYACUCHO). De la misma manera, extiendo mi agradecimiento a la Dirección General de Planificación y Ordenación del Territorio adscrito al Ministerio de Energía y Minas por proporcionar datos no oficiales en su momento, relacionados con la geología, hidrografía, tipos de suelos, entre otros aspectos y contemplados en el marco del proyecto "Sistema de Información y Gestión de Ordenación del Territorio (SIGOT)" para la realización de los mapas correspondientes.

Una mención especial merecen quienes hicieron posible establecer colaboraciones dentro del ámbito científico y que han permitido enriquecer los resultados presentados en esta investigación. A la Dra. María Teresa García por su gran labor a cargo del estudio mineralógico realizado en los laboratorios del CSIC empleando DRX, y el cariño y amabilidad mostrado en mi breve estancia en Madrid. A la Dra. Zulimar Hernández y el Dr. Gonzalo Almendros, quienes hicieron posible llevar a término el estudio de la materia orgánica. Gracias por proporcionar la infraestructura y personal técnico, y por compartir sus grandes conocimientos en el área durante mis breves estadías en Madrid y Tenerife. Al Dr. Manuel Suárez por su asesoramiento en temas relacionados con la materia orgánica. Al Dr. Xavier Pontevedra por su ayuda y consejos en el manejo y técnicas de cuantificación de muestras orgánicas.

Se extiende el agradecimiento al equipo de técnicos y doctorandos de la UCV: Franco, Luis, Ángel y Fernando, por la cobertura de la logística, trabajo de campo y manejo de las muestras para su traslado a la USC. A la Dra. María Beatriz Barreto y el Lic. Eduardo Barreto, por la valiosa información proporcionada en relación a las regiones de estudio. Espero que éste sea el inicio de futuros proyectos en conjunto.

Quiero agradecer también a todas aquellas personas que han formado parte del laboratorio de Edafología, a los queridos técnicos María, David, Carmen, Juan, Nati y Paco con quienes

compartí segundo a segundo, a mis compañeros doctorandos con los que pude compartir risas, lágrimas y vivencias: Marcela, Manu, Veli, Paula, Teresa, Raiana, Darío, Ramón, María, Elena, Ruth, Ana, Érika, Antonio, Rebeca, Claudia, Andrés, Saúl, Moasir, Pedro, Pablo, José Rafael y Adrián y a todo el personal docente, estudiantil, obrero, técnico y administrativo de la Facultad de Biología.

Del Instituto de Investigaciones Científicas y Tecnológicas, en donde compartí muchísimas horas con mis queridos compañeros: Maca gracias por tener siempre una sonrisa y por brindarme tu ayuda aun sin conocerte, desde mi país y a mi llegada al departamento, Felipe Junior por estar dispuesto a solucionar inconvenientes y Carmina, con tu elegancia y dulzura siempre colmando de piropos y adjetivos agradables a los que compartían tu gratificante compañía. A los vecinos Sara, Juan, Diego y Alba, mil gracias por siempre estar dispuestos a tender una o las manos necesarias. Juan gracias por permitirme utilizar las instalaciones y reactivos de tu laboratorio a cargo, cuando más lo necesitaba.

No puedo dejar pasar la ocasión para agradecer a Luz y Johnny, con quienes emprendí esta aventura desde Venezuela, luego de compartir una bonita amistad durante toda nuestra carrera universitaria. Los primeros años de esta etapa estuvieron llenos de momentos inolvidables en ese proceso de adaptación a "lo nuevo" y que nos han enseñado a ser cada día más fuertes. Chicos, espero que recuerden la canción que tanto nos identificaba en su momento y que cantábamos impetuosamente, sé que hoy más que nunca y con el sueño de los tres finalmente cumplido, reitero que "Nada de esto fue un error". Estaré eternamente agradecida contigo Luz Elizabeth Escalante Escalante, porque tú hiciste posible que yo esté hoy aquí, tu ayuda incondicional en los preparativos y las palabras de motivación fueron vitales para que se llevara a cabo.

A ti Alberto por los años juntos, en los que te ha tocado contemplar a mi lado las fases finales de culminación de este proyecto y has intentado comprender a pesar de las dificultades que se han presentado. Tu apoyo de alguna u otra manera ha sido importante para mí, aunque no lo creas.

A mi familia, tanto la de sangre como la que he construido, mis amigos, no me queda más que compartir mi satisfacción con ustedes y hacerles saber que han formado parte fundamental de este logro y espero que de muchos más en adelante.

De todos ustedes he aprendido que vivir es dibujar, sin necesidad de un borrador. Ha sido un orgullo conocerlos y una bendición cumplir esta meta a su lado, mil gracias.

CONTENIDO

SUMARIO……..i
Capítulo II…….ii
Capítulo III…….iii
Capítulo IV……iii
Capítulo V…….iv

1. CAPÍTULO I.- ASPECTOS CONCEPTUALES Y DESCRIPTIVOS DE LAS REGIONES DE ESTUDIO (ESTADOS FALCÓN Y NUEVA ESPARTA) 5

1.1 INTRODUCCIÓN GENERAL..... 5
1.2 MARCO GEOLÓGICO..... 20
1.3 ETAPA DE CAMPO 31
1.4 BIBLIOGRAFÍA..... 37
1.5 APÉNDICE 43

2. CAPITULO II.- VARIACION ESPACIAL Y EN PROFUNDIDAD DE LOS PARAMETROS FISICOQUIMICOS QUE DEFINEN DIFERENTES SUELOS DE MANGLAR EN VENEZUELA (ESTADOS NUEVA ESPARTA Y FALCON)……...57

2.1 INTRODUCCIÓN 57
2.2 CAPÍTULO II-A: VARIABILIDAD ESPACIAL DE LA COMPOSICIÓN Y PROPIEDADES DEL HORIZONTE SUPERFICIAL EN LOS SUELOS DE MANGLAR 67
2.3 CAPÍTULO II-B: CARACTERIZACIÓN DE SUELOS DE BOSQUE DE MANGLAR EN ISLA MARGARITA Y COSTA DE FALCÓN (NORTE DE VENEZUELA) 91
2.4 CAPÍTULO II-C: COMPOSICION MINERALOGICA DE LA FRACCION ARCILLA EN SUELOS DE MANGLAR DE VENEZUELA MEDIANTE DIFRACCION DE RAYOS X 134
2.5 BIBLIOGRAFÍA..... 165
2.6 APÉNDICE 175

3 CAPÍTULO III.- FORMAS DE CARBONO Y MECANISMOS DE ESTABILIZACION DE LA MATERIA ORGÁNICA EN SUELOS DE MANGLAR (SINERGIA CANTIDAD - CALIDAD) ……...213

3.1 INTRODUCCIÓN 213
3.2 CAPITULO III-A: CONTENIDO Y DISTRIBUCIÓN DE FORMAS DE CARBONO EN SUELOS DE MANGLAR: APROXIMACION A SU DINAMICA 222
3.3 MARCO EXPERIMENTAL..... 223
3.4 RESULTADOS..... 229
3.5 CAPITULO III-B: CARACTERIZACIÓN DE ACIDOS HUMICOS EXTRAÍDOS DE SUELOS DE MANGLAR Y SUS IMPLICACIONES EN EL SECUESTRO DE CARBONO 249
3.6 BIBLIOGRAFÍA..... 275
3.7 APÉNDICE 281

4 CAPITULO IV: BIOGEOQUIMICA DE ELEMENTOS MAYORITARIOS, MINORITARIOS Y TRAZA EN SUELOS DE MANGLAR……..291

4.1 INTRODUCCIÓN 293
4.2 METODOLOGÍA EXPERIMENTAL..... 296

4.3 CAPITULO IV-A: VARIABILIDAD SUPERFICIAL EN LA COMPOSICIÓN Y PROPIEDADES DE LOS SUELOS DE MANGLAR. IMPLICACIONES PARA ESTUDIOS AMBIENTALES 300
4.4 CAPÍTULO IV-B: ESTUDIO DE LOS PROCESOS BIOGEOQUÍMICOS EN DIFERENTES SISTEMAS DE MANGLAR DE LA COSTA VENEZOLANA 318
4.5 APÉNDICE 343

5 CAPÍTULO V: GÉNESIS Y CLASIFICACIÓN DE SUELOS DE MANGLAR. EVALUACIÓN Y PROPUESTAS DE GESTIÓN AMBIENTAL 363

5.1 INTRODUCCIÓN 363
5.2 TAXONOMÍA Y CLASIFICACIÓN DE SUELOS DE MANGLAR 368
5.3 DEGRADACIÓN DE LOS BOSQUES DE MANGLAR, IMPLICACIONES EN LAS PROPIEDADES DE LOS SUELOS Y MEDIDAS DE ACTUACIÓN 374
5.4 BIBLIOGRAFÍA 379

ANEXO 381

SUMARIO

Con el objetivo de evaluar las formas de carbono (C) y sus implicaciones en el secuestro de este elemento por parte de ambientes transicionales marino-costeros, así como también la movilidad, distribución y retención de metales y nutrientes en sus suelos, se llevó a cabo una caracterización y estudio biogeoquímico de suelos de manglar, colectados a diferentes profundidades en cuatro ambientes costeros en Venezuela (Laguna La Restinga, Laguna Las Marites, Litoral y Cayos de Morrocoy y Golfete de Cuare), ubicados en los Estados Falcón (Cuare) y Nueva Esparta (Isla de Margarita). Para este fin se plantearon los siguientes objetivos generales:

- Realizar una caracterización fisicoquímica de suelos tropicales en los que se desarrollan comunidades de manglar (capítulo II)
- Determinar el contenido y distribución del C y la MO, y sus diferentes formas en los suelos, estimando su potencial como sumideros (capítulo III)
- Evaluar el comportamiento de metales que cumplen funciones biológicas en los ecosistemas y especies de gran impacto ambiental por su toxicidad y efecto contaminante (capítulo IV)
- Estudiar la génesis y clasificación de los suelos de manglar y establecer propuestas de gestión ambiental que fomenten su preservación (capítulo V).

El trabajo realizado implica el análisis de una serie de parámetros que permiten caracterizar los suelos, tales como el pH, la capacidad de intercambio catiónico efectiva (CICe) y la concentración total de P, S o N. Se determinó el C total de los suelos por combustión en seco a elevada temperatura (1000ºC) y el carbono orgánico del suelo (COS) a través de la oxidación de la materia orgánica (MO) con dicromato potásico (Cox) así como la actividad microbiana mediante análisis respirométricos. Por su parte, la concentración de metales se determinó mediante métodos analíticos convencionales por vía húmeda (reacción frente a HNO_3 y HCl), así como a través de extracciones secuenciales con diferentes reactivos químicos (p.ej. H_2SO_4, $MgCl_2$) para identificar las principales formas en las que se presentan los elementos químicos en los suelos.

En la parte superficial de los suelos (0-20 cm), las características más destacadas son dominio de las fracciones más finas (limo y arcilla), colores gris muy oscuro (2.5Y, 3/1 y marrón grisáceo muy oscuro: 2.5Y 3/2), característicos de horizontes con condiciones ácuicas, fuertemente reducidos y humedad elevada (85-95) %. Además, se caracterizan por un alto contenido de carbono orgánico. Se registran elevadas relaciones C/N (12-34), reflejando poca evolución en la MO presente. En los horizontes más profundos, los suelos una vez secos denotan una elevada acidez, la cual coincide con elevados contenidos de St (6%) y una escasa presencia de carbonatos. Destacan condiciones predominantemente subóxicas (Eh≤300 mV) con algunos horizontes profundos fuertemente reducidos (Eh≤0 mV).

La tesis doctoral se estructura en cuatro capítulos que engloban en primer lugar la información concerniente a la etapa de recolección de muestras así como datos geológicos y climáticos (capítulo I), caracterización y descripción fisicoquímica de los ecosistemas (capítulo II), formas y secuestro de C (capítulo III), geoquímica de metales (capítulo IV) y consideraciones edafogénicas y taxonómicas que conduzcan a propuestas de actuación, mejoras de las funciones edáficas y en particular del secuestro de C, manteniendo la conservación de la biodiversidad, paisaje y condiciones ambientales y productivas de estos importantes ecosistemas (capítulo V). Los resultados obtenidos se presentarán tabulados y mediante la construcción de gráficos representativos que serán mostrados tanto integrados

como en un apéndice respectivo a cada capítulo. Las imágenes (fotografías, mapas, diagramas, etc.) e información adicional, serán incluidas en un anexo general ubicado al final del documento. Se muestra a continuación un breve resumen de cada uno de los capítulos.

Capitulo II: Propiedades físicas, químicas y mineralógicas en suelos de manglar al norte de Venezuela

El objetivo general de este capítulo fue caracterizar la variabilidad espacial y vertical de las propiedades y composición de los suelos de manglar. El alcance del mismo se llevó a cabo través del empleo de diversos parámetros fisicoquímicos utilizados con frecuencia en estudios edáficos como por ejemplo determinación de la reacción del suelo y contenidos totales de S, C y N entre otros, así como también el análisis de la fracción arcilla.

Se analizó la disolución del suelo tras alcanzar condiciones de equilibrio en una atmósfera oxidante. Con este ensayo, se pretende deducir a partir de los datos de composición del agua en contacto con el suelo, la validez del método de análisis de los equilibrios para suelos de manglar que son desecados y por tanto oxidados por procesos naturales o inducidos, la existencia o ausencia de fases que controlan la concentración del aluminio en la fase líquida y las tendencias de neoformación mineral de suelos con material sulfídico, al ser desecados. Asimismo, se pretende conocer si las concentraciones y actividades de estos elementos pueden suponer un riesgo generalizado para la vida en el manglar.

Los resultados obtenidos, muestran una clara tendencia a la acidificación en el equilibrio, en relación con los valores neutros que dominan en condiciones naturales. Los suelos denotan una ligera acidificación en superficie en condiciones de laboratorio (pH H_2O: 4,7-5,7). Con oxidación forzada, el pH H_2O_2 sugiere que estos sistemas contienen formas reducidas y una escasa capacidad de neutralización de ácidos, con un poder medio a elevado de acidificación por oxidación. Los valores mínimos de pH H_2O así como los descensos más drásticos en el pH H_2O_2, coinciden con los valores más elevados de St (3-4%), lo cual confirma la presencia de sulfuros metálicos, siendo la pirita posiblemente el más abundante.

En profundidad, la concentración de St, que oscila entre 0,1% y 6,4%, está principalmente relacionada con suelos u horizontes en condiciones fuertemente reducidas (Eh<-100 mV). Los resultados obtenidos, indican por tanto un dominio de las condiciones subóxicas en superficie con presencia de algunos horizontes profundos fuertemente reducidos (Eh<100 mV). Es notoria una disminución del pH H_2O a partir de los 50 cm de profundidad, principalmente superior a los 80 cm. El CO mostró una distribución irregular con la profundidad, a pesar de que los mayores contenidos (rango mayoritario: 25-30%) usualmente corresponden a las capas más superficiales del suelo (0-20 cm).

La huella mineralógica de la fracción arcilla (≤2 μm) de los suelos de manglar estudiados, estuvo compuesta principalmente por illita (rango mayoritario: 50-60%), cuarzo (20-30%) y caolinita/haloisita (10-20%). La litología de las zonas de estudio, parece determinar el origen detrítico de algunos minerales como producto de alteración de rocas y minerales preexistentes (illita, caolinita, haloisita) o heredados de la roca parental (serpentina y clorita). La presencia de minerales primarios (cuarzo y feldespato) refleja un origen terrestre y que han sido mayoritariamente transportados por los ríos que drenan la planicie costera. Por otro lado se sugiere un posible origen diagenético para esmectita y vermiculita.

Capítulo III: Formas de carbono y mecanismos de estabilización de la materia orgánica en diferentes suelos de manglar

El objetivo central de este capítulo es contribuir a un mejor entendimiento de la distribución y comportamiento del C en suelos de manglar, sentando las bases para futuros estudios en humedales de Venezuela. La determinación de las diferentes formas de C, desde el C lábil o C disuelto a formas más recalcitrantes, como los AH o la humina, pone de manifiesto los elevados contenidos de C orgánico en los manglares tropicales, suficientes en muchos casos para cumplir los requerimientos de horizontes hísticos (WRB, 2006; Soil Survey Staff, 2006) donde predominó la fracción de C oxidable con $K_2Cr_2O_7$, en concordancia con los altos porcentajes de materia orgánica libre respecto a los contenidos de C total.

Los suelos de manglar almacenan en promedio, un total de 72±2 T C/ha que ponderado por la superficie de bosques, representa 0,071±0,002 Tg C. Por otro lado, las tasas de respiración de los suelos, mostraron una mayor biodegradación de la materia orgánica del suelo (MOS) a niveles superficiales y subsuperficiales, bajo condiciones óxicas. Se estima que alrededor de 25,5 kg/m^2 de CO_2 fue emitido a la atmosfera como resultado de la muerte de los bosques. Esto representa una tasa promedio de emisión de 31,9 t CO_2/ha/año similar a la obtenida en bosques de manglares tropicales en Kenia y Belice. Sin embargo, las emisiones medidas en África y en américa central, incluyen el perfil de suelo mientras las estimaciones realizadas en este trabajo son basadas solo en cálculos para los primeros 20 cm del suelo.

La caracterización de la MOS se realizó a partir del análisis molecular de los AH, previa extracción con solventes alcalinos. Los AH se analizaron por técnicas espectroscópicas en el rango del ultravioleta-visible y del infrarrojo y se estudiaron los principales compuestos orgánicos por técnicas avanzadas de pirólisis y cromatografía de gases acoplada con espectrometría de masas (Py/CG-MS). Los resultados apuntan a que uno de los mecanismos de secuestro de C dominante en estos ambientes, podría estar relacionado con las condiciones de óxido-reducción responsables en mayor medida de la acumulación de formas estables de C, posiblemente órgano-metálicas, en los ambientes hidromorfos. De manera que un cambio en las condiciones redox del medio semiacuático, podría favorecer el incremento de las tasas de mineralización y pérdida de C en forma de CO_2 a la atmósfera.

Capítulo IV: Biogeoquímica de elementos mayoritarios, minoritarios y traza en suelos de manglar

Las particularidades físico-químicas de los humedales, unidas a su vulnerabilidad frente a modificaciones naturales (eventos catastróficos: huracanes, cambios de nivel del mar,…) y alteraciones antrópicas (p.ej. impacto por actividad pesquera excesiva y turística) dio lugar a la evaluación de posibles niveles de contaminación por metales en los suelos. En concreto, se determinaron las concentraciones de: Al, Fe, Mg, Mn, Co, Cr, Cu, Ni, Zn, Pb, As y Hg, lo que permitió conocer la biogeoquímica que los controla y su impacto en ambientes de gran importancia científica, ambiental y socioeconómica como los bosques de manglar.

En general, los contenidos de metales no superaron los niveles base de contaminación en suelos establecidos en la literatura, lo cual los define como ecosistemas no contaminados en los elementos estudiados. En general, los metales no se encuentran biodisponibles sino en fases estables por lo que en sus condiciones actuales, no representan un problema de asimilación y toxicidad para las especies vegetales y animales que se benefician del ecosistema.

Capítulo V: Génesis y clasificación de suelos de manglar. Propuestas de gestión ambiental

Este capítulo engloba la clasificación de los suelos según las dos taxonomías conocidas y utilizadas mundialmente (FAO y Soil Taxonomy) y surge como un compendio de las principales propiedades que caracterizan a los suelos de manglar, expuestas en los capítulos II, III y IV. La presencia de zonas degradadas y de manglares muertos, y el conocimiento de la dinámica de los suelos asociados a estas regiones, ha puesto de manifiesto la necesidad de proponer medidas de conservación para evitar el exterminio de estos sistemas. Dada la importancia ambiental, económica, biológica y social de estos bosques y su gran potencial como escenario de estudio para los científicos, las actuaciones inmediatas deben estar dirigidas a las poblaciones, principalmente las que habitan las zonas costeras, ya que el conocimiento de los beneficios que provee y su valor en términos de rentabilidad, es el que soporta su cuidado y protección.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA



MANGLARES
"BOSQUES EN LA FRONTERA ENTRE EL MAR Y LA TIERRA"

CAPÍTULO I
ASPECTOS CONCEPTUALES Y DESCRIPTIVOS DE LAS REGIONES DE ESTUDIO (ESTADOS FALCÓN Y NUEVA ESPARTA)

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

INDICE GENERAL

1. CAPÍTULO I.- ASPECTOS CONCEPTUALES Y DESCRIPTIVOS DE LAS REGIONES DE ESTUDIO (ESTADOS FALCÓN Y NUEVA ESPARTA) **5**

1.1 INTRODUCCIÓN GENERAL 5

1.1.1 El valor ambiental y económico de los humedales 7
1.1.2 Los suelos hidromorfos y los procesos biogeoquímicos que gobiernan su dinámica 9
1.1.3 Los suelos de manglar como sumideros de C 10
1.1.4 Degradación de los bosques de manglar. Alarma local y global 12
1.1.5 Desequilibrio ecológico y problemática ambiental como consecuencia de la degradación de los bosques de manglar 17

1.2 MARCO GEOLÓGICO 20

1.2.1 Zonas de estudio 21
1.2.2 Descripción general de los ecosistemas 21

1.2.2.1 Laguna Las Marites 21
1.2.2.2 Laguna La Restinga 23
1.2.2.3 Golfete de Cuare 25

1.2.3 Medio físico 26

1.2.3.1 Unidades geológicas y Geomorfología 26
1.2.3.2 Hidrología 28

1.3 ETAPA DE CAMPO 31

1.3.1 Primer muestreo 31
1.3.2 Segundo muestreo 32

1.4 BIBLIOGRAFÍA 37
1.5 APÉNDICE 43

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

INDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Distribución mundial y cobertura de bosques de manglar. Los valores mostrados corresponden al área en km^2 (datos tomados de Hoekstra y colaboradores (2010)) 6

Figura 1.2: Manglares en la Laguna La Restinga. Destaca la presencia de neumatóforos en *Avicennia germinans* (a) y las raíces aéreas de *Rhizophora mangle* (b)..... 9

Figura 1.3: Capacidad y formas de C en los compartimientos biogeoquímicos (tamaño relativo) (Macías Vázquez, et al., 2004) 11

Figura 1.4: Regeneración del bosque de manglar por *Avicennia germinans* en la localidad Las Ánimas (noroeste del Golfete de Cuare, Estado Falcón) (a) y al suroeste de la Laguna La Restinga (Isla de Margarita) (b) 14

Figura 1.5: Cobertura de manglares "vivos" dominados tanto por *A. germinans* como *R. mangle*, "deteriorados" (degradados) y manglares "muertos" alrededor del Golfete de Cuare (Refugio de Fauna Silvestre de Cuare, Estado Falcón) en los años 1972 (a) y 1998 (b) (Tomado de Barreto, 2008)..... 16

Figura 1.6: Distribución geográfica de los suelos en Venezuela (información proporcionada por la comisión europea y publicada en el Atlas de Suelos de América Latina y el Caribe). Destacan los estados Falcón y Nueva Esparta como zonas de estudio 22

Figura 1.7: Cerro de Chichiriviche, al sur del Golfete de Cuare. Imagen desde las aguas del golfete en su canal de entrada (a), Manglar desarrollado sobre roca caliza ubicado al este del Golfete de Cuare (Punta Mayorquina) (b) 28

Figura 1.8: Instrumentos usados en la toma de muestras..... 31

Figura 1.9: a) Sedimentos de canal en el GC en un bosque de *Rhizophora mangle* (estación F3) 32

Figura 1.10: Ubicación de los suelos y sedimentos colectados en cada uno de los bosques de manglar. Las flechas rojas corresponden a diferentes profundidades (segundo muestreo, 0-135 cm) y las negras muestras superficiales (primer muestreo, 0-20 cm) (Datos proporcionados por MINAMB y FAO, Atlas de Suelos LAC) 33

Figura 1.11: Zona de dormidero de aves ubicada la Laguna La Restinga (a, P7R) y Laguna Las Marites (b, P1M). Destaca la presencia de excrementos en las hojas de los mangles 34

Figura 1.12: Llanura intermareal (a, P1C) y herbazal (b, P2C) al noroeste del Golfete de Cuare 34

Figura 1.13: Manglares muertos en la localidad de Caño Pancho al suroeste del Golfete de Cuare (a: época seca y b: período lluvioso) 35

INDICE DE TABLAS

Tabla 1.1: Extensión global de humedales a nivel mundial 5

Tabla 1.2: Estimaciones del valor de los servicios y productos que se derivan del manglar 7

Tabla 1.3: Abundancia numérica por especies de importancia pesquera en el RFSC, Estado Falcón-Venezuela (López, et al., 1996) y número de individuos de mangle en algunas localidades (Barreto, 2001) (*R: Rizophora, A: Avicennia, L: Laguncularia*) 8

Tabla 1.4: Zonas RAMSAR en regiones tropicales (n: número de humedales boscosos intermareales, ha: Área total para el 2012, %: humedales boscosos intermareales) (Wetlands International, 2012) 8

Tabla 1.5: Amenazas futuras para los bosques de manglar (Alongi, 2002). En negrita las principales amenazas actuales 13

Tabla 1.6: Superficie ocupada por las distintas asociaciones de manglar en el Refugio de Fauna Silvestre de Cuare (Estado Falcón) (Tomado de Barreto, 2008) 15

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

1. CAPÍTULO I.- ASPECTOS CONCEPTUALES Y DESCRIPTIVOS DE LAS REGIONES DE ESTUDIO (ESTADOS FALCÓN Y NUEVA ESPARTA)

1.1 INTRODUCCIÓN GENERAL

Los humedales son sistemas transicionales entre ambientes terrestres y acuáticos, los cuales se desarrollan en áreas donde los suelos son inundados natural o artificialmente, o saturados por agua debido a la elevación del nivel freático o presencia de agua superficial durante una parte o todo el año. La importancia de estos ecosistemas para el ciclo global del C, el balance hídrico, fauna, biodiversidad y producción alimenticia humana, es mucho mayor de lo que su área superficial podría sugerir. Cubren tan sólo 3-10% de la superficie de las tierras emergidas y contienen entre 10-30% del carbono (C) terrestre global (Vegas-Vilarrúbia, et al., 2010).

Una buena parte de los humedales se encuentra en los trópicos y en ellos se conservan aproximadamente 250 Gt de C (Neue, et al., 1997). Por esta razón, son considerados los hábitats marinos con mayor potencial como sumideros de dióxido de carbono (CO_2) (entendiéndose por sumidero cualquier sistema o proceso que sustrae un gas o gases de la atmosfera y lo almacena), denominado "blue carbón" para diferenciarlo del "green carbón" de la biomasa y suelos terrestres (Macías & Otero, 2010).

Ante el gran auge abordado en los últimos años en relación con el cambio climático global, los sistemas naturales parecen proveer alternativas de prevención obligadas e inmediatas que permiten minimizar sus efectos a corto y mediano plazo. Numerosos autores (Donato, et al., 2011; Bouillon, 2011; Vegas-Vilarrúbia, et al., 2010; Neue, et al., 1997) consideran que la gran limitante ante el desafío de mitigar el cambio climático es la poca comprensión de la estructura y el funcionamiento de los ecosistemas costeros.

Tabla 1.1: Extensión global de humedales a nivel mundial

Tipo de ecosistema	Área global total (km^2)	Referencia
Manglares	137.760	(Giri, et al., 2011)
Marismas	21.988	(Chmura, et al., 2003)
Turberas	5.000.000	(Maltby & Proctor, 1996)

Sin embargo, a pesar del gran interés que ha surgido en la comunidad científica y a la divulgación de los múltiples beneficios que proporcionan los humedales, su degradación continúa produciéndose actualmente a un ritmo acelerado. No existe una conciencia colectiva que exija su protección, tal como ocurre con otros ecosistemas, a pesar de que su destrucción se lleva a cabo a una velocidad cuatro veces mayor que la ejecutada para las selvas tropicales. Dada esta problemática mundial, fue creada la "Convención Relativa a los Humedales de Importancia Internacional especialmente como hábitat de Aves Acuáticas" (Convención RAMSAR), como un tratado intergubernamental que brinda las bases para la cooperación internacional en lo referente a la conservación de su hábitat y la cual ha protegido a la fecha un total de 1886 humedales.

El desarrollo urbano, la instalación de grandes puertos industriales y la construcción de granjas de cultivo de peces y crustáceos, son algunas de las causas del exterminio de marismas y manglares en las regiones costeras, argumentado por el fomento del gran crecimiento económico y social en los últimos años (Macías & Otero, 2010). El área superficial de los humedales tropicales se estima en $5x10^6$ km^2 (Neue, et al., 1997), de las cuales 137.760 km^2 de extensión corresponden a los bosques de manglar, distribuidos en 118

países y territorios (Giri, et al., 2011). De acuerdo con estos datos, los manglares a nivel mundial cubren un área global mayor que la correspondiente a las marismas (21.998 km^2) y turberas ($5x10^6$ km^2) (Tabla 1.1). Estos ecosistemas se encuentran predominantemente en la región limitada por los trópicos y reemplazan a las marismas en las zonas subtropicales, alrededor de las latitudes 25ºN y 30ºS (Valiela, et al., 2001) (Fig. 1.1).

Las mayores extensiones de manglares se encuentran en Asia (42%), seguidas por África (20%), Norteamérica y América Central (15%), Oceanía (12%) y Suramérica (11%) (Giri, et al., 2011). Indonesia es el país con mayor cobertura de bosques (31.129,89 km^2), ocupando un 22,6% de la extensión global, seguida de Australia (9.779,75 km^2) y Brasil (9.626,83 km^2) (Giri, et al., 2011). De acuerdo con Tomlinson (1994), además de Malasia, India y Brasil, los países con las mayores extensiones son Venezuela (Fig. 1.1), Nigeria y Senegal.

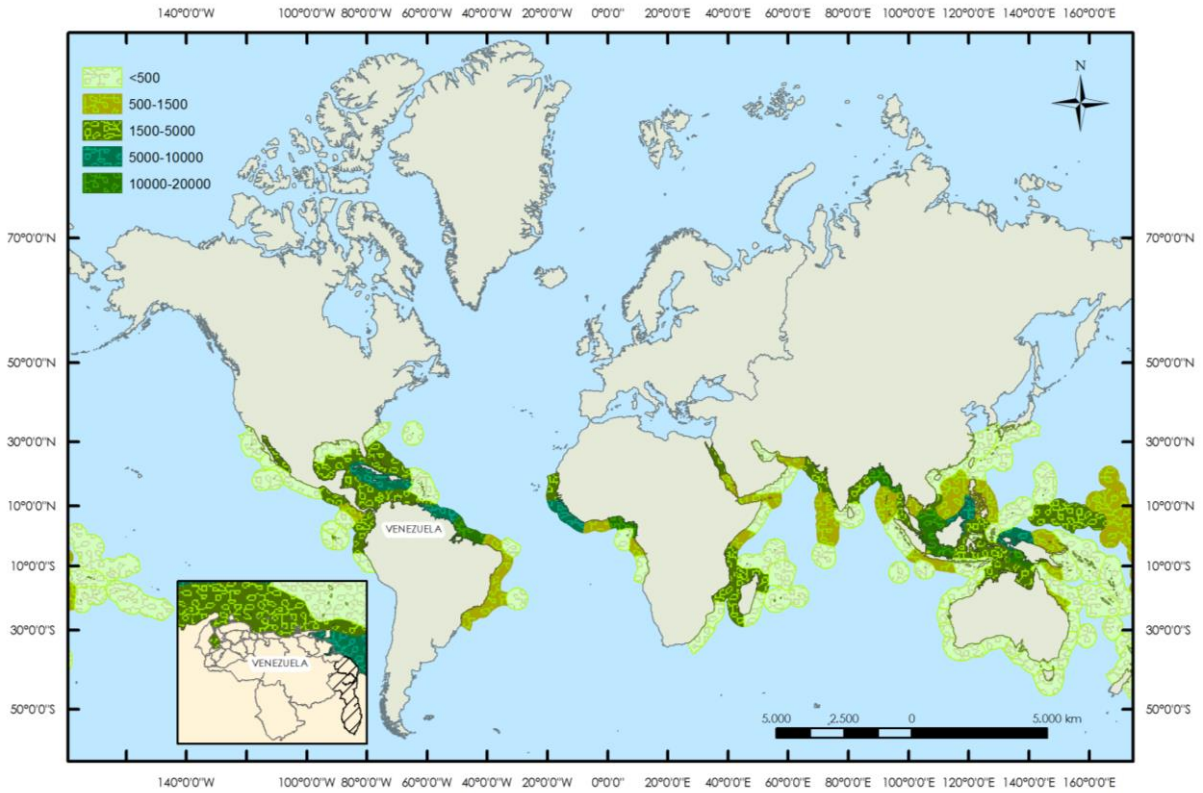


Figura 1.1: Distribución mundial y cobertura de bosques de manglar. Los valores mostrados corresponden al área en km^2 (datos tomados de Hoekstra y colaboradores (2010)**)**

La región con el mayor desenvolvimiento estructural de los bosques de manglar corresponde a las inmediaciones de la línea del Ecuador, donde predominan elevadas tasas de precipitación, temperaturas y amplitudes mareales (Giri, et al., 2011; Ferreira, 2005). En este grupo se encuentra Venezuela como uno de los países tropicales con amplio desarrollo de frondosos manglares, caracterizados por el gran tamaño de los mangles y elevado diámetro en sus tallos, dispuestos en densos bosques que cubren amplias áreas principalmente en la costa caribeña (Sánchez-Arias, et al., 2010).

En Venezuela los manglares cubren una gran extensión representando el 11% del área total en Suramérica. A lo largo de la costa se desarrollan manglares, ocupando 1100 km de los 4006 km del litoral venezolano. En la región insular, (archipiélago de Los Roques, Islas: Margarita, Las Aves, La Orchila, La Tortuga, La Blanquilla, Los Hermanos y Los Testigos) también es

notoria la presencia de estos bosques. Según el Atlas de Manglares de la FAO (2007), el área de manglares en este país se estima entre 2000 y 2500 km^2, sin embargo han sido reportadas mayores coberturas (5.000-10.000 km^2) por Hoekstra y colaboradores (2010), hacia el noreste en el Delta del Río Orinoco (Estado Delta Amacuro).

1.1.1 El valor ambiental y económico de los humedales

Después de un exhaustivo y riguroso análisis en diferentes manglares del mundo, Constanza y colaboradores (1997) establecieron un valor medio de 9900 $ US ha^{-1} $año^{-1}$, valor numérico calculado por la rentabilidad que se establece en función de los productos y servicios que otorga el ecosistema (Tabla 1.2). Estudios recientes, consideran que el valor medio para los bosques de manglar en México, ha sido reportado un valor promedio de 37.500 $ US ha^{-1} $año^{-1}$ (Aburto-Oropeza, et al., 2008).

Tabla 1.2: Estimaciones del valor de los servicios y productos que se derivan del manglar

Referencia	Región	Servicios incluidos	Valor $ US. ha^{-1}. $año^{-1}$
(Aburto-Oropeza, et al., 2008)	México	Pesca y extracción de cangrejo azul	37.500
(Sathirathai & Barbier, 2001)	Tailandia	Todos[#]	27.264-35.921
(Ronnback, 1999)	Mundial	Pesca	750-11.280
(Costanza, 1997)	Mundial	Todos[#]	9.900

[#]: Amortiguador de eventos catastróficos, depurador de aguas residuales, refugio y hábitat, extracción de materias primas, turismo

De acuerdo con Yánez y colaboradores (1998), la valoración económica total de los manglares involucra una gran complejidad en su determinación, indicando que ésta puede variar entre 38.000 $ y 77.000 $ US.ha^{-1}, dependiendo del método de valoración, el número de servicios ecológicos valorados, la latitud, entorno social, percepción económica y la presión por el uso del suelo para reconvertir los hábitats.

A lo largo de los años se ha conocido la gran variedad de beneficios que proporcionan los bosques de manglar, principalmente a los habitantes de los poblados en las regiones costeras. Los servicios más destacados se pueden resumir en lo siguiente: i) amortiguador o regulador de los daños causados por eventos catastróficos como tormentas y ciclones, así como su función en la reducción del efecto devastador de tsunamis (Giri, et al., 2011; Alongi, 2008), ii) depurador de aguas residuales fijando N y P, iii) hábitat, refugio y zona de reproducción para peces y aves, iv) en la producción de alimentos (peces, cangrejos, etc.), v) extracción de madera para la construcción y combustible, vi) zona de recreo (pesca, caza) y vii) turismo.

El gran atractivo científico, turístico y social, es una de las razones por las que gran parte de los humedales costeros es declarada área protegida y considerada en algunos casos santuario de la vida marina (p.ej. en Venezuela fue declarado como zona RAMSAR alRefugio de Fauna Silvestre de Cuare, del cual forma parte el Golfete de Cuare en el estado Falcón). Su riqueza biológica es producto de su función como refugio de un gran y diverso número de especies de flora y fauna (Tabla 1.3). En América del Sur y gran parte de América Central e islas tropicales, los países con mayor número de bosques intermareales son: Cuba con seis zonas RAMSAR y Venezuela, Panamá, Honduras y Costa Rica, con un total de cinco (Tabla 1.4) (Wetlands International, 2012).

Tabla 1.3: Abundancia numérica por especies de importancia pesquera en el RFSC, Estado Falcón-Venezuela (López, et al., 1996) y número de individuos de mangle en algunas localidades (Barreto, 2001) (*R: Rizophora, A: Avicennia, L: Laguncularia*)

Peces		**Manglares**	
Rubros	**%**	**Localidad (tipo de bosque)**	**Individuos/0,1 ha**
Bagres	28,5	**BAJO GRANDE (*R., L.*)**	
Clupeidae/Engraulidae	24,6	Franja externa	20-100
Mugilidos	9,2	Franja interna	75-150
Mojarras	7,5	**LA MATICA (*R., L.,A.,*)**	
Curbinatas	4,1	Franja externa	72-228
Agujas, Maraos	3,5	Franja interna	64-152
Robalos	3,2	**LAS ANIMAS *(R., L.,A.,)***	
Jureles	2,0	Franja externa	93-190
Pargos	1,1	Franja interna	65-345
Corocoros	0,2	**CAÑO PANCHO *(R., L.,A.,)***	
Otros	16,2	Franja externa	76-412
nº especies	121	Franja interna	50-190
nº géneros	81	**CAÑO GUACABANA *(R., L.,A.,)***	
nº familias	52	Franja externa	64-236
nº órdenes	18	Franja interna	64-88

Tabla 1.4: Zonas RAMSAR en regiones tropicales (n: número de humedales boscosos intermareales, ha: Área total para el 2012, %: humedales boscosos intermareales) (Wetlands International, 2012)

País	n	ha	%
Cuba	6	1.188.411	100
Venezuela	**5**	**263.636**	**100**
Panamá	5	183.992	100
Honduras	5	223.320	83
Costa Rica	5	569.742	42
Nicaragua	4	406.852	44
Ecuador	4	202.597	29
Jamaica	3	37.847	75
Trinidad y Tobago	3	15.919	100
Guatemala	3	628.592	43
Colombia	2	458.525	40
Brasil	2	6.568.359	18
Perú	2	6.784.042	15
Surinam	1	12.000	100
Antigua y Barbuda	1	3.600	100
Chile	1	358.990	8
El Salvador	1	19.2960	17
Belice	1	23.592	50

1.1.2 Los suelos hidromorfos y los procesos biogeoquímicos que gobiernan su dinámica

Los humedales son ecosistemas de elevada complejidad en términos de su geoquímica (Vepraskas, 2001; Mitsch & Gosselink, 1993). En general, las condiciones de anoxia alcanzadas en los suelos saturados de agua (suelos hidromorfos), se deben a que la difusión del aire en un medio acuoso (cuando el sistema poroso del suelo se encuentra ocupado por agua), es unas 10.000 veces inferior a la que se produce cuando el suelo está seco (el sistema poroso del suelo está ocupado por gases) (Ponnamperuma, 1972). En estas condiciones, los microorganismos utilizan otros oxidantes de la MO siguiendo el orden: $N\text{-}NO_3^-$ → óxidos de Mn (IV) → óxidos e hidróxidos de Fe (III) → $SO_4^=$ → CO_2. Esta secuencia, ampliamente reconocida en los manuales de biogeoquímica y procesos químicos de suelos y sedimentos, lleva implícita aspectos de gran trascendencia relacionados con el cambio climático y la ecología de las especies vegetales, así como con la calidad y productividad de las aguas costeras (Mitsch & Gosselink, 1993).

Se ha considerado a los humedales como depuradores naturales del agua de inundación (Martínez, et al., 2012) debido a la elevada reactividad de los coloides minerales (óxidos e hidróxidos de Fe, Mn) y orgánicos de estos suelos, los cuales son capaces de retener los contaminantes que a través de las aguas superficiales continentales son transportados hacia el mar o, disueltos en ésta (Machado, et al., 2004; Machado, et al., 2002). No obstante, trabajos recientes han indicado que si bien dicha retención ocurre, las marismas y los manglares son sistemas abiertos y dinámicos, los cuales pueden experimentar cambios en sus condiciones redox que favorezcan la liberación de sustancias tóxicas al manto de agua de inundación (Otero & Macías, 2003; Otero & Macías, 2002; Otero & Macías, 2001). Todos aquellos cambios producidos en el sistema, se traducen en modificaciones biogeoquímicas de los elementos y en consecuencia en posibles problemas ambientales de contaminación para el suelo y fitotoxicidad para la vegetación del manglar.

a) **b)**



Figura 1.2: Manglares en la Laguna La Restinga. Destaca la presencia de neumatóforos en *Avicennia germinans* (a) y las raíces aéreas de *Rhizophora mangle* (b)

Uno de los elementos clave en los procesos redox y en la geoquímica de muchos otros elementos químicos en los suelos hidromorfos, es el Fe; los cambios en su estado de oxidación afectan los ciclos biogeoquímicos del carbono, azufre, nitrógeno y metales traza (Haese, et al., 1997). Sin embargo, existe una amplia controversia en cuanto a las formas que los microorganismos son capaces de metabolizar. Por ejemplo, el Fe^{2+} es mucho más soluble en agua que la forma oxidada (Fe^{3+}) y por tanto puede encontrarse en el agua intersticial en

concentraciones elevadas, fitotóxicas para muchas de las especies presentes en algunos ecosistemas como las marismas y los manglares (Otero & Macías, 2002).

De agotarse los óxidos e hidróxidos de Fe [1], el sistema edáfico pasa a la reducción del sulfato [2] para formar sulfuros que presentan un efecto fitotóxico muy superior al del Fe^{2+} y que pocas especies son capaces de tolerar. Al igual que para la salinidad, las especies vegetales presentan ciertas adaptaciones que les permiten evitar la toxicidad de los elementos químicos perjudiciales para su metabolismo, oxidando su rizosfera. Por ejemplo en el caso de las plantas herbáceas que colonizan las marismas, éstas presentan un tejido poroso denominado arenquima que les permite transportar el aire desde su parte aérea hasta las raíces y liberarlo por ellas. Por su parte, las especies del manglar presentan estructuras más complejas como son los neumatóforos (respiraderos tubulares) (Fig. 1.2, a) y las raíces aéreas de *Rhizophora* (Fig. 1.2, b) (Alongi, 2009; Tomlinson, 1994).

$$FeS_2 + 3\ ¾O_2 + 1\ ½H_2O \rightarrow Fe(OH)_3 + 2SO_4^{2-} + 4H^+ \text{ [1] (Hartog, et al., 2001)}$$

$$SO_4^{2-} + 8e^- + 10H^+ \rightarrow H_2S + 4H_2O \text{ [2] (Gardi, et al., 2014)}$$

1.1.3 Los suelos de manglar como sumideros de C

La función que desempeñan los sistemas naturales en el secuestro de C a nivel mundial, ha adquirido en los últimos años una gran importancia e interés científico. Se conoce, que dejando al margen el sistema geológico y los océanos, el suelo es el reservorio de carbono (C) más importante (Fig. 1.3), representando más del doble del C de la biomasa vegetal (550-560 Pg) o de la atmósfera (750 Pg) (Almendros, 2004). Dado que en la necromasa no hay C recalcitrante (más del 50% C estable durante más de un siglo según el IPCC, 2011), compuestos metaestables (humus) que pueden tener una permanencia de siglos a milenios, se originan en el suelo.

En sistemas pantanosos, lacustres o marinos de condiciones reductoras, la MO puede acumularse dando origen a formaciones de turba, leonarditas, lignitos, entre otros (Chesworth, 2004), que secuestran C y lo acumulan en yacimientos organógenos sedimentarios donde tienen tiempos de residencia superiores a las decenas de millones de años (Macías, 2004). Las condiciones de sobresaturación de agua (H_2O) inhiben la difusión de oxígeno al suelo y en consecuencia la oxidación del C y emisión de CO_2, es prácticamente nula (Neue, et al., 1997). Este proceso de incorporación de C a la atmosfera (calentamiento global) (Tabla 1.5), es una de las consecuencias ambientales derivada de los cambios hidrológicos en los sistemas acuáticos.

Además de las emisiones de CO_2 en condiciones oxidantes, en sistemas de elevada hidromorfía como los suelos de manglar, la principal problemática a nivel mundial está asociada con la metanogénesis. Debido a que estos suelos están constituidos básicamente por materia orgánica (MO), se constituyen como auténticas turberas sobre Histosoles sáprico-hémico-tiónicos (IUSS , 2007), por lo que la baja concentración de óxidos e hidróxidos de Fe y Mn conlleva a que el sistema evolucione rápidamente hacia condiciones sulfato reductoras y en ocasiones a metanogénicas. Este proceso se ha descrito en zonas de manglar que han quedado aisladas del flujo mareal (Strangmann, et al., 2008).

La ausencia de estudios sistemáticos y la amplia heterogeneidad de ambientes, limitan las posibilidades de extraer conclusiones globales en relación al comportamiento de los manglares frente el cambio climático (Lacerda, et al., 2002). En notorio que los efectos antrópicos son un punto de alarma en el marco de la búsqueda de soluciones viables a su

rápida ejecución; la sociedad en general, los intereses económicos involucrados y la mejora de la calidad de vida, dificultan un acuerdo de conciencia ambiental. Sin embargo, estudios previos han señalado que décadas anteriores a la intervención industrial por el hombre, las emisiones de CO_2 fueron considerables y se ha demostrado por medidas isotópicas que gran parte del excedente de C atmosférico en efecto, es de origen antrópico, pero hay otro dato, mucho menos divulgado pero conocido con la misma precisión científica. Este sumidero probablemente esté relacionado con la acumulación en biomasa y en suelos (Macías, 2004) (Fig. 1.3).

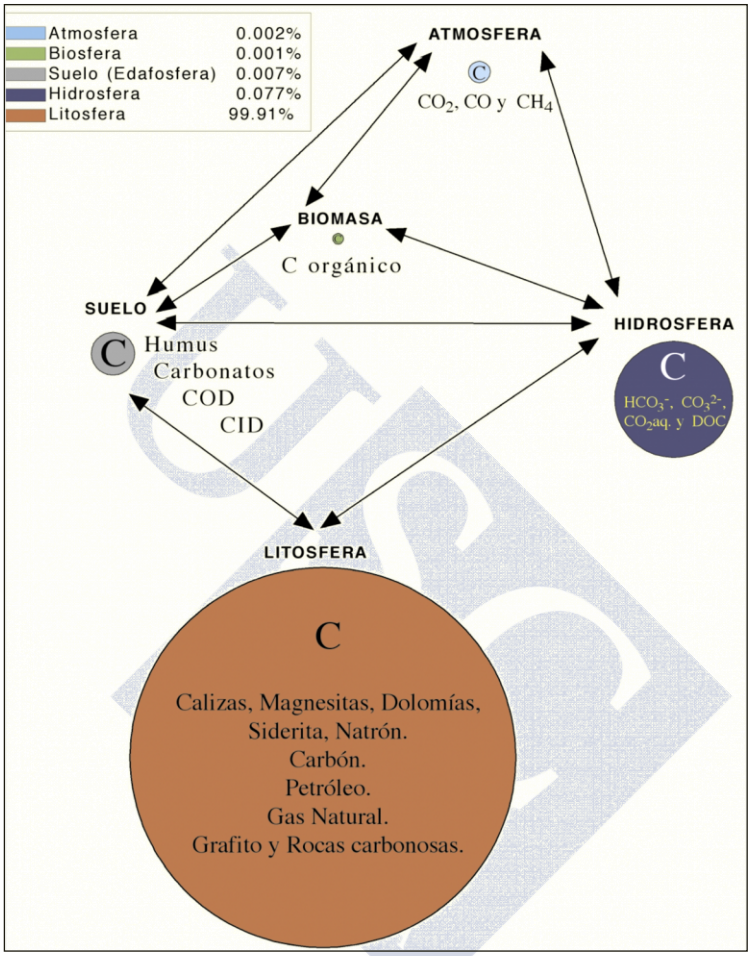


Figura 1.3: Capacidad y formas de C en los compartimientos biogeoquímicos (tamaño relativo) (Macías Vázquez, et al., 2004)

Los modelos iniciales preveían un calentamiento mucho más intenso y rápido, sin embargo todas las medidas realizadas en los últimos 10 años ponen de manifiesto la existencia de un sumidero no modelizado que está actuando con una importante capacidad de secuestro de C (Robert et al. 2001). Este sumidero probablemente esté relacionado con la acumulación en biomasa y en suelos (Fig. 1.3). Sobre este hecho, Macías (2004) hace la siguiente reflexión: "Las actuaciones humanas son claramente responsables de cambios en los sistemas de uso del suelo y de utilización de los combustibles fósiles que han incrementado la concentración de GEI (Gases de Efecto Invernadero) atmosféricos que no han sido inmediatamente controlados por los sumideros naturales. La reducción de emisiones mediante avances tecnológicos, medidas de ahorro y cambios en las pautas de actuación socioeconómicas, son obligadas, pero eso no significa que deba renunciarse a las actuaciones sobre los sumideros, que por medio de su capacidad de mitigación y retraso de los efectos negativos y por las mejoras ambientales que producen, justifican sobradamente su uso como secuestradores de C."

En consecuencia, el estudio de sumideros idóneos para el secuestro de C debe centrarse en suelos en donde la MO sea preservada en el tiempo. Publicaciones e informes recientes (Nellemann, et al., 2009) indican que los manglares son uno de los sistemas marino-costeros con mayor capacidad para actuar como sumidero de carbono (denominado "blue carbón"). No obstante, existe poca información al respecto (Shannon, 2010; Nellemann, et al., 2009). Se estima que en los trópicos, los manglares acumulan 1023 Mg C ha^{-1} y que estas grandes cantidades de C pueden permanecer en sus suelos por largos periodos de tiempo (400-700 años) (Donato, et al., 2011), si no son modificadas las condiciones naturales que gobiernan su dinámica y que puedan conducir a la degradación y mortalidad de grandes extensiones de bosques.

En Venezuela, el estudio de manglares ha sido llevado a cabo en las últimas décadas por una serie de investigadores, sin embargo, la mayoría de los trabajos se han centrado mayormente en la composición florística y la biodiversidad (Barreto, 2008; Barreto, 2001). De igual forma, se han estudiado los parámetros físicos y químicos del agua y los sedimentos de fondo en los estuarios y/o sistemas lagunares (Salazar, et al., 2003; Monente, 1978; Bonilla & Okuda, 1971), pero en general la dinámica del C ha sido escasamente estudiada.

A nivel mundial, se han realizado en los últimos años estimaciones de la cantidad de C almacenada en diferentes suelos de manglar del mundo (Vegas-Vilarrúbia, et al., 2010; Donato, et al., 2011; Suárez Abelenda, et al., 2014). En los bosques de Venezuela el contenido (Sanchez-Arias, et al., 2010) y las formas en las que se presenta este elemento en los suelos no es bien conocido, fundamentalmente en zonas degradadas (Rivera- Monroy, et al., 2004), lo cual hace a estos sistemas, susceptibles a perder la capacidad del suelo como sumidero de C.

De esta manera, la problemática en el ámbito climático, invita a los países a debatir acerca de las políticas de reducción de GEI, lo cual es una medida obligada por cada nación en beneficio del medio ambiente. Una de las actuaciones inmediatas se dirige hacia la protección y conservación de sumideros naturales como los humedales, los cuales ocupan grandes extensiones de terreno en las regiones costeras. Para esto es imprescindible adquirir además de una conciencia social, un amplio conocimiento de este tipo de sistemas, cuya responsabilidad principal corresponde a la comunidad científica.

Frente al cambio climático, las actuaciones humanas que incrementen la producción de biomasa (arbórea en las zonas bien drenadas e hidromorfas en las depresiones húmedas), aceleren la formación de suelos, conserven los humedales y favorezcan la formación de carbón y otras formas de MO no tóxicas y recalcitrantes, son alternativas adecuadas, similares a las naturales (Chesworth, 2004; Macías, 2004).

1.1.4 Degradación de los bosques de manglar. Alarma local y global

Los humedales naturales han sido significativamente reducidos por actividad humana en los últimos 100 años (Neue, et al., 1997). Diversos autores (Lee, et al., 2006; Twilley & Rivera-Monroy, 2005; Imbert , et al., 2000), consideran que la urbanización es la principal causa de degradación y pérdida de humedales costeros, con efectos negativos en la estructura y función de tales sistemas, debido a la modificación del régimen hidrológico y la sedimentación. Otros autores (Barreto, 2008; Blanco, et al., 2006) consideran las variaciones climáticas, como un factor de gran importancia que podría actuar conjuntamente con las actividades humanas.

A pesar de la sensibilidad creciente por los humedales costeros, el incesante crecimiento de la actividad humana está generando un incremento de vertidos de sustancias tóxicas o eutrofizantes (eutrofización) que tienen como destino final las zonas húmedas (Tabla 1.5). Se trata de una transformación paulatina y poco evidente que acaba por producir serios trastornos en el funcionamiento natural del humedal. Sin embargo, frente a estas alteraciones locales, el aumento del nivel del mar puede tener un efecto más devastador, afectando de forma general a las condiciones ecológicas de las zonas costeras.

Algunos investigadores (Alongi, 2008; Alongi, 2002), consideran que el incremento del nivel eustático generará cambios sustanciales en la configuración de los humedales. Como consecuencia, marismas y manglares, pueden experimentar cambios notables tanto en su configuración morfológica como en su composición florística y faunística. El incremento del nivel del mar puede suponer la destrucción del 10-15 % de la superficie que actualmente ocupan los manglares (Alongi, 2008).

El manglar es en gran medida, vulnerable frente a fuerzas naturales episódicas de alto impacto, por ejemplo huracanes, deslizamientos de tierras, subsidencia, aumento acelerado del nivel de mar y el cambio climático global. Sin embargo, la pérdida continua de estos bosques es también causada con frecuencia por fuerzas de tipo antrópicas como conversión a la agricultura, acuicultura, turismo, desarrollo urbano y sobreexplotación (Giri, et al., 2008; Alongi, 2002; Neue, et al., 1997) (Tabla 1.5).

Tabla 1.5: Amenazas futuras para los bosques de manglar (Alongi, 2002). En negrita las principales amenazas actuales

Amenazas importantes	**Amenazas intermedias**	**Amenazas de menor entidad**
Deforestación	**Alteración de la hidrología**	Contaminación con hidrocarburos
Acuicultura	**Calentamiento global**	Contaminación térmica
Sobreexplotación de la pesca	**Eutrofización**	**Turismo** Ruido

Los bosques de manglar cubren aproximadamente el 75% de la línea costera mundial y su distribución está limitada a aquellas zonas tropicales y subtropicales del mundo (Giri, et al., 2011) (Fig. 1.1). En estas regiones, la construcción de obras civiles especialmente relacionadas con vías de comunicación como carreteras, canales y vías férreas, así como la edificación y adecuación de muelles, la ampliación de centros urbanos, entre otros, ha contribuido a su desaparición y degradación. Estos bosques han sido devastados y transformados a nivel mundial a velocidades alarmantes (~1% del área anualmente, FAO 2007) y han experimentado en los últimos años, un significativo decrecimiento en la cobertura global (35% durante los pasados 20 años de acuerdo con Valiela y colaboradores (2001)).

El planeta ha perdido alrededor de 3,6 millones de hectáreas de manglares desde 1980, lo que equivale a una pérdida alarmante del 20 por ciento del área total, según un reciente estudio de evaluación de manglares de la FAO (2007). El informe "The world's mangroves 1980-2005" (FAO, 2007), indica que el área total de manglar disminuyó de 18,8 millones de hectáreas en 1980 a 15,2 millones en 2005. En el Caribe, debido a su desarrollo económico y social, los impactos sobre los ecosistemas costeros han adquirido proporciones devastadoras. Además del previsible impacto asociado al aumento del nivel del mar, los bosques de manglar han sufrido una degradación sistemática en los últimos años y manifiestan una evidente pérdida de

su calidad ambiental. Por ejemplo, en Brasil la extensión de bosques se ha reducido notablemente debido a asentamientos humanos, uso de la tierra para agricultura y silvicultura además del establecimiento de granjas para crías de moluscos en las áreas en las que domina la vegetación de manglar (Suárez Abelenda, et al., 2014).

De acuerdo con Blanco y colaboradores (2006), cambios en los patrones de precipitación y sus efectos sobre la salinidad, son una causa relacionada con la masiva mortalidad de manglares que no ha sido explícitamente evaluada. Ante esta controversia, el programa de productividad marina en la costa caribeña CARICOMP (2004), ha propuesto un efecto de sinergia entre los impactos producidos por fuentes humanas, y debidos a cambios climáticos, como la principal causa de degradación y mortandad de los ecosistemas costeros en esta cuenca.

Al igual que Brasil, Venezuela es uno de los países tropicales que presenta graves problemas de desequilibrio ecológico debido a la actividad antropogénica, la cual adquiere una especial relevancia en la región litoral. En los manglares de la costa caribeña de Venezuela, caracterizados por climas secos subhúmedos y semiáridos, este tipo de actividades ha incrementado alarmantemente en los últimos 35 años, con la subsecuente destrucción y degradación progresiva de los humedales costeros que allí se desarrollan (Fig. 1.4). Algunos reportes revelan una pérdida del 70% de la cobertura primitiva de mangles en toda Venezuela (Conde & Alarcón, 1993).



Figura 1.4: Regeneración del bosque de manglar por *Avicennia germinans* en la localidad Las Ánimas (noroeste del Golfete de Cuare, Estado Falcón) (a) y al suroeste de la Laguna La Restinga (Isla de Margarita) (b)

La principal preocupación señalada por varios autores en los manglares de Venezuela (Barreto, 2008; Lieth, 2008; Raga, 2006; Rivera- Monroy, et al., 2004; Barreto, 2004), radica en que los severos problemas ecológicos en estos bosques son debidos al turismo, por destrucción del ecosistema especialmente con la utilización de embarcaciones de gran velocidad en algunas áreas (Lieth, 2008). En los últimos años, al noroeste de este país tropical, concretamente en la región costera del Estado Falcón, se han comenzado a ejecutar de forma acelerada, obras de infraestructura e industriales con fines de desarrollo urbano y turístico (Barreto, 2004). Este hecho ha contribuido a una rápida degradación y desaparición de los recursos naturales, así como también, la actividad ganadera y agrícola con el uso indiscriminado de las tierras y el desvío de los cursos de agua. Como consecuencia, los ecosistemas de las zonas costeras han sido gravemente afectados.

En la costa caribeña, la mortalidad de manglares también ha sido relacionada con el progresivo incremento de la salinidad debido a modificaciones en los patrones hidrológicos y sedimentarios causados por actividades humanas y por la intensificación y frecuencia de las sequías asociadas a "El Niño-Southern Oscillation" (eventos ENSO). Este fenómeno es la principal causa de la variabilidad climática en la región del Caribe. Los eventos calurosos están asociados con El Niño, mientas eventos más fríos con La Niña (Barreto, 2008).

La intensa sequía del periodo 1982-83 y 1997-98 y sobre todo el intenso evento de El Niño de 1990-1994, generó un incremento en la salinidad del suelo por encima de valores del 65‰, que se relaciona con la causa de la muerte del manglar rojo (*Rhizophora mangle*) y blanco (*Laguncularia racemosa*) (Tabla 1.6). Por el contrario el manglar negro (*Avicennia germinans*) parece verse beneficiado y, con el tiempo, pasa a ocupar el espacio libre dejado por la muerte de antiguos mangles (Barreto, 2008) (Fig. 1.4).

En Venezuela los manglares son explotados ampliamente, tanto como productos de consumo alimenticio como con el desarrollo de actividades turísticas. De los ecosistemas visiblemente afectados en la costa centro-occidental de Venezuela destacan dos de los más importantes sectores marinos debido a sus atractivos turísticos, Refugio de Fauna Silvestre de Cuare (RFSC) y Parque Nacional de Morrocoy (PNM). En este último, el área degradada de bosques muertos de manglar, se incrementó marcadamente desde 1972 hasta 1998.

Mientras en 1951, el área de manglares vivos representaba 1076 ha, este dato cayó a 622 ha en 1998, correspondiendo a una reducción del 58% (404 ha) a lo largo de 47 años (Barreto, 2004). En el periodo que continúa, desde 1998 hasta el 2006, la destrucción ha incrementado pronunciadamente debido a la construcción de un gran número de carreteras (con la modificación de drenajes), la tala de los bosques y relleno de las planicies, lo que ha ocasionado un aumento de la salinidad en los suelos.

Tabla 1.6: Superficie ocupada por las distintas asociaciones de manglar en el Refugio de Fauna Silvestre de Cuare (Estado Falcón) (Tomado de Barreto, 2008)

Asociación	Superficie (ha)	%
R. mangle	12,4	1,09
Mezcla (*R. mangle/ L. racemosa,/A. germinans)*	242,6	21,37
A. germinans	812,7	71,59
Mangle muerto	67,5	5,94
Salinas	85,4	0,01

En el RFSC, la superficie ocupada por el manglar se redujo en un 58% (~404 ha) debido fundamentalmente a la ocupación urbanística, al desarrollo turístico, construcción de puertos, carreteras, etc. (Barreto, 2008) (Fig. 1.5). Concretamente en la región occidental del golfete, el área de manglar pasó de 1614 a 734 has, lo que supone una reducción del 55% en 26 años (periodo 1972-1998) (Barreto, 2008). Según Barreto (2008), imágenes aéreas del año 2003 muestran que prácticamente toda el área de manglares, la cual correspondía a manglares degradados (70%), en la actualidad se reconoce como área muerta.

De la misma manera, otro de los ecosistemas de gran importancia económica y social para Venezuela, debido a la elevada actividad turística en el parque nacional que lleva su nombre, es la Laguna La Restinga (LR), ubicada en la Isla de Margarita. Éste representa un ecosistema susceptible a impactos antrópicos y a una mala gestión de sus recursos naturales. Por ejemplo, los investigadores Salazar y colaboradores (2003), advierten sobre una problemática a futuro

en una de las pequeñas lagunetas internas conocida como Laguna Jiele, situada al norte del cuerpo central de La Restinga. De acuerdo con los autores, esta laguna está comunicada por dos pequeños y estrechos caños (canales), los cuales se están cerrando por la caída de mangles secos, restringiéndose en mayor o menor grado el flujo de agua a este sector, lo que conllevaría en un corto tiempo a su sedimentación total.

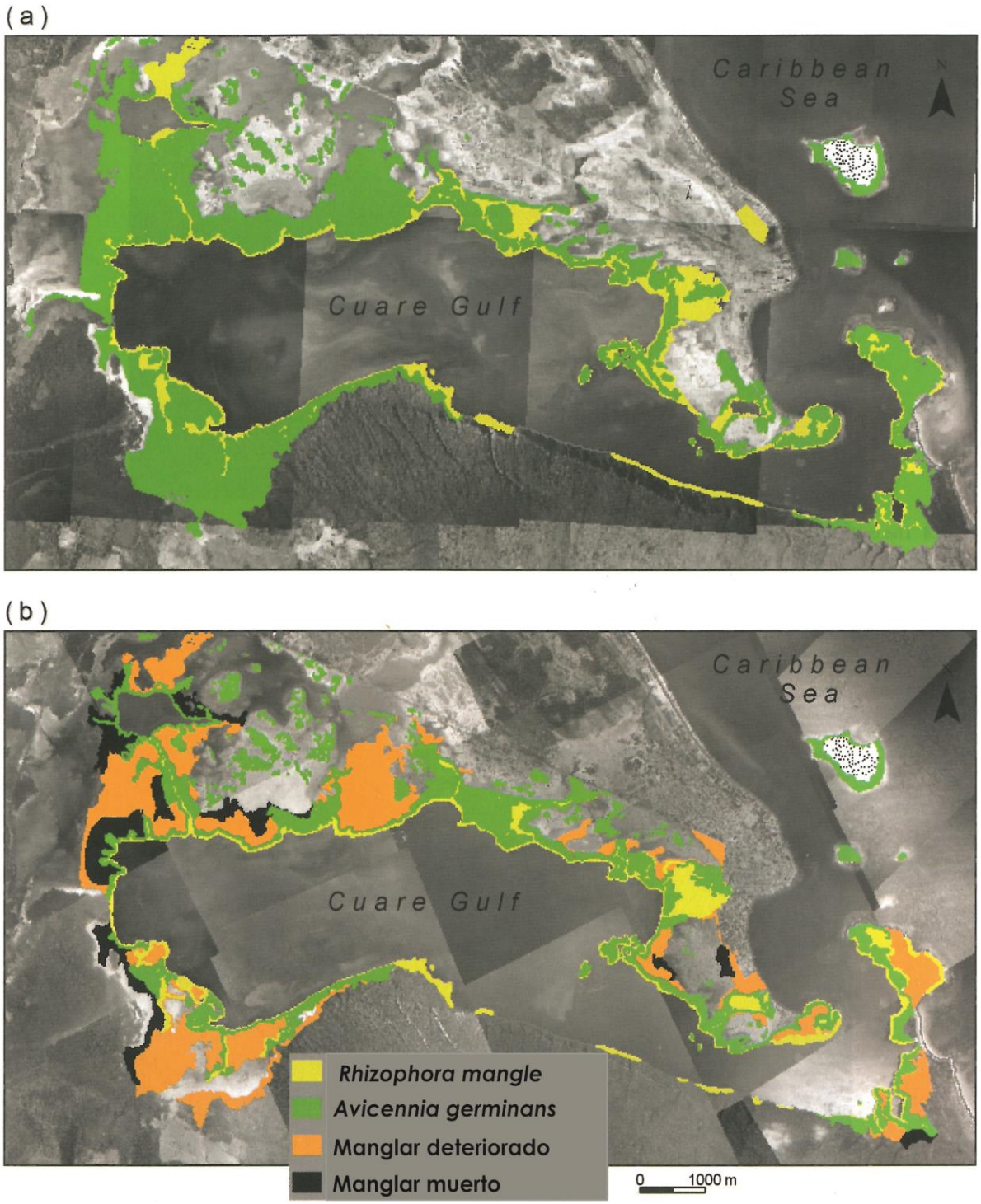


Figura 1.5: Cobertura de manglares "vivos" dominados tanto por *A. germinans* como *R. mangle*, "deteriorados" (degradados) y manglares "muertos" alrededor del Golfete de Cuare (Refugio de Fauna Silvestre de Cuare, Estado Falcón) en los años 1972 (a) y 1998 (b) (Tomado de Barreto, 2008)

El sedimento lagunar en la Laguna Jiele, presentó una elevada concentración de MO (>10%), lo que sirvió de indicativo del sentido del proceso de colmatación, tomando en consideración que Zarzosa (1974) reportó para el mismo lugar valores inferiores de MO (<5%). Como solución a esta problemática, se ha sugerido un manejo adecuado de la vegetación del sistema lagunar, que consiste en cortar ("poda del manglar") la parte superior de los árboles cada cierto tiempo con la finalidad de evitar su colapso.

El Instituto Nacional de Parques (INPARQUES), publicó una ficha informativa sobre humedales RAMSAR en la que reseñan los usos actuales del suelo en el Parque Nacional Laguna La Restinga (PNLR) (INPARQUES, 1996). En primer lugar, indican que en la laguna y sus áreas adyacentes, se desarrollan un conjunto de actividades económicas que se pueden resumir en actividades de pesca, utilizando para ello implementos como la atarraya, el arpón, el anzuelo y botes o lanchas a motor, aunque tradicionalmente ha sido implementada la pesca artesanal. Sin embargo, en los últimos años, ésta ha sido reemplazada en gran medida por otras técnicas más intensivas y destructivas como la pesca de arrastre. Además, la extracción de arena constituye una importante actividad económica para los dueños de tierras en áreas cercanas al parque.

En consecuencia, los cambios climáticos e impactos humanos unidos al alza del nivel del mar, parecen acelerar rápidamente los eventos de mortalidad masiva observados en los bosques de manglar de la costa caribeña de Venezuela (Barreto, 2008; Snedaker, 1995). La vulnerabilidad de los sistemas de manglar y la constante presión a la que han sido sometidos por la acción antropogénica, ha dado origen a diversas propuestas para su recuperación en las costas. Según el Banco Mundial y la Sociedad Internacional de los Ecosistemas de Manglar (ISME), las principales causas de la pérdida de los bosques son las actividades antropogénicas.

Los cambios que han experimentado los ecosistemas han sido debidos a impactos directos, causados por la conversión de tales áreas para otros usos e impactos indirectos, los cuales son una consecuencia de los efectos negativos en los procesos hidrológicos, causados por alteraciones de la hidrología regional y/o modificación de la geomorfología del manglar (Lugo, 2001). Todas estas modificaciones en el ecosistema han sido señaladas como producto de lo siguiente (Yánez, et al., 1998):

- Cambios en la organización social de las comunidades humanas costeras (actividad económica dividida entre pescador, campesino y artesano).
- Incremento en el consumo de energía percápita para desarrollar la economía costera.
- Ausencia de un adecuado plan de manejo ante la presión urbana, industrial, turística, agrícola y de la acuicultura.
- Depreciación del valor ecológico y uso irracional no sostenible.
- Poco impacto de los resultados científicos y baja disponibilidad de los mismos a las poblaciones directamente beneficiarias.
- Reconversión de áreas de manglar para agricultura y acuacultura que colapsa en pocos años.

1.1.5 Desequilibrio ecológico y problemática ambiental como consecuencia de la degradación de los bosques de manglar

La cobertura de bosques de manglar ha disminuido entre un 30 y 50% hacia la última mitad del presente siglo como resultado del desarrollo costero, la expansión de la acuicultura y la sobreexplotación (Giri, et al., 2008; FAO, 2007; Alongi, 2002). Esta reducción en la extensión de los bosques, apunta a que dichos ambientes puedan colapsar funcionalmente en

los próximos 100 años (Polidoro, 2010; Duke, 2007), si se mantiene la velocidad de pérdida de bosques, ya que éstos han desaparecido a una velocidad mayor que la correspondiente para bosques tropicales terrestres y arrecifes coralinos (Duke, 2007).

La degradación del manglar genera pérdida de biomasa, desaparición de nichos ecológicos, disminución de biodiversidad, formación de playones salinos, reducción del buen desarrollo de los árboles, sedimentación de los cuerpos de agua y pérdida de playas y costas por erosión marina. Las consecuencias resultantes de la muerte del bosque para el suelo, son de gran magnitud. Una vez muerto el manglar, los procesos de degradación y descomposición de la MO y la falta de crecimiento de nuevas raíces, causa la compactación y subsidencia del sustrato (Cahoon, et al., 2003). Esto, unido a la ausencia de estructuras que promueven la oxidación, como los neumatóforos (Lacerda, et al., 1993), se traduce en un incremento de las condiciones de inundación y por consiguiente se favorece la reducción de los bajos potenciales redox y la producción de componentes tóxicos a las plantas (Mckee, 1993).

En consecuencia, los efectos de la degradación de los bosques fundamentalmente en los suelos, pueden traducirse en cambios en las condiciones de óxido-reducción. Se ha observado (Otero, et al., 2006), que con la pérdida de la vegetación de manglar, el potencial redox del suelo puede reducirse de ~+400 a -100 mV en superficie, lo que indica un paso de condiciones óxicas a anóxicas. Esto implica un cambio brusco en los procesos metabólicos de los microorganismos de manera que en estas condiciones la MO es oxidada bien sea vía sulfato reducción o bien por procesos metanogénicos (Strangmann, et al., 2008; Otero, et al., 2006). Elevadas concentraciones de sulfuro ($\sum H_2S$) o metano (CH_4) en el agua intersticial pueden resultar fitotóxicas (Strangmann, et al., 2008) y pueden condicionar la viabilidad de los propágulos para las diferentes especies.

Otro factor a ser considerado en relación con las zonas de manglar muerto, son las elevadas temperaturas alcanzadas por estas aguas estancadas (movimiento escaso a nulo), las cuales han sido registradas con valores cercanos a los 40ºC (Barreto, 2008). Por ejemplo, la oxidación de turba en lugares donde los árboles murieron o fueron removidos, explica en parte la conversión de áreas de bosques de *Avicennia germinans* en planicies de inundación (Cahoon, et al., 2003). Esta disminución del área de manglar, además promueve un considerable déficit económico debido a que los servicios ecológicos que provee este ecosistema, apoya otras actividades que impulsan la economía de las zonas costeras (p.ej. la pesca en alta mar y en los estuarios).

La actividad humana no solo representa un factor perjudicial para los humedales costeros sino que además se considera el agente de mayor influencia que introduce metales al medio marino, a través de los desechos (descargas de residuos industriales, agrícolas y urbanos) municipales e industriales que son transportados al mar por escorrentías límnicas, pluviométricas o vía atmosférica (Bonilla & González, 1992). Los metales introducidos en el mar como producto de las emisiones terrestres, pueden permanecer como especies en solución o ser transportados y depositados en los sedimentos marinos.

La biota marina bioacumula metales del agua de mar durante la degradación del material biogénico detrital y puede absorberlos o liberarlos directamente a los sedimentos. De esta manera, se produce un aumento considerable de la concentración de éstos a medida que pasa por cada nivel trófico de las cadenas alimenticias, con el subsecuente peligro para la salud del hombre como consumidor final (Clark, 1975).

Por todo lo anteriormente expuesto y debido a la notable degradación y muerte del manglar en gran parte de los bosques desarrollados en la costa venezolana, los Institutos de Ciencias de la

Tierra y de Zoología Tropical de la Universidad Central de Venezuela (UCV), han iniciado una serie de estudios en la línea de investigación de Geoquímica Ambiental, con la finalidad de establecer evidencias de actividades antrópicas (turísticas, comerciales y urbanas) en el litoral venezolano y territorio insular del país (Moreno, 2009; Rivas, 2008; Millán, 2008; Raga, 2006).

Sin embargo, un vacío de información se presenta al revisar la bibliografía existente en relación a los manglares desde el punto de vista edáfico. Una serie de trabajos han sido realizados en las zonas de estudio, con el principal objetivo de establecer un seguimiento de la contaminación y la recuperación de la calidad ambiental (Barreto, 2008). No obstante, la mayoría de estos trabajos han llevado a cabo el análisis del contenido total de metales pesados (Moreno, 2009; Rivas, 2008) pero muy pocos han realizado un estudio sobre los componentes del suelo y sedimentos a los cuales estos contaminantes se encuentran asociados y el riesgo de su movilización.

En consecuencia, la presente investigación pretende, además de caracterizar los suelos de manglar a través de los principales parámetros físicos (p.ej. color, textura) y químicos (p.ej. pH, Eh, CICe) que los describen y estudiar sus principales constituyentes orgánicos e inorgánicos (p.ej. MO, arcillas), determinar el contenido total de metales traza y comprender su comportamiento geoquímico.

La actividad turística en los parques naturales y zonas protegidas, así como otras contribuciones antrópicas, visibles en las áreas, son un indicativo del posible impacto en el manglar. De la misma manera, la biogeoquímica de elementos como Fe y S, íntimamente relacionada con el comportamiento de los metales traza así como algunos nutrientes de gran importancia biológica en el funcionamiento del manglar (p.ej. N y P), será estudiada a lo largo de esta investigación.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

1.2 MARCO GEOLÓGICO

Venezuela, está localizada geográficamente en el norte de Sudamérica, entre el Trópico de Cáncer (23º 26´ 16´´N) y el ecuador (Fig. 1.1), registra una temperatura media anual atmosférica entre 25 y 29 ºC. Posee una gran diversidad biológica y variedad de suelos, resultado de la variedad de climas, materiales geológicos, relieves, vegetación y edades de exposición (Comerma & Torres, 2013). La cartografía de suelos para América Latina y el Caribe, ha sido publicada recientemente por la comisión europea en el "Atlas de suelos de América Latina y el Caribe" (Gardi, et al., 2014). De acuerdo con Comerma y Torres (2013), 26 de los 32 grupos de la WRB (por sus siglas en inglés: Word Reference Bases) han sido identificados en Venezuela, con los Acrisoles representando un 42% del total (Fig. 1.6).

Los suelos de la región costera e insular están formados por numerosos ecosistemas de gran impacto turístico. Dos de los estados nacionales más visitados por turistas anualmente son Falcón y Nueva Esparta; ambos escenarios de investigación para este trabajo. De acuerdo con la comisión europea, en estos estados se encuentra un régimen de temperatura del suelo Isohipertérmico, con una temperatura media anual del suelo mayor de 22ºC y en donde la diferencia entre la temperatura media en verano e invierno es menor de 6ºC. Domina la categoría de Ústico dentro de los regímenes de humedad del suelo, dados en Latinoamérica y El Caribe, lo que corresponde a un clima húmedo no siendo necesaria la irrigación de los cultivos (Gardi, et al., 2014).

En la Isla de Margarita (Estado Nueva Esparta), dominan los Cambisoles calcáricos y Fluvisoles cálcicos (Fig. 1.6), los cuales representan un 22% de los suelos identificados en Venezuela (Comerma & Torres, 2013). De acuerdo con INPARQUES (1996), los suelos que conforman la región central del Parque Nacional Laguna La Restinga (PNLR), corresponden al orden de los Aridisoles con acumulación de arcilla en el subsuelo. A diferencia de la isla, en el Estado Falcón, se presenta una gran variedad de suelos (ver fig. 1-a, apéndice). En la costa oriental del estado, alrededor del Golfete de Cuare (GC), se encuentran Luvisoles háplicos, al oeste Cambisoles calcáreos, al sur Fluvisoles sálicos calcáreos y al noroeste Vertisoles sálicos estácgnicos (Gardi, et al., 2014).

En Venezuela se reconocen dos pendientes marítimas: al norte en el Caribe y hacia el noreste en el Atlántico. La pendiente norte, con 2800 km de línea de costa, presenta unos 675 km^2 de manglares (MARNR, 1996) y se caracteriza por climas áridos, semiáridos y subhúmedos a secos, en los que las variaciones anuales en la precipitación son inferiores a 300 mm (en el límite noroccidental) y pueden alcanzar los 1200 mm (Barreto, 2008). Según la clasificación Koopen Geiger, Venezuela se encuentra en la categoría A, la cual corresponde a clima tropical con temperatura media superior a 18ºC todos los meses del año y precipitaciones anuales superiores a la evapotranspiración. Dentro de esta categoría, se subdivide en Aw, tropical con invierno seco (Gardi, et al., 2014).

La principal causa de la variabilidad climática interanual en el Caribe, corresponde al evento "El Niño", el cual determina una época de escasas precipitaciones y otro llamado "La Niña", asociado con periodos lluviosos (Velásquez & Rodríguez, 2010). En Venezuela, El Niño está correlacionado con condiciones de sequía y aumentos de temperatura anómalos, a lo largo de casi todo el país (CAF, 2000), trayendo como consecuencia una reducción de la escorrentía y las aguas subterráneas. Por el contrario, periodos de precipitaciones duraderos e intensos, asociados con La Niña, conllevan graves problemas de erosión en los suelos. Como se ha mencionado anteriormente, un ejemplo de lo que ocurre durante este evento climático, es señalado por Barreto (2008) en un estudio realizado en el GC; las fuertes lluvias conducen a

un incremento de la carga sedimentaria, la cual bloquea los canales internos que drenan a la planicie de inundación del manglar.

En el año 2007, la Agencia Nacional Oceánica y Atmosférica de Estados Unidos (NOAA), detectó un proceso de enfriamiento de la temperatura en el Océano Pacífico, que podría interpretarse como un proceso de reaparición de La Niña. Dicho fenómeno en Venezuela, persiste al menos hasta el 2010 según Velásquez y Rodríguez (2010) (período en el que se llevó a cabo la toma de muestras para el presente estudio).

1.2.1 Zonas de estudio

Nueva Esparta es el único estado insular de Venezuela y comprende tres islas: Cubagua, Coche y Margarita. En esta última, está ubicada la capital del estado (La Asunción) (Fig. 1.13) y posee la mayor extensión (934 km^2) entre las islas venezolanas del Mar Caribe. Se encuentra situada entre los meridianos 64º24´28´´ O (Punta Arenas) y 63º46´40´´ O (Punta Ballena) y los paralelos 10º51´46´´ N (Punta Mangle) y 11º10´49´´N (Cabo Negro) y comprende dos macizos aislados: la Península de Macanao al oeste y Margarita Oriental al este, unidos entre sí por un istmo de bajo relieve en el cual está incluida la albufera conocida como La Restinga (González de Juana, et al., 1980). La temperatura atmosférica media en la isla es de 27°C (Duque, 2008), excepcionalmente se superan los 35ºC o se encuentran temperaturas inferiores a 20ºC.

El clima de Margarita en general es semiárido y árido, a excepción de la parte central del macizo montañoso donde predomina una vegetación de tipo tropófila, con árboles de gran altura (González de Juana, et al., 1980). En las áreas bajas, la vegetación es xerófila, caracterizada por pequeños arbustos, cactus y plantas espinosas. Todas estas características dan lugar a la formación de una amplia variedad de microambientes (p.ej. salinas, lagunas, planicies de inundación,…) de gran importancia biológica, económica y recreativa, los cuales en su mayoría se encuentran rodeados y/o comunicados con bosques de manglar. Tal es el caso de la Laguna La Restinga (LR) y Laguna Las Marites (LM), las cuales representan las dos lagunas de mayor extensión en la isla y son objeto de investigación (Fig. 1.6).

De manera similar a la Isla de Margarita, en el Estado Falcón, ubicado al noroeste de Venezuela se encuentra una gran cantidad de ecosistemas costeros con alcance turístico, entre los que destacan dos áreas protegidas de gran importancia biológica, el Parque Nacional Morrocoy (PNM) y el Refugio de Fauna Silvestre de Cuare (RFSC). El GC, forma parte del RFSC y se ubica dentro de los límites correspondientes para la Cuenca de Agua Salada, en el Municipio Monseñor Iturriza. Este humedal así como algunos cayos y sectores inundados en el área del PNM (ver fig. 1-b, apéndice), han sido seleccionados para el estudio.

1.2.2 Descripción general de los ecosistemas

1.2.2.1 Laguna Las Marites

Los autores Velázquez y Rodríguez (2010), reportan para la zona sur de la isla, una época lluviosa de julio a enero, correspondiendo noviembre, diciembre y enero a los meses de mayor intensidad en la precipitación y una época seca de febrero a junio, en la cual marzo, abril y mayo corresponden al periodo de máxima sequía. En esta zona de la isla, se encuentra la LM (Fig. 1.13), comunicada con el mar por un estrecho canal antiguo (Boca Vitorio) (Bonilla & Okuda, 1971) y un canal de reciente formación llamado Boca Nueva (hoja 7448, Porlamar-Venezuela, Cartografía Nacional). Su longitud este-oeste es de 6 km y presenta una anchura máxima norte-sur de 3,6 km, con un área cubierta por las aguas de 9,4 km^2.

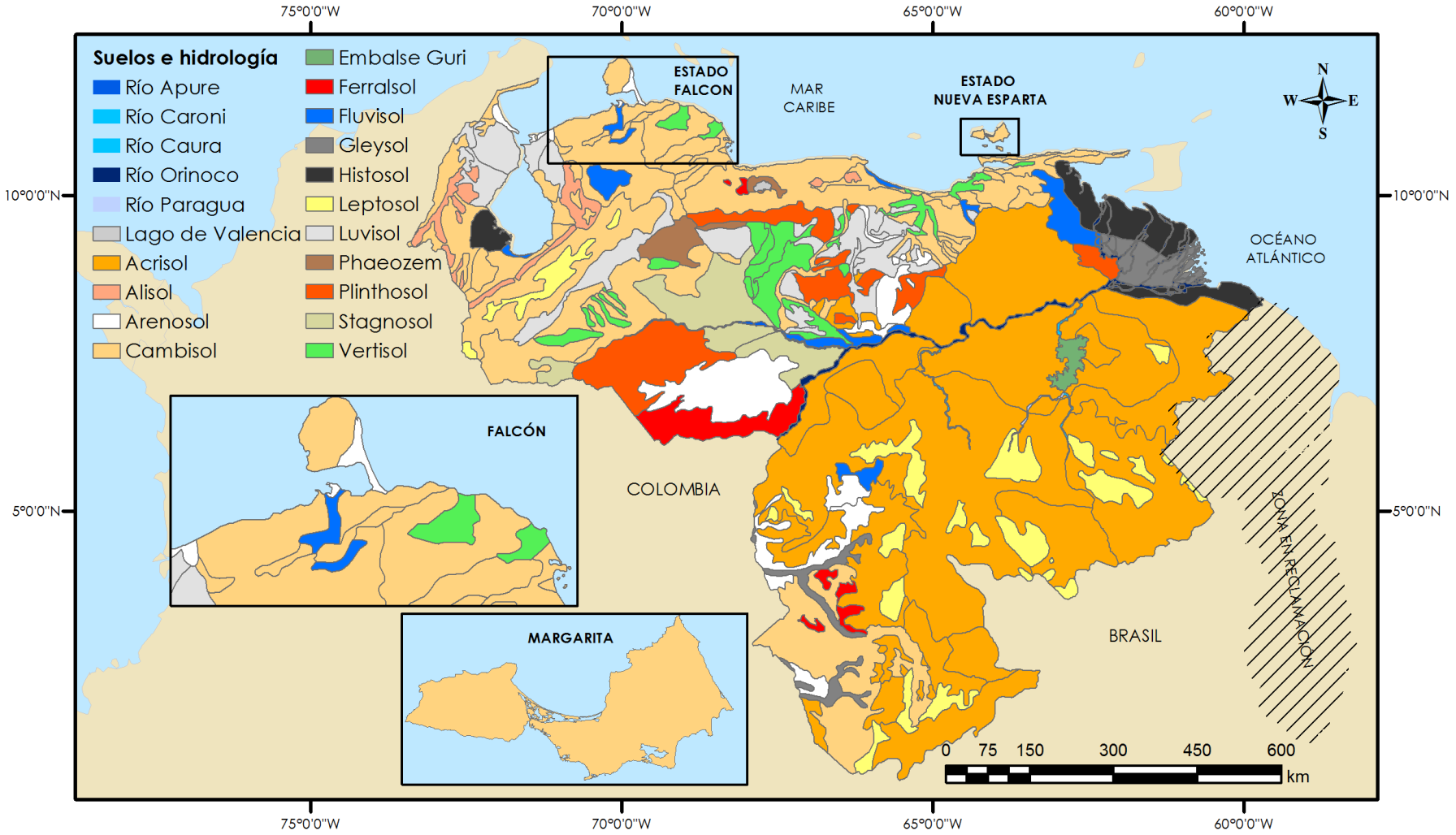


Figura 1.6: Distribución geográfica de los suelos en Venezuela (información proporcionada por la comisión europea y publicada en el Atlas de Suelos de América Latina y el Caribe). Destacan los estados Falcón y Nueva Esparta como zonas de estudio

En general, la laguna LM presenta fondos llanos cubiertos por una densa pradera marina formada por *Talassias* sp. y su parte profunda, está circunscrita al área cercana a Boca Vitorio, cuya profundidad máxima es de 9 m en su parte norte. No obstante, el interior de la laguna presenta una profundidad máxima entre 4 y 5 m aproximadamente (Bonilla & Okuda, 1971). La laguna y sus áreas adyacentes (albuferas, cauces naturales, manglares y ambientes xerofíticos) fue declarada Monumento Natural en el año 1974 por INPARQUES (área total: 36,74 km^2).

1.2.2.2 Laguna La Restinga

El PNLR, está ubicado entre la Península de Macanao y el sector oriental de la Isla de Margarita (Fig. 1.13). En el área del parque, la temperatura oscila entre 26º y 30ºC con una precipitación de 0 a 300 mm anuales y una humedad relativa entre 70 y 75%. El clima pertenece al cálido seco, tipo B. Según Koeppen, corresponde al subtipo semiárido (Bshi) con vegetación xerófila y montes espinosos asociados con vegetación halófita, al borde de la LR (INPARQUES, 1996). Cuenta con una superficie de 18.862 ha y está conformado por una laguna costera y sus alrededores semidesérticos. Aproximadamente una cuarta parte del PNLR (5248 ha) (ver fig. 1-d, apéndice), es considerada zona RAMSAR (INPARQUES, 1996).

La LR es el principal componente del parque nacional y es considerada como un estuario negativo (Sanchez-Arias, et al., 2010; Gómez, 1983), el cual se forma cuando el agua fluye del mar al estuario. El sistema ha sido ampliamente estudiado desde el punto de vista de su biota y de las características fisicoquímicas de sus aguas (Cabrera & Penoth, 1988; Gómez, 1983; Monente, 1978) así como también en menor medida en sus aspectos sedimentológicos (Salazar, et al., 2003; Monente, 1978; Zarzosa, 1974). Sin embargo, carece de estudios en cuanto a la geoquímica y edafogénesis de los suelos de manglar asociados (Sánchez-Arias, et al., 2010).

El área de manglar en la LR ocupa más de 1058 ha (una de las mayores áreas entre las Antillas Menores), compuesta por cuatro especies de manglares: *Rhizophora mangle, Avicennia germinans, Lagungularia racemosa* y *Conocarpus erectus* (INPARQUES, 1996). A lo largo de toda la laguna, las raíces de los mangles son de elevada densidad, grosor y altura. La laguna está sometida a la acción de condiciones físicas extremas: altas temperaturas, sequías muy fuertes, gran evaporación y elevada insolación. La circulación, que depende básicamente de los movimientos de marea, es responsable de la mayor parte de los fenómenos que en ella ocurren. Por ejemplo, la escasa amplitud mareal, dificulta el intercambio laguna-Mar Caribe, lo que genera que las salinidades sean muy altas, superiores a 50‰ en las zonas sin vegetación y las temperaturas medias del agua, próximas a 30ºC (Monente, 1978).

La LR se comunica con el mar por un canal (Fig. 1.13) profundo y estrecho de 800 m de largo, (80-100) m de ancho y profundidad promedio de 6 m. Posee un área total de $26x10^6$ m^2 y un volumen de aguas de $14.505x10^6$ m^3, siendo su rango de marea de 50 cm (Salazar, et al., 2003), el cual afecta aproximadamente cada doce horas a la masa de agua, ocasionando cambios de dirección en las corrientes (Zarzosa, 1974). Las dimensiones de la laguna son reducidas, no superando aun en épocas de las mayores mareas, los 30 km^2 de superficie. De esta área, aproximadamente 10 km^2 son de agua, los manglares ocupan una superficie ligeramente superior, unos 12 o 13 km^2 y, el resto, corresponde a las llanuras de inundación. El cuerpo principal de la laguna lo constituye la parte central, la cual recibe agua con regularidad, independiente del estado de la marea (Monente, 1978).

El 40% de la superficie de la LR, posee menos de un metro de profundidad, con un rango predominante que varía entre 0,5 y 3,0 m (Salazar, et al., 2003). Las zonas extremas (extremos este y oeste del triángulo morfológico que conforma la laguna), cuentan con las menores profundidades que no sobrepasan los 0,5 m (INPARQUES, 1996), ligeramente inferiores que en el centro (Monente, 1978). Su principal característica es la presencia de numerosas lagunas interiores que interrumpen la extensión del manglar en su parte interna, con diversidad de canales que lo cruzan en todas las direcciones (Fig. 1.13) creando condiciones ideales para el desove y desarrollo de múltiples especies marinas, en su mayoría de consumo humano (Hoyos, 1985).

Además de las especies de manglar, en la laguna se encuentran praderas de fanerógamas marinas representadas mayormente por las especies *Thalassia testudinum* y *Diplanthera beaudettei* (INPARQUES, 1996). La parte sur de la barra que colinda con la laguna, se encuentra prácticamente cubierta de manglares. En las zonas donde se filtra el agua con regularidad, se observa *Rhizophora mangle* mientras en los extremos, *Avicennia germinans*. Únicamente en estos extremos de la laguna, no crece el mangle quedando el suelo cubierto de especies rastreras de tallos cortos. Todo el cuerpo principal está constituido por grandes mangles de *Rhizophora* fundamentalmente.

En la región oriental de la LR, conviven algunos mangles de *Rhizophora* y *Avicennia*, con algunas especies rastreras, halófitas principalmente. En la zona occidental, predominan las especies rastreras, (Monente, 1978), la especie *Lagungularia racemosa* se encuentra hacia el sector oeste y en ocasiones, se indica la presencia de otra especie más continental, *Conocarpus erectus*, ubicada en la periferia del manglar. Los ejemplares de esta especies, son de escaso tamaño en la zona occidental de la laguna (Monente, 1978).

Los límites suroriental y suroccidental de la laguna, presentan condiciones climáticas, geológicas y ecológicas similares. El límite suroccidental es más corto y de fácil acceso por tierra. Aquí es posible distinguir tres zonas claramente diferenciadas. La primera, la forma el cono sur; en ella, el mangle es denso y muy abundante, en donde se pueden apreciar dos especies: *Rhizophora mangle*, de gran tamaño, siempre verde y frondoso, próximo al canal principal y que ocupa las zonas permanentemente inundadas y, el segundo, *Avicennia germinans* de pequeño tamaño que ocupa el borde exterior, con amplias zonas donde el manglar se está secando (Fig. 1.4), probablemente por acción humana (Monente, 1978).

En los extremos (oriental y occidental), se presentan notables diferencias. En épocas de temporales fuertes, el agua del mar (al norte) rompe la barra en el extremo oriental. En estas zonas llamadas marginales o someras, ocurre con frecuencia paso de agua del Caribe a la laguna sobre la barra, impidiendo así, que crezca cualquier vegetación. Por su parte, en la región occidental, la pendiente es mayor, el fondo más compacto, no se aprecian filtraciones y el mangle alcanza un gran tamaño, llegando a ser tan denso que no permite el paso sino con embarcaciones muy pequeñas. Por otro lado, la altura de la barra en dicha zona es superior a la del extremo oriental y la acción de las olas menos violentas (Monente, 1978).

El agua marina en la laguna entra por el canal que forma con el Mar Caribe (Fig. 1.13); las pequeñas filtraciones a través de la barra arenosa, no representan cantidades apreciables (Monente, 1978). En los canales que interconectan las sublagunas, se destaca la formación de corrientes relativamente fuertes, las cuales afectan toda la columna de agua y el fondo lagunar, impidiendo la deposición del sedimento de grano más fino. En el área central, destaca la influencia de la alta energía cinética media que da origen a un sedimento de textura arenosa y limosa, mientras que en las lagunetas de las zonas internas, por lo general, bordeadas y

resguardadas por manglares, se ubican los sedimentos de textura más fina, arcillosa (Salazar, et al., 2003).

En consecuencia, diversos autores (Monente, 1978; Zarzosa, 1974) coinciden en que la LR, tiene un desenvolvimiento particular que no se relaciona con el agua del Caribe que rodea a Margarita. Tampoco se asemeja a las otras lagunas que posee esta isla o a las que existen en el continente en zonas próximas a Margarita. Por su parte, la LM revela cierto parecido con la zona central de la LR, aunque sin la influencia de las zonas someras sobre el agua de fondo, tanto en temperatura como en salinidad y nutrientes señaladas en ella. Si se compara con la Laguna de Punta de Piedras, por ejemplo, situada a menos de cinco millas de la LR, es incomparablemente más pobre en nutrientes y en pesca y su salinidad no alcanza a 40‰ (Monente, 1978).

Además de las condiciones físicas y químicas y, por tanto, su productividad primaria y secundaria, las diferencias entre las lagunas de Margarita son debidas a: 1) la ubicación geográfica, 2) forma y extensión y 3) movimiento general de las masas de agua que de ello se deriva (Monente, 1978). El contenido de nutrientes y las condiciones de circulación, convierten a la LR en un lugar privilegiado para ser empleado en cultivos de interés comercial. El movimiento de las masas de agua es abundante, el oxígeno disuelto es suficiente y en ninguna parte de ella es factor limitante. La elevada salinidad y temperatura, inhiben el desarrollo de muchas especies que no son típicas de lagunas. Sin embargo, la ostra de mangle es capaz de desarrollarse bajo estas condiciones (Monente, 1978).

1.2.2.3 Golfete de Cuare

En el año 1988, Venezuela pasó a formar parte contratante de la Convensión Ramsar, designando como área para formar parte de dicha convención al Refugio de Fauna Silvestre de Cuare (RFSC), debido a su rol como hábitat de una importante población de avifauna (tanto residente como migratoria), su valor como humedal representativo de la región y por la presencia de un área de manglares que representa el hábitat de especies animales amenazadas o en peligro de extinción, como el caimán de la costa (*Crocodylus acutus*) y de especies económicamente importantes como la ostra de mangle (*Crassostrea rhizophorae*), cangrejos (géneros *Cardisoma* y *Callinectes*) y una gran variedad de especies ícticas (p.ej. *Centropomus* spp., *Archosargus rhomboidalis*, *Eugerres plumieri*), que constituyen un recurso importante para los habitantes costeros, a través de la pesca artesanal básicamente (Barreto, 2001).

El RFSC está constituido por un área continental y otra insular, contando con una superficie total de 11.825 ha (ver fig. 1-c, apéndice), de las cuales 1.135,26 ha corresponden a bosques de manglar (Barreto, 2001). Dentro del área continental se incluye el GC con 12 km de longitud máxima, entre 0,5 a 3,0 km de ancho y una superficie aproximada de 1892 ha (FUDENA-PROFAUNA, 1989). El GC y los bosques que lo rodean, junto a las zonas circundantes, forman parte del refugio. Este hecho le otorga una gran importancia biológica, debido a que contribuye a la conservación de especies en peligro de extinción y de casi el 70% de las aves residentes y migratorias de todo el territorio nacional, así como un valor económico y turístico para los pobladores de la zona (Barreto, 2008).

La región de Cuare está compuesta por suelos de origen fluviomarino formados en condiciones anaeróbicas, de permeabilidad y drenaje muy lento, sometidos a inundación por las mareas y en algunas áreas por cuerpos de agua dulce (MARNR, 1996). La topografía en toda la región es homogénea, destacándose la presencia de elevaciones menores a los quinientos metros sobre el nivel del mar, representados por los cerros Misión, Sanare y

Chichiriviche. La temperatura media anual oscila entre 25 y 27ºC, sin embargo, existen registros de máximas absolutas de 36 y 37 ºC.

La localización geográfica del GC (Fig. 1.13) es de 10º48´-11º02´ latitud norte y 60º14´-68º22´ longitud oeste (Barreto, 2001). Se presenta como una bahía costera de 1982 ha que se extiende a lo largo de la vertiente norte del Cerro de Chichiriviche. Se encuentra comunicado permanente y directamente con el mar por un canal (~560 m de ancho), con una profundidad que oscila entre dos a seis metros. Está rodeado de bosques de mangle, numerosos canales y cuevas, además de planicies de descarga de grandes ríos (FUDENA-PROFAUNA, 1989). La franja de manglares que lo rodea, varía entre 50 y 1500 m de ancho (Barreto, 2008). Los aportes fluviales permiten variaciones de salinidad en las aguas del golfete entre 1-34‰ (Barreto, 2001).

Los manglares en el GC corresponden a tipo franja, conformados por las especies: *Rhizophora mangle* L., *Laguncularia racemosa* (L.) Gaertn. F., *Avicennia germinans* (L.) L. y *Conocarpus erectus* L. (Barreto, 2001; Barreto, 2004). De forma general, la distribución es la siguiente: *R. mangle* domina en el borde del golfete y de los caños (en algunas zonas mezclada con *L. racemosa* y en menor proporción con *A. germinans*), se define otra franja con las tres especies antes mencionadas, en proporciones similares, a continuación se observan bosques monoespecíficos de *A. germinans*, esta franja es la más ancha (1,5 km) y limita con bosques bajos, matorrales, herbazales y áreas desprovistas de vegetación.

En el GC, se registran áreas de manglar muerto y otras en estado de deterioro. La mayor extensión corresponde a poblaciones de *A. germinans* y en determinados sectores a *R. mangle* (Barreto, 2001). La baja permeabilidad que presentan los suelos, trae como consecuencia graves problemas de inundación. En el Cerro Chichiriviche, éstos presentan un horizonte oscuro de MO de profundidad variable, que descansa directamente sobre roca caliza (MARNR, 1996) (Fig. 1.7, a).

1.2.3 Medio físico

1.2.3.1 Unidades geológicas y Geomorfología

Desde el punto de vista geológico, la Isla de Margarita estuvo conectada al territorio continental venezolano hasta el Pleistoceno y está formada por un macizo montañoso y una amplia planicie costera extendida en la parte meridional y occidental del macizo central, que llega hasta la Península de Macanao y está ocupada en gran parte por albuferas y lagunas (Bellizzia et al, 1983). La mayor elevación en la isla la constituye el Cerro Grande o Cerro de San Juan, con 910 m de altitud y un basamento de serpentinitas. Otra de las grandes elevaciones es el Cerro Copey, con 810 m de altitud Las rocas metamórficas predominan sobre las sedimentarias (González de Juana, et al., 1980).

En Margarita Oriental, la secuencia metamórfica consiste en esquistos y gneises cuarzo-feldespáticos que infrayacen a esquistos cuarzo-micáceo-granatíferos y localmente a esquistos grafitosos (González de Juana, et al., 1980). El complejo metamórfico de Macanao (sector occidental), consiste en la misma secuencia feldespática basal de la parte oriental, infrayacente a esquistos anfibolíticos de menor extensión superficial, esquistos cuarzo-micáceo-granatíferos y finalmente esquistos cuarzo-micáceo-grafitosos y mármoles (González de Juana, et al., 1980). Al este de la LR, se encuentran los cerros de La Guardia cuya altura alcanza unos 350 m, constituidos por rocas metamórficas (Monente, 1978).

El Grupo Juan Griego es una de las unidades geológicas que aflora próxima a La Restinga, así como en menor extensión las Formaciones Los Robles y El Manglillo. Los principales litotipos que integran el grupo son gneises cuarcíticos, gneises y esquistos cuarzo feldespáticos, esquistos cuarzo-micáceos, esquistos grafitosos, esquistos granatíferos y cuarcitas. También se mencionan esquistos cloríticos-epidóticos y conglomerados, además de la presencia de anfibolitas. En la Formación Los Robles se distinguen filitas cuarzo-sericítico-cloríticas, esquistos cuarzo-micáceo-epidóticos y algunos metaconglomerados cuarzo-albíticos. Por su parte, en la Formación El Manglillo se reconocen margas arenosas, localmente coralígenas (LEV, 2011).

La LR está ubicada en la zona más seca de la isla y representa la parte sumergida de una llanura aluvional ligeramente elevada. Dos islas diferentes, unidas naturalmente por una barra arenosa (300 m de ancho en su sector occidental, el cual se va estrechando hacia el este, donde llega a alcanzar anchos de hasta 50 cm y 23,5 km de largo) constituyen la Isla de Margarita (Zarzosa, 1974). Dicha barra arenosa representa el límite norte de la laguna que la separa del mar. Por el este, el oeste y el sur, las dos secciones de Margarita se unen formando un triángulo escaleno invertido, el espacio comprendido entre la barra y ambas secciones, comprende la LR (Fig. 1.13).

En las cercanías a la LM, fundamentalmente hacia el oeste, se reconocen las formaciones Pampatar, Cubagua y el Complejo Paraguachí. En la Formación Pampatar, se ha designado un grupo conocido como Punta Carnero, el cual presenta un carácter calcáreo definido por lutitas, limolitas y areniscas calcáreas, y lentes de caliza. La parte superior de Cubagua (Capas de Las Hernández), presenta margas blandas y arcillas margosas con foraminíferos planctónicos (González de Juana, et al., 1980), así como pirita hacia el tope y la base de la secuencia (LEV, 2011). Por su parte, el Complejo Paraguachí, ha sido designado como un conjunto de rocas anfibolíticas del grupo de las llamadas rocas verdes por la presencia de abundante clorita (Anfibolita de Paraguachí) (LEV, 2011).

Por su parte, en el Estado Falcón, se desarrolla una cuenca Terciaria cuya historia geológica comienza en el Oligoceno Temprano con un intenso régimen tectónico, una de las razones por las que esta cuenca no es una de las principales en cuanto a la extracción de crudo (González de Juana, et al., 1980). El modelo geológico más aceptado ("Pull-Apart"), propone que esta cuenca se desarrolló en una zona transtensiva, resultando del movimiento transcurrente entre La Placa del Caribe y La Placa Suramericana. Las correlaciones estratigráficas en esta cuenca, son de elevada complejidad (González de Juana, et al., 1980).

En la región de Falcón Oriental, se desarrolló una cuenca marina abierta hacia el noreste con mares profundos, donde se sedimentó un gran volumen de arcillas frecuentemente calcáreas (Cuenca de Agua Salada). El centro de la cuenca falconiana, fue una zona subsidente donde se desarrollaron ambientes marinos profundos y sobre los bordes, progresó una sedimentación con mayor influencia terrígena (Subcuenca de Casupal). La cuenca fue intensamente plegada y tectónicamente invertida durante el Mioceno Medio y Temprano (González de Juana, et al., 1980).

En la Cuenca de Agua Salada, durante el Mioceno Superior, los ambientes dieron lugar al desarrollo de calizas arrecifales que se han conservado en una serie de cerros entre los que se encuentra el de Chichiriviche (Fig. 1.7, b). El carácter lutítico predomina, principalmente en el flanco norte, con presencia sin embargo de secuencias lutítico arenosas (Formación Guacharaca) y arenas glauconíferas (Formación Pozón). El Grupo Agua Salada en general se caracteriza por lutitas, margas y areniscas, concretamente en la Costa Oriental de Falcón, está

definido por una monótona intercalación de lutitas (LEV, 2011). En sentido estratigráfico ascendente, el grupo se subdivide en la Formación San Lorenzo y la Formación Pozón.

La Formación San Lorenzo posee un Miembro de arenas llamado El Salto y un Miembro de arcillas conocido como Menecito. El Miembro de arenas de El Salto, se caracteriza por capas de arena intercaladas con arcillas y limos gris azulados. Las arenas son principalmente de grano medio a conglomerático; se componen de cuarzo, fragmentos de rocas esquistosas, clorita, moscovita, feldespatos y glauconita, en una matriz de calcita recristalizada. El Miembro de arcillas de Menecito es una secuencia uniforme de arcilla gris-azul con algunas capas de arcillas glauconíticas y margosas. El yeso selenita está ampliamente distribuido en toda la secuencia. Por su parte, la Formación Pozón es una unidad esencialmente lutítica, con un miembro basal glauconítico que aflora extensamente en toda la cuenca.

En el extremo sureste de la Cuenca de Falcón, se desarrolló una secuencia típica de borde de cuenca identificada como Formación Casupal, la cual consiste en calizas margosas, muchas de ellas coquinoides, lutitas calcáreas, algunas arenáceas o limosas y ricas en contenido faunal y escasos lente de arenisca calcárea de grano fino. Algunas calizas son fosfáticas y otras dolomíticas. Se han localizado en ella, importantes yacimientos de rocas fosfáticas (p.ej. Riecito y Lizardo) y dolomitas de importancia comercial (González de Juana, et al., 1980).

Como parte de la Formación Casupal, se designó con el nombre de Caliza de Capadare, a la secuencia de calizas, margas y lutitas expuestas en Falcón sur-este y sur-central, las cuales son observadas al entrar al GC, en donde la caliza se presenta en bloques, con cuevas y cavernas de gran altura (Fig. 1.7, b). Sin embargo, en general, la topografía en el RFSC es de poca elevación, por lo que predominan los terrenos planos conformados por sedimentos aluvionales recientes, que encierran los valles bajos de los ríos Tocuyo, Aroa y Yaracuy, además de sus planicies (MARNR, 1996; FUDENA-PROFAUNA, 1989).

a) **b)**



Figura 1.7: Cerro de Chichiriviche, al sur del Golfete de Cuare. Imagen desde las aguas del golfete en su canal de entrada (a), Manglar desarrollado sobre roca caliza ubicado al este del Golfete de Cuare (Punta Mayorquina) (b)

1.2.3.2 Hidrología

En la Isla de Margarita el régimen de precipitaciones es independiente del que sigue el resto de Venezuela. Según Monente (1978), en general la época lluviosa abarca de junio a diciembre mientras la seca va de febrero a mayo, siendo el mes de enero de transición. Los valores máximos de lluvia en un día, corresponden a la época en que azotan los ciclones al Caribe (Velásquez & Rodríguez, 2010). Las zonas de mayor precipitación alcanzan los 1100 mm. Los ríos en toda la isla presentan un régimen de escurrimiento bastante irregular, secos la mayor parte del año y torrenciales por cortos periodos, típicos de zonas de baja pero intensa y concentrada precipitación anual (Morante et al., 2005).

La red secundaria, se integra con quebradas tributarias que generalmente solo conducen agua en épocas de lluvias (González de Juana, et al., 1980). De los tres ríos principales que nacen de la culminación Cerro Grande-El Copey (Río del Espíritu Santo, Río de La Asunción y Río San Juan Bautista), las cabeceras del Río San Juan Bautista se encuentran en una cuenca superior al noroeste del macizo de El Copey y se dirigen hacia el sureste para desembocar en la LM (Fig. 1.13).

Los investigadores Bonilla y Okuda (1971), llevaron a cabo un estudio acerca de las condiciones hidroquímicas en la LM y las principales características químicas de sus sedimentos. En sus resultados encontraron una marcada diferencia en los parámetros hidroquímicos (temperatura, salinidad y contenido de oxígeno), entre el interior y el exterior de la laguna, lo que le otorga condiciones hidrográficas especiales. Los autores atribuyen la homogeneidad vertical en los parámetros estudiados, a la escasa profundidad y a la convección provocada por el descenso de la temperatura durante la noche. Estas condiciones hidrográficas, están restringidas por su situación geográfica (estrecha comunicación entre el interior y el exterior de la laguna) e influenciadas por la corriente, la marea y el viento. También se reportan valores extremos de salinidad para el interior de la laguna (36,94-40,44‰), lo que sugiere que la entrada de agua exterior al interior durante la pleamar, pudiera traer aguas de menor temperatura, salinidad y MO (Bonilla & Okuda, 1971).

Por su parte, la LR carece de tributarios permanentes y sus drenajes naturales solo son evidentes en la época de lluvias (Salazar, et al., 2003). Los meses más secos corresponden a marzo-mayo y los más lluviosos a julio-septiembre; el periodo de transición lluvia-sequía va de diciembre a febrero (Sanchez-Arias, et al., 2010). Las redes hidrográficas del área que conforma el PNLR están integradas por quebradas de régimen intermitente y torrencial; la actividad hidráulica solo ocurre durante las lluvias, los drenajes se dirigen hacia la laguna desde el flanco noreste del cerro Macanao (INPARQUES, 1996) (Fig. 1.13). La escasa precipitación tiene una importancia trascendental; la lluvia arrastra la mayor parte de los nutrientes que enriquecen a la laguna (Monente, 1978).

El movimiento de las masas de agua es consecuencia directa de la marea, la acción del viento queda anulada por la espesa vegetación de manglar que cubre a la laguna en casi toda su extensión. En consecuencia, la circulación queda limitada a los movimientos de flujo y reflujo modificados por las irregularidades del terreno. Se ha demostrado que el intercambio de agua laguna- mar no supera al 20% del volumen total de la laguna. A lo largo del año, la variación máxima en altura de la marea no supera los 90 cm (Monente, 1978).

En general, se ha indicado la existencia de una corriente de fondo que transporta agua desde las zonas someras hacia la zona central y el canal de entrada. El Mar Caribe no contribuye en gran medida a la renovación del agua de la LR y ésta, recibe nutrientes de los afloramientos de las áreas cercanas. Sin embargo, el movimiento interno que generan las mareas es de gran importancia ya que favorece por reflujo, la llegada del agua desde las zonas someras, enriquecidas en nutrientes, a las zonas centrales.

De manera similar a lo que ocurre en la Isla de Margarita, en la zona oriental del Estado Falcón el drenaje es deficiente debido a las bajas pendientes del terreno, característica que da origen a extensiones del territorio con un régimen de inundaciones que, a su vez, depende de los patrones de precipitación y mareas. Los aportes fluviales son encausados hacia el GC por una red de caños que drenan desde la parte norte, las aguas provenientes del sub-sistema de agua dulce, constituido por el río Tocuyo y Caño El Estero así como Caño Dieguito (Fig. 1.13), en épocas de desbordamientos (Barreto, 2004; Barreto, 2001).

En la zona sur de la isla, estos aportes son producto de las aguas de escorrentía de las laderas bajas del cerro de Chichiriviche y alrededores. En el RFSC se ha registrado una precipitación media anual de 1400 mm con dos estaciones definidas como: una época seca de enero a marzo y un periodo lluvioso de abril a diciembre con dos máximos, en abril o mayo, y el siguiente en noviembre, definiendo como meses secos aquellos en los que la precipitación se mantiene por debajo de los 60 mm (Barreto, 2008).

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

1.3 ETAPA DE CAMPO

La recolección de las muestras de suelo se llevó a cabo en dos etapas, un primer muestreo superficial (abril 2008, época de sequía) y un segundo muestreo a diversas profundidades (enero 2009, periodo lluvioso anómalo). El procedimiento de toma de muestras consistió en el uso de un barreno corto (70 cm) y un barreno largo (120 cm) (Fig. 1.8), cuyo extremo consta de un cilindro de 20 cm de largo y 8 cm de diámetro. En total, se tomaron suelos de manglar en 21 estaciones correspondientes para el primer muestreo, (LR: 9 estaciones; GC: 12 estaciones) y 33 para el segundo muestreo (GC y PNM: 18 estaciones; LR: 9 y LM: 5 estaciones) además de sedimentos recientes (5 estaciones, muestreo 1; 1 estación, muestreo 2). Las muestras fueron mantenidas en campo a ~ 5ºC y trasladadas al laboratorio. Posteriormente, se procedió al tratamiento físico, el cual consistió en un secado al aire entre dos y tres días a temperatura ambiente (~ 25ºC) y a continuación un tamizado a 2 mm.



Figura 1.8: Instrumentos usados en la toma de muestras

1.3.1 Primer muestreo

En la primera fase se planteó un muestreo de los horizontes superficiales del suelo (0-20 cm) en la LR (ubicada en la Isla de Margarita) y el GC (localizado al Noreste del Estado Falcón). La recolección de las muestras estuvo dirigida hacia la obtención de un número representativo bajo las cuatro especies de mangle (*Avicennia germinans*, *Lagungularia racemosa*, *Conocarpus erectus* y *Rhizophora mangle*) presentes en Venezuela (Barreto, 2008) (Tablas 1.7 y 1.8). La ubicación de las estaciones geográficas (Fig. 1.13), se realizó mediante la utilización de un sistema de posicionamiento global (Global Positioning System, GPS).

En la LR se recolectaron un total de 12 muestras superficiales (Fig. 1.13), identificadas en campo como MARLRSU, MAR: Margarita, LR: Laguna La Restinga y SU: Suelo. En el GC (Fig. 1.13). Además de las muestras de suelo de manglar (28), se incluyó un pequeño número de sedimentos (5) que responden a una fracción fina depositada en una zona de canal al bajar la marea (Fig. 1.9). La nomenclatura utilizada fue FALCUSU, FAL: Falcón, CU: Cuare y SU: Suelo. Los sedimentos, fueron identificados con dos letras adicionales a FALCUSU, es decir, FALCUSU LD (Limo Depositado). En los casos en los que se observan subdivisiones numéricas para un mismo punto o estación, por ejemplo: 4.1, 4.1, 4.3…….4.n., se refiere a

submuestras en una estación geográfica georreferenciada. En los mapas y figuras mostrados, se simplifica dicha nomenclatura como F (Falcón) y M (Margarita).



Figura 1.9: a) Sedimentos de canal en el GC en un bosque de *Rhizophora mangle* (estación F3)

1.3.2 Segundo muestreo

En la segunda etapa de toma de muestras, se decidió incorporar un tercer ambiente al conjunto, la LM. Esta laguna al igual que la LR, representa una de las zonas protegidas dentro de la Isla Margarita, además de ser la segunda en extensión después de ésta. Se ubica en las cercanías del único aeropuerto internacional de la isla. Dichas particularidades le otorgan un interés científico adicional, fundamentalmente porque su posible impacto antrópico no proviene directamente del desarrollo de actividad turística en la laguna como es el caso por ejemplo de los parques nacionales (PNLR y PNM) y sus componentes (p.ej. lagunas, bosques de manglar, playas), sino por la influencia de dicho aeropuerto y las actividades que éste lleva involucradas. De igual manera, se consideró un cuarto ambiente en el estado Falcón, el PNM (Fig. 1.10).

Como puede apreciarse en la figura 1.10, fueron captadas algunas muestras en las mismas estaciones geográficas consideradas para el primer muestreo (2008) en la LR y el GC. Así, se colectaron un total de 54 muestras de diferentes profundidades en la LR y 24 en la LM. La nomenclatura utilizada en campo para los suelos fue la siguiente: Pnº LM (Laguna Las Marites) y Pnº LR (Laguna La Restinga). En las imágenes y figuras, así como en el resto del documento se simplificará esta referencia, Pnº M y Pnº R. La profundidad será indicada junto a las letras correspondientes en intervalos de 5 cm, de acuerdo a su recolección en campo. Por ejemplo, un horizonte subsuperficial colectado en la estación 1 de la LM hacia los 50 cm de profundidad será indicado como: P1M 50-55.

Es importante destacar principalmente en la LR, la gran altura y densidad de los mangles (3-10 m de altura según Sánchez et al., 2010), además de la presencia de neumatóforos, frecuentes en este ecosistema en donde resaltan por su altura y elevada densidad (~33 individuos en un cuadrado de 20 cm de lado). Otra de las observaciones directas en la LR, es el desarrollo y gran abundancia de ostras, visibles en las raíces de los mangles así como la gran diversidad de peces y moluscos que le confieren a esta laguna un atractivo singular para el turismo (ver imágenes en el anexo). Por el contrario, en la LM a diferencia de la LR, la presencia de ostras adheridas a las raíces del mangle es menos frecuente al igual que el desarrollo y tamaño de las mismas. En líneas generales, a pesar de observarse una elevada densidad de raíces, el diámetro de las raíces aéreas es notablemente menor que aquellas para los árboles en la LR (22 cm en promedio reportado por Sánchez et al., 2010).

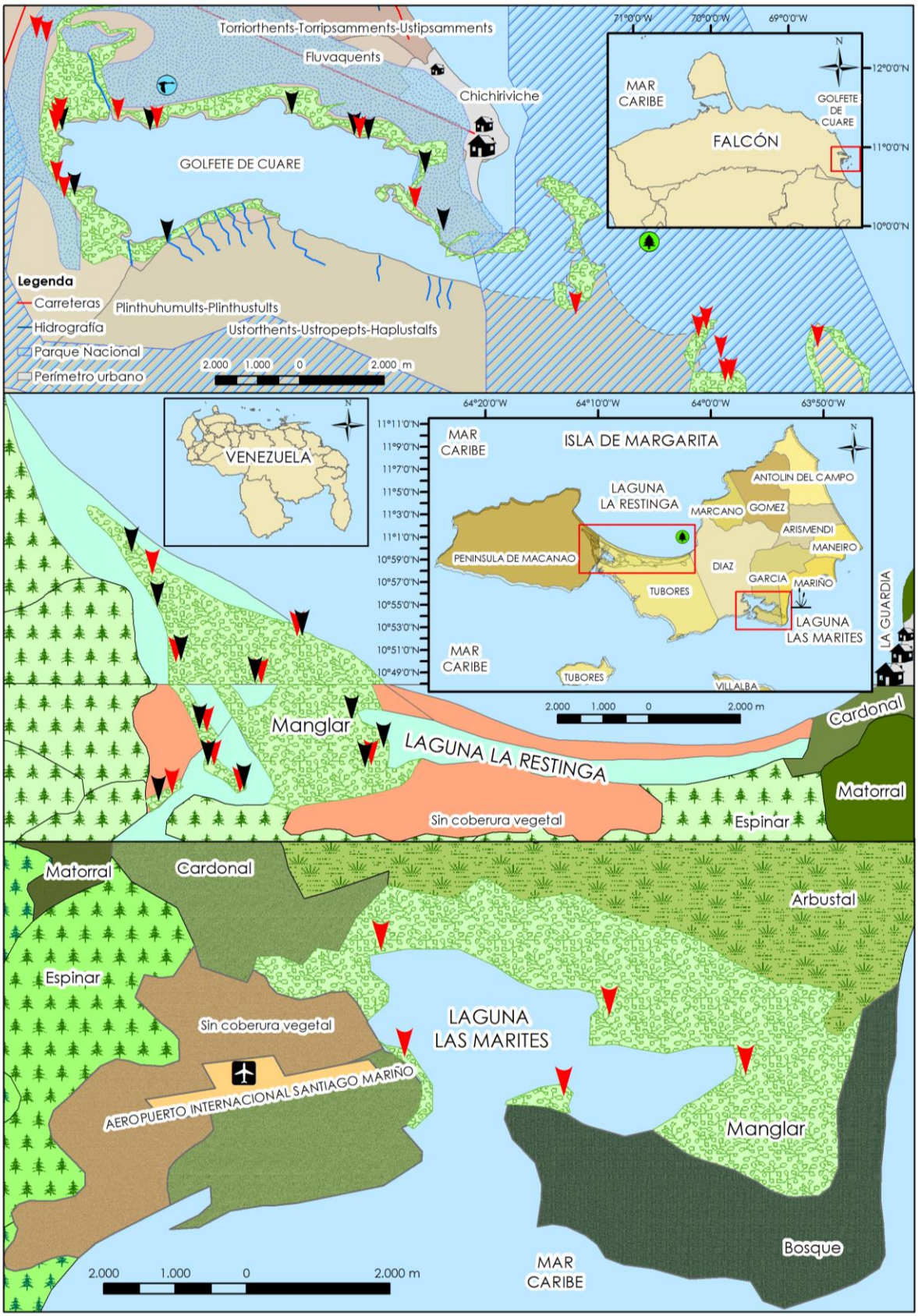


Figura 1.10: Ubicación de los suelos y sedimentos colectados en cada uno de los bosques de manglar. Las flechas rojas corresponden a diferentes profundidades (segundo muestreo, 0-135 cm) y las negras muestras superficiales (primer muestreo, 0-20 cm) (Datos proporcionados por MINAMB y FAO, Atlas de Suelos LAC)

En Las Marites es abundante una planta halófita llamada *Thalassia testudirum (T)*, especie dominante en el Caribe (Ganesan, 1990). El suelo desarrollado bajo esta especie es descrito como un histosol sumergido en una zona en donde crece *Rhizophora mangle.* Se incluyeron, algunas muestras en el suelo bajo *Rhizophora* (P5M) y de *Thalassia* (P5M *T*). Se observa también en esta bahía, zonas de dormideros de aves en donde es notoria la presencia de excrementos en la zona foliar de los mangles (Fig. 1.11).

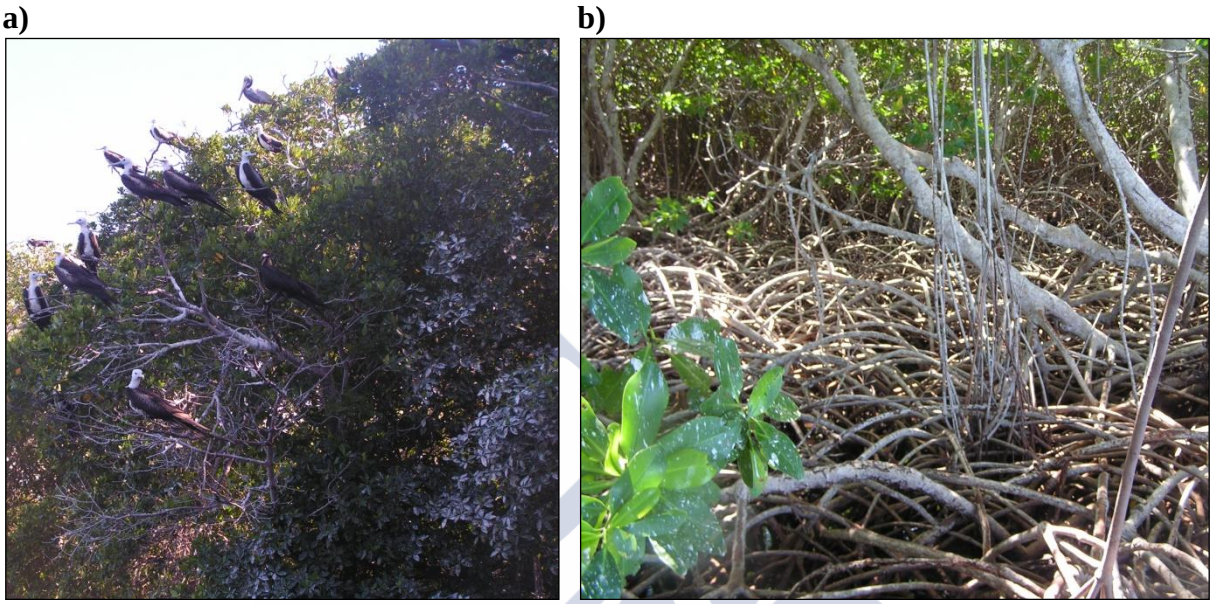


Figura 1.11: Zona de dormidero de aves ubicada la Laguna La Restinga (a, P7R) y Laguna Las Marites (b, P1M). Destaca la presencia de excrementos en las hojas de los mangles

En el Estado Falcón, se tomaron muestras en la albufera norte (PnºCU: Cuare) distintas a los suelos bajo vegetación de manglar (PnºGCU: Golfete de Cuare). Cerca de la carretera Sanare-El Cruce, se colectó un sedimento de grano fino con presencia de algas (P1C) en un llanura intermareal (Fig. 1.12, a). Rodeando a esta laguna, se colectó un suelo desarrollado bajo plantas herbáceas de corto tamaño (P2C) (Fig. 1.12, b).

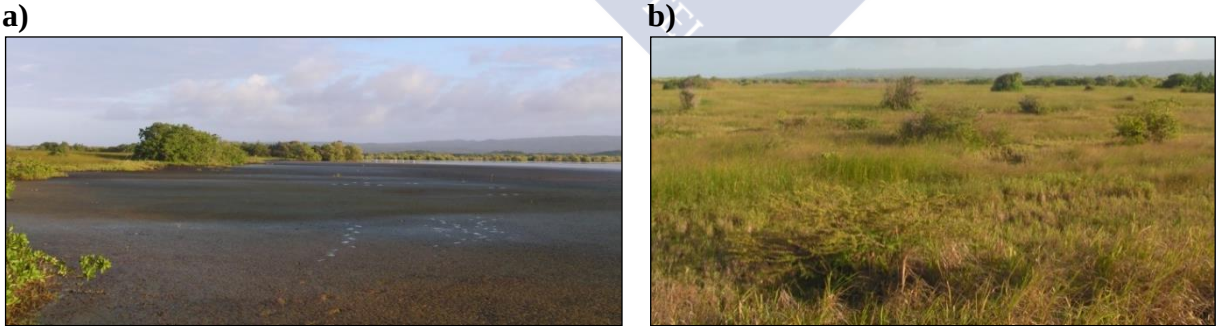


Figura 1.12: Llanura intermareal (a, P1C) y herbazal (b, P2C) al noroeste del Golfete de Cuare

Un segundo grupo de muestras fue recogido en los alrededores del golfete hasta la salida del mismo en mar abierto en un área que forma parte del PNM (P12G-P17G) (Fig. 1.10). La zona que involucra al parque está compuesta por numerosos arrecifes coralinos y sedimentos calcáreos (González de Juana, et al., 1980) y visitada diariamente por gran cantidad de turistas por lo que el impacto antrópico podría ser una variable importante de modificación y alteración del ecosistema. Los suelos colectados en esta zona, crecen en aguas marinas por lo que invierten una gran cantidad de energía en la regulación de las sales presentes en ellas, lo

cual podría ser una de las causas del menor desarrollo y tamaño de los mangles respecto a los desarrollados en la parte interna del GC.

La última estación geográfica considerada dentro del PNM (P18G) correspondió a la localidad Boca del Zorro (suroeste de Punta Faustino), en una pequeña depresión con una significativa acumulación de MO (Turba) derivada principalmente de *Rhizophora mangle* (Martínez, et al., 2012). De esta manera, en el parque se embalaron treinta y tres muestras para su posterior traslado al laboratorio mientras alrededor del GC la toma de muestras involucró once estaciones geográficas con diferentes profundidades por perfil. Estas muestras al igual que algunas de las recolectadas en la LR, incluyen zonas degradadas y de manglares muertos. En las zonas con mangles preservados, de manera similar a lo observado en la LR, los mangles son de gran tamaño (~10-15 m).

Como ya se ha mencionado, las dos salidas de campo fueron realizadas en diferentes épocas del año y por consiguiente dentro de los periodos de lluvia y sequía característicos de las zonas tropicales (Velásquez & Rodríguez, 2010). La figura 1.13 muestra una zona ubicada al suroeste del GC (Caño Pancho) en donde la degradación del bosque de manglar se presenta en una etapa avanzada, llegando a la mortandad de grandes extensiones. En el mes de abril del 2008 (muestreo 1), el área estuvo dominada por una intensa sequía, mientras el mes de enero (mes de transición en la precipitación) del 2009 (muestreo 2) fue un año anómalo con intensa lluvia.

a) **b)**



Figura 1.13: Manglares muertos en la localidad de Caño Pancho al suroeste del Golfete de Cuare (a: época seca y b: período lluvioso)

Otra de las observaciones más notorias en la etapa de campo fue la presencia de sulfuros en los suelos de manglar, a través del olor característico del gas desprendido de su oxidación, sulfuro de hidrógeno (H_2S). Algunos autores han reportado grandes cantidades de H_2S en suelos orgánicos bajos en Fe^{2+} y enriquecidos en SO_4^{2-}, especialmente cuando el suelo fue aireado y re-inundado (Barreto, 2004).

En este sentido, a partir de las observaciones de campo, podría señalarse a la LR como el ecosistema de mayor productividad e impacto turístico, seguido del GC y el PNM, y finalmente la LM. Por otro lado, es posible apreciar en campo el máximo desarrollo de los bosques en la LR, variable en el GC. Por su parte, la bahía de Las Marites presenta el menor desarrollo vegetal para las especies de manglar, mostrando árboles de corto tamaño y raíces finas, comparativamente a los otros dos sistemas. Sin embargo representa un sistema que se encuentra menos afectado a la alteración antrópica proveniente de la acelerada actividad

turística fundamentalmente en relación a la LR, a pesar de que pueda estar influenciada por la presencia del aeropuerto (oeste de la laguna, Fig. 1.10).

Además de los suelos, se incluyeron muestras del agua de inundación del manglar (22), así como también de la masa de agua en diferentes puntos de cada ecosistema. En las lagunas Las Marites y La Restinga, se tomaron muestras en todas las estaciones. Por su parte, en el borde interno del GC, se tomó un grupo de muestras de agua en los puntos de mayor interés, como por ejemplo zonas degradadas (Caño Ánimas, Caño Pancho), cercanas a poblados (Chichiriviche) y dormideros de aves. En los cayos del PNM no se consideró el agua de inundación. Las muestras fueron recolectadas en bolsas plásticas cuidadosamente selladas y se mantuvieron refrigeradas (~5ºC) al igual que los suelos.

Es importante señalar que en general, el tipo de muestreo llevado a cabo en estos sistemas marino-costeros, está condicionado en cierta medida por las características propias del ambiente como por ejemplo, dificultad de acceso al bosque debido a mangles caídos o una densidad extrema de raíces, entre otros factores. Sin embargo, se cuenta con un número de muestras representativo y manejable dentro de los alcances de este estudio, abarcando gran parte del campo geográfico seleccionado. Una serie de imágenes del proceso de recolección de muestras y la etapa de campo, se presenta en el anexo. A continuación, será presentado el segundo capítulo (II) dedicado a la caracterización de los ecosistemas de manglar a través de la distribución y comportamiento de una serie de parámetros fisicoquímicos estudiados en cada ambiente.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

1.4 BIBLIOGRAFÍA

FAO, 2007. *The World´s Mangroves 1980-2005,* s.l.: Food and Agriculture Organization of the United Nations Forestry Paper 153.

Aburto-Oropeza, O. y otros, 2008. Mangroves in the Gulf of California increase fishery yields. *PNAS.Environmental Sciences,* 105(30), pp. 10456-10459.

Almendros, G., 2004. Investigaciones básicas sobre el origen y la estructura molecular de las formas estables de materia orgánica relacionadas con el proceso de secuestro de carbono en los suelos. *Edafología,* 11(2), pp. 229-248.

Alongi, D. M., 2002. Present state and future of the word´s mangrove forests. *Environ. Conserv.,* Volumen 29, pp. 331-349.

Alongi, D. M., 2008. Mangrove forests: Resilience, protection from tsunamis, and responses to global climate change. *Estuar. Coast Shelf Sci.,* Volumen 76, pp. 1-13.

Alongi, D. M., 2009. *Introduction in the energetics of mangrove forests.,* New York: Springer Science and Business Media BV.

Barreto, M., 2004. Cambios espacio temporales de la salinidad y estructura del manglar en el Golfete de Cuare, Venezuela. *Acta Biol. Venez.,* 24(1), pp. 63-79.

Barreto, M. B., 2001. Analisis estructural de los manglares en el Refugio de Fauna Silvestre Cuare, Estado Falcon, Venezuela. *Acta Biol. Venez.,* 21(1), pp. 43-51.

Barreto, M. B., 2004. Cambios espacio temporales de la salinidad y estructura del manglar en el Golfete de Cuare, Venezuela. *Acta Biol. Venez.,* 24(1), pp. 63-79.

Barreto, M. B., 2008. Diagnostics About the State of Mangroves in Venezuela: Case Studies from the Natioanl Park Morrocoy and Wildlife Refuge Cuare. En: s.l.:s.n., pp. 51-64.

Blanco, J. A., Viloria, E. A. & Narváez, J. C., 2006. ENSO and salinity changes in the Ciénaga Grande de Santa Marta coastal lagoon system, Colombian Caribbean. *East Coast Shelf Sci.,* Volumen 66, pp. 157-167.

Bonilla, J. & Okuda, T., 1971. Condiciones Hidrográficas del agua y caracteristicas quimicas de los sedimentos de la Laguna Las Maritas (Margarita). *Bol. Inst. Oceanogr. Univ. Oriente,* 10(1), pp. 81-91.

Bonilla, R. & González, C., 1992. Algunos aspectos geoquímicos de la Laguna de Píritu, Estado Anzoátegui. *Bol. Inst. Oceangr. Univ. Oriente,* Volumen 31, pp. 27-44.

Bouillon, S., 2011. Storage beneath mangroves. *Nature Geoscience,* Volumen 4, pp. 1-2.

Cabrera, T. & Penoth, E., 1988. Estudio de las condiciones Físico-Químicas de la Laguna La Restinga. *Saber,* Volumen 2, pp. 23-37.

CAF, 2000. *Las lecciones de El Niño. Memorias del fenómeno El Niño 1997-1998, retos y propuestas para la región andina, vol VI,* s.l.: Corporación Andina de Fomento, Venezuela.

Cahoon, D. R. y otros, 2003. Mass tree mortality leads to mangrove peat collapse at Bay Islands, Honduras after Hurricane Match. *J. Ecol. ,* Volumen 91, pp. 1093-1105.

CARICOMP, 2004. *Caribbean coastal marine productivity program: 1993-2003,* West Indies: CARICOMP Report, University of the West Indies.

Chesworth, W., 2004. Redox, soils, and carbon sequestration. *Edafología,* 11(1), pp. 37-43.

Chmura, G. L., Anisfeld, S. C., Cahoon, D. R. & Lynch, J., 2003. Global carbon sequestration in tidal, saline wetland soils. *Global biogeochemical cycles,* 17(4), p. 12.

Clark, B., 1975. Metals in the sea. *Mar. Poll. Bull.,* 6(6), pp. 1-2.

Comerma, J. P. & Torres, S., 2013. *Los Suelos de Venezuela según la base referencial mundial.* Mar de PLata, Argentina, XIX Congreso Latinoamericano de la Ciencia del Suelo.

Conde, J. E. & Alarcón, C., 1993. The status of mangroves from the coast of Venezuela. En: L. D. Lacerda & C. D. Field, edits. *Proceedings of a Worshop on Conservation and Sustainable Utilization of Mangrove Forests in Latin America and Africa Regions Part I: Latin America.* Okinawa (Japan): International Society for Mangrove Ecosystems, pp. 10-11.

Costanza, R., 1997. The value of the wordl´s ecosystem services and natural capital. *Nature,* Volumen 387, pp. 253-260.

Donato, D. C. y otros, 2011. Mangroves among the most carbon rich forests in the tropics. *Nature Geoscience,* Volumen 4, pp. 293-297.

Duke, N. C., 2007. A world without mangroves?. *Science,* Volumen 317, pp. 41-42.

Ferreira, T., 2005. *Procesos pedogenéticos e biogeoquímica de Fe e S em solos de manguezais.* Piracicaba: Tese (Doutorado)-Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz.

FUDENA-PROFAUNA, 1989. *Plan de Ordenación y Manejo, Refugio de Fauna Silvestre de Cuare,* s.l.: s.n.

Ganesan, E., 1990. *A catalog of benthic algae and seagrasses of Venezuela,* Caracas, Venezuela: CONICIT.

Gardi, C. y otros, 2014. *Atlas de Suelos de América Latina y el Caribe.* 1 ed. Luxembourg: Comisión Europea-Oficina de Publicaciones de la Unión Europea.

Giri, C. y otros, 2011. Status and distribution of mangrove forest of the world using observation satellite data. *Glob. Ecol. Biogeograf.,* Volumen 20, pp. 154-159.

Giri, C. y otros, 2008. Mangrve forest distributions and dynamics (1975-2005) of the tsunami-affected region of Asia. *Journal of Biogeography,* Volumen 35, pp. 519-528.

Gómez, A., 1983. Pigmentos Clorofílicos, Producción Primaria y Abundancia Planctónica en el Canal de entrada a la Laguna La Restinga, Venezuela. *Bol. Inst. Oceanograf. de Venezuela,* Volumen 22, pp. 43-63.

González de Juana, C., Iturralde de Arozena, J. & Picard, X., 1980. *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas.* tomo II ed. Caracas: Foninves.

Haese, R. R. y otros, 1997. Iron species determination to investigate early diagenetic reactivity in marine sediments. *Geochimica et Cosmochimia Acta,* Volumen 61, pp. 63-72.

Hartog, N., Griffioen, J., Van Bergen, P. F. & Van der Weijden, C. H., 2001. *Determinin the reactivity of reduced components in Dutch aquifer sediments.* Maastricht, IAHS .

Hoekstra, J. M. y otros, 2010. *The Atlas of Global Conservation: Changes, Challenges, and Opportunities to Make a Difference*.. Berkeley: University of California.

Imbert , D., Rousteau, A. & Scherrer, P., 2000. Ecology of mangrove growth and recovery in the lesser Antilles: state of knowledge and basis for restoration projects. *Restor Ecol.* , Volumen 8, pp. 230-236.

INPARQUES, 1996. *Ficha informativa sobre humedales Ramsar*, Caracas: Ministerio del Ambiente y de los Recursos Nacionales Renovables, Instituto Nacional de Parques.

INPARQUES, 1996. *Ficha informativa sobre humedales RAMSAR,* Caracas: Dirección general Sectorial de Parques Nacionales.

Instituto Nacional de Parques, 1996. *Ficha informativa sobre humedales Ramsar,* Caracas: Ministerio del Ambiente y de los Recursos Nacionales Renovables.

IUSS , 2007. *World Reference Base for Soil Resources 2006,* Rome: FAO.

Lacerda, L. D. y otros, 1993. The biogeochemistry and trace metals distribution of mangrove rhizoosphere. *Biotropica,* Volumen 25, pp. 252-257.

Lacerda, L. D. y otros, 2002. American Mangroves. En: *Mangrove Ecosystem function and management.* Berlin, Alemania: Springer, pp. 1-62.

Lee, S. Y. y otros, 2006. Impact of urbanization on coastal wetland structure and function. *Austral Ecol.,* Volumen 31, pp. 149-163.

LEV, 2011. *Código Estratigráfico de las Cuencas Petroleras de Venezuela.* [En línea] Available at: http://www.pdvsa.com/lexico/lexicoh.htm [Último acceso: 18 Septiembre 2011].

Lieth, H., 2008. Concepts for Different Uses of Haphytes. En: H. Lieth, M. García Sucre & B. Herzog, edits. *Mangroves and Halophytes. Restoration and Utilisation.* Osnabrueck: Springer Science + Business Media B.V., pp. 3-5.

López, H., Marcano, C. C. & Brull, O., 1996. Los peces del Refugio de Fauna Silvestre Cuare (Falcón) y zonas adyacentes. *Acta Biol. Venez.*, 16(2), pp. 27-34.

Lugo, A. D., 2001. Mangrove ecosystems research with emphasis on nutrient cycling. En: A. Yanes-Aranciba & A. L. Lara-Dominguez, edits. *Mangrove ecosystems in tropical America: structure, function and management.* Veracruz, México: IUCN, NOAA, Instituto de Ecología, pp. 17-38.

Machado, W., Carvalho, M. F., Santelli, R. E. & Maddock, J. E. L., 2004. Reactive sulfides relationships with metals in sediments from an eutrophicated estuary in southeast Brazil. *Marine Pollution Bulletin,* Volumen 49, pp. 89-92.

Machado, W., Moscatelli, M., Rezende, L. G. & Lacerda, L. D., 2002. Mercury, zinc, and copper acumulation in mangrove sediments surroundind a large landfill in southeast Brazil. *Environment Pollution,* Volumen 120, pp. 455-461.

Macías Vázquez, F. y otros, 2004. El sumidero de carbono de los suelos de Galicia. *Edafología,* 11(3), pp. 341-376.

Macías, F., 2004. Sumideros de carbono para el forzamiento climático Antropoceno. Una visión de alternativas de actuación desde la Ciencia del Suelo. *Edafología,* 11(1), pp. 7-25.

Macías, F. & Otero, X. L., 2010. *Biogeochemistry and Pedogenetic Process in Saltmarsh and Mangrove Systems.* 1 ed. New York: Nova Science Publishers.

Maltby, E. & Proctor, M. C., 1996. Peatlands: their nature and role in the biosphere. En: E. Lappalainen, ed. *Global peat resources.* Juskä, Finland: Publisher International Peat Society & UNESCO, pp. 11-52.

MARNR, 1996. *Sistema Nacional de Información Hidrológica y Meteorológica. DGSICASV,* Porlamar: Dirección de Hidrología y Meteorología.

Martínez, V., Martínez, M., Reategui, K. & Escobar, M., 2012. Adsorción de las especies Cu (II), Cd (II) y Zn (II) por la turba de manglar de Cuare, Edo. falcón, en diferentes grados de maduración artificial. *Rev. Téc. Univ. Zulia,* 35(1), pp. 1-7.

Mckee, K. L., 1993. Soil physicochemical patterns and mangrove species distribution-reciprocal effects. *J. Ecol. ,* Volumen 80, pp. 477-487.

Mcleod, E. y otros, 2011. A blueprint for blue carbon: toward an improved understanding of the role of vegetated coastal habitats in sequestering CO2. *Fron. Ecol. Environ.*.

Millán, A., 2008. *Estudio geoquímico de los suelos asociados a diferentes unidades de vegetación en un bosque de manglar, ubicado al Norte del Golfete de Cuare, Estado Falcón.* Caracas: Universidad Central de Venezuela (UCV).

Mitsch, W. J. & Gosselink, J. G., 1993. *Wetlands.* New York: Van Nostrand Reinhold.

Monente, J. A., 1978. Estudio Químico Físico de la Laguna de La Restinga. *Mem. Soc. Ciencias Naturales La Salle,* 83(110), pp. 227-309.

Moreno, R., 2009. *caracterización geoquímica de los sedimentos de fondo de la zona este del Golfete de Cuare y su zona prózima costera, Estado Falcón.* Caracas: Universidad Central de Venezuela (UCV).

Nellemann, C. y otros, 2009. *Blue Carbon. A Rapid Response Assessment.* Arendal: United Nations Environment Programme, GRID-Arendal.

Neue, H. U. y otros, 1997. Carbon in tropical wetlands. *Geoderma,* Volumen 79, pp. 163-185.

Otero, X. L., Ferreira, T. O., Vidal-Torrado, P. & Macías, F., 2006. Spatial variation in pore water geochemistry in a mangrove system (Pai Matos Island, Cananeia-Brazil). *Appl. Geochem. ,* Volumen 21, pp. 2171-2186.

Otero, X. L. & Macías, F., 2001. Soil phase iron in high salt marsh soils in relation to redox potential. *Fresenius Environmental Bulletin,* 10(8), pp. 674-678.

Otero, X. L. & Macías, F., 2002. Variation with depth and season in metal sulfides in salt marsh soils. *Biogeochemistry,* Volumen 61, pp. 247-268.

Otero, X. L. & Macías, F., 2003. Spatial variation in pyritization of trace metals in salt marsh soils. *Biogeochemistry,* Volumen 62, pp. 59-86.

Polidoro, B. A., 2010. The loss of species: Mangrove extinction risk and geographic areas of global concern. *Plos ONE,* Volumen 5.

Ponnamperuma, F. N., 1972. The chemistry of submerged soils. *Adv. Agron. ,* Volumen 24, pp. 29-96.

Raga, E., 2006. *Caracterización de suelos y aguas intersticiales en manglares degradados en el Golfete de Cuare en el Estado Falcón.*. Caracas: Universidad Central de Venezuela (UCV).

Rivas, A., 2008. *Estudio de la distribución y abundancia de Al, Ba, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Mh, Mn, Ni, Pb, Sr, V, Zn, Hg y P en los sólidos suspendidos de la cuenca baja del Río Tocuyo y en los sedimentos de sus zonas de influencia, Estado Falcón.* Caracas: Universidad Central de Venezuela (UCV).

Rivera- Monroy, V. H. y otros, 2004. Spatial variability of soil nutrients in disturbed riverine mangrove forests at different stages of regeneration in the San Juan River Estuary, Venezuela. *Estuaries,* Volumen 27, pp. 44-57.

Ronnback, P., 1999. The ecological basis for economic value of seafood production supported by mangrove ecosystems. *Ecol. Econ. ,* Volumen 29, pp. 235-252.

Salazar, J. C., Rosas, J. A. & Rodríguez R., J. C., 2003. Condiciones sedimentológicas de la Laguna La Restinga, Isla de Margarita, Venezuela. *Interciencia,* 28(001), pp. 44-50.

Sánchez-Arias, L. E., Paolini, J. & Rodríguez, J. P., 2010. Dinámica de las propiedades del suelo en bosques de Rhizophora mangle L. (Rhizophoraceae) en Isla de Margarita, Venezuela. *Rev. Biol. Trop. ,* 58(2), pp. 547-564.

Sanchez-Arias, L., Paolini, J. & Rodriguez, J. P., 2010. Dinamica de las propiedades del suelo en bosques de Rhizophora mangle L. (Rhizophoraceae) en la Isla de Margarita, Venezuela. *Revista de Biología Tropical,* Volumen 58, pp. 547-564.

Sathirathai, S. & Barbier, E., 2001. Valuing mangrove conservation in Southern Thailand. *Contemp. Econ. Pol.,* Volumen 19, pp. 109-122.

Shannon, Y., 2010. *Redd and Blue Carbon: Carbon Payments for Mangrove Conservation.* s.l.:Spring.

Snedaker, S. C., 1995. Mangroves and climate change in the Florida and Caribbean region: scenarios and hypotheses. *hidrobiologia,* Volumen 295, pp. 43-49.

Strangmann, A., Bashan, Y. & Giani, L., 2008. Methane in pristine and impaired mangrove soils and its possible effects on establishment of mangrove seedlings. *Biol. Fertil. Soils,* Volumen 44, pp. 511-519.

Suárez Abelenda, M. y otros, 2014. The effect of nutrient-rich effluents from shrimp farming on mangrove soil carbon storage and geochemistry under semi-arid climate conditions in northern Brazil. *Geoderma,* Volumen 213, pp. 551-559.

Tomlinson, P. B., 1994. *The botany of mangroves. Cambridge tropical biology series.* s.l.:Cambridge University press.

Twilley, R. R. & Rivera-Monroy, V. H., 2005. Developing perfomance measures of hidrology, nutrient biochemistry, and community dynamics. *J. Coast Res.*, Volumen 40, pp. 79-93.

Valiela, I., Bowen, J. L. & York, J. K., 2001. Mangrove Forests: One of the Word´s Threatened Major Tropical Environments. *BioScience,* 51(10), pp. 807-015.

Vegas-Vilarrúbia, T. y otros, 2010. Tropical Histosols of the lower Orinoco Delta, features and preliminary quantification of their carbon storage. *Geoderma,* Volumen 155, pp. 280-288.

Velásquez, F. & Rodríguez, L., 2010. *Meteorología*, Isla de Margarita, Punta de Piedras: Fundación La Salle de Ciencias Naturales.

Vepraskas, M. J., 2001. Morphological features of seasonally reduced soils. En: J. L. Richarson & M. J. Vepraskas, edits. *Wetlands soils: Genesis, hydrology, landscapes and clasification.* Florida: Lewis Publishers, pp. 163-182.

Wetlands International, 2012. *Wetlands International.* [En línea] Available at: http://www.wetlands.org/ [Último acceso: 15 Noviembre 2014].

Yánez, A., Twilley, R. & Lara, A., 1998. Los ecosistemas de manglar frente al cambio climático global. *Madera y bosques*, 4(2), pp. 3-19.

Zarzosa, J., 1974. Características Sedimentológicas y Geomorfológivas de la Laguna de la Restinga, Isla de Margarita-Venezuela. *Cuadernos Azules,* Issue 9, pp. 1-59.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

1.5 APÉNDICE

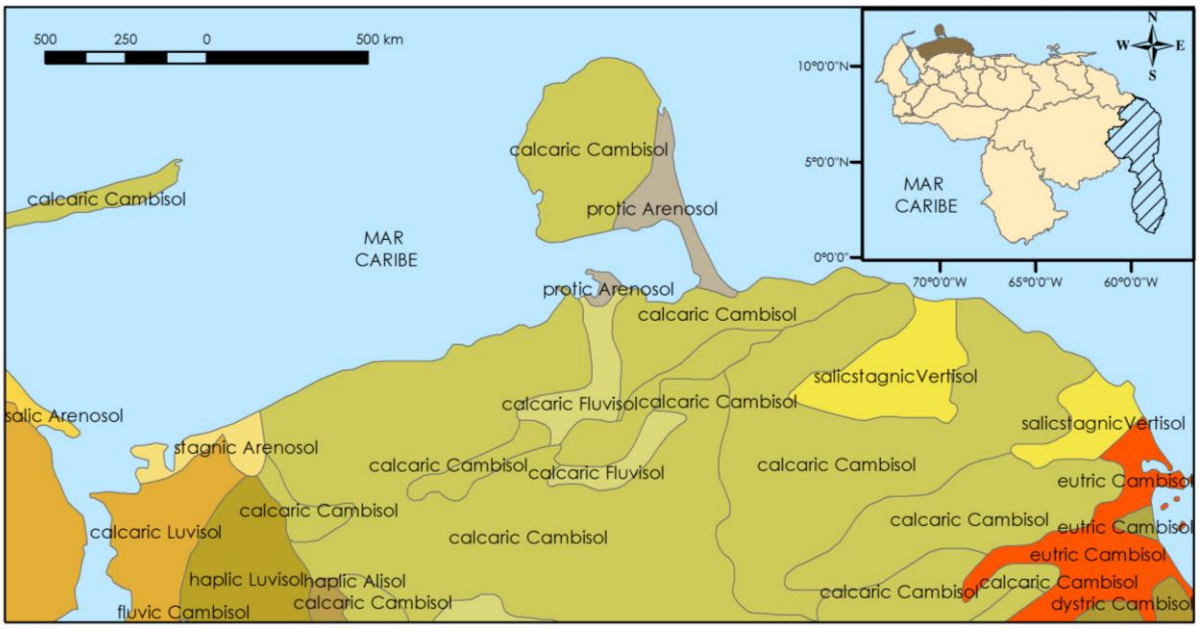


Figura 1-a: Tipos de suelos en el Estado Falcón (información proporcionada por la comisión europea y publicada en el Atlas de Suelos de América Latina y el Caribe)

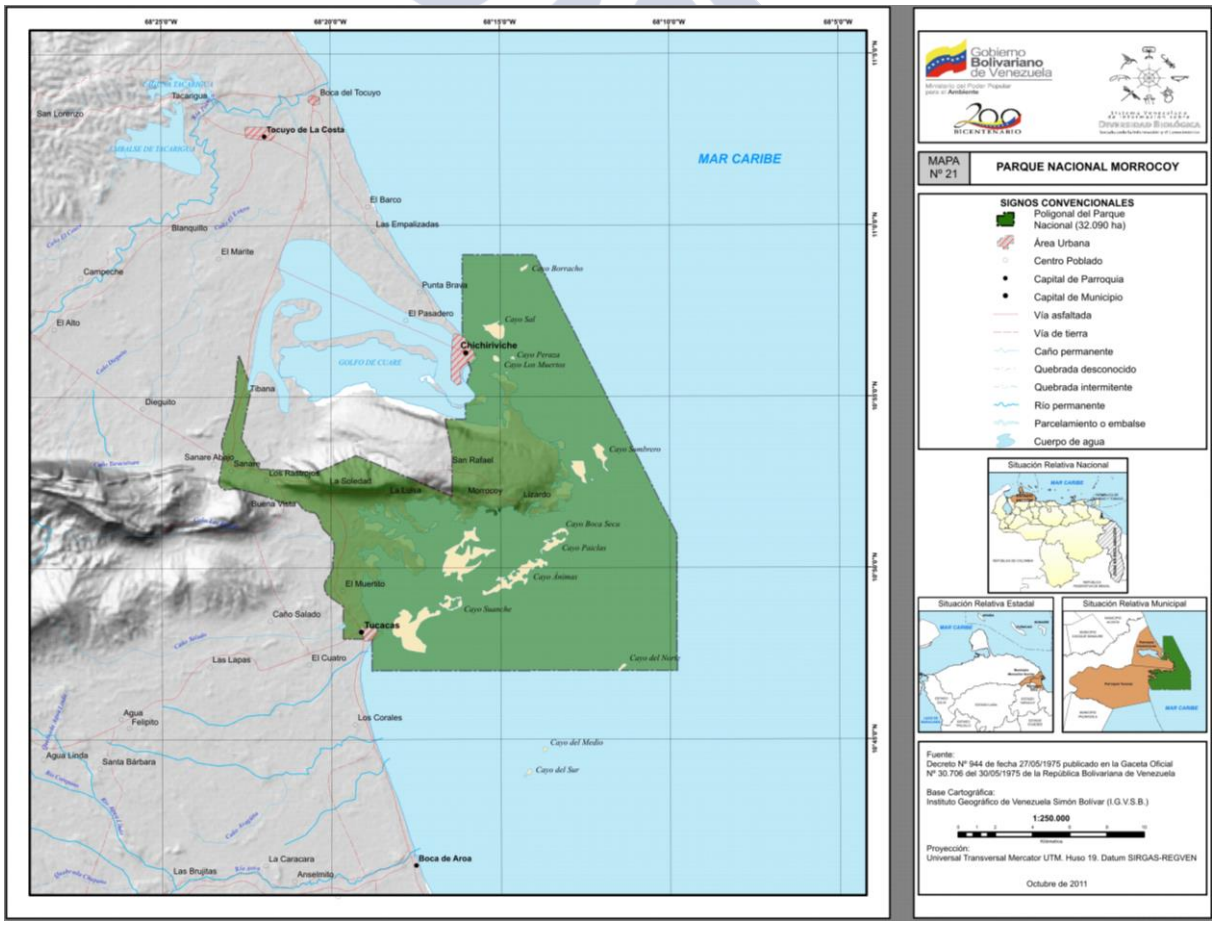


Figura 1-b: Área que comprende el Parque Nacional Morrocoy, Estado Falcón (MINAMB)

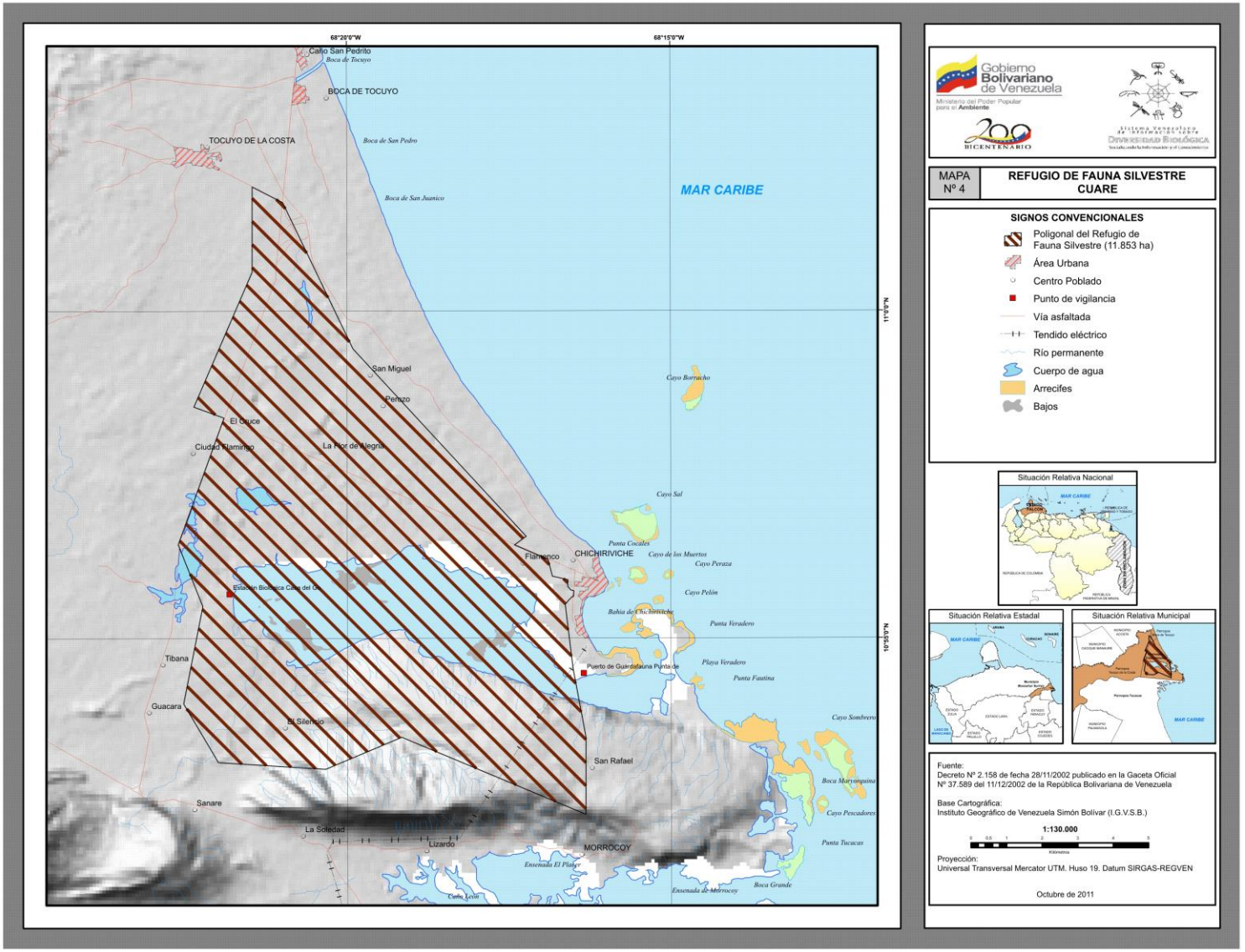


Figura 1-c: Área que ocupa el Refugio de Fauna Silvestre de Cuare en el Estado Falcón (MINAMB)

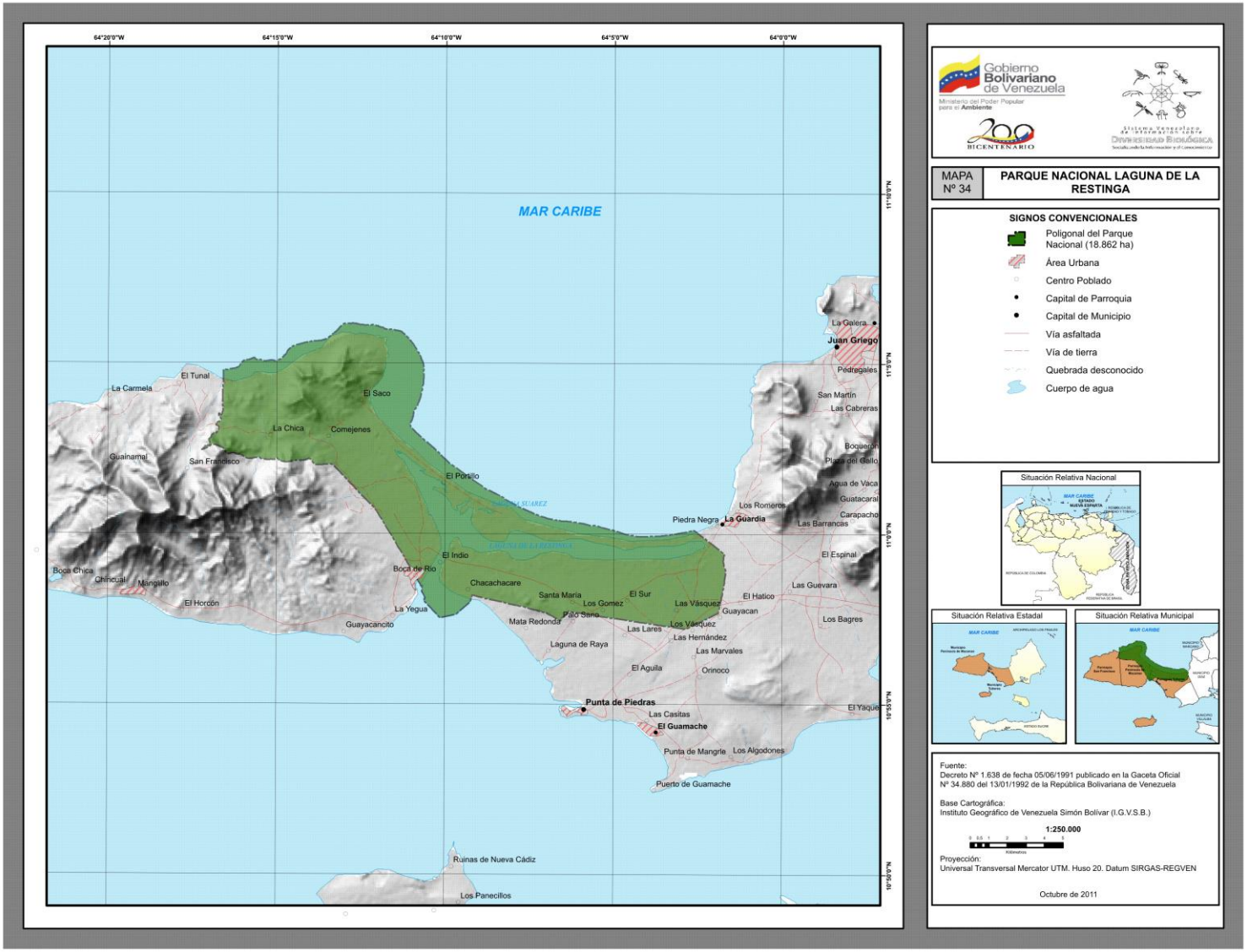


Figura 1-d: Área que ocupa el Parque Nacional Laguna La Restinga en la Isla de Margarita (MINAMB)

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

CAPITULO II

VARIACION ESPACIAL Y EN PROFUNDIDAD DE LOS PARAMETROS FISICOQUIMICOS QUE DEFINEN DIFERENTES SUELOS DE MANGLAR EN VENEZUELA (ESTADOS NUEVA ESPARTA Y FALCON)



USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

INDICE GENERAL

2. CAPITULO II.- VARIACION ESPACIAL Y EN PROFUNDIDAD DE LOS PARAMETROS FISICOQUIMICOS QUE DEFINEN DIFERENTES SUELOS DE MANGLAR EN VENEZUELA (ESTADOS NUEVA ESPARTA Y FALCON)..... 57

2.1 INTRODUCCIÓN..... 57

2.1.1 Manglar: su consideración como suelo y/o sedimento..... 58
2.1.2 Importancia y funciones del manglar..... 59
2.1.3 Definiciones y principales características del ecosistema de manglar..... 60
2.1.4 Clasificación de los bosques..... 61
2.1.5 Fisiografía y vegetación..... 61

2.1.5.1 Grupos taxonómicos..... 63

2.2 CAPÍTULO II-A: VARIABILIDAD ESPACIAL DE LA COMPOSICIÓN Y PROPIEDADES DEL HORIZONTE SUPERFICIAL EN LOS SUELOS DE MANGLAR 67

2.2.1 Material y métodos..... 68

2.2.1.1 Zonas de estudio..... 68
2.2.1.2 Metodología..... 68

2.2.2 Resultados..... 73

2.2.2.1 Características generales de los suelos..... 73
2.2.2.2 Contenido en fibras (F)..... 73
2.2.2.3 Textura del suelo..... 75
2.2.2.4 pH..... 76
2.2.2.5 Carbonatos..... 77
2.2.2.6 Contenido total de S (St), C (Ct) y N (Nt)..... 77

2.2.3 Discusión de resultados..... 80

2.2.3.1 Color y textura del suelo..... 80
2.2.3.2 Dinámica del CO en los suelos de manglar y productividad del ecosistema 81
2.2.3.3 Procesos de acidificación en superficie..... 84
2.2.3.4 Identificación de ambientes geoquímicos y edáficos..... 86

2.2.4 Conclusiones..... 89

2.3 CAPÍTULO II-B: CARACTERIZACIÓN DE SUELOS DE BOSQUE DE MANGLAR EN ISLA MARGARITA Y COSTA DE FALCÓN (NORTE DE VENEZUELA)..... 91

2.3.1 Material y métodos..... 92

2.3.1.1 Zonas de estudio..... 92
2.3.1.2 Muestreo de los suelos y agua de inundación..... 92
2.3.1.3 Análisis de las aguas..... 92
2.3.1.4 Análisis de los suelos..... 92
 Contenido de fósforo asimilable y total..... 94
2.3.1.5 Equilibrio del suelo..... 95
 Determinación de fluoruros..... 95
 Nitrógeno amoniacal..... 95
2.3.1.6 Análisis estadísticos..... 95

2.3.2 Resultados..... 98

2.3.2.1 Caracterización fisicoquímica de los suelos 98
2.3.2.2 Caracterización geoquímica de la disolución de equilibrio en los suelos.. 108
2.3.2.3 Análisis estadístico del comportamiento geoquímico y edáfico de las variables estudiadas en los suelos de manglar 115
2.3.2.4 Agua de inundación 115

2.3.3 Discusión.....*120*

2.3.3.1 El suelo en condiciones naturales, de laboratorio y de equilibrio. Estabilidad mineral 120
2.3.3.2 Variabilidad en las propiedades y componentes del suelo..... 122
2.3.3.3 Contenido y variabilidad espacial y con la profundidad del C orgánico ... 124
2.3.3.4 Concentración de nutrientes y retención en los suelos 127
2.3.3.5 Agua de inundación de los bosques de manglar 130

2.3.4 Conclusiones.....*133*

2.4 CAPÍTULO II-C: COMPOSICION MINERALOGICA DE LA FRACCION ARCILLA EN SUELOS DE MANGLAR DE VENEZUELA MEDIANTE DIFRACCION DE RAYOS X 134

Resumen.....*134*
2.4.1 Soporte bibliográfico.....*135*

2.4.1.1 Grupo de las micas (moscovita, illita, biotita, flogopita…)..... 136
2.4.1.2 Grupo del Caolín: Caolinita, Haloisita..... 138
2.4.1.3 Cloritas (clorita, clinocloro,….)..... 139
2.4.1.4 Aplicación de la difracción de rayos X para el estudio de la fracción arcilla 140

2.4.2 Material y métodos.....*141*
2.4.3 Resultados y discusión.....*144*

2.4.3.1 Análisis mineralógico para la fracción arcilla de los suelos de manglar en la Laguna las Marites..... 151
2.4.3.2 Análisis mineralógico para la fracción arcilla de los suelos de manglar en la Laguna La Restinga 154
2.4.3.3 Tendencias de evolución mineralógica..... 160

2.4.4 Conclusiones.....*163*

2.5 BIBLIOGRAFÍA 165
2.6 APÉNDICE..... 175

2.6.1 II-A.....*175*
2.6.2 II-B.....*178*

INDICE DE FIGURAS

Figura 2.1: Bosques de manglar en Cayo Sombrero (Parque Nacional Morrocoy, Estado Falcón) 60

Figura 2.2: Zonación de la vegetación de manglar en tres localidades asociadas a bosques degradados al oeste del Golfete de Cuare (Ag: *Avicennia germinans*, Rm: *Rhizophora mangle*, Lr: *Laguncularia racemosa*). Cortesía de Eduardo Barreto Pittol, Universidad Central de Venezuela (UCV) 62

Figura 2.3: Abundancia relativa de especies en los manglares de estudio (n_{LR}: 9, n_{LM}: 5, n_{GC-PNM}: 18). Resalta en el grafico el género vegetal dominante, en función de las distintas estaciones de muestreo 63

Figura 2.4: Corteza interna (a) y raíces aéreas de *Rhizophora mangle* (b). Fotografías tomadas en el Golfete de Cuare y la Laguna La Restinga respectivamente. Destaca la presencia de la ostra de mangle en las raíces (b) 64

Figura 2.5: Recolonización de *Avicennia germinans* en un bosque muerto de manglar en Caño Ánimas (noroeste del Golfete de Cuare, a) y neumatóforos en la Laguna La Restinga (b) 65

Figura 2.6: *Laguncularia racemosa*, árbol (a) flores (b) y frutos (c). Fotografías cortesía de Eduardo Barreto Pittol (UCV), realizadas en el Golfete de Cuare-Estado Falcón 66

Figura 2.7: *Conocarpus erectus* en una llanura intermareal en la localidad de Cuare (a) (noroeste del Golfete de Cuare, Estado Falcón) e inflorescencia de la especie (b, cortesía de Eduardo Barreto Pittol) 66

Figura 2.8: Diferentes estados de desarrollo del bosque en el Golfete de Cuare, manglar preservado (a, Caño El Buco), manglar degradado colonizado por *Rhizophora mangle* (b, Punta La Gaviota) y manglar muerto (c, Caño Pancho) 68

Figura 2.9: Ubicación de los sedimentos y suelos (0-20 cm) colectados en la Laguna La Restinga (a) (M: Margarita) y b) el Golfete de Cuare (F: Falcón) 72

Figura 2.10: Fracción ≤2mm (a-g) y fibras (≥0,15 cm) (h-i) en suelos de manglar. Destaca la presencia de raíces (a), restos leñosos (b) dominio de matriz mineral (c) formación de microagregados (d), matriz cuarzosa con raíces finas (e), coloraciones rojizas con restos leñosos angulosos (f) y dominio de matriz orgánica (g) 73

Figura 2.11: Diagrama textural de los suelos de manglar presentes en el GC (F: Falcón) y la LR (M: Margarita). Destaca los cambios texturales en zonas degradadas y de manglares muertos (transepto 4.1-4.6 y extremos de la laguna) 75

Figura 2.12: Distribución del pH en los suelos de manglar (pH 1:2,5= pH H_2O y pH ox. (pH oxidación)= pH H_2O_2 a diferentes tiempos: 2 min., 30 min., 1h, 6h) 76

Figura 2.13: Contenidos de MO en sedimentos de fondo (Salazar, et al., 2003) de la Laguna La Restinga (azul) y en los suelos de manglar, obtenidos en el presente estudio (blanco). Los datos se expresan en porcentaje, destacan en la envolvente en línea continua, los mayores contenidos de MO en la zona central de la laguna 83

Figura 2.14: Relación del pH con el contenido de St y CO en los suelos de manglar. Se muestra la regresión lineal para cada curva 85

Figura 2.15: Análisis de componentes principales para los suelos de manglar en superficie (Fnº: Falcón, M: Margarita, F1: Factor 1, F2: Factor 2, L: Limo, A: Arcilla, Ar: Arena, F:

Fibras, CT: Carbono Total, CO: Carbono Orgánico, ST: Azufre Total, NT: Nitrógeno Total, pH ox.: pH de oxidación) 86

Figura 2.16: Estaciones de muestreo en suelos del manglar de Falcón (Golfete de Cuare: P1G-P8G, Parque Nacional Morrocoy: P12G-P18G) y Margarita (Laguna La Restinga: PnºR, Laguna Las Marites: PnºM) 93

Figura 2.17: Diagrama textural para dos perfiles de suelos en las lagunas Las Marites (M, círculos rojos) y La Restinga (R, círculos azules) 98

Figura 2.18: Distribución del pH y el contenido de St en suelos de manglar (Golfete de Cuare: P3G, P4G, P5G; Parque Nacional Morrocoy: P12G, P16G, P17G; Laguna La Restinga: P2RB, P7R, P9R; Laguna Las Marites: P1M, P4M, P5M) 102

Figura 2.19: Relación pH-St para los suelos de manglar en el Parque Nacional Morrocoy (PNM) 103

Figura 2.20: Distribución de CO, Nt y la relación C/N en los suelos de manglar (PNM: Parque Nacional Morrocoy, LR: Laguna La Restinga, GC: Golfete de Cuare, LM: Laguna Las Marites) 107

Figura 2.21: Condiciones Eh-pH para suelos de manglar (PNM: Parque Nacional Morrocoy, PNLR: Parque Nacional Laguna La Restinga, MNLM: Monumento Natural Laguna Las Marites, RFSC: Refugio de Fauna Silvestre Cuare). La envolvente (líneas segmentadas) delimita el campo definido para suelos (Otero, et al., 2008; Chesworth, 2008; Chesworth & Macías, 1981)..... 114

Figura 2.22: Modelos de equilibrio a 25ºC para diferentes sistemas en los suelos de manglar. Gráficos tomados de: a, b,c: (Fernández & Macías, 1987), d,e,f, g: Aguilar Ruiz et al., (1998), (Macías, et al., 1992) (e), (Fernández & Macías, 1989)..... 117

Figura 2.23: Análisis factorial para los factores 1 y 2 por variables y muestras (M: Laguna Las Marites, R: Laguna La Restinga, G: Golfete de Cuare y Parque Nacional Morrocoy, CO: Carbono Orgánico, F: Fibras, ST: Azufre Total, NT: Nitrógeno Total, pHox: pH de oxidación, CICe: Capacidad de Intercambio Catiónica efectiva, S: Suma de base..... 119

Figura 2.24: Relación (molar) Fe/P en suelos de manglar a diferentes profundidades (G: Golfete-Morrocoy, R: Restinga, M: Marites) 129

Figura 2.25: Método para la determinación de la textura del suelo y extracción de la fracción arcilla..... 141

Figura 2.26: Zonas de estudio y unidades geológicas en la Isla Margarita. El mapa fue construido a partir de la información proporcionada por el Ministerio del Ambiente, complementada por datos publicados por el Servicio Autónomo de Geografía y Cartografía Nacional (hoja 7448, Porlamar) y Bonilla y Okuda (1971)..... 145

Figura 2.27: Presencia de pirita framboidal en la fracción <2mm del suelo P1RB (80-90 cm) 149

Figura 2.28: Contribución porcentual de cada fracción textural a diferentes profundidades para los suelos P1M y P4M (Laguna Las Marites)..... 152

Figura 2.29: Imágenes de TEM para el horizonte subsuperficial (55-65 cm) de P2M. Destaca el mineral de morfología fibroso del grupo de la serpentina 152

Figura 2.30: Difractogramas de la fracción ≤ 2 μm para los suelos en la Laguna Las Marites (M). Los números son valores de *d* ($x10^{-1}$ nm). Los picos sin etiqueta corresponden a

distintos órdenes de difracción de los consignados. Q: cuarzo; J: jarosita; I: illita; K: caolinita; S: esmectita; Cl: clorita; SP: serpentina. 155

Figura 2.31: Difractogramas de la fracción ≤ 2 μm de los suelos en la Laguna La Restinga. Los números son valores de *d* ($x10^{-1}$ nm). Los picos sin etiqueta corresponden a distintos órdenes de difracción de los consignados. Q: cuarzo; F: feldespato; I: illita; H: haloisita; V: vermiculita; S: esmectita 157

Figura 2.32: Difractogramas de la fracción ≤ 2 μm de los suelos en el Golfete de Cuare (G) y albúfera norte (C). Los números son valores de *d* ($x10^{-1}$ nm). Los picos sin etiqueta corresponden a distintos órdenes de difracción de los consignados. Q: cuarzo; C: cristobalita; I: illita; J: jarosita; H: haloisita; P: pirofilita. 159

Figura 2.33: Líneas de estabilidad de los minerales de arcilla: esmectitas, vermiculitas e illita (Tomado de Fernández y Macías, 1987) 161

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

INDICE DE TABLAS

Tabla 2.1: Ubicación de los suelos de manglar y vegetación dominante 69

Tabla 2.2: Descripción general de los sedimentos de canal (LD) y suelos en superficie (0-20 cm) (h: húmedo, s: seco, F: Falcón, M: Margarita) 74

Tabla 2.3: Contenido promedio de carbonatos en sedimentos de canal (LD) y horizontes superficiales de suelos de manglar. Los valores se reportan con la desviación estándar de tres réplicas de peso (F: Falcón, M: Margarita) 77

Tabla 2.4: Concentraciones totales (T) de C, S y N (X: promedio; σ: desviación estándar) ... 78

Tabla 2.5: Significancias entre la LR y el GC para las diferentes variables estudiadas (**p<0,01; altamente significativo; *p<0,05; significativo; n.s. p>0,05; no significativo, F: contenido en fibras, n: 35). 79

Tabla 2.6: Medias y rangos para algunos parámetros fisicoquímicos determinados en los horizontes superficiales de los suelos de manglar (0-20 cm)..... 79

Tabla 2.7: Ubicación y nomenclatura de los suelos y aguas recolectados en las zonas de estudio 96

Tabla 2.8: Descripción de campo y valores de Eh-pH para la Laguna Las Marites (PnºM; *TS*: *Thalassia* Superficial o Somera; *TP*: *Talassia* Profunda) 97

Tabla 2.9: Contenido de $CaCO_3$ determinado para los suelos con pH H_2O>7 y P14G con pH 6 (X: promedio, σ: desviación estándar, Mín.: valor mínimo, Máx.: valor máximo)..... 100

Tabla 2.10: Capacidad de intercambio catinonico efectiva (CICe) para los suelos de manglar, expresada en $cmol_c$/kg (meq/100g) (cationes cambiables: Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}; suma de bases: S, CICe: S+Al^{3+}; protones de cambio para pH extracto NH_4Cl≤4: H^+; X: promedio; σ: desviación estándar. La profundidad del horizonte está dada en centímetros 105

Tabla 2.11: Concentraciones elementales de P, S, N y C y relacion C/N para los suelos de manglar (R: Laguna La Restinga , M: Laguna Las Marites, G: Golfete de Cuare (P1G-P11G) y Parque Nacional Morrocoy (P12G-P18G), *T: Thalassia*, P1C: sedimento, P2C: vegetación herbácea, t: contenido total, CO: Ct-C inorgánico, A-B-C:diferente vegetación, σ: desvioación estándar de la población, E_T: error típoico de la media) 109

Tabla 2.12: Parámetros fisicoquímicos para los suelos en la Laguna Las Marites en condiciones de equilibrio. Las especies químicas están dadas para la diolución de quilibrio y su concentracion se expresa en nmol/l (CE: Conductividad Eléctrica, f: fondo, s: solución). No se detectaron concentraciones de N 111

Tabla 2.13: Especies químicas de mayor actividad en algunos suelos y sedimentos en la región de Cuare (P1C: sedimento, P2C: suelos bajo vegetación de herbazal, P1G-P4G: suelos bajo vegetación de manglar, Golfete de Cuare) 112

Tabla 2.14: Parámetros fisicoquímicos que describen al agua de inundación del manglar ([X]: concentración de la especie en mg/kg, X: promedio, σ: desviación estándar, Mín.: valor mínimo y Máx.: máximo) 118

Tabla 2.15: Concentraciones de CO en suelos de manglar a nivel mundial 125

Tabla 2.16: Propiedades físicas y químicas para suelos de manglar en la Isla Margarita y Falcón (LR: Laguna La Restinga, LM: Laguna Las Marites, GC: Golfete de Cuare, σ: desviación estándar de la población, X: media de la población)..... 143

Tabla 2.17: Composición semi-cuantitativa (% en peso) de los minerales presentes en la fracción arcilla (≤ 0,002 mm) de los suelos de manglar (ND: no detectado, T: *Thalassia*, TR: traza, A: *Avicennia*, bm: bajo el manglar, σ: desviación estándar de la población, X: media de la población)..... 148

Tabla 2.18: Formas de Fe (mg/kg) obtenidas mediante extracción secuencial para horizontes superficiales de suelos y sedimentos asociados a bosques de manglar en la albufera norte del GC (P1C: sedimento, P2C: herbazal) y en zonas no preservadas alrededor del GC (P4G, P10G) en el Estado Falcón (DOP: grado de piritización, σ: desviación estándar, X: media)..... 150

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

2. CAPITULO II.- VARIACION ESPACIAL Y EN PROFUNDIDAD DE LOS PARAMETROS FISICOQUIMICOS QUE DEFINEN DIFERENTES SUELOS DE MANGLAR EN VENEZUELA (ESTADOS NUEVA ESPARTA Y FALCON)

2.1 INTRODUCCIÓN

Los bosques de manglar cubren un área de aproximadamente $20x10^6$ ha alrededor del mundo, con las mayores extensiones en Malasia, India, Brasil, Venezuela, Nigeria y Senegal (Tomlinson, 1994) (Fig. 1.1). Están caracterizados por suelos salinos, con alto contenido de MO y sujetos a periodos prolongados de saturación de agua. Esta inundación continua, causa en los suelos y sedimentos asociados, una disminución en la presión de O_2 que conduce a condiciones anóxicas acompañadas por la producción de sustancias potencialmente tóxicas (McKee, 1993; Ponnamperuma, 1972). Ante estas condiciones extremas, los mangles han desarrollado una serie de adaptaciones (glándulas excretoras de sales, raíces de soporte, raíces aéreas, entre otras.) que les permiten modificar las condiciones geoquímicas del sustrato y el agua intersticial (Otero, et al., 2006).

Según Walsh (1974), la distribución y desarrollo de los manglares está asociada a cinco condicionantes básicos: temperaturas tropicales, con media en los meses más fríos superior a los 20ºC, sustrato aluvial en donde predominen materiales finos (limo y arcilla) y MO, áreas de baja energía caracterizada por la ausencia de vientos fuertes y mareas violentas, presencia de agua salada convirtiéndose en halófitas facultativas que soportan altos niveles de sal e impiden el desenvolvimiento de plantas terrestres y por último, grandes amplitudes mareales que asociadas a una reducida declividad del terreno, permite la colonización de extensas áreas por especies de mangle adaptadas a las altas tasas de salinidad de estos ambientes.

En ambientes intermareales como marismas y manglares, las condiciones geoquímicas de los suelos y sedimentos dependen de la combinación de un gran número de factores físicos, químicos y biológicos (p.ej. frecuencia y duración de la inundación, aportes fluviales, estacionalidad de la precipitación y la temperatura, tormentas, bioturbación,……). Es poco probable que los resultados para una localidad en particular en determinada época del año, puedan ser extrapolados a otras áreas o temporada (Otero & Macías, 2002; Kristensen, et al., 1992), por lo que, se requieren estudios detallados de los procesos que se llevan a cabo en sus suelos, evaluando variaciones temporales y espaciales (Kristensen, et al., 1992).

Sin embargo, la información disponible acerca de las características de los suelos de manglar es escasa (Sanchez-Arias, et al., 2010; Giani, et al., 1996). El objetivo del presente estudio fue determinar los cambios espaciales y/o estacionales y con la profundidad, en las principales variables geoquímicas que gobiernan la dinámica de diferentes sistemas en Venezuela. Los suelos y sedimentos, fueron analizados para determinar entre otros parámetros, pH, Eh, salinidad, porcentaje de arena, limo y arcilla, Ct, St, Nt. Adicionalmente, con el fin de conocer los componentes minerales del suelo, se realizó un análisis de la fracción arcilla ($\leq$2 µm).

Los objetivos específicos de este capítulo, fueron: i) Estudio de las principales propiedades de los suelos, ii) Caracterización de sus componentes, iii) Estudio del comportamiento geoquímico de ciertos elementos implicados en cambios redox del suelo (Fe, S, Mn) iv) Determinación de la textura del suelo y sus cambios en profundidad y v) Evaluación de la reacción del suelo en condiciones de equilibrio a través de una serie de variables químicas (Na^+, Fe^{3+}, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, F^-, NH_4^+, PO_4^{3-}). A continuación, se presentará una breve revisión conceptual relacionada con las características de los ecosistemas de manglar así como los principales procesos involucrados en la geoquímica y edafogenésis de sus suelos.

2.1.1 Manglar: su consideración como suelo y/o sedimento

A menudo, el sustrato donde se desarrolla el bosque de manglar ha sido referido como sedimento (Marchand, et al., 2004; Bouillon, et al., 2003; Kristensen, et al., 2000; Tam & Yao, 1998; Alongi , et al., 1993). Por otro lado, un gran número de investigadores han referido a los manglares como suelos (Sanchez-Arias, et al., 2010; Souza-Junior, et al., 2010; Vidal-Torrado, et al., 2010; Ferreira, et al., 2007), planteándose una polémica en el uso del término en el ámbito científico. Desde el punto de vista edáfico, el suelo se considera un ente natural organizado e independiente, con constituyentes, propiedades y génesis que son el resultado de la actuación de una serie de factores activos (clima, organismos vivos) que actúan sobre los factores pasivos (la roca madre y el relieve), independientemente del tiempo transcurrido (Gardi, et al., 2014).

La Soil Taxonomy establece que el límite superior del suelo es aquel entre éste y el aire, aguas poco profundas, plantas vivas o residuos de plantas que no han empezado a descomponerse. En su límite inferior, cambia a roca dura o materiales terrestres virtualmente desprovistos de animales, raíces, u otras marcas de actividad biológica. La definición sugiere que el desarrollo de plantas vasculares sobre un sustrato natural justifica su consideración como suelo, sin que se requiera la presencia de horizontes diferenciados, cuya función exige largos periodos de edafogénesis (pudiendo utilizar el concepto de suelos para materiales recientemente expuestos en la superficie terrestre cuyas propiedades y composición están ligadas a las de su material de partida y las impuestas por el sistema biogeoquímico en el que se encuentran). El reconocimiento del Orden Entisol, es una consecuencia de la consideración como suelo de las fases iniciales de evolución edáfica en materiales recientemente expuestos en la superficie terrestre y que presentan una colonización inicial por la vegetación.

La Soil Taxonomy (2006), además considera la inundabilidad del suelo como un factor de gran relevancia introduciendo a nivel de suborden las condiciones áquicas; esto es, condiciones de saturación del suelo prolongada (p. ej. aquents, aquepts…..). El término fue modificado en 1998 para incluir suelos permanentemente sumergidos por una columna de agua de 2,5 m en profundidad (suelos subacuáticos) y que soporten vegetación acuática; el cambio en la definición estuvo basado en la existencia de procesos pedogenéticos.

Por tanto, en esta investigación, el término “suelo” hará referencia a un cuerpo natural de estructura microporosa, constituido por: solidos (minerales y MO), líquidos y gases, que ocupa un espacio en la superficie terrestre y se caracteriza por la presencia de horizontes o capas que se distinguen del material parental como resultados de las adiciones, perdidas, transferencias y transformaciones de energía y materia, por la habilidad de sostener plantas enraizadas en un ambiente natural (Soil Survey Staff, 2006) y por el cumplimiento de una funciones ambientales y productivas enunciadas en la Estrategia Europea de Protección del Suelo (2006) y ampliamente difundidas por numerosos autores.

En este sentido, una de las mayores interrogantes planteadas en el ámbito de la geoquímica de los manglares le concierne a las interacciones recíprocas establecidas entre el sustrato y la vegetación. Suelos sometidos a inundación continua como son los suelos de manglar y marismas, se encuentran en la frontera de distribución del suelo como entidad, es decir, ocupan la franja que representa el paso del suelo hacia el sedimento, propio del sustrato marino (Ferreira, et al., 2007).

Un estudio en manglares del Sureste de Brasil, determina que los procesos pedogenéticos de adición, translocación y transformación ocurrieron posteriormente que los sedimentos fueron colonizados por plantas vasculares. Entre los diferentes procesos identificados destacan, la

adición de MO producto de la acumulación de detritos vegetales y raíces muertas, transferencia de Fe^{2+} soluble hacia la superficie y precipitación de oxihidróxidos de hierro, transferencia de partículas minerales debido a la bioturbación, así como la transformación de elementos como hierro y azufre (Ferreira, et al., 2007).

En su estudio, los autores plantean una interesante interrogante: ¿Pedogénesis o Diagénesis en suelos de manglar?; ambos procesos estuvieron activos en los sustratos estudiados (Ferreira, et al., 2007). La diagénesis hace referencia a todos los cambios naturales que se producen en el sedimento entre la deposición inicial y la solidificación o metamorfismo y que resultan en litificación por la compactación gradual y homogeneización del material depositado, mientras los cambios pedogenéticos actúan en la dirección opuesta (Singer & Müller, 1988). Los procesos de formación de suelo (adición, transferencia y transformación) favorecen el desarrollo de horizontes distinguibles y capas en el material depositado. La formación de horizontes ricos en MO y gléicos es una evidencia de la diferenciación que impide efectos diagenéticos y que también conduce a la formación de suelos.

Todos estos resultados han llevado a considerar a los manglares tanto como suelos como sedimentos, refiriendo el hecho a una problemática netamente de tipo semántica. Sin embargo, Ferreira y colaboradores (2007), aseveran que su tratamiento como sedimentos conduce a una visión simplificada del contexto, mientras su desarrollo con técnicas y métodos aplicados al estudio de suelos arroja un mejor y más adecuado entendimiento de los mismos.

2.1.2 Importancia y funciones del manglar

El manglar es uno de los mayores proveedores de beneficios para la sociedad, el medio ambiente y la comunidad científica. Es considerado fuente de alimento para la población humana ya que alberga una gran cantidad de especies comestibles. Además, exporta MO que es el alimento directo de diversos recursos pesqueros, o estimulante de la producción primaria en el ecosistema acuático adyacente. Diferentes grupos de organismos aprovechan los detritos (principalmente hojas y madera en descomposición) y transfieren energía al ambiente marino a través de la cadena trófica. Por esta razón, estos bosques sustentan importantes pesquerías tropicales ya que ofrecen refugio y alimento en las etapas críticas de los ciclos de vida de muchos peces, crustáceos y moluscos, que utilizan al ecosistema como área de reproducción y crianza (Laffoley & Grimsditch, 2009). Además, del mangle es posible extraer taninos, madera aserrable, postes, leña y carbón.

Los mangles estabilizan y fijan el suelo, contribuyendo a la protección de las costas (Laffoley & Grimsditch, 2009), su elevada densidad y altura es una barrera efectiva contra vientos de huracanes, aún durante temporadas de fuertes tormentas. Estos árboles reducen la erosión atenuando los efectos de olas y corrientes, ofrecen protección a los cambios climático-metereólogicos e hidrodinámicos, y son refugio de los depredadores a la variada fauna y flora que existe en el ecosistema (Yánez, et al., 1998).

En cuanto a la biodiversidad, los manglares ofrecen una gran cantidad de alimento para las aves marinas residentes y a su vez acumulan alimento para las migratorias. Por todas estas razones, estos bosques constituyen el acervo genético fundamental para una comunidad diversa de plantas y animales que son importantes como patrimonio de las regiones, lo cual incrementa su valor científico, turístico y educativo (Quizhpe, 2008).

El interés de los manglares para la comunidad científica va dirigido entre otros ámbitos, hacia su consideración como atenuador contra posibles cambios climáticos no sólo por ser fijadores de CO_2, sino además porque éstos inmovilizan sedimentos ricos en MO y retienen

contaminantes, compuestos orgánicos tóxicos persistentes y metales pesados. Por tanto, conocer su funcionamiento, los mecanismos que involucran, la distribución de elementos químicos potencialmente tóxicos para las especies y la cadena trófica, así como su función en el ámbito ambiental, es de vital importancia para incentivar el manejo adecuado de este tipo de ambientes.

2.1.3 Definiciones y principales características del ecosistema de manglar

De acuerdo con Odum (1972), los manglares son clasificados como subsistemas estuarinos en un contexto de ambientes costeros tropicales de gran diversidad biológica. Sugiyama (1995) sugiere que el término "manglar" está relacionado a la comunidad, desde un punto de vista ecológico-fisionómico, mientras "mangle" se refiere solo a las especies vegetales. Según la Empresa Brasilera de Pesquisa Agropecuaria (EMBRAPA), los suelos de manglar son sustratos desarrollados a partir de sedimentos marinos y fluviales con presencia de MO, ubicados en regiones de topografía plana en la faja costera bajo la influencia constante del mar (Fig. 2.1) (Souza, 2005).

Otros autores, consideran que el término genérico "manglar", se aplica al conjunto de especies vegetales costeras que presentan en común algunas características morfológicas y fisiológicas, a pesar de que sus árboles formen parte de grupos taxonómicos distintos (Díaz, et al., 2010). En su proceso evolutivo, los mangles se adaptaron a las presiones de un medio hostil y singular, desarrollaron mecanismos para eliminar los excesos de sal, sostenerse en suelos inestables y sobrevivir en sustratos sin oxígeno, y además crearon semillas flotantes que emanan del mismo árbol como base de sus estrategias de reproducción.

Algunas especies, mediante las glándulas de sal presentes en sus hojas, exudan las sales marinas, mientras que otras cuentan con un mecanismo en sus raíces, por medio del cual absorben el agua, obstruyendo el paso de las sales (Clough, 1992). La combinación de estas adaptaciones morfológicas y fisiológicas, no tiene similar con ninguna otra especie vegetal, por lo que son consideradas únicas y exclusivas de los manglares (Tomlinson, 1986).



Figura 2.1: Bosques de manglar en Cayo Sombrero (Parque Nacional Morrocoy, Estado Falcón)

En general, por ser ambientes de baja energía, en los suelos de manglar predominan las fracciones finas (arcillas y limos), cantidades sustanciales de MO y un alto contenido de agua con una salinidad superficial que fluctúa entre 2 y 30 ppm (Díaz, et al., 2010). Los mangles generalmente colonizan cuerpos de agua, costeros, semicerrados y someros y en algunos casos se localizan en estuarios donde el agua de mar y ríos se mezclan. Sin embargo, en ocasiones los mangles crecen en agua de mar, es decir que no ha sido diluida con agua dulce

de origen continental sino a través de las precipitaciones (p.ej. Cayos de Morrocoy, Noreste del Estado Falcón-Venezuela) (Fig. 2.1).

2.1.4 Clasificación de los bosques

De acuerdo a la geomorfología de la costa, los manglares se clasifican en dos grupos: 1) ambientes con fuerte oleaje y barrera arenosa y 2) ambientes de bajo oleaje y amplio rango de mareas. Dicha clasificación fue realizada por Jiménez (1999) para caracterizar a los manglares de la Costa Pacífica de Centro América. En áreas sometidas a fuerte oleaje y corrientes de deriva litoral el material forma cordones arenosos detrás de los cuales se encuentran extensiones considerables de manglar comunicadas con el océano o el mar, a través de una o varias bocas.

La existencia de una barrera arenosa permite el establecimiento de grandes extensiones de manglar asociadas a la desembocadura de uno o varios ríos. Estos ambientes dominados por el oleaje, en donde el elemento geomorfológico principal es el cordón o barrera litoral, son los más comunes a lo largo de la Costa Pacífica de Centro América (Jiménez, 1999). Este tipo de ecosistema se presenta también en la Costa Caribeña, por ejemplo en la Laguna La Restinga (Venezuela), separada del mar al norte por una barra arenosa llamada "Restinga" y al sur por un canal de conexión al mar.

Por su parte, en las secciones internas de golfos y bahías donde el efecto del oleaje ha sido considerablemente reducido, los manglares ocupan bancos de lodo y limo. En estos casos, no se encuentra una barrera física entre el bosque y la masa de agua principal. Sin embargo, durante la marea baja es posible observar en algunos sitios extensos bajos, limo-arcillosos, frente al bosque. Los manglares que ocupan el frente de estas formaciones, están generalmente dominados por rodales de *Rhizophora mangle* con escaso desarrollo estructural (Jiménez, 1999).

En las zonas internas, donde la influencia directa de los ríos reduce la salinidad, se encuentra un mayor desarrollo y diversidad del bosque (Jiménez, 1999). Son ejemplo de este tipo de ambientes, el Golfete de Cuare (Estado Falcón) y la bahía de Las Marites (Isla de Margarita), Venezuela.

2.1.5 Fisiografía y vegetación

Existen alrededor de setenta especies diferentes de mangle, pertenecientes a las distintas familias botánicas conocidas en el mundo (Tomlinson, 1986). Las especies vegetales superiores pueden ser clasificadas en obligatorias o principales y, facultativas o secundarias. En la primera categoría se encuentran siete especies correspondientes a cuatro géneros: *Rhizophora, Avicennia, Laguncularia* y *Conocarpus*. De estos cuatro géneros, *Avicennia* y *Rhizophora* son los dos tipos más ampliamente distribuidos en el mundo (Marchand, et al., 2004). Como facultativas son incluidas las especies: *Hibiscus tiliaceus, Acrostichum aureum, Spartina brasiliensis* y *Spartina alterniflora* (Shaeffer-Novelli, 1991).

En la Costa Pacífica de Centro América, se registran tres especies del género *Rhizophora* (*R. mangle, R. racemosa, R. harrisomii*), dos especies del género *Avicennia*: *A. germinans* y *A. bicolor*, también están presentes *Laguncularia racemosa* y *Conocarpus erectus* (Jiménez, 1999). Las especies de manglar de los géneros: *Rhizophora, Avicennia, Laguncularia y Pellicera*, se encontraban ampliamente distribuidas en el Caribe y Pacífico hace aproximadamente $3{,}5x10^6$ años, fecha en la que se consolidó Centro América como istmo. Las diferencias en la composición florística entre estas dos costas se manifiestan después del

Oligoceno, siendo la causa más probable, los procesos climáticos a principios del Mioceno cuando ocurre un cambio progresivo hacia climas secos estacionales y culmina con las glaciaciones ocurridas en el Pleistoceno. En los manglares, éstos cambios resultaron en la desaparición de aquellos elementos florísticos asociados con ambientes de baja salinidad, como por ejemplo *Pelliciera rhizophorae* (Jiménez, 1999). Por su parte, las especies *Rhizophora mangle* y *Avicennia germinans* trascienden fronteras climáticas, son encontradas tanto en climas lluviosos como en secos (Jiménez, 1999) y dominan en el Caribe venezolano (Barreto, 2008).

En general, en una transición desde el estuario hacia las zonas internas, existe una tendencia a dominar *Rhizophora mangle* en suelos con mayor influencia marina y baja pendiente, seguido de la presencia de *Avicennia germinans* para suelos de elevada salinidad en zonas llanas. Las especies más continentales *Laguncularia racemosa* y *Conocarpus erectus*, desarrollan una menor tolerancia a niveles elevados de sales e influencia mareal. Sin embargo, esta sucesión de manglar no es reconocida con frecuencia en los ecosistemas.

La salinidad es reconocida como un factor influyente en la zonación de especies en muchos lugares (Walsh, 1974). Sin embargo, un estudio reciente en los manglares de la Guyana Francesa señala que no existen diferencias claras en la distribución de la salinidad obtenida en el agua de poro bajo *Avicennia germinans* y *Rhizophora mangle*, lo cual implica que la zonación de estas plantas no está controlada por la salinidad del suelo en este ambiente (Marchand, et al., 2004). Por el contrario, la tolerancia a la fitotoxicidad de los sulfuros parece ser el mecanismo que mejor explica la distribución de *Avicennia germinans* y *Rhizophora mangle* en la costa norte de Venezuela.

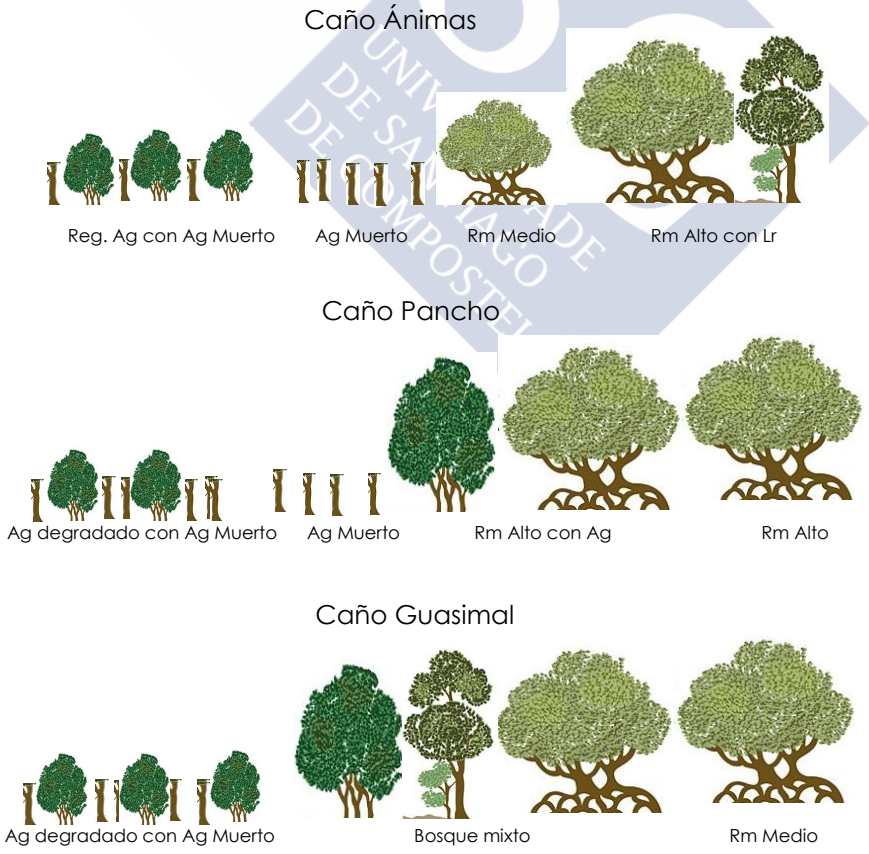


Figura 2.2: Zonación de la vegetación de manglar en tres localidades asociadas a bosques degradados al oeste del Golfete de Cuare (Ag: *Avicennia germinans*, Rm: *Rhizophora mangle*, Lr: *Laguncularia racemosa*). Cortesía de Eduardo Barreto Pittol, Universidad Central de Venezuela (UCV)

A pesar de que la salinidad no parece ser determinante, es notoria una mayor tolerancia a las sales por *Avicennia germinans* respecto a *Rhizophora mangle*, que se evidencia en la recolonización de extensas zonas muertas. Por tanto, la distribución de las diferentes especies en un bosque de manglar, no tiene un patrón único sino que depende de una serie de factores geomorfológicos y climáticos determinantes para cada tipo de ambiente. En los ecosistemas estudiados, dominan *Rhizophora mangle* y *Avicennia germinans* (Fig. 2.3).

En la región de Cuare, es notoria la degradación de los bosques de manglar en diversas áreas de las albuferas. En general las pendientes son bajas, sin embargo, las zonas con una ligera mayor elevación topográfica están asociadas con bosques de *Rhizophora mangle*, los cuales se presentan en rodales de esta especies o mezclados con mangles de *Avicennia germinans* o *Laguncularia racemosa* (María Beatríz Barreto Pittol, UCV-comunicación personal). Estos transeptos fueron observados en la etapa de campo e incluidas muestras de suelos bajo las distintas especies encontradas para el estudio.

Los manglares muertos, se presentan en las zonas de menor relieve y corresponden a bosques antiguos de *Avicennia germinans*. En ocasiones es visible tanto la degradación y mortalidad de los mangles (Caño Pancho, Caño Guasimal) como también la regeneración del bosque visible en árboles jóvenes de dicha especie (Caño Ánimas) (Fig. 2.2). La recolonización de *Avicennia germinans* en Caño Ánimas, posiblemente sea debida a la contribución de tributarios de ríos y quebradas como el Río Tocuyo y Caño Dieguito, que drenan la planicie noroeste del Golfete de Cuare en épocas de lluvias.

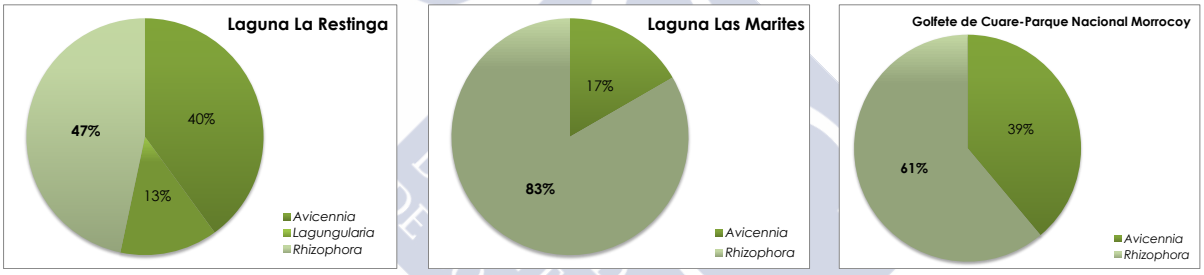


Figura 2.3: Abundancia relativa de especies en los manglares de estudio (n_{LR}: 9, n_{LM}: 5, n_{GC-PNM}: 18). Resalta en el grafico el género vegetal dominante, en función de las distintas estaciones de muestreo

2.1.5.1 Grupos taxonómicos

- **Género:** *Rhizophora*, Especie: *Rhizophora mangle* (mangle colorado, mangle rojo, mangle casilar, mangle ñangal)

Es conocido como mangle rojo debido al intenso color de su corteza interna (Fig. 2.4). La corteza externa es de color gris claro con manchas oscuras y la madera no presenta anillos de crecimiento. Esta especie de manglar, presenta como característica más destacada las peculiares raíces aéreas, generalmente de elevada altura, que les permiten además de sostenerse en sustratos blandos, aumentar las zonas o superficies para el intercambio de gases a través de una serie de poros llamados lenticelas. Se caracteriza por sus hojas anchas ovaladas y su inflorescencia pequeña con solo dos o tres flores. En la mayor parte de los lugares, ésta forma densos rodales con fustes poco desarrollados, donde las raíces aéreas se confunden con los troncos. Generalmente los mangles son encontrados en suelos poco consolidados en la sección convexa de los meandros (Jiménez, 1999), principalmente en la parte exterior de las franjas de manglar y en los bordes de los canales.

Los arbustos pueden alcanzar hasta treinta y cinco metros de altura, sus hojas tienen de ocho a diez centímetros de longitud y entre cuatro y cinco centímetros de ancho (Díaz, et al., 2010). El tamaño de las hojas refleja el vigor de la vegetación, posee pequeñas flores de 2,5 cm de diámetro y cada una tiene cuatro pétalos de color blanco amarillento. Se reproduce mediante auto fertilización, desarrolla frutos vivíparos que al caer sobre el sedimento, se enclavan y dan origen a un nuevo mangle. Sin embargo, dadas grandes profundidades (entre uno y tres metros), los frutos no llegan a alcanzar el sedimento. En estas condiciones, el manglar avanza por ejemplo al interior de una laguna utilizando sus raíces (Monente, 1978). Esta forma cerrada de reproducción propicia poca diversidad genética dentro de cada 6especie. Como resultado, es probable que este mangle sucumba fácilmente ante la presencia de contaminantes u otros agentes ambientales. Si el mangle rojo se extingue, todas las demás especies de mangle sufrirán graves consecuencias (Díaz, et al., 2010).

a) **b)**

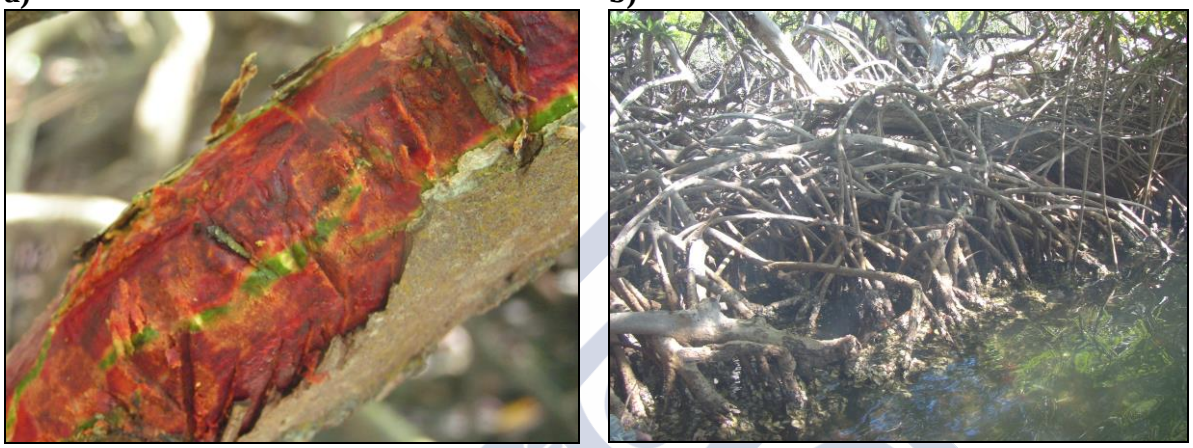


Figura 2.4: Corteza interna (a) y raíces aéreas de *Rhizophora mangle* (b). Fotografías tomadas en el Golfete de Cuare y la Laguna La Restinga respectivamente. Destaca la presencia de la ostra de mangle en las raíces (b)

- **Género:** *Avicennia*, Especie: *Avicennia germinans* (mangle prieto, mangle negro, mangle salado, sietecueros, de humo)

Denominado comúnmente como mangle negro (por tener una corteza externa oscura; la interna es amarilla), los árboles de *Avicennia germinans* pueden alcanzar más de veinte metros. Las especies del género *Avicennia*, muestran una corteza fragmentada en placas y una hoja lanceolada (Jiménez, 1999). Es la especie que mejor tolera las condiciones climáticas y domina en áreas donde los suelos contienen elevadas concentraciones de sales (Díaz, et al., 2010). Este mangle se desarrolla en suelos de diversas texturas y salinidades, haciendo uso de su sistema de excreción de sales; sobrevive y se comporta como dominante bajo condiciones de salinidades del sustrato cercanas a 65‰ (Barreto, 2008).

Dos especies del género *Avicennia* han penetrado en las áreas cálidas de los hemisferios (Bouillon, et al., 2009), *Avicennia germinans* es encontrada a lo largo de la costa Pacífica de Centro América así como en la costa caribeña, mientras que *Avicennia bicolor* está restringida a áreas con clima seco estacional. Los rodales importantes de esta última especie solo se encuentran en zonas con escorrentía superficial (Jiménez, 1999). La *Avicennia germinans,* es una especie de amplia distribución principalmente en las costas americanas. Tolera un gran espectro de condiciones climáticas y edáficas que le permiten ser dominante o exclusiva de ambientes marginales y/o someros en los límites latitudinales o en áreas donde los suelos tienen altas concentraciones de sal (Cintrón & Schaeffer-Novelli, 1983).

Se cree que en extensos bosques muertos, debido a sequías prolongadas que generan un aumento de la salinidad en el suelo, se promueve la colonización y dominio de *Avicennia germinans* en regiones previamente ocupadas por ésta u otras especies (Barreto, 2008). Este hecho fue observado por Barreto (2008) en algunas áreas en el Golfete de Cuare (Fig. 2.5). Al igual que para los otros tipo de mangles, la presencia de agua salobre es necesaria para su desarrollo, la diferencia radica en que las especies del genero *Avicennia* se adaptan con mayor eficiencia a ambientes más secos y con menor frecuencia de inundación (Souza, 2005).

a) **b)**



Figura 2.5: Recolonización de *Avicennia germinans* en un bosque muerto de manglar en Caño Ánimas (noroeste del Golfete de Cuare, a) y neumatóforos en la Laguna La Restinga (b)

La *Avicennia germinans*, se caracteriza por tener largas raíces subterráneas radiales de poca profundidad, desarrollando ocasionalmente raíces adventicias de apoyo, que surgen de la parte baja del tronco. Además de ello, posee la capacidad de emitir neumatóforos que pueden extenderse a varios metros alrededor del tronco del árbol (Fig. 2.5). El pequeño tamaño de sus propágulos puede ser un factor importante en la distribución extensiva de este tipo de bosque (Marchand, et al., 2004).

- **Género:** *Laguncularia*, Especie*: Laguncularia racemosa* (mangle bobo, mangle blanco, mangle amarillo)

El mangle blanco como se le conoce coloquialmente, puede alcanzar hasta veinte metros de altura aunque generalmente se presenta en arbustos de unos seis metros (Díaz, et al., 2010). Posee un sistema de raíces radiales poco profundas, similar a las de la *Avicennia germinans*, con neumatóforos que se subdividen muy cerca de la superficie del suelo, del cual sobresalen muy poco. Su tronco tiene una corteza fisurada característica, que lo distingue del mangle negro el cual tiene una corteza enteriza. Las hojas son pecioladas, con pecíolos de una a dos centímetros de largo, rojizos y con dos glándulas colocadas en ambos lados de la porción distal, son enterizas y oblongas con un ápice redondeado (Fig. 2.6).

Las especies del género *Laguncularia* se desarrollan muy bien en diversos tipos de suelo, desde arenosos hasta arcillosos. Se encuentran en presencia de agua salobre y posición elevada o interna en donde la frecuencia y la intensidad de la marea son bajas. Por ser una planta que posee un sistema de excreción para su regulación salina, el mangle blanco es capaz de tolerar los más diversos niveles de salinidad (Jiménez, 1999). Sin embargo y de acuerdo con Imbert y colaboradores (2000), *Rhizophora mangle* y *Lagungularia racemosa*, son menos tolerantes a suelos hipersalinos que *Avicennia germinans*. La especie *Lagungularia racemosa*

es dominante a salinidades inferiores a 40‰ y es conocida por florecer en áreas contaminadas (Tomlinson, 1999).



Figura 2.6: ***Laguncularia racemosa*****, árbol (a) flores (b) y frutos (c). Fotografías cortesía de Eduardo Barreto Pittol (UCV), realizadas en el Golfete de Cuare-Estado Falcón**

- **Género:** *Conocarpus*, Especie: *Conocarpus erectus* (mangle zaragoza, mangle botón, mangle gris)

Normalmente los arboles de *Conocarpus erectus* no sobrepasan los diez metros de altura. Su corteza es de color marrón y sus ramas verdes con tendencia hacia el amarillo cuando son jóvenes. Este mangle produce una fruta redonda, lanosa y de color marrón en forma de piña (Fig. 2.7). Algunos no lo consideran un verdadero mangle sino una especie perimetral, se encuentra en las zonas de mayor elevación y sobre terrenos arenosos y menos salados que el resto de las especies. El *Conocarpus erectus* frecuentemente se desarrolla como arbusto (Fig. 2.7), pero en terrenos favorables crece como árbol, alcanzando alturas de cinco a siete metros. Este árbol no posee neumatóforos y sus raíces aleatorias pueden formar aletones para su sostén en terrenos blandos (Díaz, et al., 2010).

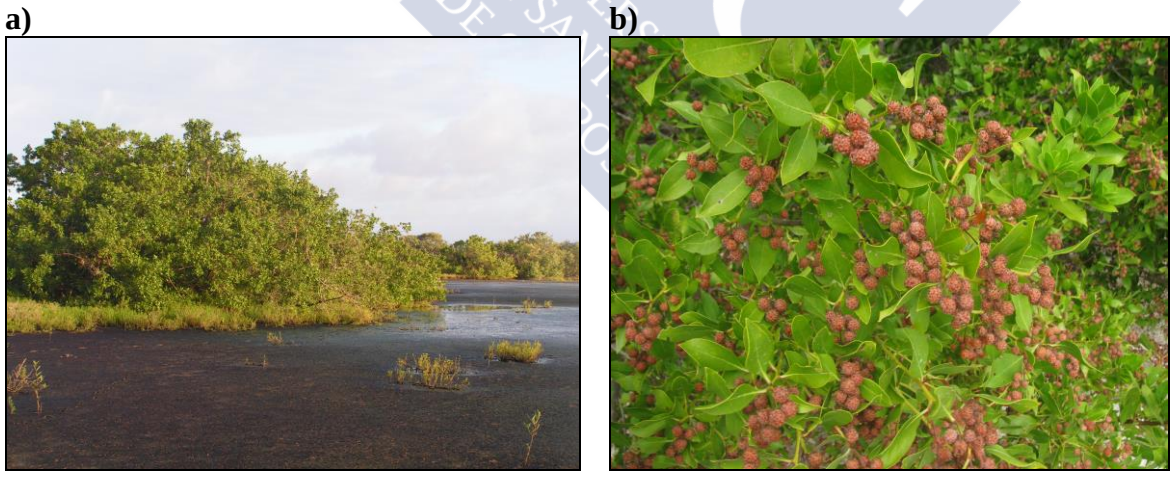


Figura 2.7: ***Conocarpus erectus*** **en una llanura intermareal en la localidad de Cuare (a) (noroeste del Golfete de Cuare, Estado Falcón) e inflorescencia de la especie (b, cortesía de Eduardo Barreto Pittol)**

El *Conocarpus erectus* es la única especie de mangle con hojas alternas, tiene pecíolos muy cortos con láminas elípticas o elíptico lanceoladas, tienen de cuatro a nueve cm de largo y de 2,0 a 3,5 cm de ancho. Posee dos glándulas en la base de la lámina de la hoja. Las flores son de dos milímetros de ancho, verdes y fragantes, reunidas en inflorescencias globulares de 6,0 a 12,5 mm de diámetro (Fig. 2.7). Las especies *Lagungularia racemosa* y *Conocarpus erectus*, están presentes en la mayoría de las zonas dominadas por manglares, bajo climas secos y lluviosos, aunque su abundancia es limitada (Jiménez, 1999).

2.2 CAPÍTULO II-A: VARIABILIDAD ESPACIAL DE LA COMPOSICIÓN Y PROPIEDADES DEL HORIZONTE SUPERFICIAL EN LOS SUELOS DE MANGLAR

Resumen

Se colectaron 40 muestras de suelos y sedimentos en la Laguna La Restinga (LR) y el Golfete de Cuare (GC) y se analizaron una serie de parámetros fisicoquímicos como pH, contenidos de S, N y C, color, contenido en fibras y textura. En la LR los suelos son de textura fina con contenidos de arcilla en su mayoría superiores al 30%, mientras en el GC dominan suelos tamaño de grano grueso, con dominio de la fracción arena alrededor del 40%. Prevalecen los colores oscuros con hues en su mayoría de 2.5Y, con bajos values (≤3) y chromas (≤2), característicos de horizontes con condiciones ácuicas, fuertemente reducidos.

En superficie (0-20 cm), los suelos son de naturaleza orgánica (rango mayoritario: 20-30%) con bajo contenido en carbonato (<1,8% $C\text{-}CO_3^{2-}$). Los mayores contenidos de CO fueron observados en las zonas vegetadas (≥20%) mientras en los sedimentos y suelos asociados a zonas degradadas, el contenido fue bajo (≤10%). Los bajos contenidos de CO en los suelos de manglar muerto, en relación a los bosques con buen desarrollo, indican que el stock de C existente en estos ambientes es altamente frágil a las perturbaciones derivadas de la actividad humana y eventos climáticos. La relación C/N osciló entre 12 y 34, reflejando poca evolución en la MO presente. El contenido total en fibra se encuentra en un rango predominante entre 50-60 %.

Los resultados obtenidos, indican una mayor acidez potencial y/o menor capacidad de neutralización de la acidez en superficie en el GC (pH H_2O: 4,7) respecto a la LR (pH H_2O: 5,7), y en los cuales los valores más bajos de pH H_2O coincidieron con los mayores contenidos de St (4-6%). Por su parte, el pH H_2O_2 sugiere que estos sistemas contienen formas reducidas con un poder medio a elevado de acidificación por oxidación. De la misma manera que ocurre con el pH H_2O, los descensos más drásticos en el pH de oxidación estuvieron asociados a los valores más elevados de S total, lo cual indicó la presencia de sulfuros metálicos, siendo la pirita posiblemente el más abundante.

Palabras claves: parámetros fisicoquímicos, horizontes superficiales, textura, acidificación, sulfuros

Parte de los resultados presentados en este apartado, han sido incluidos en el trabajo titulado: "High spatial heterogeneity of the soil composition in different mangrove forest ecosystems (*Rhizophora*, *Avicennia* and dead mangrove) in Venezuela: implication for environmental studies" (aceptado en Journal of Soils and Sediments).

2.2.1 Material y métodos

2.2.1.1 Zonas de estudio

La Laguna La Restinga (LR) y el Golfete de Cuare (GC) están constituidos principalmente por bosques mixtos de las especies *Avicennia germinans, Rhizophora mangle* y *Laguncularia racemosa* y rodales de cada una de ellas. La tabla 2.1 indica la especie vegetal y el estado de conservación de los bosques en cada estación geográfica para cada sistema. Se establece una diferenciación para manglar muerto definido por extensas áreas desprovistas de vegetación, en las que son visibles restos leñosos de los antiguos mangles (Fig. 2.8, c). Se refiere a manglares degradados, aquellos en visible estado de alteración en su desarrollo vegetal (p.ej. mangles caídos, arbustos de poca altura, decoloración en las hojas, etc.). En estas zonas degradadas se incluyen bosques recolonizados por nuevas especies en bosques muertos (Fig. 2.8, b). El resto de bosques, se considera preservado y/o conservado haciendo referencia a un estado óptimo del ecosistema en condiciones naturales.

a) **b)** **c)**



Figura 2.8: Diferentes estados de desarrollo del bosque en el Golfete de Cuare, manglar preservado (a, Caño El Buco), manglar degradado colonizado por *Rhizophora mangle* (b, Punta La Gaviota) y manglar muerto (c, Caño Pancho)

Nueve estaciones de muestreo fueron seleccionadas en el GC (Fig. 2.9), incluyendo tres transeptos (estaciones F4, F5 y F6) con áreas degradadas y muertas. El resto de estaciones están formadas por manglares preservados. Para las estaciones de muestreo F1, F2 y F3, fueron colectadas dos muestras en cada suelo, mientras en F7, F8 y F9 se colectó una única muestra. En la LR se estudiaron un total de doce muestras de suelo, tres de las cuales corresponden a zonas degradadas en las que se observa la presencia de *Avicennia* en el área (M6, M9 y M11) con algunos mangles muertos y se ubican en los extremos occidental y oriental de la laguna (Fig. 2.9). A diferencia de lo que ocurre en Falcón en la que la mayor mortalidad fue de *Avicennia germinans*, en la LR los ejemplares muertos corresponden en su mayoría a *Rhizophora mangle* (María Beatriz Barreto Pittol, UCV-comunicación personal).

2.2.1.2 Metodología

- **Tratamiento físico**

Luego del proceso de secado (al aire, 25ºC), las muestras fueron separadas por medio de un tamiz de acero inoxidable de diez mallas (tamaño de grano 2 mm). Una fracción pequeña de la muestra (~10-20 g) fue pulverizada en morteros de ágata (eléctrico y/o manual). Aquellas de origen vegetal fueron homogeneizadas posteriormente en molinos automáticos de acero. El tiempo empleado para la molienda fue de cinco minutos aproximadamente, con un máximo de diez para aquellas muestras con gran contenido vegetal. A continuación, la totalidad de muestra fue almacenada en bolsas plásticas hasta su análisis.

Puntos de muestreo	Localidad de referencia	Vegetación dominante	Estado del bosque	Coordenadas geográficas	
Golfete de Cuare (Estado Falcón)				N	O
F1.1		*Rhizophora*	conservado	10°55'48.95"	68°18'5.65"
F1.2		*Rhizophora*	conservado	10°55'48.95"	68°18'5.65"
F2.1		*Rhizophora*	conservado	10°55'44.96"	68°17'44.45"
F2.2		*Rhizophora*	conservado	10°55'44.96"	68°17'44.45"
F3.1	Punta La Gaviota	*Rhizophora*	conservado, mixto con *Lagungularia*	10°54'33.56"	68°16'56.66"
F3.2	(Barco Hundido)	*Rhizophora*	conservado	10°54'33.56"	68°16'56.66"
TransectoF4					
F4.1		*Rhizophora*	conservado, mixto con *Lagungularia*	10°55'48.45"	68°21'53.22"
F4.2		*Rhizophora*	conservado, bosque joven	10°55'49.14"	68°21'52.98"
F4.3	Caño	sin vegetación	muerto, zona baja	10°55'51.56"	68°21'52.36"
F4.4	Ánimas	sin vegetación	muerto, zona baja	10°55'52.22"	68°21'53.06"
F4.5		sin vegetación	muerto con regeneración de *Avicennia*	10°55'52.83"	68°21'53.79"
F4.6		sin vegetación	muerto con regeneración de *Avicennia*	10°55'52.87"	68°21'54.67"
TransectoF5					
F5.1		*Rhizophora*	conservado	10°55'3.29"	68°21'42.86"
F5.2	Caño	*Rhizophora*	conservado, transición con *Avicennia*	10°55'1.95"	68°21'42.92"
F5.3	Pancho	sin vegetación	muerto	10°55'0.50"	68°21'43.03"
F5.4		sin vegetación	muerto	10°54'57.43"	68°21'42.88"
F5.5		*Avicennia*	degradado	10°54'56.55"	68°21'41.16"
Transecto F6					
F6.1		*Rhizophora*	conservado	10°54'34.08"	68°20'16.18"
F6.2	Caño	*Rhizophora/Laguncularia/Avicennia*	conservado, mixto	10°54'33.72"	68°20'15.95"
F6.3	Guasimal	*Avicennia*	degradado, presencia de *Rhizophora*	10°54'32.58"	68°20'16.30"
F7	Caño El Buco	*Rhizophora*	conservado	10°55'51.16"	68°20'38.95"
F8		*Rhizophora*	conservado	10°56'2.99"	68°18'53.57"
F9		*Rhizophora*	conservado	10°55'22.78"	68°17'11.23"
Laguna La Restinga (Estado Nueva Esparta, Isla de Margarita)					
M1	Terminal de lanchas Laguna La Restinga	*Rhizophora*	conservado	10°58'49.49"	64° 9'59.91"
M2		*Rhizophora*	conservado	10°59'10.04"	64° 9'39.75"
M3	Laguna Jiele	*Rhizophora*	conservado	10°59'42.84"	64° 9'9.08"
M4		*Rhizophora*	conservado	10°59'31.81"	64° 9'39.72"
M5	Embarcadero Playa La Restinga	*Rhizophora*	conservado	11° 0'16.13"	64° 9'13.49"
M6		sin vegetación viva	muerto	11° 0'51.99"	64°10'31.57"
M7		*Rhizophora*	conservado	11° 0'32.85"	64°10'25.84"
M8		*Rhizophora*	conservado	10°59'55.73"	64°10'14.04"
M9		sin vegetación viva	muerto	10°58'56.01"	64° 7'59.00"
M10		*Rhizophora*	conservado	10°59'25.36"	64° 8'14.96"
M11		sin vegetación	degradado, presencia de *Rhizophora* y *Avicennia*	10°59'4.72"	64° 7'35.76"
M12		*Rhizophora*	conservado	10°58'42.11"	64° 9'10.11"

Tabla 2.1: Ubicación de los suelos de manglar y vegetación dominante

Determinación del color: Se hará referencia en esta sección, al color en húmedo y en seco para la fracción de suelo <2 mm. Para ello se comparó por medio de papel cromatográfico, el color observado con los códigos establecidos en la clave Munsell Color (2000).

Estimación del contenido en fibras: Existen varios procedimientos para la estimación del contenido en fibra vegetal de la turba con pequeñas diferencias entre ellos (Day et al., 1979; Lynn et al., 1974; Soil Survey Staff, 1975; Guerrero, 1987). Debido al gran contenido de restos vegetales presente en los horizontes superficiales de los suelos de manglar (Fig. 2.10), será utilizado este parámetro descriptivo para realizar una estimación semicuantitativa de su contenido.

La técnica para determinar el contenido en fibras (F), consistió en un análisis volumétrico. Para ello se introdujo la muestra en una jeringa de volumen conocido (5 mL) presionándola ligeramente (máxima presión lograda con el menor esfuerzo). Una vez empaquetada, en un tamiz nº 100 (0,15 mm de luz), se lavó bajo corriente de agua hasta que el efluente ya no presentaba color (Pontevedra-Pombal, 2002) y con ligeros movimientos manuales para romper los microagregados sin destruir las fibras.

El material retenido se mantuvo aproximadamente dos horas a 40ºC y finalmente, se empaquetó de nuevo dentro de la jeringa (Pontevedra-Pombal, et al., 2006). La diferencia de volumen fue expresada como porcentaje de fibra total (FT), dada por: $FT = (V_2/V_1) * 100$, donde; V_1 es el volumen de muestra inicial (fijado a 5 mL) y V_2 es el volumen de muestra después del "frotado" y tamizado.

Para aquellos suelos arenosos (F3), fue necesario cuantificar la MO mediante el método de combustión a elevada temperatura (550ºC) y establecer por diferencia de peso el contenido en fibra. Esto es necesario para suelos que contienen arena media (0,15 mm – 0,20 mm), la cual queda retenida y unida a la fibra, no siendo fácilmente separable de ésta y quedando por tanto sobreestimado su contenido.

Además de determinar el contenido en fibras, se realizó el test de color en pirofosfato sódico ($Na_2P_2O_7$), para identificar el tipo de material orgánico presente (fíbrico, hémico, sáprico). Este parámetro es ampliamente utilizado debido a la capacidad de este reactivo para formar complejos organometálicos con los componentes minerales del suelo (Soil Survey Staff, 2006). Para ello, se preparó una pasta saturada a partir de 0,5 g de suelo seco y tamizado a 2mm a los cuales se añadió un pequeño volumen (5-10 mL) de $Na_2P_2O_7$ (0,1 M). Se dejó en contacto veinticuatro horas para desarrollar el color y se utilizaron los códigos Munsell (Munsell Color, 2000).

- **Análisis Químico**

Determinaciones de pH (H_2O, KCl, H_2O_2): Para la determinación de pH en agua (relación agua-suelo, 1:2,5) se pesaron cinco gramos de suelo seco y tamizado (<2 mm) y se le añadió 12,5 mL de agua ultrapura. Se agitó y se dejó reposar diez minutos para luego efectuar la medición (Guitián & Carballas, 1976). El equipo (pH-metro marca CRISON, modelo micro pH 2000), se calibró introduciendo patrones de cuatro y siete unidades de pH. Para limitar el gasto de muestra, se utilizó la suspensión en la que fue medido el pH en agua añadiendo 0,1863 ± 0,0001 gramos de KCl y se agitó, continuando con la secuencia descrita. El valor de la diferencia entre ambos pH (pH medido en H_2O y pH en KCl) es definido como ΔpH y se utiliza como indicativo del tipo de carga dominante del suelo.

Para determinar el pH de oxidación se utilizó peróxido de hidrogeno (H_2O_2) a pH 5,5. El procedimiento consistió en pesar 1 g de suelo seco al aire y añadir 20 mL de H_2O_2 al 15%. Posteriormente se agitó, y se midió el pH transcurrido 2 min., 30 min., 1 h. y 6 h. (Konsten et al, 1988). Este ensayo tiene interés en el estudio de la acidificación potencial de un material.

Análisis granulométrico: Como fase preliminar, es necesario eliminar la MO presente en las muestras. Para ello, fueron pesados 20 g de suelo (seco y tamizado) a los que se les añadió H_2O_2 (6%, 15% y 30%). Durante esta fase, se procedió a retirar con una malla de acero los restos orgánicos flotantes (p.ej restos leñosos, raíces, fibrillas). En las etapas finales de la oxidación, se agregó dicromato potásico ($K_2Cr_2O_7$) (~50 mL por muestra). Una vez oxidada la MO, se procedió a disolver los compuestos de Fe y Al que contribuyen a la agregación además de los carbonatos, añadiendo a cada muestra 50 mL de HCl 1M.

Se lavó con agua destilada hasta eliminar los cloruros (ensayo con $AgNO_3$, según la reacción: $Cl^- + Ag^+ \rightarrow AgCl$) y se procedió a dispersar las arcillas incrementando el pH hasta 8,5 con amoniaco (NH_3). Tras la dispersión (2-4 horas en agitación), se tamizaron las muestras en húmedo (tamiz de 0,05 mm) para separar las arenas. En seco, se separaron en arena gruesa (AG) y arena fina (AF) por medio de un tamiz de 200 μm (2mm). Una vez enrasada a 1L, se homogeneizó la suspensión de limo (L) y arcilla (Arc) en agua y se tomaron alícuotas de 20 mL a 10 cm de profundidad con una pipeta Robinson, a los siguientes tiempos: $t_0 = 0$ seg.; $t_1 =$ 4 min., 48 seg.; $t_2 = 8$ h.

Se considera que: t_0 = LG+LF+Arc; t_1 = LF +Arc y t_2 = Acr. De esta manera, la diferencia de masa de t_0-t_1 determina el LG, t_1-t_2 el LF y t_2 la Arc. Los resultados finales se expresan en % respecto al suelo. Para determinar la textura del suelo, se utilizó un diagrama usado en los sistemas de clasificación de la FAO y en la Soil Taxonomy del USDA (Shepard, 1954).

Determinación de carbonatos: La medida del porcentaje de $CaCO_3$ en un suelo o sedimento se fundamenta en la determinación gasométrica de CO_2. Para ello se utilizó un sistema conocido como Calcímetro de Bernard, cuyo método es vulnerable a cambios de presión y temperatura. Sin embargo, su principal limitación se presenta en suelos con muy bajos contenidos de carbonatos (1-2%) para los que carece de sensibilidad. La concentración de gas y en consecuencia el volumen de solución desplazado es prácticamente imperceptible para este tipo de suelos. Se realizó un ensayo preliminar con HCl 1:1 para evaluar la presencia de carbonatos reactivos. Se utilizaron para la determinación, aquellos sedimentos (LD) y suelos (M6, M7 y M11) que mostraron reacción positiva frente al HCl, cuyo pH $H_2O \geq 6$ (n=6).

Determinación de las concentraciones totales para S, C y N por combustión seca: Las determinaciones se realizan utilizando un equipo que calcula las cantidades de C, N y S contenidos en una muestra a partir de los gases desprendidos tras su combustión. Se utiliza el Ct como equivalente al CO para la mayor parte de los suelos, omitiéndose la contribución de C inorgánico por ser prácticamente despreciable frente al Ct. Para aquellas muestras a las que se les determinó el contenido de carbonatos, se realizó la sustracción del Ct menos el C asociado a carbonato cálcico. Los porcentajes de MO están dados de acuerdo a la aproximación %MO=%C*1,724; si C<5,5% y %MO=%C* 2; si C>5,5%.

El contenido total de C y N se analizó en un instrumento de combustión automatizado, LECO-Truspec CHN. La técnica es no dispersiva y la combustión de la muestra se lleva a cabo a elevada temperatura (~1000ºC), en presencia de O_2. Las condiciones de trabajo fueron establecidas para el método "turba", utilizado para muestras con elevados contenidos de C, a flujo alto y con el horno fijado a 950ºC. Para la calibración se utilizó EDTA (nº 502-092) como patrón certificado. Para determinar el contenido de St, se utilizó un analizador LECO

SC-144DR (0,1000 ± 0,0001 g de muestra). Una corriente de oxígeno produce la combustión total de la muestra en un horno fijado a ~1000ºC y el resultado final arrojado por el equipo es el porcentaje de azufre total.

- **Análisis estadísticos**

Se utilizó el análisis de varianza (ANOVA) para determinar diferencias en las variables medidas (pH, Ct, St, Nt, C/N, y F) entre ecosistemas. Además se realizó un análisis factorial por componentes principales para variables y muestras (dos factores) utilizando el software computarizado SPSS (SPSS statistics 19.0.0). Se evaluó la normalidad de los datos por medio de un test Shapiro-Wilk. Para las variables con distribución normal se aplicó un ANOVA seguido de un test de Tukey mientras para el resto se aplicó el test Kruskal-Wallis.

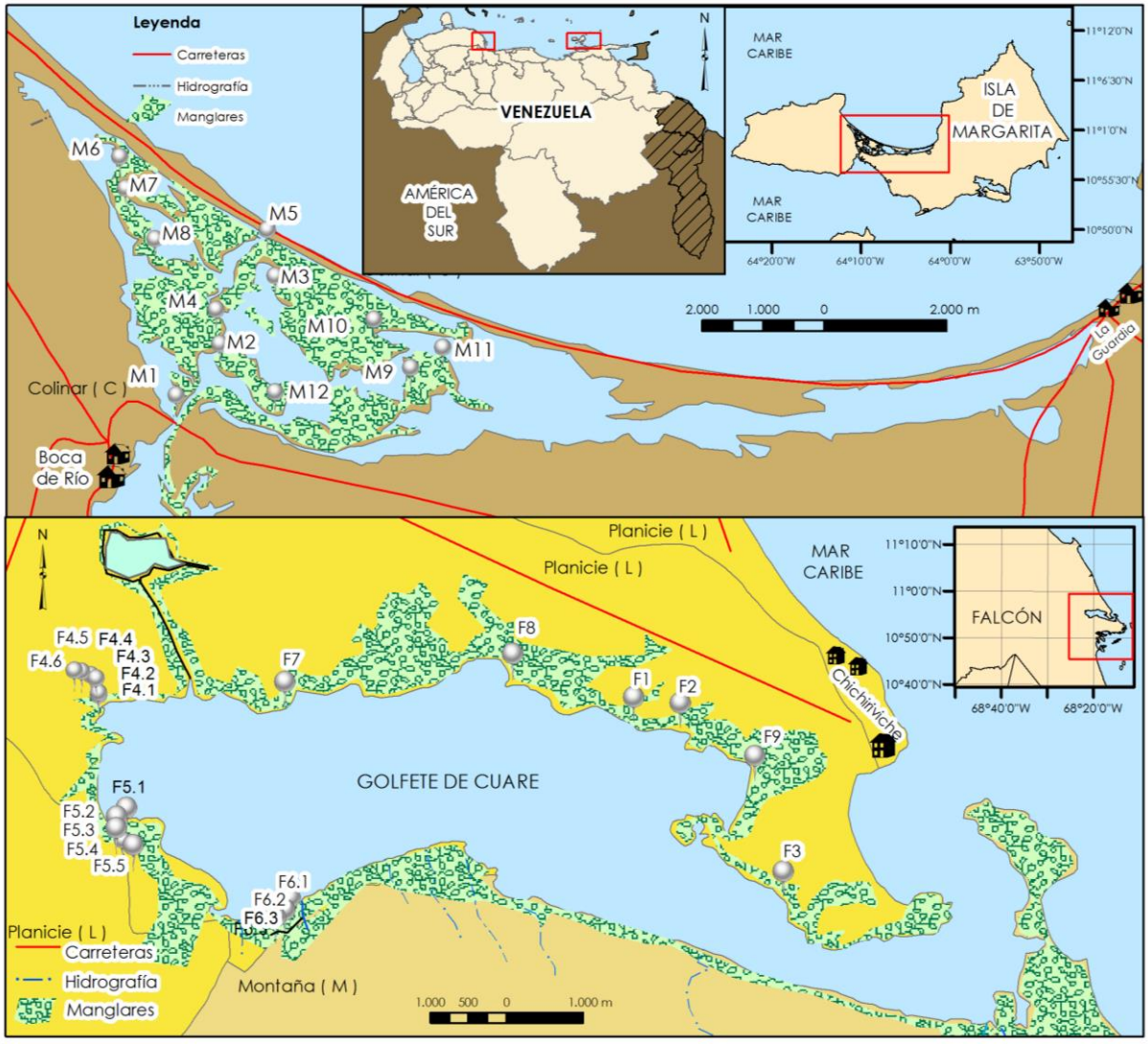


Figura 2.9: Ubicación de los sedimentos y suelos (0-20 cm) colectados en la Laguna La Restinga (a) (M: Margarita) y b) el Golfete de Cuare (F: Falcón)

2.2.2 Resultados

2.2.2.1 Características generales de los suelos

La observación directa de la fracción tierra fina, puso de manifiesto una gran variabilidad en las principales características físicas que describen a los suelos (color, presencia o ausencia de residuos orgánicos…) (Fig. 2.10). Los horizontes superficiales mostraron en general colores Munsell oscuros gris y marrón. La mayoría presentan hue (matíz) de 2.5Y con algunas excepciones 5YR (M5 y M8), 7.5 YR (M4, M6 y M7), 10YR (F6.1, F6. 2, F6.3, F9.1, M1, y M10) y 5Y (M9), con values mayoritariamente inferior a tres (3) y chroma entre 1 y 2 (2.5Y 3/1, 2.5Y 3/2, 5YR 3/1, 7.5YR 3/2, 10YR 2/1,..). En líneas generales, dominan los colores oscuros (2.5Y) y con intensidad ≤3, característicos de horizontes con condiciones ácuicas, fuertemente reducidos (2.5Y 3/1, 2.5Y 3/2). En la Tabla 2.2, se presenta una descripción física de cada una de las muestras.

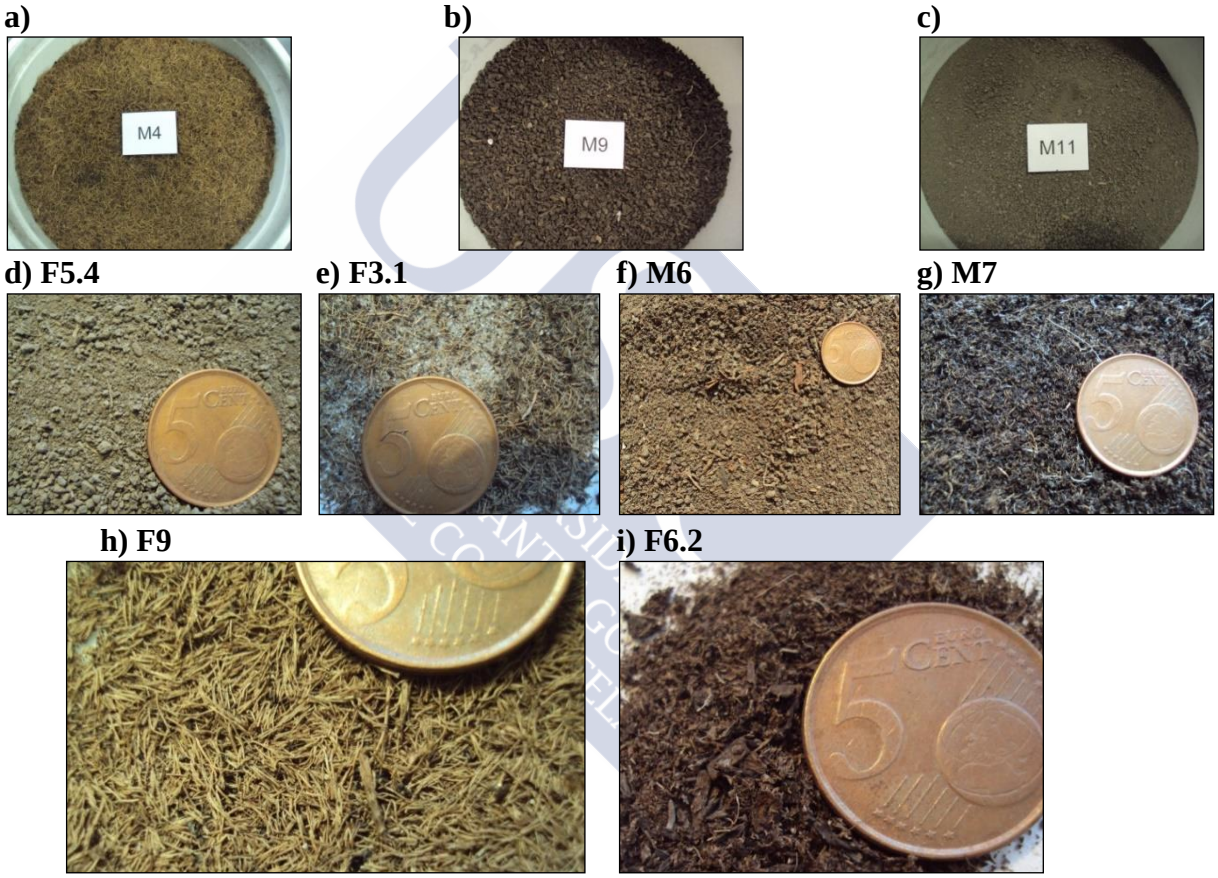


Figura 2.10: Fracción ≤2mm (a-g) y fibras (≥0,15 cm) (h-i) en suelos de manglar. Destaca la presencia de raíces (a), restos leñosos (b) dominio de matriz mineral (c) formación de microagregados (d), matriz cuarzosa con raíces finas (e), coloraciones rojizas con restos leñosos angulosos (f) y dominio de matriz orgánica (g)

2.2.2.2 Contenido en fibras (F)

El contenido total en fibra se encuentra entre un 3% (F3.1) como valor mínimo y 68% (M3 y M7), máximo (Tabla 2.2). Los porcentajes son superiores en la LR (rango predominante: 40-60%) respecto al GC (rango mayoritario: 20-40%), registrándose mínimos en los horizontes M11 (14%), F3.1-F3.2 (3-4%), y F4.4-F4.6 (8-14%). En general, los restos vegetales se encuentran en mayor o menor grado de descomposición, siendo visible en ocasiones el comienzo de la edafogénesis, fundamentalmente por la presencia de agregados (Fig. 2.10).

Muestra	Reac. HCl 1:1	Color (h)	Código Munsell (h)	Color (s)	Código Munsell (s)	% Fibras (>0.15mm)	Observaciones de la muestra, fracción tierra fina (<2mm)
F1.1	-	Gris muy oscuro	2.5Y, 3/1	Marrón grisáceo muy oscuro	2.5Y, 3/2	28	Heterogénea, material fino, troncos y raíces
F1.2	-	Gris muy oscuro	2.5Y, 3/1	Gris	2.5Y, 5/1	48	Arena gris fina, material descompuesto, raíces finas, raíces gruesas, troncos
F2.1(LD)	+	Gris muy oscuro	2.5Y, 3/1	Marrón grisáceo muy oscuro	2.5Y, 3/2	30	Homogénea, restos vegetales escaso-nulo
F2.1	-	Marrón oliva oscuro	2.5Y, 3/3	Marrón grisáceo muy oscuro	2.5Y, 3/2	60	Material vegetal domina sobre mineral, presencia de fibrillas, matríz marrón oscura en agregados
F2.2	-	Marrón grisáceo muy oscuro	2.5Y, 3/2	Marrón grisáceo muy oscuro	2.5Y, 4/2	56	Fibrillas dominantes, material fino escaso, troncos y raíces escasos
F3.1(LD)	+	Gris oscuro	2.5Y, 4/1	Marrón grisáceo	2.5Y, 5/2	13	Arenosa oscura con minerales claros (cuarzo cristalino), escaso material vegetal
F3.1	-	Gris oscuro	2.5Y, 4/1	Gris	2.5Y, 6/1	3	Arenosa gris clara (cuarzo cristalino)
F3.2	-	Gris	2.5Y, 6/1	Gris claro	2.5Y, 7/1	4	Arena gruesa gris cuarzosa predominante, raíces finas y escasos troncos
F4.1	-	Gris muy oscuro	2.5Y, 3/1	Marrón grisáceo muy oscuro	2.5Y, 3/2	60	Matríz muy fina marrón, raíces y troncos abundantes
F4.2	-	Marrón grisáceo muy oscuro	2.5Y, 3/2	Negro	2.5Y, 2.5/1	32	Muy oscura, matríz fina, troncos y agregados, escasas raíces finas
F4.3	-	Gris muy oscuro	2.5Y, 3/1	Gris oscuro	2.5Y, 4/1	10	Arcillosa, clara, facilmente disgregable, escaso a nulo material vegetal
F4.4	-	Marrón oliva oscuro	2.5Y, 3/3	Marrón grisáceo muy oscuro	2.5Y, 3/2	12	Fracción mineral de grano fino. Ausencia de residuos orgánicos, no se reconocen minerales
F4.5	-	Marrón oliva oscuro	2.5Y, 3/3	Gris oscuro	2.5Y, 4/1	14	Homogénea, gris claro, carente de restos vegetales, grano fino
F4.6	-	Marrón grisáceo muy oscuro	2.5Y, 3/2	Gris oscuro	2.5Y, 4/1	8	Homogénea, gris claro, carente de restos vegetales, grano fino
F5.1(LD)	+	Negro	2.5Y, 2.5/1	Marrón grisáceo muy oscuro	2.5Y, 3/2	12	Oscura, pequeños fragmentos de conchas color blanco
F5.1	-	Negro	2.5Y, 2.5/1	Marrón grisáceo muy oscuro	2.5Y, 3/2	48	Matríz fina, raíces finas y troncos predominantes
F5.2	-	Gris muy oscuro	2.5Y, 3/1	Marrón grisáceo muy oscuro	2.5Y, 3/2	52	Restos vegetales fibrosos (1-2cm de longitud), matriz fina
F5.3	-	Negro	2.5Y, 2.5/1	Gris oscuro	2.5Y, 4/1	26	Oscura, inorganica
F5.4	-	Marrón oliva oscuro	2.5Y, 3/3	Marrón grisáceo muy oscuro	2.5Y, 3/2	24	Fracción mineral predominante, grano fino,troncos subredondeados y angulosos escasos (~4mm long.)
F5.5	-	Gris muy oscuro	2.5Y, 3/1	Marrón grisáceo muy oscuro	2.5Y, 3/2	40	Matríz muy fina, abundantes troncos y raíces (1 cm long), fibrillas
F6.1	-	Marrón muy oscuro	10YR, 2/2	Marrón grisáceo muy oscuro	10YR, 4/2	60	Matríz marrón oscura, fibrillas, troncos y restos angulosos de madera predominantes
F6.2	-	Marrón muy oscuro	10YR, 2/2	Marrón grisáceo muy oscuro	10YR, 4/2	28	Materail inorgánico fino, agregados, escasas fibrillas y troncos
F6.3	-	Marrón muy oscuro	10YR, 2/2	Marrón grisáceo muy oscuro	2.5Y, 4/2	20	Material inorgánico fino, agregados
F7 (LD)	+	Negro	10YR, 2/1	Marrón grisáceo muy oscuro	2.5Y, 3/2	22	Escaso material vegetal compuesto por fibrillas (2-5 mm longitud, diametro <1mm)
F7	-	Gris muy oscuro	2.5Y, 3/1	Marrón grisáceo muy oscuro	2.5Y, 4/2	60	Predominan las fibrillas, matríz escasa, raíces y troncos abundantes
F8.1	-	Gris muy oscuro	2.5Y, 3/1	Marrón grisáceo oscuro	2.5Y, 3/2	60	Troncos y raíces escasos, fibrillas abundantes, escaso material mineral
F9 (LD)	+	Negro	2.5Y, 2.5/1	Marrón grisáceo muy oscuro	2.5Y, 3/2	20	Predomina fracción mineral gris oscura, agregados, escasas fibrillas y restos de madera angulosos
F9	-	Negro	10YR, 2/1	Marrón oscuro	10YR, 3/3	56	Dominan fibrillas, fracción mineral minoritaria, raíces (~2cm longitud) y troncos (~5 mm longitud)
M1	-	Negro	10YR, 2/1	Negro	10YR, 2/1	48	Matríz fina marrón oscura, raíces finas descompuestas, raíces gruesas y troncos escasos
M2	-	Negro	2.5Y, 2.5/1	Gris muy oscuro	2.5Y, 3/1	64	Matríz fina marrón, abundantes troncos y raíces
M3	-	Negro	2.5Y, 2.5/1	Marrón grisáceo muy oscuro	2.5Y, 3/2	68	Predomina fracción mineral, matríz fina color marron oscuro, abundantes troncos (2-5 mm longitud)
M4	-	Marrón muy oscuro	7.5YR, 2.5/2	Marrón oscuro	7.5YR, 3/2	48	Dominan los restos vegetales, fibrillas, matríz oscura muy fina color negro
M5	-	Marrón rojizo oscuro	5YR, 2.5/2	Marrón rojizo oscuro	5YR, 2.5/3	64	Heterogénea, dominado por fibrillas, matríz oscura escasa en agregación con restos vegetales
M6	+	Marrón muy oscuro	7.5YR, 2.5/2	Marrón oscuro	7.5YR, 3/2	38	Predominan troncos pardo-rojizos y negros, astillas angulosas de madera, matríz marrón oscura
M7	+	Negro	7.5YR, 2.5/1	Marrón muy oscuro	7.5YR, 2.5/2	68	Fibrillas, troncos y raíces, matríz de grano fino gris muy oscura, material vegetal muy descompuesto
M8	-	Negro	5YR, 2.5/1	Gris muy oscuro	5YR, 3/1	52	Matríz fina marrón, abundantes troncos y raíces
M9	-	Negro	5Y, 2.5/1	Gris muy oscuro	5Y, 3/1	56	Gris muy oscura casi negra, matriz arenosa, predominan troncos
M10	-	Negro	10YR, 2/1	Marrón grisáceo muy oscuro	10YR, 3/2	56	Matríz gris, escases de fibrillas, abundancia de troncos pardo-rojizos y negros (~5mm longitud)
M11	+	Negro	2.5Y, 2.5/1	Gris oscuro	2.5Y, 4/1	14	Microagregados gris oscuro, escasos troncos
M12	-	Gris muy oscuro	2.5Y, 3/1	Marrón grisáceo muy oscuro	2.5Y, 3/2	40	Heterogénea, predomina material vegetal, matríz negra, fibrillas abundantes, raíces y troncos

Tabla 2.2: Descripción general de los sedimentos de canal (LD) y suelos en superficie (0-20 cm) (h: húmedo, s: seco, F: Falcón, M: Margarita)

- **Materiales diagnósticos para la identificación de horizontes del suelo**

El material orgánico definido en las muestras del GC y la LR, corresponde en su totalidad a material hémico, lo que indica un grado de descomposición intermedio entre los materiales fíbricos menos descompuestos y los sápricos más descompuestos. El contenido en fibras se ubica entre 17 y 75% mientras el color en el extracto en pirofosfato sódico presenta hue de 10YR, 5YR y 2.5YR con valores bajos de value (2-3) y chroma (1-2), lo que se traduce en colores oscuros, marrón y negro (Tabla 2-a, apéndice).

2.2.2.3 Textura del suelo

El GC se caracteriza por horizontes de textura gruesa (clases texturales: arenoso, areno franco y franco arenoso) mientras la LR por texturas de menor tamaño de grano (arcilloso y franco arcillo limoso). Sin embargo, los ambientes coinciden en las zonas no preservadas, definidas por su tamaño de grano fino. Aquellos suelos con elevado contenido de arena se presentaron en la estación F3, asociados a una alta energía hídrica debido a su ubicación en el canal de entrada del mar al GC, lo cual se traduce en el dominio de un tamaño de grano grueso.

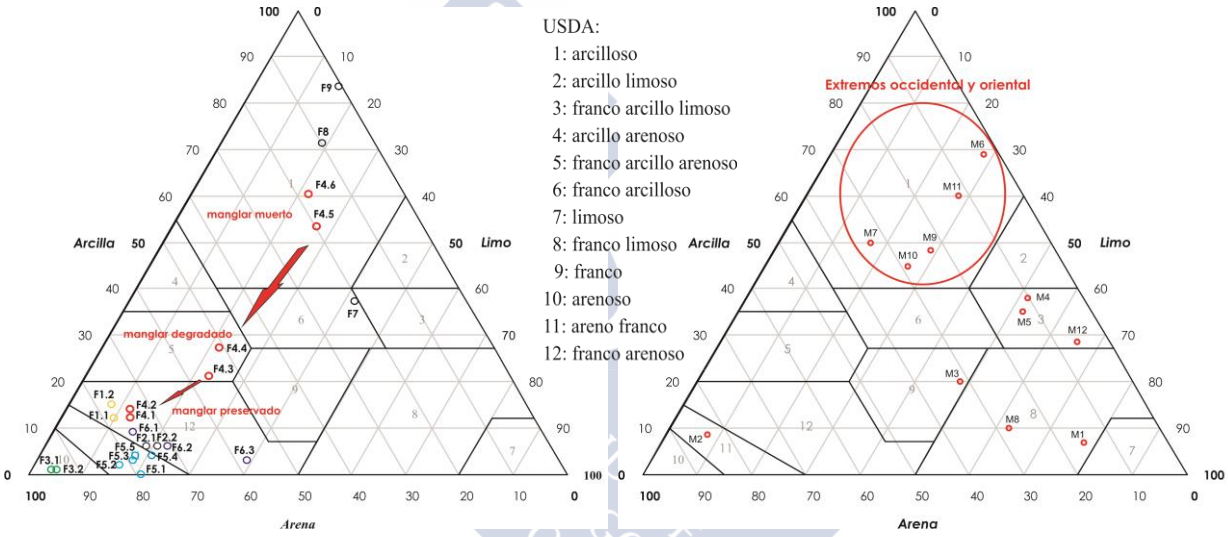


Figura 2.11: Diagrama textural de los suelos de manglar presentes en el GC (F: Falcón) y la LR (M: Margarita). Destaca los cambios texturales en zonas degradadas y de manglares muertos (transepto 4.1-4.6 y extremos de la laguna)

Los cambios texturales son notorios fundamentalmente en el transepto que va de F4.1 hasta F4.6 (Caño Ánimas) (Fig. 2.11). A partir de manglares preservados (F4.1 y F4.2), en donde la clase textural es franco arenoso, se evidencia la disminución en el tamaño de grano (clase franco arcillo arenoso) para F4.3 y F4.4, suelos en avanzado estado de degradación (no preservados) en un área de baja pendiente, para finalmente alcanzar en F4.5 y F4.6 las texturas más finas identificadas en el GC (arcillosa), zona de elevada mortalidad del bosque.

De manera similar a lo observado en el GC (F4.5-F4.6), en la LR los suelos no preservados (M6, M9 y M11) registran elevados contenidos en arcilla (45-69%), ubicándose en la clase textural arcillosa (Fig. 2.11). En general, a esta clase textural pertenecen los suelos desarrollados en los extremos occidental y oriental, donde la laguna se colmata y en consecuencia el manglar deja de crecer. Los máximos contenidos en arcilla (60-69%) se presentan en los dos extremos más alejados del centro de la laguna (M6 y M11), zonas de baja profundidad.

La zona central, de mayor profundidad que los extremos, muestra una distribución textural variable con las clases texturales más gruesas en M2 (areno franco), M3 (franco), M8 (franco limoso) y M1 (franco limoso). El suelo M2 registra el mayor contenido de arena (85%), principalmente en su fracción más gruesa (63%). Los suelos M4, M5 y M12 están dominados por la clase textural franco arcillo limoso en las que los contenidos de las fracciones más finas (limo fino y arcilla) son elevados (28-47%) y en consecuencia asociados a una baja energía del medio acuático.

2.2.2.4 pH

En promedio, los suelos de manglar registran un pH H_2O de la muestra seca de 5,0 ± 0,9.). No se consideraron los sedimentos de canal (LD). Valores de pH H_2O ≤4,5 fueron obtenidos en el GC (Fig. 2.12). La mayor acidez se presenta en la estación F1, con un valor medio de 3,7. La estación F2 arroja valores bajos de pH: 4,2 y 4,6 para F2.1 y F2.2 respectivamente. Los valores más elevados (pH H_2O: 4,9-5,4) se obtuvieron en los suelos de zonas no preservadas y los más bajos (4,0-4,9) en suelos preservados (transectos F4 y F5). Si se comparan los dos ambientes, se observa que los pH más bajos (≤4,5) se presentan en el GC (Falcón). En la LR, los valores de pH alcanzan valores cercanos a la neutralidad (Fig. 2.12).

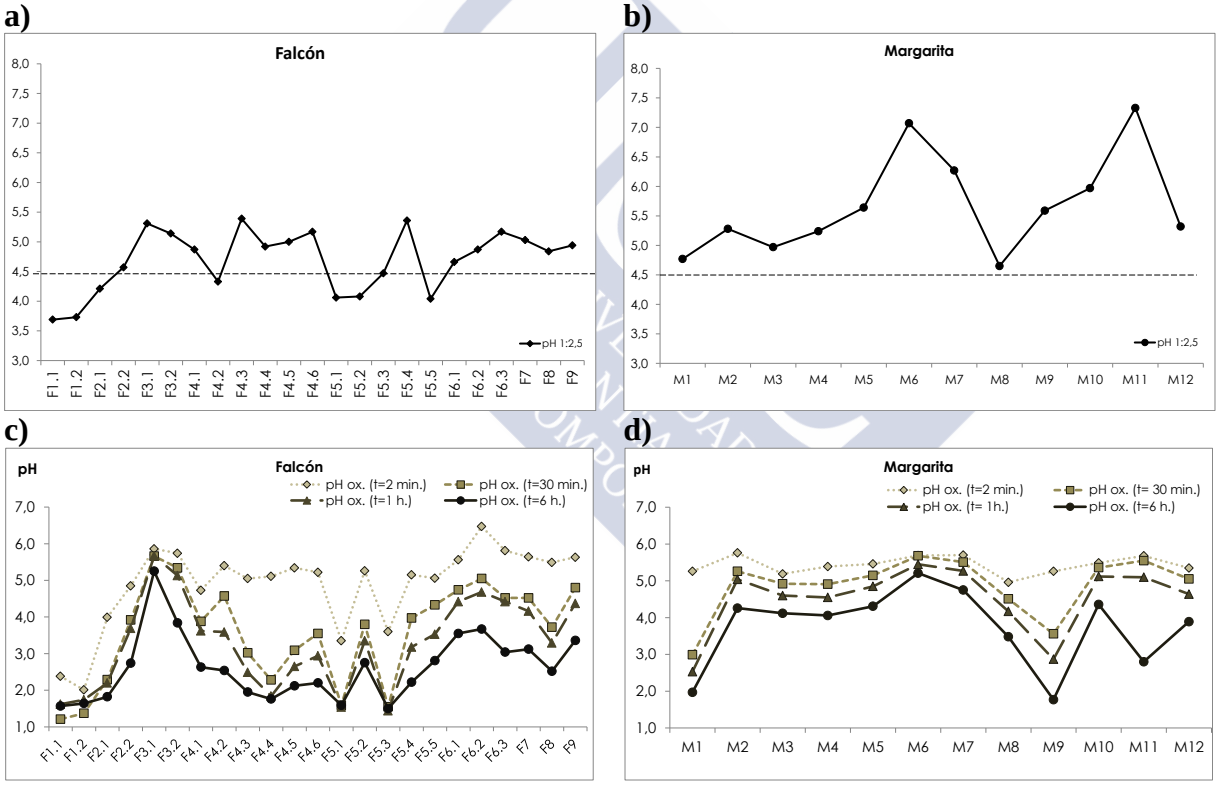


Figura 2.12: Distribución del pH en los suelos de manglar (pH 1:2,5= pH H_2O y pH ox. (pH oxidación)= pH H_2O_2 a diferentes tiempos: 2 min., 30 min., 1h, 6h)

En la mayoría de suelos, se observó una disminución en los valores de pH KCl respecto al pH H_2O, lo cual es indicativo de acidez cambiable y un claro dominio de carga negativa en los coloides (ΔpH>0). El pH medido en H_2O_2 sugiere que estos sistemas contienen materiales con un poder elevado de acidificación. La tendencia general es a descender entre una y dos unidades al cabo del tiempo en ambos ecosistemas. Por ejemplo, el horizonte superficial M11 presentó un pH H_2O=7,3 y un valor de pH H_2O_2 a las seis horas de 2,8 (Fig. 2.12).

Luego de una hora de reacción, el comportamiento es muy similar a los valores obtenidos a los 30 minutos, con una diferencia en promedio de 0,5 unidades. A las seis horas, el pH decae aproximadamente una unidad de pH respecto al medido la primera hora, siendo notable dicha diferencia en M11 (dos unidades). El cambio drástico desde los dos minutos respecto a las seis horas, se presenta en M1, M9 y M11.

En el GC, en general el pH H_2O_2 decae bruscamente a los treinta minutos (30 min.), marcando en promedio una unidad de pH inferior respecto al valor medido a los dos minutos. Los valores en el transcurso de una hora de reacción no difieren en gran medida de los obtenidos a los treinta minutos (~0,5 unidades). A las seis horas, el pH decae con una diferencia cercana a la unidad respecto a los valores medidos a los treinta minutos y una hora. El descenso final promedio, es de dos unidades de pH desde los dos minutos hasta las seis horas de medida.

En la LR, el pH H_2O_2 no muestra grandes diferencias entre el pH inicial (2 min) y el final (6 h) como en el caso del GC, a excepción de los suelos M1, M9 y M11 en donde se observa una disminución progresiva del pH con cambios netos de gran magnitud. En general, el descenso del pH a los treinta minutos respecto al medido a los dos minutos, es leve (a excepción de M1 y M9 en donde se observa una diferencia brusca de aproximadamente dos unidades) (Fig. 2.12).

Los máximos contenidos de St (≥2,2%) encontrados en algunos horizontes (F1.1, F1.2, F2.1, F2.2, F5.1, F5.3, M1) (Tablas 2.4, 2.5) coinciden con los mínimos valores de pH H_2O y los mayores descensos en el pH H_2O_2, respecto a las medidas en agua.

2.2.2.5 Carbonatos

Salvo pocas excepciones como por ejemplo los sedimentos de canal colectados en el GC (LD), el grupo de muestras de manglar, experimentó reacción negativa para carbonatos con el test en HCl (Tabla 2.2). Los resultados indican un contenido de C asociado a carbonato cálcico (C-CO_3^{2-}) entre 0,2% y 0,5% para los horizontes con pH H_2O>6 (Tabla 2.3), que se traduce en un contenido de $CaCO_3$ que osciló entre 1,6% (M7) y 4,4% (F5.1 LD).

Tabla 2.3: Contenido promedio de carbonatos en sedimentos de canal (LD) y horizontes superficiales de suelos de manglar. Los valores se reportan con la desviación estándar de tres réplicas de peso (F: Falcón, M: Margarita)

Muestra	% $CaCO_3$	% C-CO_3^{2-}	pH H_2O
F2.1 LD	3,4 ± 0,2	0,44 ± 0,03	6,7
F3.1 LD	4,1 ± 0,4	0,49 ± 0,04	6,7
F5.1 LD	4,4 ± 0,4	0,53 ± 0,04	7,0
F7.1 LD	4 ± 1	0,5 ± 0,1	6,9
F9.1 LD	2,789 ± 0,004	0,335 ±0,001	6,1
M6	2,45 ± 0,02	0,29 ± 0,01	7,1
M7	1,595 ± 0,003	0,19 ± 0,02	6,3
M11	1,77 ± 0,04	0,21 ± 0,01	7,3

2.2.2.6 Contenido total de S (St), C (Ct) y N (Nt)

En promedio, los suelos de manglar presentan elevados contenidos de St (LR=1,5±0,3%; GC=1,7±0,9%), no siendo encontradas diferencias significativas para este parámetro (St=p≥0,05; n: 35) entre ambos sistemas (Tabla 2.4). Los máximos se presentan en M1 (2,2%) y F2.1 (4,4%) mientras los mínimos están dados para F3.1 y F3.2 (0,2%) (Tabla 2.4).

El Ct mostró elevados contenidos en ambas zonas de estudio, en un rango entre 2% (F3.1, F3.2) y 28% (F2.1), sin observarse diferencias significativas con la LR (Tabla 2.4). En general, es notoria una amplia variabilidad espacial en el contenido de Ct, mayor en el GC que en la LR. Los mayores porcentajes en cada estación, aumentan en general desde aquellos puntos más cercanos al borde del GC (p. ej. F4.1, F4.2) hasta el interior del bosque (pej. F4.3-F4.6, F5.3-F5.6). Este hecho parece corresponder con la degradación y mortalidad del manglar en las zonas más internas. Por ejemplo, en F4.1 y F4.2 se registran contenidos superiores al 15% de CO y ambos suelos se ubican bordeando al GC. Por el contrario, a partir de F4.3, los contenidos de C disminuyen hasta valores inferiores al 10%, coincidiendo con una zona degradada (Caño Ánimas).

En la LR, los contenidos superan en su mayoría el 20%, encontrándose mínimos de 9% (M11) y máximos alrededor de 27% (M3) (Tabla 2.4). Al igual que en GC, en la LR los contenidos mínimos (9-15%), están asociados con zonas degradadas.

Tabla 2.4: Concentraciones totales (T) de C, S y N (X: promedio; σ: desviación estándar)

			Falcón (%)							Margarita (%)			
Horizonte	CT (%)	CO (%)	MO (%)	NT (%)	C/N	ST (%)	Horizonte	CT (%)	CO (%)	MO (%)	NT (%)	C/N	ST (%)
F1.1	13	13	27	0,5	25	2,7	M1	24	24	48	1,0	23	2,2
F1.2	14	14	28	0,5	27	2,2							
F2.1	28	28	55	0,8	34	4,4	M2	25	25	50	1,5	17	1,1
F2.2	26	26	53	0,8	31	3,1							
F3.1	2	2	4	0,2	12	0,2	M3	27	27	54	1,6	17	1,9
F3.2	2	2	4	0,2	12	0,2							
F4.1	27	27	54	1,2	23	1,9	M4	27	27	54	1,2	23	1,4
F4.2	15	15	30	0,9	17	1,2							
F4.3	8	8	16	0,5	15	1,2	M5	22	22	44	1,1	21	1,6
F4.4	10	10	20	0,5	18	1,4							
F4.5	7	7	15	0,5	16	0,9	M6	16	15	31	1,2	12	1,4
F4.6	6	6	12	0,4	14	0,8							
F5.1	26	26	53	1,0	26	2,9	M7	22	22	44	1,3	18	1,1
F5.2	19	19	37	1,2	16	1,7							
F5.3	13	13	27	0,8	17	2,4	M8	24	24	48	1,3	18	1,3
F5.4	14	14	29	1,2	12	1,7							
F5.5	20	20	40	1,3	15	1,7	M9	16	16	31	0,9	17	1,5
F6.1	25	25	49	1,0	24	1,6							
F6.2	18	18	37	1,0	18	1,5	M10	18	18	35	1,2	15	1,5
F6.3	11	11	23	0,6	18	1,1							
F7	27	27	54	1,0	26	1,2	M11	9	9	18	0,8	11	1,5
F8	21	21	42	0,9	23	1,3							
F9	21	21	42	0,9	24	1,3	M12	24	24	49	1,3	19	1,2
X	16	16	33	0,8	20	1,7	X	21	21	42	1,2	18	1,5
σ	8	8	16	0,3	6	0,9	σ	5	6	11	0,2	4	0,3
Máx.	28	28	55	1,3	34	4,4	Máx.	27	27	54	1,6	23	2,2
Mín.	2	2	4	0,2	12	0,2	Mín.	9	9	18	0,8	11	1,1

La concentración de Nt fue próxima a 1%, variando entre 0,2% (F3.2) y 1,6% (M3). Los contenidos son bajos en los suelos degradados M9 y M11 (Tabla 2.4). Los mínimos contenidos de Nt (<1%) en el GC (Tabla 2.4), se presentan en las zonas degradadas y de manglares muertos (p.ej. F4.6, F5.3), sin embargo los mínimos se registran en F3 (0,2%), un suelo con elevado contenido de arena cercano al canal de entrada del mar (Fig. 2.9). Esta variable presentó diferencias altamente significativas entre ambos ambientes (Tabla 2.6).

De la misma manera que ocurre para el C, en el GC se registran las mayores relaciones C/N con máximos de 34 (F2.1) y 31 (F2.2) y mínimos de 12 (F3.1 y F3.2). Para la laguna, el mínimo se presenta en M11 (11) y el máximo en M1 y M4 (27), no existiendo diferencias significativas entre ambos sistemas (Tabla 2.5).

La tabla 2.6, muestra un resumen de los valores promedios obtenidos en cada uno de los parámetros fisicoquímicos estudiados. El pH H_2O en cada sistema muestra una elevada acidez promedio en los suelos, con un gran potencial de oxidación (pH H_2O_2) alrededor de dos unidades de pH. El GC registra una mayor acidez promedio (pH=4,7) en relación con la LR (pH 5,7). En su mayoría, valores bajos de pH en los suelos coinciden con contenidos elevados de St posiblemente asociados a la reoxidación de sulfuros en superficie.

Tabla 2.5: Significancias entre la LR y el GC para las diferentes variables estudiadas (p<0,01; altamente significativo; *p<0,05; significativo; n.s. p>0,05; no significativo, F: contenido en fibras, n: 35).**

Fuente de variación	P
Ct	0,092 n.s.
CO	0,092 n.s.
F	0,032*
Nt	<0,001**
C/N	0,187 n.s.
St	0,651 n.s.
pH H_2O	0,001**
pH KCl	0,001**
pH H_2O_2 (2 min.)	0,113 n.s.
pH H_2O_2 (6 h.)	0,002**

Se obtuvieron diferencias significativas (p<0,05) en el contenido en fibras (F) y altamente significativas (p<0,01) en un gran número de variables (Nt, pH H_2O, pH KCl y pH $H_2O_{2\ 6\ h}$). En las variables Ct, CO, C/N, St y pH $H_2O_{2\ min.}$, no se observaron diferencias entre ambientes (Tabla 2.5). Los valores obtenidos para cada uno de los parámetros fisicoquímicos medidos en los sedimentos y suelos de manglar no incluidos en el texto, se muestran tabulados en un apéndice al final del presente capítulo.

Tabla 2.6: Medias y rangos para algunos parámetros fisicoquímicos determinados en los horizontes superficiales de los suelos de manglar (0-20 cm)

Ecosistema	Valores	pH H_2O	pH KCl	pH H_2O_2 2'	pH H_2O_2 6h	St (%)	Nt (%)	Ct (%)	CO (%)	C/N	F (%)
Golfete de Cuare (n=23)	x	4,7	4,6	4,9	2,6	1,7	0,8	16	16	20	35
	σ	0,5	0,5	1,1	0,9	0,9	0,3	8	8	6	21
	max.	5,4	5,3	6,5	5,3	4,4	1,3	28	28	34	60
	min.	3,7	3,6	2,0	1,6	0,2	0,2	2	2	12	3
Laguna La Restinga (n=12)	x	5,7	5,6	5,4	3,7	1,5	1,2	21	21	18	51
	σ	0,9	0,8	0,2	1,1	0,3	0,2	5	6	4	15
	max.	7,3	7,2	5,8	4,8	2,2	1,6	27	27	23	68
	min.	4,8	4,6	5,0	1,8	1,1	0,8	9	9	11	14

2.2.3 Discusión de resultados

2.2.3.1 Color y textura del suelo

De acuerdo con Zakharov (1927), los dos componentes principales que determinan el color del suelo son la MO y las formas de Fe. El color oscuro de los suelos ha sido asociado en gran medida con altos contenidos de MO (Schulze, et al., 1993), la cual en su conjunto, es un pigmento entre marrón oscuro y negro. El Fe según su estado de oxidación presenta en solución, tonalidades verdosas (en condiciones reducidas como Fe^{2+}) o rojizas (en su estado oxidado: Fe^{3+}), mientras la presencia de carbonatos y o arcillas del grupo del caolín, confieren al suelo colores claros con tendencia hacia el blanco en la escala de color (Kaúrichev, et al., 1980).

En los suelos en estudio, los colores oscuros (2.5Y), con chroma $\leq$2, sugieren la presencia de condiciones ácuicas (Soil Survey Staff, US, 1990), fuertemente reductoras (Dorronsoro et al., 1988) y denotan cambios en las condiciones redox. Se han descrito colores negro (10YR 2/1) y marrón muy oscuros (10YR 2/2) típicos de suelos bien aireados en superficie, marrón oliva (2.5Y 3/3) que sugieren reducción del Fe y gris muy oscuro (5Y 3/1) indicativo de condiciones fuertemente reducidas. Las tonalidades rojizas/ o moteados (5YR 3/1), observadas en algunos suelos podrían ser un indicativo de condiciones de hidromorfía.

Las condiciones redoximórficas producto de las fluctuaciones mareales a las que están expuestos los suelos de manglar, reflejan los cambios en el estado de oxidación del Fe, lo que se traduce en cambios de color. En los suelos, dominan los colores 2/5Y 3/1, 2/5Y 3/2 y 2/5Y 3/3 que marcan la reducción del Fe. En un grupo reducido (p.ej. F6, M9, M4), es también notoria la oxidación del Fe mediante coloraciones rojizas (5YR 2.5/3, 7.5YR 3/2, 10YR 2/1). De la misma manera, la MOS, podría explicar el dominio de coloraciones oscuras con tendencia hacia el negro (10YR 2/1, 7.5YR 2/1, 5YR 2.5/1,….), propias de sustancias de naturaleza húmica.

Por otro lado, en ambientes hidromorfos, el movimiento del agua y las condiciones redox afectan al color del suelo y están frecuentemente relacionadas con la textura (Richardson & Daniels, 1993). A pesar de los elevados contenidos de MO obtenidos en superficie, se ha conocido que la relación entre color del suelo y contenido de MO tiende a ser muy baja, mientras la textura influye en dicha relación (Schulze, et al., 1993). De esta manera, los cambios hídricos que se producen en los sistemas de manglar, dan lugar a variaciones en la energía del medio que están íntimamente relacionadas con modificaciones en la textura de los suelos.

Los resultados obtenidos, permiten asociar texturas gruesas con una energía hídrica elevada y texturas finas con baja energía del medio acuático. En el manglar debido a su localización en regiones con marcada influencia estuarina (bordeando canales naturales, lagunas y cursos bajos de ríos), se favorece la deposición de sedimentos con las texturas más finas (limoso y arcilloso) (Cintrón & Schaeffer-Novelli, 1983). Algunos modelos de evolución costera, también proveen una explicación a la existencia de capas de arena en suelos de manglar o suelos con distribución de tamaño de partícula arenoso o franco arenoso (Rossi & Mattos, 2002).

La variabilidad en la distribución en el suelo del tamaño de partícula, observada en los manglares de Venezuela, es debida a aspectos fisiográficos que definen cada región de bosque, los cuales pueden ser explicados tanto por la influencia de periodos de

transgresión/regresión y por la geomorfología de la costa, tal y como se ha indicado para estos ecosistemas en Brasil (Vidal-Torrado, et al., 2010).

En la LR, se ha reportado un fondo areno-limoso, con los sedimentos de textura gruesa ubicados en los principales canales, y los más finos en las zonas más internas y sectores del cuerpo central (Salazar et al., 2003), lo cual coincide con los resultados en los suelos de manglar. De acuerdo con Salazar y colaboradores (2003), los cambios texturales en la laguna y el área marina adyacente a su boca, está condicionada a factores como la topografía y pendiente del fondo, la velocidad y dirección de los vientos, y a las diversas corrientes generadas durante el régimen de pleamar y bajamar que rigen a este ecosistema.

Los numerosos caños que comunican las sublagunas internas en la LR, aceleran (efecto Venturi), las masas de agua que arrastran a las partículas más finas, depositándolas en las áreas más abiertas una vez que se disipa la energía que traen esas aguas (Monente, 1978). Esta complejidad en la cinética de la LR, se ha evidenciado en la distribución textural que muestran los suelos de manglar. La energía se disipa por los canales internos y el movimiento de las corrientes se acelera en estas zonas, con la formación de corrientes de fondo que se encargan de recircular el agua por toda la laguna.

La elevada energía cinética media de la masa de agua que se desplaza por los caños, se disipa al descender en áreas más amplias, obteniéndose otro tipo de ambiente sedimentario que es característico en las zonas internas de este ecosistema lagunar (p.ej. M4, M12). Allí, la energía tiene oscilaciones hacia valores menores y el tipo de sedimento es de textura fina (franco arcillo limoso). En el área central de la laguna, se resalta la influencia de la alta energía cinética media que comienza a disiparse dando origen en una amplia área, a un sedimento de textura arenosa y limosa, mientras que en las lagunetas de las zonas internas, por lo general, bordeadas y resguardadas por manglares, se ubican los sedimentos de textura más fina, arcillosa (Salazar, et al., 2003). Este es el caso mencionado de la laguneta Jiele (M3) de textura franco debido al aporte de arena y limo de los dos canales que la conectan con el resto de la LR.

Por su parte, los resultados obtenidos en la zona este del GC coinciden con los obtenidos por Moreno (2009) en los sedimentos de fondo, el cual encontró contenidos superiores al 25% de arenas hacia el canal de entrada. Esta zona, se encuentra permanentemente influenciada por fuertes corrientes y la elevada energía del medio no favorece la sedimentación de partículas de grano fino, dominantes en aguas tranquilas o de movilización escasa a nula. Esto explica los elevados contenidos de arena obtenidos en F3 (94-95%), con un dominio de arena gruesa (75%) frente a arena fina (19-20%). Por el contrario, la ubicación de los suelos F8 y F9 (Fig. 2.9), parece explicar los grandes contenidos de arcilla (71% y 83%, respectivamente) ya que se encuentran en zonas ligeramente cerradas, de baja energía hídrica que favorece la deposición del material más fino.

2.2.3.2 Dinámica del CO en los suelos de manglar y productividad del ecosistema

La Soil Taxonomy (2006) define a las fibras como partes de los tejidos vegetales en los materiales orgánicos de suelo (excluyendo a las raíces vivas) que: i) son lo suficientemente grandes para ser retenidas sobre un tamiz de malla 100 (apertura de 0,15 mm de diámetro) cuando son separadas, ii) muestran evidencias de la estructura celular de las plantas de las cuales se derivan y iii) son de 2 cm o menos en su dimensión más pequeña, o están lo suficientemente descompuestas para ser disgregadas con los dedos.

En general, los elevados contenidos en fibras (rango mayoritario: 50-70%) obtenidos, denotan la importante contribución de esta fracción orgánica en los suelos de manglar. Los bajos contenidos registrados en el GC y los cuales marcan diferencias con los elevados valores obtenidos para la laguna, están asociados a la presencia de manglares muertos en donde el aporte de macrovegetación es limitado. Los menores contenidos (14%) dentro de la laguna corresponden a zonas degradadas (M11), en donde el aporte es escaso y el flujo de agua es limitado, lo que no favorece el movimiento de los restos vegetales.

El material orgánico en los suelos superficiales del GC y la LR (0-20 cm) es hémico, lo que indica un grado de descomposición intermedio, por lo que se encuentran parcialmente alterados tanto física como biogeoquímicamente (Soil Survey Staff, 2006). El color del extracto en pirofosfato está definido por valores bajos de value y chroma que indican colores oscuros con tendencia hacia el negro (ver apéndice, tabla 2-a), atribuidos principalmente a la presencia de MO.

Los carbonatos son escasos en los suelos de manglar. Los bajos contenidos encontrados en los suelos M6, M7 y M11 (1,6-2,5% $CaCO_3$), podrían ser debidos a su ubicación geográfica. Estos suelos se encuentran en los extremos oriental y occidental de la LR en áreas de baja pendiente lo que podría favorecer la deposición de pequeñas conchas de organismos al elevarse el nivel del mar. Se han reportado contenidos de carbonatos superiores al 50% en los sedimentos de fondo de la LR, localizados en los sectores de mayor profundidad y asociados a textura arenosa (Salazar, et al., 2003; Zarzosa, 1974).

Los suelos mostraron un elevado contenido en CO (promedio: 18±8%; n=35), si consideramos como referencia el valor de stock de C para manglares (2,2%) reportado por Kristensen y colaboradores (2008). La alta correlación entre CO y contenido en fibras (r_s=0,820, p<0,001, n=35), indica una gran influencia de detritos derivados de raíces en la MOS. Teniendo en cuenta los requisitos de la USDA (2014) para la identificación del epipedon hístico: CO debe ser mayor a la relación: 8+(contenido de arcilla/7,5), se puede considerar a estos suelos como orgánicos, excepto los correspondientes a las áreas de manglar muerto, los cuales presentaron un contenido notablemente inferior (6,8±2,2%), que de acuerdo al contenido de arcilla (31±11%), para ser considerados horizonte hístico debería contener del orden del 12% de CO (USDA, 2014).

En un estudio realizado por Sánchez y colaboradores (2010), se obtuvo contenidos de CO que oscilaron entre 19 y 23% para horizontes superficiales (0-10 cm) de suelos de manglar bajo *Rhizophora mangle*, ubicados en la LR (n=120), no encontrando diferencias significativas debidas a variaciones temporales ni salinidad pero si se detectaron variaciones espaciales ligadas a cada localidad dentro del sistema lagunar. Estos resultados coinciden con los obtenidos en el presente estudio para esta laguna (21±6 %CO).

De acuerdo con Zarzosa (1974), los factores de importancia que afectan la distribución de la MO en la LR son las corrientes y la flora (manglar, algas, etc.). Los autores encontraron en sectores más o menos estancados, con poca o nula corriente marina, protegidos por manglares y con una alta productividad vegetal, que la MO alcanza valores superiores a 14%. Estos elevados contenidos de MO son debidos principalmente a la presencia de raíces en los horizontes más superficiales, las cuales destacan en la mayoría de suelos estudiados.

La estrecha asociación de la MO con la textura de los suelos, se observa con claridad en la LR (arcilla-CO: r^2= 0,7478; n=12), en donde las concentraciones más bajas de CO estuvieron asociadas a las zonas extremas, degradadas, de escasa profundidad y elevado contenido de arcilla (≥50%). Las texturas más gruesas (limosas), se observaron en los caños (canales

internos) en el cuerpo central de la laguna, donde la acumulación de MO es inferior debido a una elevada energía hídrica. Estos resultados ponen de manifiesto una pérdida de la MO en los suelos asociados a zonas no preservadas, en donde el aporte de la vegetación es inferior que en los bosques preservados y la mineralización es mayor debido a los factores climáticos (p.ej. descensos mareales) y morfológicos (p.ej. baja pendiente) que caracterizan a estas zonas.

El estudio sedimentológico llevado a cabo por Salazar y colaboradores (2003), reporta valores elevados de MO (máx.: 14%) para los sedimentos del fondo de la laguna, incluso superiores a los determinados por Zarzosa en el año 1974. La ubicación y el lugar de recolección de las muestras podría haber influido en la obtención de valores tan elevados de MO para sedimentos lagunares, debido a que algunas estaciones de muestreo se ubicaron muy cerca de los manglares, en donde lo intrincado de sus raíces funciona de trampa a los detritos y sedimentos en suspensión (Salazar, et al., 2003).

Además de ello, es necesario considerar el proceso de estancamiento o disminución de la circulación de las aguas en algunas zonas, debido al cierre de sus canales de acceso por mangles secos caídos. Esto trae como consecuencia que la renovación del agua no sea la más efectiva y que estos obstáculos sirvan de trampas de sedimentos, con la posible colmatación de esos caños y con ello el aislamiento y posterior sedimentación de dichas áreas (Salazar, et al., 2003).

En consecuencia, si se cotejan los resultados obtenidos por Salazar y colaboradores (2003) en los sedimentos de fondo de la LR (14%) con los datos correspondientes a suelos de manglar en los niveles superficiales, se observa un aumento considerable en los contenidos de MO en estos últimos (42%) (Fig. 2.13). Es notoria la clara influencia de la vegetación como fuente fundamental de residuos orgánicos al suelo. Todo esto parece indicar que la presencia del bosque de manglar induce modificaciones significativas de las condiciones y propiedades del sustrato (suelo), respecto a los sedimentos no vegetados poniendo de manifiesto la importancia de los procesos edáficos en la evolución de estos ambientes (Ferreira, et al., 2007).



Figura 2.13: Contenidos de MO en sedimentos de fondo (Salazar, et al., 2003) de la Laguna La Restinga (azul) y en los suelos de manglar, obtenidos en el presente estudio (blanco). Los datos se expresan en porcentaje, destacan en la envolvente en línea continua, los mayores contenidos de MO en la zona central de la laguna

Los aportes de MO al suelo no solo dependen del tipo de vegetación sino también de los cambios hidrológicos y el estado de desarrollo y conservación de los bosques. Estos resultados ponen de manifiesto los grandes contenidos que estos ambientes pueden almacenar y la gran importancia de evaluar su condición de sumideros.

La relación C/N obtenida para los suelos estudiados fue en general alta (>20), los que coincide con los resultados encontrados en sedimentos asociados a zonas de manglar de Tailandia (Isla Phuket), en donde se alcanzan relaciones elevadas, entre 20 y 100 (Kristensen, et al., 2000).

2.2.3.3 Procesos de acidificación en superficie

El amplio rango de valores de pH H_2O observado en los suelos de manglar, pone de manifiesto una gran variabilidad a nivel local y entre ambientes (3,7-7,3). Los bajos valores de pH H_2O (≤5) coinciden con elevados contenidos de St (2-4%), lo que sugiere la oxidación de sulfuros en superficie. La baja capacidad de neutralización de la acidez en los suelos de manglar, en general libres de carbonatos, se intensifica en zonas no preservadas. Este hecho se evidencia en los suelos M6, M7 y M11, en los que se registran valores de pH H_2O cercanos a la neutralidad y presencia de carbonatos.

En los suelos de manglar el S puede encontrarse principalmente asociado a la MOS y en sulfuros metálicos estables en condiciones anóxicas (Ferreira, et al., 2007). En los sedimentos de canal (LD), se registraron valores de pH H_2O cercanos a la neutralidad, acompañados de mínimos contenidos de St (<1%) respecto a los suelos de manglar. Este hecho es característico de sedimentos no colonizados por plantas vasculares en medios con influencia marina (Ferreira et al., 2007), pero que sin embargo suelen presentar una mayor concentración de sulfuros metálicos que los suelos intermareales (Otero & Macías, 2002). Por otra parte, el dominio de la fracción mineral le puede conferir una mayor capacidad de neutralización de la acidez a los sedimentos.

Los resultados obtenidos para el pH H_2O_2 evidencian que la oxidación forzada con peróxido de hidrogeno desencadena una fuerte acidificación del medio debido a la oxidación del material sulfúrico como la pirita (Ferreira, et al., 2007) y posiblemente favorecido por una baja capacidad de neutralización de la acidez. Si un suelo que contiene materiales sulfídicos se drena o si son expuestos a condiciones aeróbicas, los sulfuros se oxidan y se forma ácido sulfúrico. La presencia de raíces en los 20 cm más superficiales de estos suelos, favorece la oxidación en marea baja, exponiendo los suelos al aire por largos periodos de tiempo. Dicha aireación promueve la oxidación de sulfuros de hierro de acuerdo con las reacciones 3 y 4 (Ferreira, et al., 2007): $FeS_2 + H_2O + 7/2O_2 \rightarrow Fe^{2+} + 2SO_4^{2-} + 2H^+$ [3] y $FeS + 3/2O_2 + H_2O \rightarrow Fe^{2+} + SO_4^{2-} + 2H^+$ [4]

La presencia de material sulfúrico le confiere a los suelos una sensibilidad especial a los cambios potenciales en la hidrología del sistema, bien sea antrópicos (drenajes) como naturales (variación en el régimen de lluvias). Una disminución del periodo de inundación puede desencadenar una fuerte acidificación de suelos y aguas y, en consecuencia, una degradación irreversible del sistema (Huerta-Díaz & Reimer, 2010).

De esta manera, el valor de pH, normalmente cercano a la neutralidad antes de drenarse o exponerse, puede disminuir por debajo de 3,0. Si una muestra con estos materiales se seca lentamente (alrededor de dos meses), con rehumedecimiento ocasional, se tornará extremadamente acida (Soil Survey Staff, 2006). Valores de pH inferiores a 3,5 indican la presencia de material sulfúrico (Soil Survey Staff, US, 1992), el cual se acumula en suelos

permanentemente inundados por aguas salobres a partir de la reducción biológica del sulfato a sulfuro (Otero et al., 1998). Su aireación provoca la oxidación de las formas reducidas de azufre y forma ácido sulfúrico ([3], [4]) (Soil Survey Staff, 1992) que genera un descenso brusco del pH en suelos con ausencia de carbonatos. Este es el caso de los horizontes superficiales estudiados, cuyos valores de pH H_2O para la fracción tierra fina luego de seca al aire y tamizada (<2mm), alcanza mínimos de 3,7 unidades. Dicha acidificación además no es neutralizada por la capacidad amortiguadora del suelo de acuerdo a los resultados obtenidos (decaimiento del pH H_2O y en H_2O_2), por lo que estos suelos se convierten en peligros potenciales para el medio ambiente si son modificadas sus condiciones naturales, acciones que podrían generar una gran acidificación, traducida en diversos problemas para el uso y funcionamiento del ecosistema.

La figura 2.14 muestra la relación pH-St y pH-C. Se observó una disminución del pH a medida que aumenta el contenido de S total. La relación C/S (CO/St) en los suelos de manglar, mostró valores elevados (4-17), superiores al valor promedio dado para sedimentos marinos (2,8 ± 1,5) (Berner & Raiswell, 1984), para el cual se considera que las concentraciones de C orgánico y pirita han alcanzado valores meta estables (Otero, et al., 2003). La acidificación del suelo, producto de la oxidación de los sulfuros en este tipo de suelos, es favorecida por la presencia de grandes contenidos de MO como principal aceptor de electrones en las reacciones redox. Esto se traduce en un descenso del pH en condiciones de laboratorio a mayor contenido de CO.

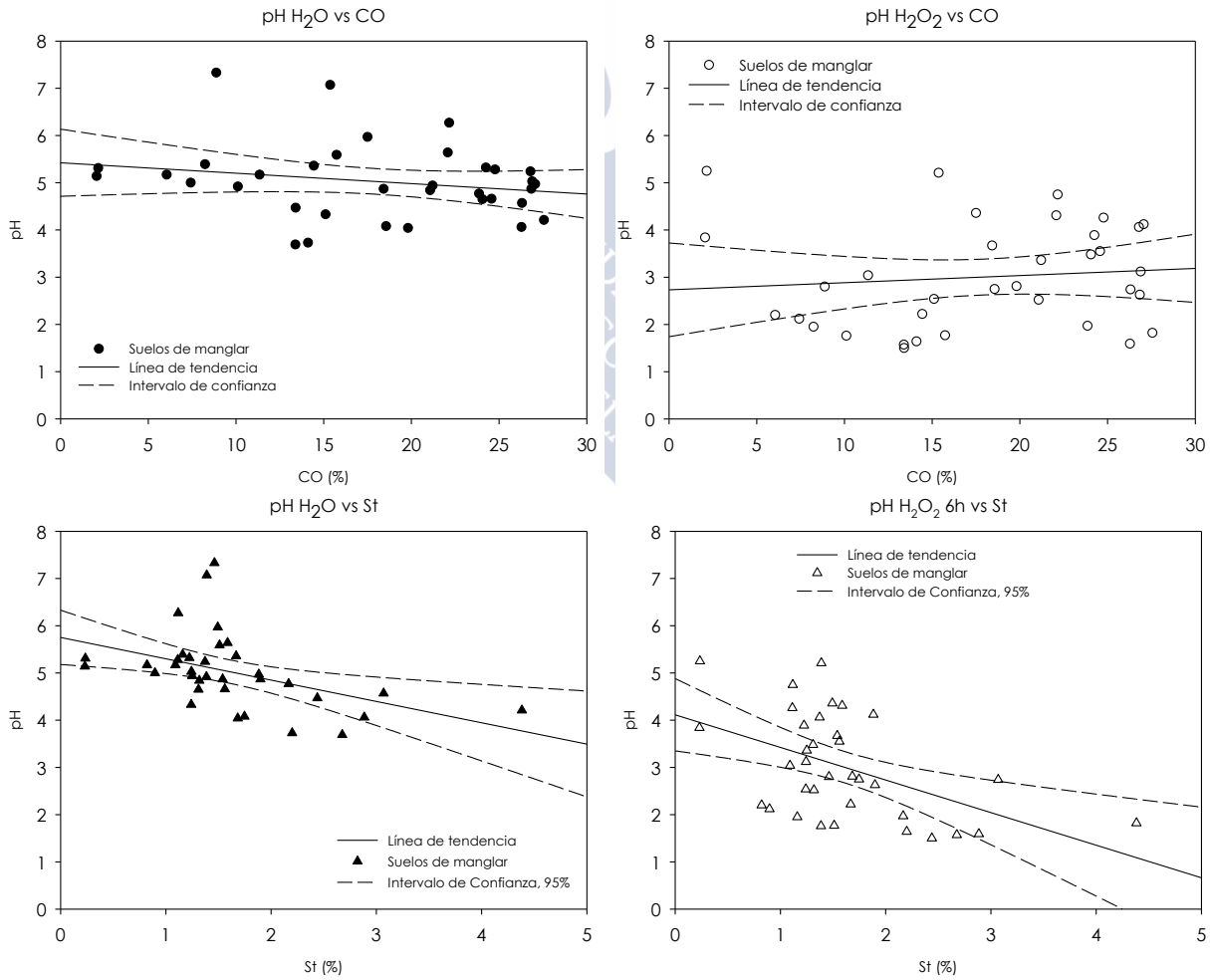


Figura 2.14: Relación del pH con el contenido de St y CO en los suelos de manglar. Se muestra la regresión lineal para cada curva

2.2.3.4 Identificación de ambientes geoquímicos y edáficos

La compleja geoquímica en los suelos de manglar es el resultado de la interacción de un gran número de factores biológicos y físicos que controlan los procesos edáficos y sedimentarios. Estos incluyen propiedades de los sedimentos costeros sobre los cuales se desarrollan los manglares, las características fisiográficas del área, la influencia del clima y la modificación por la vegetación (Marchand, et al., 2004). Por ejemplo, un estudio realizado en la Guyana Francesa, muestra que los potenciales redox obtenidos fueron muy sensibles a cambios estacionales, zona vegetal y profundidad, mientras otros parámetros como el contenido de St se ven afectados por el estado de desarrollo del bosque, profundidad y especie de mangle en este ambiente (Marchand, et al., 2004).

La figura 2.15 muestra un análisis factorial por componentes principales, considerando las variables evaluadas en esta descripción preliminar en superficie. Se consideran los factores 1 y 2 como aquellos que explican la mayor varianza; F1 representa el 43% de la varianza total y F2 el 24% para las muestras del GC (localizado en el estado Falcón, F), mientras en la LR (ubicada en la Isla de Margarita, M), el factor 1 (F1) contribuye con un 49% a la varianza total y F2, 27%.

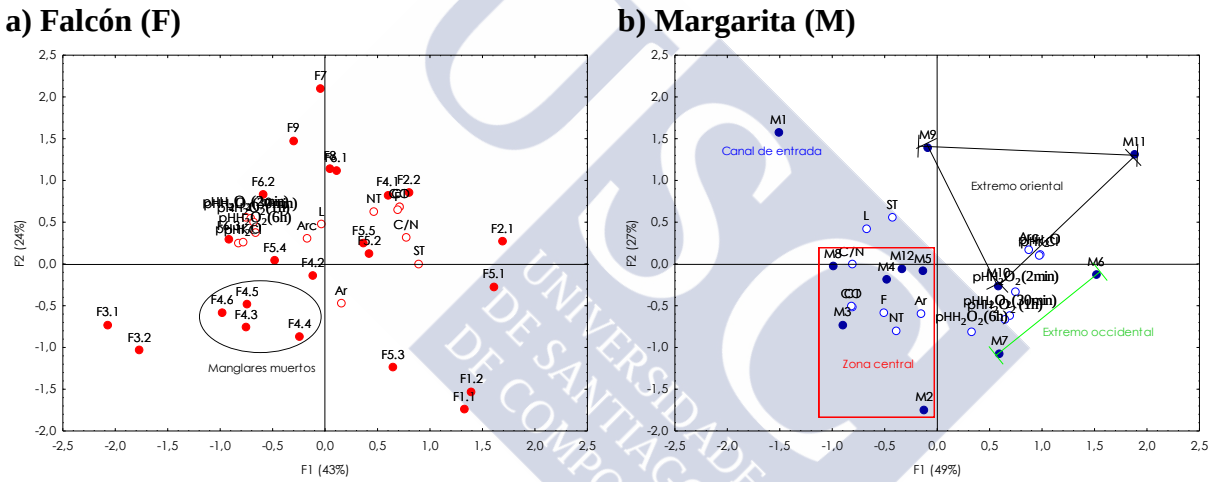


Figura 2.15: Análisis de componentes principales para los suelos de manglar en superficie (Fnº: Falcón, M: Margarita, F1: Factor 1, F2: Factor 2, L: Limo, A: Arcilla, Ar: Arena, F: Fibras, CT: Carbono Total, CO: Carbono Orgánico, ST: Azufre Total, NT: Nitrógeno Total, pH ox.: pH de oxidación)

El agrupamiento de las muestras en el GC, permite asociar el comportamiento de algunos suelos con determinados procesos edáficos. Destaca el desplazamiento de los suelos F4.3-F4.6 (manglares muertos), F3.1 y F3.2 (cercanos al canal de entrada al GC) hacia valores negativos de ambos factores. Este grupo de muestras está definido por los menores contenidos de CO, F, ST y NT, así como bajas relaciones C/N; variables que se ubican a valores positivos de F1 y F2 y que en conjunto podrían ser un indicativo de productividad y calidad de la MO presente en estos suelos. Lo mismo ocurre con los horizontes que se agrupan con estas variables (p.ej. F6.1, F8, F5.5,..), caracterizados por elevados contenidos de estas variables y relaciones C/N altas.

Los horizontes F1.1, F1.2, F5.1 y F5.3, al igual que el contenido de arena (Ar), se concentran hacia valores positivos de F1 y negativos de F2. Estas muestran registran los valores más bajos de pH en condiciones de laboratorio (<4). Por su parte, un grupo de horizontes (p.ej. F7, F9, F5.4,..) está controlado por un enriquecimiento en las fracciones texturales más finas (Arc y L) y valores más elevados de pH, en relación a los suelos mencionados (F1.1, F1.2, F5.1 y F5.3). En consecuencia, el comportamiento de este grupo de suelos (F1 (-) y F2 (+); F1 (+) y

F2 (-)), parece indicar que están definidos principalmente por procesos de acidez y acidez potencial en los suelos.

El agrupamiento de los horizontes en la LR permite identificar las tres regiones definidas hasta el momento, en función de su comportamiento geoquímico y edáfico. Las zonas ubicadas en los extremos occidental y oriental del triángulo escaleno que geomorfológicamente forma la LR (Fig. 2.9) difieren de manera notable, en sus características físicas y químicas, del cuerpo central. Los resultados obtenidos resumen estas diferencias. Este grupo de horizontes (M6, M7, M9, M10 y M11) se caracteriza por un elevado contenido en arcillas, pH en condiciones de laboratorio cercanos a la neutralidad, así como bajas concentraciones de CO, F, ST, NT y relaciones C/N bajas. La situación contraria se observa en la región central, con elevados contenidos de las variables mencionadas y suelos en general ligeramente ácidos. El horizonte M1 registra el pH más bajo (4,8) mientras M11 el más elevado (7,3), observándose en lados opuestos del diagrama.

Es importante destacar que las zonas degradadas y de manglares muertos observadas tanto en las zonas extremas de la LR como al oeste del GC se encuentran agrupadas con el pH. La presencia de valores de pH en condiciones de laboratorio, neutro o ligeramente básico en estas zonas, es debida a la presencia de sales, típica de estos ambientes. De la misma manera, estos suelos en general presentan un elevado contenido en arcilla y limo, así como bajas cantidades de MO producto de las condiciones fisicoquímicas, hídricas y geológicas en las zonas de estudio. Las bajas pendientes y baja energía del medio, permiten la acumulación de las partículas más finas. La elevada salinidad favorece la degradación de los bosques lo que se traduce en un menor aporte de MO al suelo.

De esta manera, los resultados obtenidos en esta sección de la investigación, ponen de manifiesto grandes variaciones espaciales en los parámetros estudiados, por lo que surge la necesidad de evaluar posibles variaciones en profundidad para los suelos de manglar. Para ello, se evaluarán a continuación todos estos parámetros y algunos no considerados en superficie (p.ej. CICe, P olsen, iones en equilibrio, entre otros) involucrando diferentes profundidades (Capítulo II-B).

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

2.2.4 Conclusiones

Se ha realizado un estudio de suelos con vegetación de manglar en el litoral de Venezuela, en Isla Margarita (Estado Nueva Esparta) y Cuare (Estado Falcón) en el que los primeros resultados en los niveles más superficiales (0-20 cm) revelan una gran variabilidad espacial en las condiciones geoquímicas y el contenido de los principales componentes del suelo para cada uno de los ecosistemas estudiados y entre ambos ambientes. Esta elevada variabilidad, impide la extrapolación de resultados entre diferentes estudios y pone de manifiesto la necesidad de un amplio conocimiento de las variables ambientales que actúan en cada ecosistema (p.ej. flujo de agua marina, aportes fluviales). Los resultados muestran que estos suelos no deben ser considerados como sistemas homogéneos.

El contenido de C en los suelos oscila ampliamente, dependiendo de los aportes de necromasa y de las condiciones del sistema, encontrando valores cercanos al 30% de C y en su mayoría superiores al 20%, lo que denota la elevada productividad de los suelos de manglar. Los resultados obtenidos ponen de manifiesto la presencia de MO poco evolucionada y que el N es un factor limitante en su mineralización y metabolismo (rango mayoritario C/N: 15-20).

El estado de conservación de los bosques marca notables diferencias para zonas de manglar muerto y las áreas con buen desarrollo boscoso, en la mayoría de los parámetros fisicoquímicos estudiados. La acumulación de MO fue considerablemente mayor en los horizontes superficiales de los manglares preservados respecto a los degradados. Sin embargo, el significativamente bajo contenido de CO de los suelos en los bosques muertos indica que el stock de C en estos ambientes es frágil y propenso a alteración.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

2.3 CAPÍTULO II-B: CARACTERIZACIÓN DE SUELOS DE BOSQUE DE MANGLAR EN ISLA MARGARITA Y COSTA DE FALCÓN (NORTE DE VENEZUELA)

Resumen

Un estudio edafológico se llevó a cabo en manglares ubicados al Norte de Venezuela (Estados Falcón y Nueva Esparta). El objetivo fue describir y caracterizar los suelos a través de los principales parámetros fisicoquímicos que los definen. Un total de 182 muestras fueron colectadas y analizadas en laboratorio, llevando a cabo determinaciones preliminares de los siguientes parámetros: CICe, P olsen, St, Nt, pH, Eh, C/N, CO_3^{2-} y Ct. El agua de inundación de los bosques de manglar también fue considerada, determinando una serie de variables químicas (Eh, pH, CE, Na, K, Mg, Ca, SO_4^{2-} y Cl^-), que la definen como cloruro-sódica y doblemente salina para Margarita respecto a Falcón.

Los parámetros fisicoquímicos estudiados, presentan una amplia variabilidad espacial y en profundidad. La concentración de St (0,1-6,4%) está principalmente relacionada con suelos u horizontes en condiciones fuertemente reducidas (Eh<-100 mV). Dominan condiciones subóxicas en superficie con presencia de algunos horizontes profundos, de carácter anóxico fuertemente reductor (Eh<100 mV). El pH H_2O presenta una disminución notoria a partir de los 50 cm de profundidad, principalmente superior a los 80 cm. Los suelos presentaron condiciones anóxicas, con pH próximo a la neutralidad pero con una gran acidez potencial (pH de oxidación) cuando se someten a aireación debido a la oxidación de la pirita. La presencia de material sulfúrico también se hace notoria al alcanzar el equilibrio con valores de pH≤3,5.

En general, los suelos presentan una elevada CICe, con valores promedio entre 58 (Falcón) y 80 (Margarita) $cmol_c/kg$ y máximos cercanos a 100 $cmol_c/kg$. El P asimilable (P olsen) en los suelos, representa una pequeña fracción del contenido total (1-10% del Pt), siendo notorio un enriquecimiento en superficie (Fet/Pt<15). Por su parte, el CO mostró una distribución irregular con la profundidad, a pesar de que los mayores contenidos (rango mayoritario: 25-30%) corresponden principalmente a horizontes superficiales.

Palabras claves: condiciones subóxicas, anóxicas, equilibrio, acidez potencial, material sulfúrico

Parte de los resultados de este trabajo, se presentó en el 1er Congreso Venezolano de Geoquímica (Universidad Central de Venezuela, Caracas 2014). Título de la ponencia: *"Estudio Edáfico y Biogeoquímico en Ecosistemas de Manglar del Norte de Venezuela"*

2.3.1 Material y métodos

2.3.1.1 Zonas de estudio

En secciones anteriores se estudiaron muestras de suelo ubicadas en el Golfete de Cuare (GC) y la Laguna La Restinga (LR). En esta parte de la investigación, además de estos dos ambientes serán incluidos adicionalmente la Laguna Las Marites (LM) y el Parque Nacional Morrocoy (PNM) (Fig. 2.16). La gran extensión de la LM, además de su cercanía al aeropuerto y el desarrollo económico proveniente de la producción de la ostra de mangle, son algunas de las causas de su importancia económica y social para Venezuela. Las condiciones fisicoquímicas que caracterizan a los suelos del PNM, derivadas de su desarrollo en agua de mar, contrastan con aquellos que forman parte de los subsistemas estuarinos LR, LM y GC, de lo cual deriva su interés adicional en el estudio.

2.3.1.2 Muestreo de los suelos y agua de inundación

Luego de localizar y georeferenciar las zonas con mayor cobertura de bosques en Venezuela y realizar un muestreo preliminar en el año 2008, se realizó un segundo muestreo (2009) intentando cubrir el área previamente seleccionada a nivel superficial (0-20 cm) y considerando en esta ocasión diversas profundidades dentro del perfil (0-135 cm) (ver apéndice). Se consideraron un total de 37 perfiles de suelo y 1 sedimento (zona sin vegetación vascular: SV). Esta fase fue detallada en la etapa de recolección de muestras (capítulo I).

Se tomaron muestras del agua de inundación del manglar en algunas de las estaciones en donde fueron colectados los suelos y fueron separadas de los sólidos suspendidos (no considerados en el estudio). Se contó con un total de 25 muestras de agua (Tabla 2.7) en tres sistemas: LR, LR y GC. Las medidas de pH y Eh fueron obtenidas con los mismos instrumentos portátiles utilizados para los suelos (Hanna, HI 9025). Las lecturas finales del potencial redox (Eh), fueron corregidas con la adición del potencial de referencia del electrodo de calomel (+244 mV).

2.3.1.3 Análisis de las aguas

La concentración de los cationes (Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+) fue determinada por espectrometría óptica inductivamente acoplada a plasma (EEO-IAP), en un equipo Pelkin Elmer modelo Analyst 2000. La concentración de los aniones (Cl^-, SO_4^{2-}) fue obtenida mediante Cromatografía Iónica, en un equipo ILC–1, ION/Liquid Chromatograph marca Waters. Los límites de detección experimental correspondieron a: 0,2 ppm para el Cl^-, y 0,5 ppm para $SO_4^=$. La conductividad eléctrica (CE) se determinó en el laboratorio con un conductivímetro marca Crison modelo GLP 31, previa calibración con una disolución de KCl 0,1N (patrones 1413 µs/cm y 12,88 ms/cm) (Burt, 2004).

2.3.1.4 Análisis de los suelos

Las condiciones de pH y Eh se determinaron en campo y una vez trasladados los suelos al laboratorio, para la fracción ≤2mm se determinaron una serie de variables químicas (pH, CO, St, P olsen, Al, H,….,) y características físicas como la textura (Tabla 2.8). La totalidad de resultados se muestra en un apéndice al final del capítulo.



Figura 2.16: Estaciones de muestreo en suelos del manglar de Falcón (Golfete de Cuare: P1G-P8G, Parque Nacional Morrocoy: P12G-P18G) y Margarita (Laguna La Restinga: PnºR, Laguna Las Marites: PnºM)

- **Granulometría**

Para determinar la textura de los suelos se realizó un fraccionamiento por tamaño de partícula, en arena (2mm-50m), limo (50-2 m) y arcilla (<2m), siguiendo el método de dispersión en agua, tamizado en húmedo y sedimentación por gravedad (Christensen, 1992).

- **pH**

El pH H_2O (relación 1:2,5) y en KCl fue medido en un equipo marca CRISON, modelo micropH 2000. En un reducido grupo de suelos con gran volumen de macro restos orgánicos, fue modificada ligeramente la relación suelo-agua (1:3,5). La reacción acida potencial (pH de oxidación) fue determinada por oxidación forzada con 30% H_2O_2 (pH 5,5), midiendo el pH resultante a los 2 y 30 minutos y a 1 y 6 horas (Konsten et al., 1988; WRB, 2006). El pH-metro fue calibrado con patrones de 7 y 4 ó 7 y 2, según el valor de la muestra.

- **C, S, N**

Las concentraciones totales de C, S y N se determinaron en analizadores elementales por combustión seca (LECO CHN-1000 y LECO SCDR-144) a elevada temperatura. Para evaluar la dispersión de los datos arrojada por los equipos, se utilizaron réplicas del mismo peso con patrones certificados para cada elemento.

- **Carbonatos**

Para determinar el contenido de carbonatos, se utilizó el Calcímetro de Bernand en aquellos horizontes con pH $H_2O \geq 6$ (suelos con pH $H_2O \geq 7$ (total: 26) y P14G con pH H_2O: 6-7, desarrollado sobre roca caliza según observaciones de campo, fig. 1.7). Para este reducido grupo, el CO está dado por la diferencia entre Ct y C asociado a carbonatos ($C\text{-}CO_3^{2-}$) mientras en el resto de suelos se considera que Ct~CO.

- **Lavado de sales solubles y Capacidad de Intercambio Catiónico Efectiva (CICe)**

Se realizó un lavado de las sales solubles con agua ultrapura, previo a la percolación del suelo para determinar la CICe. La eliminación de las sales se llevó a cabo cerca de la temperatura de ebullición del agua con el fin de aumentar la solubilidad de las mismas. La extracción de los cationes cambiables se realiza al pH del suelo (CIC efectiva) y se expresa en $cmol_c/kg$ (meq/100g) de suelo, mediante un percolado con NH_4Cl (Peech et al., 1974). Las bases de cambio (Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+, Na^+) y el Al^{3+} se determinaron por espectrometría de absorción atómica (EAA).

- **Protones de cambio (H^+)**

En la disolución amoniacal obtenida para determinar la CICe, se determinaron los protones de cambios por medio de valoración con NaOH hasta pH 4,5. Para ello se utilizó una solución de NaOH 0,025 N, valorada con HCl 0,1 N y 3 gotas de fenolftaleína como indicador. La titulación se llevó a cabo en aquellos extractos con un pH inferior a 4,0.

- **Contenido de fósforo asimilable y total**

Para el análisis de los suelos tropicales se utiliza con frecuencia el método Olsen como una medida del P asimilable (Monente, 1978). Para ello se realizó una extracción con bicarbonato sódico ($NaHCO_3$) y se determinó por colorimetría en un equipo Thermo Spectronic, Helios

(Kaúrichev et al., 1980). El contenido total se determinó para un grupo de perfiles (8) a diferentes profundidades (0-125 cm) en un espectrofotómetro Jasco V-630.

2.3.1.5 Equilibrio del suelo

Para un gran número de situaciones reales es posible utilizar un modelo de equilibrio entre la composición mineral del sistema y el medio acuoso que, generalmente, permite determinar la o las fases estables hacia las que el sistema evoluciona y al mismo tiempo, aquellas que controlan la concentración de un determinado elemento en la disolución (Macías, et al., 1992). En los suelos de manglar se evaluó su comportamiento al alcanzar este estado (105 horizontes, 34 suelos de manglar), luego de permanecer en condiciones de sobresaturación en agua (5g+100 mL H_2O) durante diez días, con agitación ocasional. Transcurrido este tiempo, se procedió a medir los valores de pH, Eh y CE en contacto con el suelo, es decir, la interfase suelo-agua. Posteriormente las muestras fueron filtradas y se utilizó la solución de equilibrio para determinaciones iónicas.

En la solución de equilibrio, se determinó la CE (instrumento Crison GLP 31), el pH (pH-metro CRISON micro pH 2000) y el Eh, así como también una serie de iones de interés en la biogeoquímica de las aguas (p.ej. SO_4^{2-}, PO_4^{3-}, Na^+….). Para la cuantificación de los aniones Cl^-, NO_3^- y SO_4^{2-}, se empleó el método de cromatografía iónica, utilizando un equipo Dionex, modelo Series 4500i, mientras los cationes se determinaron por EAA, en un equipo Pelkin Elmer.

Para el procesamiento de los datos se utilizó el programa PHREEQC de USGS. Los resultados obtenidos permitieron identificar las principales especies químicas en disolución. El programa emplea ecuaciones de balance de las especies químicas para simular reacciones geoquímicas e incluye los efectos causados por variaciones de temperatura (Parkhurst & Appelo, 1999). La estimación es generalizada debido a que este modelo no considera la concentración en componentes orgánicos disueltos. Los parámetros introducidos en el programa fueron pH y las concentraciones de Al^{+3}, Ca^{+2}, Fe^{3+}, Mn^{4+}, Mg^{2+}, K^+, Na^+, Si^{4+}, Cl^-, F^-, NH_4^+, NO_3^-, SO_4^{2-} y PO_4^{3-}.

- **Determinación de fluoruros**

Se utilizó un equipo Metrohm 692 pH/Ion Meter, electrodo selectivo específico para F^-.

- **Nitrógeno amoniacal**

Para su determinación en los suelos, se tomaron 10 mL de patrones (0,01; 0,02; 0,05; 0,1; 0,2; 0,5 y 1,0 ppm NH_4Cl + $CHCl_3$, preparados en agua de mar artificial) y muestras. Se añadieron los reactivos (0,3 mL) agitando entre cada adición y en el orden establecido: en primer lugar solución de tri-sodio citrato ($C_6H_5Na_3O_7$), seguido de fenol reactivo y por último hipoclorito de sodio ($Cl_{2\ (g)} + 2NaOH \rightarrow 2NaClO^- + 2H^+$). Se dejaron reposar durante una noche. Finalmente, se midió la absorbancia a 630 nm en un equipo Thermo Spectronic, Helios y se obtuvo la concentración de NH_4^+ a partir de la recta de calibrado construida con las absorbancias arrojadas por los patrones.

2.3.1.6 Análisis estadísticos

Para evaluar el comportamiento estadístico del conjunto de datos se utilizó el programa STATISTICA 8, a través de un análisis factorial de dos factores (1 y 2), por variables y muestras.

Tabla 2.7: Ubicación y nomenclatura de los suelos y aguas recolectados en las zonas de estudio

Suelo y agua de inundación (*)	Género vegetal	Ubicación geográfica (Coord. UTM)	
		N	E
P1R*	*Lagungularia/ Avicennia/ Rhizophora*	1213953	372499
P2R*	*Avicennia/ Rhizophora*	1214767	373236
P3R*	*Rhizophora*	1215301	373204
P4R*	*Avicennia*	1215866	374075
P5R*	*Rhizophora*	1216705	373900
P6R*	*Avicennia*	1217736	371723
P7R*	*Rhizophora*	1216188	372085
P8R	*Avicennia*	1214240	376230
P9R*	*Rhizophora*	1213794	374052
P1M*	*Rhizophora*	1207122	396099
P2M*	*Avicennia/ Rhizophora*	1208502	395909
P3M*	*Rhizophora*	1207625	399338
P4M*	*Rhizophora*	1206333	401451
P5M*	*Rhizophora*	1206399	398037
P5M *TS**	*Thalassia*	1206411	398013
P5M *TP*			
P1G*	*Rhizophora*	1208415	569434
P2G*	*Avicennia*	1208373	569450
P3G	*Rhizophora*	1208349	569454
P4G*	*Rhizophora*	1206955	569455
P5G*	*Rhizophora/ Avicennia*	1206835	569591
P6G	*Avicennia*	1208695	570704
P7G	*Rhizophora*	1208395	571549
P8G*	*Avicennia*	1209009	574834
P9G*	*Rhizophora*	1208219	576587
P10G*	*Avicennia*	1206551	577725
P11G*	*Rhizophora*	1206292	577976
P12G	*Avicennia*	1203159	584558
P13G	*Rhizophora*	1203325	584660
P14G	*Rhizophora*	1202464	585119
P15G	*Avicennia*	1203206	586248
P16G	*Rhizophora*	1202429	584880
P17G	*Rhizophora*	1202747	584804
P18G	*Rhizophora*	1203738	581854

Tabla 2.8: Descripción de campo y valores de Eh-pH para la Laguna Las Marites (PnºM; *TS*: *Thalassia* Superficial o Somera; *TP*: *Talassia* Profunda)

Suelo (localidad de ref.)	Prof. (cm)	Eh (mV)	pH	Género vegetal	Observaciones	Ubicación geográfica (m) N	E
	0-5	244	6,6				
	5-10	154	6,5		Manglares de corto tamaño (~ 4m)		
P1M	10-15	114	7,0	*Rhizophora*	pH agua de inundación=7,3; Eh= 230 mV	1207224	396030
(Aeropuerto internacional	40-50	79	6,8		Suelo Influenciado por aves, destaca la presencia de		
del Caribe)	80-90	14	6,8		abundante excremento de aves en las hojas		
	100-110	19	6,4				
	0-5	304	6,0				
P2M	5-10	264	6,0	*Avicennia*	Cercano a planta de tratamiento Los Bagres (Cotoperí)	1208502	395909
(Los Bagres)	10-15	214	6,7	*Rhizophora*	pH agua inundación=7,4; Eh= 300 mV		
	55-65	94	7,2				
	0-5	79	6,5		Presencia de pequeñas ostras en las raíces		
P3M	5-10	54	6,6	*Rhizophora*	Rodal, raíces finas	1207625	399338
(Caño El Silgero)	10-15	49	6,9		pH agua inundación=8,0; Eh= 304 mV		
	80-90	24	6,7				
	0-5	94	6,8				
P4M	5-10	-11	6,8				
(Ensenada María	10-15	44	7,1	*Rhizophora*	pH agua inundación=8,2; Eh=248 mV	1206398	401359
Cedeño)	50-60	29	7,0				
	100-110	-16	7,0				
	0-5	19	7,5		pH agua inundación=8,1; Eh= 534 mV		
P5M	5-10	34	7,3		Histosol bajo el agua		
(Punta Gaviota)	10-15	29	7,6	*Rhizophora*		1206460	397952
	100-110	-16	7,8				
P5M *TS*	0-20	34	6,8	*Thalassia*	*Thalassia* : ~20 m de P5M		
P5M *TP*	100-110	24	6,6		TS pH=8,1; Eh=319 mV, agua de inundación: Eh=244; pH=8,2		

2.3.2 Resultados

2.3.2.1 Caracterización fisicoquímica de los suelos

- **Textura del suelo**

El análisis granulométrico realizado a diferentes profundidades en los bosques de manglar para la Isla de Margarita, denota texturas de grano fino. Los perfiles seleccionados para la determinación (P3R y P9R) forman parte del cuerpo central de la LR. En P9R no se observa un cambio textural con la profundidad, la totalidad de horizontes se ubica en el campo definido como arcillo limoso (Fig. 2.17). En el muestreo superficial, se recolectó en esta área un horizonte de 0 a 20 cm de profundidad (M12), cuya clase textural fue franco arcillo limoso (capítulo II-A). Esto sugiere el dominio de texturas finas en los suelos de esta zona interna de la laguna (cuerpo central) debido a la baja energía hídrica, como ha sido reportado por una serie de autores (Salazar, et al., 2003; Monente, 1978; Zarzosa, 1974).

a) Margarita **b) Falcón**

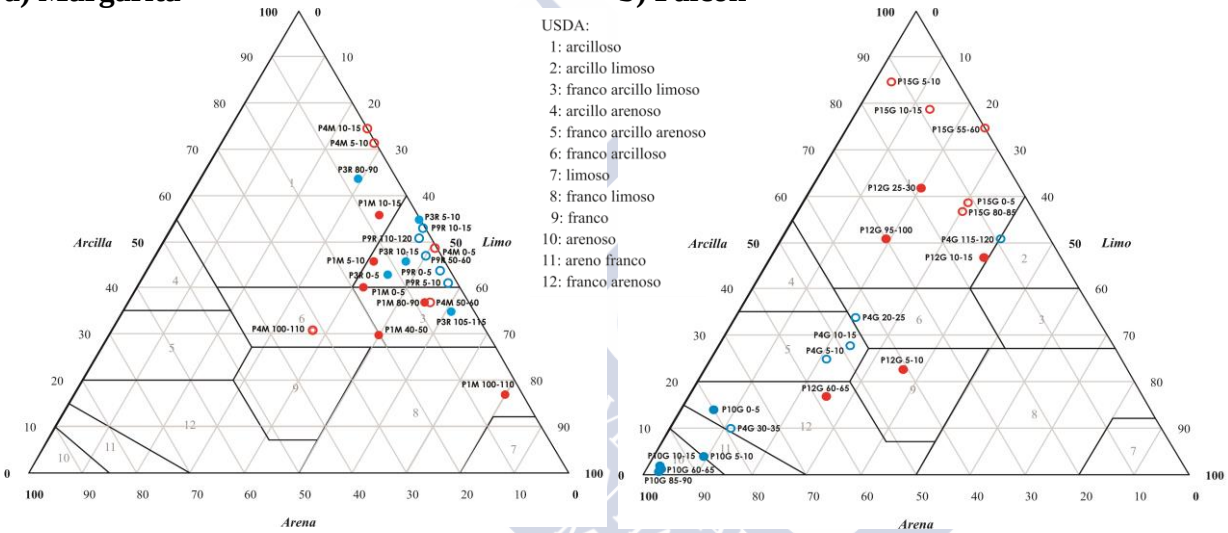


Figura 2.17: Diagrama textural para dos perfiles de suelos en las lagunas Las Marites (M, círculos rojos) y La Restinga (R, círculos azules)

De manera similar, en el perfil P3R los horizontes superficiales (0-15 cm) responden a un tamaño de grano fino, arcillo-limoso (Fig. 2.17). Esto coincide, con un horizonte superficial (0-20 cm) recolectado en el área (M4) en donde se tomó P3R (textura franco arcillo limosa, capítulo II-A). Se observa una ligera disminución de tamaño de grano hacia un mayor contenido de arcilla en los 80 cm de profundidad (arcilloso) y un leve cambio nuevamente hacia texturas más gruesas cercano a un metro (105-115 cm) del perfil (franco arcillo limoso). Estos ligeros cambios con la profundidad en el perfil pueden ser una consecuencia de la corriente de fondo identificada en la laguna, la cual transporta agua desde las zonas someras (con gran contenido de arcilla en sus horizontes más superficiales, capítulo II-A) hacia la zona central y el canal de entrada (Monente, 1978).

En la LM, los resultados fueron similares a los de LR. Ambos perfiles (P1M y P4M) en general responden a las texturas más finas: arcillosa, arcillo limoso y franco arcillo limosa (Fig. 2.17). Sin embargo, se observaron suelos de textura fina en superficie con una tendencia a aumentar el tamaño de grano con la profundidad. Por ejemplo, en P4M el cambio textural estuvo marcado por un dominio de texturas finas (arcillosa y arcillo limosa) en los horizontes más superficiales (0-15 cm), a texturas más gruesas (franco arcillo limosa) en horizontes

subsuperficiales (50-60 cm), alcanzando un metro de profundidad (100-110 cm), una textura franco arcillosa.

En el Estado Falcón, los suelos mostraron en su mayoría textura arenosa para los suelos del GC y de grano fino (arcilla) en el PNM. Los suelos del GC, muestran una amplia variabilidad textural textura, oscilando en los rangos arcilloso y franco arenoso. Por ejemplo, los cambios progresivos observados con la profundidad en P10G (Fig. 2.17) consisten en un aumento en el tamaño de grano desde el horizonte más superficial (0-5 cm) franco arenoso, pasando al límite areno franco-arenoso en el siguiente horizonte (5-10 cm), para alcanzar hacia los 15 cm, la textura arenosa que se mantendrá en los horizontes más profundos estudiados (60-90 cm). Este suelo está fuertemente influenciado por las mareas y por tanto alta energía hídrica debido a su cercanía al canal de entrada, que limita la depositación de sedimentos finos.

En los suelos del PNM (Fig. 2.17), la variabilidad textural es menor que la observada en el GC con horizontes en su mayoría arcillosos. El salto abrupto hacia una textura franco arenosa, observado a los 60 cm en el perfil P12G (5-10 cm: textura franca, 10-100 cm: textura arcillosa), indica un aumento en la energía del sistema.

- **Carbonatos**

Los resultados obtenidos, mostraron contenidos de $CaCO_3$ desde 0,01% (P5M 100-110) hasta 98% (P15G 80-85). Como puede observarse en la tabla 2.9, en P15G (80-85) se registró el mayor valor de pH H_2O (8,7), con un 12% de C asociado a $CaCO_3$. En todo el perfil P15G (Cayo Sombrero), al igual que en P13G, los contenidos de carbonato cálcico fueron elevados (44%-98%). El perfil P14G, no contiene C de tipo carbonatico y presenta contenidos de Ct muy elevados (32%-36%), lo que sugiere que la totalidad del C presente es orgánico. Aquellos suelos que forman parte del PNM (P12G-P18G), presentaron los mayores contenidos de carbonatos en los tres ecosistemas estudiados.

En la LM, los horizontes P1M (100-110) y el perfil completo P5M (0-110), arrojaron porcentajes de carbono asociado a calcita ($C\text{-}CO_3^{2-}$) y concentraciones de carbonatos inferiores a 0,5%, mientras en la LR únicamente el horizonte 110-120 cm de P8R mostró un pH H_2O de 7,5 y un contenido de $C\text{-}CO_3^{2-}$ de 0,2% (Tabla 2.9). Estos resultados indican que prácticamente todo el C presente en los suelos de manglar de los ecosistemas estudiados en la Isla de Margarita (LM, LR), es de origen orgánico.

- **pH de campo y Eh**

Los resultados obtenidos denotan en general valores promedio de pH en campo cercanos a la neutralidad (pH LR= 6,4; pH LM= 6,9; pH GC= 6,5 y pH PNM= 6,2). Sin embargo, es notorio un amplio rango de variabilidad con valores extremos de 4,1 (P12G 60-65) y 8,2 (P2G 5-10) (Fig. 2.18). Los valores de pH más bajos (4,1-4,9) se registraron en P12G hacia los niveles más superficiales (0-15 cm), en condiciones óxicas-subóxicas (230-344 mV). Por el contrario, valores muy elevados (9,0-9,5) se presentan en los horizontes más profundos (90-100 cm, 115-125 cm) de P1G, así como en el horizonte más superficial (0-5 cm) de P2G; ambos suelos asociados a zonas degradadas y de manglares muertos (Caño Ánimas). Valores alrededor de 10 han sido reportados (Gardi, et al., 2014), para lagos salados.

En manglares de Colombia, fuertemente alterados por actividades antrópicas han sido reportados valores entre 9,0 y 9,5 (Díaz, et al., 2010). Se han conocido pH en torno a 9 para los suelos en Caño Ánimas, por otros investigadores (María Beatriz Barreto Pittol, UCV-

comunicación personal), probablemente consecuencia de una gran actividad fotosintética dada en una zona permanentemente inundada por aguas someras (Kristensen, et al., 2000).

Tabla 2.9: Contenido de $CaCO_3$ determinado para los suelos con pH H_2O>7 y P14G con pH 6 (X: promedio, σ: desviación estándar, Mín.: valor mínimo, Máx.: valor máximo)

Muestra	% $CaCO_3$	% C-CO_3^{2-}	pH H_2O
P1C 0-5	0,24	0,03	7,2
P4G 0-5	<0,01	<0,03	7,2
P5G 110-115	5,07	0,61	8,1
P11G 125-130	12,74	1,53	7,8
P12G 95-100	55,29	6,63	8,1
P13G 0-5	85,99	10,32	8,3
P13G 5-10	90,82	10,90	8,0
P13G 10-15	92,57	11,11	8,0
P13G 60-65	82,92	9,95	7,8
P13G 105-110	43,45	5,21	7,4
P14G 0-5	<0,01	<0,03	6,1
P14G 85-90	<0,01	<0,03	6,0
P15G 0-5	91,92	11,03	8,4
P15G 5-10	95,21	11,42	8,2
P15G 10-15	90,29	10,83	8,0
P15G 55-60	84,66	10,16	8,3
P15G 80-85	97,86	11,74	8,7
P16G 10-15	0,66	0,08	6,9
P16G 90-95	87,04	10,44	8,2
P17G 0-5	21,01	2,52	7,1
P17G 10-15	0,44	0,05	7,3
P17G 100-105	84,01	10,08	8,1
P8R 110-120	1,31	0,16	7,5
P1M 100-110	13,87	1,66	8,0
P5M 0-5	4,34	0,52	8,2
P5M 5-10	0,66	0,08	7,7
P5M 10-15	<0,01	<0,03	8,1
P5M 100-110	0,01	<0,03	7,8
X	47,60	5,96	7,7
σ	41,46	4,93	0,6
Mín.	0,01	0,03	6,0
Máx.	97,86	11,74	8,7

En cuanto a las condiciones redox (Fig. 2.19, a), en general, las variaciones abarcan un amplio rango desde condiciones óxicas (Eh>350 mV), pasando por subóxicas (Eh 100-350 mV) y alcanzando en gran parte de los horizontes, fundamentalmente en profundidad condiciones fundamentalmente anóxicas (Eh<100 mV). Un ejemplo de esta oscilación es el punto P1R(A) en el que los valores de Eh en los niveles más superficiales (0-15 cm) bajo condiciones anóxicas-subóxicas (44-202 mV), descienden progresivamente hasta alcanzar condiciones fuertemente reductoras hacia los 110 cm dentro del perfil (Eh: -6mV) (ver tablas en el apéndice).

En la LR, los valores de Eh de campo más elevados (Eh >300 mV) se obtuvieron en los horizontes más superficiales (0-15 cm) de los perfiles P1R B (317 mV), P1R C (324-329 mV) y P2R B (339-384 mV), mientras los más bajos fueron registrados en los horizontes más profundos (100-130 cm) de: P4R (-86 mV), P6R (-96 mV), P7R (-91 mV) y P8R (-86 mV). El suelo P2R B registró los mayores valores de Eh (máximo de 384 mV), presentando condiciones óxicas dentro de los 15 cm más superficiales y alcanzando un potencial redox inferior a 70 mV hacia los 50 cm del perfil. Por su parte, suelos como P6R presentan condiciones fuertemente reductoras (<0 mV) en todo el perfil, observándose de igual forma que en el resto de los perfiles, un incremento neto en la anoxicidad hacia los niveles más profundos (Eh: -96 mV), respecto a los más superficiales (Eh: -6 mV, -36 mV).

En la LM, los valores de Eh en general fueron inferiores a 100 mV (Tabla 2.8), sin embargo potenciales superiores se observaron en los horizontes más superficiales (0-15 cm) de los suelos P1M y P2M, ambos ubicados en la sección occidental de la laguna (Fig. 2.16), cercanos al aeropuerto internacional de la Isla de Margarita y la planta de tratamiento de aguas Los Bagres, respectivamente. A modo de ejemplo, se muestran en la tabla 2.8 los datos de campo para la LM. Los resultados obtenidos para el resto de sistemas, se presenta en el apéndice.

En el PNM los máximos encontrados (Eh: 303-344 mV) correspondieron a: P12G (0-10) y P14G (0-5) respectivamente, mientras los mínimos se registraron en P15G 80-85 y P12G 60-65 (Eh: -41 mV). En los suelos que bordean al GC, los mínimos de Eh (Eh: -86 mV) se presentaron en los horizontes superficial (0-5 cm) y profundo (Eh: -86 mV) de P1G y P6G, respectivamente. Dos de los suelos colectados en este ecosistema mantuvieron condiciones fuertemente reductoras en todo el perfil, P6G y P16G (-86/79 mV). El suelo P6G se encuentra permanentemente inundado debido a la contribución fluvial del Caño El Buco comunicado con una pequeña laguna llamada El Ostinal, mientras P16G se encuentra en una zona permanentemente inundada en mar abierto, lo que podría explicar que se alcancen valores extremadamente bajos (Fig. 2.16).

En general, en los manglares estudiados dominan condiciones que van desde subóxicas a anóxicas con límites máximos de 304 mV (sub-óxicas) y mínimos de -86 mV (anóxicas) (ver tablas en el apéndice). Una proporción menor de muestras presenta condiciones óxicas (Eh >350 mV), como lo son: P2C (vegetación baja) y P2R B 0-5 *(Rhizophora mangle*). En consecuencia, los resultados obtenidos, indican un dominio de las condiciones subóxicas (Fig. 2.19, a) con presencia de algunos horizontes profundos, de carácter anóxico fuertemente reductor (Eh<100 mV) que favorece la formación de sulfuros metálicos (Brookins, 1988). El diagrama Eh-pH (Fig. 2.19, a), define a los manglares como suelos hidromorfos, cuyo factor limitante corresponde al bajo nivel de oxígeno disponible por la presencia de agua rellenando los poros del suelo.

- **pH H_2O, pH KCl, pH_2O_2 y contenido de St**

Las condiciones acido-base mostraron una gran variabilidad con rangos que oscilaron desde fuertemente ácidos (pH: 1,5) hasta alcalinos (pH: 8,7). Las principales diferencias respecto a los horizontes más superficiales (0-20 cm) están dadas por pH muy bajos (≤3,5) encontrados en los horizontes subsuperficiales y profundos. Además de variaciones del pH H_2O con la profundidad, son notorias las diferencias en este parámetro entre ecosistemas.

Los suelos más ácidos (4,0-4,5), se ubican en los suelos de manglar que bordean al GC. Sin embargo, los suelos de menor acidez de todos los ecosistemas, corresponden al PNM, adyacente al golfete, con pH de hasta 8,7 (P15G). Por su parte, las lagunas La Restinga y Las

Marites registran valores en general superiores a 4,5 con algunos horizontes acidificados fundamentalmente a partir de los 50 cm de profundidad. En la LM (P5M 0-110, P1M 100-110) se registran valores de pH H_2O (8,0) ligeramente superiores respecto a la Restinga, en donde la totalidad de valores es inferior a 7,5 (P8R).

La tendencia general es hacia una disminución del pH a medida que aumenta la profundidad dentro del perfil (Fig. 2.18). Los horizontes más ácidos (pH H_2O<4) se encuentran a profundidades superiores a 50 cm, principalmente mayores a 80 cm. Ejemplo de ello se presenta en P2G a los 50 cm (pH=1,5) y P3G hacia los 115 cm (pH= 2,1), con valores de pH fuertemente ácidos (<2) en profundidad. Algunos horizontes superficiales (0-20 cm) y subsuperficiales (20-80 cm), registran valores de pH H_2O≤ posiblemente debido a la oxidación de pirita por las raíces de los mangles (p.ej. P7G pH=3,7; P6G pH=1,9; P12G pH=3,9).

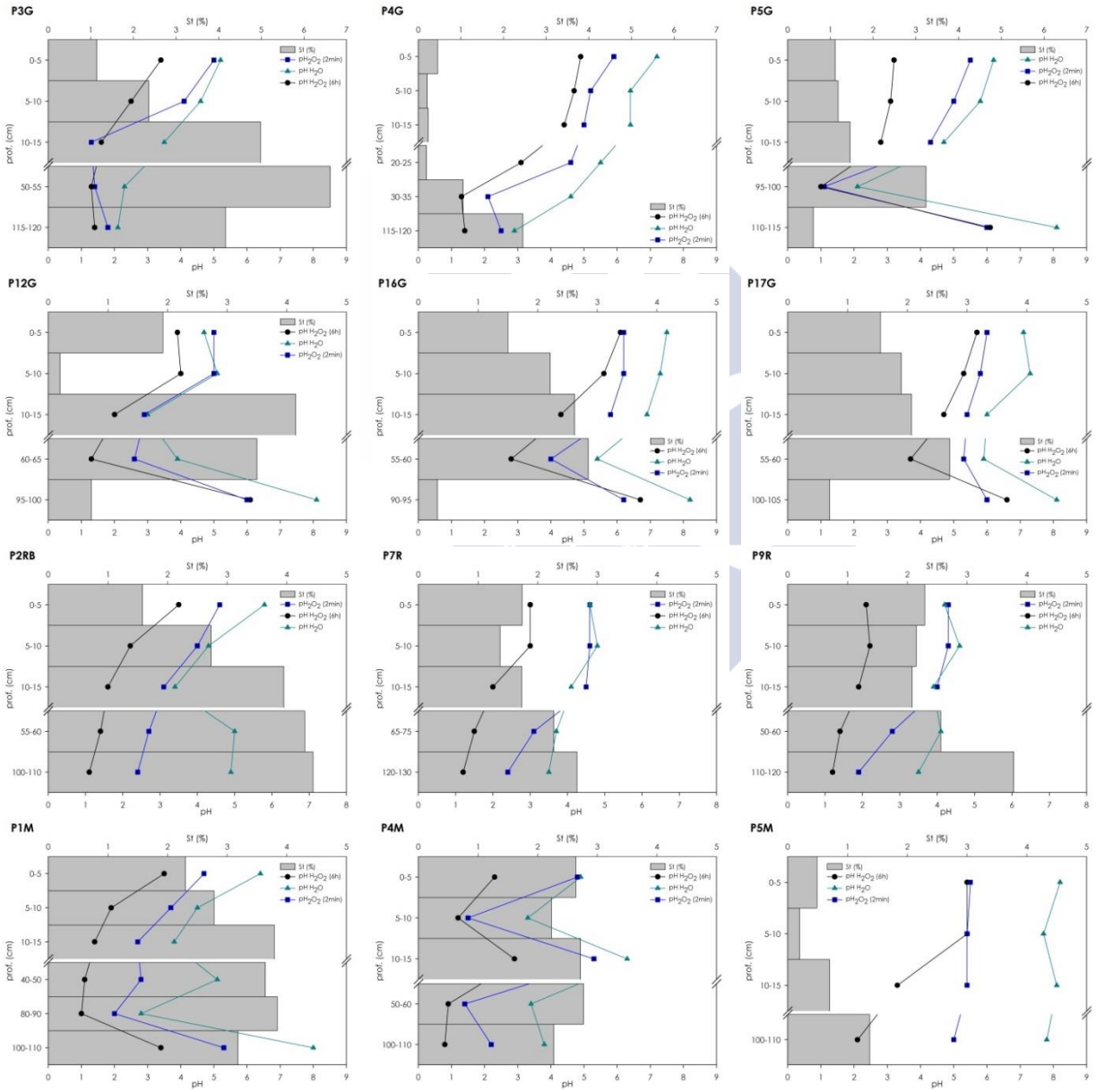


Figura 2.18: Distribución del pH y el contenido de St en suelos de manglar (Golfete de Cuare: P3G, P4G, P5G; Parque Nacional Morrocoy: P12G, P16G, P17G; Laguna La Restinga: P2RB, P7R, P9R; Laguna Las Marites: P1M, P4M, P5M)

Los valores más elevados de pH (>7), se ubican hacia algunas capas profundas (P5G, P11G, P12G, P8R, P1M) y fundamentalmente en aquellos suelos del PNM (cayos en mar abierto al este del GC) y en el perfil P5M. En este grupo de suelos del parque, se describen capas de arena hacia los niveles profundos y texturas arenosas en todo el perfil, siendo visible la presencia de conchas y restos de arrecifes coralinos (ver tablas descriptivas en el apéndice).

Los suelos muestran una elevada acidez potencial marcada por un gran descenso del pH H_2O en relación al obtenido luego de una acelerada oxidación con H_2O_2 (Figs. 2.18 y 2.19). Este comportamiento del pH, es contrario al contenido total de S el cual aumentó progresivamente hacia los niveles más profundos (Figs. 2.18, 2.19). El contenido de St varía desde valores inferiores a 0,1% (P15G 0-5) hasta 7,0% (P6G 115-120). En líneas generales se encuentran elevados contenidos de St, en su mayoría superiores a 2%. (Fig. 2.18). Los contenidos de S en los suelos de manglar asociados a la LM (0-130 cm) son superiores a los reportados para este sistema en sedimentos superficiales del fondo lagunar, los cuales han sido descritos como ligeramente reductores con concntraciones de S de 0,4% (Bonilla & Okuda, 1971).

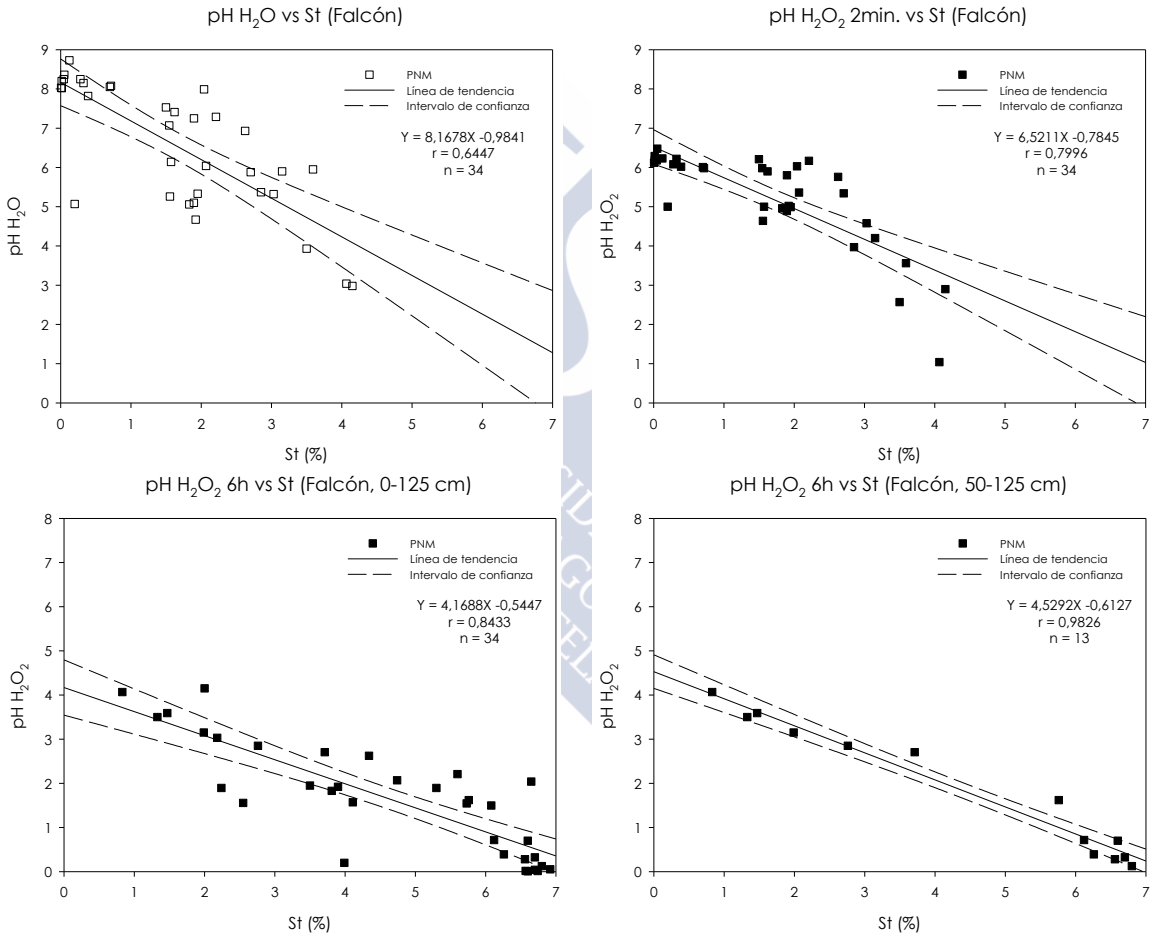


Figura 2.19: Relación pH-St para los suelos de manglar en el Parque Nacional Morrocoy (PNM)

En los manglares, la concentración de St varía entre 0,2% (P5M 5-10) y 4,2% (P2M 55-65), con un promedio de 2,4% (2,1% en los 15 cm más superficiales de los suelos). Otro ejemplo de bajos contenidos de S se reporta para los sedimentos superficiales de la Ensenada Grande del Obispo, en el Golfo de Cariaco (Estado Sucre). En este sistema las concentraciones de S son inferiores al 1,1%, con un promedio de 0,4% (Bonilla et al., 2003). Estos resultados indican las bajas concentraciones reportadas en sedimentos respecto a aquellos para suelos de manglar, debidos a los procesos de sulfato reducción que dominan en estos ecosistemas.

En la figura 2.19, se muestra la relación existente entre el pH y el contenido de St en los suelos de manglar del PNM. La correlación entre ambas variables sugiere la acidificación de los suelos producto de la oxidación de sulfuros de hierro. La presencia de formas orgánicas de S, principalmente en los horizontes superficiales, es la posible causa de la dispersión en los datos. Los contenidos de S en los suelos de manglar asociados a la LM (0-130 cm) son superiores a los reportados para este sistema en sedimentos superficiales del fondo lagunar. Los mismos varían entre un 0,2% (P5M 5-10) y 4,2% (P2M 55-65), con un promedio de 2,4% (2,1% en los 15 cm más superficiales de los suelos).

La influencia de la vegetación en la formación de sulfuros es determinante en los suelos de manglar. Los resultados obtenidos indican que el sedimento P1C y el suelo con vegetación baja P2C, presentan los contenidos más bajos de St (0,03-0,20%). El suelo P2C se caracteriza por la presencia de horizontes ligeramente ácidos con un relativamente estrecho rango de valores entre 4,9 y 5,6 unidades de pH H_2O. Por su parte, el sedimento P1C presenta un rango de acidez de mayor amplitud que va desde 5,6 hasta 7,2 unidades.

Los valores obtenidos en H_2O_2 denotan un descenso en el pH luego de la oxidación del sustrato respecto a las medidas obtenidas en H_2O. Dicha disminución es más notoria en el suelo en el que se registran descensos del pH hasta 2,4 unidades (P2C 0-5), lo que pone de manifiesto que la colonización de sustratos por plantas vasculares produce cambios drásticos en las condiciones fisicoquímicas (Ferreira et al., 2007).

Los resultados obtenidos a partir del pH KCl siguen la misma tendencia mostrada por el pH H_2O, presentando variaciones entre ambos valores, inferiores a la unidad (ver tablas en el apéndice). En su mayoría, se observa en los suelos de manglar una disminución del pH KCl respecto al medido en H_2O que se traduce en un dominio de carga negativa en los coloides.

- **Capacidad de intercambio catiónico**

La composición de los cationes del complejo de cambio muestra una elevada concentración de cationes básicos (S: Ca^{2+} + Mg^{2+} + K^{+} + Na^{+}) así como una elevada capacidad de intercambio catiónico efectiva (CICe: S+Al^{3+}), con valores promedio entre 58 (Falcón) y 80 (Margarita) $cmol_c/kg$ y máximos cercanos a 100 $cmol_c/kg$. Los resultados muestran mínimos de 1 $cmol_c/kg$ y máximos de 114 $cmol_c/kg$ (Tabla 2.10). En promedio, los suelos de manglar con mayor CICe corresponden a las lagunas LR y LM ($cmol_c/kg$), en relación al PNM y el GC.

El Na y el Mg presentaron las concentraciones más elevadas (Na: 1-100 $cmol_c/kg$, Mg: 1-93 $cmol_c/kg$). En cuanto al contenido de potasio, éste reflejó las menores concentraciones de todos los elementos medidos (0,7-1,0 $cmol_c/kg$) mientras el calcio mostró concentraciones entre 1 y 64 $cmol_c/kg$ (Tabla 2.10).

Las mayores concentraciones de Al^{+3} y H^{+} se presentaron en el GC, fundamentalmente en zonas degradas y de manglares muertos (Al^{3+}: 10,8-12,7 $cmol_c/kg$; H^{+} máx.:24 $cmol_c/kg$), siendo inferiores en las lagunas y prácticamente ausentes en Morrocoy. En la LM, se observaron bajas cantidades de ambos elementos (Al^{3+}: 0,2-4,6 $cmol_c/kg$; H^{+}:0,2-6,6 $cmol_c/kg$), en relación a la LR y el GC (Tabla 2.10). El contenido de aluminio en las zonas degradadas se presenta como un artefacto derivado probablemente de la acidificación al oxidar las muestras durante el secado. En consecuencias, si se altera el hidroperíodo en los ecosistemas, puede generarse una gran acidez y solubilizar los hidróxidos de aluminio, produciéndose toxicidad para las plantas.

Tabla 2.10: Capacidad de intercambio catinonico efectiva (CICe) para los suelos de manglar, expresada en $cmol_c/kg$ (meq/100g) (cationes cambiables: Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}; suma de bases: S, CICe: S+Al^{3+}; protones de cambio para pH extracto $NH_4Cl \leq 4$: H^+; X: promedio; σ: desviación estándar. La profundidad del horizonte está dada en centímetros

Horizonte	Na^+	Ca^{2+}	K^+	Mg^{2+}	Al^{3+}	pH extracto	H^+	S	CICe	Horizonte	Na^+	Ca^{2+}	K^+	Mg^{2+}	Al^{3+}	pH extracto	H^+	S	CICe
			FALCÓN (F)										ISLA MARGARITA (M)						
			Suelo bajo vegetación herbácea																
P2C 0-5	2	4	<0,1	7	<0,1	4,7	-	12	12										
P2C 25-30	2	2	0,1	5	1,0	4,7	-	9	9										
P2C 40-45	7	2	0,1	6	0,5	4,8	-	15	15										
GOLFETE DE CUARE										**LAGUNA LA RESTINGA**									
P1G 0-10	<1	6	<0,1	19	<0,1	5,8	-	25	25	P1RA 0-5	34	13,7	<0,2	40	<0,1	5,7	-	88	88
P1G 10-15	27	10	<0,1	46	10,8	2,3	13,6	83	107	P1RA 10-15	43	15,0	<0,2	48	0,6	5,4	-	106	106
P1G 90-120	19	3	4,5	7	<0,1	4,9	-	34	34	P1RA 100-110	65	4,6	<0,2	25	0,1	5,7	-	95	95
P2G 0-5	8	12	<0,1	40	<0,1	5,8	-	60	60	P1RB 0-5	6	15,8	<0,2	74	<0,1	5,5	-	96	96
P2G 55-60	<1	4	0,3	28	12,7	2,2	24,3	32	69	P1RB 45-55	<4	6,7	<0,2	23	0,5	4,8	-	30	30
P2G 125-130	<1	<1	<0,1	1	<0,1	2,6	5,4	1	1	P1RB 80-90	82	15,2	<0,2	<12	<0,1	3,0	2,7	97	100
P3G 5-10	7	34	<0,1	64	<0,1	5,1	-	105	105	P1RC 0-5	19	20,8	<0,2	40	0,2	5,6	-	80	80
P3G 10-15	<1	23	<0,1	41	1,0	5,0	-	64	64	P1RC 50-60	21	17,7	0,9	16	<0,1	2,5	4,3	56	60
P3G 115-120	56	12	1,0	22	1,1	2,7	7,4	92	100	P1RC 70-80	8	8,2	0,2	16	<0,1	2,7	5,4	32	38
P4G 0-5	7	5	0,6	15	<0,1	6,4	-	28	28	P2RA 0-5	45	11,0	<0,2	36	<0,1	5,6	-	92	92
P4G 30-35	<1	1	0,6	7	<0,1	3,4	1,0	9	10	P2RA 5-10	41	10,4	<0,2	26	<0,1	5,9	-	77	77
P4G 115-120	<1	1	0,1	<1	<0,1	2,6	14,9	1	16	P2RA 100-110	80	6,3	<0,2	<12	<0,1	4,7	-	86	86
P5G 5-15	19	25	<0,1	59	<0,1	5,6	-	103	103	P2RB 0-5	60	14,0	<0,2	31	<0,1	5,5	-	105	105
P5G 95-100	<1	<1	<0,1	1	<0,1	2,6	6,6	1	8	P2RB 50-60	65	13,2	<0,2	28	<0,1	4,4	-	106	106
P5G 110-115	<1	24	0,2	4	<0,1	7,4	-	28	28	P2RB 100-110	68	2,6	<0,2	31	2,0	4,0	0,2	102	104
P6G 0-10	<1	<1	0,1	22	1,8	6,2	-	22	24	P3R 0-5	12	21,8	<0,2	66	<0,1	5,8	-	100	100
P6G 10-15	<1	<1	<0,1	31	<0,1	5,4	-	31	31	P3R 80-90	5	12,9	<0,2	21	<0,1	3,9	0,2	39	40
P6G 65-70	6	<1	0,7	21	<0,1	2,4	12,8	28	41	P3R 105-115	10	13,8	<0,2	43	<0,1	4,6	-	67	67
P7G 5-10	15	31	<0,1	62	<0,1	5,3	-	107	107	P4R 0-5	60	12,5	<0,2	34	<0,1	6,1	-	107	107
P7G 10-15	29	10	<0,1	37	<0,1	4,3	-	75	75	P4R 10-15	37	23,4	<0,2	40	<0,1	5,8	-	101	101
P7G 115-120	1	6	1,1	18	7,3	2,9	2,3	26	36	P4R 70-80	<4	2,5	<0,2	20	<0,1	5,5	-	22	22
P8G 0-15	<1	1	0,5	17	<0,1	5,9	-	19	19	P5R 0-10	57	12,3	<0,2	45	<0,1	4,0	<0,2	114	114
P8G 65-75	<1	<1	<0,1	93	<0,1	3,2	1,5	93	95	P5R 65-75	81	6,4	<0,2	20	<0,1	5,7	-	107	107
P8G 120-125	34	4	<0,1	47	<0,1	2,9	4,4	84	88	P5R 95-105	100	9,7	<0,2	<12	<0,1	3,6	0,4	109	110
P9G 0-10	8	20	<0,1	54	<0,1	5,8	-	81	81	P6R 0-10	71	10,2	<0,2	21	0,1	6,0	-	102	102
P9G 10-15	25	11	0,8	37	0,3	3,3	1,2	74	76	P6R 70-80	<4	0,7	<0,2	<12	0,1	6,0	-	1	1
P9G 65-75	<1	8	1,4	35	8,8	2,8	5,0	44	58	P6R 100-110	66	8,8	<0,2	33	<0,1	6,0	-	108	108
P10G 0-5	<1	7	<0,1	14	<0,1	20,4	-	20	20	P7R 0-5	41	12,0	<0,2	54	<0,1	5,6	-	107	107
P10G 60-65	2	<1	<0,1	6	<0,1	7,9	-	8	8	P7R 65-75	<4	9,3	<0,2	23	1,5	4,0	<0,2	32	34
P10G 85-90	6	1	0,1	5	0,1	12,2	-	12	12	P7R 120-130	<4	49,2	<0,2	18	0,7	5,1	-	67	68
P11G 0-10	<1	19	0,7	42	<0,1	6,0	-	61	61	P8R 0-5	50	0,1	<0,2	20	<0,1	5,2	-	69	69
P11G 60-65	<1	19	<0,1	<1	<0,1	6,9	-	19	19	P8R 10-15	19	2,9	1,5	14	0,2	3,8	0,4	38	39
P11G 125-130	3	23	0,2	14	<0,1	7,3	-	40	40	P8R 110-120	40	18,8	0,9	16	<0,1	7,0	-	76	76
P12G 0-5	31	21	<0,1	45	<0,1	5,5	-	97	97	P9R 0-5	30	20,7	1,3	47	0,1	5,5	-	99	99
P12G 60-65	36	6	<0,1	48	<0,1	5,2	-	91	91	P9R 50-60	41	19,8	0,3	42	<0,1	5,4	-	102	102
P12G 95-100	14	23	<0,1	50	<0,1	7,3	-	88	88	P9R 110-120	41	22,1	2,4	42	1,2	4,0	<0,2	108	109
P13G 0-5	<1	16	<0,1	25	<0,1	7,2	-	41	41										
P13G 60-65	<1	16	<0,1	24	<0,1	7,3	-	40	40	**LAGUNA LAS MARITES**									
P13G 105-110	32	33	0,7	34	<0,1	7,2	-	100	100	P1M 0-5	46	15,1	0,5	42	<0,1	6,1	-	104	104
P14G 0-15	<1	23	<0,1	69	<0,1	6,0	-	92	92	P1M 40-50	26	4,4	<0,2	20	<0,1	3,6	0,2	50	50
P14G 85-90	9	23	<0,1	76	<0,1	5,8	-	108	108	P1M 100-120	<4	64,1	<0,2	12	<0,1	7,2	-	76	76
P14G 110-115	13	18	<0,1	74	<0,1	5,8	-	105	105	P2M 0-10	36	20,3	<0,2	49	<0,1	6,1	-	105	105
P15G 0-5	4	24	0,2	16	<0,1	7,4	-	45	45	P2M 10-15	19	8,2	<0,2	33	3,7	3,1	1,4	60	65
P15G 55-60	10	23	0,1	17	<0,1	7,4	-	50	50	P2M 55-65	30	19,6	<0,2	30	4,6	2,6	6,6	79	90
P15G 80-85	5	21	0,1	6	<0,1	7,4	-	32	32	P3M 0-5	24	15,5	<0,2	63	0,2	5,8	-	102	102
P16G 5-15	<1	18	<0,1	46	<0,1	7,0	-	64	64	P3M 10-15	21	18,0	<0,2	59	0,3	5,8	-	99	99
P16G 55-60	10	9	<0,1	59	<0,1	6,3	-	79	79	P3M 80-90	21	23,8	<0,2	57	<0,1	6,8	-	102	102
P16G 90-95	<1	22	0,2	27	<0,1	7,4	-	49	49	P4M 0-5	33	13,1	<0,2	54	<0,1	5,9	-	99	99
P17G 0-5	<1	15	<0,1	<1	<0,1	7,2	-	15	15	P4M 50-60	14	1,1	<0,2	46	3,5	3,6	0,2	61	65
P17G 10-15	34	35	<0,1	32	<0,1	6,9	-	101	101	P4M 100-110	<4	13,3	<0,2	53	1,3	5,0	-	66	67
P17G 100-110	9	26	0,7	31	<0,1	7,4	-	67	67	P5M 0-5	9	16,9	<0,2	12	<0,1	7,2	-	38	38
P18G 0-5	32	18	<0,1	51	<0,1	5,8	-	101	101	P5M 10-15	9	13,4	<0,2	18	<0,1	7,0	-	41	41
P18G 10-15	43	12	<0,1	43	<0,1	5,7	-	98	98	P5M 100-110	4	19,2	<0,2	<12	<0,1	6,9	-	23	23
P18G 120-125	12	<1	<0,1	7	<0,1	3,0	3,5	19	22										
X_F	18	16	0,7	33	4,9	5,8	7,4	55	58	X_M	38	14,3	1,0	35	1,2	5,1	2,0	79	80
σ_F	14	9	0,9	22	5,0	2,8	6,7	34	34	σ_M	24	10,8	0,7	16	1,4	1,2	2,4	30	29
$Mín._F$	1	1	0,1	1	0,1	2,2	0,4	1	1	$Mín._M$	4	0,1	0,2	12	0,1	2,5	0,2	1	1
$Máx._F$	56	35	4,5	93	12,7	20,4	24,3	108	108	$Máx._M$	100	64,1	2,4	74	4,6	7,2	6,6	114	114

- **Carbono Orgánico (CO), Nitrógeno total (Nt) y relación C/N en profundidad**

Los porcentajes de CO, varían ampliamente. Su distribución con la profundidad fue irregular (ver figuras en el apéndice) como corresponde al carácter fluvéntico de estos suelos, propiedad que tienen en común con las marismas (Otero y Macías, 2001). Su característica más destacada son los grandes contenidos de CO, fundamentalmente en los horizontes más superficiales de los suelos (0-15 cm) y su descenso en profundidad (Fig. 2.20). El contenido máximo (36%) se obtuvo hacia los 85 cm de profundidad en P14G, siendo bastante elevado en todo el perfil (32-36%). Las menores concentraciones de CO correspondieron al sedimento P1C con valores inferiores al 1% (0,4-0,7%) y al suelo P2C (vegetación baja) cuyo contenido fue inferior al 2% (0,4-2,2).

La mayor parte de los suelos del PNM (P12G-P18G), fundamentalmente en horizontes superficiales (0-15 cm), presentó contenidos de CO superiores a 30%, mientras que en el GC y las lagunas (LR y LM), el rango predominante varió entre 20 y 30%, para aquellos bosques en buen desarrollo (preservados). En zonas degradadas y de manglar muerto, son notorios los bajos contenidos de CO en relación a los suelos preservados. Ejemplo de éstos son P4G (manglar muerto, Caño Pancho), caracterizado por los más bajos contenidos de CO (1-6%) y el perfil P10G (Punta Mayorquina, manglar degradado con recolonización de *Avicennia germinans*) (CO=1-7%).

Desde una zona interior del GC hasta el borde, en el transecto de manglar P1G-P3G (Caño Ánimas), los contenidos de CO marcan un notorio aumento desde un área en avanzado estado de degradación, P1G (6-14%CO), a un bosque de transición en P2G (CO=13-19%) hasta alcanzar contenidos elevados (CO= 18-28%) en un bosque preservado, P3G.

El contenido de N en los suelos de manglar osciló entre 0,01% (P10G, 60-90 cm) y 1,82% (P12G 0-5), con valores mínimos en general inferiores a 0,5% en zonas no preservadas y máximos alrededor de 1,0% en bosques preservados (Tabla 2.10). La figura 2.20 muestra una correlación positiva entre el CO y el Nt que indica un origen orgánico del N. La tendencia general es hacia un aumento del Nt a medida que aumenta el CO, lo que indica la contribución de N orgánico al sistema, dados los grandes contenidos de CO en estos suelos. La asociación C-N es mayor en los suelos más profundos respecto a los superficiales (Fig. 2.20). Esta relación C/N, determina la tasa a la cual el N estará disponible para las plantas y es utilizada como indicador de la calidad de la MO, considerando su facilidad de descomposición.

Los resultado obtenidos, muestran una tendencia general hacia un aumento de la relación C/N con la profundidad (Fig. 2.20). Contenidos excesivamente altos de la relación C/N (62-69) se presentan en P10G y P15G en horizontes subsuperficiales, en donde la cantidad de CO (0,5-3,4%) es baja y el Nt es escaso (0,01-0,06%) (Tabla 2.10), lo que conlleva a relaciones elevadas y baja disponibilidad de N.

- **Fósforo Asimilable (P olsen)**

El contenido P olsen osciló entre 0,1 mg/kg (P11G 125-130) y 46 mg/kg (P17G 0-5). En promedio, los suelos de manglar denotan contenidos de fosforo Olsen de 9,5±3,2 mg/kg (Tabla 2.10). Los mayores valores se obtuvieron en los horizontes más superficiales, con una tendencia a disminuir a medida que se desciende en el perfil. Este comportamiento fue notorio en el perfil P1RB; en superficie (0-5 cm) se alcanzaron valores elevados de 29,6 mg/kg mientras a niveles subsuperficiales (45-55 cm) el contenido disminuyó hasta 6,6 mg/kg. Hacia los 80 cm de profundidad en el perfil, el contenido de P olsen fue escaso (0,7 mg/kg).

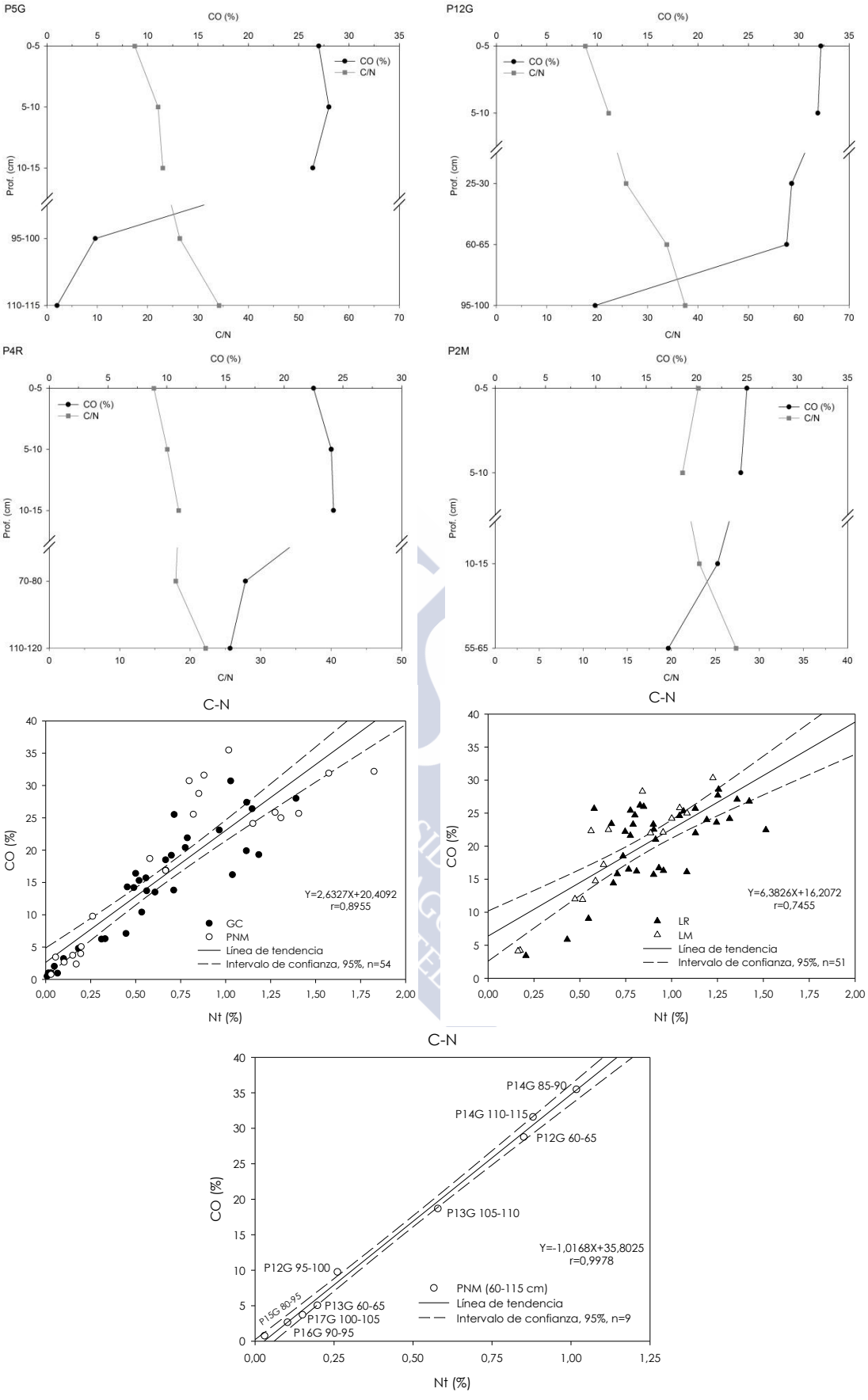


Figura 2.20: Distribución de CO, Nt y la relación C/N en los suelos de manglar (PNM: Parque Nacional Morrocoy, LR: Laguna La Restinga, GC: Golfete de Cuare, LM: Laguna Las Marites)

Los valores más elevados de P olsen (>30 mg/kg), se registraron en el PNM y la LR (Tabla 2.10). En las zonas internas del GC (P1G-P11G) se presentaron los contenidos más bajos (rango mayoritario: 2-8 mg/kg). En la LM los contenidos fueron en general bajos (0,6-10,7), a excepción de los horizontes más superficiales (0-10 cm) de P1M y P3M con un enriquecimiento de 18,2 y 26,4 mg/kg respectivamente.

En la LR, suelos de la zona P2R presentaron contenidos muy elevados en todos los intervalos de profundidad (20,8-33,4 mg/kg). En esta estación (P2) se colectaron muestras de diferente vegetación, identificadas con las letras A *(Avicennia germinans)* y B *(Rhizophora mangle)*. En P2RB se observa un ligero descenso en profundidad, mientras en P2RA la concentración de P olsen es mayor hacia los 100 cm que en superficie (Tabla 2.10). Los máximos en esta laguna se presentaron en P9R 0-5 (34,9 mg/kg) y P2RA 100-110(33,4 mg/kg). También se encontraron importantes contenidos en los horizontes P1RB 0-5 (29,6 mg/kg), P2RB 50-60 (29,8 mg/kg) y P5R 0-5 (28,8 mg/kg).

En la LM, los contenidos de P olsen fueron en general bajos, con concentraciones en su mayoría entre 2,1 y 10,7 mg/kg (Tabla 2.10). Se registró un mínimo de 0,6 mg/kg (P1M 100-110) y un enriquecimiento de 26,4 mg/kg en P3M 0-5. Elevados contenidos principalmente en superficie, estuvieron asociados al suelo P1M, influenciado por la presencia de aves (Fig. 1.14), la concentración de P olsen en superficie fue de 18 mg/kg mientras hacia los 40 cm disminuyó a 5 mg/kg, alcanzando valores muy bajos hacia los 100 cm de profundidad, 1 mg/kg.

En la mayoría de los suelos en la LR, el Fe está favorecido por su forma reducida mientras aquellos que forman parte del PNM, están marcados por ferrihidrita. En la LM y el GC los horizontes se distribuyen entre ambos campos en aproximadamente el 50% para cada especie (Fe^{2+} y ferrihidrita). En el diagrama Eh-pH de barreras geoquímicas (Fig. 2.20, f), algunas muestras que forman parte del PNM con valores de pH de campo elevados, se mantienen en el campo de equilibrio de la calcita. En general se observa un desplazamiento hacia el campo en el que los minerales 1:1 son inestables.

2.3.2.2 Caracterización geoquímica de la disolución de equilibrio en los suelos

A modo de ejemplo, se muestran en la tabla 2.11 los resultados obtenidos para el GC. Los resultados correspondientes al resto de zonas estudio, se presentan en el apéndice. En general, los valores de pH medidos en contacto con el suelo (interfase suelo-solución) oscilaron en un amplio rango: 1,8-8,2 (pH_f, f: fondo), mientras los valores en la solución de equilibrio variaron de 1,5 a 7,6 (pH_s, s: solución). La disminución en el pH es notoria para las muestras de mayor profundidad. En casos puntuales: P5G, P12G, P8R, P1M y P3M, este aumento se corresponde con la presencia de conchas de organismos marinos (ricas en carbonatos) observada en campo en los horizontes más profundos.

En general, los suelos ácidos fueron aquellos desarrollados en zonas degradadas mientras los suelos que forman parte del PNM (P12G-P18G) se ubicaron en el campo definido para suelos neutros. En relación a los valores obtenidos para los suelos en condiciones naturales (valores de campo), se observó un notorio aumento en la acidez al alcanzar condiciones de equilibrio en condiciones fundamentalmente óxicas (Fig. 2.21). En cuanto al Eh de fondo (Eh_f), las condiciones en general fueron óxicas (>300 mV), con algunas muestras subóxicas (<300 mV). El mínimo se ubicó en P1R(A) 0-5 (147 mV) mientras el máximo se registró en P4G 115-120 (580 mV). En líneas generales, la tendencia fue hacia un aumento del Eh en los niveles más profundos.

Tabla 2.11: Concentraciones elementales de P, S, N y C y relacion C/N para los suelos de manglar (R: Laguna La Restinga , M: Laguna Las Marites, G: Golfete de Cuare (P1G-P11G) y Parque Nacional Morrocoy (P12G-P18G), *T: Thalassia*, P1C: sedimento, P2C: vegetación herbácea, t: contenido total, CO: Ct-C inorgánico, A-B-C:diferente vegetación, σ: desvioación estándar de la población, E_T: error típoico de la media)

Horizonte/capa	P olsen (mg/Kg)	Ct (%)	St (%)	%Nt (%)	CO (%)	C/N	C/S	Horizonte	P olsen (mg/Kg)	Ct (%)	St (%)	%Nt (%)	CO (%)	C/N	C/S
P1C 0-5	6,1	0,7	0,11	0,07	0,7	10	6	P18G 0-5	25,4	25,8	1,60	1,27	25,8	20	16
P1C 10-15	3,5	0,5	0,17	0,06	0,5	9	3	P18G 10-15	9,0	24,1	3,00	1,15	24,1	21	8
P1C 25-30	4,2	0,5	0,19	0,08	0,5	6	3	P18G 115-125	1,4	16,8	4,10	0,67	16,8	25	4
P2C 0-5	1,5	2,2	0,03	0,13	2,2	16	74	P1RA 0-5	14,7	16,1	1,89	1,08	16,1	15	9
P2C 25-30	0,6	0,8	0,07	0,08	0,8	10	11	P1RA 10-15	5,8	16,3	2,80	0,96	16,3	17	6
P2C 40-45	0,6	0,6	0,06	0,01	0,6	48	10	P1RA 100-110	8,4	21,0	3,04	0,91	21,0	23	7
P1G 0-5	7,7	10,4	1,40	0,53	10,4	19	7	P1RB 0-5	29,6	24,6	1,94	1,04	24,6	24	13
P1G 10-15	1,4	6,2	1,50	0,31	6,2	20	4	P1RB 45-55	6,6	25,4	3,96	0,78	25,4	33	6
P1G 90-100	1,0	14,3	5,70	0,45	14,3	32	3	P1RB 80-90	0,7	25,7	3,89	0,58	25,7	44	7
P2G 0-5	8,1	19,3	1,20	1,18	19,3	16	16	P1RC 0-5	19,2	16,2	1,36	0,81	16,2	20	12
P2G 55-60	0,5	13,7	6,10	0,56	13,7	24	2	P1RC 50-60	2,7	22,2	2,99	0,75	22,2	30	7
P2G 125-130	4,2	14,2	4,30	0,49	14,2	29	3	P1RC 70-80	1,9	23,4	2,63	0,67	23,4	35	9
P3G 0-5	12,4	28,0	1,10	1,39	28,0	20	25	P2RA 0-5	23,4	26,8	2,65	1,42	26,8	19	10
P3G 50-55	0,5	20,4	5,00	0,78	20,4	26	4	P2RA 10-15	27,8	24,0	2,63	1,19	24,0	20	9
P3G 115-120	1,6	18,5	4,20	0,67	18,5	28	4	P2RA 100-110	33,4	23,3	2,90	0,79	23,3	29	8
P4G 0-5	5,3	6,3	0,50	0,33	6,3	19	13	P2RB 0-5	27,5	28,6	1,58	1,26	28,6	23	18
P4G 30-35	2,4	2,0	1,10	0,05	2,0	42	2	P2RB 50-60	29,8	23,3	4,30	0,90	23,3	26	5
P4G 115-120	1,8	1,0	2,45	0,07	1,0	14	<1	P2RB 100-110	20,8	24,7	4,44	0,80	24,7	31	6
P5G 10-15	19,6	26,4	1,50	1,15	26,4	23	18	P3R 0-5	22,8	25,7	2,09	1,13	25,7	23	12
P5G 95-100	2,4	4,8	3,20	0,18	4,8	26	1	P3R 80-90	7,2	26,0	2,91	0,85	26,0	31	9
P5G 110-115	0,2	1,6	0,60	0,03	1,0	34	2	P3R 105-115	9,1	26,2	3,33	0,83	26,2	32	8
P6G 0-5	4,4	16,2	1,10	1,04	16,2	16	15	P4R 0-5	19,2	22,5	2,43	1,51	22,5	15	9
P6G 10-15	2,8	13,8	1,70	0,71	13,8	19	8	P4R 10-15	17,5	24,2	2,38	1,32	24,2	18	10
P6G 65-70	0,4	19,2	4,90	0,70	19,2	27	4	P4R 70-80	9,3	16,7	2,11	0,93	16,7	18	8
P7G 0-5	12,6	27,4	0,90	1,12	27,4	25	30	P5R 0-5	28,8	27,1	1,71	1,36	27,1	20	16
P7G 10-15	1,8	23,1	3,20	0,96	23,1	24	7	P5R 65-75	9,8	25,3	3,11	1,07	25,3	24	8
P7G 115-120	2,1	13,5	3,50	0,61	13,5	22	4	P5R 95-105	9,0	21,6	3,24	0,78	21,6	28	7
P8G 0-5	4,0	19,9	2,00	1,12	19,9	18	10	P6R 0-5	11,4	27,7	2,94	1,25	27,7	22	9
P8G 65-75	1,0	15,7	4,40	0,56	15,7	28	4	P6R 70-80	7,7	18,5	2,24	0,74	18,5	25	8
P8G 120-125	2,3	15,3	5,10	0,52	15,3	29	3	P6R 100-110	8,2	22,5	2,91	0,90	22,5	25	8
P9G 0-5	12,1	30,7	2,08	1,03	30,7	30	15	P7R 0-5	22,8	23,6	1,74	1,25	23,6	19	14
P9G 10-15	2,3	21,9	3,69	0,79	21,9	28	6	P7R 65-75	16,1	14,4	2,27	0,68	14,4	21	6
P9G 65-75	2,0	16,9	6,43	0,67	16,9	25	3	P7R 120-130	9,4	9,0	2,66	0,55	9,0	17	3
P10G 0-5	4,8	7,1	0,61	0,45	7,1	16	12	P8R 0-5	8,3	15,7	1,86	0,90	15,7	17	8
P10G 60-65	2,9	1,0	0,73	0,01	1,0	67	1	P8R 10-15	12,5	3,4	1,04	0,21	3,4	17	3
P10G 85-90	1,6	0,5	0,66	0,01	0,5	62	1	P8R 110-120	6,8	6,0	1,42	0,43	5,9	14	4
P11G 5-10	0,1	25,5	3,00	0,71	25,5	36	9	P9R 0-5	34,9	22,0	2,29	1,13	22,0	19	10
P11G 60-65	0,1	31,0	6,10	0,80	31,0	39	5	P9R 50-60	15,5	16,5	2,56	0,77	16,5	22	6
P11G 125-130	0,1	4,7	0,90	0,10	3,2	32	4	P9R 110-120	11,8	15,8	3,78	0,70	15,8	22	4
P12G 0-5	28,6	32,2	1,90	1,82	32,2	18	17	P1M 0-5	18,2	30,3	2,30	1,23	30,3	25	13
P12G 60-65	10,3	28,8	3,50	0,85	28,8	34	8	P1M 40-45	4,7	28,3	3,64	0,84	28,3	34	8
P12G 95-100	3,8	16,4	0,70	0,26	9,8	37	14	P1M 100-110	0,6	16,4	3,18	0,59	14,7	25	5
P13G 0-5	16,0	14,3	0,10	0,19	4,0	20	40	P2M 0-5	3,9	25,0	1,80	1,08	25,0	23	14
P13G 60-65	1,4	15,0	0,10	0,20	5,0	26	50	P2M 10-15	3,1	22,1	3,10	0,95	22,1	23	7
P13G 105-110	1,4	23,9	1,60	0,58	18,7	32	12	P2M 55-65	3,0	17,2	4,23	0,63	17,2	27	4
P14G 0-5	30,5	31,9	1,57	1,57	31,9	20	20	P3M 0-5	26,4	25,8	2,80	1,04	25,8	25	9
P14G 85-90	2,7	35,5	3,59	1,02	35,5	35	10	P3M 10-15	7,1	22,0	2,15	0,89	22,0	25	10
P14G 110-115	3,1	31,6	3,15	0,88	31,6	36	10	P3M 80-90	4,7	11,9	2,08	0,52	11,9	23	6
P15G 0-5	15,5	13,4	0,10	0,17	2,4	14	24	P4M 0-5	5,6	24,2	2,64	1,00	24,2	24	9
P15G 55-60	2,1	13,6	0,30	0,06	3,4	62	11	P4M 50-60	2,1	22,5	2,77	0,66	22,5	34	8
P15G 80-85	2,4	12,5	0,10	0,03	0,8	25	8	P4M 100-110	2,7	22,3	2,27	0,56	22,3	40	10
P16G 0-5	8,5	25,0	1,50	1,31	25,0	19	17	P5M 0-5	10,6	4,8	0,49	0,17	4,2	24	9
P16G 55-60	2,1	25,5	2,90	0,82	25,5	31	9	P5M 10-15	4,4	4,1	0,70	0,16	4,1	25	6
P16G 90-95	1,5	13,1	0,30	0,10	2,7	26	9	P5M 100-110	2,6	12,0	1,37	0,47	12,0	25	9
P17G 0-5	46,1	28,2	1,60	1,41	25,7	18	16	P5M *T* 0-20	10,7	10,5	1,75	0,19	10,5	55	6
P17G 50-55	2,9	30,7	2,70	0,80	30,7	39	11	-	-	-	-	-	-	-	-
P17G 100-105	0,7	13,8	0,10	0,15	3,7	25	37	P5M *T* 100-110	3,5	18,7	2,87	0,60	18,7	31	7
$X_{manglarG}$	6,3	17,8	2,32	0,65	16,2	28	11	$X_{manglarR-M}$	12,7	20,4	2,54	0,86	20,4	24	8
$\sigma_{manglarG}$	9,0	9,4	1,78	0,46	10,6	11	10	$\sigma_{manglarR-M}$	9,6	6,6	0,88	0,31	6,7	6	3
E_{T-G}	1,2	1,2	0,2	0,1	1,4	1,5	1,4	E_{T-M}	1,3	0,9	0,1	0,0	0,9	0,8	0,4
$Mín._{manglarG}$	0,1	0,5	0,10	0,01	0,5	14	1	$Mín._{manglarR-M}$	0,6	3,4	0,49	0,16	3,4	14	3
$Máx._{manglarG}$	46,1	35,5	6,43	1,82	35,5	67	50	$Máx._{manglarR-M}$	34,9	30,3	4,44	1,51	30,3	44	18

La situación observada en los ecosistemas de la Isla de Margarita es similar a la que se presenta en los del Estado Falcón. La práctica totalidad de horizontes en la LR se ubica en el campo definido para suelos ácidos. Por el contrario, la mayoría de los suelos de la LM, al igual que aquellos encontrados en Morrocoy corresponden a suelos neutros (Fig. 2.21). Algunos horizontes minoritarios como por ejemplo los que constituyen el perfil P4M, se desplazan hacia el campo de suelos ácidos. Las condiciones Eh-pH para el hierro se caracterizan por situarse en el campo del Fe^{2+} en solución y en la estabilidad de ferrihidrita (Fig. 2.21, d).

La conductividad eléctrica (CE) en el equilibrio, fue inferior para los ecosistemas de Falcón (Tabla 2.11) respecto a los de Margarita. La CE más elevada se presentó en P2M 55-60 (44 mS/cm) y P2RA 100-110 (35 mS/cm), mientras los valores más bajos fueron obtenidos en P16G 55-60 (33 mS/cm), así como también en aquellas zonas ubicadas al noroeste del GC, P1C 0-5 (0,8 mS/cm) y P2C 0-5 (0,14 mS/cm).

En líneas generales los resultados denotan una solución enriquecida en cloruros y sulfatos como especies dominantes, en proporciones variables en cada ecosistema. Los cationes más abundantes correspondieron en todos los ecosistemas a Na^{+}, K^{+}, Mg^{2+} y Ca^{2+}. Los iones Fe^{2+}, Al^{3+}, Si^{4+} y Mn^{4+}, se encontraron en cantidades inferiores a los mencionados y variables según el ecosistema. El Fe^{2+} en solución es escaso en los suelos en equilibrio, con un contenido promedio de 1 mmol/l.

- **Modelización termodinámica de la disolución de equilibrio**

La modelización de los datos obtenidos en la disolución de equilibrio del suelo, permitió comprender la dinámica actual y las tendencias evolutivas de estos sistemas. Se han considerado significativas las especies cuya actividad fue superior a 10^{-6}. Los resultados obtenidos se presentan en el apéndice, siendo mostrados en la tabla 2.13 algunos correspondientes al GC. Las especies químicas con mayor actividad (10^{-1} y 10^{-2}) correspondieron en general a H_2O, Na^{+} y Cl^{-}, lo cual es consistente con la composición del agua de inundación presentada en secciones previas (cloruro-sódicas).

En algunos suelos de las lagunas de Margarita, se identificó la presencia de $MgSO_2$ y Mg^{2+}, además de NO_3^{-} , $FeCl_2$ y SO_4 en un grupo reducido de horizontes en los ecosistemas de Falcón (p.ej. P2G 55-60, P3G 0-5, P6G 10-15). Las siguientes especies químicas más activas (10^{-3}) que dominaron en la disolución, fueron los cationes Ca^{2+}, Mg^{2+} y K^{+} y el anión SO_4^{2-}, así como los correspondientes sulfatos de magnesio y calcio ($MgSO_4$ y $CaSO_4$). Además de estas especies, se incluyen para las lagunas el sulfato de hierro ($FeSO_4$) y su forma reducida en solución (Fe^{2+}).

Con una actividad de 10^{-4}, además de los sulfatos formados con los cationes mencionados ($CaSO_4$, $MgSO_4$ y $NaSO_4$), y los iones solubles K^{+}, Ca^{2+} y Mg^{2+}, se presentan las especies H_4SiO_4 y $HSiO_4^{-}$ hacia el último perfil recolectado en Falcón (P18G), así como el Fe^{2+} y $FeSO_4$. Sin embargo, la situación difiere en las lagunas de Margarita. En general, domina en los suelos en equilibrio los sulfatos potásicos, sódicos y ferrosos (KSO_4^{-}, $NaSO_4^{-}$, $FeSO_4$), así como también las especies silicatadas H_4SiO_4 y $HSiO_4^{-}$, encontradas también en Falcón. Comienzan sin embargo a tomar importancia, las especies alumínicas dadas por: $AlSO_4^{+}$ y $Al(SO_4)^{2-}$.

Tabla 2.12: Parámetros fisicoquímicos para los suelos en la Laguna Las Marites en condiciones de equilibrio. Las especies químicas están dadas para la diolución de quilibrio y su concentracion se expresa en nmol/l (CE: Conductividad Eléctrica, f: fondo, s: solución). No se detectaron concentraciones de N

MUESTRA	pH_f	CE_f	Eh_f	pH_s	CE_s	Eh_s	Al^{3+}	Si^{4+}	Mn^{2+}	Fe^{2+}	Ca^{2+}	K^{+}	Mg^{2+}	Na^{+}	F^{-}	NH_4^{+}	Cl^{-}	SO_4^{2-}	PO_4^{3-}	NO_3^{-}
P1C 0-5	6,8	1	364	7,2	1	504	1,90	2,96	0,001	0,196	0,04	0,5	0,4	10	0,017	0,017	4	1	0,005	176
P1C 10-15	6,0	2	384	6,5	2	524	0,07	0,15	0,002	0,003	0,27	0,2	0,5	20	0,008	0,008	22	6	0,002	209
P1C 25-30	6,3	3	385	6,6	3	536	0,02	0,10	0,003	0,001	0,31	0,2	0,7	21	0,008	0,008	28	10	<0.001	505
P2C 0-5	5,7	<1	370	6,0	<1	496	4,45	6,50	0,001	0,364	<0.04	0,3	<0.1	2	0,004	0,004	2	1	0,002	1
P2C 25-30	5,2	<1	382	6,4	<1	494	0,05	0,07	<0.001	0,004	0,09	<0.1	<0.1	2	0,002	0,002	2	1	<0.001	<1
P2C 40-45	5,3	<1	380	6,3	<1	486	0,02	0,01	<0.001	0,001	0,09	<0.1	0,1	3	0,002	0,002	3	1	<0.001	1
P1G 0-5	4,9	10	477	6,4	10	497	0,07	0,26	0,003	0,009	3,11	2,3	3,7	32	0,008	0,008	110	18	0,003	<1
P1G 10-15	2,6	23	525	2,6	22	524	1,85	0,33	0,032	2,593	8,36	1,1	8,5	69	0,018	0,018	236	42	0,001	<1
P1G 90-100	2,8	8	500	2,7	8	514	0,65	0,39	0,011	0,953	3,36	0,4	2,7	19	0,015	0,015	71	20	0,002	<1
P2G 0-5	6,3	9	254	6,3	9	432	0,02	0,31	0,004	0,302	2,78	2,0	2,9	27	0,032	0,032	98	16	0,038	<1
P2G 55-60	2,1	22	565	1,9	21	544	3,57	0,28	0,059	2,363	6,77	0,3	9,7	63	0,003	0,003	200	79	0,004	<1
P2G 125-130	1,8	24	580	1,5	23	550	0,03	0,18	0,057	0,129	11,48	2,3	22,7	130	0,001	0,001	207	28	0,007	<1
P3G 0-5	5,1	8	384	4,6	8	427	0,04	0,17	0,015	0,187	3,39	1,5	2,8	21	0,008	0,008	174	71	0,021	<1
P3G 50-55	3,5	2	417	3,8	2	467	0,06	0,02	0,005	0,176	1,17	0,3	0,6	13	0,012	0,012	17	8	<0.001	1726
P3G 115-120	2,7	17	484	2,7	16	494	1,81	0,37	0,164	2,571	5,78	1,4	6,4	46	0,013	0,013	157	69	0,004	<1
P4G 0-5	6,8	3	424	6,7	3	382	0,16	0,33	0,001	0,037	0,29	0,7	0,4	17	0,023	0,023	34	11	0,013	504
P4G 30-35	3,1	9	537	3,4	8	488	0,21	0,13	0,009	0,283	0,48	0,7	1,4	13	0,028	0,028	78	27	0,002	<1
P4G 115-120	2,4	8	580	2,2	8	564	2,59	0,24	0,034	5,586	0,37	0,1	2,2	38	0,024	0,024	55	39	0,001	<1
P5G 10-15	5,6	4	464	5,7	4	419	0,02	0,06	0,007	0,023	0,06	1,2	0,1	23	0,013	0,013	30	13	0,033	1141
P5G 95-100	2,4	7	552	2,2	7	529	1,45	0,04	0,068	3,796	6,65	<0.1	1,6	26	0,008	0,008	37	29	0,005	<1
P5G 110-115	7,8	4	404	7,3	3	304	0,02	0,03	<0.001	0,009	2,64	0,5	0,8	19	0,019	0,019	28	9	0,001	6
P6G 0-5	5,8	7	364	3,5	7	480	0,01	0,14	0,001	0,081	2,20	1,5	1,4	42	0,024	0,024	64	11	0,002	<1
P6G 10-15	5,2	20	344	4,0	16	459	0,01	0,23	0,004	1,672	5,02	3,6	7,2	65	0,017	0,017	171	31	0,001	<1
P6G 65-70	2,4	27	511	2,2	23	520	2,04	0,22	0,033	5,944	6,49	0,1	11,2	76	0,004	0,004	269	61	0,002	<1
P7G 0-5	5,3	9	284	3,9	8	456	0,03	0,13	0,002	0,139	2,88	1,7	2,4	21	0,015	0,015	69	23	0,034	<1
P7G 10-15	3,9	12	399	3,4	10	486	0,19	0,15	0,007	0,645	4,91	2,2	5,4	27	0,078	0,078	79	36	0,001	<1
P7G 115-120	2,9	19	476	2,7	16	511	1,36	0,30	0,041	2,048	4,91	2,2	7,2	50	0,019	0,019	149	46	0,004	<1
P8G 0-5	5,1	15	334	4,9	16	404	0,02	0,20	0,002	0,444	4,28	2,8	6,3	52	0,021	0,021	171	39	0,002	<1
P8G 65-75	3,0	23	447	3,1	23	485	0,95	0,16	0,009	2,181	8,79	2,7	11,5	81	0,020	0,020	242	55	0,002	<1
P8G 120-125	3,7	3	442	4,6	3	427	0,02	0,01	0,002	0,067	1,26	0,2	0,7	20	0,009	0,009	25	8	<0.001	69
P9G 0-5	5,1	13	324	5,2	13	394	0,07	0,19	0,004	0,327	0,14	2,7	6,0	45	0,018	0,018	140	32	0,004	<1
P9G 10-15	3,2	17	432	3,4	18	469	1,34	0,25	0,015	2,027	8,68	2,7	5,3	54	0,040	0,040	169	55	0,006	<1
P9G 65-75	2,9	11	468	3,0	12	488	1,01	0,15	0,014	1,962	4,21	0,9	4,5	28	0,022	0,022	114	30	0,001	<1
P10G 0-5	4,6	8	459	5,0	3	440	0,02	0,13	0,000	0,007	1,85	1,7	7,2	44	0,027	0,027	77	6	0,017	5
P10G 60-65	3,3	3	492	3,8	3	453	0,14	0,01	0,005	0,351	4,72	<0.1	4,2	28	0,024	0,024	26	9	0,011	5
P10G 85-90	3,4	3	502	4,0	3	448	0,20	0,03	0,017	0,374	1,20	<0.2	0,2	21	0,026	0,026	28	9	0,001	5
P11G 5-10	8,0	9	389	7,5	7	300	0,03	0,19	0,001	0,041	3,74	1,7	10,5	58	0,087	0,087	90	15	0,004	<1
P11G 60-65	7,7	11	399	7,0	6	350	0,01	0,07	0,002	0,052	5,24	2,4	15,5	98	0,045	0,045	151	14	0,003	<1
P11G 125-130	7,8	6	400	7,4	6	396	0,04	0,07	<0.001	0,004	3,45	1,0	1,0	18	0,037	0,037	55	7	0,002	<1
Máx.	8,0	27	580	7,5	23	564	4,45	6,50	0,164	5,944	11,48	3,6	22,7	130	0,087	0,087	269	79	0,038	1726
Mín.	1,8	<1	254	1,5	<1	300	0,01	0,01	<0.001	0,001	<0.04	<0.1	<0.1	2	0,001	0,001	2	1	0,001	<1
σ	1,8	7	79	1,8	7	63	1,08	1,10	0,031	1,496	2,93	1,0	4,9	28	0,018	0,018	76	21	0,010	533
X	4,6	11	433	4,5	10	465	0,68	0,40	0,018	0,973	3,46	1,4	4,8	37	0,020	0,020	94	25	0,007	335

Tabla 2.13: Especies químicas de mayor actividad en algunos suelos y sedimentos en la región de Cuare (P1C: sedimento, P2C: suelos bajo vegetación de herbazal, P1G-P4G: suelos bajo vegetación de manglar, Golfete de Cuare)

Horizonte			Actividad				Horizonte			Actividad			
prof. (cm)	1,00E-01	1,00E-02	1,00E-03	1,00E-04	1,00E-05	1,00E-06	prof. (cm)	1,00E-01	1,00E-02	1,00E-03	1,00E-04	1,00E-05	1,00E-06
P1C 0-5	NO_3- H_2O		H_4SiO_4 Cl- Na^+	$Al(OH)_2^+$ Mg^{+2} SO_4^{-2} K^+ $Al(OH)_4^-$ $Al(OH)_3$	NH_4^+ Ca^{+2} Fe^{+2}	AlF+2 H3SiO4- AlOH+2 AlF2+ FeSO4 F- MgSO4 NaSO4-	P2G 0-5	H_2O	Na^+ Cl-	K^+ SO_4^{-2}	H4SiO4 NaSO4- MgSO4 CaSO4 Ca^{+2} Mg^{+2}	F- NH4+ KSO4- Al(OH)2+ AlF2+ FeSO4 Fe^{+2}	Mn+2 Al(OH)4- NH4SO4- Al(OH)3 H2PO4-
P1C 10-15	NO_3- H_2O	Na^+ Cl-	SO_4^{-2}	NaSO4- H4SiO4 K^+ Mg^{+2}	Al(OH)2+ Al(OH)3 CaSO4 MgSO4 Ca^{+2}	H+ AlF+2 AlF+2 KSO4- KSO4- Al(OH)4- AlOH+2 NH4+	P2G 55-60	Cl- H_2O	SO_4^{-2} Na^+	AlSO4+ Ca^{+2} Mg^{+2} NaSO4- CaSO4 MgSO4 H+ HSO4-	K^+ H4SiO4 Fe^{+2} FeSO4 Al(SO4)2-	KSO4- MnSO4 Al+3	NH4+ MnCl+ Mn+2
P1C 25-30	NO_3- H_2O	Na^+ Cl-	SO_4^{-2}	H4SiO4 NaSO4- K^+ Mg^{+2}	CaSO4 MgSO4 Ca^{+2}	Al(OH)4- KSO4- F- Al(OH)2+ NH4+ Al(OH)3	P2G 125-130	Cl- H_2O	H+ Na^+	NaSO4- K^+ CaSO4 SO_4^{-2} Ca^{+2} MgSO4 HSO4-	H_4SiO_4	Mn^{+2} $FeSO_4$ KSO_4^- Fe^{+2}	H3PO4 Al(SO4)2- Al+3 AlSO4+ MnCl+ $MnSO_4$
P2C 0-5	H_2O	-	Al(OH)3 Na^+ Cl- Al(OH)2+ H4SiO4	K^+ Fe^{+2} AlOH+2 SO_4^{-2} NO_3-	Mg+2 FeSO4 AlSO4+ Al(OH)4- Al+3	MgSO4 H+ Al(SO4)2- AlF+2 NH4+ NaSO4-	P3G 0-5	Cl- H_2O	Na^+ SO_4^{-2}	NaSO4- MgSO4 $CaSO_4$	KSO4- H4SiO4 Mg^{+2} Ca^{+2} K^+	Al(SO4)2- HSO4- Fe^{+2} FeSO4	MnCl+ AlF+2 Mn+2 NH4+
P2C 25-30	H_2O	-	Na^+ Cl-	SO_4^{-2}	AlOH+2 Al(OH)2+ Mg^{+2} Ca^{+2} H4SiO4	AlF+2 NH4+ Al(OH)3 Fe+2 MgSO4 AlSO4+ H+ Al+3 NaSO4- CaSO4 K^+	P3G 50-55	H_2O NO_3-		Na^+ Cl-	K^+ Mg^{+2} H+ Ca^{+2} SO_4^{-2}	H4SiO4 HSO4- MgSO4 Fe^{+2} NaSO4- $CaSO_4$	H2PO4- $MnSO_4$ H+ AlSO4+ KSO4- AlF+2 Mn(NO3)2 Al+3 AlSO4+ FeSO4 NH4+
P2C 40-45	H_2O	-	Na^+ Cl-	SO_4^{-2} NO_3-	H4SiO4 Mg^{+2} Ca^{+2}	Al(OH)3 AlF+2 Al+3 NH4+ AlOH+2 MgSO4 Al(OH)2+ H+ CaSO4 NaSO4- K^+	P3G 115-120	Cl- H_2O	SO_4^{-2} Na^+	Ca+2 FeSO4 Mg^{+2} H+ NaSO4- HSO4- $CaSO_4$ MgSO4	H4SiO4 Fe^{+2} AlSO4+ Al(SO4)2- K^+	MnCl+ Mn+2 Al+3 $MnSO_4$ KSO4-	NH4SO4- AlF+2 NH4+
P1G 0-5	H_2O	Na^+ Cl-	MgSO4 Mg^{+2} K^+ SO_4^{-2}	H4SiO4 NaSO4- Ca^{+2} CaSO4	H+ AlSO4+ KSO4-	Al(OH)2+ FeSO4 Fe+2 AlF+2 AlOH+2 Al+3 NH4+ HSO4- Al(SO4)2-	P4G 0-5	NO_3- H_2O	Na^+ Cl-	SO_4^{-2}	Mg^{+2} NaSO4- H4SiO4 K+	F- NH4+ $CaSO_4$ Al(OH)4- MgSO4 Al(OH)3 Ca^{+2}	H2PO4- AlF2+ FeSO4 KSO4- Fe^{+2} Al(OH)2+
P1G 10-15	Cl- H_2O	Na^+	NaSO4- HSO4- Ca^{+2} Mg^{+2} H+ MgSO4 CaSO4 SO_4^{-2}	Al(SO4)2- H4SiO4 AlSO4+ Fe^{+2} FeSO4 K^+	NH4+ KSO4- Al+3	NH4SO4- MnCl+ AlF+2 Mn+2 MnSO4	P4G 30-35	H_2O	Cl-	SO_4^{-2} Na^+	FeSO4 Ca^{+2} H4SiO4 $CaSO_4$ Mg^{+2} NaSO4- K^+ MgSO4 HSO4- H+	NH4+ KSO4- Al(SO4)2- AlSO4+ Fe^{+2}	Mn+2 NH4SO4- $MnSO_4$ Al+3 AlF+2
P1G 90-100	H_2O	Na^+ Cl-	CaSO4 H+ SO_4^{-2}	Al(SO4)2- AlSO4+ Fe^{+2} FeSO4 K^+ H4SiO4 NaSO4- Mg^{+2} MgSO4 HSO4- Ca^{+2}	NH4+ KSO4- Al+3	Mn+2 MnSO4 AlF+2	P4G 115-120	H_2O	Na^+ Cl-	NaSO4- Fe^{+2} FeSO4 HSO4- H+ SO_4^{-2}	$CaSO_4$ H4SiO4 Mg+2 Al(SO4)2- MgSO4 AlSO4+	MnSO4 NH4+ K^+ Ca^{+2} Al+3	MnCl+ NH4SO4- KSO4- Mn+2 AlF+2

A menores actividades (10^{-5} y 10^{-6}), se presentan en general los fosfatos, fluoruros, nitratos y especies amoniacales. Con actividades de 10^{-5} se observa en los ecosistemas de Falcón un dominio de las especies: NH_4^+, F^-, Al^{3+}, no encontradas a mayores actividades, acompañadas de H_4SiO_4, $HSiO_4^-$ y sulfatos de Fe^{2+}, Na^+ y Mg^{2+} identificados en Margarita con una actividad de 10^{-4}. Sin embargo, es importante destacar la presencia de H^+ y Al^{3+} en algunos suelos del GC, asociadas principalmente a aquellas zonas degradadas y de mortalidad del manglar como lo son P1G, P2G y P3G (Caño Ánimas). También es notoria la presencia de estas especies en los suelos P4G y P5G (Caño Pancho) ubicados al suroeste del GC en donde se observa la mortalidad del bosque. Por su parte, en suelos como P10G en donde se observa una recolonización de especies bajo un antiguo bosque muerto, también permanece el aluminio en solución.

Por otro lado, en el horizonte más superficial de los suelos degradados P1G y P10G se evidencia la presencia de protones libres (H^+) en la disolución de equilibrio. Toda esta situación contrasta con los suelos bien desarrollados en los que el aluminio es ausente o se encuentra como $Al(OH_4)^-$ y/o $AlSO_4^+$ y $Al(SO_4)^{2-}$. Sin embargo, es importante destacar que en los suelos de las lagunas los cuales están desarrollados en bosques preservados, es notoria la presencia de aluminio en solución en algunos horizontes fundamentalmente profundos (p.ej. P1RB 80-90, P3R 80-90, P9R 110-120).

Finalmente, con una baja actividad en relación con el resto de especies mencionadas (10^{-6}), se presentan los fosfatos. Tanto en Falcón como en Margarita, toman importancia formas fosfatadas (p.ej. H_2PO_4, HPO_4^-, $FeHPO_4^+$), así como diferentes formas de Mn (Mn^{2+}, $MnSO_4$, $MnCl^+$, $Mn(NO_3)_2$, Mn^{3+}, MnO_4^{2-}, MnO_4^-). Las mayores diferencias entre ambientes podrían resumirse en una mayor actividad para las formas fosfatadas en los ecosistemas de Margarita respecto a los de Falcón.

- **Estabilidad de los minerales presentes en la disolución de equilibrio**

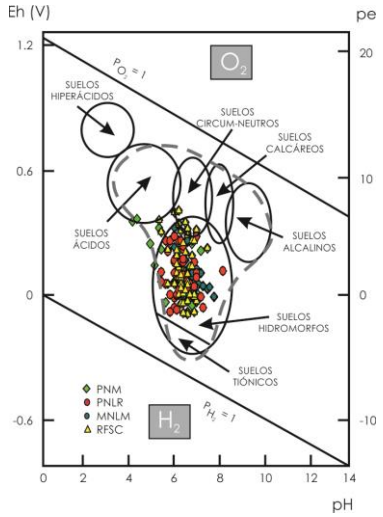
Un gran número de minerales muestra elevada estabilidad en las condiciones de equilibrio alcanzadas en los suelos (ver apéndice). Algunos de los minerales más frecuentes y con mayor actividad presentes en la disolución del suelo son: haloisita, caolinita, montmorillonita, gibbsita, y crisotilo. En el sistema SiO_2-Al_2O_3-H_2O (Fig. 2.22, a), los suelos de manglar presentan una sobresaturación para caolinita. Los suelos en el PNM, se encuentran sobre de la línea de saturación para $Al(OH)_3$ amorfo. Algunos suelos del MNLM se encuentran saturados en pirofilita y haloisita, mientras otro grupo de horizontes en $Al(OH)_3$ amorfo. De manera similar ocurre en el RFSC, saturados en su mayoría para haloisita y microgibbsita y algunos suelos fundamentalmente en cuarzo. En el PNLR, los suelos están saturados en su mayoría en microgibbsita e imogolita.

En ambientes afectados por la oxidación de sulfuros, la geoquímica del aluminio es ampliamente modificada por el efecto de las elevadas concentraciones de SO_4^{2-} y H^+, por lo que para analizar las tendencias de evolución mineralógicas es necesario tener en cuenta sistemas como SiO_2-Al_2O_3-SO_2-H_2O que introducen este componente. En la figura 2.21, se recoge el diagrama de solubilidad para gibbsita, basaluminita, caolinita, aluminita-K y alunita según Van Breemen (1973) en el que se evidencia el cambio de comportamiento geoquímico del aluminio, basado en la acidez del sistema y la saturación en gibbsita para los suelos de manglar.

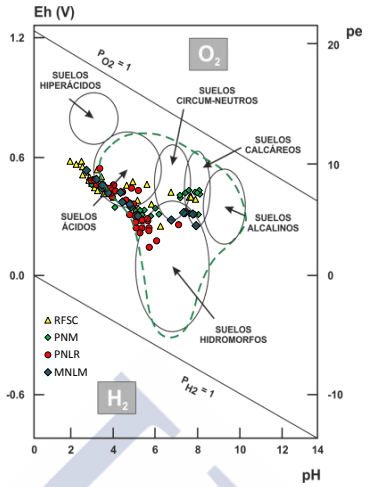
La concentración de Al en los suelos del PNM, está controlada por un sulfato de aluminio hidratado, aluminita ($Al_2SO_4(OH)_4 \cdot 7(H_2O)$. Los suelos en el RFSC y el MNLM, están saturados en caolinita, gibbsita, microgibbsita y basaluminita; en un grupo reducido de

horizontes la solución está saturada en aluminita. En el PNLR, los suelos se encuentran principalmente saturados en gibbsita y microgibbsita.

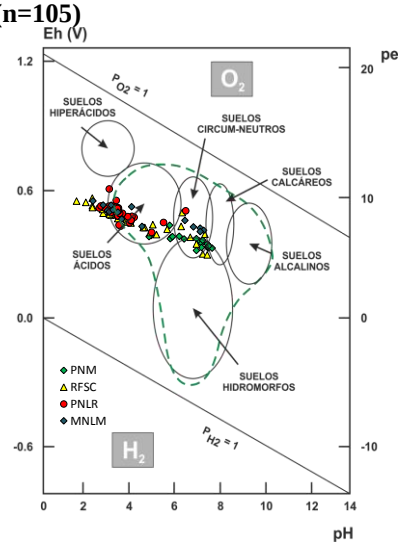
a) Eh-pH campo (n=154)



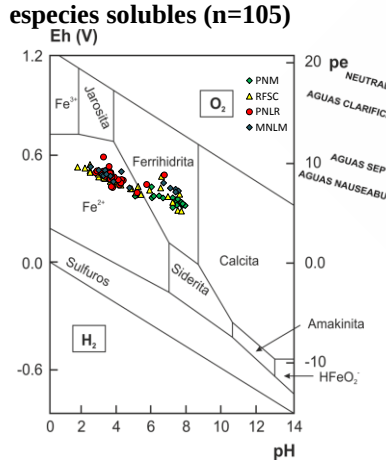
b) Eh-pH suelo-solución, valores de fondo (n=105)



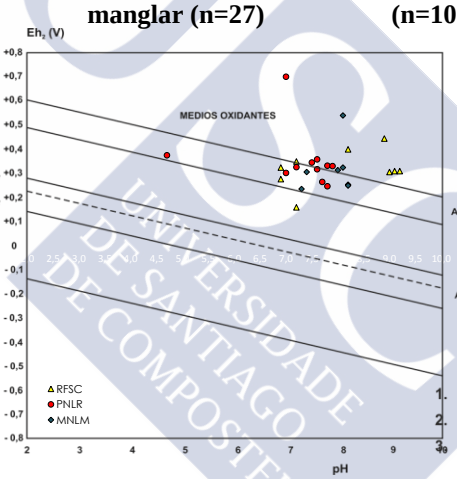
c) Eh-pH solución de equilibrio (n=105)



d) Eh-pH solución de equilibrio, minerales de Fe y especies solubles (n=105)



e) Condiciones Eh-pH dadas para el agua de inundación del manglar (n=27)



f) Eh-pH solución en equilibrio, diagrama de barreras geoquímicas (n=105)

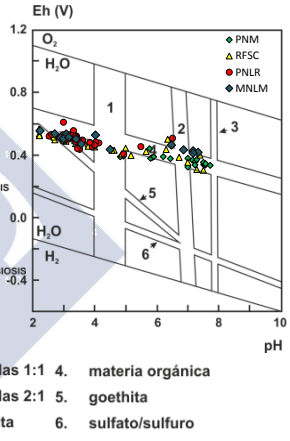


Figura 2.21: Condiciones Eh-pH para suelos de manglar (PNM: Parque Nacional Morrocoy, PNLR: Parque Nacional Laguna La Restinga, MNLM: Monumento Natural Laguna Las Marites, RFSC: Refugio de Fauna Silvestre Cuare). La envolvente (líneas segmentadas) delimita el campo definido para suelos (Otero, et al., 2008; Chesworth, 2008; Chesworth & Macías, 1981)

En suelos con alta concentración de sales de origen marino como los manglares, los diagrama de estabilidad SiO_2-Al_2O_3-Na_2O-H_2O y SiO_2-Al_2O_3-MgO-H_2O, representan una buena aproximación al estado de equilibrio. En estos diagramas se considera al aluminio como componente inerte, lo cual es una aproximación adecuada para suelos con pH entre 4 y 8 como los suelos de manglar, en los que no existen concentraciones importantes de complejantes orgánicos (Fernández & Macías, 1987).

Los equilibrios caolinita-analcima y caolinita-albita, son estables a 25ºC. Los resultados obtenidos muestran suelos sobresaturados en caolinita, con una saturación en paragonita, analcima y albita para algunos horizontes en el PNM y un grupo reducido del GC. Algunos horizontes de las lagunas (PNLR, MNLM), se desplazan hacia el campo de saturación dado para pirofilita (Fig. 2.22, c). La estabilidad de la clorita, es notoria en un grupo reducido de suelos para los cuatro ecosistemas, principalmente aquellos del PNM (Fig. 2.22, b).

2.3.2.3 Análisis estadístico del comportamiento geoquímico y edáfico de las variables estudiadas en los suelos de manglar

El análisis factorial por componentes principales, es una buena herramienta para observar el comportamiento general de las variables estudiadas hasta el momento, relacionándolas con los suelos analizados. En este tipo de gráficos, dicho comportamiento es una respuesta de los procesos biogeoquímicos que dominan en cada uno de los ambientes y que actúan en conjunto para un buen funcionamiento del ecosistema.

Uno de los aspectos que destacan en la distribución de las variables, es la ubicación opuesta de los valores de pH medidos en laboratorio (H_2O, KCl, H_2O_2) y los contenidos de St, Al cambiable y H^+. Los mínimos valores de pH coinciden con la presencia de Al intercambiable y H^+ libres en el complejo de cambio. Esta disposición indica que ambos grupos de variables están gobernados por un mismo proceso geoquímico, el cual parece estar relacionado con la acidez de los suelos. Por tanto, los contenidos de St, Al^{3+} y H^+ son fuertemente dependientes del pH.

Al observar el gráfico obtenido para los suelos en el GC y PNM (Falcón) (Fig. 2.23 a, c), es notorio que suelos en zonas degradadas y de manglares muertos (P1G, P2G, P3G, P4G y P5G), así como una serie de horizontes subsuperficiales y profundos de suelos con buen desarrollo de manglar, se ubican hacia valores positivos de F1 y F2, coincidiendo con St, Al^{3+} y H^+. Estos suelos están caracterizados por elevados contenido de St así como la presencia de Al^{3+} y H^+ libres en el complejo de cambio y bajos pH. De la misma manera, aquellos con valores de pH cercanos a la neutralidad y de carácter más básico, principalmente los suelos del PNM (P12G-P18G), se concentran principalmente hacia valores negativos de F1 y en todo el rango F2.

Algunos horizontes, fundamentalmente superficiales y subsuperficiales (p.ej. P16G 0-5, P12G 0-5, P11G 5-10) con elevada CICe, S y contenido de iones básicos (Mg^{2+}, Na^+) en el complejo de cambio se posicionan junto a estas variables (valores negativos de ambos factores), como resultado de la presencia de sales típica de ambientes con influencia marina. Además, este grupo de suelos registra los mayores contenidos de CO.

El comportamiento de las muestras y variables en las lagunas LR y LM (Margarita) es similar al observado en el GC. Ligeras diferencias se observan por ejemplo en el catión que domina el complejo de cambio que en el caso de los ecosistemas de Falcón corresponde al Mg^{2+}, lo cual se refleja en su agrupamiento con la S y la CICe hacia valores negativos de ambos factores (Fig. 2.23, c). En las lagunas de Margarita, a pesar de que el Mg^{2+} es bastante elevado, el Na^+ toma una mayor importancia en el complejo de cambio por lo que ambos se agrupan junto a la S y la CICe en estos ambientes (Fig. 2.23, d).

2.3.2.4 Agua de inundación

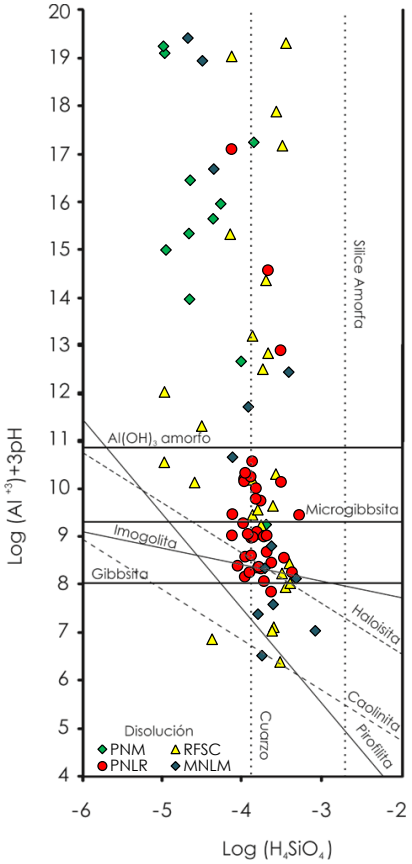
El agua de inundación del manglar mostró valores entre 4,7 (P2R*A*) y 9,2 (P2G), con un rango predominante cercano a la neutralidad (6-7). Las condiciones de Eh fueron subóxicas-óxicas (154-694 mV) (Fig. 2.21, e). Los suelos P1RA (*Laguncularia*) y P2RA (*Avicennia/Laguncularia*), presentaron los valores extremos de Eh (694 mV) y pH (4,7) respectivamente. La conductividad eléctrica (CE) en los tres ecosistemas (GC, LM, LR), fue elevada, con mínimos de 11 mS en zonas degradadas: P1G y P2G y máximos de 40 mS en P7R, una laguna interna desarrollada bajo *Rhizophora.*

La CE fue mayor en las lagunas de Margarita, respecto al GC en Falcón (Tabla 2.14). Un promedio de 36±1 mS frente a 19±3 mS respectivamente, ponen de manifiesto una elevada salinidad en los ecosistemas de Margarita, debido al escaso aporte de agua dulce proveniente de ríos en esta isla. En general, en el golfete la CE fue elevada, superando en la mayor parte de los casos 30 mS, representando en las zonas afectadas (P1-P4) alrededor de la mitad de la obtenida en el resto del sistema.

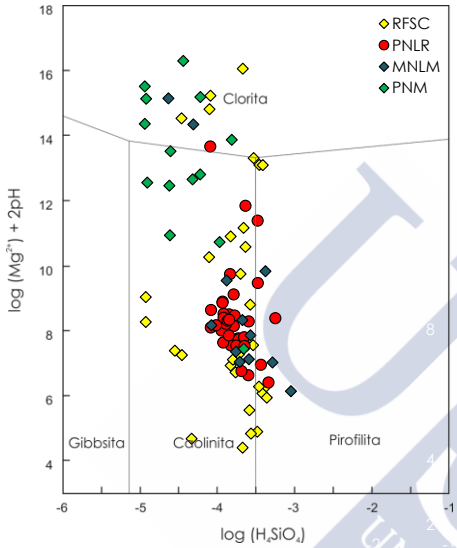
Los iones analizados, caracterizan al agua de inundación del manglar como cloruro sódica, tal como se ha reportado en estudios anteriores para el GC (Barreto, 2006). La concentración de $SO_4^{=}$ (501-3694 mg/L) y Mg^{2+} fue también elevada (274-1488 mg/L). Las especies K^{+} (101-582 mg/L) y Ca^{2+} presentaron las menores concentraciones (Tabla 2.14). La relación SO_4^{2-}/Cl^{-} fue en todos los casos, superior al valor reportado para el agua de mar (0,05), lo que indica que los sulfuros de Fe están siendo oxidados en estos suelos.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

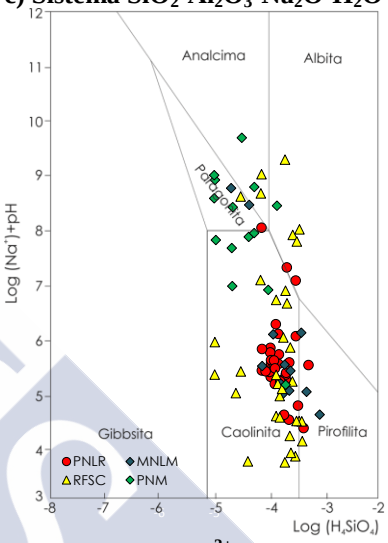
a) Sistema SiO_2-Al_2O_3-H_2O



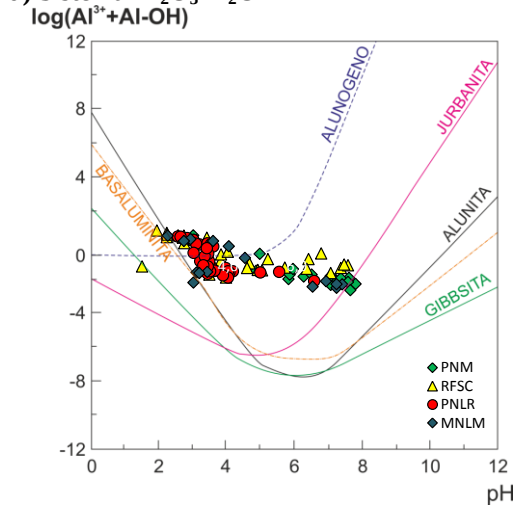
b) Sistema SiO_2-Al_2O_3-MgO-H_2O



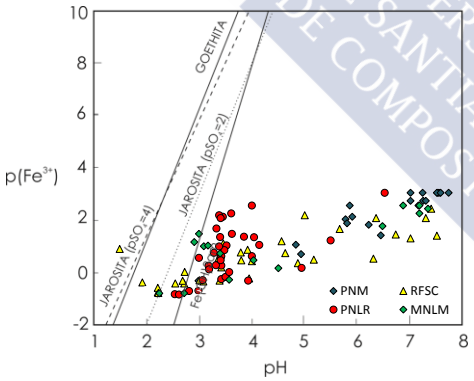
c) Sistema SiO_2-Al_2O_3-Na_2O-H_2O



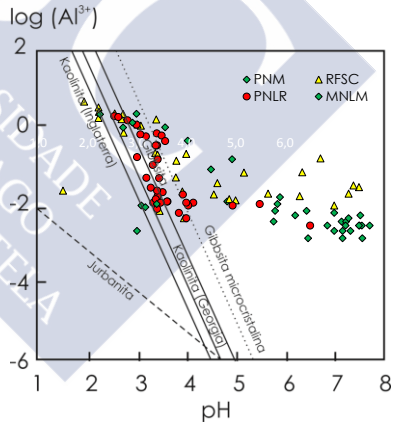
d) Sistema Al_2O_3-H_2O



e) Actividad del Fe^{3+}



f) Actividad del Al^{3+}



g) Sistema SiO_2-Al_2O_3-SO_2-H_2O

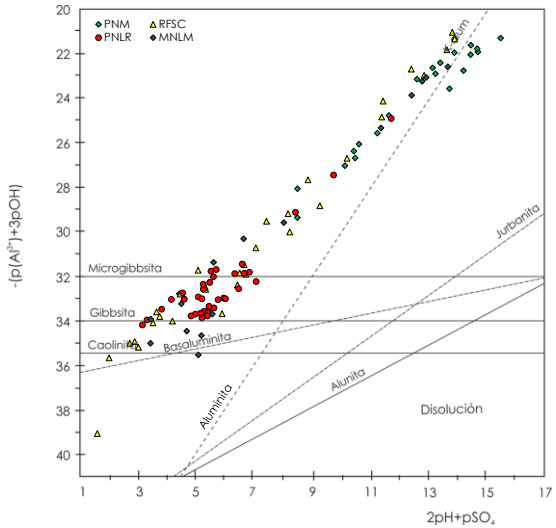


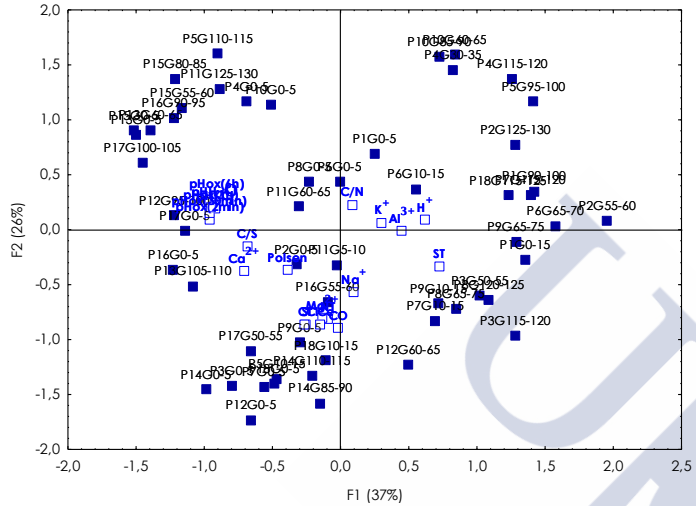
Figura 2.22: Modelos de equilibrio a 25ºC para diferentes sistemas en los suelos de manglar. Gráficos tomados de: a, b,c: (Fernández & Macías, 1987)**, d,e,f, g: Aguilar Ruiz et al., (1998),** (Macías, et al., 1992) **(e),** (Fernández & Macías, 1989)

UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

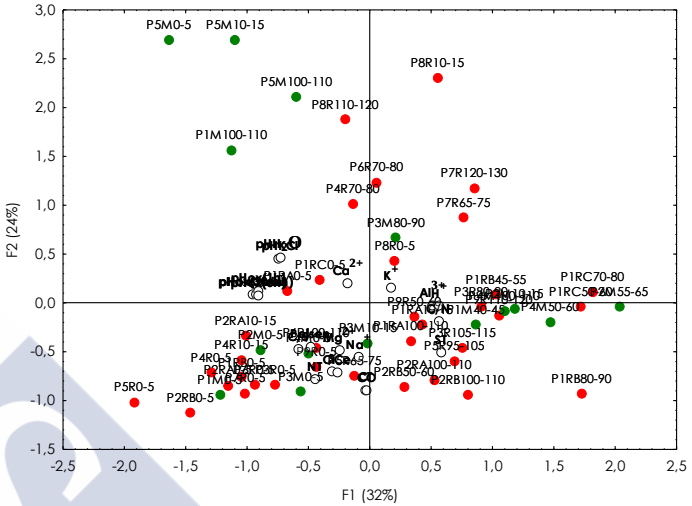
Tabla 2.14: Parámetros fisicoquímicos que describen al agua de inundación del manglar ([X]: concentración de la especie en mg/kg, X: promedio, σ: desviación estándar, Mín.: valor mínimo y Máx.: máximo)

Muestra (vegetación)	pH camp.	Eh camp. (mV)	pH lab.	Eh lab.	CE (mS)	$[Mg^{2+}]$	$[Na^{+}]$	$[Ca^{2+}]$	$[K^{+}]$	$[Cl^{-}]$	$[SO_4^{2-}]$	$[SO_4^{2-}]/[Cl^{-}]$
P1R A (*Lagungularia*)	7,0	694	6,8	420	38	1095	11105	359	553	21248	3391	0,16
P1R C (*Rhizophora*)	7,8	326	6,7	424	38	1125	9624	413	531	20288	3418	0,17
P2R A (*Avicennia/Lagungularia*)	4,7	369	6,4	427	39	957	11190	387	382	19541	3808	0,19
P2R B (*Rhizophora*)	7,5	339	6,6	431	39	1207	11093	339	567	21594	3594	0,17
P3R (*Rhizophora*)	7,7	259	6,5	444	39	1244	11069	352	548	21844	3559	0,16
P4R (*Avicennia/Lagungularia*)	7,6	352	6,9	386	32	890	10219	393	575	19541	3630	0,19
P5R (*Rhizophora*)	7,6	311	6,9	419	29	1549	10662	410	560	22186	3627	0,16
P6R (*Avicennia*)	7,8	241	6,7	444	35	939	9333	306	413	19790	3694	0,19
P7R (*Rhizophora*)	7,0	296	6,4	454	40	1146	10948	323	577	22093	3701	0,17
P9R (*Rhizophora*)	7,2	320	6,8	399	35	1152	11457	372	582	20941	3693	0,18
Agua laguna	7,9	324	6,4	447	38	1488	10559	370	542	20720	3515	0,17
P1M (*Rhizophora*)	7,3	230	6,3	444	34	1433	11069	235	376	18598	3345	0,18
P2M (*Rhizophora/Avicennia*)	7,4	300	6,5	439	32	1271	10219	315	454	18973	3230	0,17
P3M (*Rhizophora*)	8,0	308	6,3	441	35	1287	10923	331	541	19722	3408	0,17
P4M (*Rhizophora*)	8,2	248	6,2	440	35	1238	10225	343	551	19072	3297	0,17
P5M(*Rhizophora*)	8,1	534	6,2	472	35	1256	10656	323	543	20845	3452	0,17
P5M T (*Tallasia*)	8,1	319	6,2	434	35	1098	10171	291	519	19597	3274	0,17
Agua de la bahía	8,2	244	6,4	434	34	1415	10268	386	527	19846	3309	0,17
P1G (manglare muerto)	8,9	439	7,7	437	11	274	2610	132	125	5034	594	0,12
P2G (manglar muerto)	9,2	304	7,1	429	11	287	2510	131	123	4847	547	0,11
P4G (manlar degradado, Avicennia incipiente)	9,1	304	6,6	426	12	323	2610	130	101	4959	594	0,12
P5G (*Rhizophora/Avicennia*)	9,0	300	6,9	438	12	427	3360	150	113	6389	501	0,08
P8G (*Avicennia*)	6,9	271	6,5	443	20	1201	11336	185	272	19563	2674	0,14
P9G (*Rhizophora*)	7,2	344	6,8	399	35	659	6579	251	327	12781	1672	0,13
P10G (*Avicennia*)	7,2	154	6,4	439	23	866	7016	249	345	13263	1764	0,13
P11G (*Rhizophora*)	6,9	319	6,7	445	28	921	8229	315	389	15573	2042	0,13
Agua del golfete	8,2	394	6,5	429	18	622	4685	212	247	8642	1118	0,13
X	7,7	328	6,6	433	30	1014	8879	296	422	16944	2757	0,16
σ	0,9	102	0,3	18	10	368	3046	90	163	5827	1161	0,03
Mín.	4,7	154	6,2	386	11	274	2510	130	101	4847	501	0,08
Máx.	9,2	694	7,7	472	40	1549	11457	413	582	22186	3808	0,19

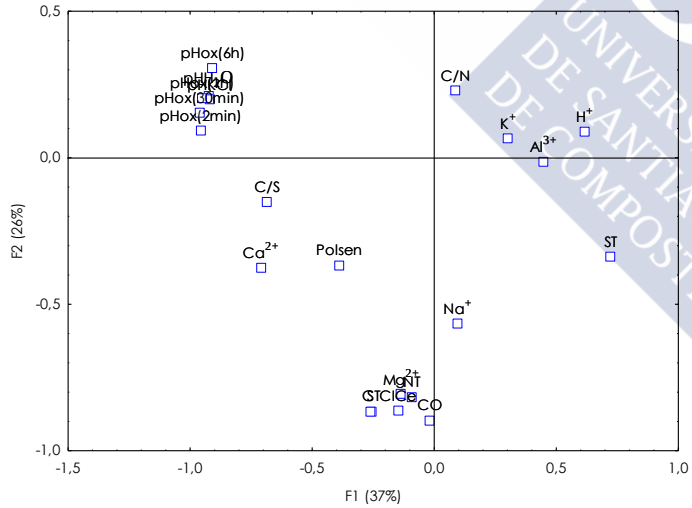
a) Agrupamiento por muestras y variables (Falcón)



b) Agrupamiento por muestras y variables (Margarita)



c) Agrupamiento por variables (Falcón)



d) Agrupamiento por variables (Margarita)

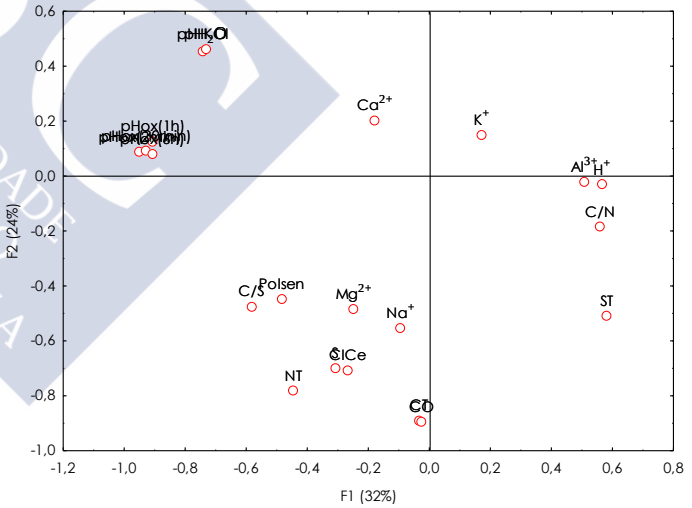


Figura 2.23: Análisis factorial para los factores 1 y 2 por variables y muestras (M: Laguna Las Marites, R: Laguna La Restinga, G: Golfete de Cuare y Parque Nacional Morrocoy, CO: Carbono Orgánico, F: Fibras, ST: Azufre Total, NT: Nitrógeno Total, pHox: pH de oxidación, CICe: Capacidad de Intercambio Catiónica efectiva, S: Suma de base

2.3.3 Discusión

2.3.3.1 El suelo en condiciones naturales, de laboratorio y de equilibrio. Estabilidad mineral

En suelos hidromorfos, el pH en condiciones naturales, como consecuencia del consumo de protones durante los procesos de reducción, es próximo a la neutralidad y/o ligeramente básico (Otero, et al., 2009; Marchand, et al., 2006; Ferreira, et al., 2007; Vegas-Vilarrúbia, et al., 2010). Estos resultados coinciden con los encontrados en los manglares de estudio (rango predominante de pH: 6,0-7,0). Sin embargo, en los horizontes más superficiales de algunos suelos, fueron encontrados bajos valores de pH (pH=4,1 en P12G 0-5; pH= 5,3 en P14G 0-5 y P2R 0-5), debidos probablemente a la oxidación de sulfuros de hierro promovidos por la liberación del O_2 proveniente de las plantas, especialmente en superficie (Marchand et al. 2003). Dicha oxidación, da lugar a un decrecimiento en el potencial redox con la profundidad que puede estar relacionado con una menor densidad de raíces de plantas en los horizontes más profundos (Ferreira et al., 2007).

Estudios previos sugieren que las especies de manglar son capaces de modificar el potencial redox (p.ej. por oxidación) de los suelos por translocación del oxígeno absorbido en las raíces en superficie a las raíces ubicadas a mayor profundidad (McKee, 1993). Diversos autores han sugerido que las especies arbóreas del manglar, presentan diferentes estructuras como son los neumatóforos en *Avicennia* que le permiten transportar el aire desde su parte aérea a las raíces y exudarlo por éstas, oxidando la parte superior del suelo (Tomlinson, 1986).

En el caso de los géneros *Avicennia* y *Lagungularia*, los altos Eh encontrados en los horizontes más superficiales son consistentes con la elevada densidad de raíces. Ambas especies poseen un sistema de raíces similar, el cual consiste en largas cadenas que se extienden horizontalmente en el suelo y a partir de las cuales se elevan a la superficie los neumatóforos (Otero, et al., 2006).

El género *Rhizophora*, muestra valores similares de Eh en las capas superficiales, pero en ocasiones puede presentar elevados valores en profundidad, posiblemente debido al sistema de raíces que se extiende a grandes profundidades, en relación con el resto de especies de manglar. Ha sido reportada la mayor densidad de raíces para *Rhizophora* entre los 15 y 30 cm de profundidad, mientras para *Avicennia* se concentran en los 20 cm más superficiales (Otero at el., 2006).

En líneas generales, los perfiles bajo la especie *Rhizophora mangle* en este estudio, parecen mostrar los valores de potencial redox más bajos, mientras aquellos desarrollados bajo *Avicennia germinans* muestran los potenciales más elevados, lo cual coincide con resultados encontrados en manglares de México (Giani, et al., 1996). Amplios rango de Eh, han sido encontrado en los manglares de la Laguna Balandra (México) con mínimos de -202 mV en los 10 cm más superficiales de un suelo desarrollado bajo *Rhizophora mangle* y máximos de hasta 98 mV bajo *Avicennia germinans* (Giani, et al., 1996).

Algunos investigadores como Kewei y colaboradores (2007), sugieren que el rango típico del potencial redox alcanzado en humedales bajo condiciones naturales corresponde a valores entre los -200 mV y +600 mV, atribuyendo los extremos a procesos de metanogénesis y nitrificación respectivamente. En otros estudios (Neue et al., 1995; Yu and Patrick, 2003), el potencial redox crítico (Eh_c) para la producción de CH_4 ha sido determinado a partir de -150 mV o menos. En los suelos de manglar, no se alcanzan condiciones óptimas para la metanogénesis (Eh mín.= -96 mV).

La oxidación de los sulfuros de Fe presentes en los suelos de manglar es promovida por la aireación de los suelos. Estos se manifiesta en suelos de elevada acidez en condiciones de laboratorio (p H H_2O, pH KCl, pH H_2O_2), principalmente hacia los horizontes más profundos y que coincide con los mayores contenidos de S. Valores muy bajos de pH H_2O, similares a los obtenidos en este estudio, han sido encontrados en suelos de manglar del Estado de Sau Paulo en Brasil (Rossi y Fernández, 2002). En estos suelos, se presenta una gran variabilidad en el pH (0-130 cm) con valores desde 2,7 hasta 7,8, similar a la encontrada en los suelos de Venezuela aquí estudiados.

Otros estudios en suelos de Brasil (Ferreira et al., 2007), arrojan valores entre 5,4 y 6,4 a diversos intervalos de profundidad (0-80 cm). Por su parte, Marchand y colaboradores (2004) obtienen valores de pH para bosques maduros en la Guyana Francesa cercanos a 4,5 a 15 cm de profundidad. A su vez, estos autores encuentran elevadas concentraciones de St, cercanas a 4% como las obtenidas en el presente estudio.

En las condiciones redox que presentan estos suelos los microorganismos utilizan el sulfato como aceptor de electrones en los procesos de oxidación de la MO (Patrick et al., 19992) y como consecuencia el pH decae. Por otra parte, la caída brusca del pH cuando la muestra es oxidada con H_2O_2, incluso en suelos con cantidades muy reducidas de sulfuros de Fe, puede estar relacionada también con la ausencia de carbonatos y la baja capacidad de los minerales de arcilla para neutralizar la acidez derivada de la oxidación de la pirita y de la MO (Otero y Macías, 2001). Descensos drásticos del pH luego del tratamiento con H_2O_2, han sido reportados para manglares de México (Giani, et al., 1996) en donde se alcanzan valores inferiores a 2,5 que coinciden con los obtenidos en este estudio.

Los elevados contenidos de St presentes en general para los perfiles, son un evidencia de los procesos de sulfato-reducción dominantes en los suelos de manglar ($C/S \leq 5$), favorecidos por los elevados contenidos de MO. Se ha reportado que los manglares pueden acumular hasta 0,1 kg S m^{-3} $año^{-1}$ (Dent 1992). Los ríos contribuyen con los óxidos y/o oxihidróxidos de hierro; el mar con los sulfatos, y la vegetación de manglar con la producción de MO que reduce los sulfatos y el hierro. Cuando los suelos que contienen estos elementos son expuestos y en consecuencia oxidados, éstos se tornan extremadamente ácidos y tóxicos para las plantas (Rossi y Fernández, 2002). En consecuencia, el contenido de sulfuro en los suelos de este tipo de ambientes está asociado a la descomposición y reoxidación de la MO, la cual va a depender de las especies de plantas presentes, la cantidad de MO fresca introducida y el transporte de gas y agua intersticial.

Las condiciones acido-base dadas en los suelos de manglar muestran una tendencia general hacia la acidificación al alcanzar el equilibrio. Este comportamiento es notorio principalmente en la LR y el GC, los cuales presentan un gran número de suelos con condiciones definidas para suelos ácidos. Los suelos asociados al PNM y la LM presentan un dominio de suelos neutros con algunos horizontes que tienden a la acidificación. Estos resultados ponen de manifiesto la necesidad obligada de mantener este tipo de suelos en condiciones naturales.

Aunque el compartimiento edáfico es un sistema abierto y dinámico, su comportamiento global puede caracterizarse a partir de la composición de las fases fluidas, utilizando métodos como los índices de saturación mineral o diagramas estables de fases estables y metaestables en distintos sistemas, unido al entendimiento de las condiciones hidrogeológicas. De acuerdo con numerosos estudios, no existe duda de que este método puede proporcionar un índice valido de las tendencias generales de alteración y neoformación mineral y en este sentido ha sido ampliamente utilizado en algunos suelos como por ejemplo en la comunidad autónoma

de Galicia, principalmente asociado a actividades mineras (Macías, et al., 1992). Sin embargo, su aplicación en ecosistemas de manglar es escaso (Otero, et al., 2008).

En el diagrama Eh-pH de barreras geoquímicas, se observó un desplazamiento de los suelos que forman parte del PNM hacia el campo de equilibrio con la calcita. Estas muestras de pH más elevado corresponden a los cayos y región costera en mar abierto, con presencia de arrecifes coralinos y por tanto controladas por la presencia de carbonatos. Un grupo reducido de horizontes presenta condiciones de formación o estabilidad de minerales 1:1 y 2:1. Sin embargo, los suelos de manglar se ubican sobre la barrera de estabilidad de MO (Eh~600-700 mV), por lo que la tendencia de los sistemas edáficos se dirige hacia su mineralización de una forma acelerada.

El control por hidróxidos de Al o aluminosilicatos es el más frecuentemente admitido. Se ha puesto de manifiesto en diversos estudios que la caolinita es la fase más estable pero que también pueden existir otras (gibsita, microgibsita, imogolita, haloisita,….) como fases metaestables en condiciones de sobresaturación (Macías, et al., 1992). La representación en los diagramas correspondientes (Figs. 2.21 y 2.22), permite comprobar que existen varios minerales que pueden estar en condiciones de equilibrio o sobresaturación con la mayoría de las fases acuosas.

La aplicación de estos diagramas a la composición de las disoluciones de suelo en los distintos ecosistemas indica en primer lugar, que no existe una única fase mineral que controle la actividad de Al en disolución, dada la dispersión de los datos del producto iónico $(Al^{3+})(OH^{-})^{3}$. En relación a las fases cristalinas, prácticamente todas las disoluciones están saturadas con respecto al cuarzo, aproximadamente la mitad respecto a la pirofilita y un gran grupo al gibssita y caolinita. En relación a las fases de menor cristalinidad e hidratadas, ningún horizonte presenta sobresaturación con respecto a la sílice amorfa.

Un gran grupo de horizontes, mayoritariamente aquellos del PNM, poco afectados por el proceso oxidativo están sobresaturadas con respecto a imogolita, caolinita microcristalina y microgibbsita, lo que indica que estos minerales podrían formarse como fases metaestables, si bien en estos casos el sistema tenderá a evolucionar hacia caolinita cristalina o pirofilita, fases más estables en este sistema.

En consecuencia, en la solución de equilibrio de los suelos, dominan formas de baja estabilidad termodinámica. Estas fases sólidas metaestables, son de especial importancia en las etapas incipientes de formación de suelos (Fernández & Macías, 1987). Las fases haloisita e imogolita, inestables frente a la caolinita en cualquier tipo de condiciones, son importantes en suelos en los que todavía no existen condiciones de equilibrio global y pueden formarse inicialmente y pasar progresivamente a fases más estables. Esto es lo que podría ocurrir en los suelos de manglar en estudio, teniendo en cuenta secuencias evolutivas de haloisita→imogolita→caolinita o imogolita→haloisita→caolinita, de acuerdo con la actividad de Si en solución.

2.3.3.2 Variabilidad en las propiedades y componentes del suelo

Algunos autores, reportan en suelos de manglar una asociación con las fracciones más finas de tamaño de grano (Citrón and Schaeffer-Novelli, 1983), mientras otros reportan fracciones más gruesas, tamaño arena (Ferreira et al., 2007). Ambas situaciones coinciden con los resultados obtenidos en este estudio, en los que dominan las texturas más finas para los sistemas LR, LM y PNM y las texturas más gruesas, tamaño arena para el GC.

De la misma manera, reportes previos para los sedimentos de fondo de los sistemas en estudio, sugieren la presencia de varias clases texturales. Salazar y colaboradores (1986), determinan una textura areno limosa para la LM, mientras Bonilla y Okuda (1971) definen el sedimento tipo lodo (franco), de color gris verdoso en la mayor parte del interior, aumentando paulatinamente al tipo arenoso franco y arenoso hacia la boca. Los resultados obtenidos en los suelos de manglar para esta laguna, denotan texturas finas en superficie (arcilloso, arcillo limoso, franco arcillo limoso) con un aumento en el tamaño de grano hacia mayores profundidades (franco arcilloso y franco limoso), lo cual coincide con los estudios reportados para los sedimentos y en otros manglares (Souza, 2006). Estas variaciones texturales observadas en profundidad, indican un cambio de ambiente.

Múltiples causas pueden determinar los cambios producidos en el tamaño de grano de un suelo. Una de ellas, y quizás la principal, responde a variaciones en la energía hídrica que está asociada a estos dinámicos sistemas. La macrofauna de los bosques de manglar (principalmente cangrejos), es otra de las causas que ha sido reportada en la literatura debido al importante efecto mecánico que ejerce sobre las características físicas de los suelos, pues la actividad de los organismos genera movimiento de partículas a las capas más superficiales (Nielsen et al., 2003); lo que podría explicar la presencia de grano grueso en superficie para algunos horizontes (p.ej. P4G).

Otra de las propiedades que mostró una amplia variabilidad en los ecosistemas de estudio, es su capacidad de intercambio catiónico. Estudios previos ponen de manifiesto sus elevados contenidos en este tipo de ambientes. En suelos de manglar de la Laguna Balandra en México (Giani, et al., 1996), se han reportado valores de CIC entre 133 y 581 $cmol_c/kg$, en donde el Na^+ (184-1195 $cmol_c/kg$) fue el catión dominante, seguido del Mg^{2+} (72-818 $cmol_c/kg$), el Ca^{2+} (45-343 $cmol_c/kg$) y por último el K^+ (15-55 $cmol_c/kg$). Estos valores tan elevados son probablemente debidos a la presencia de sales solubles, abundantes en ambientes salinos (Pugliese, et al., 2014).

De acuerdo con Pugliese y colaboradores (2014), los suelos de manglar presentan elevadas cantidades de álcalis, principalmente Mg^{2+} y Na^+, debido a la influencia del agua de mar. Esta influencia de las mareas, da lugar a que la contribución de cada catión a la CIC en la superficie de los suelos de manglar siga el mismo orden ($Na^+ > Mg^{2+} > Ca^{2+} > K^+$) que en el agua de mar (Vegas-Vilarrúbia, et al., 2010; Giani, et al., 1996). Esta tendencia fue observada en los manglares de la Isla de Margarita (LR y LM, Na^+: 4-100 $cmol_c/kg$) mientras en los ecosistemas costeros de Falcón, toma mayor importancia el magnesio en el complejo de cambio sobre el sodio, posiblemente debido a la presencia de rocas enriquecidas en magnesio (dolomita) en los arrecifes coralinos del PNM.

Además, la acidez potencial en los suelos de estudio, fue debida principalmente a H^+. El Al^{3+} no contribuye con la elevada acidez ya que precipita a pH neutro (Ferreira et al., 2007). Para suelos de manglar en Brasil, la sumatoria de ambas especies se mantuvo en un rango entre 0,8 y 13,58 $cmol_c/kg$ (Ferreira et al., 2007), similar al encontrado en los suelos en estudio (0,1-12,7 $cmol_c/kg$).

La CICe en los ecosistemas de estudio señala su carácter salino, superior para la Isla de Margarita respecto a la costa falconiana. En manglares del Delta del Río Orinoco (Venezuela) se ha determinado una CIC elevada (107 $cmol_c/kg$) para los suelos (Vegas-Vilarrúbia, et al., 2010), que coincide con algunos horizontes estudiados y en donde el catión intercambiables que domina en el complejo de cambio es el Na^+, principalmente en las lagunas, al igual que ocurre en otros suelos de manglar. Por ejemplo Ferreira y colaboradores (2007) en Brasil, reportan concentraciones de Na^+ entre 6,7 y 16,4 $cmol_c/kg$, mientras Rossi y colaboradores

(2002) encuentran máximos de 30,9 $cmol_c$/kg y mínimos en su mayoría superiores a 10 $cmol_c$/kg.

En cuanto a la especie Ca^{2+}, las concentración en los manglares en estudio fueron similares a las encontradas en otros suelos de manglar, en su mayoría inferiores a 19 $cmol_c$/kg (Vegas et al., 2010; Ferreira et al., 2007; Rossi et al., 2002). En cuanto al Mg^{2+}, en suelos de manglar de Brasil han sido reportadas concentraciones de Mg^{2+} entre 4,1 y 4,8 $cmol_c$/kg (Ferreira et al., 2007) y máximos de 13,3 $cmol_c$/kg (Rossi et al., 2002), mientras Vegas y colaboradores (2010) reportan para los manglares del Delta del Orinoco (Venezuela) entre 11,5 y 29,6 $cmol_c$/kg de Mg extraíble; en general inferiores a los encontrados en el presente estudio.

Por su parte, el K^+ arrojó las menores concentraciones en el complejo de cambio, cercanas a la unidad tal y como se reporta en suelos de manglar de Brasil (0,8-1,4 $cmol_c$/kg) (Ferreira et al., 2007; Rossi et al, 2002). Vegas y colaboradores (2010), señalan cantidades extraíbles de este elemento, superiores a este valor en un rango entre 6,0-8,8 $cmol_c$/kg.

De esta manera, los resultados obtenidos ponen de manifiesto la gran CICe que define a los suelos de manglar en los cuatro sistemas considerados. Los elevados valores obtenidos, podrían atribuirse a la elevada cantidad de MO presente (rango mayoritario: 30-60%). De la misma manera, otro de los componentes ampliamente conocidos por su elevada CICe, son las arcillas del grupo de las esmectitas, por lo que su presencia en los suelos también podría explicar los elevados valores de CICe.

Se ha reportado que la CIC calculada a partir de 47 suelos que contienen este tipo de arcillas expansivas, varió alrededor de los 110 $cmol_c$/kg con una desviación estándar de 23 $cmol_c$/kg y un rango de 47 a 162 $cmol_c$/kg (Borchardt, 1989). Los valores variaron desde 135,5 $cmol_c$/kg para montmorillonita, 135,2 $cmol_c$/kg beidellita y 117,0 $cmol_c$/kg nontronita ideales (Borchardt, 1989). Los resultados obtenidos en la disolución de equilibrio, indican la estabilidad de estos minerales (p.ej. montmorillonita) en los suelos de estudio.

2.3.3.3 Contenido y variabilidad espacial y con la profundidad del C orgánico

Los resultados obtenidos en esta investigación han puesto de manifiesto grandes diferencias entre los sistemas de manglar en cuanto a las principales características físicas y químicas que los definen, lo que impide establecer comparaciones entre ambientes. A pesar de la existencia de manglares cuyo sustrato es de origen mineral (dominado por la fracción mineral), en el caso de los ecosistemas en Venezuela éste sustrato está compuesto fundamentalmente por componentes orgánicos. En consecuencia, a lo largo de los capítulos desarrollados hasta el momento se ha hecho especial énfasis en la elevada acumulación de MO encontrada en los suelos (rango predominante: 40-60%).

Se ha reportado en estudios previos (Rossi et al., 2002), que suelos desarrollados sobre *Lagungularia racemosa* contienen alrededor de 9% de CO, siendo en la mayoría de los casos superior al 2% en superficie y 1% en horizontes subsuperficiales. Ferreira y colaboradores (2007), bajo las especies *Rhizophora mangle* y *Avicennia schaueriana*, encontraron elevados contenidos de C en un rango entre 4 y 25% para ambas especies en suelos de manglar de Brasil. La masa de estas raíces, obtenida a partir de varias profundidades en tres diferentes áreas colonizadas por *Rhizophora mangle*, ha sido reportada en aproximadamente 10 t ha^{-1}. Esta gran productividad neta puede ser uno de los mayores factores iniciales para la génesis de horizontes hísticos (Ferreira et al., 2007).

La distribución irregular que muestra el CO en profundidad ha sido atribuida al carácter fluvéntico de los sistemas de manglar, característica que tienen en común con las marismas (Otero y Macías, 2001, Otero et al., 2006). Este comportamiento, ha sido documentado por algunos autores como una consecuencia de la variación en la distribución de las raíces del suelo a diferentes intervalos de profundidad (Otero et al., 2006), concentradas principalmente entre 20 y 25 cm (Oliveira, et al., 2007). Otra posibilidad ha sido atribuida al aporte irregular de MO en estos ambientes debido a la variación en la tasa de sedimentación (Oliveira, et al., 2007, Otero y de Souza, 2002). Así mismo, bajos porcentajes encontrados en las capas más superficies han sido atribuidos a la textura arenosa que caracteriza al suelo (Oliveira, et al., 2007).

La distribución y elevados contenidos de CO han sido reportados por numerosos investigadores en los últimos años. En la tabla 2.15 se muestran los valores obtenidos para diversos suelos de manglar del mundo. Como se puede observar, se registran contenidos muy elevados de CO, por ejemplo 33% para manglares en República Dominicana (Sherman et al., 1998), 26% y 25% para bosques en Brasil (Oliveira et al., 2007; Ferreira et al., 2007). Los contenidos de CO en suelos de manglar de Venezuela se encuentran en un rango mayoritario entre 20 y 30%, fundamentalmente en horizontes superficiales (0-20 cm) coincidiendo con otros suelos del mundo como los mencionados. Cantidades menores (<20%) se han encontrado también en algunos suelos, principalmente en profundidad.

El contenido de CO en los suelos de manglar depende de un gran número de factores pero el principal está asociado con el estado de desarrollo y conservación del bosque. Algunos autores (Bouillon, et al., 2003; Kristensen, et al., 2000; Kristensen, et al., 2008) han encontrado mayores contenidos de CO en bosques bien desarrollados en relación a zonas alteradas, hecho que se intensifica en los horizontes más superficiales. Los resultados obtenidos en este estudio, coinciden con estas aseveraciones y ponen de manifiesto que la degradación de los bosques trae como consecuencia la pérdida del CO en los humedales.

Tabla 2.15: Concentraciones de CO en suelos de manglar a nivel mundial

Autor	Localidad	Ecosistema	n	Prof, (cm)	CO (%)
Donato et al,, 2011	Indo-Pacific (Indonesia)	Kosrae; Yap y Palau; Delta Ganges Brahmaputra	25	0-200	7,9-14,6
Vegas-Vilarúbia et al,, 2010	Delta Amacuro (Venezuela)	Delta del Orinoco	50	10-50	5,0-15,0
Ferreira et al,, 2007	Estado de São Paulo (Brasil)	Río Crumahú, Isla Pai Matos	12	0-80	4,0-25,0
Oliveira et al,, 2007	Estado de São Paulo (Brasil)	Baixada Santista e Ilha do Cardoso	25	0-65	0,53-25,7
Marchand et al,, 2006	Guyana Francesa	Río Kaw (Cayenne); Río Sinnamary (Kourou)	63	0-60	0,7-20,0
Bouillon et al,, 2003	Estado de Andhra Pradesh (India)	Coringa Wildlife Santuary (Estuario Godavari)	67	0-5	0,6-31,7
Kehrig et al,, 2003	Estado Rio de Janeiro (Brasil)	Manglar Jequiá (Bahía Guanabara)	6	0-24	13,4-21,8
Rossi y Mattos, 2002	Estado de São Paulo (Brasil)	Faja litoral	75	0-130	0,5-8,6
Sherman et al,, 1998	República Dominicana	Parque Nacional Los Haitises (Bahía Samaná)	40	0-100	32,7 ± 0,3
Giani et al,, 1996	Baja California (México)	Laguna Balandra	16	0-30	≤0,2-14,0

Evidencias de campo en los ecosistemas de estudio, muestran la presencia de zonas intensamente degradadas, en algunas áreas con mangles muertos, así como también se puede observar indicios de recolonización de especies en estas áreas. Las diferencias en los parámetros químicos que rigen la dinámica en zonas degradadas respecto a aquellas con máxima productividad, han sido estudiadas por diversos autores. Raga (2006), realizó un estudio geoquímico en muestras de suelos asociados a los manglares con buen desarrollo y degradados en el GC. Las concentraciones de C, así como también el N, P y S, mostraron una tendencia a disminuir desde la zona de manglares bien desarrollados hacia la zona de manglares degradados. Los resultados presentados hasta el momento, confirman los obtenidos por Raga (2006). Se observan mayores contenidos de CO para aquellos suelos que comienzan

a ser recolonizados (P10G, CO=1-7%) respecto a sedimentos (P1C, CO=0,5-0,7%), suelos asociados a vegetación de herbazal (P2C, CO=1-2%) o bosques muertos (P4G, CO=1-6%).

En la LM, el contenido de C en los sedimentos del fondo presenta una distribución horizontal bastante homogénea en el interior de la misma, observándose como valores máximos 7,6% y 7,0%. Generalmente, se reporta un contenido de CO en aumento desde el exterior al interior (0,3% a 7,6%) (Bonilla y Okuda, 1971). El promedio en los suelos de manglar (18±9%) es notablemente superior en relación a los sedimentos de fondo, lo que denota la importante contribución de la vegetación de manglar al contenido de CO.

Un estudio realizado por Salazar y colaboradores (2003) en los sedimentos más superficiales del fondo de la LR, también pone de manifiesto este hecho. Los autores atribuyen los elevados contenidos de MO encontrados en la laguna (>10%), entre otras razones a que la cercanía de los manglares, en donde lo intrincado de sus raíces sirve de trampa a los detritos y sedimentos en suspensión. De la misma manera, Zarzosa (1974) también realiza un estudio en los sedimentos superficiales de esta laguna y encuentra en sectores más o menos estancados, con poca o nula corriente marina, protegidos por manglares y con una alta productividad vegetal, que la MO alcanza valores por encima del 14%, como los obtenidos en los suelos. De La Lanza (1986), señala que el aporte de MO al sedimento de las lagunas es altamente favorecido por la macrovegetación.

En esta parte de la investigación, se evalúa la calidad de la MOS por medio de la relación C/N, ampliamente usada en estudios edáficos. La mineralización es elevada si el contenido en N es alto, la relación C/N de la MO determina la capacidad de la microflora en la mineralización de N (Billés et al., 1975). Relaciones C/N entre 8 y 39, han sido señaladas por Giani y colaboradores (1996) en suelos de manglar en la Laguna Balandra (México). De la misma manera, Vegas y colaboradores (2010) encontraron en manglares del Delta del Orinoco (Venezuela) relaciones C/N en superficie alrededor de 19 mientras un amplio rango de valores (7-27) ha sido reportado por Bouillon y colaboradores (2003). Estos resultados son similares a los obtenidos en los suelos en estudio, caracterizados por relaciones C/N elevadas (rango predominante: 20-30).

La relación C/N es muy alta para la materia orgánica fresca y va disminuyendo a medida que la materia orgánica se transforma en humus. De acuerdo con Kristensen y colaboradores (2000), las bacterias heterotróficas en suelos de manglar generalmente requieren sustratos orgánicos con una relación C/N de 10 o menos para su crecimiento y desarrollo. Si se superan las 20 unidades, la situación es de déficit de N por inmovilización de N en la biomasa microbiana, lo que provoca la ralentización de la descomposición de la MO.

Relaciones C/N > 60 se encuentran para la biomasa total mientras que para los suelos, usualmente se presentan relaciones alrededor de 6. Muchos autores han mencionado que se requiere que la MO cuente con una relación C/N inferior a 17 para el uso y función nutricional para los invertebrados (Russel-Hunter, 1970). De acuerdo con Kristensen y colaboradores (2000), manglares y marismas con relaciones elevadas que pueden alcanzar un valor de 100 son sustratos insuficientes para el metabolismo bacterial.

En un estudio realizado por Alongi y colaboradores (1989) en sedimentos costeros en Australia, los resultados obtenidos sugieren que la relación C/N incrementa considerablemente a medida que disminuye la distancia respecto a los bosques de manglar. Los autores indican que elevados valores de dicha relación (C:N≥8:1) son generalmente indicativos de aportes orgánicos terrestres y/o plantas vasculares mientras que bajas relaciones (C:N≤8:1) reflejan principalmente origen marino.

En este sentido, los suelos aquí estudiados denotan relaciones C/N mayores a 10 que sugieren una MO de elevada tasa de mineralización. Valores C/N menores a 10 se obtuvieron en sedimento P1C. Según Dehairs y colaboradores (2000), en manglares de la India (Coringa) se encuentran relaciones C/N entre 8 y 10. Sin embargo, estos autores también encuentran relaciones muy elevadas (30-43), como las obtenidas en algunos horizontes en este estudio (p.ej. P4G 30-35, P4M 100-110,..) y sugieren que la MO presente, formada a partir de las materia suspendida en la columna de agua y la materia derivada del fitoplancton, es presumiblemente una fracción importante de este material (Bouillon, et al., 2003).

Las zonas degradadas y de manglares muertos registran los menores contenidos de CO y las mayores relaciones C/N, lo cual indica una elevada mineralización de la MO presente y que el N es un factor limitante en su descomposición. El incremento de la relación es notorio en profundidad, lo cual coincide con la tendencia observada en sedimentos asociados a bosques de manglar en Tailandia (Kristensen et al., 2003).

En los sedimentos de fondo de la LM, Bonilla y Okuda (1971) indican que los contenidos de CO y NO presentaron una distribución horizontal bastante similar, observándose los valores más elevados (C=7,6-7,0%; N=0,4-0,6%) en las zonas oeste y este. Generalmente, el contenido de ambos elementos aumentó del exterior al interior de la laguna (0,4% a 7,6% en C y de 0,02% a 0,46% en N). Además, los autores (1971), observaron valores inferiores de la razón C/N en la parte central de la laguna, aumentando hacia el fondo y la boca. Los valores elevados de dicha relación coinciden con el área de abundancia de las fanerógamas bentónicas (*Thalassia*: familia *Hydrocharitaceae*). Este fenómeno les llevó a sugerir que probablemente el mayor consumo de N es debido a las plantas del fondo.

Si se cotejan los resultados obtenidos en los sedimentos del fondo de la LM (Bonilla y Okuna, 1979) con los suelos de manglar en estudio en los niveles más superficiales, se observa que los contenidos de CO promedio son considerablemente más elevados para los suelos de manglar (20%) que los correspondientes a sedimentos lagunares (5%). La relación C/N elevada en los suelos, es debida al consumo de N por parte de las especies de manglar, así como en los sedimentos lagunares la deficiencia de N es atribuida al del consumo de las plantas bentónicas *Talassias*, abundantes fundamentalmente en los fondos de la laguna (Bonilla y Okuda, 1971). Esto se traduce en una ausencia de N como factor limitante en los sedimentos y suelos de este ecosistema por consumo de la vegetación. Los máximos encontrados en los suelos de esta laguna se observaron en el horizonte más superficial (0-5 cm) de P5M*T* (C/N=55), debido a la presencia de la halófita descrita por Bonilla y Okuda (1971), del género *Talassia.*

2.3.3.4 Concentración de nutrientes y retención en los suelos

En bosques de manglar, la disponibilidad de nutrientes podría limitar el crecimiento y la producción de los mangles, mientras que la variación en su concentración también puede cambiar los balances competitivos y afectar la distribución de las especies dando como resultado cambios en la vegetación de forma inmediata e imprevisible (Chen y Twilley, 1998). En estos ambientes, los compuestos nitrogenados y fosfatados son imprescindibles en los procesos vitales ya que se encuentran en cantidades pequeñas y presentan ciclos, que circulan en forma orgánica (tejido vivo o muerto) o inorgánica (Monente, 1978).

Es posible que las bacterias fijadoras de N y las solubilizadoras de fosfato, asociadas a raíces de mangle, dependan de exudados radiculares para su alimentación, estableciéndose así una relación simbiótica no obligada entre las bacterias y las plantas, es decir, las plantas proporcionan alimento a la comunidad bacteriana de la rizosfera, en tanto que las bacterias

proveen a los mangles de la fuente necesaria para su crecimiento, y es probable que también los mangles provean de alimento a la comunidad bacteriana presente en los sedimentos (Holguin et al., 1999).

Para la LM por ejemplo, el nitrógeno orgánico (NO) en los sedimentos de fondo, presenta una distribución lateral homogénea con máximos de: 0,4% y 0,5%. Generalmente, el contenido de NO aumenta desde el exterior al interior, de 0,02% a 0,5% (Bonilla y Okuda, 1971). Los contenidos de Nt en los suelos de manglar, denotan en promedio 0,7% para esta laguna. Los mínimos (0,2%) se registran en P5M hacia los horizontes más superficiales (0-15 cm), mientras el contenido máximo se presenta en los 10 centímetros más superficiales de P1M (1,1%). Monente (1978) evaluó el comportamiento del N en la LR, encontrando concentraciones mínimas, del orden de 0,05 μg.at./L. Contenidos de N entre 0,03-0,57 %, han sido señalados por Giani y colaboradores (1996) en suelos de manglar en la Laguna Balandra (México). Vegas y colaboradores (2010) encontraron en manglares del Delta del Orinoco (Venezuela) concentraciones totales de N de1,0 mg/kg (superficie) y 1,9 mg/kg (fondo).

Por otro lado, se estima que entre 80-90% del P en humedales, es retenido en los suelos y el resto es distribuido en plantas y aguas (Vepraskas & Faulkner, 2001). El óxido de hierro, es uno de los principales componentes relacionados con la dinámica del P a pesar de que la forma de los compuestos, depende del estado de oxidación en el suelo. Bajo condiciones anóxicas, Fe^{3+} es reducido a Fe^{2+} soluble, liberando de este modo el P adsorbido a la fase soluble (Sherman, et al., 1998). Si ocurre reoxidación, el P puede ser adsorbido y precipitado en su forma insoluble con minerales de Fe^{3+} (Ann, et al., 2000). Bajo condiciones óxicas, el ión fosfato se encuentra fuertemente adsorbido a los oxihidróxidos de Fe (Huerta-Díaz & Reimer, 2010).

La escases de fosforo asimilable por las plantas en las zonas no preservadas (P olsen: 1-5 mg/kg), puede ser una de las causas que limita la recolonización de especies en las zonas muertas. La principal fuente de fosforo inorgánico a los sedimentos en el GC (P olsen=0,1-19,6 mg/kg), podría ser el Cerro de Chichiriviche y los sedimentos transportados por el Río Tocuyo, que en su cuenca alta drena por la localidad de Riecito, en donde González de Juana y colaboradores (1980) han destacado la presencia de calizas de la Formación Capadare, con importantes yacimientos de fosfatos (Lizardo y Riecito) (González, 2010).

En suelos de manglar en México (Laguna Balandra, Sur de Baja California), se han reportado contenidos de P entre 0,8 y 16,0 mg/kg (Giani, et al., 1996), los cuales coinciden con los resultados obtenidos. El contenido promedio de P olsen fue en general bajo, mostrando concentraciones alrededor de 15±2 mg/kg para la LR que duplican las obtenidas para la LM, el GC y el PNM. Los resultados parecen indicar que el P no es un factor limitante para el desarrollo forestal, altamente productivo y caracterizado en general por mangles de gran altura y bosques de elevada densidad.

Un estudio realizado por Monente (1978) en los sedimentos de fondo de la LR, podría explicar los máximos contenidos de P asimilable en superficie. El autor, señala que los fosfatos alcanzan su valor máximo en las zonas marginales (someras, extremos de la laguna) debido a la presencia de gran número de aves que anidan o pasan parte del día en los manglares y en estas zonas (P olsen en P9R: 35 mg/kg, valor máximo en los suelos), enriqueciendo así el medio con productos de excreción, aunque buena parte de ellos quede en las hojas para luego ser lavados por el agua de lluvia (como muestran las observaciones de campo, Fig. 1.11).

El descenso en profundidad del contenido de P olsen observado en los manglares, ha sido observada en otros humedales (Reddy, et al., 1999). El enriquecimiento de P en superficie, se observa al relacionar su concentración total con el contenido de Fe en los suelos de manglar (Fig. 2.24). Un grupo de horizontes (~50% del total), principalmente superficiales, muestra una relación Fet/Pt<15 que indica saturación en P. El contenido total de P determinado en 8 perfiles de suelos de manglar (42 horizontes) a diferentes profundidades (0-125 cm), varió en un rango entre 45-730 mg/kg (ver tablas en el apéndice).

El contenido de P asimilable por las plantas (olsen) en los suelos en estudio, representa una pequeña fracción del total (1-10% del Pt). Estos resultados podrían indicar que la actividad antrópica está generando una eutrofización derivada de un incremento de la urbanización y/o vertidos de residuos a los manglares en las zonas costeras. Se ha reportado que el P se encuentra principalmente asociado a formas orgánicas en suelos de manglar no impactados por actividad antrópica (Nóbrega et al., 2014) y que la oxidación de la MO podría por tanto, resultar en la pérdida del P acumulado (Feller et al., 1999; 2003), pudiendo contribuir a la eutrofización de las aguas costeras (Otero et al., 2015). Esto pone de manifiesto la necesidad de elaborar políticas de conservación dirigidas a prevenir la extinción de estos valiosos ecosistemas.

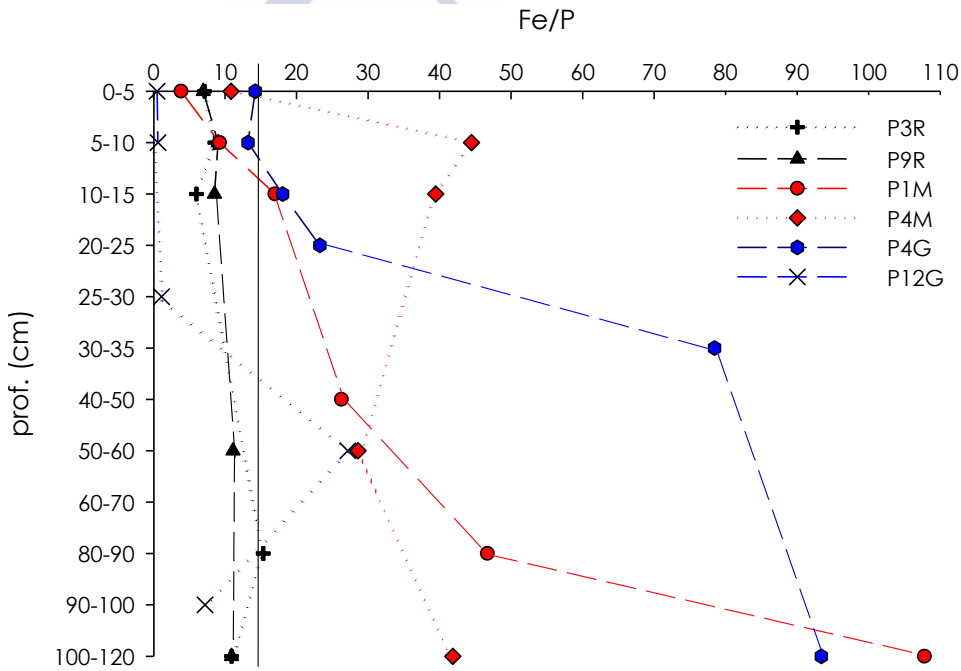


Figura 2.24: Relación (molar) Fe/P en suelos de manglar a diferentes profundidades (G: Golfete-Morrocoy, R: Restinga, M: Marites)

En horizontes superficiales (0-10 cm) de suelos de manglar bajo *Rhizophora mangle* en la LR (n=120), para un periodo climático de transición lluvia-sequía (diciembre-febrero) como el considerado en este estudio, se han encontrado contenidos promedio de P total de 295 mg/kg. Los valores obtenidos para dos perfiles bajo *Rhizophora* (P3R, P9R: 0-10 cm), fue doblemente superior (515 mg/kg) al reportado por Sanchez y colaboradores, (2010) (n=4). En promedio, los manglares en estudio (P=330 mg/kg) coinciden con bosques tropicales no salinos con periodos de inundación superiores a cinco meses, en cuanto al contenido total de P en sus suelos (318-373 mg/kg). Cantidades elevadas de este elemento, han sido encontradas por Alongi y colaboradores (Alongi , et al., 1993) en bosque de manglar de Nueva Guinea (780-830 mg/kg) y en bosques mixtos de manglar ubicados en zonas áridas (503 mg/kg) (Alongi & Carvalho, 2008).

2.3.3.5 Agua de inundación de los bosques de manglar

Las comunidades de manglar y los variables aportes de agua en superficie, causan un fuerte impacto en el sedimento y en las propiedades del agua subterránea. En este tipo de ambientes, el agua de inundación es renovada constantemente y se mantiene en contacto permanente con el suelo por lo que las interacciones entre ambas entidades es de vital importancia para el desarrollo del manglar. Los parámetros fisicoquímicos en el agua de inundación (p.ej. potencial redox (Eh), pH y concentración de sulfuros), cumplen un rol fundamental tanto en el desarrollo como en la distribución espacial de los manglares (Marchand et al., 2004). Por ejemplo, la salinidad es uno de los factores que influyen en la especiación de metales disueltos y la toxicidad en los suelos hidromorfos. Un aumento en este parámetro, está asociado con un incremento en las concentraciones de los principales y abundantes cationes más: Na, K, Ca y Mg, que compiten con los metales traza por los sitios de sorción en las estructuras de los minerales (Du Laing et al., 2008).

La salinidad está regulada por diversos factores como la inundación por la marea, el tipo de suelo, la topografía, la cantidad y estacionalidad de las lluvias, descarga de agua dulce de los ríos, escorrentía de las areas terrestres adyacentes y evaporación (Barreto, 2004). La CE encontrada en suelos de manglar de Brasil (19-32 mS/cm) (Pugliese, et al., 2014), coincide con los elevados valores encontrados en el estudio (11-40 mS/cm), que promueven la precipitacion de sales en el suelo.

La investigadora Barreto (2006), en un análisis de las aguas superficiales de la zona costera entre el Río Yaracuy y el Río Tocuyo (noroeste del Golfete de Cuare), determinó que el Na^+ fue el cation dominante seguido de Mg^{2+}, K^+ y Ca^{2+}, mientras que el anion dominante es el Cl^-, seguido de SO_4^{2-} y NO_3^-, clasificando de esta manera dichas aguas como cloruro-sodicas. La contribución de cloruro y sodio fue de un 78% del total de iones. Los resultados obtenidos en el agua de inundacion del manglar, mantiene esta misma tendencia composicional.

En un estudio biogeoquímico, Barreto (2004), evaluó atributos estructurales en zonas degradadas en el GC registrando salinidades intersticiales promedio de 43, 42 y 55‰ en bosques mixtos de *R. mangle*, *L. racemosa,* y *A. germinans*, respectivamente. Además, en bosques monoespecíficos de *A. germinans* localizados en la parte interna de la zona intermareal, la salinidad insterticial fue de 69 y 74‰, mientras en las salinas adyacentes a los bosques de *A. germinans*, fue de 94 y 89‰. La autora señala que la salinidad superficial del agua que inunda los bosques fue de 32‰, lo cual coincide con los valores obtenidos en el presente estudio para estas zonas.

De esta manera, los cambios en la salinidad para las muestras superficiales podrían estár controlados por los cambios estacionales, la evapotranspiración y la cercanía de aportes de agua dulce; siendo las sales, acumuladas a grandes profundidades en el perfil debido a procesos de convección que ocurren en la temporada seca y dando como resultado valores de concentración altos y estables. Por ejemplo, en zonas semiáridas como aquella en donde se ubica la LR, la salinidad se ve muy afectada, no solo por las temperaturas extremas que producen mayor evaporación sino también por la escasez de lluvia. Monente (1978), comprobó en su estudio que las lluvias esporádicas ocurridas tras meses de sequía aumentan la salinidad al disolver las sales que quedan en los bordes después de evaporarse el agua.

Las muestras de suelos en este estudio, fueron colectadas en el mes de enero en un año anómalo en el que el período de precipitaciones fue mayor del previsto, probablemente asociado al fenómeno El Niño, por lo que los elevados valores encontrados podrían atribuirse a la disolución de sales mencionada por Monente (1978). Este efecto pudo llevarse a cabo con

gran intensidad en las lagunas de Margarita debido a que como se mencionó en el marco geológico y ambiental inicial (capítulo I) la isla sigue un patrón de precipitación contrario al del resto del continente (Velásquez & Rodríguez, 2010), lo que podría sugerir que el período de precipitaciones anómalos, no se extendió o quizás fue de menor intensidad en la costa este del Estado Falcón (territorio continental).

En la LM, Bonilla y Okuda (1971) reportan valores extremos de salinidad que oscilan entre 36,9 y 40,4‰. Estos valores se corresponden con los obtenidos para el agua de la laguna con una CE promedio de 34 mS/cm. La LM revela cierto parecido con la zona central de la LR, aunque sin la influencia de las zonas marginales (extremas) sobre el agua de fondo, tanto en temperatura como en salinidad y nutrientes. Por su parte, la Laguna de Punta de Piedras situada a menos de 5 millas de la LR, es incomparablemente más pobre en nutrientes y en pesca y su salinidad no alcanza a 40‰ en ninguna de las numerosas pruebas realizadas (Monente, 1978).

Como se ha mencionado, en medios anóxicos una buena parte de la respiración microbiana utiliza como aceptor de electrones el sulfato según la siguiente reacción (Howarth, 1984): $2[(CH_2O)_n(NH_3)_c(H_3PO_4)_p]+c(SO_4^{2-})\rightarrow 2c(HCO_3^-)+2n(NH_3)+2p(H_3PO_4)+c(H_2S)$ [5]. Cuando esto ocurre, el sulfato del agua intersticial es consumido y la relación $SO_4^{=}/Cl^-$ pasa a ser inferior a la del agua de mar (Sherman, et al., 1998). El cloruro es un elemento conservador (no reactivo biológica y químicamente) y ha sido usado como indicador para determinar si la disminución en las concentraciones de SO_4^{2-} se deben a procesos químicos, hidrológicos o biológicos. Esta relación fue medida para el agua de mar; su valor fue 0,05 según Sherman y colaboradores (1998).

Una relación molar inferior a 0,05 indica que el SO_4^{2-} se está reduciendo, por el contrario, valores superiores a 0,05 indican que los sulfuros de Fe están siendo oxidados (Ferreira, et al., 2007; Otero, et al., 2006; Giblin, 1988). En los suelos de estudio, el agua de inundación mostró relaciones SO_4^{2-}/Cl^- superiores a dicho valor (promedio: 0,16). Según Otero (2000), el agua de la Ría de Ortigueira presenta una relación de 0,14; ligeramente inferior a la encontrada en el agua de inundación de los suelos de manglar, con un rango predominante entre 0,16 y 0,18. Los autores Howarth y Giblin (1983), calcularon la reducción del sulfato por comparación de las concentraciones molares de SO_4^{2-} y Cl- y la relación del agua de una marisma en Georgia (Isla Sapelo), utilizando la siguiente ecuación: agotamiento de sulfato= $[Cl^-](0,049)-[SO_4^{2-}]$ [6]

Como resultado en el agua del suelo, Howarth y Giblin (1983) encuentran un gran incremento en profundidad para dicho parámetro, lo cual correspondió con un decrecimiento en la relación SO_4^{2-}: Cl^-, a partir de lo cual sugieren que los procesos químicos y/o biológicos controlan las concentraciones de SO_4^{2-} en los bosques intermareales.

Una vez estudiados los procesos geoquímicos y edáficos que gobiernan a los suelos de manglar a diferentes profundidades, el presente capítulo (II) culmina con el análisis de la fracción inorgánica (apartado C).

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

2.3.4 Conclusiones

La presencia de la vegetación de manglar induce modificaciones significativas de las condiciones y propiedades respecto a los sedimentos no vegetados poniendo de manifiesto la importancia de los procesos edáficos en la evolución de estos ambientes. Una de las modificaciones más importantes respecto al sedimento es la adición de materia orgánica al sustrato.

Los sustratos de manglar son suelos hidromorfos en los que dominan condiciones subóxicas, propias de suelos no excesivamente reducidos. La tendencia general en los ecosistemas, es hacia una acidificación a medida que aumenta la profundidad dentro del perfil, que coincide con el incremento de St (contenido máximo de St: 6,4%) y que parece indicar la presencia de sulfuros metálicos oxidados en superficie. Esta acidificación contrasta con la escasa capacidad de neutralización en ausencia de carbonatos para los sistemas en estudio.

El pH de campo en los suelos de manglar osciló en la mayor parte de ellos (<2mm) entre 6 y 7. No obstante, cuando la muestra es incubada en laboratorio, el pH experimenta un descenso que pone de manifiesto importantes diferencias tanto entre suelos como entre horizontes de un mismo perfil. En el equilibrio, dominan formas de baja estabilidad termodinámica, fases sólidas metaestables de especial importancia en las etapas incipientes de formación de suelos.

Las fases haloisita e imogolita, inestables frente a la caolinita en cualquier tipo de condiciones, adquieren gran importancia en suelos de manglar, en los que todavía no existen condiciones de equilibrio global y pueden formarse inicialmente y pasar progresivamente a fases más estables (secuencias evolutivas: haloisita→imogolita→caolinita o imogolita→haloisita→caolinita). La presencia de suelos ácidos en estas condiciones, fundamentalmente asociados a zonas degradadas, genera una preocupación ambiental dirigida hacia la conservación de estos ambientes en su estado natural y conduce al planteamiento de nuevas y eficaces medidas de control y conservación de este tipo de ecosistemas, los cuales se muestran vulnerables a los cambios en su dinámica.

El contenido de C oscila ampliamente, dependiendo de los aportes de necromasa y de las condiciones del sistema. Se encuentran valores superiores al 30% de C y la mayor parte son superiores al 20%, lo que pone de manifiesto la extraordinaria importancia de estos sistemas como sumideros de C y la necesidad de conservarlos en su estado natural pues la MO se reduce drásticamente en ausencia de vegetación, tanto porque la colonización todavía no se ha iniciado (llanuras mareales recientes) como por la degradación y mortalidad del manglar por una excesiva salinización en los sistemas más cerrados.

La geoquímica de los suelos desarrollados bajo especies de los géneros *Rhizophora* y *Avicennia*, principalmente depende del estado de desarrollo de los bosques, el contenido de MO sedimentaria y de los cambios estacionales. Desde el punto de vista de las propiedades edáficas *A. germinans* y *R. mangle*, se comportan como especies pioneras y colonizadoras que toleran las fuertes limitaciones propias de suelos sujetos a fluctuaciones mareales e introducen cambios importantes en las propiedades fisicoquímicas de los suelos. Este hecho es más marcado en *Avicennia* respecto a *Rhizophora*, tolerando mayores salinidades que esta última.

2.4 CAPÍTULO II-C: COMPOSICION MINERALOGICA DE LA FRACCION ARCILLA EN SUELOS DE MANGLAR DE VENEZUELA MEDIANTE DIFRACCION DE RAYOS X

Resumen

Se ha realizado un estudio en bosques de manglar de la Costa Venezolana: Laguna La Restinga (LR), Laguna Las Marites (LM) y Golfete de Cuare (GC). El objetivo principal fue determinar la variación espacial y con la profundidad de la composición mineralógica. Para tal fin, se llevó a cabo un análisis a diferente profundidad en varios suelos de cada una de las zonas seleccionadas (0-130 cm), mediante la técnica de Difracción de Rayos X (DRX). En algunas muestras, se utilizó Microscopia Electrónica de Transmisión (TEM) con la finalidad de observar la morfología de los minerales identificados.

La huella mineralógica de la fracción arcilla (≤2 μm) para suelos de manglar en Venezuela, estuvo compuesta por cuarzo, goethita, jarosita, illita, moscovita, caolinita, haloisita, vermiculita, esmectita, clorita, pirofilita y serpentina; minerales distribuidos en cantidades variables según el ambiente y horizonte considerado. La composición mineralógica de la fracción arcilla está definida en general por un dominio de illita (rango mayoritario: 50-60%), así como también por la presencia de cuarzo en los tres sistemas (20-30%). En general, la distribución de minerales minoritarios (pirofilita, esmectita, clorita, caolinita y haloisita) marcó notables diferencias entre ambientes. De la misma manera, fueron identificados una serie de minerales de distribución preferencial y a nivel local en algunos suelos (p.ej. feldespato, jarosita, vermiculita, cristobalita y serpentina).

La litología de las zonas de estudio, parece determinar el origen detrítico de algunos minerales como producto de alteración de rocas y minerales preexistentes (illita, caolinita, haloisita) o heredados de la roca parental (serpentina y clorita). La presencia de minerales primarios (cuarzo y feldespato) refleja un origen terrestre y que han sido transportados por los ríos que drenan la planicie costera. Por otro lado se sugiere la formación de esmectita y vermiculita a partir de la degradación de illita y caolinita.

Palabras claves: DRX, TEM, fracción arcilla, composición mineralógica, huella mineralógica

Los resultados de en este apartado han sido presentados en el 1er Congreso Venezolano de Geoquímica, realizado en la Universidad Central de Venezuela, Caracas (2014). La ponencia fue titulada: "*Composición Mineralógica de la Fracción Arcilla en Suelos de Manglar de Venezuela"*

2.4.1 Soporte bibliográfico

Con frecuencia, en ecosistemas de elevada productividad como es el caso de los manglares, se enfatiza en la importancia de la fracción orgánica destacando las funciones que cumple dentro del suelo, entre las que se menciona la retención de contaminantes orgánicos (por formación de complejos organominerales) y el almacenamiento de C en formas estables (las cuales favorecen el control en la emisión de CO_2 y CH_4 como principales gases de efecto invernadero). Por el contrario, el ambiente geoquímico asociado a los procesos de formación del suelo, se conoce con menor detalle.

En este sentido, la importancia en el suelo de los minerales presentes en la fracción arcilla o "argilominerales" (según Curi y colaboradores (1993), el término se refiere usualmente a los filosilicatos que se encuentran predominantemente en arcillas), se debe a su peculiar y significativa contribución a las propiedades físicas (estructura, textura, consistencia, permeabilidad, expansión, contracción, etc.) y las propiedades químicas del suelo (disponibilidad de nutrientes, CIC, pH, sorción, etc.), provenientes principalmente de su pequeño tamaño de partícula (propiedades coloidales), elevada carga superficial y reactividad (Kampf, et al., 2012).

Un ejemplo de la gran importancia que pueden representar los minerales del suelo, lo constituye el grupo de las arcillas expansivas. Los minerales de arcilla esmectíticos identificados con frecuencia en suelos de manglar, además de su importancia para la agronomía y la geotecnia desempeñan también una importante función en el ámbito ambiental, actuando en la adsorción de nutrientes, contaminantes orgánicos y metales pesados (Souza-Junior, et al., 2010). Sus propiedades más destacadas incluyen una gran capacidad de intercambio catiónico (CIC), selectividad iónica, sorción molecular, expansión y colapso, retención de grandes cantidades de agua, alta cohesión y adhesión, pequeño tamaño de partícula y muy elevada área superficial específica. Dichas propiedades contribuyen al mantenimiento de la fertilidad del suelo, así como también dificultan su cultivo y manejo (Borchardt, 1989).

Los sistemas estuarinos además de su elevada productividad (Donato, et al., 2011; Giri, et al., 2008; Alongi, 2008; Neue, et al., 1997; Giani, et al., 1996), son predominantemente áreas de depósito y retención de elementos tóxicos y eutrofizantes, reservorios importantes de metales pesados y nutrientes (zonas buffer) (Spencer, et al., 2003). Los manglares se establecen en ambientes costeros y son influenciados por descargas fluviales y la acción de corrientes marinas. En consecuencia, los sedimentos que forman los suelos se originan a partir de dicha mezcla (Anthony, 2004).

Los sedimentos terrestres se encuentran suspendidos en el agua de los ríos y desembocan en las zonas estuarinas, mientras los sedimentos marinos son depositados durante eventos transgresivos producidos en el pasado o son continuamente depositados por corrientes marinas. Además, se ha reportado que la autigénesis también puede llevarse a cabo en estos ambientes (Souza-Junior, et al., 2008).

Algunos investigadores como Ku y Walter (2003), evaluaron la estabilidad y autigénesis de los minerales del suelo en llanuras mareales. De la misma manera, la composición mineralógica ha sido usada también como un indicador del origen de los sedimentos en ambientes estuarinos y marinos (Petschick, et al., 1996). Uno de los estudios de mayor importancia en la mineralogía de los suelos de manglar según Souza y colaboradores (2008) es el realizado por Marius y Lucas (1991) en ecosistemas de la línea costera occidental de África. Los autores observaron gran abundancia de cuarzo, caolinita y esmectita, así como

también la presencia de pirita, jarosita y halita en los suelos. Otras investigaciones han sido llevadas a cabo en los suelos de manglar en la costa este de Australia, en los cuales cuarzo, caolinita, illita y feldespato fueron identificados en la fracción arcilla (Smith, 1996).

Así, a pesar de la importancia de estos ambientes en las líneas costeras de las zonas tropicales, pocos estudios que involucren a los suelos de manglar consideran su constitución mineralógica (Pugliese, et al., 2014; Souza-Junior, et al., 2010; Souza-Junior, et al., 2008; Ferreira, 2005; Preda & Malconm, 2002). Las investigaciones existentes a la fecha, han sido principalmente de carácter medioambiental, involucrando los procesos de retención y el comportamiento geoquímico de los metales traza (Preda & Malconm, 2002; Lacerda, et al., 1995), nutrientes y MO (Suárez-Abelenda, et al., 2014; Vegas-Vilarrúbia, et al., 2010; Bouillon, et al., 2003), entre otros temas de interés científico.

De esta manera, debido a la escasez de estudios detallados acerca de la composición mineralógica de los suelos de manglar, concretamente en bosques de Venezuela y a la importancia de estos sistemas en áreas estuarinas tropicales, el objetivo principal fue determinar la mineralogía e identificar contrastes potenciales entre los tres ambientes considerados en la costa norte (Golfete de Cuare) y el territorio insular de Venezuela (Laguna La Restinga y Laguna Las Marites). Para ello, los constituyentes minerales fueron identificados en diez perfiles de suelos de manglar a diferentes profundidades (0-130 cm), un suelo de vegetación baja y un suelo asociado a una halófita facultativa conocida como *Thalassia testudinum*, además de un sedimento adyacente a los bosques. El número de muestras escogidas para el estudio mineralógico (35) fue considerado adecuado y representativo para cumplir los objetivos planteados en este apartado (capítulo II-C).

Como principal finalidad del estudio, se determinó la composición mineralógica de la fracción arcilla (≤2 μm) de los suelos a través del planteamiento de los siguientes objetivos específicos: i) Identificar los minerales presentes utilizando DRX, ii) Evaluar posibles diferencias mineralógicas entre los ecosistemas considerados, iii) Determinar la composición semi-cuantitativa de cada mineral en los diferentes horizontes y suelos en estudio, iv) Evaluar los posibles cambios en la composición mineralógica con la profundidad y v) Establecer un origen probable de los minerales presentes en cada sistema, tomando en consideración los datos litológicos de las zonas como fuentes de los sedimentos que formaron los suelos de manglar.

Para el desarrollo del estudio, se recogen brevemente en este soporte bibliográfico, las principales bases teóricas que sustentan los resultados obtenidos. La información proporcionada a continuación estará dirigida hacia algunos de los minerales y/o grupos encontrados con mayor frecuencia en suelos, centrando el interés en aquellos identificados en el estudio.

2.4.1.1 Grupo de las micas (moscovita, illita, biotita, flogopita…)

Las micas tienen una estructura 2:1 en las que uno de cada cuatro sitios tetraedrales es ocupado por Al en lugar de Si (Kampf, et al., 2012). El espacio basal de la unidad estructural (lámina+interlámina) es aproximadamente 1,0 nm. La elevada carga de la lámina (capa) explica la alta retención de potasio y la propiedad no expansiva en comparación con la vermiculita y esmectitas, las cuales se expanden como resultado de una menor carga entre las capas (Fanning, et al., 1989).

Las micas pueden ser dioctaédricas y trioctaédricas y su composición química varía entre miembros ideales extremos. El primer grupo se sitúa entre la moscovita

$[K(Al_2)(Si_3Al)O_{10}(OH)_2]$ y la fengita $[K[Al_{1,5}(Mg,Fe^{2+})_{0,5}](Si_3Al)O_{10}(OH)_2]$; el miembro final para las micas trioctaédricas es la flogopita $[K(Mg)_3(SiAl)O_{10}(OH)_2]$ y las que contienen más de 6% de Fe^{2+} corresponden a biotitas $[K(Mg,Fe^{2+})_3(Si_3Al)O_{10}(OH)_2]$ (Kampf, et al., 2012). De forma genérica, el término "illita" designa a las micas dioctaédricas de tamaño arcilla, semejantes a la moscovita pero con más silicio, más agua y menos potasio que la correspondiente composición de la moscovita (Kampf, et al., 2012).

- **Esmectitas (montmorillonita, beidellita, nontronita,….)**

La estructura de las esmectitas contiene una capa octaédrica que comparte átomos de oxígeno entre dos capas tetraédricas (2:1). Dicha estructura es eléctricamente neutra debido a que todas las posiciones en la capa tetraédrica se encuentran ocupadas por átomos de silicio, mientras, que todas las posiciones de la capa octaédrica contienen aluminio (Borchardt, 1989). Ésta es la fórmula típica de la pirofilita, un filosilicato de tipo: $Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$.

Al igual que la vermiculita, las esmectitas son responsables de la elevada CIC (montmorillonita: 135,5 $cmol_c/kg$; beidelita: 135,2 $cmol_c/kg$ y nontronita: 117,0 $cmol_c/kg$) encontrada generalmente en suelos de climas templados. La gran CIC se alcanza a partir de la sustitución de Al^{3+} por Si^{4+} en la capa tetraédrica y la sustitución de cationes divalentes tales como Fe^{2+} y Mg^{2+} por cationes trivalentes tales como Al^{3+} y Fe^{3+} en la capa octaédrica. La carga negativa, sin embargo, es suficientemente baja para evitar la separación de las láminas de la esmectita (Borchardt, 1989).

Además, la naturaleza expansiva y carga negativa de las esmectitas, le otorga una elevada reactividad dentro del suelo, siendo las responsables de los procesos de expansión y compactación que ocurren en los suelos en regiones de climas secos y húmedos. Otra de las implicaciones que tiene la presencia de minerales esmectíticos en los suelos, está relacionada con las propiedades adhesivas que éstas le otorgan, lo que se traduce en la prevención de la erosión de los horizontes superficiales (Borchardt, 1989).

La mayoría de los minerales de este grupo, son estables en ambientes pobremente drenados, neutros y en suelos en los que la lixiviación de Si y bases es restringido (Kampf, et al., 2012). Entre estos ambientes se pueden mencionar: 1) cuencas, 2) horizontes B, 3) Vertisoles o fisuras del lecho rocoso mal drenadas y 4) bajo rocas básicas. Así, es posible distinguir dos tipos base de esmectitas: 1) esmectitas transformadas por perdida de iones a partir de micas y cloritas, y 2) esmectitas neogenéticas formadas a partir de precipitaciones iónicas directamente de la solución (Borchardt, 1989).

En los suelos, son más frecuentes las esmectitas dioctaédricas (montmorillonita, beidelita y nontronita) en relación a las especies trioctaédricas (hectorita, saponita y sauconita) (Kampf, et al., 2012). Las primeras se forman como resultado de procesos de meteorización, mientras las esmectitas trioctaédricas pueden ser heredadas del material parental. Del primer grupo, solo la montmorillonita y la beidellita son de mayor importancia en los suelos, siendo la nontronita (esmectita ferruginosa) menos común. La fórmula ideal simplificada para las esmectitas dioctaédricas es la siguiente (Borchardt, 1989): montmorillonita: $Si_4Al_{1.5}Mg_{0.5}$, beidellita: $Si_{3.5}Al_{0.5}Al_2$ y nontronita: $Si_{3.5}Al_{0.5}Fe_2$.

La montmorillonita presenta una capa octaédrica con Al^{3+} sustituido por Mg^{2+} y se forma en horizontes bajos en materia orgánica (MO) con $pH \geq 6,7$. En la beidelita la carga se origina por sustitución de Si^{4+} por Al^{3+} en la capa tetraédrica, formándose únicamente en horizontes con elevado contenido en MO y con $pH \leq 6,7$; condiciones que favorecen la permanencia de Al monomérico, necesario para que ocurra la sustitución de Al por Si en la capa tetraédrica. Por

su parte, la nontronita presenta múltiples sustituciones de Al^{3+} por Fe^{3+} en la capa tetraédrica, que son las que dan origen a la carga eléctrica y su formación está asociada a depósitos volcánicos (Kampf, et al., 2012).

En suelos de manglar es posible la autigénesis de nontronita de acuerdo con el mecanismo propuesto por Fernández-Caliani y colaboradores (2004) en el cual cambios cíclicos en el potencial redox de la superficie de los suelos, pueden favorecer la oxidación de pirita y la subsecuente formación de nontronita en ambientes enriquecidos en Si, Mg y Al. En suelos de manglar de Brasil ha sido reportada la presencia de este mineral, así como también de montmorillonita férrica (Souza-Junior, et al., 2010).

Las esmectitas entran en las cuencas oceánicas a través de dos vías: i) como detritos finos transportados por corrientes oceánicas desde las desembocaduras de los ríos que depositan los sedimentos producto de erosión de suelos y ii) como nontronita formada a partir de fluidos hidrotermales, cenizas volcánicas, basaltos o precipitados de Fe y Si en el fondo oceánico (Singer & Müller, 1988). En el Mar Rojo, se ha reportado la presencia de nontronita en depósitos salobres hidrotermales (pH>6) bajo condiciones reducidas (Bischoff, 1972). Este mineral no es encontrado frecuentemente en suelos, excepto como un producto de meteorización temprana a partir de rocas básicas (Sherman et al., 1962).

Además de su importancia en las áreas agronómica y geotécnica, las esmectitas cumplen funciones de gran importancia para el ambiente, tales como absorción de nutrientes, contaminantes orgánicos y metales pesados (Souza-Junior, et al., 2010). De esta manera, debido a que los manglares están localizados en la transición entre los ambientes marino y continental (Cooper, 2001), los sedimentos para su formación son suministrados por descarga fluvial, corrientes marinas y acción de las olas (Anthony, 2004). En consecuencia, las esmectitas en suelos de manglar son consideradas de origen mixto, con la posibilidad de formación a partir de diferentes tipos de éstos minerales (Souza-Junior, et al., 2008).

- **Vermiculita**

La vermiculita posee una estructura básica de capas 2:1, similar a las micas. Sin embargo, presenta una capacidad de expansión en agua y líquidos orgánicos similar a las esmectitas. Las vermiculitas trioctaédricas $[nH_2O,Mg_x(Mg_3)(Si_{4-x}Al_x)O_{10}(OH)_2]$ y dioctaédricas $[nH_2O,Mg_x(Al)_2(Si_{4-xAlx})O_{10}(OH)_2]$ son originadas, respectivamente de la transformación de biotita y de la moscovita. Las vermiculitas trioctaédricas también pueden formarse por la transformación de cloritas. Por esta razón, la composición química de las vermiculitas es muy similar a la de sus minerales de origen. En el suelo las vermiculitas dioctaédricas son las más comunes (Kampf, et al., 2012). El espacio interlaminar generalmente está ocupado por cationes (Mg, Ca, Na, K) además de moléculas de agua. La vermiculita puede experimentar transformación a partir de mica inicialmente, sin embargo se considera un intermediario inestable de formación rápida. Está ausente en el suelo por formación de esmectita u otros minerales a una velocidad que depende de las condiciones del ambiente (Borchardt, 1989).

2.4.1.2 Grupo del Caolín: Caolinita, Haloisita

En la caolinita, la formula estructural ideal es $Al_2Si_2O_5(OH)_4$, el espacio interlaminar es fijo y la distancia basal entre laminas es de 0,72 nm (Dixon, 1989). Como consecuencia de su pequeño tamaño de partícula, ha sido reportada un área superficial específica de 100 a 260 m^2/g de arcilla para la fracción arcilla de Ferralsoles (Palmieri, 1986), lo que contribuye significativamente en la absorción de aniones (Kampf, et al., 2012).

Los suelos caoliníticos, presentan generalmente baja reserva de nutrientes, debido a que su configuración estructural no admite la presencia de cationes como K, Ca y Mg. En comparación con los minerales del grupo de las esmectitas, la caolinita confiere mayor estabilidad física (menor plasticidad y capacidad de retención de agua) al suelo y menor tendencia a los procesos erosivos, por el hecho de no presentar capacidad de expansión y contracción con la variación del grado de humedad. Además, las caolinitas poseen menor capacidad para tamponar la acidificación, por ejemplo la promovida por la oxidación de sulfuros, favoreciendo de esa manera la liberación de metales pesados a la solución del suelo (Kampf, et al., 2012).

Por otra parte, la interacción entre la composición mineral y la materia orgánica del suelo (MOS) en Ferralsoles, representada por la disminución en la tasa de descomposición de la MOS con el aumento de la concentración de caolinita (y óxidos de hierro), pone de manifiesto que suelos de carga variable muestran gran potencial para actuar en el secuestro de carbono (Bayer, et al., 2001). Su alta frecuencia de ocurrencia en los suelos se debe, en parte, a la posibilidad de formación a partir de un gran número de minerales diferentes, mientras se lleve a cabo la remoción de cationes básicos y sílice (Kampf, et al., 2012).

El proceso de pérdida parcial de silicio, dominante en las regiones de clima cálido y húmedo, favorece la formación y estabilidad de la caolinita (monosialitización) en los suelos. Por esta razón, algunos autores como Kampf y colaboradores (2012), señalan a este argilomineral como el más abundante y común en los suelos brasileros, encontrándose prácticamente en todos los tipos de suelos presentes.

Los investigadores Pugliese y colaboradores (2014), indican que las condiciones químicas en suelos de manglar de Brasil (ambiente reductor, pH neutro, abundancia de Fe y elementos alcalinos y alcalino-térreos), sugieren que la caolinita podría ser inestable y reaccionar para formar arcillas 2:1 enriquecidas en Fe. Los autores plantean una vía de transformación de caolinita a esmectita e illita férrica como una secuencia natural caolinita-esmectita-illita que sugiere un proceso de transformación en estado sólido. El Fe^{2+} que permanece en solución debido a la reducción de los óxidos pobremente cristalinos de Fe, así como los cationes alcalinos y la sílice proveniente del agua de mar, desestabilizan la caolinita, la cual es transformada a esmectita férrica (adición de Si, sustitución de Fe por Al).

Por su parte, la haloisita, es menos estable que la caolinita y es más frecuente y abundante en suelos de depósitos volcánicos y en estadios incipientes de intemperismo (Kampf, et al., 2012).

2.4.1.3 Cloritas (clorita, clinocloro,….)

Los minerales que conforman el grupo de la clorita son comúnmente de color verde, en forma de pequeñas masas de grano fino. Estos minerales están asociados con rocas metamórficas de medio a bajo grado de metamorfismo regional. Las cloritas en los suelos, son heredadas en gran medida, como minerales primarios encontradas en rocas ígneas o metamórficas, o se producen como productos de alteración a partir de minerales tales como hornblenda, biotita y otros minerales ferromagnesianos. Son además encontradas en cantidades significativas en rocas sedimentarias (Barnhisel & Bertsch, 1989).

La abundancia y frecuencia en que se producen las cloritas en los suelos es relativamente baja. Su distribución geográfica está relacionada con el material parental. La baja frecuencia es principalmente debida a la baja estabilidad de la clorita y en algunos casos a la dificultad de distinguir pequeñas cantidades de clorita en presencia de caolinita, vermiculita y esmectita,

especialmente si estos últimos minerales contienen intercalaciones de hidróxidos de Al o de Fe (Barnhisel & Bertsch, 1989). Su fórmula química varía ampliamente entre las especies, mientras las formulas estructurales y químicas difieren según los investigadores. Un ejemplo de la formula idealizada del clinocloro es reportada por Barnhisel y Bertsch (1989): $(Mg_5Al)(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$.

Por su parte, la CIC de la clorita es relativamente pequeña, con un rango de valores generalmente ubicado entre 10 y 40 $cmol_c/kg$. La magnitud del empaquetamiento 2:1 de la clorita es similar a la de la mica y su carga negativa se debe fundamentalmente a la sustitución de Al^{3+} y ocasionalmente de Fe^{3+} o Cr^{3+} por Si^{4+} de las posiciones tetraédricas de la estructura. La capa intermedia de hidróxido de la clorita, tiene una carga positiva como resultado de la sustitución de cationes trivalentes tales como Al^{3+} o Fe^{3+} por cationes divalentes como Mg^{2+} o Fe^{2+}, u ocupando los espacios vacíos de la estructura dioctaédrica de la capa de gibbsita. Esta sustitución neutraliza parcialmente la carga negativa de la capa 2:1 de la clorita (Barnhisel & Bertsch, 1989).

2.4.1.4 Aplicación de la difracción de rayos X para el estudio de la fracción arcilla

La difracción de los rayos X (DRX, radiaciones de longitud de onda del orden 10^{-10} m) es el fenómeno físico a través del cual se manifiesta la interacción fundamental de esta radiación con los cristales (materia ordenada). A través de dicha interacción se puede obtener información sobre los materiales cristalinos, tanto su mera identificación como compuesto químico (método del polvo policristalino), como su estructura tridimensional (método de monocristal), determinando en este último caso la localización en el espacio de todos los átomos que constituyen el cristal.

En este trabajo se ha utilizado la técnica de policristal, para la identificación de los diferentes compuestos cristalinos presentes en las muestras en estudio. La huella de cada material se interpreta mediante la ley de Bragg, que explica esta interacción como una reflexión en la que los planos cristalinos del material reflejan los rayos X en posiciones determinadas dadas por la fórmula de dicha ley: $2.d.\text{sen}\ \theta = n.\lambda$, en donde λ representa la longitud de onda de la radiación, y *n* simboliza diferentes números enteros (órdenes de difracción). Los valores del ángulo de reflexión (difracción) θ, aparecen sólo cuando se cumple dicha relación, siendo *d* (espaciado) un conjunto de valores característicos de cada material cristalino.

De este modo, si se dispone de una base de datos en la que figuren los espaciados de cada material conocido, se procede a obtener el espectro de difracción de los materiales en estudio y estos espectros se comparan con los existentes en dicha base. Las posiciones relativas de los picos permiten identificar a los minerales y las áreas de dichos picos son la base para estimaciones semicuantitativas del porcentaje en peso de un mineral en esta fracción.

2.4.2 Material y métodos

La etapa de recolección de muestras, así como el entorno geológico y ambiental asociado a los tres sistemas considerados en este apartado (II-C), han sido mostrados en primer capítulo (I). De esta manera, en esta ocasión se hará énfasis en el análisis de la fracción arcilla del grupo de suelos a diferentes profundidades (Laguna La Restinga, LR; Laguna Las Marites, LM y Golfete de Cuare, GC) seleccionados para éste propósito.

Además de suelos de manglar, se incluye un sedimento (P1C) y dos suelos con vegetación distinta a la del manglar, P2C y P5M*T*, ubicados en áreas adyacentes a los bosques (Fig. 2.16). Dichos suelos están asociados a la presencia de un sustrato con vegetación baja y de una planta halófita *Talassia* respectivamente, ampliamente distribuida en los ecosistemas acuáticos venezolanos (Salazar, et al., 2003). De esta manera, el estudio mineralógico se llevó a cabo en horizontes superficiales (0-20 cm), subsuperficiales (20-80 cm) y profundos (80-135 cm), contando con un total de 35 muestras de sedimentos y suelos (Tabla 2.16).

La separación de la fracción arcilla empleada para la identificación mineral se realizó a través del método de la pipeta Robinson. Las alícuotas se tomaron en los primeros veinte centímetros de cada cilindro al cabo de ocho horas. Las muestras de la fracción tierra fina (<2 mm) fueron tratadas inicialmente para eliminar la MO por medio de una oxidación con H_2O_2 (6% inicialmente, 15% en las etapas finales del proceso) y las sales solubles presentes (HCl 1M). La fracción arena fue separada por tamizado en húmedo mientras el limo y la arcilla fueron separados por sedimentación (Fig. 2.25). El procedimiento se muestra en la siguiente figura:

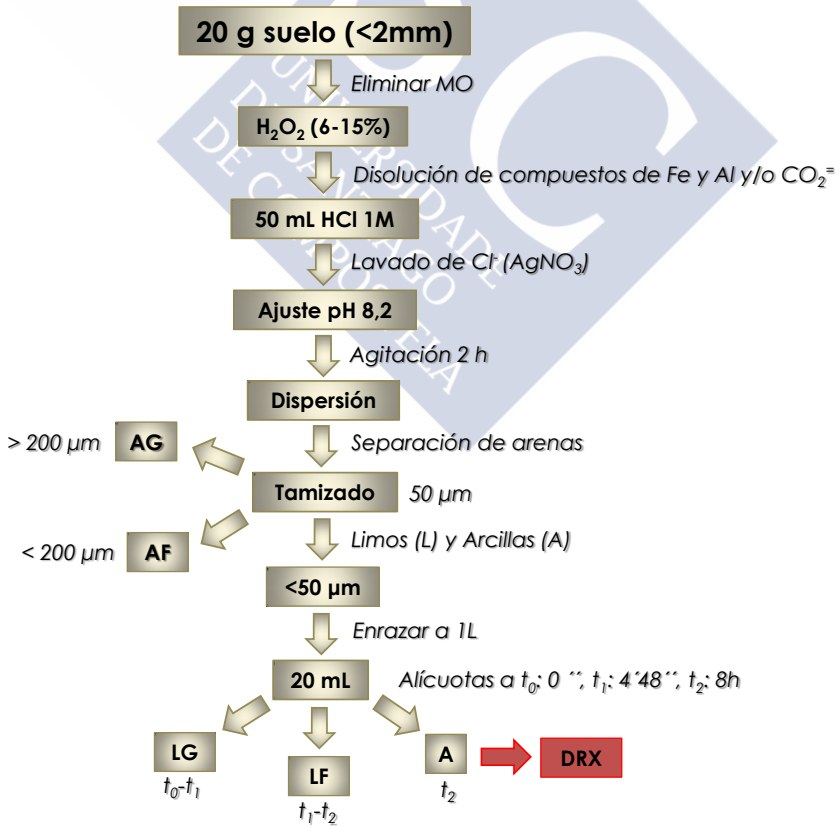


Figura 2.25: Método para la determinación de la textura del suelo y extracción de la fracción arcilla

Para la identificación mineralógica se ha utilizado un difractómetro Philips X'Pert con radiación Cu $K_{1,2}$ y condiciones de excitación de 40 Kv y 50 mA. Se utilizó un mocromador

secundario de grafito y un contador miniproporcional, siendo registrados los difractogramas con una velocidad de 0,02º 2θ/s. La fracción arcilla (≤2μm) se caracterizó utilizando difractogramas de polvo desorientado, y de los siguientes agregados orientados: b) seco al aire, c) solvatado con etilenglicol, d) calentado a 300 ºC durante tres horas, e) calentado a 500 ºC durante tres horas.

Se realizó una estimación semi-cuantitativa del contenido de los minerales, partiendo de los difractogramas de polvo desorientado y de los agregados orientados y utilizando los factores de intensidad proporcionados por Schultz (1964). Para la estimación del contenido de cuarzo, feldespatos, goethita y del total de silicatos laminares se utilizaron los difractogramas de polvo desorientado, integrando el área de los picos a 0,424; 0,318; 0,416 y 0,444 nm, respectivamente.

Los contenidos de illita, caolinita, haloisita, vermiculita, esmectita, clorita, pirofilita y serpentina, se obtuvieron de forma similar, a partir de los agregados orientados (áreas de los picos a 1,00 nm para illita; 0,720 nm para caolinita y haloisita; 0,724 nm para la serpentina, 1,40 nm para vermiculita; 0,306 nm para la pirofilita; 1,65 nm para la esmectita en el agregado orientado solvatado con etilenglicol y 1,40 nm para la clorita en el agregado orientado calentado a 550ºC).

La microscopia electrónica de transmisión (TEM) fue utilizada también para caracterizar la fracción arcilla de algunas muestras, determinando la morfología de los minerales presentes. Para esto, fue usado un microscopio electrónico modelo STEM LEO 910 (Carl Zeiss, Oberkochen, Alemania). Las muestras fueron dispersadas en una dilución acuosa amoniacal, luego secadas en una malla de Cu y finalmente, recuperadas con una película de carbón.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Tabla 2.16: Propiedades físicas y químicas para suelos de manglar en la Isla Margarita y Falcón (LR: Laguna La Restinga, LM: Laguna Las Marites, GC: Golfete de Cuare, σ: desviación estándar de la población, X: media de la población)

Horizonte y prof.	CO	C/N	St	pH campo	Eh campo	pH H_2O	pH $H_2O_{2\ 2min.}$	pH $H_2O_{2\ 6h.}$	Arena	Limo	Arcilla	Textura	Género vegetal
cm	%		%		mV				——— % ———				
Laguna La Restinga, Isla de Margarita- Estado Nueva Esparta													
P1RA 0-5	16,1	15	1,9	6,6	202	4,8	4,3	2,8	75	10	15	franco arenoso	*Lagungularia/*
P1RA 100-110	21,0	23	3,0	6,2	244	4,8	3,4	1,3	-	-	-	-	*Avicennia*
P4R 0-15	23,5	17	2,3	6,6	99	5,3	5,0	3,5	93	5	2	arenoso	*Avicennia*
P4R 70-80	16,7	18	2,1	7,0	-46	4,8	4,4	2,1	-	-	-	-	
P7R 0-15	19,0	16	1,6	6,3	52	4,5	4,6	2,7	9	20	71	arcilloso	*Rhizophora*
P7R 120-130	9,0	17	2,7	6,9	-91	3,5	2,4	1,2	-	-	-	-	-
X	17,6	17	2,3	6,6	77	4,6	4,0	2,3	59	12	29	-	-
σ	5,0	3	0,5	0,3	133	0,6	1,0	0,9	44	8	37	-	-
Mín.	9,0	15	1,6	6,2	-91	3,5	2,4	1,2	9	5	2	-	-
Máx.	23,5	23	3,0	7,0	244	5,3	5,0	3,5	93	20	71	-	-
Laguna Las Marites, Isla de Margarita-Estado Nueva Esparta													
P1M 0-5	30,3	25	2,3	6,8	244	6,4	4,7	3,5	18	42	40	franco	*Rhizophora*
P1M 100-110	14,7	25	3,2	7,2	19	8,0	5,3	3,4	3	80	17	franco limoso	
P2M 5-15	23,3	22	2,3	6,5	239	4,8	3,3	1,9	-	-	-	-	*Avicennia/*
P2M 55-65	17,2	27	4,2	6,8	94	3,5	1,4	0,9	-	-	-	-	*Rhizophora*
P4M 0-5	24,2	24	2,6	7,0	94	4,9	4,8	2,3	1	51	48	arcillo limoso	*Rhizophora*
P4M 100-110	22,3	40	2,3	7,8	-16	3,8	2,2	0,8	32	37	32	franco arcilloso	
X	22,0	27	2,8	7,0	112	5,2	3,6	2,1	14	52	34	-	-
σ	5,5	6	0,8	0,5	109	1,7	1,6	1,1	14	19	13	-	-
Mín.	14,7	22	2,3	6,5	-16	3,5	1,4	0,8	1	37	17	-	-
Máx.	30,3	40	4,2	7,8	244	8-0	5,3	3,5	32	80	48	-	-
Golfete de Cuare, Estado Falcón													
P4G 0-5	6,3	19	0,4	7,2	-16	7,2	5,9	4,9	54	21	25	franco arcillo arenoso	*Rhizophora inc.*
P4G 115-120	1,1	16	2,4	6,4	84	6,0	2,5	1,4	10	40	51	arcilloso-arcillo limoso	(manglar muerto)
P10G 5-15	4,1	19	0,4	6,0	157	6,2	5,8	4,8	92	5	3	arenoso	*Avicennia*
P10G 85-90	0,5	62	0,7	6,0	264	3,8	2,9	1,9	97	2	1	arenoso	(manglar degradado)
X	3,0	29	1,0	6,4	122	5,8	4,3	3,3	63	17	20	-	-
σ	2,7	22	1,0	0,6	118	1,4	1,8	1,8	40	17	23	-	-
Mín.	0,5	16	0,4	6,0	-16	3,8	2,5	1,4	10	2	1	-	-
Máx.	6,3	62	2,4	7,2	264	7,2	5,9	4,9	97	40	51	-	-

2.4.3 Resultados y discusión

Los minerales que se encuentran en áreas estuarinas son fundamentalmente de origen detrítico. Éstos, son transportados en suspensión por los ríos y posteriormente depositados como resultado de antiguos eventos transgresivos o recientemente depositados por corrientes mareales. La huella mineralógica caracterizada en el presente estudio se ha producido como resultado de estos procesos y está compuesta por: cuarzo, cristobalita, feldespato, goethita, jarosita, illita, moscovita, caolinita, haloisita, vermiculita, esmectita, clorita, pirofilita y serpentina (Tabla 2.17).

La presencia de algunos minerales en los suelos descritos, está determinada por la litología y sobre todo como resultado de los procesos edafogenéticos de la cuenca de drenaje en las zonas de estudio. Tal es el caso del cuarzo, uno de los minerales primarios más frecuente en suelos, debido a su gran resistencia a los procesos de meteorización y erosión, además de su amplia distribución en rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias (Kampf, et al., 2012).

En ambientes tropicales, la erosión es un proceso típico que explica el fraccionamiento y permanencia de minerales primarios en la fracción arcilla de los suelos. Esto a su vez, está relacionado con la estabilidad proporcionada por un ambiente geoquímico rico en cationes básicos provenientes del agua de mar y las elevadas concentraciones de Si biogénico (Souza-Júnior, et al., 2007).

Así, el cuarzo estuvo presente en todos los suelos estudiados (a excepción de los horizontes superficial: 0-15 cm y subsuperficial de P7R: 65-75 cm), en cantidades significativas (rango mayoritario: 20-30%), encontrándose un 62% como valor máximo en P1RC (10-15) y cantidades mínimas (<7%) en P2M y P7R (120-130) (6%) (Tabla 2.17). Su identificación estuvo basada en las señales a 0,425 y 0,333 nm así como también uno de sus polimorfos, cristobalita (sistema cristalográfico trigonal), encontrado únicamente en P10G por los picos a 0,406 y 0,250 nm (Fig. 2.33) con porcentajes entre 13% y 71% del total de minerales presentes (Tabla 2.17).

Además del cuarzo, fue identificado en los suelos un mineral del grupo de los feldespatos, cuyos efectos de difracción pueden indicar la presencia de feldespato potásico o plagioclasa (cálcica o sódica). Este mineral fue detectado a nivel local en pequeñas cantidades (2-12%) en P1RC (0-5 cm, 50-60 cm) y en el horizonte más profundo (70-80 cm) de P4R, mostrando sus máximos de difracción característicos a 0,320 y 0,327 nm (Fig. 2.31). Cuando estos minerales están presentes en los suelos, generalmente están asociados a las fracciones arena y limo y escasamente se han reportado en la fracción arcilla (Brown, 1980).

A pesar de la gran contribución de cuarzo en la fracción arcilla de los suelos de manglar, el mineral de arcilla más abundante fue illita (Tablas 2.17), presente en todos los suelos (a excepción de P7R en el que se encontró moscovita). Su identificación se basó en los efectos de difracción existentes a 1,004; 0,501 y 0,333 nm, mientras la moscovita fue identificada en el difractograma de polvo desorientado por los efectos a 1,006; 0,520; 0,349; 0,334; 0,255 y 0,199 nm. En el suelo P7R, la moscovita (57-71%) presenta un elevado grado de cristalinidad como lo indica la presencia de sus picos característicos muy agudos (Fig. 2.31). Este suelo, está ubicado al oeste de la LR, en un área de descarga fluvial de quebradas intermitentes que solo conducen agua en épocas de lluvias torrenciales (ver capítulo I, Marco Geológico). La fuente de origen de la moscovita en este suelo podría ser el complejo metamórfico de Macanao (sector occidental de la isla) y las rocas metamórficas que le infrayacen.

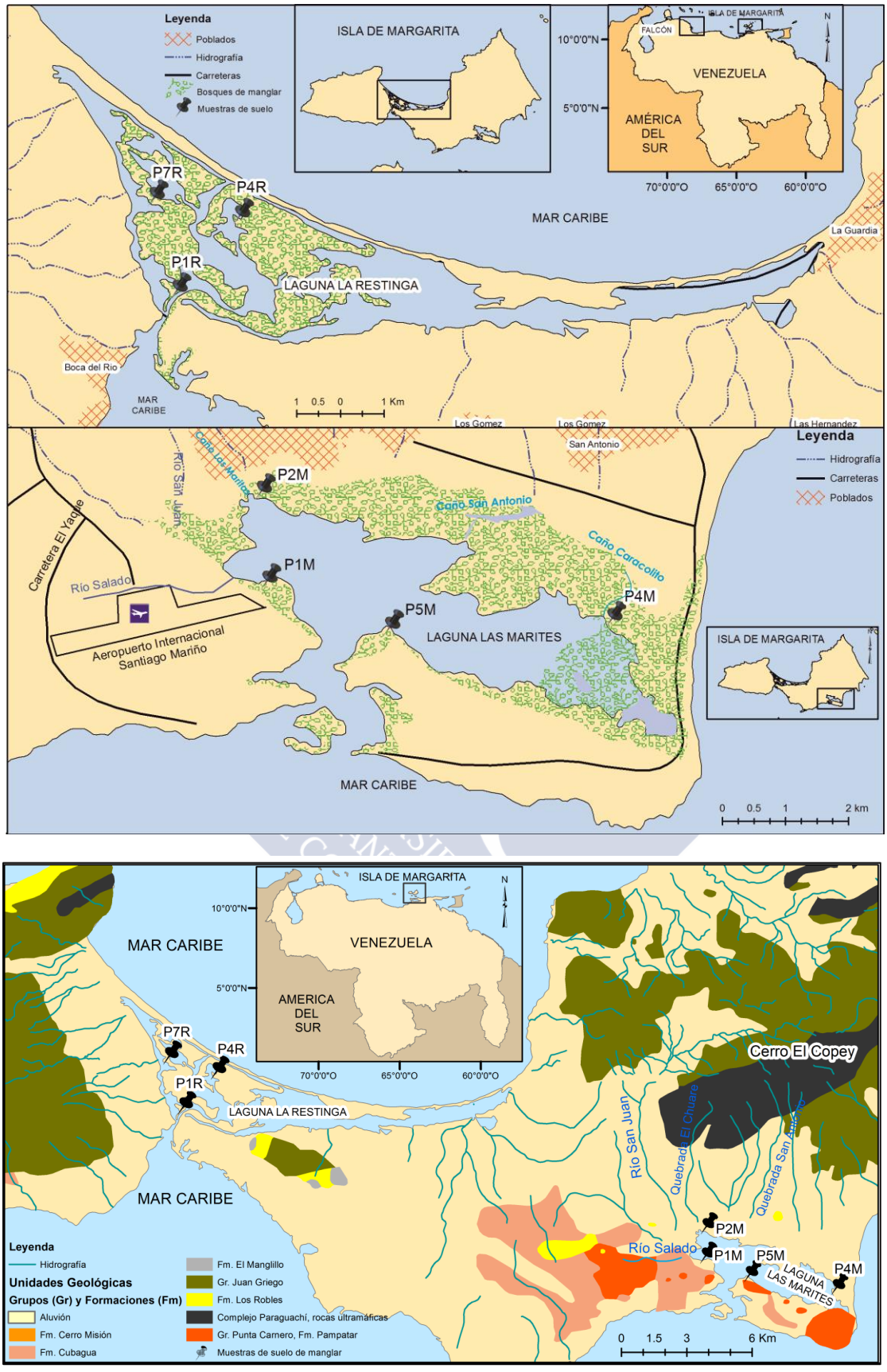


Figura 2.26: Zonas de estudio y unidades geológicas en la Isla Margarita. El mapa fue construido a partir de la información proporcionada por el Ministerio del Ambiente, complementada por datos publicados por el Servicio Autónomo de Geografía y Cartografía Nacional (hoja 7448, Porlamar) y Bonilla y Okuda (1971)

Una de las unidades geológicas que aflora en Macanao como parte del complejo, el cual abarca la mayor parte de la zona montañosa de la península, es el Grupo Juan Griego (Fig. 2.26), constituido entre otras rocas sedimentarias metamorfizadas, por esquistos cuarzo-micáceos, en donde la mica es moscovita (LEV, 2011; Hess & Maxwell, 1949). En general, el complejo comprende una secuencia feldespática, infrayacente a esquistos anfibólicos de menor extensión superficial, esquistos cuarzo-micáceo-granatíferos y finalmente esquistos cuarzo-micáceo-grafitosos y mármoles (González de Juana, et al., 1980), razón por la cual podría explicar la presencia de moscovita y feldespato, así como el cuarzo identificado en los suelos de manglar de la Isla de Margarita.

Los suelos formados a partir de basalto y gabro, son normalmente libres de micas, mientras que aquellos derivados de granito, gneis, calcáreos, filitas, lutitas, arcillosos y arenosos pueden contener minerales micáceos en cantidades significativas (Kampf, et al., 2012). La illita, es el mineral de mayor abundancia en lutitas, seguido por cantidades menores de esmectita, clorita y caolinita (Borchardt, 1989). Dado el dominio de este tipo de rocas en las regiones de estudio (ver capítulo I, marco geológico), principalmente lutitas, las elevadas cantidades de illita (rango mayoritario: 40-50%) encontradas en la fracción arcilla de los suelos de manglar podría tener un origen alóctono, derivado de los procesos erosivos (heredado). Sin embargo, no se descarta la formación de illita como producto de alteración a partir de un reordenamiento estructural y pérdida de potasio principalmente de la moscovita, teniendo por tanto un origen autóctono como mineral de neo formación en los suelos.

En este sentido, además de los minerales constituyentes de las rocas y sedimentos, fueron identificados minerales secundarios como los constituyentes del grupo de caolín (caolinita y haloisita). Estos fueron los minerales de arcilla más abundantes y estuvieron presentes en la totalidad de muestras, de manera preferencial según el sistema. La haloisita domina en la LR y el GC, mientras que la caolinita se encuentra en la LM (máx.=30%, P5M*T*). La caolinita fue detectada por la presencia de los picos a 0,720 y 0,358 nm (que se observan tanto en el polvo desorientado como en el agregado orientado), los cuales no se encuentran en el agregado orientado luego del tratamiento a 550ºC. Esto confirma la presencia de este mineral, el cual se descompone en el proceso de calentamiento a elevada temperatura; lo mismo ocurre con la haloisita.

En los manglares, el aporte de sedimentos continentales, contribuye con caolinita y óxidos de Fe y Al formados en suelos altamente meteorizados (Pugliese, et al., 2014). Los climas más cálidos y húmedos favorecen la formación de arcillas de tipo 1:1 como la caolinita y sesquióxidos de hierro y aluminio (Gardi, et al., 2014). La caolinita es encontrada comúnmente en ambientes estuarinos, tanto en climas tropicales como templados (Prada-Gamero, et al., 2004). Este es un mineral de origen alóctono, que se forma por alteración de otros minerales y rocas preexistentes o es heredado a partir de suelos caoliníticos adyacentes a la planicie costera (Souza-Júnior & García-González, 2010).

La haloisita, es al igual que la caolinita un producto de meteorización y de menor estabilidad, el cual se conserva en los suelos solo si se mantienen constantes la condición de mal drenaje, característica de suelos hidromorfos como los de manglar (Souza-Junior, et al., 2008). Fases metaestables como la haloisita pueden presentarse en suelos que no han alcanzado condiciones de equilibrio global, originándose inicialmente y pasando progresivamente a fases más estables como caolinita. Su persistencia en determinados ecosistemas por largos periodos de tiempo podría tener lugar si la cinética de las reacciones está ralentizada o inhibida por la presencia de otras sustancias (como el humus) y, en consecuencia, la composición de la solución y las propiedades del suelo están controladas por dichas fases y no

por aquellas termodinámicamente estables (Fernández & Macías, 1987). Esta situación que ocurre en suelos ándicos, medios podsólicos y en etapas iniciales de la alteración de las rocas ígneas podría llevarse a cabo en los suelos de manglar de la LR y el GC. Por el contrario, en la LM la presencia de caolinita parece sugerir una mayor evolución de los suelos caracterizada por el dominio de fases estables en relación con la LR y el GC. En suelos de manglar de Brasil, ha sido identificada la presencia de haolisita (Pugliese, et al., 2014; Souza-Júnior & García-González, 2010; Souza-Junior, et al., 2008).

Por su parte, fueron identificados en los suelos minerales minoritarios, variables en contenido y distribución. Algunos como la clorita, están asociados a uno o dos de los tres sistemas considerados. Este mineral fue identificado en la LM (en donde registró contenidos inferiores al 10% (Tabla 2.17), por los efectos a 1,410 nm; 0,720 nm y 0,352 nm, de los cuales la señal a 1,410 nm, permanece después del calentamiento de la muestra a 550 ºC. De manera similar, la pirofilita estuvo asociada exclusivamente al GC, con contenidos inferiores al 12% (Tabla 2.17), a través de sus señales características a 0,920 y 0,305 nm.

Además de los minerales de arcilla 1:1 (caolinita, haloisita), se identificaron en los suelos de manglar arcillas 2:1 (illita, vermiculita, clorita y esmectita). Se determinaron bajos contenidos (<11%) de vermiculita en P1C bm (bajo el manglar) y P4R por el pico a 1,415 nm, el cual no experimenta modificación después del tratamiento con etilenglicol. En las muestras calentadas a 550 ºC como consecuencia del colapso de la estructura de la vermiculita, este pico pasa a formar parte de la señal a 1,000 nm.

Los principales minerales de arcilla 2:1 son los esmectíticos, debido a su propiedad expansiva característica. Los minerales del grupo de la esmectita, estuvieron presentes en los suelos de manglar de la Isla de Margarita, fueron identificados en la totalidad de suelos de la LM y solo se presentan en bajas cantidades (5-13%) en la LR, en el horizonte más superficial (0-5 cm) de P1RC y el más profundo (120-130) de P7R, mientras en el GC no fueron detectados. La esmectita se identificó por medio del pico a 1,400 nm, desplazado a aproximadamente 1,680 nm luego de la solvatación con etilenglicol.

Como han indicado algunos autores (Souza-Junior, et al., 2010; Souza-Junior, et al., 2008), las esmectitas en suelos de manglar pueden ser de origen detrítico, marino o continental, y también de neoformación. Aunque existen evidencias que indican que la acumulación de origen continental ejerce una mayor influencia sobre la formación de minerales de la arcilla (Ferreira et al., 2007), la esmectita encontrada en los suelos de manglar podría ser también de origen autigénico. Chamley (1989), sugiere que los iones Fe y Si disueltos en el agua de poro de los suelos de manglar, pueden precipitar para formar nontronita neogénica. La CE, los valores de pH y Eh en los manglares, son considerados condiciones óptimas para la estabilidad de los minerales del grupo de la esmectita (Reid-Soukup & Ulery, 2002).

La reducción de Fe y disolución de óxidos de Fe producidos por los cambios cíclicos en el potencial redox que toman lugar en los suelos, especialmente en los horizontes superficiales (Ferreira et al., 2007), genera una gran actividad media de Fe que permitirá la transformación de caolinita a minerales de arcilla 2:1 enriquecidos en Fe. En consecuencia, la elevada conductividad eléctrica, unida a valores de pH neutros y bajos potenciales redox (principalmente en profundidad), que caracterizan a los suelos de manglar, podrían favorecer la formación de minerales de arcilla 2:1 a partir de la reacción de caolinita con elementos alcalinos y alcalinos térreos en disolución, así como el Fe reducido (Tabla. 2.18) (Pugliese, et al., 2014).

Tabla 2.17: Composición semi-cuantitativa (% en peso) de los minerales presentes en la fracción arcilla (≤ 0,002 mm) de los suelos de manglar (ND: no detectado, T: *Thalassia*, TR: traza, A: *Avicennia*, bm: bajo el manglar, σ: desviación estándar de la población, X: media de la población)

Suelo y/o sedimento (prof.)	Cuarzo	Cristobalita	Goethita	Feldespato	Jarosita	Illita	Moscovita	Caolinita	Serpentina	Haloisita	Clorita	Vermiculita	Esmectita	Pirofilita
cm	%													
Laguna Las Marites, Isla de Margarita (Estado Nueva Esparta)														
P1M (0-5)	19	ND	ND	ND	ND	44	ND	27	ND	ND	10	ND	TR	ND
P1M (100-110)	18	ND	ND	ND	ND	43	ND	28	ND	ND	5	ND	6	ND
P2M (5-15)	TR	ND	ND	ND	ND	61	ND	16	ND	ND	8	ND	15	ND
P2M (55-65)	7	ND	ND	ND	11	22	ND	TR	49	ND	ND	ND	11	ND
P4M (0-5)	17	ND	ND	ND	ND	48	ND	21	ND	ND	5	ND	9	ND
P4M (100-110)	27	ND	ND	ND	ND	45	ND	22	ND	ND	6	ND	TR	ND
P5MT (0-20)	21	ND	ND	ND	ND	49	ND	30	ND	ND	TR	ND	TR	ND
P5M (100-110)	24	ND	ND	ND	ND	47	ND	21	ND	ND	8	ND	ND	ND
X	19	-	-	-	11	44	-	24	49	-	7	-	9	-
σ	6	-	-	-	-	13	-	5	-	-	2	-	3	-
Mín.	TR	-	-	-	11	22	-	TR	49	-	5	-	<3	-
Máx.	27	-	-	-	11	61	-	30	49	-	10	-	15	-
Laguna La Restinga, Isla de Margarita (Estado Nueva Esparta)														
P1RA (0-5)	12	ND	ND	ND	ND	50	ND	ND	ND	26	ND	ND	12	ND
P1RA (100-110)	28	ND	ND	ND	ND	34	ND	ND	ND	18	ND	ND	20	ND
P4R (0-15)	16	ND	ND	ND	ND	51	ND	ND	ND	33	ND	TR	ND	ND
P4R (70-80)	24	ND	ND	12	ND	40	ND	ND	ND	18	ND	6	ND	ND
P7R (0-15)	ND	ND	ND	ND	ND	ND	70	ND	ND	30	ND	ND	ND	ND
P7R (120-130)	6	ND	ND	ND	ND	ND	57	ND	ND	32	ND	ND	5	ND
X	17	-	-	12	-	44	64	-	-	26	-	6	12	-
σ	9	-	-	-	-	8	9	-	-	7	-	-	8	-
Mín.	6	-	-	12	-	34	57	-	-	18	-	6	5	-
Máx.	28	-	-	12	-	51	70	-	-	33	-	6	20	-
Golfete de Cuare y albúfera norte (Costa Este del Estado Falcón)														
P1C (0-15)	31	ND	ND	ND	ND	41	ND	ND	ND	28	ND	ND	TR	ND
P1C (20-30)	38	ND	ND	ND	ND	31	ND	ND	ND	22	ND	ND	9	ND
P1C bm (0-20)	24	ND	ND	ND	ND	18	ND	ND	ND	32	ND	11	15	ND
P2C (0-5)	23	ND	2	ND	ND	50	ND	ND	ND	18	ND	ND	ND	7
P2C (20-25)	19	ND	5	ND	ND	52	ND	ND	ND	19	ND	ND	ND	5
P2C (40-45)	15	ND	2	ND	ND	56	ND	ND	ND	20	ND	ND	ND	7
P4G (0-5)	18	ND	ND	ND	ND	50	ND	ND	ND	20	ND	ND	ND	12
P4G (115-120)	26	ND	ND	ND	ND	59	ND	ND	ND	11	ND	ND	ND	4
P10G (5-15)	27	13	ND	ND	ND	37	ND	13	ND	ND	ND	ND	10	ND
P10G (85-90)	27	71	ND	ND	3	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
X	25	42	3	-	3	49	-	13	-	16	-	11	10	8
σ	4	41	2	-	-	11	-	-	-	6	-	-	4	6
Mín.	18	13	2	-	3	37	-	13	-	11	-	11	9	4
Máx.	27	71	5	-	3	59	-	13	-	20	-	11	15	12

Los autores, Velde y Church (1999), reportan que cambios cíclicos en el potencial redox en la superficie de las marismas favorecen la formación de minerales de arcilla 2:1 por trasformación de illita y clorita. En consecuencia, considerando a los manglares como los equivalentes tropicales de las marismas, la esmectita puede formarse por esta misma vía de transformación (Souza-Júnior & García-González, 2010), favorecida en la fracción arcilla de los suelos de estudio dados los elevados contenidos de illita obtenidos.

La imagen de microscopía electrónica de transmisión mostrada en la figura 2.27, pone de manifiesto la presencia de pirita en los suelos de manglar. La pirita es el mineral más abundante en los suelos de Brasil (Ferreira et al., 2007, Souza et al., 2008), sin embargo no es identificado en la fracción arcilla debido su oxidación durante el tratamiento con H_2O_2 (Pugliese et al., 2014; Souza et al., 2008). Como consecuencia de dicha oxidación, el resultado es la formación de jarosita, uno de los minerales distribuido a nivel local en horizontes subsuperficiales y profundos de los suelos P2M (11%) y P10G (3-15%). En estos horizontes, se identificó la presencia de jarosita por los efectos de difracción característicos a 0,311; 0,307 y 0,590 nm (Figs. 2.30 y 2.32).

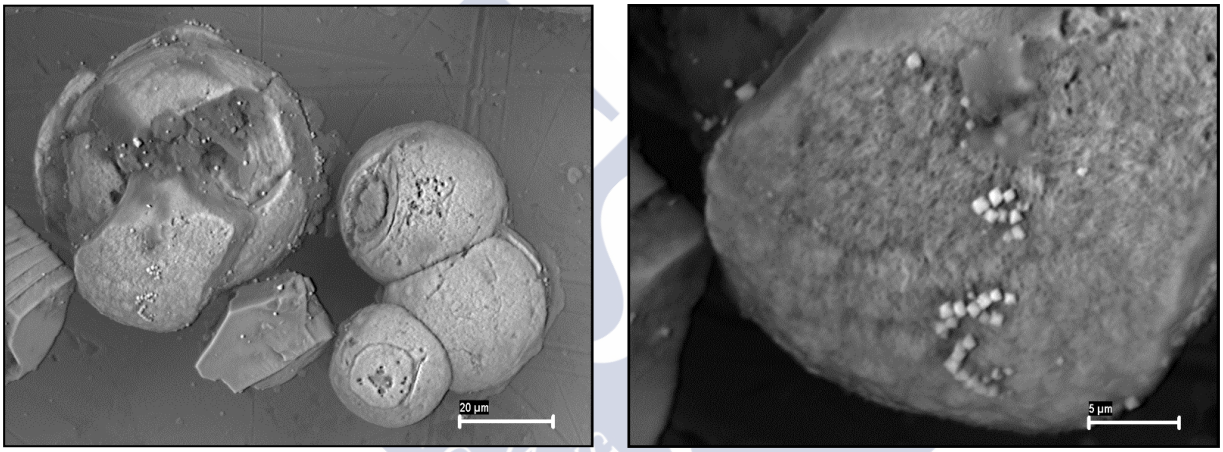


Figura 2.27: Presencia de pirita framboidal en la fracción <2mm del suelo P1RB (80-90 cm)

La pirita representa el principal producto final de la sulfato reducción (Howart and Merkel, 1984), razón por la cual es también el mineral autóctono más frecuente en suelos hidromorfos, lo que puede explicar la escasez de goethita en los suelos de manglar. Los óxidos de Fe cristalinos (F5, Tabla 2.18) como la goethita, son inestables en las condiciones redox imperantes en los suelos de manglar (Fanning, et al., 2002); condiciones anóxicas en las que ocurre la reducción del sulfato y los óxidos pueden ser reducidos por actividad microbiana y transformados en muy breves periodos de tiempo (días) a pirita (Huerta-Díaz & Reimer, 2010), de acuerdo con las siguientes reacciones (Rickard, 1997; Rickard & Luther, 1997):

$$4FeOOH + CH_2O + 7H+ \rightarrow 4Fe^{2+} + HCO_3^- + 6H_2O \quad [7]$$

(Reducción biótica)

$$2FeOOH + H_2S \rightarrow 2Fe^{2+} + S0 + 4OH^- \quad [8]$$

(Reducción abiótica)

$$Fe^{2+} + S_5^{2-} + HS^- \rightarrow FeS_2 + S_4^{=} + H^+ \quad [9]$$

(Formación de pirita bajo condiciones subóxicas-anóxicas)

$$FeS + H_2S \rightarrow FeS_2 + H_2 \quad [10]$$

(Formación de pirita bajo condiciones estrictamente anóxicas)

En consecuencia, el proceso de sulfato reducción pude explicar la ausencia de goethita en los análisis de DRX realizados en los suelos de manglar. Este mineral mostró un efecto de

difracción característico a 0,416 nm (Fig. 2.32) y estuvo asociado al suelo P2C (Tabla 2.17), desarrollado bajo vegetación herbácea en el área adyacente a una llanura intermareal (Fig. 2.16, capítulo II-B), en cantidades muy bajas (2-5%). Su estabilidad está determinada por las condiciones óxicas que experimenta este suelo (Eh campo=474-574 mV, capítulo II-B). Su presencia en este suelo puede estar relacionada con el transporte reciente de sedimentos a la planicie de inundación de la albúfera norte del GC. Su formación en profundidad (<45 cm) puede ser explicada por bioturbación por cangrejos (Souza et al., 2008; Ferreira et al., 2007). Este mineral, así como también illita, han sido identificados en los primeros cinco centímetros de los sedimentos de fondo al oeste del golfete (Ramos, 2006). Un estudio de la geoquímica del Fe se presenta en el capítulo IV.

Otro de los minerales de origen alóctono identificado en los suelos de manglar y de distribución local (P2M), lo conforma el grupo de las serpentinas (crisotilo, lizardita, antigorita). Su presencia fue atribuida a los picos a 0,724 y 0,361 nm, los cuales no experimentaron variación con la solvatación y los tratamientos térmicos. La forma aguda de estos picos en el difractograma (Fig. 2.30), indica que se trata de un mineral de elevada cristalinidad. La intensidad de ambos picos es prácticamente la misma, lo cual es una característica también de este grupo de minerales.

Tabla 2.18: Formas de Fe (mg/kg) obtenidas mediante extracción secuencial para horizontes superficiales de suelos y sedimentos asociados a bosques de manglar en la albufera norte del GC (P1C: sedimento, P2C: herbazal) y en zonas no preservadas alrededor del GC (P4G, P10G) en el Estado Falcón (DOP: grado de piritización, σ: desviación estándar, X: media)

Suelo/sedimento	Fe cambiable	Fe carbonático	Fe amorfo	Fe poco cristalino	Fe cristalino	Fe residual	Fe pirítico	DOP
	F1	F2	F3	F4	F5	F5.1	F6	(%)
P1C 5-10	<1	<1	69	29	1209	98406	81	45
P1C 20-25	<1	2	29	73	950	26755	1162	92
P2C 5-10	1	24	172	480	2340	25959	2190	76
P2C 10-15	2	61	179	552	2045	24460	4479	85
P2C 25-30	<1	49	226	304	2065	25684	2654	82
P4G 5-10	<1	1	86	56	49	7428	80	36
P4G 10-15	1	1	176	59	128	10213	102	30
P4G 20-25	<1	2	140	92	155	1036	442	65
P10G 5-10	10	5	138	199	118	5	92	21
P10G 10-15	6	3	113	194	185	1680	4855	94
Máx.	10	61	226	552	2340	98406	4855	94
Mín.	1	1	29	29	49	5	80	21
X	4	16	133	204	924	22163	1614	63
σ	4	23	59	186	933	29027	1856	27

El origen de minerales del grupo de la serpentina en la LM, se puede explicar de acuerdo a la litología que domina la Isla de Margarita, concretamente a la existencia de un complejo serpentinítico, al cual se conecta la laguna por una serie de caños y quebradas de curso intermitente (González de Juana, et al., 1980). Como ya se ha mencionado y de la misma manera que la serpentina, la presencia de clorita está asociada con la litología que domina en la región de Las Marites; único ambiente en el que estos minerales fueron identificados.

En base a los resultados obtenidos, se pone de manifiesto que la composición mineralógica de la fracción arcilla de los suelos de manglar varía entre localidades. En general, los suelos están dominados por illita, además de contener cantidades variables de cuarzo. Sin embargo, fue notoria la presencia de minerales con una distribución local dentro de un mismo sistema como por ejemplo pirofilita y serpentina, mientras otro grupo de minerales se identificó de

manera preferencial en uno de los ambientes estudiados (p.ej. minerales del grupo de la esmectita).

Entre las diferencias más marcadas entre ecosistemas destacan: 1) presencia de esmectita en las lagunas La Restinga y Las Marites y ausencia en el GC, 2) la clorita únicamente fue identificada en los suelos de manglar de la LM, 3) se determinó la presencia de pirofilita en los suelos de manglar del GC así como también en los suelos y sedimentos de zonas adyacentes pero no se encontró en las lagunas, 4) en las Marites se identifica la presencia de caolinita, mientras en la Restinga y en Cuare parece estar presente en su lugar la haloisita, un mineral de menor estabilidad que la caolinita y que forma parte del grupo del caolín. Así, el análisis se llevara a cabo por sistemas con el fin de evaluar las diferencias mineralógicas que presentan los suelos en los tres ambientes.

2.4.3.1 Análisis mineralógico para la fracción arcilla de los suelos de manglar en la Laguna las Marites

La litología que domina en el área de las Marites está constituida por lutitas (LEV, 2011). El Grupo Punta Carnero y la Formación Cubagua son las unidades geológicas que afloran extensamente en el área de la laguna (Fig. 2.26). Por tanto, dichas unidades representan una fuente probable de origen de los minerales de arcilla identificados en los suelos de manglar. La composición de la fracción arcilla, está formada en su mayoría por los siguientes minerales: cuarzo, caolinita, illita, esmectita y clorita.

En general, el mineral que registró mayores contenidos fue illita, con un máximo de concentración de 61% hacia los 15 cm más superficiales de P2M. El siguiente mineral en abundancia relativa fue la caolinita, la cual alcanzó un máximo de 30% en superficie (0-20 cm) para el suelo desarrollado bajo *Thallasia* (P5M*T*). Este mineral no fue identificado en la LR y el GC. El cuarzo se encontró en cantidades ligeramente menores a las de caolinita (máx.=27%, P4M 100-110). En orden de abundancia, las esmectitas y cloritas siguen al cuarzo en cantidades similares. Los contenidos máximos de clorita (10%) se presentaron en P1M (0-5), mientras para el caso de la esmectita se obtuvo hasta un 15% en P2M (5-15).

En el suelo P1M no se observaron cambios mineralógicos con la profundidad, sin embargo en el suelo P4M (Tabla 2.17), fue notorio un ligero enriquecimiento en cuarzo hacia un metro en el perfil (27%) respecto al contenido en superficie (17%). Estas variaciones composicionales están asociadas con cambios texturales para este suelo. En superficie, el contenido de arena fue escaso (1%) mientras en profundidad incrementó alrededor de 30% (Fig. 2.29), lo que coincide con un mayor contenido en cuarzo . La confirmación de la presencia de esmectita en este suelo, se obtiene al observar el colapso de este filosilicato, produciendo un pico a 1,004 nm que se solapa con el de la illita, cuando se calienta la muestra a 300 y 550 ºC. Es importante indicar también, la presencia del doblete característico, asociado a caolinita (0,358 nm) y clorita (0,352 nm) en el agregado orientado.

Como se puede observar en la tabla 2.17, los minerales illita, caolinita, cuarzo, clorita y esmectita se presentan en mayor o menor proporción en la mayoría de los horizontes estudiados o en la totalidad de suelos, como es el caso de illita, caolinita y cuarzo. Sin embargo, serpentina y jarosita están presentes únicamente en P2M (55-65) y en porcentajes elevados (49 y 11%, respectivamente). Por tanto, se analizó adicionalmente la fracción tierra fina (≤2mm) en este suelo, encontrándose el siguiente contenido mineralógico: 54% de halita, 25% cuarzo, 12% serpentina, y 9% yeso para el horizonte superficial (10-15 cm) y cantidades muy similares para el horizonte subsuperficial (55-65 cm) (50% halita, 30% cuarzo, 11% serpentina y 9% yeso). Estos resultados complementan los obtenidos en la fracción arcilla. La

morfología característica de los minerales del grupo de la serpentina de hábito fibroso, fue observada mediante TEM (Fig. 2.29).

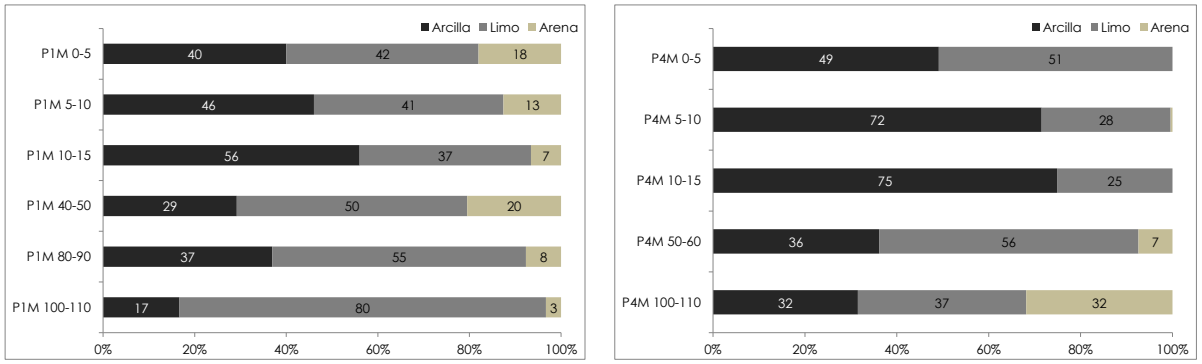


Figura 2.28: Contribución porcentual de cada fracción textural a diferentes profundidades para los suelos P1M y P4M (Laguna Las Marites)

En la figura 2.30 se presentan los difractogramas correspondientes para los suelos en la LM. Para cada uno de los horizontes se realizaron los tratamientos mencionados en la etapa de material y métodos, sin embargo, se muestran en las figuras correspondientes aquellos tratamientos que destaquen alguna característica propia o que resuma la composición mineralógica que denota dicho perfil. Ejemplo de ello se presenta en el suelo P2M para el cual se muestran la totalidad de tratamientos realizados en el horizonte subsuperficial a 55-65 cm con la finalidad de observar los agudos picos asociados al grupo de las serpentinas y la presencia de jarosita, fundamentalmente con el doblete a 0,311 y 0,307 nm. La formación de jarosita en este suelo, se atribuye a la oxidación de pirita durante la eliminación de la MO con H_2O_2. Se registraron para P2M, los mayores contenidos de S de los suelos estudiados en esta sección (4,2%, Tabla 2.16).

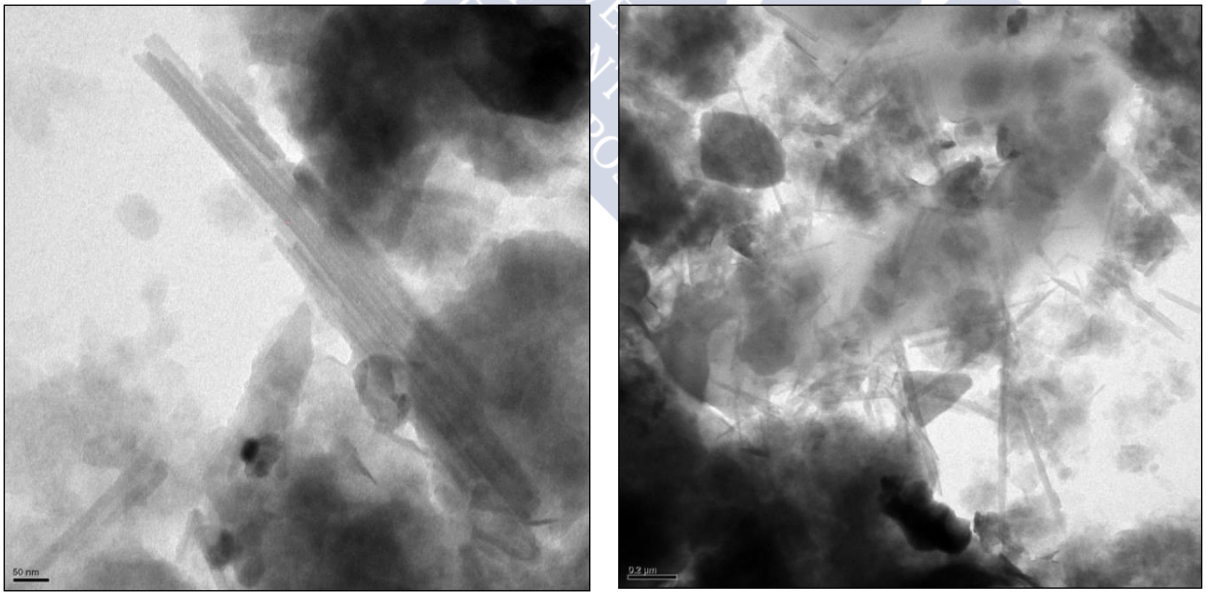


Figura 2.29: Imágenes de TEM para el horizonte subsuperficial (55-65 cm) de P2M. Destaca el mineral de morfología fibroso del grupo de la serpentina

El complejo Paraguachí, de composición ultramáfica aflora en el Cerro El Copey al norte de la LM, a la cual se conecta por una red de quebradas tributarias (Fig. 2.26). González de Juana y colaboradores, (1980) señalan que este macizo constituye la mayor elevación en la isla (900 m de altitud) y que está soportado por una gran masa de serpentinitas. Esto explica la

presencia de grandes cantidades de serpentina en el suelo P2M, en el cual desembocan directamente afluentes secundarios de algunos ríos (p.ej. Río San Juan Bautista, Caño Las Maritas) que se forman en el Cerro El Copey. Los detritos generados a partir de la meteorización de estas rocas, son transportados por los ríos hasta desembocar en la laguna (Fig. 2.67).

De la misma manera, la presencia de los complejos metamórficos encontrados al oriente de la isla, explicaría la presencia de clorita en los suelos de manglar ubicados en esta laguna. Por ejemplo, Bonilla y Okuda (1971) reportan en el área en la que se colectó el suelo P4M, una quebrada que conecta la laguna con dicho complejo, Caño Caracolito (Fig. 2.26). Aunque en la actualidad este tributario así como otros ubicados al norte, podría haberse secado o ser visible en épocas de lluvias torrenciales, su existencia en décadas anteriores, explicaría el transporte de sedimentos hacia la laguna.

El Complejo Paraguachí, ha sido designado como un conjunto de rocas anfibolíticas del grupo de las llamadas rocas verdes por la presencia de abundante clorita (LEV, 2011). Por tanto, la clorita se presenta como un mineral heredado, consecuencia de los procesos de meteorización de las rocas metamórficas preexistentes donde representa un mineral accesorio (Bailey, 1988), por lo que fue encontrado en bajas cantidades (<10%).

Se ha reportado en la literatura, la dificultad para identificar clorita cuando coexiste con caolinita, especialmente en muestras de suelo y sedimentos recientes. Si la clorita además se encuentra en bajas concentraciones, como es el caso en los suelos de estudio, las intensidades de los picos pueden no ser suficientes para su identificación (Barnhisel & Bertsch, 1989). Esta dificultad, unida a su baja estabilidad mineral, son las razones por las que no se reporta con frecuencia su presencia en suelos (Bertsch, 1989). La clorita fue encontrada únicamente en la LM, por lo que su origen alóctono parece estar relacionado con la presencia de los complejos ultramáficos reportados en la región oriental de la Isla de Margarita (Fig. 2.26).

Para el suelo P5M*T*, se presentan los difractogramas de los agregados orientados y los calentados a 550ºC de las muestras 0-20 y 100-110 cm, destacando la presencia de clorita y caolinita (Fig. 2.30). Como se ha mencionado, la estructura cristalina de la clorita no es afectada por la saturación con distintos iones, solvatación con glicerol o etilenglicol, sin embargo, las intensidades de los picos frecuentemente varían por el calentamiento. Cuando la clorita es calentada a temperaturas del orden de 500 ºC, la intensidad de la reflexión 001 (1,400 nm) se incrementa entre dos y cinco veces, y al mismo tiempo, el resto de sus efectos de difracción característicos disminuyen en intensidad. Este hecho es claro en el horizonte más profundo de P5MT (Fig. 2.30).

Para el suelo P4M, se construyeron los difractogramas de los agregados orientado y solvatados en el horizonte más superficial (0-5 cm) y el más profundo (100-110 cm), destacando la presencia de esmectita, la cual podría tener en esta laguna un origen autigénico. Velde y Church (1999), indicaron que cambios cíclicos en el potencial redox de la superficie en los suelos de las marismas conllevan a la formación de minerales de esmectita provenientes de la transformación de illita y clorita, ambos presentes en estos suelos en cantidades elevadas, fundamentalmente illita (22-61%).

El tipo de esmectita presente en la LM, podría ser beidellita, como producto de meteorización de illita (por perdida de potasio) y clorita. Sin embargo, no es posible asegurar su presencia con los tratamientos que se han realizado para su identificación. La abundancia de illita es elevada en todos los suelos estudiados, siendo un componente mayoritario mientras (a diferencia de los desarrollados en La Restinga y Cuare), en las Marites se presentan

cantidades de clorita (<10%) similares a aquellas dadas para esmectita (<15%). Borchardt (1989), destaca que las micas y las cloritas disponen de la sustitución tetraédrica requerida por la estructura de la beidelita. Además de ello, la beidelita se forma únicamente en horizontes con elevados contenidos de MO y con pH<6,7; condiciones que aparentemente favorecen el Al monomérico necesario para que se lleve a cabo la sustitución de Al por Si en la capa tetraédrica (Douglas, 1982). En general, estas condiciones (MO: 20-60%, pH=6,0-7,0) se cumplen en los suelos considerados (Tabla 2.16) por lo que no se descarta su presencia en la LM.

Sin embargo, es posible que la esmectita identificada en el suelo P2M sea saponita. El tipo de esmectita presente en el suelo, está determinado parcialmente por la roca parental. Las rocas básicas, las cuales contienen elevadas concentraciones de Fe y baja de Al, frecuentemente meteorizan a esmectita ferruginosa, mientras, las grandes cantidades de Mg que contiene la serpentina, favorecen la formación de esmectita enriquecida en Mg (saponita) (Borchardt, 1989). Por tanto, los elevados contenidos en serpentina (49%) en este suelo, podrían conducir a la formación de saponita, sin embargo con los resultados obtenidos hasta el momento no es posible confirmar esta hipótesis.

2.4.3.2 Análisis mineralógico para la fracción arcilla de los suelos de manglar en la Laguna La Restinga

Los difractogramas correspondientes a la fracción arcilla de los suelos de manglar ubicados en la LR, permiten la identificación de vermiculita, esmectita, haloisita, illita, feldespatos y cuarzo. El cuarzo, mineral dominante en los suelos de manglar de la LM (7-27%), se encuentra también en los de la LR con contenidos ligeramente superiores (6-34%) (Tabla 2.17). A diferencia de Las Marites, en La Restinga se identificó la presencia de haloisita, un mineral del grupo del caolín, de menor estabilidad que la caolinita. Por su parte, la presencia de feldespatos (P1RC, P4R 70-80) y vermiculita (P4R) en la LR (no identificados en la LM), estuvo asociada a muestras puntuales. Además, la clorita no fue identificada en esta laguna (presente en la LM), mientras la esmectita únicamente se reconoció en el horizonte de mayor profundidad (120 -130 cm) del perfil P7R.

Como ya se ha mencionado, las principales unidades geológicas responsables de la contribución de minerales de origen terrestre en las lagunas de Margarita son el Grupo Juan Griego y el Complejo Metamórfico de Paraguachí (Fig. 2.26). El Grupo Juan Griego está constituido por rocas de origen sedimentario metamorfizadas a la facies de los Esquistos Verdes. La presencia de anfibolitas, en las cuales es abundante la clorita es escasa, encontrándose principalmente en la base del grupo. Esto podría explicar la ausencia de clorita en los suelos estudiados en la LR, cuya contribución de detritos proviene del sector occidental de la isla en donde aflora extensamente el Grupo Juan Griego, además de una red de quebradas que desembocan en la zona oeste de la laguna (Fig. 2.26).

En la región sur de la laguna, el aporte fluvial es escaso por lo que las formaciones Los Robles, El Manglillo y el Grupo Juan Griego no contribuyen de manera significativa con el suministro de detritos. Sin embargo, la presencia de pequeñas cantidades de feldespatos en el suelo P4R, parece indicar un antiguo aporte de sedimentos por parte del complejo metamórfico de Macanao (sector occidental de la isla), el cual consiste en una secuencia feldespática (González de Juana, et al., 1980). En este suelo, además de feldespato, se identificó cuarzo, illita, haloisita y vermiculita (Tabla 2.17).

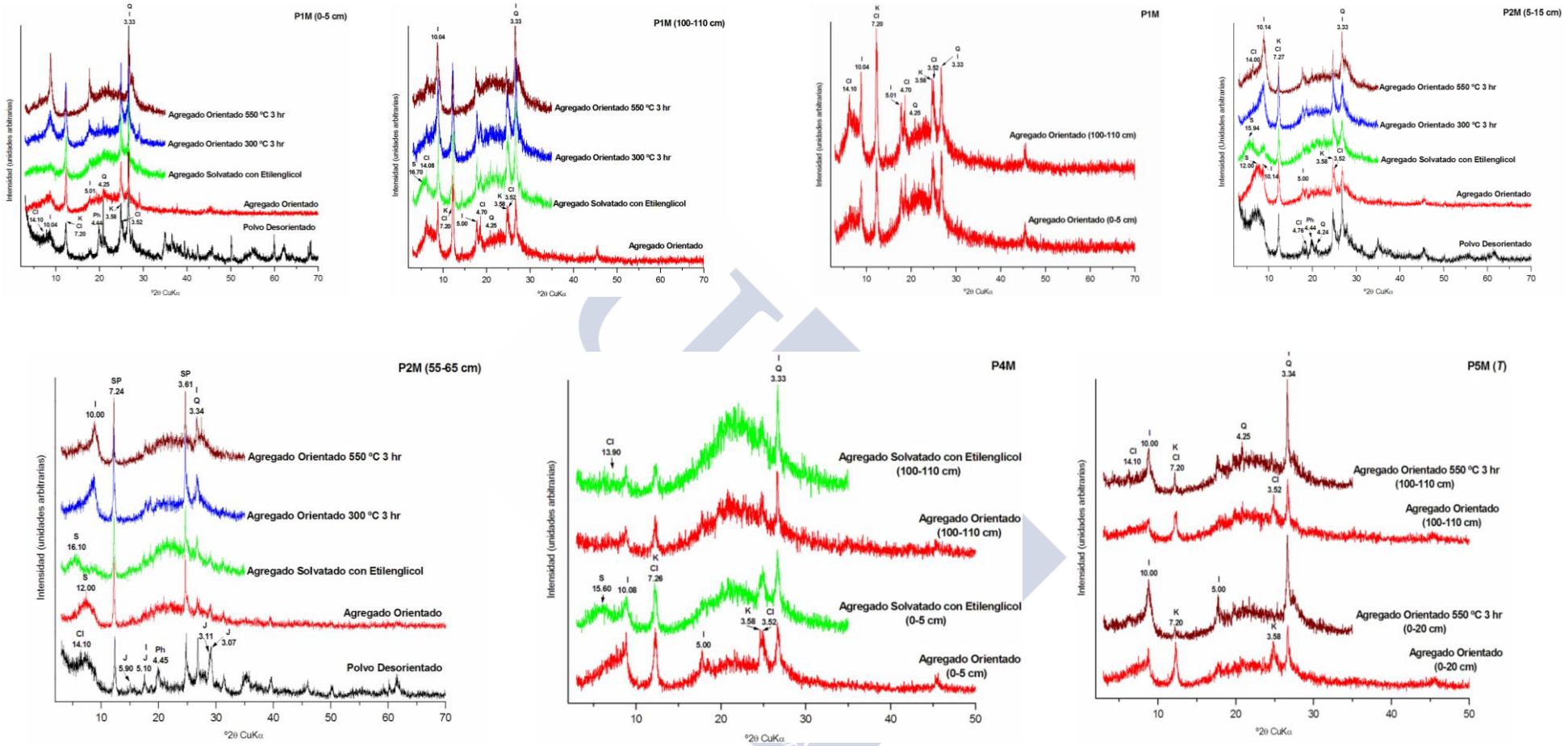


Figura 2.30: Difractogramas de la fracción ≤ 2 µm para los suelos en la Laguna Las Marites (M). Los números son valores de *d* (x10^{-1} nm). Los picos sin etiqueta corresponden a distintos órdenes de difracción de los consignados. Q: cuarzo; J: jarosita; I: illita; K: caolinita; S: esmectita; Cl: clorita; SP: serpentina.

La vermiculita mostró un pico de pequeña intensidad a 1,415 nm que no sufrió modificación después del tratamiento con etilenglicol, no se observó a 550 ºC, y pasó a formar parte del pico de 1,000 nm característico de la illita (Fig. 2.31), como consecuencia del colapso de su estructura por el efecto de la temperatura (el aumento en la intensidad de la señal a 1,000 nm evidencia dicho colapso).

Los suelos que conforman P1R, en su totalidad están constituidos por: illita, haloisita y cuarzo y esmectita y feldespatos en algunos horizontes. La presencia de esmectita es notoria en P1RA y en el horizonte superficial (0-5 cm) de P1RC, mientras los feldespatos fueron observados en el suelo P1RC. En general, en P1R la haloisita mostró picos bien definidos y de gran intensidad (Fig. 2.31).

La illita también mostró efectos intensos, siendo notorio un aumento de los mismos, luego de los tratamientos térmicos, como consecuencia de la contribución de la esmectita que colapsa su estructura a espaciados del orden de 1,000 nm con el aumento de la temperatura. Este conjunto de suelos, corresponde a una sucesión de manglar (A, B y C) en el cual el transepto desde la zona más interna del bosque (A) hasta el área en comunicación directa con la laguna (C), involucra una transición de especies de mangle (A: Mezcla de *Laguncularia* y *Avicennia*, B: *Laguncularia*, *Avicennia* y *Rhizophora*, C: Rodal de *Rhizophora.*

Las alteraciones diagenéticas, pueden conducir a la autigénesis de minerales de arcilla y el incremento en el contenido de arcilla con la profundidad, puede indicar una imposición gradual de diagénesis sobre pedogénesis (Ferreira et al., 2007). Este efecto es notorio en P1RA en donde se registró un 12% de esmectita en los 5 cm más superficiales mientras hacia los 100 cm de profundidad su contenido aumentó hasta un 20% (Tabla 2.17). Esta mayor proporción de minerales 2:1 en profundidad en relación a los horizontes más superficiales, es debida a su elevado tiempo de reacción (Pugliese, et al., 2014).

El enriquecimiento en esmectita y la disminución de caolinita en los horizontes más profundos, respecto a los más superficiales, podría ser un indicio del proceso de transformación de caolinita a esmectita en suelos de manglar explicado por Pugliese y colaboradores (2014). La abundancia de Fe proveniente de los sedimentos continentales, condiciones reducidas debido a la descomposición de la MO y la actividad microbiana, pH mayormente neutro y abundancia de Na^{+}, K^{+} y Mg^{2+} del agua de mar, son parámetros desencadenantes de dicha transformación con la subsecuente illitización en los manglares.

Para el suelo P7R, la composición mineralógica está descrita por la presencia de esmectita, moscovita, haloisita y cuarzo. La moscovita, fue identificada en este perfil por picos muy agudos y bien definidos. La esmectita solo fue identificada hacia los 120 cm del perfil por el ligero desplazamiento de la señal asociada hasta 1,270 nm luego de la solvatación con etilenglicol. No se observó la presencia de cuarzo en P7R a excepción de cantidades muy bajas (6%) hacia las mayores profundidades del perfil (120-130 cm). La mica moscovita estuvo presente en este suelo, en cantidades muy elevadas (57-71%).

Los resultados obtenidos para las dos lagunas de Margarita, denotan suelos constituidos fundamentalmente por illita, cuarzo y minerales 2:1 (grupo del caolín: caolinita/haloisita) en la fracción arcilla. El mineral más abundante fue illita, cuyos rangos de concentración varían entre 37% (P1RC 0-5) y 54% (P1RB 80-90). En segundo lugar, el cuarzo también se presentó en cantidades elevadas en la LR, registrando una concentración entre 12% (P1RA 0-5) y 62% en P1RC (10-15 cm).

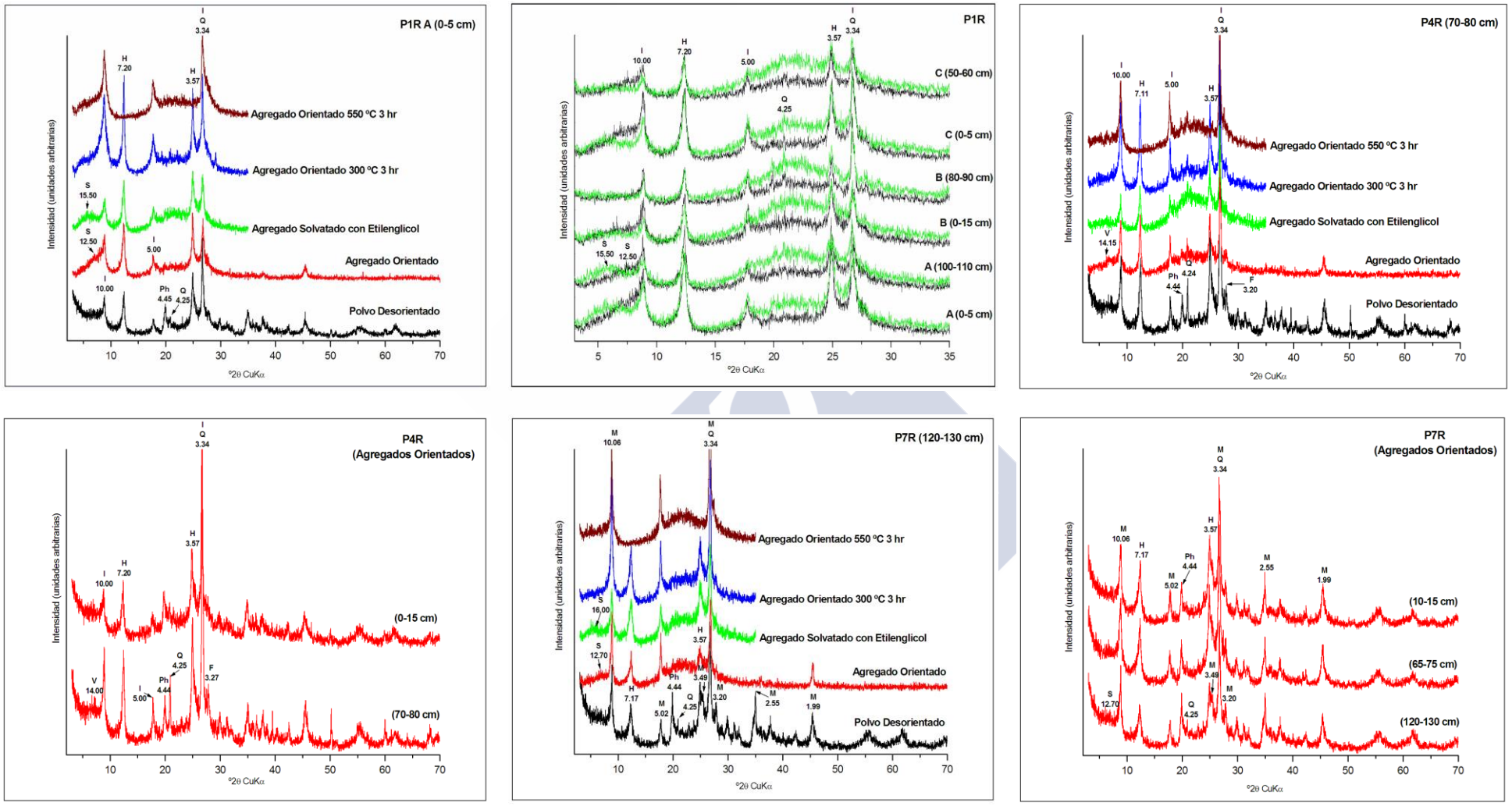


Figura 2.31: Difractogramas de la fracción ≤ 2 µm de los suelos en la Laguna La Restinga. Los números son valores de *d* (x10^{-1} nm). Los picos sin etiqueta corresponden a distintos órdenes de difracción de los consignados. Q: cuarzo; F: feldespato; I: illita; H: haloisita; V: vermiculita; S: esmectita

Los minerales del grupo de la esmectita, vermiculita, feldespato y moscovita, reflejaron una distribución local según el horizonte y/o perfil de suelo considerado. La principal diferencia entre ambas lagunas, estuvo marcada por la presencia de haloisita en la LR y de caolinita en la LM.

- **Análisis mineralógico para la fracción arcilla de los suelos de manglar en el Golfete de Cuare**

En la región de Cuare (Estado Falcón), se consideraron dos suelos de manglar (P4G y P10G), un suelo desarrollado bajo vegetación raza (P2C) y un sedimento (P1C). Los suelos de manglar se ubicaron bordeando al GC y correspondieron a zonas degradadas (no preservadas). La composición mineralógica en general, incluye la presencia de cuarzo, illita, haloisita, goethita y pirofilita. Estos dos últimos minerales, no fueron identificados en los suelos estudiados en la Isla de Margarita (LR y LM).

Las unidades geológicas presentes en el área adyacente al GC son esencialmente lutíticas (p.ej. Formación Pozón y Formación San Lorenzo). La historia geológica y sedimentológica en la Cuenca de Falcón indica que en la región de Falcón oriental y suroriental entre el Oligoceno y el Mioceno superior se desarrolló una cuenca marina abierta hacia el noreste con mares profundos (Agua Salada), probablemente comunicados con la Cuenca de Falcón central, donde se sedimentó un gran volumen de arcillas, frecuentemente calcáreas, en sucesión monótona (González de Juana, et al., 1980). Esto ha contribuido a la acumulación de sedimentos y rocas de grano fino como constituyentes principales de la matriz mineral en las planicies costeras adyacentes al GC.

La distribución espacial de Ca, K, Na, Mg y Fe en los sedimentos de fondo del GC, según Barrios (2006), está regulada por la fracción de sedimentos siliciclásticos, donde destacan los oxihidróxidos de hierro (Tabla 2.18) y las arcillas del grupo de la illita-esmectita. Por su parte, Raga (2006) indica que la composición mineralógica presente en los suelos del Cayo Ánimas (PNM) ubicados al noreste del GC está caracterizada por contener cuarzo, illita, montmorillonita y posiblemente glauconita, además de pequeñas cantidades de pirita.

De la misma manera, un estudio de DRX realizado en los sedimentos de fondo de la sección este del GC y su zona próxima costera, constató la presencia de cuarzo, calcita, goethita y arcillas tipo caolinita e illita para la fracción lodo (62 µm) (Moreno, 2009). Estas investigaciones previas coinciden con la composición mineralógica obtenida en la fracción arcilla de los sedimentos y suelos de Cuare, la cual consiste en un dominio de illita (al igual que en las lagunas de Margarita), con contenidos que van desde 18% (P1C bm) hasta 64% (P4G 30-35) además de la presencia de cuarzo, cristobalita, jarosita, pirofilita, caolinita, haloisita, vermiculita y goethita.

El cuarzo, estuvo presente en la totalidad de muestras (15-38%), mientras uno de sus polimorfos, cristobalita (13-71%), se identificó además a partir de los 5 cm de profundidad de P10G (5-90 cm). La génesis de este mineral, en ocasiones está relacionada con la actividad volcánica (Knizek, 1963), pero en este caso su origen probablemente es sedimentario una vez que se ha producido la disolución de esqueletos de diatomeas. Por su parte, la haloisita estuvo presente en concentraciones mínimas de 11% (P4G 115-120) y máximas de 32% (P1C bm), ausente por el contrario a partir de los 5 cm más superficiales de P10G (5-90 cm). La caolinita fue únicamente identificada en el horizonte superficial (5-15 cm) de P10G.

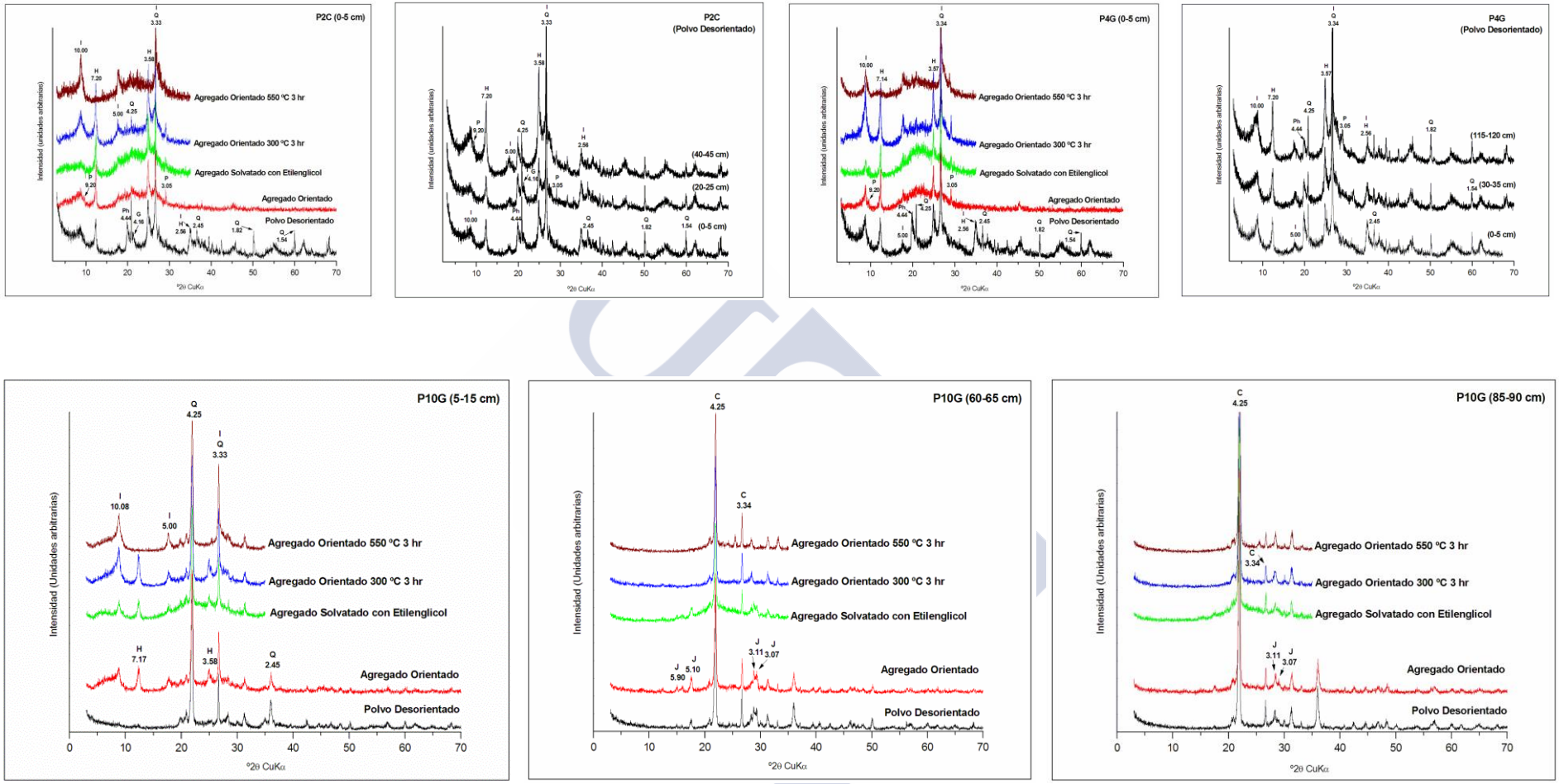


Figura 2.32: Difractogramas de la fracción ≤ 2 µm de los suelos en el Golfete de Cuare (G) y albúfera norte (C). Los números son valores de *d* (x10^{-1} nm). Los picos sin etiqueta corresponden a distintos órdenes de difracción de los consignados. Q: cuarzo; C: cristobalita; I: illita; J: jarosita; H: haloisita; P: pirofilita.

A excepción de los mencionados, el resto de minerales que se presenta en la tabla 2.17, fue de distribución local. De ellos, la pirofilita fue encontrada en bajas cantidades (4-12%) en los suelos P2C y P4G (a excepción del horizonte P4G 20-25 en donde no fue detectada su presencia). Este mineral ($Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$) no es encontrado con frecuencia en suelos, sin embargo, algunos autores como Zelazny y Calhoun (1977) citan algunos reportes de pirofilita en suelos fuertemente ácidos de los Llanos Orientales de Colombia.

Del grupo de las arcillas, esmectita estuvo presente en el sedimento P1C (15%) y en P10G (5-15, 10%), mientras vermiculita únicamente fue detectada (11%) en P1C bm (bajo el manglar). Por su parte, la goethita, se identificó en muy baja proporción (2-5%) en el suelo de vegetación baja P2C. Finalmente, se detectó la presencia de jarosita (3-15%) en los niveles de mayor profundidad de P10G (60-90 cm).

2.4.3.3 Tendencias de evolución mineralógica

Una valoración de la evolución mineral actual de los sistemas puede ser obtenida a partir de los datos de composición de la disolución de equilibrio del suelo. La fase fluida de la mezcla suelo-agua tras un tiempo de contacto de diez días, podría ser utilizada como una aproximación a esta disolución de equilibrio (Aguilar Ruiz, et al., 1998). Los resultados obtenidos para los suelos de manglar, indican que la disolución de equilibrio está sobresaturada en un gran número de especies, por lo que pueden presentarse en forma estable asociaciones muy diversas de minerales primarios y secundarios. Estos datos fueron mostrados en el apartado que antecede (capítulo II-B).

Los resultados ponen de manifiesto suelos con un elevado grado de evolución en donde predomina la caolinita como fase más estable. Se han identificados pequeñas cantidades de clorita en presencia de caolinita para la fracción arcilla de los suelos de manglar en la LM. De acuerdo a los resultados obtenidos hasta el momento, es probable que la clorita heredada en este ecosistema experimente alteración a caolinita debido a su mayor estabilidad. El suelo P5M así como el horizonte más profundo (100-110 cm) de P1M, se ubican en el campo de estabilidad dado para la clorita pero acercándose a la línea de saturación para caolinita, lo que podría sugerir su transformación a esta fase final al alcanzar condiciones de equilibrio.

Se han construido diagramas de equilibrio que recogen una variedad de fases minerales, tanto estables como metaestables y que proporcionan información complementaria acerca de la estabilidad de los minerales en el suelo, cuando éste alcanza condiciones de equilibrio. Considerando la actividad de H_4SiO_4 y Al^{3+}, la disolución del suelo en general se encuentra saturada en cuarzo como fase de mayor estabilidad. La caolinita es el mineral más estable en relación a haloisita, imogolita y gibbsita (excepto a muy bajas actividades de la sílice) (Churchman, 2000), tal y como se observa en las disolución de equilibrio para los suelos de manglar. La presencia de pirofilita en la fracción arcilla de los suelos (p.ej. P4G) puede ser explicada por la elevada estabilidad de este mineral a baja actividad de la sílice.

Un aspecto de gran importancia en un gran número de suelos, es la presencia de minerales 2:1, heredados o neoformados, muchos de los cuales no son considerados con frecuencias en los diagramas de equilibrio, o que en caso de ser representados, son notorias grandes variaciones de composición por lo que no se conoce con precisión cuál de ellas es la existente en los suelos, principalmente en los ácidos (Fernández & Macías, 1987).

Las arcillas metaestables como illitas, montmorillonitas y los interestratificados, se formarían en lugar de moscovita y pirofilita por cristalización rápida a partir de disoluciones sobresaturadas. Las características geoquímicas en ambientes estuarinos, proveen condiciones

adecuadas para la neo formación de minerales, siendo favorables para la estabilidad de minerales de arcilla 2:1 así como su precipitación, debido a la elevada concentración de elementos en la solución del suelo (Prada-Gamero, et al., 2004).

Se muestran en la figura 2.33, los resultados para el sistema $MgO\text{-}SiO_2\text{-}Al_2O_3\text{-}H_2O$, trazando líneas de equilibrio para una esmectita alumínica estable de Alabama, proveniente de suelos montmorilloníticos naturalmente ácidos. El equilibrio caolinita-esmectita se produce a valores de $Mg^{2+}/(H^+)^2$ menores o similares a los del equilibrio caolinita-clorita para valores elevados de H_4SiO_4, por lo que muestras sobresaturadas en clorita o pirofilita podrían estarlo también en esta esmectita (Fernández & Macías, 1987), tal como se observa en algunos horizontes de suelos de manglar saturados en clorita. Se procedió del mismo modo con la vermiculita (Fernández & Macías, 1987).

Los resultados obtenidos para los suelos de manglar muestran una sobresaturación en moscovita para la disolución de equilibrio en un gran número de horizontes, principalmente en aquellos suelos que constituyen el PNM. La ausencia de este mineral en la fracción arcilla de los suelos y la gran abundancia de illita, sugieren que éste constituye un producto de alteración de la moscovita, presente en las rocas y sedimentos que afloran en las planicies adyacentes a los ecosistemas (ver capítulo I, marco geológico). Otro posible origen de la illita puede ser sedimentario, asociado a rocas lutitas en las que éste mineral es el principal constituyente y que dominan en las regiones de estudio. Un ejemplo lo constituye el Grupo Punta Carnero, constituido por las formaciones Las Bermúdez, El Dátil y Punta Mosquito, esencialmente lutíticas. La sección tipo de la Formación Punta Mosquito, se ubica en la costa sur de la Isla de Margarita, al sur de la LM (Fig. 2.26).

a) Sistema $SiO_2\text{-}Al_2O_3\text{-}MgO\text{-}H_2O$ **b) Sistema $SiO_2\text{-}Al_2O_3\text{-}K_2O\text{-}H_2O$**

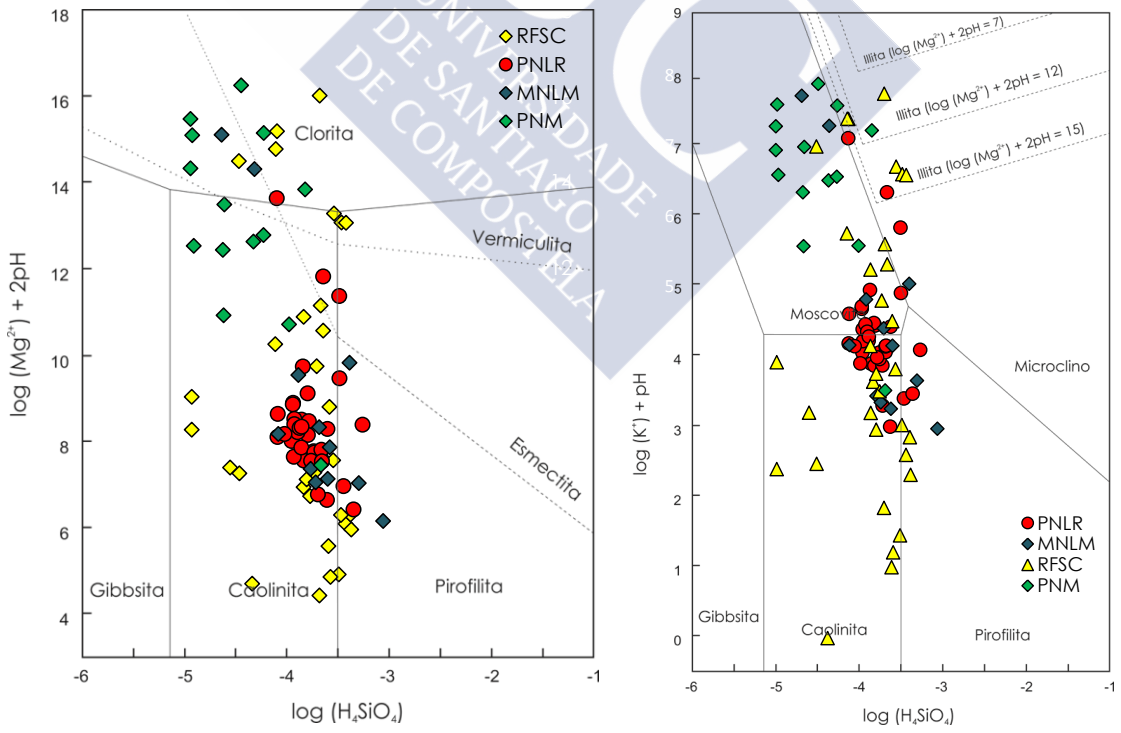


Figura 2.33: Líneas de estabilidad de los minerales de arcilla: esmectitas, vermiculitas e illita (Tomado de Fernández y Macías, 1987)

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

2.4.4 Conclusiones

Los suelos de manglar de la costa norte de Venezuela presentan una huella mineralógica que consiste en minerales autóctonos y alóctonos. Los minerales de origen alóctono encontrados (illita, cuarzo, feldespatos, goethita y haloisita), son de origen terrestre, que han sido transportados por los ríos que drenan la planicie costera, así como también pueden formarse a partir de la plataforma continental debido a las corrientes de marea o como resultado de eventos transgresivos.

La abrasión de partículas (producto de la erosión y meteorización de rocas preexistentes en el ambiente exógeno), un proceso típico en ambientes tropicales, explica el fraccionamiento y permanencia de minerales primarios (cuarzo) en la fracción arcilla de los suelos de manglar, lo cual está relacionado con la estabilidad favorecida por un ambiente geoquímico enriquecido en cationes básicos provenientes del agua de mar. Su presencia está determinada por la litología de las zonas de estudio, por lo que su origen es detrítico, siendo heredados de la roca parental y permaneciendo en los suelos de manglar debido a su elevada estabilidad.

En líneas generales el análisis semicuantitativo, denota como mineral mayoritario en la totalidad de muestras a illita (18-64%). La neoformación de esmectita puede llevarse a cabo, sin embargo se sugiere la formación de vermiculita y esmectita a partir de la degradación de la illita.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

2.5 BIBLIOGRAFÍA

Aguilar Ruiz, J., Calvo de Anta, R., Fernández Ondoño, E. & Macías Vázquez, F., 1998. Geoquímica de la alteración y edafogénesis de rocas serpentinizadas de la Sierra Bermeja (Málaga). *Edafología*, Volumen 5, pp. 135-151.

Allen, B. & Hajek, B., 1989. Mineral Ocurrence in Soil Environments. En: J. Dixon & S. Weed, edits. *Minerals in Soil Environments.* Madison, Wisconsin: Soil Science Society of America, pp. 200-264.

Alongi , D. M., Christoffersen, P. & Tirendi, F., 1993. The influence of Foresttype on microbial-nutrient relationships in tropical mangrove sediments. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* , Volumen 171, pp. 201-223.

Alongi, D. M., 2008. Mangrove forests: Resilience, protection from tsunamis, and responses to global climate change. *Estuar. Coast Shelf Sci.,* Volumen 76, pp. 1-13.

Alongi, D. M., Boto, K. G. & Tirendi, F., 1989. Effect of exported litter on bacterial productivity and dissolved organic carbon fluxes in adjacent tropical nearshore sediments. *Marine Ecology Progress Series,* Volumen 56, pp. 133-144.

Alongi, D. M. & Carvalho, N. A., 2008. The effect of small-scale logging on stand characteristics and soil biogeochemistry in mangrove forests of Timor Leste. *Forest Ecol. Manage,* Volumen 255, pp. 1359-1356.

Ann, Y., Reddy , K. R. & Delfino, J. J., 2000. Influence of chemical amedments on phosphorus immobilization in soils from a constructed wetland. *Ecol. Eng.* , Issue 14, pp. 157-167.

Anthony, E. J., 2004. Sediment dynamics and morphological stability of estuarine mangrove swamps in Sherbro Bay, West Africa.. *Marine Geology,* Volumen 208, pp. 207-224.

Barnhisel, R. I. & Bertsch, P. M., 1989. Chlorites and Hydroxy-Interlayered Vermiculite and Smectite. En: S. S. S. o. America, ed. *Minerals in Soil Environments.* Madison, Wisconsin: Soil Science Society of America, pp. 729-780.

Barreto, M. B., 2004. Cambios espacio temporales de la salinidad y estructura del manglar en el Golfete de Cuare, Venezuela. *Acta Biol. Venez.,* 24(1), pp. 63-79.

Barreto, M. B., 2008. Diagnostics About the State of Mangroves in Venezuela: Case Studies from the National Park Morrocoy and Wildlife Refuge Cuare. En: *Mangroves and Halophytes. Restoration and Utilisation.* s.l.:s.n., pp. 51-64.

Bayer, C. y otros, 2001. Changes in soil organic matter fractions under subtropical no-till cropping systems.. *Soil Sci. Soc. Am. J.* , Volumen 65, pp. 1473-1478.

Berner, R. A. & Raiswell, R., 1984. C/S method for distinguishins freswater from marine sedimentary rocks. *Geology,* Volumen 12, pp. 365-368.

Bonilla, J. & Okuda, T., 1971. Condiciones Hidrográficas del agua y caracteristicas quimicas de los sedimentos de la Laguna Las Maritas (Margarita). *Bol. Inst. Oceanogr. Univ. Oriente,* 10(1), pp. 81-91.

Borchardt, G., 1989. Smectites. En: S. S. S. o. America, ed. *Minerals in Soil Environment.* Madison, Wisconsin: Soil Science Society of America , pp. 675-719.

Bouillon, S. y otros, 2003. Sources of organic carbon in mangrove sediments: variability and possible ecological implications. *Hydrobiologia,* Volumen 495, pp. 33-39.

Bouillon, S., Rivera-Monroy, V. H., Twilley, R. R. & Kairo, J. G., 2009. Mangroves. En: D. Laffoley & G. Grimsditch, edits. *The Management of Natural Coastal Carbon Sinks.* Switzerland: IUCN, p. 53 pp..

Brookins, D. G., 1988. Eh-pH Diagrams for geochemistry. *Springer-Verlang. Berlin* .

Brown, G., 1980. Associated minerals. En: G. W. Brindly & G. Brown, edits. *Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification.* London: Mineralogical Society, pp. 361-410.

Calvo de Anta, R. & Macías, F., 1992. Procesos de alteración inducidos por actividades humanas en materiales con sulfuros de Galicia. En: J. Blanco, ed. *Alteraciones y Paleoalteraciones I.* Salamanca: Gráficas Baroba, pp. 262-271.

Camps Arbestain, M. y otros, 2004. Pautas para inducir una acumulación adicional de carbono orgánico en biomasa forestal y en suelos agrícolas, pascícolas y forestales en la comunidad autónoma del País Vasco. *Edafología,* 11(2), pp. 171-196.

Chamley, H., 1989. *Clay sedimentology.* Giessen: Springer-Verlag.

Chesworth, W., 2008. *Encyclopedia of Soil Science.* 1 ed. Dordrecht: Springer.

Chesworth, W., 2008. Phase rule and phase diagrams. En: W. Chesworth, ed. *Encyclopedia of Soil Science.* Dordrecht: Springer, pp. 539-547.

Chesworth, W. & Macías, F., 1981. *Inorganic buffer in soils,* Guelph: Progress Report, 1980, Dpt. L.R.S, Univ. of Gueph.

Christensen, B., 1992. Size-fractions in Soil and Organic Matter in Primary Particulate. *Advances in Soil Science,* Volumen 20, pp. 2-90.

Churchman, G. J., 2000. The Alteration and Formation of Soil Minerals by Weatering. En: M. E. Sumner, ed. *Handbook of Soil Science.* New York: CRC Press LLC, pp. F3-F76.

Cintrón , G. & Schaeffer-Novelli, Y., 1983. *Introducción a la ecología del manglar.* Montevideo, Oficina Regional de Ciencia y Tecnología de la Unesco para América Latina y el Caribe, 109 p..

Clough, B., 1992. Tropical Mangrove Ecosystems. En: A. Robertson & D. Alongi, edits. *Primary productivity and growth of mangrove forests.* Whashington: Am. Geophys. Union, pp. 225-249.

Cooper, J. A., 2001. Geomorphological variability among microtidal estauries from the wave dominated South African Coast. *Geomorphology,* Volumen 40, pp. 99-122.

Curi, N. y otros, 1993. *Vocabulário de ciencia do solos,* Campinas: Sociedade Brasileira de Ciencia do Solo.

Dehairs, F. y otros, 2000. Tracing mangrove carbon in suspended matter and aquatic fauna of the Gautami-Godavari Delta, Bay of Bengal (India). *Hydrobiologia,* Volumen 431, pp. 225-241.

Díaz, C., Castro, I. & Manjarrez, G., 2010. *Mangles de Cartagena de Indias:"Patrimonio biológico y fuente de biodiversidad",* Cartagena: Fundación Universitaria Tecnológico Comfenalco.

Dixon, J. B., 1989. Kaolin and serpentine group minerals. En: J. B. Dixon & S. B. Weed, edits. *Minerals in soil environments.* Madison: Soil Science Society of america, pp. 467-525.

Donato, D. C. y otros, 2011. Mangroves among the most carbon rich forests in the tropics. *Nature Geoscience,* Volumen 4, pp. 293-297.

Fanning, D. S., Keramidas, V. Z. & El-Desoky, M. A., 1989. Micas. En: J. B. Dixon & S. B. Weed, edits. *Minerals in soil environments.* Madison: Soil Science Society of America, pp. 551-634.

Fanning, D. S. y otros, 2002. Sulfides and Sulfates. En: J. B. Dixon & S. B. Weed, edits. *Minerals in soil environments.* Madison, USA: Soil Science Society of America, pp. 229-260.

Fernandez-Caliani, J. C. y otros, 2004. Formation de nontronita from oxidative dissolution of pyrite disseminated en precambrian felsic metavolcanics of the southern Iberian massif (Spain). *Clays and Clay Minerals,* Volumen 52, pp. 106-114.

Fernández, M. & Macías, F., 1987. Analisis de los procesos de alteración y neoformación en sistemas edáficos a partir de consideraciones termodinámicas de equilibrio de solución mineral. *Anales de edafología y agrobiología,* Volumen 47, pp. 3-25.

Fernández, M. & Macías, F., 1989. Neoformación de minerales de la arcilla en la España peninsular: Tendencias termodinámicas basadas en la composición de las aguas de los ríos españoles. *Cuad. Lab. Xeol. de LAXE,* Volumen 14, pp. 19-28.

Ferreira, T., 2005. *Procesos pedogenéticos e biogeoquímica de Fe e S em solos de manguezais.* Piracicaba: Tese (Doutorado)-Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz.

Ferreira, T. O., Otero, X. L., Vidal-Torrado, P. & Macías, F., 2007. Redox Processes in Mangrove Soils under Rhizophora mangle in Relation to Different Environmental Conditions. *Soil Science Society of America Journal,* 71(2), pp. 484-491.

Ferreira, T. O., Vidal-Torrado, P., Otero, X. L. & Macías, F., 2007. Are mangrove forest substrates sediments or soils? A case study in southeastern Brazil. *Catena,* Volumen 70, pp. 79-91.

Gardi, C. y otros, 2014. *Atlas de Suelos de América Latina y el Caribe.* 1 ed. Luxembourg: Comisión Europea-Oficina de Publicaciones de la Unión Europea.

Giani, L., Bashan, Y., Holguin, G. & Strangmann, A., 1996. Characteristics and methanogenesis of the Balandra lagoon mangrove soils, baja California Sur, Mexico. *Geoderma,* Volumen 72, pp. 149-160.

Giblin, A., 1988. Pyrite formation in marshes during early diagenesis. *Geomicrobiolo. J.,* Volumen 6, pp. 77-97.

Giri, C. y otros, 2008. Mangrve forest distributions and dynamics (1975-2005) of the tsunami-affected region of Asia. *Journal of Biogeography,* Volumen 35, pp. 519-528.

González de Juana, C., Iturralde de Arozena, J. & Picard, X., 1980. *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas.* tomo II ed. Caracas: Foninves.

Guitián, F. & Carballas, T., 1976. *Técnicas de análisis de suelos.* Santiago de Compostela, España: Pico Sacro.

Hess, H. & Maxwell, J., 1949. Geological reconnaissance of the Island of Margarita. *Geol. Soc. Am. Bull,* 60(12), pp. 1857-1868.

Howarth, R. W., 1984. The ecological significance of sulfur in the energy dynamics of salt marsh and coastal marine sediments. *Biogeochem.,* Volumen 1, pp. 5-27.

Howarth, R. W. & Giblin, A., 1983. Sulfate reduction in the salt marshes at Sapelo Island, Georgia. *Limnol. Oceanogr.,* Volumen 28, pp. 70-82.

Huerta-Díaz, M. A. & Morse, J. W., 1992. Pyritization of trace metals in anoxic marine sediments. *Geochim. Cosmochim.,* Volumen Acta 56, pp. 2681-2702.

Huerta-Díaz, M. A. & Reimer, J. J., 2010. Biogeochemistry of sediments. En: X. L. Otero Pérez & F. Macías Vazquez, edits. *Biochemistry and Pedogenetic Process in Saltmarsh and Mangrove Systems.* New York: Nova Science Publishers, pp. 1-24.

Imbert , D., Rousteau, A. & Scherrer, P., 2000. Ecology of mangrove growth and recovery in the lesser Antilles: state of knowledge and basis for restoration projects. *Restor Ecol. ,* Volumen 8, pp. 230-236.

IPCC, 1996. *Climate change 1995. The science of climate change. Contribution of working group I to the 2ª assessment report of the IPCC.,* Cambridge, UK: Intergovernment Panel on Climate Change and Cambridge University Press..

Jiménez C., F. J. y otros, 2010. The role of salt marshes in reducing the concentration of nitrate and phosphorus in eutroficated water: The Mar Menor Lagoon, a case study in semiarid Mediterranean areas of SE Spain. En: X. L. Otero P. & F. Macías V., edits. *Biogeochemistry and Pedogenetic Processes in Saltmarsh and Mangrove Systems.* New York: Nova Science Publishers, pp. 207-234.

Jiménez, J. A., 1999. Ambiente, distribución y características estructurales en los manglares del Pacífico de Centro América: contrastes climáticos. En: A. Yáñez-Arancibia & A. L. Lara-Domínguez, edits. *Ecosistemas de Manglar en América Tropical.* s.l.:Instituto de Ecología A.C. México, UICN/ORMA, Costa Rica, NOAA/NMFS Silver Spring MD USA, pp. 51-70.

Kampf, N., Marques, J. J. & Curi, N., 2012. Mineralogía de Solos Brasileiros. En: J. C. Ker, N. Curi, C. E. Schaefer & P. Vidal-Torrado, edits. *Pedología. Fundamentos.* Vicosa: MG, SBCS, pp. 82-128.

Kewei, Y. y otros, 2007. Major Biogeochemical Processes in Soils-A Microcosm Incubation from Reducing to Oxiding Conditions. *Soil Sci. Soc. Am. J.,* 71(4), pp. 1406-1417.

Knizek, I., 1963. Cristobalita en arcillas: Su significado genético y tecnológico. *Bol. Soc. Esp. Cerám.,* 2(1), pp. 5-25.

Kristensen, E. y otros, 2000. Carbon and nitrogen mineralization in sediments of the Bangrong mangrove area, Phuket, Thailand. *Aquatic microbial ecology*, Volumen 22, pp. 199-213.

Kristensen, E. y otros, 2000. Carbon and nitrogen mineralization in sediments of the Bangrong mangrove area. *Aquat. Microb. Ecol. ,* Volumen 22, pp. 199-213.

Kristensen, E., Bouillon, S., Dittmar, T. & Marchand, C., 2008. Organic matter dynamics in mangrove ecosystems. *Aquat. Bot.,* Volumen 89, pp. 201-209.

Kristensen, E., Devol, A. H., Ahmed, S. I. & Saleem, M., 1992. Preliminary study of benthic metabolism and sulfate reduction in a mangrove swamp of the Indus Delta, Pakistan. *Mar. Ecol. Prog. Ser.,* Volumen 90, pp. 287-297.

Ku, T. C. & Walter, L. M., 2003. Syndepositional formation of Fe-rich clays in tropical shelf sediments, San Blas Archipielago, Panama.. *Chem. Geo. ,* Volumen 197, pp. 197-213.

Lacerda, L. D., Ittekkot, V. & Patchineelam, S. R., 1995. Bogeochemistry of mangrove soil organic matter: a comparison between Rhizophora and Avicennia osils in south-eastern Brazil. *Estuarine Coast Shelf Sci,* Volumen 40, pp. 713-720.

Laffoley, D. d. & Grimsditch, G., 2009. *The management of natural coastal carbon sinks.*. Gland, Switzerland: IUCN.

LEV, 2011. *Código Estratigráfico de las Cuencas Petroleras de Venezuela.* [En línea] Available at: http://www.pdvsa.com/lexico/lexicoh.htm [Último acceso: 18 Septiembre 2011].

Luz, L. Q., Santos, M. C. & Mermut, A. R., 1992. Pedogenese em uma toposequencia do semi-árido de Pernambuco. *R. Bras. Ci. Solo,* Volumen 16, pp. 95-102.

Macías, F., Alvarez, E. & Calvo de Anta, R., 1992. Minerales secundarios de sistemas edáficos y control de la concentración de aluminio en ríos de Galicia. *Cuaderno Lab. Xeológico de Laxe,* Volumen 17, pp. 57-71.

Marchand, C., Baltzer, F., Lallier-Vergés, E. & Albéric, P., 2004. Pore-water chemistry in mangrove sediments: relationship with species composition and developmental stages (French Guiana). *Marine Geology,* Volumen 208, pp. 361-381.

Marchand, C. y otros, 2006. Heavy metals distribution in mangrove sediments along the mobile coastline of French Guiana. *Marine Chemistry,* Issue 98, pp. 1-17.

Marius, C. & Lucas, J., 1991. Holocene mangrove swams of West Africa: Sedimentology and soils. *J. Afr. Earth Sci.,* Volumen 12, pp. 41-54.

McKee, K. L., 1993. Soil physicocehmical patterns and mangrove especies distribution-reciprocal effects?. *J. Ecol. ,* pp. 477-487.

Monente, J. A., 1978. Estudio químico físico de la Laguna de La Restinga. En: E. d. I. M. d. Margarita, ed. *Memoria de la Sociedad de Ciencias Naturales y La Salle.* Punta de Piedras-Margarita: Fundación La Salle de Ciencias Naturales, p. 309.

Monente, J. A., 1978. Estudio Químico Físico de la Laguna de La Restinga. *Mem. Soc. Ciencias Naturales La Salle,* 83(110), pp. 227-309.

Munsell Color, 2000. *Munsell Soil Color Charts.* Revised Washable Edition ed. New Windsor, NY: Gretagmacbeth.

Neue, H. U. y otros, 1997. Carbon in tropical wetlands. *Geoderma,* Volumen 79, pp. 163-185.

Odum, E. P., 1972. *Ecología.* 3 ed. México: Nueva Editorial Interamericana.

Oliveira, M. L., Torrado Vidal, P., Otero, X. L. & Ferreira, J. R., 2007. Mercúrio total em solos de manguezais da Baixada Santista e Ilha do Cardoso, Estado de Sao Paulo. *Quim. Nova,* 30(3), pp. 519-524.

Otero, X. L., Calvo de Anta, R. M. & Macías, F., 2009. Iron geochemistry under mussel rafts in the Galician ria system (Galicia-NW Spain). *Estuarine, Coastal and Shelf Science,* Volumen 81, pp. 83-93.

Otero, X. L. y otros, 2008. Thionic or Sulfidic Soils. En: W. Chesworth, ed. *Encyclopedia of Soil Science.* Dordrecht: Springer, pp. 777-785.

Otero, X. L., Ferreira, T. O., Vidal-Torrado, P. & Macías, F., 2006. Spatial variation in pore water geochemistry in a mangrove system (Pai Matos Island, Cananeia-Brazil). *Appl. Geochem. ,* Volumen 21, pp. 2171-2186.

Otero, X. L. & Macías, F., 2002. Variation with depth and season in metal sulfides in salt marsh soils. *Biogeochemistry,* Volumen 61, pp. 247-268.

Otero, X. L., Macías, F. & Huerta-Díaz, M. A., 2003. Influence of a turbidite deposit on extent of pyritization of iron, manganese and trace metals in sediments from the Guaymas Basin, Gulf of California (Mexico). *Appl. Geochem.,* Volumen 18, pp. 1149-1163.

Palmieri, F., 1986. *A study of a climosequence of soils derived from volcanic rocks parent material in Santa catarina and Rio Grande do Sul States, Brazil.*. West Lafayette: Purdue University.

Parkhurst, D. L. & Appelo, C. A., 1999. User's guide to PHREEQC. A computer program for spetiation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. *Geological Survey Water-Resources Investigations Report,* 2(99-4259), p. 310.

Percival, H. J., 1985. *Soil solutions, minerals and equilibria.,* NZ: Soil Bur. Sci. Rep. 69.

Petschick, R., Kuhn, G. & Gingele, F., 1996. Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: Sources, transport, and relation to oceanography. *Mar. Geol. ,* Volumen 130, pp. 203-229.

Ponnamperuma, F. N., 1972. The chemistry of submerged soils. *Adv. Agron. ,* Volumen 24, pp. 29-96.

Pontevedra-Pombal, X., 2002. *Turberas de montaña de Galicia. Génesis, propiedades y su aplicación como registros ambientales geoquímicos.* Tesis Doctoral ed. Santiago de Compostela: Universidad de Santiago de Compostela (USC).

Pontevedra-Pombal, X., Nóvoa-Muñoz, J. C., García-Rodeja, E. & Martínez-Cortizas, A., 2006. Mountain mires from Galicia (NW Spain). En: I. P. Martini, A. Martínez & W. Chesworth, edits. *Peatlands: basin.* Amsterdam: Elsevier (Development in Earth Surface Processes).

Prada-Gamero, R. M., Vidal Torrado, P. & Ferreira, T. O., 2004. Mineralogia e fisio-quimica dos solos de mangue do Rio Iriri no canal de Bertioga (Santos, SP). *Revista Brasilera de Ciencia do Solo*, Volumen 28, pp. 233-243.

Preda, M. & Malconm, E., 2002. Trace metal ocurrence and distribution in sediments and mangroves, Pumicestone region, southeast Queensland, Australia. *Environment International*, Volumen 28, pp. 433-449.

Pugliese, G. y otros, 2014. Transformation of Kaolinite into Smectite and Iron-Illite in Brazilian Mangrove Soils. *Soil Science Society of America Journal*, Volumen 78, pp. 655-672.

Pugliese, G. y otros, 2014. Transformation of Kaolinite into Smectite and Iron-Illite in Brazilian Mangrove Soils. *Soil Science Society of American Journal*, Volumen 78, pp. 656-672.

Reddy, K. R., Kadlec, R. H., Flaig, E. & Gale, P. M., 1999. Phosphorus retention in streams and wetlands: a review. *Environ. Sci. Technol.*, Issue 29, pp. 83-146.

Richardson, J. L. & Daniels, R. B., 1993. Stratigraphic and Hydraulic Influences on Soil Color Development. En: R. Segoe, ed. *Soil Color*. Madison: Soil Science Society of America, p. 677.

Rickard, D., 1997. Kinetics of pyrite formation by the H2S oxidation of iron (II) monosulfide in aqueous solutions between 25 and 125ºC: Therate equation. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, Volumen 61, pp. 115-134.

Rickard, D. & Luther, G. W., 1997. Kinetics of pyrite formation by the H2S oxidation of iron (II) monosulfide in aqueous solutions between 25 and 125ºC: The mecanism. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, Volumen 61, pp. 135-147.

Rossi, M. & Mattos, I. F., 2002. Solos de mangue do Estado de São Paulo. Caracterização química e física. *Geog.*, Volumen 15, pp. 101-113.

Russel-Hunter, W. D., 1970. *Aquatic productivity: an introdutcion to some basic aspects of biological oceanography and limnology*. London, U.K.: Collier-MacMillan.

Salazar, J. C., Rosas, J. A. & Rodríguez R., J. C., 2003. Condiciones sedimentológicas de la Laguna La Restinga, Isla de Margarita, Venezuela. *Interciencia,* 28(001), pp. 44-50.

Sánchez-Arias, L. E., Paolini, J. & Rodríguez, J. P., 2010. Dinámica de las propiedades del suelo en bosques de Rhizophora mangle L. (Rhizophoraceae) en Isla de Margarita, Venezuela. *Revista Biológica Tropical,* 58(2), pp. 547-564.

Sanchez-Arias, L., Paolini, J. & Rodriguez, J. P., 2010. Dinamica de las propiedades del suelo en bosques de Rhizophora mangle L. (Rhizophoraceae) en la Isla de Margarita, Venezuela. *Revista de Biología Tropical,* Volumen 58, pp. 547-564.

Schultz, L. G., 1964. Quantitative interpretation of mineralogical composition from x-ray and chemical data for the Pierre shale. *Geol. Surv. Prof. Pap.,* Volumen C, p. 391.

Schulze, D. G. y otros, 1993. Significance of Organic Matter in Determining Soil Colors. En: J. M. Bigham & E. J. Ciolkosz, edits. *Soil Color*. Madison, Wisconsin: Soil Science Of America, pp. 71-90.

Shaeffer-Novelli, Y., 1991. *Manguezais Brasileiros.* Sao Paulo: Tese (Livre-Docencia) IO-USP.

Sherman, R. E., Fahey, T. J. & Howarth, R. W., 1998. Soil-plant interactions in a neotropical mangrove forest iron, phosphorus and sulfur dynamics. *Oecologia,* Volumen 115, pp. 553-563.

Singer, A. & Müller, G., 1988. Diagenesis in argillaceous sediments. En: G. Larsen & G. V. Chilingar, edits. *Diagenesis in sediments and sedimentary rocks 2.* New York, USA: Elsevier Scientific Publishing, pp. 116-212.

Smith, P. T., 1996. Physical and Chemical characteristics of sediments from prawn farms and mangrove habitats on the Clarence River. *Aquaculture,* Volumen 146, pp. 47-83.

Soil Survey Staff, US, 1990. *Keys of Soil Taxonomy. SMSS Tech. Monogr. 19.* 4 ed. Blacksburg. VA.: Soil Conservation Service.

Soil Survey Staff, US, 1992. *Keys of Soil Taxonomy. SMSS Tech. Monogr. 19.* 5 ed. Blacksburg. V.A.: Soil Conservation Service.

Soil Survey Staff, 2006. *Keys to soil taxonomy.* 10 ed. Washington: United States Department of Agriculture-Natural Resources Conservation Service.

Souza-Júnior, V. S. & García-González, M. T., 2010. Clay mineralogy of mangrove forest soils. En: X. L. Otero & F. Macías, edits. *Biogeochemistry and Pedogenetic Process in Saltmarsh and Mangrove Systems.* New York: Nova Science Publishers, Inc., pp. 51-73.

Souza-Junior, V. S. y otros, 2010. Smectite in mangrove soils of the State of Sao Paulo, Brazil. *Sci. Agric. (Piracicaba, Braz.),* 67(1), pp. 47-52.

Souza-Junior, V. S., Vidal-Torrado, P., García-González, M. T. & Otero, X. L., 2008. Soil Mineralogy of Mangrove Forests from the State of Sao Paulo, Southeastern Brazil. *Soil Science Society of America,* 72(3), pp. 848-857.

Souza-Júnior, V. S. y otros, 2007. Evolução quatenária, distribução de partículas nos solos e ambientes de sedimentação em manguezais do Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Ciência do Solo,* Volumen 31, pp. 753-769.

Souza, M. L., 2005. *Biogeoquímica de elementos traço em solos de sistemas estuarinos: Manguezais do estado de Sao Paulo (Brasil) e marismas da Galiza (Espanha).* Sao Paulo: PhD Universidade de Sao Paulo.

Spencer, K. L., Cundy, A. B. & Croudace, I. W., 2003. Heavy metal distribution and early-diagenesis in salt marsh sediments from the Medway Estuary, Kent, UK.. *Estuarine Coastal and Shelf Science,* Volumen 57, pp. 43-54.

Suárez-Abelenda, M. y otros, 2014. The effect of nutrient-rich effluents from shrimp farming on mangrove soil carbon storage and geochemistry under semi-arid climate conditions in northern Brazil. *Geoderma,* Volumen 213, pp. 551-559.

Tam, N. F. & Yao, M. W., 1998. Normalisation and heavy metal contamination in mangrove sediments. *The Science of the Total Environment,* Issue 216, pp. 33-39.

Tomlinson, P. B., 1986. The botany of mangroves. *Appl. Geochem.*, Volumen 14, pp. 559-568.

Tomlinson, P. B., 1994. *The botany of mangroves. Cambridge tropical biology series.* s.l.:Cambridge University press.

Tomlinson, P. B., 1999. *The Botany of Mangroves.* Cambridge: Cambridge Tropical Biology Series. Cambridge University Press.

Van Breemen, N., 1973. Soil-forming processes in acid sulphate soils. En: H. Dost, ed. *Acid Sulphate Soils, Vol. I.* USA: International Institute for Land Reclamation and Improvement, Publication 18, pp. 66-128.

Vegas-Vilarrúbia, T. y otros, 2010. Tropical Histosols of the lower Orinoco Delta, features and preliminary quantification of their carbon storage. *Geoderma*, Volumen 155, pp. 280-288.

Velásquez, F. & Rodríguez, L., 2010. *Meteorología,* Isla de Margarita, Punta de Piedras: Fundación La Salle de Ciencias Naturales.

Vepraskas, M. J. & Faulkner, S. P., 2001. Redoz chemistry of hydric soils. En: J. L. Richarson & M. J. Vepraskas, edits. *Wetland soils: Genesis, hydrology, landscapes and classification.* Florida (EEUU): Lewis Publishers, pp. 85-106.

Vidal-Torrado, P. y otros, 2010. Pedogenetic processes in mangroves soils. En: X. L. Otero & F. Macías, edits. *Biogeochemistry and Pedogenetic Process in Saltmarsh and Mangrove Systems.* New York, USA: Nova Science Publishers, Inc., pp. 25-50.

Yánez, A., Twilley, R. & Lara, A., 1998. Los ecosistemas de manglar frente al cambio climático global. *Madera y bosques*, 4(2), pp. 3-19.

Zakharov, S., 1927. Achievements of Russian science in morphology of soils. *Acad. of Sci. of the USSR, Leningrad. Russian Pedological Invest.,* Issue 2.

Zarzosa, J., 1974. Características Sedimentológicas y Geomorfológivas de la Laguna de la Restinga, Isla de Margarita-Venezuela. *Cuadernos Azules*, Issue 9, pp. 1-59.

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

2.6 APÉNDICE

2.6.1 II-A

Tabla 2-a: Materiales diagnostico presentes en los horizontes más superficiales del suelo (0-20 cm) (m: mineral, o: orgánico, h: hístico, M: Margarita, F: Falcón)

Muestra	Material diag.	Clases de materiales org.	Color $Na_2P_2O_7$	Código Munsell
F1.1	o	h	Negro	10YR 2/1
F1.2	o	h	Negro	10YR 2/1
F2.1	o	h	Negro rojizo	2.5YR 2.5/1
F2.2	o	h	Negro	10YR 2/1
F3.1	m	-	-	-
F3.2	m	-	-	-
F4.1	o	h	Negro	10YR 2/1
F4.2	o	h	Marrón grisáceo muy oscuro	10YR 3/2
F4.3	m	-	-	-
F4.4	m	-	-	-
F4.5	m	-	-	-
F4.6	m	-	-	-
F5.1	o	h	Negro	5YR 2.5/1
F5.2	o	h	Marrón grisáceo muy oscuro	10YR 3/2
F5.3	m	-	-	-
F5.4	m	-	-	-
F5.5	o	h	Marrón muy oscuro	10YR 2/2
F6.1	o	h	Negro	10YR 2/1
F6.2	o	h	Marrón muy oscuro	10YR 2/2
F6.3	m	-	-	-
F7	o	h	Marrón muy oscuro	10YR 2/2
F8	o	h	Marrón muy oscuro	10YR 2/2
F9	o	h	Gris muy oscuro	7.5YR 3/1
M1	o	h	Negro rojizo	2.5YR 2.5/1
M2	o	h	Negro	10YR 2/1
M3	o	h	Negro	10YR 2/1
M4	o	h	Negro	7.5YR 2.5/1
M5	o	h	Negro rojizo	2.5YR 2.5/1
M6	m	-	-	-
M7	o	h	Negro	10YR 2/1
M8	o	h	Negro	5YR 2.5/1
M9	m	-	-	-
M10	o	h	Negro	10YR 2/1
M11	m	-	-	-
M12	o	H	Marrón rojizo oscuro	5YR 2.5/2

Tabla 2-b: Composición granulométrica de los suelos de manglar, expresada en porcentaje (AF: Arena Fina, AG: Arena Gruesa, LF: Limo Fino, LG: Limo Grueso, ARC: Arcilla, X: promedio, σ: desviación estándar)

		Falcón (F)						Margarita (M)			
Horizonte	AG	AF	LG	LF	ARC	Horizonte	AG	AF	LG	LF	ARC
F1.1	8	70	2	9	12	M1	1	15	24	53	7
F1.2	2	75	1	7	15						
F2.1	17	58	1	18	6	M2	63	22	1	6	9
F2.2	14	58	1	20	6						
F3.1	75	20	<1	4	1	M3	19	13	14	35	20
F3.2	75	19	1	4	1						
F4.1	29	46	1	13	12	M4	5	5	5	47	38
F4.2	59	15	3	10	14						
F4.3	11	45	4	19	21	M5	4	9	6	47	34
F4.4	8	43	2	20	27						
F4.5	7	13	2	25	53	M6	1	2	2	26	69
F4.6	5	13	1	21	60						
F5.1	21	58	3	18	<1	M7	1	32	1	16	50
F5.2	60	22	1	15	2						
F5.3	41	38	4	14	3	M8	6	21	4	59	10
F5.4	42	33	5	16	4						
F5.5	50	28	4	14	4	M9	1	23	10	19	47
F6.1	30	46	7	9	9						
F6.2	40	31	8	15	6	M10	9	20	6	20	45
F6.3	22	36	17	22	3						
F7	<1	21	9	33	37	M11	1	12	2	26	60
F8	<1	10	4	16	71						
F9	<1	1	2	14	83	M12	1	5	22	44	28
X	31	35	4	15	20	X	9	15	8	33	35
Mín.	2	1	1	4	1	Mín.	1	2	1	6	7
Máx.	75	75	17	33	83	Máx.	63	32	24	59	69
σ	23	20	4	7	24	σ	17	9	8	16	20

Tabla 2-c: Determinaciones de pH para los manglares de estudio (resalta en negritas valores de pH ≤ 4,5, F: Falcón, M: Margarita, X: promedio, σ: desviación estándar)

Horizonte/capa	pH H_2O	pH H_2O (110ºC)	pH KCl	ΔpH	pH KCl (110ºC)	ΔpH 110ºC	pH H_2O_2 (2 min)	pH H_2O_2 (30 min)	pH H_2O_2 (1 h)	pH H_2O_2 (6 h)
F1.1	**3,7**	3,5	3,6	0,12	3,4	0,17	2,4	1,2	1,6	1,6
F1.2	**3,7**	3,6	3,6	0,10	3,5	0,15	2,0	1,4	1,7	1,6
F2.1(LD)	6,7	6,3	6,6	0,08	6,2	0,10	5,6	4,9	4,8	3,9
F2.1	**4,2**	4,1	4,4	-0,21	3,9	0,16	4,0	2,3	2,2	1,8
F2.2	4,6	4,4	4,6	-0,02	4,2	0,23	4,9	3,9	3,7	2,7
F3.1(LD)	6,7	6,6	6,7	0,05	6,3	0,25	5,9	5,6	5,4	4,8
F3.1	5,3	5,4	5,1	0,19	5,2	0,20	5,9	5,7	5,7	5,3
F3.2	5,1	5,3	5,1	0,08	5,1	0,25	5,7	5,3	5,1	3,8
F4.1	4,9	4,3	4,3	0,55	4,2	0,08	4,7	3,9	3,6	2,6
F4.2	**4,3**	4,2	4,3	0,04	4,2	0,04	5,4	4,6	3,6	2,5
F4.3	5,4	5,4	5,3	0,09	5,3	0,12	5,1	3,0	2,5	2,0
F4.4	4,9	5,1	4,9	0,07	4,9	0,18	5,1	2,3	1,8	1,8
F4.5	5,0	5,2	4,9	0,07	4,9	0,25	5,3	3,1	2,7	2,1
F4.6	5,2	5,2	5,0	0,21	4,9	0,29	5,2	3,6	2,9	2,2
F5.1(LD)	7,0	6,6	7,0	0,03	6,6	0,01	6,1	4,6	4,2	3,9
F5.1	**4,1**	3,8	4,1	0,01	3,7	0,14	3,4	1,6	1,5	1,6
F5.2	**4,1**	4,1	4,0	0,08	4,1	0,02	5,3	3,8	3,4	2,8
F5.3	**4,5**	4,5	4,4	0,03	4,4	0,08	3,6	1,6	1,4	1,5
F5.4	5,4	5,3	5,3	0,09	5,3	0,01	5,2	4,0	3,2	2,2
F5.5	**4,0**	4,1	4,0	0,08	4,0	0,08	5,1	4,3	3,5	2,8
F6.1	4,7	4,6	4,7	0,00	4,6	-0,02	5,6	4,7	4,4	3,6
F6.2	4,9	4,9	4,8	0,07	4,9	0,02	6,5	5,1	4,7	3,7
F6.3	5,2	5,2	5,0	0,16	5,1	0,17	5,8	4,5	4,4	3,0
F7 (LD)	6,9	6,5	6,8	0,09	6,1	0,31	6,5	5,0	4,6	3,6
F7	5,0	5,1	5,0	-0,01	4,5	0,57	5,6	4,5	4,2	3,1
F8	4,8	4,7	4,8	0,08	4,6	0,15	5,5	3,7	3,3	2,5
F9 (LD)	6,1	5,9	6,1	0,08	5,8	0,09	5,9	4,9	4,4	3,4
F9	4,9	4,8	4,8	0,19	4,7	0,15	5,6	4,8	4,4	3,4
X_F	5,0	5,0	5,0	0,09	4,8	0,15	5,1	3,9	3,5	2,8
$Mín._F$	3,7	3,5	3,6	-0,21	3,4	-0,02	2,0	1,2	1,4	1,5
$Máx._F$	7,0	6,6	7,0	0,55	6,6	0,57	6,5	5,7	5,7	5,3
σ_F	0,9	0,9	0,9	0,12	0,8	0,12	1,1	1,3	1,2	1,0
M1	4,8	4,5	4,7	0,08	4,3	0,15	5,3	3,0	2,5	2,0
M2	5,3	5,2	5,2	0,08	5,1	0,12	5,8	5,3	5,0	4,3
M3	5,0	4,9	4,9	0,09	4,8	0,03	5,2	4,9	4,6	4,1
M4	5,2	5,0	5,3	-0,06	5,0	0,01	5,4	4,9	4,6	4,1
M5	5,6	5,6	5,6	0,02	5,4	0,23	5,5	5,2	4,9	4,3
M6	7,1	6,7	7,0	0,09	6,6	0,11	5,7	5,7	5,5	5,2
M7	6,3	6,0	6,2	0,08	6,0	0,08	5,7	5,5	5,3	4,8
M8	4,7	4,5	4,6	0,08	4,4	0,12	5,0	4,5	4,2	3,5
M9	5,6	5,3	5,5	0,06	5,2	0,08	5,3	3,6	2,9	1,8
M10	6,0	5,7	5,9	0,08	5,6	0,03	5,5	5,4	5,1	4,4
M11	7,3	6,9	7,2	0,14	6,8	0,13	5,7	5,6	5,1	2,8
M12	5,3	5,2	5,3	0,07	5,1	0,18	5,4	5,1	4,6	3,9
X_M	5,7	5,5	5,6	0,07	5,4	0,11	5,4	4,9	4,5	3,7
$Mín._M$	4,7	4,5	4,6	-0,06	4,3	0,01	5,0	3,0	2,5	1,8
$Máx._M$	7,3	6,9	7,2	0,14	6,8	0,23	5,8	5,7	5,5	5,2
σ_M	0,9	0,8	0,8	0,05	0,8	0,06	0,2	0,8	0,9	1,1

2.6.2 II-B

Tabla 2-d: Descripción de campo y valores de Eh-pH para los manglares en la Laguna La Restinga

Horizonte	Prof. (cm)	Eh (mV)	pH	Género vegetal	Observaciones	Estacion (Coord. UTM)
	0-5	202	5,7			
	5-10	94	6,1	*Lagungularia*	Zona inundada, cercana a la laguna	
P1R(A)	10-15	44	6,0	Avicennia	Agua de inundacion (pH=7, Eh=694)	1105579N
	100-110	-6	6,2		Densidad de neumatoforos= 33,30 (20*20)	609600E
	0-5	280	6,6			
	5-10	284	5,4	*Avicennia*	Agua intersticial (Eh=-434)	1
	10-15	317	5,1	*Lagungularia*	Zona de transicion con *Rhizophora*	6,4 pH agua
P1R(B)	45-55	119	6,2	*Rhizophora*	y *Avicennia*	
	80-90	134	6,2			~10 m, pH 7,9; Eh 324
	0-5	289	6,1		pH del agua 7.8, Eh=326	agua de la laguna
	5-10	324	6,3	*Rhizophora*	zona inundada como a 4 m del bote	
P1R (C)	10-15	329	6,2		~20 cm capa colgada de agua	
	50-60	232	6,5		Raices gruesas y arboles altos (~6-8m)	
	0-5	174	6,1		Fuerte olor a sulfuros, neumat.: 17,17,14	
P2R(A)	5-10	74	6,2	*Avicennia*	pH capa de agua=4.7, Eh= 125	2
	100-110	34	6,0		~20 cm orilla, "encharcado"	1214767N
	0-5	374	5,3			373236E
	5-10	339	6,2		Capa de agua, Eh=254; pH=7,5	
P2R(B)	10-15	384	6,3	*Rhizophora*	Densidad de raices abundante	1214742N 373250E: P2A
	50-60	66	6,3			1214764N 373241 E: P2B
	100-110	44	6,6			
	0-5	269	6,6		Arboles grandes y gruesos	
	5-10	99	6,7		(6-8m alto, 50 cm ancho)	3
P3R	10-15	124	6,6	*Rhizophora*	Capa de agua, Eh=259; pH=7,7	
	80-90	54	6,6		fuerte olor S	1215301N
	105-115	38	6,6		Abundantes conchas	373204E
	0-5	299	5,7			
	5-10	44	6,3		Capa de agua, Eh=352; pH=7,6	4
P4R	10-15	-46	6,4	*Avicennia*	Densidad de neumatoforos= 26,25,13	
	70-80	-46	6,6			1215902N
	115-125	-86	6,3			374073E
	0-5	244	6,8		Raices finas, *Rhizophora*	(Embarcadero)
P5R	5-10	294	7,0	*Rhizophora*	Capa de agua, Eh=311, pH=7.6	5
	65-75	243	6,9		~40 m del embarcadero	1216705N
	95-105	-6	6,2			373900E
	0-5	-36	7,0		Neumatoforos de gran altura (~30 cm)	
	5-10	-16	6,9		pH capa de agua=7,8; Eh= 241	
P6R	10-15	-6	6,9	*Avicennia*	Densidad de neumatoforos= 28,26,14	6
	70-80	-36	6,6		Fuerte olor a sulfuros	1216161N
	100-110	-96	6,6			609249E
	0-5	74	6,3			
	5-10	84	6,3			7
P7R	10-15	-1	6,4	*Rhizophora*	Capa de agua pH=7, Eh= 296	
	65-75	24	6,3		Densidad de raices maxima	1216188N
	120-130	-91	6,4			372085E
	0-5	199	6,1		Capa de agua, Eh=341; pH=7,4	
	5-10	189	6,5		Densidad de neumatoforos= 24,22,19	8
P8R	10-15	124	6,8	*Avicennia*	Presencia de Medusas en el agua de la laguna	1214318N
	110-120	-86	6,9		Agua en superficie pH=7,7; Eh=394	376218E
	0-5	209	7,5			
	5-10	174	6,8			9
P9R	10-15	89	6,6	*Rhizophora*	pH agua= 7,2	
	50-60	-6	6,7			1213794N
	110-120	14	6,5			374052E

Tabla 2-e: Descripción de campo y valores de Eh-pH en la Albufera Norte del Golfete de Cuare (bm: bajo el manglar, PnºC: Cuare)

Muestra	Prof. (cm)	Eh (mV)	pH	Vegetacion	Observaciones	Estacion (Coord. UTM)
	0-5	590	6,5		Capa negra de algas, Material arcilloso color claro	
	5-10	530	6,7		Llanura intermareal	
P1C	10-15	532	6,2	Sin vegetacion		
	20-25	498	6,5		terron arenoso (bm)	
	25-30	499	6,4		Grietas de desecacion	1
(bm)	0-20	501	6,2			~150 m
	0-5	444	5.5		Levemente encharcada	de la
	5-10	494	4.8		Estacion 1, zona humeda dentro de un area lagunar	Carretera Sanare-Tocuyo
	10-15	514	4.7	Vegetacion		
P2C	20-25	574	4.7	baja		
	25-30	570	4,6			
	40-45	572	4,7			

Tabla 2-f: Parámetros fisicoquímicos y descripciones de campo en los suelos del Golfete de Cuare (PnºG)

Horizonte	Prof. (cm)	Eh (mV)	pH	Género vegetal	Observaciones	Est. (Coord. UTM)
	0-5	-86	7,3		Agua de inundacion en P1G: Eh=439; pH=8,9	
	5-10	79	6,3		agua del golfete Eh=394;pH=8,2	
P1G	10-15	74	6,5	*Rhizophora*		
	90-100	39	10,5			1
	115-125	35	10,0			569630E
	0-5	104	8,2			1208661N
	5-10	94	7,0			
P2G	10-15	74	7,0	*Avicennia*		
	55-60	144	6,0			
	125-130	-66	7,3			
	0-5	144	6,3			
	5-10	178	6,2			
P3G	10-15	184	6,0	*Rhizophora*		
	50-55	244	6,3			
	115-120	54	6,1			
	0-5	-16	7,2		Moteados de color rojizo, verdoso y negro	
	5-10	29	6,6		con matriz gris	2
P4G	10-15	144	6,4	*Rhizophora*	pH agua=9,1	569748E
	20-25	159	6,4		Manglares muertos, agua Eh=304; pH=9,1	1207362N
	30-35	204	6,4			
	115-120	84	6,4			
	0-5	264	7,0		~4 m del bote	
	5-10	244	5,8	*Rhizophora*	Manglar mixto	
P5G	10-15	244	6,2	*Avicennia*	Se observan conchas a profundidad (~120 m)	
	95-100	94	6,0			
	110-115	14	6,3			
	0-5	79	6,1		Marea baja, raices rojas	
	5-10	-21	6,0		densidad de neumatoforos= 24,14,16	E3
P6G	10-15	-66	6,0	*Avicennia*		570846E
	65-70	-76	6,1			1209039N
	115-120	-86	5,8			CAÑO
	0-5	244	5,6			BUCO
	5-10	154	6,0	*Rhizophora*	mangles ~ 6 m de altura	
P7G	10-15	44	6,7			
	115-120	-6	5,8			
	0-5	44	5,6		*Avicennia* pH=6,9-Eh=241	
	5-10	54	5,4		agua estancada	
P8G	10-15	99	5,4	*Avicennia*	1209212N, 575053E	
	65-70	244	5,8			E4
	115-120	-11	6,1			575053E
	0-5	31	6,9		Agua reciente de la subida de marea	1209212N
	5-10	109	6,2		Suelo arenoso que se lavaba con el agua	DORMIDERO
P9G	10-15	-6	6,1	*Rhizophora*	sin quedar retenido en el barreno (100 cm)	DE AVES
	65-70	14	6,2		*Rhizosfora* pH=7,2;Eh=344	
	0-5	194	5,7		Arbustos pequeños ~2 m de altura	
	5-10	94	6,0		Raices finas, delgadas, pH=7,2 (agua), Eh=154	
P10G	10-15	219	6,4	*Avicennia*	1206771N, 577939E	
	60-65	266	6,0		PUNTA LA GAVIOTA, barco hundido	
	85-90	264	6,0		Manglar muerto de *Rhizophora* colonizado por *Avicennia*	
	0-5	244	6,3		agua pH=6,9; Eh=319	
	5-10	244	6,3		A partir de los 20 cm se encontraba una capa de arena	
P11G	10-15	144	6,9	*Rhizophora*		
	60-65	174	6,8			
	125-130	114	6,4			

Tabla 2-g: Parámetros fisicoquímicos y descripción de campo para los suelos de manglar en el Parque Nacional Morrocoy (PnºG)

Horizonte	Prof. (cm)	Eh (mV)	pH	Género vegetal	Observaciones	Estacion (Coord. UTM)
	0-5	333	4,1		Marea baja, raices rojas	
	5-10	344	4,3		95-100: raices rojas y arena	
P12G	10-15	230	4,9	*Avicennia*	densidad de neumatoforos= 10,11,15	
	25-30	129	5,1		1203502N, 584733E	E1
	60-65	-41	5,6			584757E
	95-100	4	6,2			1203502N
	0-5	254	6,6		Arbustos de pequeño tamaño (~2 m altura),	PUNTA
	5-10	247	6,6		capa de arena	MAYORQUINA
P13G	10-15	239	6,6	*Rhizophora*		
	60-65	94	6,3			
	105-110	114	6,3			
	0-5	303	5,3		~4 m del bote, ~1 m del "paredon" de caliza	
	5-10	54	6,0		Manglar desarrollado sobre roca caliza	E2
P14G	10-15	204	5,4	*Rhizophora*		584658E
	85-90	174	6,1			1203344N
	110-115	47	6,0			
	0-5	277	7,0			E3
	5-10	-11	6,4		10-15: Corales abundantes	CAYO
P15G	10-15	-56	6,8	*Avicennia*	densidad de neumatoforos= 7,10,11	SOMBRERO
	55-60	4	7,0			586416E
	80-85	-41	7,0			1203770N
	0-5	-36	7,2		pH del sustrato superior=7.8, Eh=-46	
	5-10	-19	6,8		Zona encharcada con algas en superficie,	E4
P16G	10-15	-38	6,7	*Rhizophora*	textura muy fangosa	CAYO
	55-60	-66	6,9		Se tomo una muestra superficial, terron arenoso	MUERTO
	90-95	-63	6,8			585230E
	0-5	198	6,2			1203000N
	5-10	229	6,3			
P17G	10-15	247	6,3	*Rhizophora*		
	50-55	99	6,5			
	100-105	24	6,6			

UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Tabla 2-h: Determinación granulométrica porcentual en suelos de manglar (M: Laguna Las Marites, R: Laguna La Restinga, G: Golfete de Cuare/ Parque Nacional Morrocoy, *T:* Thalassia, A: Arena, L: Limo, Ar: Arcilla, X: promedio, σ: desviación estándar)

Muestra	AG	AF	LG	LF	Arc	Clase textural
P1M 0-5	2	16	12	30	40	franco
P1M 5-10	<1	13	8	33	46	arcillo limoso
P1M 10-15	<1	7	5	33	56	arcilloso
P1M 40-50	4	16	14	37	29	franco arcillo limoso-franco arcilloso
P1M 80-90	<1	8	11	45	37	franco arcillo limoso
P1M 100-110	<1	3	65	15	17	franco limoso
P4M 0-5	<1	<1	5	46	49	arcillo limoso
P4M 5-10	<1	<1	3	25	72	arcilloso
P4M 10-15	<1	<1	3	22	75	arcilloso
P4M 50-60	<1	7	11	46	36	franco arcillo limoso
P4M 100-110	<1	32	11	26	32	franco arcilloso
P3R 0-5	<1	12	9	36	44	arcillo limoso
P3R 5-10	<1	<1	4	41	55	arcillo limoso
P3R 10-15	<1	7	10	37	46	arcillo limoso
P3R 80-90	<1	7	7	21	64	arcilloso
P3R 105-115	<1	4	<1	61	35	franco arcillo limoso
P9R 0-5	<1	2	31	23	44	arcillo limoso
P9R 5-10	<1	2	25	33	41	arcillo limoso
P9R 10-15	<1	<1	18	28	53	arcillo limoso
P9R 50-60	<1	3	27	24	47	arcillo limoso
P9R 110-120	<1	2	21	26	51	arcillo limoso
P4G 5-10	3	51	10	11	25	franco arcillo arenoso
P4G 10-15	2	44	11	13	28	franco arcillo arenoso
P4G 20-25	2	40	9	13	34	franco arcilloso
P4G 30-35	2	77	7	4	10	franco arenoso
P4G 115-120	1	9	11	29	51	arcilloso-arcillo limoso
P10G 0-5	63	17	1	3	14	franco arenoso
P10G 5-10	72	15	<1	9	4	arenoso-areno franco
P10G 10-15	82	14	1	1	2	arenoso
P10G 60-65	87	10	1	1	1	arenoso
P10G 85-90	86	11	1	1	1	arenoso
P12G 5-10	<1	41	11	25	23	franco
P12G 10-15	<1	14	<1	39	47	arcilloso
P12G 25-30	<1	18	4	17	62	arcilloso
P12G 60-65	<1	58	<1	25	17	franco arenoso
P12G 95-100	<1	30	<1	19	51	arcilloso
P15G 0-5	<1	10	<1	30	59	arcilloso
P15G 5-10	<1	11	3	<1	85	arcilloso
P15G 10-15	<1	8	<1	13	79	arcilloso
P15G 55-60	<1	<1	6	20	75	arcilloso
P15G 80-85	<1	12	22	9	57	arcilloso
X	34	18	12	24	41	-
σ	40	18	12	14	22	-
Máx.	87	77	65	61	85	-
Mín.	1	2	1	1	1	-

Tabla 2-i: Medidas de pH obtenidas para sedimentos (P1C) y suelos del Golfete de Cuare y áreas adyacentes (Parque Nacional Morrocoy: P12G-P17G; Noroeste del golfete: P2C). Los valores promedio (X), desviación estándar (SD), mínimos y máximos corresponden a los suelos de manglar (P1G-P18G)

Capa/horizonte	pH H_2O	pH KCl	pH H_2O_2 (2 min)	pH H_2O_2 (30 min)	pH H_2O_2 (1 h)	pH H_2O_2 (6 h)
P1C 0-5	7,2	7,0	5,4	5,4	5,3	5,2
P1C 10-15	6,4	6,3	5,2	5,1	5,1	5,0
P1C 25-30	6,6	6,5	6,0	5,3	5,3	5,3
P2C 0-5	5,6	4,7	5,0	4,1	3,8	3,2
P2C 25-30	5,1	4,4	5,2	4,6	4,3	4,0
P2C 40-45	5,1	4,6	5,6	4,7	4,7	4,5
P1G 0-5	5,1	5,0	3,3	2,9	2,4	1,9
P1G 10-15	1,7	1,6	2,1	1,3	1,2	1,2
P1G 90-100	4,1	4,0	1,0	0,5	0,8	0,8
P2G 0-5	5,3	5,2	4,7	4,1	3,7	3,0
P2G 55-60	1,5	1,5	2,2	1,2	1,2	1,2
P2G 125-130	3,3	3,4	1,0	0,6	0,8	0,8
P3G 0-5	5,2	4,9	5,0	4,2	3,9	3,4
P3G 50-55	2,3	2,3	1,1	0,7	0,8	0,8
P3G 115-120	2,1	2,1	1,1	0,8	0,9	0,8
P4G 0-5	7,2	7,5	5,9	5,4	5,3	4,9
P4G 30-35	4,6	4,6	2,1	1,4	1,4	1,3
P4G 115-120	2,9	2,9	2,5	1,3	1,4	1,4
P5G 10-15	4,7	4,7	4,3	3,8	3,5	2,8
P5G 95-100	2,1	1,9	1,1	1,0	1,0	1,0
P5G 110-115	8,1	8,0	6,0	5,5	5,7	6,1
P6G 0-5	5,2	5,0	4,1	3,9	3,5	3,0
P6G 10-15	4,1	4,1	3,0	1,9	1,7	1,5
P6G 65-70	1,9	1,9	1,1	0,6	0,8	0,8
P7G 0-5	4,9	4,7	4,4	3,3	2,9	2,3
P7G 10-15	3,7	3,7	2,0	1,2	1,2	1,1
P7G 115-120	2,4	2,5	1,0	0,7	0,8	0,8
P8G 0-5	6,2	6,2	5,3	4,4	4,1	3,4
P8G 65-75	4,7	4,7	1,1	0,8	0,8	0,9
P8G 120-125	4,0	4,0	1,0	0,5	0,8	0,9
P9G 0-5	5,5	5,5	4,1	3,5	3,0	2,3
P9G 10-15	4,5	4,5	1,9	1,0	1,1	1,1
P9G 65-75	4,8	4,7	1,7	0,6	0,8	0,8
P10G 0-5	6,2	6,2	5,4	5,1	5,0	4,7
P10G 60-65	4,0	4,1	2,1	1,5	1,5	1,5
P10G 85-90	3,8	4,0	2,9	2,0	1,9	1,9
P11G 5-10	5,1	5,2	4,0	3,7	3,3	2,6
P11G 60-65	6,5	6,4	5,0	4,7	5,0	5,0
P11G 125-130	7,8	7,9	5,3	5,7	5,9	6,1
P12G 0-5	4,7	4,9	5,0	4,3	4,2	3,9
P12G 60-65	3,9	4,0	2,6	1,8	1,6	1,3
P12G 95-100	8,1	8,2	6,0	5,8	5,7	6,1
P13G 0-5	8,3	8,1	6,2	6,1	6,2	6,7
P13G 60-65	7,8	7,8	6,0	5,8	5,9	6,3
P13G 105-110	7,4	7,5	5,9	5,4	5,4	5,8
P14G 0-5	6,1	6,3	5,0	4,7	4,6	4,1
P14G 85-90	6,0	6,8	3,6	2,5	2,2	1,5
P14G 110-115	5,9	5,9	4,2	3,2	3,0	2,0
P15G 0-5	8,4	8,3	6,5	6,4	6,5	6,9
P15G 55-60	8,3	8,2	6,1	6,0	6,1	6,6
P15G 80-85	8,7	8,7	6,2	6,1	6,3	6,8
P16G 0-5	7,5	7,7	6,2	6,1	6,0	6,1
P16G 55-60	5,4	5,5	4,0	3,7	3,5	2,8
P16G 90-95	8,2	8,4	6,2	6,2	6,3	6,7
P17G 0-5	7,1	7,1	6,0	5,6	5,6	5,7
P17G 50-55	5,9	5,9	5,3	4,6	4,3	3,7
P17G 100-105	8,1	8,2	6,0	6,1	6,1	6,6
P18G 0-5	5,3	5,5	4,6	3,8	3,4	2,6
P18G 10-15	5,3	5,3	4,6	3,5	3,1	2,2
P18G 115-125	3,0	3,1	1,0	0,8	0,8	0,8
X	5,3	5,3	3,8	3,3	3,2	3,1
σ	2,0	2,0	1,9	2,0	2,0	2,2
Mín.	1,5	1,5	1,0	0,5	0,8	0,8
Máx.	8,7	8,7	6,5	6,4	6,5	6,9

Tabla 2-j: Medidas de pH en diversas soluciones para suelos de manglar en la Laguna La Restinga

Horizonte	pH H_2O	pH KCl	pH H_2O_2 (2 min)	pH H_2O_2 (30 min)	pH H_2O_2 (1 h)	pH H_2O_2 (6 h)
P1RA 0-5	4,8	4,7	4,3	3,4	3,3	2,8
P1RA 10-15	4,2	4,1	2,6	1,3	1,3	1,3
P1RA 100-110	4,6	4,6	3,4	1,7	1,5	1,3
P1RB 0-5	4,8	4,7	4,5	4,0	3,8	3,1
P1RB 45-55	3,7	3,6	3,1	2,0	1,5	1,1
P1RB 80-90	2,7	2,7	0,9	0,9	0,8	0,8
P1RC 0-5	4,6	4,5	3,9	3,0	2,4	2,0
P1RC 50-60	2,4	2,3	0,8	0,8	0,8	0,9
P1RC 70-80	2,6	2,5	0,9	0,8	0,8	0,9
P2RA 0-5	5,2	5,1	4,8	4,4	4,2	3,8
P2RA 10-15	5,5	5,5	5,0	4,3	4,0	3,2
P2RA 100-110	3,6	3,5	2,9	1,5	1,3	1,2
P2RB 0-5	5,8	5,7	4,6	4,2	4,0	3,5
P2RB 50-60	5,0	5,0	2,7	1,9	1,6	1,4
P2RB 100-110	4,9	4,9	2,4	1,3	1,2	1,1
P3R 0-5	4,8	4,7	4,5	3,4	3,1	2,3
P3R 80-90	3,5	3,4	2,6	1,3	1,2	1,2
P3R 105-115	3,6	3,5	2,6	1,7	1,4	1,3
P4R 0-5	5,2	5,2	5,1	4,4	4,4	3,7
P4R 10-15	5,4	5,3	5,0	4,2	3,0	3,3
P4R 70-80	4,8	4,7	4,4	3,4	3,0	2,1
P5R 0-5	6,8	6,7	5,4	4,8	4,6	4,0
P5R 65-75	5,5	5,6	3,5	2,5	2,2	1,6
P5R 95-105	4,9	4,9	1,6	1,1	1,1	1,1
P6R 0-5	5,3	5,3	4,9	4,4	4,2	3,3
P6R 70-80	4,9	4,8	4,2	3,0	3,7	2,2
P6R 100-110	5,4	5,3	4,4	3,5	2,7	2,8
P7R 0-5	4,6	4,5	4,6	3,6	3,3	3,0
P7R 65-75	3,7	3,5	3,1	1,4	1,4	1,5
P7R 120-130	3,5	3,4	2,4	1,1	1,1	1,2
P8R 0-5	5,3	5,3	3,0	1,3	1,3	1,3
P8R 10-15	5,8	5,7	2,1	1,6	1,5	1,6
P8R 110-120	7,5	7,6	3,7	1,8	1,6	1,7
P9R 0-5	4,2	4,1	4,3	2,7	2,4	2,1
P9R 50-60	4,1	4,0	2,8	1,4	1,4	1,4
P9R 110-120	3,5	3,3	1,9	1,1	1,1	1,2
X	4,6	4,6	3,4	2,5	2,3	2,0
σ	1,1	1,1	1,3	1,3	1,2	1,0
Mín.	2,4	2,3	0,8	0,8	0,8	0,8
Máx.	7,5	7,6	5,4	4,8	4,6	4,0

Tabla 2-k: Medidas de pH en diversas soluciones para suelos de la Laguna Las Marites

Muestra	pH H_2O	pH KCl	pH H_2O_2 (2 min)	pH H_2O_2 (30 min)	pH H_2O_2 (1 h)	pH H_2O_2 (6 h)
P1M 0-5	6,4	6,2	4,7	4,1	3,9	3,5
P1M 40-45	5,1	4,9	2,8	1,0	1,0	1,1
P1M 100-110	8,0	7,9	5,3	5,2	5,0	3,4
P2M 0-5	6,3	6,1	4,9	3,2	2,8	2,2
P2M 10-15	4,2	4,3	2,0	0,9	0,9	1,0
P2M 55-65	3,5	3,5	1,4	0,7	0,8	0,9
P3M 0-5	4,8	4,7	4,6	3,2	2,9	2,4
P3M 10-15	4,6	4,5	4,0	2,0	1,6	1,5
P3M 80-90	5,9	6,2	3,2	1,0	1,0	1,1
P4M 0-5	4,9	4,9	4,8	3,6	3,1	2,3
P4M 50-60	3,4	3,4	1,4	0,7	0,9	0,9
P4M 100-110	3,8	3,7	2,2	0,8	0,8	0,8
P5M 0-5	8,2	8,1	5,5	5,5	5,5	5,4
P5M 10-15	8,1	8,0	5,4	5,1	4,7	3,3
P5M 100-110	7,8	7,7	5,0	3,8	3,1	2,1
X	5,7	5,6	3,8	2,7	2,5	2,1
σ	1,7	1,7	1,5	1,8	1,7	1,3
Mín.	3,4	3,4	1,4	0,7	0,8	0,8
Máx.	8,2	8,1	5,5	5,5	5,5	5,4

Tabla 2-l: Contenido de P y en los suelos de manglar y su relación con el Fe a diferentes profundidades en el perfil (t: total, G: Golfete, R: La Restinga, M: Las Marites, Mín.: Mínimo, Máx.: Máximo, σ: desviación estándar, -: no medido)

Horizonte	[P t] (mg/kg)	[P olsen] (mg/kg)	P olsen (%)	[Fe t] (mg/kg)	Fet/Pt (µmol/µmol)
P4G 0-5	107	5,34	5,0	2740	14,2
P4G 5-10	95	-	-	2260	13,2
P4G 10-15	93	-	-	3020	18,0
P4G 20-25	162	-	-	6780	23,3
P4G 30-35	45	2,36	5,2	6400	78,4
P4G 115-120	145	1,83	1,3	24400	93,4
P8G 0-5	383	4,04	1,1	9340	13,5
P8G 5-10	303	-	-	13660	25,0
P8G 10-15	234	-	-	14120	33,4
P8G 65-75	301	0,95	0,3	30200	55,6
P8G 120-125	384	2,30	0,6	31400	45,4
P12G 0-5	333	28,59	8,6	307	0,5
P12G 5-10	224	-	-	255	0,6
P12G 25-30	208	-	-	420	1,1
P12G 60-65	107	10,32	9,6	5260	27,2
P12G 95-100	94	3,81	4,1	1220	7,2
P15G 0-5	350	15,53	4,4	254	0,4
P15G 5-10	354	-	-	231	0,4
P15G 10-15	294	-	-	226	0,4
P15G 55-60	147	2,13	1,4	168	0,6
P15G 80-85	171	2,41	1,4	201	0,7
P3R 0-5	540	22,80	4,2	6960	7,1
P3R 5-10	459	-	-	7120	8,6
P3R 10-15	651	-	-	7040	6,0
P3R 80-90	414	7,16	1,7	11460	15,4
P3R 105-115	467	9,12	2,0	9200	10,9
P9R 0-5	611	34,91	5,7	7680	7,0
P9R 5-10	453	-	-	7400	9,1
P9R 10-15	574	-	-	8820	8,5
P9R 50-60	730	15,50	2,1	14640	11,1
P9R 110-120	483	11,79	2,4	15820	18,2
P1M 0-5	477	18,24	3,8	3320	3,9
P1M 5-10	463	-	-	7720	9,2
P1M 10-15	390	-	-	11940	17,0
P1M 40-50	326	4,69	1,4	15440	26,3
P1M 80-90	234	-	-	19660	46,7
P1M 100-110	208	0,59	0,3	40480	107,8
P4M 0-5	561	5,60	1,0	10960	10,8
P4M 5-10	401	-	-	32160	44,5
P4M 10-15	402	-	-	28600	39,5
P4M 50-60	356	2,15	0,6	18340	28,6
P4M 100-110	125	2,74	2,2	9420	41,9
X	330	9	2,9	10644	22,2
Mín.	45	1	0,3	168	0,4
Máx.	730	35	9,6	40480	107,8
σ	172	9	2,5	10171	25,0

Tabla 2-m: Parámetros fisicoquímicos para los suelos del Parque Nacional Morrocoy en condiciones de equilibrio. Las especies químicas están dadas para la diolución de equilibrio y su concentracion se expresa en mmol/l (CE: Conductividad Eléctrica, f: fondo, s: solución, nd: no detectado)

MUESTRA	pH_f	CE_f	Eh_f	pH_s	CE_s	Eh_s	Al^{3+}	Si^{4+}	Mn^{2+}	Fe^{2+}	Ca^{2+}	K^{+}	Mg^{2+}	Na^{+}	F^{-}	NH_4^{+}	Cl^{-}	SO_4^{2-}	PO_4^{3-}	NO_3^{-}
P12G 0-5	5,5	24	334	5,8	24	437	0,005	0,015	0,001	0,010	6	7	9	99	0,04	0,04	313	26	0,132	nd
P12G 60-65	4,0	23	348	4,9	24	390	0,152	0,023	0,003	0,205	7	4	11	94	0,02	0,02	271	24	0,011	nd
P12G 95-100	7,7	16	317	7,2	16	364	0,005	0,010	<0,001	0,003	6	3	6	55	0,07	0,07	169	11	0,002	nd
P13G 0-5	8,2	4	312	7,2	12	354	0,005	<0,001	<0,001	0,002	8	2	4	41	0,10	0,10	157	21	0,001	nd
P13G 60-65	8,0	6	313	7,5	6	335	0,004	<0,001	<0,001	0,001	2	1	<1	27	0,05	0,05	33	2	0,003	nd
P13G 105-110	7,6	12	330	7,0	6	320	0,003	<0,001	<0,001	0,001	1	1	<1	24	0,04	0,04	26	2	0,004	nd
P14G 0-5	5,8	20	304	5,9	21	381	0,013	0,037	<0,001	0,003	5	5	8	94	0,03	0,03	238	19	0,065	nd
P14G 85-90	5,4	16	310	5,8	16	375	0,009	0,019	0,001	0,014	4	3	7	66	0,01	0,01	169	13	0,003	nd
P14G 110-115	5,1	23	330	5,9	23	385	0,019	0,055	0,001	0,008	5	5	9	99	0,01	0,01	261	16	0,010	nd
P15G 0-5	8,2	3	414	7,2	3	334	0,004	0,010	<0,001	0,001	2	1	10	21	0,05	0,05	21	2	0,003	nd
P15G 55-60	8,0	3	424	7,6	3	332	0,004	0,001	<0,001	<0,001	2	1	<1	26	0,04	0,04	26	3	<0,001	nd
P15G 80-85	8,2	2	433	7,7	2	331	0,004	<0,001	<0,001	<0,001	1	2	9	11	0,04	0,04	15	1	<0,001	nd
P16G 0-5	7,3	22	396	7,0	23	375	0,008	0,022	0,001	0,002	6	5	9	90	0,05	0,05	450	24	0,004	nd
P16G 55-60	6,0	33	344	6,2	35	386	0,007	0,048	0,001	0,016	8	6	12	147	0,02	0,02	274	15	0,003	nd
P16G 90-95	8,1	7	421	7,5	7	339	0,007	<0,001	<0,001	0,001	3	1	1	17	0,05	0,05	73	4	0,001	nd
P17G 0-5	7,2	23	409	7,3	23	368	0,006	0,020	0,001	0,002	6	6	7	66	0,07	0,07	266	14	0,014	nd
P17G 50-55	7,5	18	420	7,5	16	350	0,004	0,029	<0,001	0,001	7	2	18	149	0,07	0,07	225	12	0,003	nd
P17G 100-105	7,7	9	434	7,6	9	342	0,002	0,003	<0,001	0,001	3	2	2	25	0,06	0,06	104	5	0,001	nd
P18G 0-5	6,2	25	314	6,4	24	374	0,009	0,130	0,003	0,040	5	6	9	92	0,03	0,03	296	17	0,114	nd
P18G 10-15	5,3	25	333	4,8	24	385	0,015	0,090	0,001	0,090	6	6	11	101	0,02	0,02	280	15	0,014	nd
P18G 115-125	2,9	24	463	3,0	24	485	1,832	0,162	0,019	2,048	11	3	26	119	0,01	0,01	254	39	0,006	1205
Máx.	8,2	33	463	7,7	35	485	1,832	0,162	0,019	2,048	11	7	26	149	0,10	0,10	450	39	0,132	1205
Mín.	2,9	2	304	3,0	2	320	0,002	0,001	0,001	0,001	1	1	1	11	0,01	0,01	15	1	0,001	1205
σ	1,5	9	53	1,2	9	38	0,398	0,047	0,006	0,467	3	2	6	43	0,02	0,02	121	10	0,039	-
X	6,6	16	367	6,5	16	369	0,101	0,042	0,003	0,129	5	3	9	70	0,04	0,04	187	14	0,021	1205

Tabla 2-n: Parámetros fisicoquímicos para los suelos en la Laguna La Restinga en condiciones de equilibrio. Las especies químicas están dadas para la diolución de equilibrio y su concentracion se expresa en nmol/l (CE: Conductividad Eléctrica, f: fondo, s: solución). No se detectaron concentraciones de NO_3^-

MUESTRA	pH_f	CE_f	Eh_f	pH_s	CE_s	Eh_s	Al^{3+}	Si^{4+}	Mn^{2+}	Fe^{2+}	Ca^{2+}	K^+	Mg^{2+}	Na^+	F^-	NH_4^+	Cl^-	SO_4^{2-}	PO_4^{3-}
P1RA 0-5	5,7	25	147	4,9	25	404	0,01	0,28	0,002	0,67	7	8	29	117	0,04	0,04	321	30	0,105
P1RA 10-15	5,1	27	244	3,9	28	448	0,02	0,28	0,003	2,01	8	9	37	110	0,02	0,02	355	36	0,036
P1RA 100-110	5,1	29	273	3,4	31	478	0,02	0,21	0,004	1,76	9	10	25	115	0,02	0,02	449	40	0,017
P1RB 0-5	5,0	23	364	3,5	28	433	0,03	0,12	0,002	0,10	8	8	26	105	0,03	0,03	224	20	0,028
P1RB 45-55	4,7	27	370	3,5	31	438	0,05	0,13	0,005	0,01	7	10	33	152	0,02	0,02	747	72	0,002
P1RB 80-90	3,0	24	488	3,0	24	526	1,01	0,12	0,009	4,84	9	8	34	146	0,01	0,01	473	73	0,014
P1RC 0-5	3,1	21	461	2,8	23	516	1,28	0,31	0,010	4,97	9	4	19	73	0,05	0,05	235	70	0,014
P1RC 50-60	2,9	21	481	2,5	24	517	1,60	0,21	0,014	6,55	8	3	32	75	0,02	0,02	253	92	0,017
P1RC 70-80	3,0	24	484	2,6	24	527	1,53	0,17	0,011	6,72	7	5	30	76	0,03	0,03	279	92	0,021
P2RA 0-5	5,7	30	244	4,1	30	474	0,01	0,12	0,001	0,09	7	6	26	114	0,03	0,03	393	52	0,164
P2RA 10-15	5,7	23	280	3,3	24	498	0,01	0,10	0,001	0,02	6	5	9	76	0,04	0,04	282	31	0,063
P2RA 100-110	3,9	35	436	3,2	37	499	0,53	0,09	0,005	0,56	10	5	40	132	0,25	0,25	501	72	0,277
P2RB 0-5	5,4	16	244	4,0	20	478	0,01	0,10	0,001	0,05	5	4	6	52	0,03	0,03	207	18	0,133
P2RB 50-60	3,9	20	400	3,4	22	481	0,32	0,16	0,003	0,26	6	4	8	55	0,06	0,06	216	24	0,070
P2RB 100-110	3,6	22	444	3,4	25	480	0,63	0,14	0,011	0,05	7	3	20	113	0,10	0,10	164	17	0,081
P3R 0-5	5,4	18	284	4,0	19	458	0,01	0,10	0,002	0,24	5	5	6	46	0,01	0,01	187	23	0,051
P3R 80-90	3,7	20	431	3,5	23	491	0,55	0,12	0,012	1,47	4	5	6	38	0,04	0,04	232	33	0,005
P3R 105-115	3,8	26	419	3,6	28	487	0,41	0,10	0,009	0,96	8	7	22	79	0,04	0,04	325	30	0,009
P4R 0-5	6,1	21	179	5,5	23	450	0,01	0,20	0,001	0,06	5	7	7	58	0,05	0,05	176	18	0,103
P4R 10-15	5,7	21	230	4,0	21	460	0,01	0,14	<0,001	<0.01	3	3	12	104	0,03	0,03	152	9	0,032
P4R 70-80	5,1	21	313	3,6	23	482	0,01	0,11	0,001	0,03	8	7	8	72	0,01	0,01	241	21	0,018
P5R 0-5	5,3	21	219	3,9	24	477	0,01	0,07	0,001	0,05	6	6	8	76	0,02	0,02	262	18	0,120
P5R 65-75	4,6	23	384	3,4	25	507	0,02	0,10	0,002	0,24	7	6	33	127	0,02	0,02	284	26	0,014
P5R 95-105	3,4	26	461	3,1	29	496	0,59	0,17	0,009	1,93	7	6	26	88	0,06	0,06	354	38	0,004
P6R 0-5	5,2	17	432	3,6	20	492	0,01	0,07	0,002	0,01	4	4	7	53	0,01	0,01	215	17	0,050
P6R 70-80	4,8	26	444	3,4	28	506	0,02	0,08	0,003	0,01	9	6	23	86	0,01	0,01	335	24	0,019
P6R 100-110	5,6	33	290	3,4	37	518	0,01	0,11	0,002	0,01	5	9	28	128	0,02	0,02	524	29	0,036
P7R 0-5	5,0	22	304	3,5	25	492	0,01	0,12	0,001	0,14	6	6	22	78	0,02	0,02	252	24	0,123
P7R 65-75	4,0	24	429	3,2	25	526	0,05	0,16	0,005	0,76	8	6	20	87	0,03	0,03	283	27	0,007
P7R 120-130	4,0	23	459	3,4	26	516	0,15	0,48	0,050	0,55	12	5	32	103	0,06	0,06	277	42	0,004
P8R 0-5	4,0	22	459	3,3	24	552	0,11	0,19	0,011	0,53	7	6	8	69	0,05	0,05	248	29	0,005
P8R 10-15	3,3	10	543	3,0	10	606	0,17	0,41	0,006	0,28	3	3	2	18	0,07	0,07	97	16	0,001
P8R 110-120	7,2	14	260	6,5	15	504	0,00	0,07	0,003	0,00	6	4	4	31	0,07	0,07	134	20	<0,001
P9R 0-5	4,8	21	311	3,4	23	504	0,03	0,19	0,001	0,35	6	5	9	70	0,02	0,02	237	25	0,206
P9R 50-60	4,4	22	424	3,3	24	520	0,03	0,15	0,002	0,18	6	5	9	71	0,02	0,02	271	27	0,031
P9R 110-120	3,8	25	443	3,4	27	515	0,32	0,19	0,009	0,10	7	6	5	81	0,07	0,07	311	35	0,008
Máx.	7,2	35	543	6,5	37	606	1,60	0,48	0,050	6,72	12	10	40	152	0,25	0,25	747	92	0,277
Mín.	2,9	10	147	2,5	10	404	0,00	0,07	0,001	0,00	3	3	2	18	0,01	0,01	97	9	0,001
σ	1,0	5	103	0,7	5	36	0,44	0,09	0,009	1,83	2	2	11	32	0,04	0,04	125	22	0,064
X	4,6	23	363	3,6	25	493	0,27	0,16	0,006	1,04	7	6	19	85	0,04	0,04	292	35	0,054

Tabla 2-o: Parámetros fisicoquímicos para los suelos en la Laguna Las Marites en condiciones de equilibrio. Las especies químicas están dadas para la diolución de equilibrio y su concentracion se expresa en nmol/l (CE: Conductividad Eléctrica, f: fondo, s: solución). No se detectaron concentraciones de NO_3^-

MUESTRA	pH_f	CE_f	Eh_f	pH_s	CE_s	Eh_s	Al^{3+}	Si^{4+}	Mn^{2+}	Fe^{2+}	Ca^{2+}	K^+	Mg^{2+}	Na^+	F^-	NH_4^+	Cl^-	SO_4^{2-}	PO_4^{3-}
P1M 5-10	4,8	37	349	3,1	37	531	0,012	0,15	0,009	0,103	4	2	13	103	0,01	0,01	140	11	0,034
P1M 40-45	3,4	38	444	2,9	38	506	1,120	0,22	0,039	0,072	9	2	18	110	0,04	0,04	154	23	0,003
P1M 100-110	7,5	26	320	7,2	25	424	0,002	0,00	0,003	0,006	12	5	9	175	0,05	0,05	299	35	0,001
P2M 0-5	4,3	35	423	3,0	36	500	0,003	0,17	0,011	0,035	4	2	10	77	0,03	0,03	116	9	0,085
P2M 10-15	3,1	39	488	2,7	38	532	0,864	0,41	0,119	6,016	14	9	35	164	0,04	0,04	637	108	0,097
P2M 55-65	2,6	44	533	2,3	44	551	1,775	0,73	0,127	6,127	13	5	39	181	0,01	0,01	611	13	0,028
P3M 0-5	5,2	33	304	3,4	32	499	0,013	0,18	0,002	0,193	6	10	31	109	0,01	0,01	194	18	0,030
P3M 10-15	4,8	31	363	3,2	33	509	0,011	0,22	0,006	0,097	8	10	30	142	0,01	0,01	430	49	0,004
P3M 80-90	6,8	27	284	6,5	27	460	0,002	0,04	0,013	0,018	12	6	23	89	0,03	0,03	304	37	0,001
P4M 5-10	4,4	36	374	4,5	15	432	0,087	0,37	0,017	0,688	8	3	6	34	0,03	0,01	147	10	0,055
P4M 50-60	3,4	26	459	3,6	25	467	0,872	0,07	0,018	1,891	8	4	10	70	0,01	0,01	263	37	0,003
P4M 100-110	3,7	28	420	4,0	28	524	0,418	0,11	0,012	0,344	5	6	28	95	0,02	0,02	305	28	0,003
P5M 0-5	8,0	11	255	7,3	10	414	0,003	0,02	0,001	0,004	4	2	3	25	0,02	0,02	114	10	0,008
P5M 10-15	7,9	9	314	7,2	9	408	0,003	0,03	0,001	0,003	4	2	3	22	0,04	0,04	233	26	0,007
P5M 100-110	7,4	20	320	6,9	20	430	0,004	<0,01	0,003	0,003	7	5	7	51	0,04	0,04	213	19	0,002
Máx.	8,0	44	533	7,3	44	551	1,775	0,73	0,127	6,127	14	10	39	181	0,05	0,05	637	108	0,097
Mín.	2,6	9	255	2,3	9	408	0,002	0,00	0,001	0,003	4	2	3	22	0,01	0,01	114	9	0,001
σ	1,9	10	81	1,9	11	48	0,554	0,20	0,041	2,100	4	3	12	52	0,01	0,01	165	25	0,032
X	5,2	29	377	4,5	28	479	0,346	0,20	0,026	1,040	8	5	18	96	0,03	0,02	277	29	0,024

Tabla 2-p: Especies químicas de mayor actividad en suelos de manglar del Golfete de Cuare: P1G-P6G

Horizonte prof. (cm)	Actividad 1,00E-01	1,00E-02	1,00E-03	1,00E-04	1,00E-05	1,00E-06
P1G 0-5	H_2O	Na^+ Cl^-	$MgSO4$ Mg^{+2} K^+ SO_4^{-2}	$H4SiO4$ $NaSO4^-$ Ca^{+2} $CaSO4$	H^+ $AlSO4^+$ $KSO4^-$	$Al(OH)2^+$ $FeSO4$ $Fe+2$ $AlF+2$ $AlOH+2$ $Al+3$ $NH4^+$ $HSO4^-$
P1G 10-15	Cl^- H_2O	Na^+	$NaSO4^-$ $HSO4^-$ Ca^{+2} Mg^{+2} H^+ $MgSO4$ $CaSO4$ SO_4^{-2}	$Al(SO4)2^-$ $H4SiO4$ $AlSO4^+$ Fe^{+2} $FeSO4$ K^+	$NH4^+$ $KSO4^-$ $Al+3$	$Al(SO4)2^-$ $NH4SO4^-$ $MnCl^+$ $AlF+2$ $Mn+2$ $MnSO4$
P1G 90-100	H_2O	Na^+ Cl^-	$CaSO4$ H^+ SO_4^{-2}	$Al(SO4)2^-$ $AlSO4^+$ Fe^{+2} $FeSO4$ K^+ $H4SiO4$ $NaSO4^-$	$NH4^+$ $KSO4^-$ $Al+3$	$Mn+2$ $MnSO4$ $AlF+2$
P2G 0-5	H_2O	Na^+ Cl^-	K^+ SO_4^{-2}	Mg^{+2} $MgSO4$ $HSO4^-$ Ca^{+2} $H4SiO4$ $NaSO4^-$ $MgSO4$ $CaSO4$	F^- $NH4^+$ $KSO4^-$ $Al(OH)2^+$	$Mn+2$ $Al(OH)4^-$ $NH4SO4^-$ $Al(OH)3$
P2G 55-60	Cl^- H_2O	SO_4^{-2} Na^+	$AlSO4^+$ Ca^{+2} Mg^{+2} $NaSO4^-$ $CaSO4$ $MgSO4$ H^+ $HSO4^-$	K^+ $H4SiO4$ Fe^{+2} $FeSO4$ $Al(SO4)2^-$	$KSO4^-$ $MnSO4$ $Al+3$	$NH4^+$ $MnCl^+$ $Mn+2$
P2G 125-130	Cl^- H_2O	H^+ Na^+	$NaSO4^-$ K^+ $CaSO4$ SO_4^{-2} Ca^{+2} $MgSO4$ $HSO4^-$ Mg^{+2}	H_4SiO_4	Mn^{+2} $FeSO_4$ KSO_4^- Fe^{+2}	$H3PO4$ $Al(SO4)2^-$ $Al+3$ $AlSO4^+$ $MnCl^+$ $MnSO_4$
P3G 0-5	Cl^- H_2O	Na^+ SO_4^{-2}	$NaSO4^-$ $MgSO4$ $CaSO_4$	$KSO4^-$ $H4SiO4$ Mg^{+2} Ca^{+2} K^+	$Al(SO4)2^-$ $HSO4^-$ Fe^{+2} $FeSO4$	$MnCl^+$ $AlF+2$ $Mn+2$ $NH4^+$ $H2PO4^-$ $MnSO_4$ H^+ $AlSO4^+$
P3G 50-55	H_2O NO_3^-		Na^+ Cl^-	K^+ Mg^{+2} H^+ Ca^{+2} SO_4^{-2}	$H4SiO4$ $HSO4^-$ $MgSO4$ Fe^{+2} $NaSO4^-$ $CaSO_4$	$KSO4^-$ $AlF+2$ $Mn(NO3)2$ $Al+3$ $AlSO4^+$ $FeSO4$ $NH4^+$
P3G 115-120	Cl^- H_2O	SO_4^{-2} Na^+	$Ca+2$ $FeSO4$ Mg^{+2} H^+ $NaSO4^-$ $HSO4^-$ $CaSO_4$ $MgSO4$	$H4SiO4$ Fe^{+2} $AlSO4^+$ $Al(SO4)2^-$ K^+	$MnCl^+$ $Mn+2$ $Al+3$ $MnSO_4$ $KSO4^-$	$NH4SO4^-$ $AlF+2$ $NH4^+$
P4G 0-5	NO_3^- H_2O	Na^+ Cl^-	SO_4^{-2}	Mg^{+2} $NaSO4^-$ $H4SiO4$ $K+$	F^- $NH4^+$ $CaSO_4$ $Al(OH)4^-$ $MgSO4$ $Al(OH)3$ Ca^{+2}	$H2PO4^-$ $AlF2^+$ $FeSO4$ $KSO4^-$ Fe^{+2} $Al(OH)2^+$
P4G 30-35	H_2O	Cl^-	SO_4^{-2} Na^+	$FeSO4$ Ca^{+2} $H4SiO4$ $CaSO_4$ Mg^{+2}	$NH4^+$ $KSO4^-$ $Al(SO4)2^-$ $AlSO4^+$ Fe^{+2}	$Mn+2$ $NH4SO4^-$ $MnSO_4$ $Al+3$ $AlF+2$
P4G 115-120	H_2O	Na^+ Cl^-	$NaSO4^-$ Fe^{+2} $FeSO4$ $HSO4^-$ H^+ SO_4^{-2}	$CaSO_4$ $H4SiO4$ $Mg+2$ $Al(SO4)2^-$ $MgSO4$ $AlSO4^+$	$MnSO4$ $NH4^+$ K^+ Ca^{+2} $Al+3$	$MnCl^+$ $NH4SO4^-$ $KSO4^-$ $Mn+2$ $AlF+2$
P5G 10-15						
P5G 95-100	H_2O	Na^+ Cl^-	Fe^{+2} $FeSO4$ Ca^{+2} $CaSO_4$ $HSO4^-$ H^+ SO_4^{-2}	$Al(SO4)2^-$ $Mg+2$ $AlSO4^+$ $MgSO4$ $NaSO4^-$	$Mn+2$ $MnSO_4$ $H4SiO4$ $Al+3$	$MnCl^+$ $AlF+2$ $NH4^+$
P5G 110-115	H_2O	Na^+ Cl^-	SO_4^{-2} NO_3^-	$MgSO4$ $NaSO4^-$ Mg^{+2} K^+ $CaSO_4$ Ca^{+2}	$NH4^+$ F^- $Al(OH)4^-$ $H4SiO4$	$FeSO4$ $Al(OH)3$ Fe^{+2} $KSO4^-$
P6G 0-5	H_2O	Na^+ Cl^-	K^+ SO_4^{-2}	$H4SiO4$ $MgSO4$ Mg^{+2} $CaSO_4$ $NaSO4^-$ Ca^{+2}	$NH4^+$ $FeSO4$ Fe^{+2} $KSO4^-$	H^+ $AlF2^+$ F^-
P6G 10-15	$FeCl^{+2}$	$FeCl^{2+}$	$FeCl3$ $FeH2PO4+2$ $Fe(OH)4^-$ Fe^{+2} $FeF2+$ $PO4-3$ $FeCl2+$	$Fe2(OH)2+4$ $FeHPO4^+$ $Fe(OH)3^-$ $FeF3$	$Mn(OH)3^-$	MnO_4^{-2} $MnO4^-$ $O2$ $Fe3(OH)4+5$ Mn^{+3} SiF_6^{-2}
P6G 65-70	Cl^- H_2O	Na^+	$Fe+2$ Ca^{+2} $FeSO4$ $NaSO4^-$ $CaSO_4$ Mg^{+2} $HSO4^-$ H^+ $MgSO4$ SO_4^{-2}	$H4SiO4$ $Al(SO4)2^-$ $AlSO4^+$	K^+ Al^{+3}	AlF^{+2} NH_4^+ KSO_4^- $MnCl^+$ Mn^{+2} $MnSO_4$

Tabla 2-q: Especies químicas de mayor actividad en suelos de manglar del Golfete de Cuare: P7G-P12G

Horizonte			Actividad				Horizonte			Actividad				Horizonte			Actividad			
prof. (cm)	1,00E-01	1,00E-02	1,00E-03	1,00E-04	1,00E-05	1,00E-06	prof. (cm)	1,00E-01	1,00E-02	1,00E-03	1,00E-04	1,00E-05	1,00E-06	prof. (cm)	1,00E-01	1,00E-02	1,00E-03	1,00E-04	1,00E-05	1,00E-06
P7G 0-5	H2O	Na+ Cl-	CaSO4 K+ SO4-2	H4SiO4 NaSO4- Mg+2 Ca+2 MgSO4	NH4+ Fe+2 FeSO4 KSO4-	Al(OH)2+ AlF2+ Al(SO4)2- HSO4- AlSO4+ AlF+2 H+ H2PO4-	P9G 0-5	Cl- H2O	Na+	NaSO4- Mg+2 K+ MgSO4 SO4-2	KSO4- FeSO4 H4SiO4	NH4+ AlSO4+ Ca+2 CaSO4 Fe+2	NH4SO4- MnSO4 Al+3 Al(OH)2+ AlOH+2 AlF+2 HSO4- H+ Al(SO4)2-	P11G 5-10	H2O	Na+ Cl-	Ca+2 K+ MgSO4 SO4-2 Mg+2	H4SiO4 NaSO4- CaSO4	MgF+ Fe+2 Al(OH)4- KSO4- F- NH4+	OH- H3SiO4- Al(OH)3 NH4SO4- NH3 FeSO4
P7G 10-15	H2O	Na+ Cl-	Ca+2 Mg+2 K+ CaSO4 MgSO4 SO4-2	KSO4- HSO4- H+ Fe+2 H4SiO4 FeSO4 NaSO4-	AlF+2 Al(SO4)2- AlSO4+ NH4+	Mn+2 MnSO4 Al+3 AlF2+ NH4SO4-	P9G 10-15	Cl- H2O	SO4-2 Na+	Mg+2 Ca+2 K+ NaSO4- MgSO4 CaSO4	KSO4- H4SiO4 Al(SO4)2- AlSO4+ Fe+2 H+ HSO4- FeSO4	AlF+2 NH4+ Al+3	H2PO4- MnCl+ Mn+2 NH4SO4- MnSO4	P11G 60-65	Cl- H2O	Na+	Ca+2 K+ MgSO4 SO4-2 Mg+2	CaSO4 NaSO4-	Fe+2 F- NH4+ KSO4- H4SiO4	Al(OH)3 FeSO4 Al(OH)4- MgF+
P7G 115-120	Cl- H2O	Na+	Ca+2 HSO4- H+ K+ Mg+2 NaSO4- CaSO4 MgSO4 SO4-2	H4SiO4 Al(SO4)2- AlSO4+ Fe+2 FeSO4	NH4+ MnSO4 Al+3 KSO4-	NH4SO4- MnCl+ AlF+2 Mn+2	P9G 65-75	H2O	Na+ Cl-	Ca+2 Mg+2 H+ CaSO4 MgSO4 SO4-2	H4SiO4 Al(SO4)2- AlSO4+ Fe+2 K+ FeSO4 NaSO4- HSO4-	NH4+ KSO4- Al+3	MnCl+ NH4SO4- Mn+2 MnSO4 AlF+2	P11G 125-130	H2O	Na+ Cl-	Ca+2 SO4-2	MgSO4 NaSO4- Mg+2 CaSO4 K+	KSO4- Al(OH)4- NH4+ F- H4SiO4	Fe+2 Al(OH)3
P8G 0-5	Cl- H2O	Na+	Mg+2 NaSO4- CaSO4 K+ MgSO4 SO4-2	KSO4- FeSO4 H4SiO4 Ca+2	NH4+ Fe+2	AlSO4+ NH4SO4- F- AlF+2 AlF2+ HSO4- H+	P10G 0-5	H2O	Na+ Cl-	K+ SO4-2 Mg+2 NO3-	H4SiO4 CaSO4 NaSO4- Ca+2 MgSO4	KSO4- NH4+ H+	Fe+2 F- AlF+2 HSO4- H2PO4- AlF2+	P12G 0-5	Cl- H2O	Na+	CaSO4 Ca+2 NaSO4- MgSO4 Mg+2 K+ SO4-2	KSO4-	H4SiO4 F- NH4+ H2PO4-	HSO4- NH4SO4- FeSO4 MgH2PO4+ AlF2+ Fe+2 MgF+ H+
P8G 65-75	Cl-	Na+	H+ K+ Ca+2 NaSO4- Mg+2 CaSO4 MgSO4 SO4-2	KSO4- H4SiO4 Al(SO4)2- AlSO4+ Fe+2 FeSO4 HSO4-	NH4+ Al+3	MnCl+ NH4SO4- Mn+2 MnSO4 AlF+2	P10G 60-65	H2O	Cl- Na+	CaSO4 Mg+2 Ca+2 SO4-2 NO3-	Fe+2 HSO4- NaSO4- H+ MgSO4	H4SiO4 AlF+2 Al+3 NH4+ K+ AlSO4+ FeSO4	Mn+2 H2PO4- Al(SO4)2-	P12G 60-65	Cl- H2O	Na+	NaSO4- CaSO4 Ca+2 MgSO4 K+ Mg+2 SO4-2	H+	NH4+ Al(SO4)2- H4SiO4 AlSO4+ FeSO4 HSO4- Fe+2 KSO4-	H2PO4- AlF+2 Al+3
P8G 120-125	H2O	Na+ Cl- NO3-	SO4-2	MgSO4 K+ H+ NaSO4- CaSO4 Mg+2 Ca+2	H4SiO4 FeSO4 Fe+2 HSO4-	Al+3 AlF+2 KSO4- AlSO4+ NH4+	P10G 85-90	H2O	Na+ Cl-	SO4-2 NO3-	Fe+2 HSO4- NaSO4- CaSO4 H+ Ca+2	AlF+2 Al+3 Al(SO4)2- NH4+ K+ H4SiO4 MgSO4 Mg+2 AlSO4+ FeSO4	MnSO4 Mn+2	P12G 95-100	Cl- H2O	Na+	Ca+2 K+ Mg+2 SO4-2	NaSO4- MgSO4 CaSO4	H4SiO4 KSO4- F- NH4+	NH3 NH4SO4- Al(OH)4- MgF+

Tabla 2-r: Especies químicas de mayor actividad en suelos de manglar de la Laguna La Restinga: P1R-P3R

Horizonte			actividad				Horizonte			actividad			
prof. (cm)	1,00E-01	1,00E-02	1,00E-03	1,00E-04	1,00E-05	1,00E-06	prof. (cm)	1,00E-01	1,00E-02	1,00E-03	1,00E-04	1,00E-05	1,00E-06
P1RA 0-5	Cl- H2O	Na+	CaSO4 Ca+2 NaSO4- SO4-2 K+ MgSO4 Mg+2	FeSO4 NH4+ KSO4- Fe+2 H4SiO4	H2PO4- FeH2PO4+ NH4SO4-	AlF+2 H+ MgHPO4 MgH2PO4+ MgF+ AlF2+ F-	P2RA 0-5	Cl- H2O	Na+	Ca+2 CaSO4 NaSO4- K+ Mg+2 SO4-2 MgSO4	H4SiO4 KSO4-	Fe+2 NH4+ FeSO4 H2PO4-	CaH2PO4+ AlF+2 HSO4- NH4SO4- H+ MgF+ MgHPO4 AlF2+ MgH2PO4+ F-
P1RA 10-15	Cl- H2O	Na+	NaSO4- CaSO4 Ca+2 SO4-2 K+ MgSO4 Mg+2	KSO4- H4SiO4 FeSO4 Fe+2	NH4+	MgF+ FeH2PO4+ MgH2PO4+ F- AlF2+ AlF+2 HSO4- H2PO4- H+	P2RA 10-15	Cl- H2O	Na+	Ca+2 NaSO4- CaSO4 Mg+2 MgSO4 K+ SO4-2	H4SiO4 KSO4-	H2PO4- NH4+	HSO4- MgF+ AlF+2 NH4SO4- H+ Fe+2 FeSO4 AlF2+ F-
P1RA 100-110	Cl- H2O	Na+	NaSO4- Ca+2 CaSO4 SO4-2 MgSO4 K+ Mg+2	H4SiO4 KSO4- FeSO4 Fe+2		F- AlF2+ AlF+2 H2PO4- HSO4- H+ NH4+	P2RA 100-110	Cl- H2O	MgSO4 Na+	Ca+2 K+ CaSO4 NaSO4- SO4-2 Mg+2	H4SiO4 Fe+2 HSO4- H+ NH4+ FeSO4 KSO4-	MgH2PO4+ AlF2+ NH4SO4- H2PO4- AlF+2 Al(SO4)2- AlSO4+	MnSO4 CaH2PO4+ FeH2PO4+ Al+3
P1RB 0-5	Cl- H2O	Na+	NaSO4- CaSO4 Ca+2 SO4-2 MgSO4 K+ Mg+2	KSO4- H4SiO4	H+ FeSO4 NH4+ Fe+2	MgF+ MgH2PO4+ F- HSO4- AlF+2 AlF2+ H2PO4-	P2RB 0-5	Cl- H2O	Na+	CaSO4 Ca+2 MgSO4 Mg+2 K+ SO4-2	H4SiO4 NaSO4-	Fe+2 NH4+ H2PO4- KSO4-	AlF+2 HSO4- MgH2PO4+ H+ AlF2+ F- FeSO4
P1RB 45-55	Na+ Cl- H2O	MgSO4	Ca+2 CaSO4 NaSO4- K+ Mg+2 SO4-2	H4SiO4 KSO4-	NH4+ HSO4- H+	MnCl+ NH4SO4- Fe+2 FeSO4 AlF+2 Al(SO4)2- AlSO4+	P2RB 50-60	Cl- H2O	Na+	Ca+2 CaSO4 MgSO4 Mg+2 K+ SO4-2	KSO4- H+ H4SiO4 NaSO4-	H2PO4- Al+3 AlF+2 Al(SO4)2- NH4+ FeSO4 HSO4- Fe+2 AlSO4+	MgH2PO4+ AlF2+ AlOH+2 NH4SO4-
P1RB 80-90	Cl- H2O	MgSO4 Na+	H+ FeSO4 Ca+2 CaSO4 NaSO4- K+ Mg+2 SO4-2	H4SiO4 Al(SO4)2- AlSO4+ KSO4- HSO4- Fe+2	Al+3	Mn+2 MnCl+ H2PO4- MnSO4 AlF+2 NH4+	P2RB 100-110	Cl- H2O	Na+	CaSO4 H4SiO4 H+ NaSO4- Ca+2 K+ SO4-2 MgSO4 Mg+2	AlSO4+ H2PO4- Al(SO4)2-	Fe+2 MnCl+ MnSO4 AlF+2 KSO4- Al+3 NH4+ HSO4-	AlF2+ AlOH+2 NH4SO4- Mn+2 MgH2PO4+ FeSO4
P1RC 0-5	Cl- H2O	SO4-2 Na+	Ca+2 FeSO4 K+ NaSO4- CaSO4 Mg+2 MgSO4	KSO4- Al(SO4)2- H4SiO4 AlSO4+ H+ HSO4- Fe+2	AlF+2 NH4+ Al+3	MnCl+ Mn+2 H2PO4- MnSO4 NH4SO4-	P3R 0-5	Cl- H2O	Na+	Ca+2 CaSO4 MgSO4 Mg+2 K+ SO4-2	H4SiO4 KSO4- NaSO4-	H2PO4- FeSO4 Fe+2	F- AlF2+ HSO4- AlF+2 H+ NH4+
P1RC 50-60	Cl- H2O	SO4-2 MgSO4 Na+	Fe+2 H+ Ca+2 HSO4- K+ FeSO4 NaSO4- CaSO4 Mg+2	KSO4- H4SiO4 AlSO4+ Al(SO4)2-	NH4+ Al+3	FeH2PO4+ MnCl+ NH4SO4- H2PO4- Mn+2 MnSO4 AlF+2	P3R 80-90	Cl- H2O	Na+	CaSO4 Mg+2 MgSO4 K+ SO4-2	H4SiO4 HSO4- AlSO4+ KSO4- H+ Fe+2 FeSO4 Ca+2 NaSO4-	AlF+2 Al+3 NH4+ Al(SO4)2-	AlOH+2 MnCl+ Mn+2 NH4SO4- MnSO4
P1RC 70-80	Cl- H2O	SO4-2 MgSO4 Na+	H+ Fe+2 HSO4- Ca+2 FeSO4 K+ NaSO4- CaSO4 Mg+2	H4SiO4 KSO4- AlSO4+ Al(SO4)2-	NH4+ Al+3	MnCl+ FeH2PO4+ Mn+2 H2PO4- NH4SO4- MnSO4 AlF+2	P3R 105-115	Cl- H2O	Na+	NaSO4- CaSO4 Ca+2 K+ SO4-2 MgSO4 Mg+2	H4SiO4 KSO4- H+ FeSO4 Fe+2	Al+3 NH4+ Al(SO4)2- HSO4- AlSO4+	AlOH+2 NH4SO4- MnSO4 H2PO4- MnCl+ Mn+2 AlF+2

Tabla 2-s: Especies químicas de mayor actividad en suelos de manglar de la Laguna La Restinga: P4R-P9R

Horizonte prof. (cm)	actividad 1,00E-01	1,00E-02	1,00E-03	1,00E-04	1,00E-05	1,00E-06	Horizonte prof. (cm)	actividad 1,00E-01	1,00E-02	1,00E-03	1,00E-04	1,00E-05	1,00E-06
P4R 0-5	Cl- H2O	Na+	CaSO4 MgSO4 Ca+2 Mg+2 SO4-2 K+	KSO4- H4SiO4 NaSO4-	FeSO4 F- Fe+2 H2PO4- NH4+	MgH2PO4+ CaHPO4 HPO4-2 NH4SO4- AlF3 MgHPO4 MgF+ AlF2+	P7R 0-5	Cl- H2O	Na+	NaSO4- CaSO4 Ca+2 SO4-2 K+ MgSO4 Mg+2	KSO4- H4SiO4	H+ NH4+ H2PO4- FeSO4 Fe+2	MgF+ AlF+2 F- AlF2+ HSO4- MgH2PO4+
P4R 10-15	Cl- H2O	Na+	Ca+2 MgSO4 SO4-2 K+ Mg+2	H4SiO4 CaSO4 NaSO4-	F- NH4+ KSO4-	H+ AlF2+ MgF+ H2PO4-	P7R 65-75	Cl- H2O	Na+	NaSO4- CaSO4 Ca+2 K+ SO4-2 MgSO4 Mg+2	H+ KSO4- FeSO4 H4SiO4 Fe+2	NH4+ HSO4-	NH4SO4- H2PO4- Al+3 AlF2+ Al(SO4)2- AlSO4+ AlF+2
P4R 70-80	Cl- H2O	Na+	NaSO4- MgSO4 CaSO4 Ca+2 Mg+2 SO4-2 K+	H4SiO4 KSO4-		AlSO4+ AlF2+ AlF+2 HSO4- H2PO4- FeSO4 H+ NH4+ Fe+2	P7R 120-130	Cl- H2O	Na+	NaSO4- Ca+2 K+ CaSO4 SO4-2 Mg+2 MgSO4	H+ Fe+2 KSO4- FeSO4 H4SiO4	Al(SO4)2- AlF+2 AlSO4+ NH4+ HSO4-	AlF2+ NH4SO4- Al+3 MnCl+ Mn+2 MnSO4
P5R 0-5	Cl- H2O	Na+	CaSO4 MgSO4 Ca+2 Mg+2 SO4-2 K+	NaSO4-	Fe+2 NH4+ H2PO4- H4SiO4 KSO4-	CaH2PO4+ HSO4- MgH2PO4+ AlF2+ H+ F- FeSO4	P8R 0-5	Cl- H2O	Na+	NaSO4- Ca+2 CaSO4 Mg+2 MgSO4 K+ SO4-2	H+ Fe+2 FeSO4 KSO4- H4SiO4	AlF+2 AlSO4+ NH4+ HSO4-	H2PO4- MnCl+ Mn+2 MnSO4 NH4SO4- AlF2+ Al+3 Al(SO4)2-
P5R 65-75	Cl- H2O	Na+	CaSO4 NaSO4- Ca+2 SO4-2 K+ MgSO4 Mg+2	KSO4- H4SiO4	H+ FeSO4 Fe+2	AlSO4+ H2PO4- AlF+2 HSO4- NH4+	P8R 10-15	H2O	Na+ Cl-	K+ SO4-2	HSO4- NaSO4- H4SiO4 H+ MgSO4 Mg+2 CaSO4 Ca+2	Al(SO4)2- AlF+2 AlSO4+ NH4+ FeSO4 KSO4- Fe+2	MnSO4 Mn+2 NH4SO4- AlF2+ Al+3
P5R 95-105	Cl- H2O	Na+	NaSO4- Ca+2 CaSO4 K+ SO4-2 MgSO4 Mg+2	AlSO4+ KSO4- H4SiO4 HSO4- H+ FeSO4 Fe+2	AlF+2 Al+3 NH4+ Al(SO4)2-	MnCl+ MnSO4 Mn+2 NH4SO4-	P8R 110-120	H2O	Na+ Cl-	MgSO4 Mg+2 Ca+2 CaSO4 K+ SO4-2	NaSO4-	F- NH4+ H4SiO4 KSO4-	Al(OH)3 Al(OH)4- NH4SO4- MgF+
P6R 0-5	Cl- H2O	Na+	Ca+2 MgSO4 Mg+2 K+ SO4-2	NaSO4- CaSO4	H2PO4- KSO4- H4SiO4	F- FeSO4 AlF2+ Fe+2 HSO4- AlF+2 H+ NH4+	P9R 0-5	Cl- H2O	Na+	NaSO4- Ca+2 CaSO4 MgSO4 Mg+2 K+ SO4-2	KSO4- H4SiO4	NH4+ H+ H2PO4- FeSO4 Fe+2	Al(SO4)2- AlF2+ CaH2PO4+ FeH2PO4+ AlSO4+ MgH2PO4+ AlF+2 HSO4-
P6R 70-80	Cl- H2O	Na+	NaSO4- CaSO4 Ca+2 SO4-2 K+ MgSO4 Mg+2		H+ H4SiO4 KSO4-	FeSO4 Fe+2 AlSO4+ AlF+2 H2PO4- HSO4- NH4+	P9R 50-60	Cl- H2O	Na+	NaSO4- Ca+2 CaSO4 MgSO4 Mg+2 K+ SO4-2	KSO4- H4SiO4	NH4+ HSO4- H+ FeSO4 Fe+2	Al(SO4)2- AlF2+ AlSO4+ AlF+2 H2PO4-
P6R 100-110	Cl- H2O	Na+	Ca+2 NaSO4- SO4-2 MgSO4 K+ Mg+2	H4SiO4 KSO4- CaSO4	NH4+	AlF+2 FeSO4 MgH2PO4+ MgF+ Fe+2 AlF2+ H+ F- H2PO4-	P9R 110-120	Cl- H2O	Na+	Mg+2 MgSO4 Ca+2 NaSO4- CaSO4 K+ SO4-2	H+ KSO4- H4SiO4	Al+3 AlF+2 Fe+2 FeSO4 Al(SO4)2- NH4+ AlSO4+ HSO4-	MnCl+ AlF2+ Mn+2 H2PO4- MnSO4 NH4SO4-

Tabla 2-t: Especies químicas de mayor actividad en los suelos de manglar de la Laguna Las Marites

Horizonte prof. (cm)	actividad 1,00E-01	1,00E-02	1,00E-03	1,00E-04	1,00E-05	1,00E-06	Horizonte prof. (cm)	actividad 1,00E-01	1,00E-02	1,00E-03	1,00E-04	1,00E-05	1,00E-06
P1M 5-10	H_2O	Na+ Cl-	Ca+2 K+ MgSO4 SO4-2 Mg+2	H4SiO4 CaSO4 NaSO4-	FeSO4 H+ KSO4- Fe+2	MgH2PO4+ AlF+2 Mn+2 HSO4- NH4+ H2PO4-	P3M 10-15	Cl- H2O	Na+	Ca+2 CaSO4 NaSO4- K+ SO4-2 Mg+2 MgSO4	H4SiO4 KSO4-	H+ Fe+2 FeSO4	MnCl+ MnSO4 AlF+2 NH4+ HSO4-
P1M 40-45	Cl- H_2O	Na+	NaSO4- K+ CaSO4 Ca+2 MgSO4 SO4-2 Mg+2	HSO4- H4SiO4 AlSO4+ H+	AlF+2 FeSO4 Fe+2 NH4+ KSO4- Al+3 Al(SO4)2-	NH4SO4- AlOH+2 MnCl+ MnSO4 Mn+2	P3M 80-90	Cl- H2O	Na+	NaSO4- Ca+2 CaSO4 K+ SO4-2 MgSO4 Mg+2	KSO4-	F- NH4+ H4SiO4	NH4SO4- MnCl+ Mn+2 MnSO4 FeSO4 Fe+2 MgF+
P1M 100-110	Na+ Cl- H_2O		MgSO4 Mg+2 Ca+2 K+ CaSO4 NaSO4- SO4-2	KSO4-	F- NH4+	Al(OH)4- FeSO4 Fe+2 NH4SO4- MgF+	P4M 5-10	Cl- H2O	Na+	CaSO4 Mg+2 SO4-2 K+ Ca+2	Fe+2 NaSO4- H4SiO4 MgSO4	AlF+2 H2PO4- AlSO4+ KSO4- H+ FeSO4	FeH2PO4+ AlOH+2 AlF2+ MnSO4 MnCl+ Al(SO4)2- Mn+2 Al+3 HSO4- NH4+
P2M 0-5	H_2O	Na+ Cl-	Ca+2 MgSO4 K+ SO4-2 Mg+2	H4SiO4 CaSO4 NaSO4-	Fe+2 F- H2PO4- NH4+ KSO4- H+	MnCl+ MnSO4 AlF2+ MgH2PO4+ MgF+ Mn+2 FeSO4 HSO4-	P4M 50-60	Cl- H2O	Na+	NaSO4- Ca+2 CaSO4 Mg+2 K+ MgSO4 SO4-2	KSO4- Al(SO4)2- HSO4- AlSO4+ H+ Fe+2 FeSO4	Al+3 H4SiO4	MnCl+ Mn+2 AlF+2 MnSO4 NH4+
P2M 10-15	Na+ Cl- H_2O	SO4-2 MgSO4	FeSO4 Ca+2 K+ CaSO4 NaSO4- Mg+2	Al(SO4)2- AlSO4+ KSO4- H4SiO4 H+ HSO4- Fe+2	H2PO4- Mn+2 Al+3 NH4+ MnCl+ MnSO4	H3PO4 MnCl2 MgH2PO4+ NH4SO4- FeH2PO4+ AlF+2	P4M 100-110	Cl- H2O	Na+	CaSO4 Ca+2 NaSO4- K+ SO4-2 MgSO4 Mg+2	KSO4- H4SiO4 H+	NH4+ Al+3 Al(SO4)2- FeSO4 HSO4- Fe+2 AlSO4+	AlOH+2 MnSO4 MnCl+ Mn+2 AlF+2
P2M 55-65	Na+ Cl- H_2O	Mg+2	SO4-2 Fe+2 H+ MgSO4 K+ Ca+2	Al+3 AlSO4+ HSO4- FeSO4 NaSO4- H4SiO4 CaSO4	Al(SO4)2- Mn+2 KSO4- MnCl+	MgH2PO4+ AlF+2 FeH2PO4+ H2PO4- MnCl2 NH4+ MnSO4	P5M 0-5	H2O	Na+ Cl-	Mg+2 Ca+2 K+ SO4-2	NaSO4- MgSO4 CaSO4	NH4+ F- H4SiO4 KSO4-	OH- Fe+2 Al(OH)4-
P3M 0-5	Cl- H_2O	Na+	NaSO4- Ca+2 SO4-2 MgSO4 K+ Mg+2	KSO4- H4SiO4 CaSO4	FeSO4 Fe+2	AlF2+ MgH2PO4+ HSO4- AlF+2 H2PO4- H+ NH4+	P5M 10-15 P5M 100-110	Cl- H2O Cl- H2O	Na+ Na+	CaSO4 K+ SO4-2 MgSO4 CaSO4 Ca+2 Mg+2 K+ SO4-2	NaSO4- Mg+2 MgSO4 Ca+2 NaSO4-	NH4+ F- H4SiO4 KSO4- F- NH4+ KSO4-	NH3 MgF+ Al(OH)4- NH4SO4- NH4SO4- Al(OH)4- MgF+

Tabla 2-u: Estabilidad de los minerales en la disolución de equilibrio (valores positivos de log IAP) para sedimentos (P1C) y suelos en el Golfete de Cuare (P2C, P1G-P4G)

Fórmula Química	Fase	P1C 0-5	P1C 10-15	P1C 25-30	P2C 0-5	P2C 25-30	P2C 40-45	P1G 0-5	P1G 10-15	P1G 90-100	P2G 0-5	P2G 55-60	P2G 125-130	P3G 0-5	P3G 50-55	P3G 115-120	P4G 0-5	P4G 30-35	P4G 115-120
Ca2MgSi2O7	Akerminite	22,38	16,56	18,13		10,02	9,01	13,21	0,59	0,89	21,6			13,32	1,12	0,55	21,84		
Al(OH)3	Al(OH)3(a)	12,99	11,37	10,97	13,09	10,41	10,04	9,25	3,67	3,98	10,77	2,22		8,99	4,91	3,67	11,89	4,16	3,18
Al2O3	Al2O3	25,98	22,74	21,96	26,18	20,82	20,09	18,51	7,34	7,96	21,55	4,45		18	9,86	7,35	23,79	8,33	6,36
Al4(OH)10SO4	Al4(OH)10SO4	34,72	30,69	28,61	37,7	28,06	26,27	24,91	7,32	8,08	28,18	2,76		23,99	9,64	7,42	31,3	8,39	5,87
NaAlSi3O8	Albite	10,12	4,13	3,58	9,47	0,46		1,83			4,91			1,02			6,46		
NaAlSi3O8	Albite(low)	10,12	4,13	3,58	9,47	0,46		1,83			4,91			1,02			6,46		
KAl3(SO4)2(OH)6	Alunite	7,9	6,78	4,88	12,02	4,23	2,59	5,68			5,95			5,07			6,65		
NaAlSi2O6:H2O	Analcime	12,63	7,94	7,54	11,65	4,61	2,79	5,4			8,4			4,76			9,9		
KFe3AlSi3O10(OH)2	Annite	37,29	20,18	7,54	31,92	12,65	8,64	13,29			29,41			16,93			30,78		
CaAl2Si2O8	Anorthite	29,76	23,09	7,54		18,71	16,48	18,11	2,92	3,75	24,08			17,46	4,2	2,97	26,41	2,85	
MnO2	Birnessite																		
AlOOH	Boehmite	12,99	11,37	10,98	13,09	10,41	10,04	9,25	3,67	3,98	10,78	2,22		9	4,92	3,68	11,89	4,16	3,18
Mg(OH)2	Brucite	9,78	8,25	8,96	6,52	5,94	6,22	6,85	2,53	2,52	9,56	1,5	1,43	6,91	3,26	2,51	9,7	2,76	1,55
Ca3SiO5	Ca3SiO5	23,92	20,09	21,68		14,43	14,18	16,68	4	4,35	25,06	0,4		17,1	5,95	3,87	25,1	2,92	
Fe2Al1.33Si3.67O10(OH)2Ca0.165	Ca-Nontronite	3,74									15,54			10,15	2,44	1,44			
Ca2SiO4	Ca-Olivine	15,11	12,12	13,13		8,23	7,79	9,93	1,52	1,77	21,69			13,24	0,62	0,72	15,59	0,66	
Mg3Si2O5(OH)4	Chrysotile	24,32	17,12	18,95	15,18	9,52	8,67	13,42	0,68	0,76	6,06			3,17			22,21	0,54	
MgSiO3	Clinoenstatite	7,27	4,44	5	4,33	1,79	1,22	3,28			10,78	2,22		9	4,92	3,68	6,26		
AlOOH	Diaspore	12,99	11,37	10,98	13,09	10,41	10,04	9,25	3,67	3,98	12,08			6,37			11,89	4,16	3,18
CaMgSi2O6	Diopside	13,56	8,6	9,58		3,83	2,62	6,46			12,71			1,99			12,33		
Fe(OH)2.7Cl0.3	Fe(OH)2.7Cl0.3	0,84															0,23		
Fe3(OH)8	Fe3(OH)8	16,72	4,68	5,34	9,4												14,11		
Fe(OH)3	Ferrihydrite	3,62			0,81						2,08						2,77		
Mg2SiO4	Forsterite	17,05	12,69	13,96	10,85	7,73	7,45	10,14	1,6	1,64	15,62			10,08	1,96	1,62	15,96	1,65	
Ca2Al2SiO7	Gehlenite	41,09	34,87	35,09		29,06	27,88	28,43	8,86	9,73	37,09	3,55		28,15	12,29	8,8	39,37	8,99	4,23
Al(OH)3	Gibbsite(C)	12,99	11,37	10,97	13,09	10,41	10,04	9,25	3,67	3,98	10,77	2,22		8,99	4,91	3,67	11,89	4,16	3,18
FeOOH	Goethite	3,62			0,81						2,08						2,77		
Fe3Si2O5(OH)4	Greenalite	23,43	10,37	10,12	18,95	6,23	3,33	5,5			18,67			9,61			18,85		
Al2Si2O5(OH)4	Halloysite	20,94	15,13	14,02	21,81	12,51	10,09	11,36	0,43	1,16	14,56			10,51	0,66	0,54	16,89	0,58	
Mn3O4	Hausmannite	36,21	30,01	32,72	26,87			22	6,17	6,82	32,93	2,87	0,81	24,66	10,15	8,86	34,85	8,76	5,02
Fe2O3	Hematite	7,24			1,62						4,15						5,54		
FeAl2O4	Hercynite	35,46	28,74	27,97	33,96	25,67	24,53	22,72	9,3	10	30,11	5,3		23,69	12,4	9,43	32,37	10,38	8,29
KAlSiO4	Kalsilite	13,86	9,8	9,53	12,98	6,42	5,31	7,79			10,74			7,32	0,01		11,93	0,08	
Al2Si2O5(OH)4	Kaolinite	20,94	15,13	14,02	21,81	12,51	10,09	11,36	0,43	1,16	14,56			10,51	0,66	0,54	16,89	0,58	
Fe2Al.33Si3.67O10(OH)2K0.33	K-Nontronite	3,41																	
Ca2SiO4	Lamite	15,11	12,12	13,13		8,23	7,79	9,93	1,52	1,77	15,54			10,15	2,44	1,44	15,59	0,66	
CaAl2Si4O12:4H2O	Laumontite	24,72	15,47	14,64		10,4	6,48	10,97	2,48	2,58	17,08			9,97			19,51		
Ca2Al4Si8O24:7H2O	Leonhardite	49,44	30,95	29,28		20,8	12,97	21,93			34,16			19,94			39,02		
FeOOH	Lepidocrocite	3,62			0,81						2,08						2,77		
KAlSi2O6	Leucite	11,34	6	5,57	10,79	2,27	0,31	4,22			7,24			3,58			8,48		
CaO	Lime	8,81	7,96	8,55		6,19	6,39	6,75			9,52	1,31	1,1	6,95	3,51	2,42	9,51		
Fe2O3	Maghemite	7,24		5,36	1,62						4,15						5,54	2,27	0,74
Fe3O4	Magnetite	16,73	4,69		9,4						12,71			2			14,13		
Ca3MgSi2O8	Merwinite	31,19	24,53	26,68		16,22	15,41	19,96	3,08	3,47	31,12			20,27	4,63	2,97	31,36	1,81	
MgFe2O4	Mg-Ferrite	17,02	6,94	8,3	8,14	0,74	0,4				13,72			3,21			15,25		
Fe2Al.33Si3.67O10(OH)2Mg0.165	Mg-Nontronite	3,9									3,75								
KAlSi3O8	Microcline	8,82	2,19	1,61	8,6			0,65									5,04		
CaMgSiO4	Monticellite	16,08	12,41	13,55		7,98	7,62	10,03	1,56	1,7	15,58			10,11	2,2	1,53	15,77	1,15	
Mg0.485Fe.22Al1.71Si3.81O10(OH)2	Montmorillonite	18,16	8,8	7,95	17,4	4,29	0,51	4,78			10,2			4,07			12,53		
KAl3Si3O10(OH)2	Muscovite	34,8	24,93	23,56	34,78	18,94	15,4	19,16	0,12	1	25,3			17,83	0,69	0,45	28,82	0,66	
Fe2Al.33Si3.67O10(OH)2Na0.33	Na-Nontronite	3,83					7,79												
NaAlSiO4	Nepheline	15,15	11,75	11,5	13,84	8,77		8,97	1,5	1,55	11,9			8,5	1,81	1,47	13,35	1,38	0,42
MnO2	Nsutite																		
O2	O2(g)	28,65	25,53	26,73	24,28	22,33	22,72	21,51	12,49	13,2	26,21	10,65	9,51	21,93	15,64	12,73	28,89	14,55	11,92
MgO	Periclase	9,78	8,25	8,96	6,52	5,94	6,22	6,85	2,53	2,52	9,56	1,51	1,43	6,91	3,27	2,51	9,7	2,76	1,55
KMg3AlSi3O10(OH)2	Phlogopite	38,17	26,93	28,48	28,15	15,95	13,98	21,21	0,37	0,6	32,43		1,1	20,56	0,65	0,63	34,14	0,62	
Ca(OH)2	Portlandite	8,81	7,96	8,54		6,19	6,39	6,75	2,48	2,58	9,52	1,31		6,95	3,5	2,42	9,51	2,26	0,74
CaSiO3	P-Wollstanite	6,3	4,16	4,59		2,04	1,39	3,18			6,02			3,21			6,07		
Mn(OH)2	Pyrocroite	7,29	5,75	6,45	4,91			3,75		0,07	6,61			4,56	0,76	0,83	6,8	0,5	
MnO2	Pyrolusite																		
Al2Si4O10(OH)2	Pyrophyllite	15,91	7,52	6,1	17,44	4,21	0,09	4,22			7,57			3,03			10,01		
KAlSi3O8	Sanidine(H)	8,82	2,19	1,61	8,6			0,65			3,75						5,04		
Mg2Si3O7.5OH:3H2O	Sepiolite(a)	12,01	5,07	6,02	6,48			2,99			8,63			2,58			9,06		
Mg2Si3O7.5OH:3H2O	Sepiolite(c)	12,01	5,07	6,02	6,48			2,99			8,63			2,58			9,06		
MgAl2O4	Spinel	35,76	30,99	30,92	32,7	26,77	26,31	25,36	9,87	10,48	31,11	5,96	0,74	24,9	13,13	9,87	33,49	11,09	7,91
Mg3Si4O10(OH)2	Talc	19,28	9,51	11,03	10,81	1,22		6,28			14,69			5,76			15,32		
Ca2Mg5Si8O22(OH)2	Tremolite	46,41	26,71	30,2		8,87	3,91	19,2			38,86			18,5			39,98		
CaAl2Si4O12:2H2O	Wairakite	24,72	15,48	14,65		10,4	6,48	10,97			17,08			9,97			19,52		
CaSiO3	Wollastonite	6,3	4,16	4,59		2,04	1,39	3,18			6,02			3,21			6,07		

Tabla 2-v: Estabilidad de los minerales en la disolución de equilibrio (valores positivos de log IAP) para suelos en el Golfete de Cuare: P5G - P11G

Fórmula Química	Fase	P5G 10-15	P5G 95-100	P5G 110-115	P6G 65-70	P7G 0-5	P7G 10-15	P7G 115-120	P8G 0-5	P8G 65-75	P8G 120-125	P9G 0-5	P9G 10-15	P9G 65-75	P10G 0-5	P10G 60-65	P10G 85-90	P11G 5-10	P11G 60-65	P11G 125-130
Ca2MgSi2O7	Akerminite	11,09		28,26		14,64	7	1,67	14,38	2,41	1,96	11,42	3,6	0,91	11	1,52	0,44	32,25	30,03	29,33
Al(OH)3	Al(OH)3(a)	10,12	3,06	10,43	2,98	9,57	6,33	4,33	8,37	4,44	5,25	9,56	5,14	4,35	6,83	5,01	5,44	10,37	10,19	10,61
Al2O3	Al2O3	20,26	6,12	20,85	5,97	19,14	12,66	8,66	16,74	8,9	10,51	19,12	10,29	8,7	13,66	10,02	10,89	20,75	20,39	21,23
Al4(OH)10SO4	Al4(OH)10SO4	26,58	5,28	23,62	5,09	25,52	15,48	9,49	21,21	9,75	11,06	25,94	12,2	9,44	15,3	10,89	12,54	23,03	22,78	24,28
NaAlSi3O8	Albite	1,5		2,86		1,45			1,01	1,32		2,07						5,88	4,34	4,11
NaAlSi3O8	Albite(low)	1,5		2,86		1,45			1,01			2,07						5,88	4,34	4,11
KAl3(SO4)2(OH)6	Alunite	5,05				5,61	0,41		2,95			6,45								0,17
NaAlSi2O6:H2O	Analcime	5,64		7,38		5,33	0,91		4,68			5,77			2,22			9,59	8,48	8,26
KFe3AlSi3O10(OH)2	Annite	17,84		31,65		18,86	7,91	1,22	18,29			19,09	3,89	0,1	7,77		5,3	37,62	34,44	32,19
CaAl2Si2O8	Anorthite	18,37		24,4	0,65	18,86	9,88	4,48	16,57	4,63	4,57	17,44	6,78	3,9	11,95	3,88		26,39	24,72	25,65
MnO2	Birnessite																	0,83		
AlOOH	Boehmite	10,12	3,06	10,43	2,98	9,57	6,33	4,33	8,37	4,45	5,25	9,56	5,14	4,35	6,83	5,01	5,44	10,37	10,19	10,62
Mg(OH)2	Brucite	6,57	1,45	12,11	2,2	7,43	4,92	3,02	7,38	3,42	3,84	7,38	3,47	2,88	6,66	3,81	2,59	13,54	13,1	12,2
Ca3SiO5	Ca3SiO5	15,06	1,76	33,26	2,15	18,56	10,73	4,97	17,86	6,02	7,16	13,45	7,34	4,65	14,26	6,54	5,81	35,49	33,67	34
Fe2Al.33Si3.67O10(OH)2Ca0.165	Ca-Nontronite																	4,85	1,55	0,26
Ca2SiO4	Ca-Olivine	8,66		20,67	0,23	11,08	5,88	2,14	10,68	2,76	3,11	7,73	3,7	1,83	8,21	2,7	2,37	22,42	21,07	21,29
Mg3Si2O5(OH)4	Chrysotile	11,43		27,28		14,54	7,16	2,07	14,78	2,72	1,54	14,75	3,25	1,03	12,22	1,46		33,2	31,03	28,28
MgSiO3	Clinoenstatite	2,44		7,59		3,55	1,12		3,7			3,68			2,78			9,83	8,97	8,04
AlOOH	Diaspore	10,12	3,06	10,43	2,98	9,57	6,33	4,33	8,37	4,45	5,25	9,56	5,14	4,35	6,83	5,01	5,44	10,37	10,19	10,62
CaMgSi2O6	Diopside	4,69		15,66		7,16	2,15		7,21			5,7			4,95			19,18	17,43	16,61
Fe(OH)2.7Cl0.3	Fe(OH)2.7Cl0.3			2,47														3,7	3,04	2,2
Fe3(OH)8	Fe3(OH)8	3,7		20,73		3,62			3,38			3,04						24	21,86	19,68
Fe(OH)3	Ferrihydrite			5,3														6,45	5,64	4,95
Mg2SiO4	Forsterite	9,01		19,69	0,79	10,98	6,04	2,55	11,08	3,07	2,69	11,07	3,36	1,96	9,44	2,64	0,66	23,37	22,07	20,24
Ca2Al2SiO7	Gehlenite	28,91	5,84	41,52	6,2	30,22	18,54	10,8	27,42	11,66	13,61	26,86	13,99	10,53	21,87	12,72	13,26	43,17	41,45	42,52
Al(OH)3	Gibbsite(C)	10,12	3,06	10,43	2,98	9,57	6,33	4,33	8,37	4,44	5,25	9,56	5,14	4,35	6,83	5,01	5,44	10,37	10,19	10,61
FeOOH	Goethite			5,3														6,45	5,64	4,95
Fe3Si2O5(OH)4	Greenalite	9,38		21,35		10,77	4,31	0,33	11,23	0,4		10,86	1,87		3,09			25,86	23,46	21,04
Al2Si2O5(OH)4	Halloysite	11,96		11,81		11,38	5,04	1,66	9,38	1,37	0,52	11,72	3,13	1,08	5,9	0,03	1,85	13,32	12,11	12,93
Mn3O4	Hausmannite	27,85	6,05	42,7	4,43	23,77	14,55	8,83	21,93	7,48	11,98	23,21	9,7	7,63		10,04	12,53	45,45	43,35	
Fe2O3	Hematite			10,61														12,91	11,29	9,9
FeAl2O4	Hercynite	26,15	7,94	30,98	7,84	25,31	16,63	11,1	22,93	11,54	13,28	25,21	13,3	11,19	17,27	12,74	13,83	31,84	30,96	31,01
KAlSiO4	Kalsilite	8,45		10,3		8,09	3,6	0,89	7,06	0,92	0,21	8,22	2,01	0,24	4,67			11,76	10,98	11,15
Al2Si2O5(OH)4	Kaolinite	11,96		11,81		11,38	5,04	1,66	9,38	1,37	0,52	11,72	3,13	1,08	5,9	0,03	1,85	13,32	12,11	12,93
Fe2Al.33Si3.67O10(OH)2K0.33	K-Nontronite																	4,38	1,1	
Ca2SiO4	Larnite	8,66		20,67	0,23	11,08	5,88	2,14	10,68	2,76	3,11	7,73	3,7	1,83	8,21	2,7	2,37	22,42	21,07	21,29
CaAl2Si4O12:4H2O	Laumontite	10,05		15,36		11,11	2,26		9,21		4,05	10,03			4,2			18,96	16,43	17,34
Ca2Al4Si8O24:7H2O	Leonhardite	20,12		30,72		22,22	4,52		18,41			20,05			8,39			37,91	32,87	34,68
FeOOH	Lepidocrocite	4,31		5,3					3,38			4,52			0,8			6,45	5,64	4,95
KAlSi2O6	Leucite			5,78		4,21			7,18	3,26		5,72	3,64	2,82	6,04	3,84	3,44	8,05	6,84	7
CaO	Lime			12,59	1,93	7,48	4,85	2,82	3,38			3,05						13,07	12,6	12,72
Fe2O3	Maghemite	6,4	2,05	10,61														12,91	11,29	9,9
Fe3O4	Magnetite	3,73		20,74		3,62												24	21,87	19,68
Ca3MgSi2O8	Merwinite	17,49		40,85	0,74	22,12	11,85	4,49	21,56	5,67	6,01	17,13	7,24	3,73	17,04	5,36	3,88	45,32	42,64	42,05
MgFe2O4	Mg-Ferrite	4,42		22,71		4,88			4,57			4,35						26,45	24,39	22,1
Fe2Al.33Si3.67O10(OH)2Mg0.165	Mg-Nontronite	0,17																4,93	1,63	0,18
KAlSi3O8	Microcline			1,26		0,34						0,82						4,33	2,71	2,85
CaMgSiO4	Monticellite	8,83		20,18	0,51	11,03	5,96	2,35	10,88	2,92	2,9	9,4	3,53	1,9	8,83	2,67	1,51	22,9	21,57	20,76
Mg0.485Fe.22Al1.71Si3.81O10(OH)2	Montmorillonite	4,48		7,64		4,92			3,58			5,49						11,58	9,26	9,34
KAl3Si3O10(OH)2	Muscovite	20,42		22,11		19,47	8,64	2,54	16,45	2,29	0,73	19,94	5,15	1,32	10,58		1,56	25,08	23,09	24,08
Fe2Al.33Si3.67O10(OH)2Na0.33	Na-Nontronite																	4,89	1,64	0,13
NaAlSiO4	Nepheline	9,79		11,9	0,48	9,2	4,72	2,28	8,36	2,44	2,16	9,47	3,35	1,75	6,09	1,67	2,55	13,31	12,62	12,41
MnO2	Nsutite																	0,83		
O2	O2(g)	24,24	11,81	32,82	11,64	22,33	17,19	13,5	21,73	13,78	16,57	21,69	14,52	13,47	20,23	15,17	15,61	33,55	32,39	32,8
MgO	Periclase	6,58	1,45	12,11	2,2	7,43	4,93	3,02	7,38	3,42	3,84	7,39	3,47	2,88	6,66	3,81	2,59	13,54	13,1	12,2
KMg3AlSi3O10(OH)2	Phlogopite	19,89		37,58		22,62	10,76	2,96	21,84	3,64	1,75	22,97	5,27	1,27	16,89	0,27		44,96	42,01	39,44
Ca(OH)2	Portlandite	6,39	2,05	12,59	1,92	7,48	4,85	2,82	7,18	3,26	4,05	5,72	3,64	2,82	6,04	3,84	3,44	13,07	12,6	12,72
CaSiO3	P-Wollstanite	2,26		8,07		3,6	1,04		3,5			2,02	0,06		2,17	0,82		9,35	8,47	8,57
Mn(OH)2	Pyrocroite	5,24	0,05	8,76		4,2	1,98	0,69	3,68	0,19	1,23	4,12	0,81	0,3			1,57	9,56	9,05	
MnO2	Pyrolusite																	0,83		
Al2Si4O10(OH)2	Pyrophyllite	3,68		2,77		3,63			2,03			4,31						5,89	3,84	4,62
KAlSi3O8	Sanidine(H)	0,17		1,26		0,34						0,82						4,33	2,71	2,85
Mg2Si3O7.5OH:3H2O	Sepiolite(a)	0,7		10,65		3,23			3,72			3,66			1,68			15,94	13,79	11,93
Mg2Si3O7.5OH:3H2O	Sepiolite(c)	0,7		10,65		3,23			3,72			3,66			1,68			15,94	13,79	11,93
MgAl2O4	Spinel	26,83	7,58	32,96	8,17	26,56	17,58	11,68	24,12	12,32	14,35	26,51	13,76	11,58	20,31	13,83	13,48	34,29	33,49	33,43
Mg3Si4O10(OH)2	Talc	3,16		18,24		6,79			7,43			7,34			4,47			25,77	22,76	19,98
Ca2Mg5Si8O22(OH)2	Tremolite	12,54		49,56		21,1	3,85		21,84			18,74			14,37			64,14	57,62	53,2
CaAl2Si4O12:2H2O	Wairakite	10,07		15,36		11,11	2,26		9,21			10,03			4,2			18,96	16,44	17,34
CaSiO3	Wollastonite	2,26		8,07		3,6	1,04		3,5			2,02	0,06		2,17			9,35	8,47	8,57

Tabla 2-w: Estabilidad de los minerales en la disolución de equilibrio (valores positivos de log IAP) para suelos en el Golfete de Cuare y Parque Nacional Morrocoy (P11G-P18G)

Fórmula Química	Fase	P12G 0-5	P12G 60-65	P12G 95-100	P13G 0-5	P13G 60-65	P13G 105-110	P14G 0-5	P14G 85-90	P14G 110-115	P15G 0-5	P15G 55-60	P15G 80-85	P16G 0-5	P16G 55-60	P16G 90-95	P17G 0-5	P17G 50-55	P17G 100-105	P18G 0-5	P18G 10-15	P18G 115-125
Ca2MgSi2O7	Akerminite	14,82	6,71	28,09				17,78	14,52	13,88	30,66			26,23	19,68		25,61	28,46		21,17	15,73	2,77
Al(OH)3	Al(OH)3(a)	7,67	6,89	9,82	9,36	9,49	9,72	9,56	8,98	8,86	9,3	9,49	9,31	10,32	9,85	9,63	10,27	9,87	9,44	10,15	8,76	4,58
Al2O3	Al2O3	15,35	13,78	19,64	18,72	18,98	19,44	19,12	17,97	17,72	18,6	18,99	18,61	20,65	19,7	19,26	20,54	19,75	18,87	20,31	17,53	9,2
Al4(OH)10SO4	Al4(OH)10SO4	17,34	17,18	21,26	18,72	18,89	20,59	24,2	22,61	22,69	17,49	19,03	17,29	24,29	24,79	19,44	24,13	21,78	19,51	25,71	21,88	10,12
NaAlSi3O8	Albite			1,17				1,08		0	0,71			2,45	2,07		2,13	2,92		3,61	0,88	
NaAlSi3O8	Albite(low)			1,17				1,08		0	0,71			2,45	2,07		2,13	2,92		3,61	0,88	
KAl3(SO4)2(OH)6	Alunite		1,39					3,88	3,1	3,7				1,75	3,93		1,74			4,48	2,84	
NaAlSi2O6:H2O	Analcime	2,08	0,38	6,16				5,45	3,71	4,27	5,72			7,1	6,34		6,8	7,42		7,46	4,9	
KFe3AlSi3O10(OH)2	Annite	12,04	5,47	27,93				16,23	13,98	12,23	29,23			25,92	20,52		25,47	26,42		24,64	17,54	0,86
CaAl2Si2O8	Anorthite	13,58	9,72	22,34				19,15	16,48	16,56	21,87			23,12	20,5		22,81	23,11		22,13	17,32	5,07
MnO2	Bimessite				0,58							9,49				0,6						
AlOOH	Boehmite	7,67	6,89	9,82	9,36	9,49	9,72	9,56	8,98	8,86	9,3		9,31	10,32	9,85	9,63	10,27	9,87	9,44	10,15	8,76	4,6
Mg(OH)2	Brucite	8,41	5,48	12,72	13,51	11,6		8,99	8,13	7,65	14,1	11,89	14,08	11,97	9,55	12,93	11,72	12,76	12,26	9,82	8,11	3,67
Ca3SiO5	Ca3SiO5	19,54	11,17	33,03		9,49		21,92	18,94	17,88	34,85			30,7	23,73		30,17	32,54		24,73	19,46	6
Fe2Al1.33Si3.67O10(OH)2Ca0.165	Ca-Nontronite																					
Ca2SiO4	Ca-Olivine	11,37	5,89	20,36				13,16	11,07	10,5	21,56			18,91	14,4		18,56	20,19		15,2	11,63	2,77
Mg3Si2O5(OH)4	Chrysotile	15,3	7,12	28,19				18,23	15,04	14,41	32,3			26,6	20,11		25,81	29,29		21,76	16,3	3,65
MgSiO3	Clinoenstatite	3,45	0,82	7,74				4,62	3,45	3,38	9,1			7,32	5,28		7,05	8,27		5,97	4,1	0
AlOOH	Diaspore	7,67	6,89	9,82	9,36		9,72	9,56	8,98	8,86	9,3	9,49	9,31	10,32	9,85	9,63	10,27	9,87	9,44	10,15	8,76	4,6
CaMgSi2O6	Diopside	6,65	1,43	15,42				9,01	6,65	6,49	17,38			14,45	10,35		13,99	16,12		11,64	7,91	
Fe(OH)2.7Cl0.3	Fe(OH)2.7Cl0.3			1,76	2,85	2,08	1,02				2,64			0,58		2,49	0,33	0,83	1,44			
Fe3(OH)8	Fe3(OH)8	1,73		18,05	21,31	19,57	16,48	2,63	1,6		21,29			14,12	6,49	20,38	13,56	15,08	17,13	9,2	3,14	
Fe(OH)3	Ferrihydrite			4,34	5,6	4,95	3,79				5,63			2,93		5,29	2,71	3,32	4,08	0,89	12,21	
Mg2SiO4	Forsterite	11,86	6,31	20,46				13,61	11,59	11,03	23,2			19,3	14,83		18,77	21,03		15,8		3,68
Ca2Al2SiO7	Gehlenite	26,71	19,67	39,99				32,28	29,04	28,22	40,16			39,56	34,1		39,1	39,95		35,51	29,16	11,98
Al(OH)3	Gibbsite(C)	7,67	6,89	9,82	9,36	9,49	9,72	9,56	8,98	8,86	9,3	9,49	9,31	10,32	9,85	9,63	10,27	9,87	9,44	10,15	8,76	4,58
FeOOH	Goethite			4,34	5,6	4,95	3,79				5,63			2,93		5,29	2,72	3,33	4,08	0,9		
Fe3Si2O5(OH)4	Greenalite	6,2	1,79	18,11				7,75	6,89	5,05	20,12			15,48	11,34		15,07	16,33		14,54	9,91	
Al2Si2O5(OH)4	Halloysite	5,41	4,44	9,66				10,38	8,61	9,17	8,59			11,32	11,16		11,19	10,76		12,59	9,49	1,82
Mn3O4	Hausmannite	24,33	14,13	40,35	44,22			26,84	23,85	21,77				38,37	28,96	44,25	37,5			31,76	23,54	7,23
Fe2O3	Hematite			8,69	11,2	9,9	7,59		23,39		11,25			5,86		10,58	5,43	6,65	8,16	1,8		
FeAl2O4	Hercynite	20,73	17,49	29	28,83	28,66	28,34	24,62		22,25	28,64			28,92	26,33	29,06	28,68	28,19	27,85	27,73	23,51	11,58
KAlSiO4	Kalsilite	5,84	3,68	9,82				8,48	7,09	7,18	9,11			10,43	9,18		10,4	10,09		10,1	7,62	1,1
Al2Si2O5(OH)4	Kaolinite	5,41	4,44	9,66				10,38	8,61	9,17	8,59			11,32	11,16		11,19	10,76		12,59	9,49	1,82
Fe2Al1.33Si3.67O10(OH)2K0.33	K-Nontronite																					
Ca2SiO4	Larnite	11,37	5,89	20,36				13,16	11,07	10,5	21,56			18,91	14,4		18,56	20,19		15,2	11,63	2,77
CaAl2Si4O12:4H2O	Laumontite	3,64	0,38	12,36				10,39	7,12	8	11,86			13,78	11,95		13,45	14,11		14,4	9,28	
Ca2Al4Si8O24:7H2O	Leonhardite	7,28	0,75	24,72				20,79	14,24	16,01	23,72			27,57	23,91		26,9	28,22		28,81	18,57	
FeOOH	Lepidocrocite			4,34	5,6		3,79				5,63			2,93		5,29	2,72	3,33	4,08	0,9		
KAlSi2O6	Leucite	0,87		4,84		4,95		4,11	2,41	2,9	4,11			5,77	4,91		5,73	5,59		6,24	3,61	
CaO	Lime	8,17	5,28	12,67	13,72	12,88	12,05	8,76	7,87	7,39	13,28	12,93	13,2	11,79	9,33	13,29	11,62	12,34	12,5	9,53	7,82	3,23
Fe2O3	Maghemite		11,99	8,69	11,2	9,9	7,59		1,61		11,25			5,86	6,5	10,58	5,43	6,65	8,16	1,8	3,15	
Fe3O4	Magnetite	1,74		18,05	21,32	19,58	16,48	2,64			21,3			14,13		20,39	13,57	15,09	17,13	9,22		
Ca3MgSi2O8	Merwinite	22,98		40,77				26,54	22,4	21,26	43,95			38,02	29,02		37,22	40,81		30,7	23,55	6
MgFe2O4	Mg-Ferrite	4,78		21,41	24,7	21,5		6,13	4,32	1,51	25,36			17,84	9,43	23,51	17,15	19,42	20,42	11,62	5,28	
Fe2Al1.33Si3.67O10(OH)2Mg0.165	Mg-Nontronite																					
KAlSi3O8	Microcline													1,11	0,64		1,05	1,1		2,39		
CaMgSiO4	Monticellite	11,62	6,1	20,41				13,38	11,33	10,77	22,38			19,1	14,62		18,66	20,61		15,5	11,92	3,23
Mg0.485Fe.22Al1.71Si3.81O10(OH)2	Montmorillonite			4,92				3,74	1,06	1,91	4,91			6,36	5,2		6,03	6,68		7,64	3,31	
KAl3Si3O10(OH)2	Muscovite	11,25	8,12	19,49				18,86	15,7	16,35	17,7			21,76	20,35		21,59	20,85		22,69	17,12	2,93
Fe2Al1.33Si3.67O10(OH)2Na0.33	Na-Nontronite																					
NaAlSiO4	Nepheline	7,05	5,05	11,14				9,82	8,39	8,54	10,72			11,77	10,61		11,48	11,91		11,32	8,91	2,74
MnO2	Nsutite				0,58		31,72									0,6						
O2	O2(g)	23,33	17,39	32,06	34,04	33,25		24,41	22,84	21,71	34,46	33,7	34,53	30,78	25,37	34,08	30,43	31,67	32,53	26,05	22,53	13,43
MgO	Periclase	8,41	5,49	12,72	13,51	11,6		8,99	8,13	7,65	14,1	11,89	14,08	11,98	9,55	12,93	11,72	12,76	12,26	9,83	8,11	3,68
KMg3AlSi3O10(OH)2	Phlogopite	21,14	10,81	38,02				26,7	22,13	21,59	41,41			37,04	29,29		36,22	39,38		31,86	23,93	4,76
Ca(OH)2	Portlandite	8,16	5,28	12,67	13,72	12,88	12,05	8,76	7,87	7,38	13,28	12,93	13,2	11,78	9,33	13,29	11,61	12,34	12,5	9,52	7,82	3,21
CaSiO3	P-Wollstanite	3,2	0,61	7,69				4,39	3,19	3,11	8,28			7,13	5,07		6,94	7,85		5,67	3,81	
Mn(OH)2	Pyrocroite	4,22	1,81	8,1	9,06			4,88	4,14	3,63				7,66	5,42	9,07	7,42			6,24	4,09	0,16
MnO2	Pyrolusite				0,58											0,6						
Al2Si4O10(OH)2	Pyrophyllite							1,64		0,63				2,01	2,63		1,84	1,77		4,88	1,47	
KAlSi3O8	Sanidine(H)													1,11	0,64		1,05	1,1		2,39		
Mg2Si3O7.5OH:3H2O	Sepiolite(a)	1,92		10,48				4,86	2,22	2,48	13,19			9,96	6,29		9,41	12,03		8,07	4,17	
Mg2Si3O7.5OH:3H2O	Sepiolite(c)	1,92		10,48				4,86	2,22	2,48	13,19			9,96	6,29		9,41	12,03		8,07	4,17	
MgAl2O4	Spinel	23,76	19,27	32,36	32,22	30,58		28,11	26,1	25,37	32,7	30,88	32,69	32,63	29,26	32,18	32,26	32,51	31,14	30,13	25,64	12,88
Mg3Si4O10(OH)2	Talc	5,38		18,23				9,49	5,68	5,87	22,29			17,29	11,58		16,47	20,31		14,05	8,27	
Ca2Mg5Si8O22(OH)2	Tremolite	18,68	0,65	49,07				27,52	18,98	18,85	57,05			46,18	32,28		44,45	52,55		37,34	24,08	
CaAl2Si4O12:2H2O	Wairakite	3,64	0,38	12,36				10,4	7,12	8,01	11,86			13,79	11,96		13,46	14,11		14,41	9,29	
CaSiO3	Wollastonite	3,2	0,61	7,69				4,39	3,19	3,11	8,28			7,13	5,07		6,94	7,85		5,67	3,81	

Tabla 2-x: Estabilidad de los minerales en la disolución de equilibrio (valores positivos de log IAP) para suelos de manglar en la Laguna La Restinga: P1R-P2R

Fórmula Química	Fase	P1RA 0-5	P1RA 10-15	P1RA 100-110	P1RB 0-5	P1RB 45-55	P1RB 80-90	P1RC 0-5	P1RC 50-60	P1RC 70-80	P2RA 0-5	P2RA 10-15	P2RA 100-110	P2RB 0-5	P2RB 50-60	P2RB 100-110
Ca2MgSi2O7	Akerminite	19,55	16,14	15,83	14,81	12,8	2,64	3,72	2,21	2,53	18,63	17,92	7,96	15,91	7,59	6,31
Al(OH)3	Al(OH)3(a)	9,18	8,58	8,46	8,31	8,06	4,45	4,78	4,19	4,47	9,35	9,26	6,63	8,61	6,87	6,41
Al2O3	Al2O3	18,36	17,18	16,93	16,64	16,15	8,92	9,57	8,4	8,94	18,72	18,54	13,28	17,23	13,74	12,83
Al4(OH)10SO4	Al4(OH)10SO4	22,93	21,81	21,38	20,75	20,78	9,76	10,97	9,09	9,99	23,88	23,43	16,68	21,27	17,37	15,89
NaAlSi3O8	Albite	3,26	2,05	1,58	0,53	0,35				2,94	2,33	1,8		0,66		
NaAlSi3O8	Albite(low)	3,26	2,05	1,58	0,53	0,35				4,6	2,33	1,8		0,66		
KAl3(SO4)2(OH)6	Alunite	3,39	3,58	3,35	2,65	3,69				4,47	4,3	3,77	1,59	2,36	1,77	0,64
NaAlSi2O6:H2O	Analcime	6,77	5,55	5,21	4,41	4,16				3,76	6,2	5,76	1,52	4,64	1,83	1,27
KFe3AlSi3O10(OH)2	Annite	24,84	21,5	20,81	15,56	9,75	2,41	4,37	1,99	5,6	21,04	18,94	7,5	17,28	7,83	2,75
CaAl2Si2O8	Anorthite	19,97	17,64	17,21	16,2	15,1	4,44	6,05	4,07	2,49	19,56	19,15	10,4	17,18	11,19	9,66
MnO2	Birnessite									3,84						
AlOOH	Boehmite	9,18	8,59	8,46	8,32	8,07	4,46	4,79	4,2	0,04	9,36	9,27	6,64	8,61	6,87	6,41
Mg(OH)2	Brucite	9,31	8,19	8,01	7,9	7,28	3,88	3,81	3,6	4,47	9,2	8,75	5,75	8,05	5,15	5
Ca3SiO5	Ca3SiO5	22,38	18,94	18,98	18,14	15,89	5,87	6,8	5,19	3,81	21,9	21,68	11,28	19,74	11,19	9,63
Fe2Al.33Si3.67O10(OH)2Ca0.165	Ca-Nontronite									11,43						
Ca2SiO4	Ca-Olivine	13,75	11,45	11,44	10,8	9,33	2,62	3,38	2,25	4,47	13,31	13,13	6,19	11,84	6,2	5,14
Mg3Si2O5(OH)4	Chrysotile	20,9	17,55	16,79	15,91	14,23	3,91	4,5	3,52	1,73	19,84	18,32	9,29	16,19	7,92	7,34
MgSiO3	Clinoenstatite	5,8	4,68	4,39	4,01	3,48	0,02	0,34		1,49	5,33	4,79	1,77	4,07	1,38	1,17
AlOOH	Diaspore	9,18	8,59	8,46	8,32	8,07	4,46	4,79	4,2	7,57	9,36	9,27	6,64	8,61	6,87	6,41
CaMgSi2O6	Diopside	10,92	8,66	8,3	7,46	6,24		0,3		12,01	10,04	9,37	2,87	8	2,6	1,83
Fe(OH)2.7Cl0.3	Fe(OH)2.7Cl0.3									1,21						
Fe3(OH)8	Fe3(OH)8	8,41	5,17	4,99	0,85					1,49	5,81	4,22		2,93		
Fe(OH)3	Ferrihydrite	0,41		12,41						2,49						
Mg2SiO4	Forsterite	15,11	12,88		11,91	10,76	3,9	4,16	3,56	3,11	14,53	13,54	7,53	12,12	6,54	6,17
Ca2Al2SiO7	Gehlenite	32,11	28,63	28,38	27,44	25,47	11,54	12,95	10,65	5,64	32,02	31,67	19,48	29,07	19,95	17,97
Al(OH)3	Gibbsite(C)	9,18	8,58	8,46	8,31	8,06	4,45	4,78	4,19	3,15	9,35	9,26	6,63	8,61	6,87	6,41
FeOOH	Goethite	0,41								2,7						
Fe3Si2O5(OH)4	Greenalite	15,76	13,54	13,07	8,42	3,03	1,12	2,57	1,28	2,46	12,25	10,39	3,44	9,76	3,35	
Al2Si2O5(OH)4	Halloysite	11,33	10,15	9,67	8,85	8,51	1,19	2,62	1,12	13,93	10,96	10,6	5,3	9,27	6,19	5,17
Mn3O4	Hausmannite	26,56	22,27	22,71	21,47	19,53	7,31	8,33	7,1	3,77	25,98	25,05	13,52	23,26	13,44	12,94
Fe2O3	Hematite	0,82								5,05						
FeAl2O4	Hercynite	25,96	24,04	23,71	22,04	19,7	11,87	12,75	11,25	3,1	25,39	24,65	17,09	23,14	17,37	15,14
KAlSiO4	Kalsilite	9,07	7,96	7,74	7,14	6,72	1,28	1,8	0,71	0,2	8,78	8,54	4,05	7,52	4,48	3,49
Al2Si2O5(OH)4	Kaolinite	11,33	10,15	9,67	8,85	8,51	1,19	2,62	1,12	12,71	10,96	10,6	5,3	9,27	6,19	5,17
Fe2Al.33Si3.67O10(OH)2K0.33	K-Nontronite															
Ca2SiO4	Larnite	13,75	11,45	11,44	10,8	9,33	2,62	3,38	2,25		13,31	13,13	6,19	11,84	6,2	5,14
CaAl2Si4O12:4H2O	Laumontite	12,93	10,61	9,94	8,41	7,45					11,79	11,2	2,41	9,22	3,63	1,99
Ca2Al4Si8O24:7H2O	Leonhardite	25,85	21,22	19,88	16,82	14,9					23,59	22,4	4,82	18,44	7,27	3,98
FeOOH	Lepidocrocite	0,41														
KAlSi2O6	Leucite	5,56	4,45	4,11	3,25	2,91					4,91	4,58	0,07	3,54	0,71	
CaO	Lime	8,63	7,48	7,53	7,34	6,57	3,24	3,43	2,94		8,59	8,55	5,09	7,91	4,99	4,49
Fe2O3	Maghemite	0,82	5,19		0,86											
Fe3O4	Magnetite	8,42		5,01							5,83	4,23		2,94		
Ca3MgSi2O8	Merwinite	28,18	23,62	23,37	22,15	19,37	5,89	7,15	5,16		27,22	26,46	13,05	23,82	12,57	10,8
MgFe2O4	Mg-Ferrite	10,13	6,53	6,25	3,36						8,36	6,87		5,08		
Fe2Al.33Si3.67O10(OH)2Mg0.165	Mg-Nontronite															
KAlSi3O8	Microcline	2,04	0,94	0,48							1,03	0,61				
CaMgSiO4	Monticellite	14,43	12,17	11,93	11,35	10,04	3,26	3,77	2,91		13,92	13,34	6,86	11,98	6,37	5,66
Mg0.485Fe.22Al1.71Si3.81O10(OH)2	Montmorillonite	6,92	5,1	4,34	2,73	1,85					5,61	4,77		3,15		
KAl3Si3O10(OH)2	Muscovite	20,4	18,11	17,41	16	15,24	2,47	4,43	1,83		19,75	19,14	9,36	16,79	10,68	8,66
Fe2Al.33Si3.67O10(OH)2Na0.33	Na-Nontronite															
NaAlSiO4	Nepheline	10,28	9,07	8,84	8,31	7,97	2,59	3,11	2,16		10,08	9,73	5,51	8,62	5,6	5,1
MnO2	Nsutite															
O2	O2(g)	23,38	21,37	21,48	21,45	20,27	13,94	14,24	13,52		23,77	23,91	17,33	22,57	17,2	16,17
MgO	Periclase	9,31	8,19	8,02	7,9	7,29	3,88	3,82	3,6		9,2	8,76	5,76	8,05	5,16	5
KMg3AlSi3O10(OH)2	Phlogopite	29,97	25,51	24,53	23,06	20,95	5,2	6,3	4,23		28,63	26,87	13,35	23,71	12,4	10,83
Ca(OH)2	Portlandite	8,63	7,48	7,53	7,34	6,56	3,24	3,42	2,94		8,59	8,55	5,08	7,91	4,99	4,48
CaSiO3	P-Wollstanite	5,12	3,97	3,91	3,45	2,76					4,72	4,58	1,1	3,93	1,22	0,66
Mn(OH)2	Pyrocroite	4,95	3,86	3,99	3,58	3,13	0,11	0,4	0,11		4,7	4,36	1,61	3,99	1,61	1,62
MnO2	Pyrolusite															
Al2Si4O10(OH)2	Pyrophyllite	4,3	3,14	2,42	1,07	0,9					3,22	2,66		1,32		
KAlSi3O8	Sanidine(H)	2,04	0,94	0,48							1,03	0,61				
Mg2Si3O7.5OH:3H2O	Sepiolite(a)	8,07	5,84	5,14	4,12	3,12					6,76	5,59		4,16		
Mg2Si3O7.5OH:3H2O	Sepiolite(c)	8,07	5,84	5,14	4,12	3,12					6,76	5,59		4,16		
MgAl2O4	Spinel	27,67	25,37	24,95	24,54	23,43	12,8	13,39	11,99		27,92	27,29	19,04	25,28	18,9	17,83
Mg3Si4O10(OH)2	Talc	13,87	10,54	9,54	8,14	6,61					12,1	10,39	1,32	8,24	0,38	
Ca2Mg5Si8O22(OH)2	Tremolite	35,71	27,85	26,13	23,07	19,09					32,19	29,12	7,07	24,24	5,58	3,34
CaAl2Si4O12:2H2O	Wairakite	12,93	10,62	9,95	8,42	7,46					11,8	11,21	2,42	9,22	3,64	2
CaSiO3	Wollastonite	5,12	3,97	3,91	3,45	2,76					4,72	4,58	1,1	3,93	1,22	0,66

Tabla 2-y: Estabilidad de los minerales en la disolución de equilibrio (valores positivos de log IAP) para suelos de manglar en la Laguna La Restinga: P3R-P5R

Fórmula Química	Fase	P3R 0-5	P3R 80-90	P3R 105-115	P4R 0-5	P4R 10-15	P4R 70-80	P5R 0-5	P5R 65-75	P5R 95-105
Ca2MgSi2O7	Akerminite	15,94	5,5	7,3	20,93	18,21	14,83	15,35	12,22	5,26
Al(OH)3	Al(OH)3(a)	9,35	6,43	6,69	9,87	8,62	8,68	8,05	7,44	5,58
Al2O3	Al2O3	18,71	12,88	13,39	19,74	17,25	17,38	16,11	14,88	11,18
Al4(OH)10SO4	Al4(OH)10SO4	24,32	16,18	16,83	24,87	20,34	22,14	19,15	18,11	13,28
NaAlSi3O8	Albite	1,35			3,57	1,71	0,71	0,93		
NaAlSi3O8	Albite(low)	1,35			3,57	1,71	0,71	3,84		
KAl3(SO4)2(OH)6	Alunite	4,85	1,44	1,64	4,19	0,6	3,63	15,58	1,26	
NaAlSi2O6:H2O	Analcime	5,32	0,78	1,31	7,24	5,54	4,64		3,07	0,31
KFe3AlSi3O10(OH)2	Annite	20,15	7,81	8,11	24,93	16,25	15,14		12,69	5,7
CaAl2Si2O8	Anorthite	18,66	9,42	10,39	21,77	18,01	17,06	15,67	13,45	7,76
MnO2	Birnessite									
AlOOH	Boehmite	9,35	6,44	6,7	9,87	8,62	8,69	8,05	7,44	5,59
Mg(OH)2	Brucite	8,07	4,62	5,37	9,5	9,01	7,59	7,97	7,17	4,63
Ca3SiO5	Ca3SiO5	19,76	9,11	10,82	24,49	21,47	18,71	19,32	15,5	8,38
Fe2Al.33Si3.67O10(OH)2Ca0.165	Ca-Nontronite									
Ca2SiO4	Ca-Olivine	11,85	4,78	5,89	15,1	13,03	11,16	11,5	9,01	4,35
Mg3Si2O5(OH)4	Chrysotile	16,24	6,06	8,2	21,15	19,36	14,92	15,65	13,58	6,45
MgSiO3	Clinoenstatite	4,09	0,72	1,41	5,83	5,18	3,66	3,84	3,21	0,91
AlOOH	Diaspore	9,35	6,44	6,7	9,87	8,62	8,69	8,05	7,44	5,59
CaMgSi2O6	Diopside	8,02	1,16	2,38	11,54	9,78	7,28	7,53	5,73	1,22
Fe(OH)2.7Cl0.3	Fe(OH)2.7Cl0.3									
Fe3(OH)8	Fe3(OH)8	5,08			8,79	1,89	0,23	1,99		
Fe(OH)3	Ferrihydrite				0,68					
Mg2SiO4	Forsterite	12,16	5,34	6,79	15,33	14,19	11,26	11,81	10,38	5,55
Ca2Al2SiO7	Gehlenite	30,55	17,65	19,29	34,84	30,28	28,54	27,61	23,9	15,52
Al(OH)3	Gibbsite(C)	9,35	6,43	6,69	9,87	8,62	8,68	8,05	7,44	5,58
FeOOH	Goethite				0,68					
Fe3Si2O5(OH)4	Greenalite	11,83	4,01	3,94	14,95	8,43	7,61	8,77	6,99	2,83
Al2Si2O5(OH)4	Halloysite	10,75	5,08	5,46	12,38	9,58	9,51	7,85	6,95	3,71
Mn3O4	Hausmannite	24,68	13,52	13,91	28,35		21,24	22,32	18,02	10,65
Fe2O3	Hematite				1,36					
FeAl2O4	Hercynite	25,3	16,81	17,35	27,18	22,61	22,54	21,78	19,86	14,61
KAlSiO4	Kalsilite	8,32	3,79	4,16	9,98	7,82	7,52	6,81	5,69	2,87
Al2Si2O5(OH)4	Kaolinite	10,75	5,08	5,46	12,38	9,58	9,51	7,85	6,95	3,71
Fe2Al.33Si3.67O10(OH)2K0.33	K-Nontronite									
Ca2SiO4	Larnite	11,85	4,78	5,89	15,1	13,03	11,16	11,5	9,01	4,35
CaAl2Si4O12:4H2O	Laumontite	10,7	1,62	2,45	14,41	10,34	9,19	7,4	5,51	0,28
Ca2Al4Si8O24:7H2O	Leonhardite	21,4	3,25	4,91	28,82	20,68	18,38	14,81	11,02	0,57
FeOOH	Lepidocrocite				0,68					
KAlSi2O6	Leucite	4,35		0,2	6,3	3,98	3,59	2,69	1,73	
CaO	Lime	7,91	4,34	4,93	9,39	8,43	7,55	7,82	6,49	4,04
Fe2O3	Maghemite				1,36					
Fe3O4	Magnetite	5,09			8,8	1,9	0,24	2		
Ca3MgSi2O8	Merwinite	23,85	9,84	12,23	30,32	26,65	22,38	23,16	18,71	9,29
MgFe2O4	Mg-Ferrite	6,56			10,87	5,54	2,68	4,29	1,02	
Fe2Al.33Si3.67O10(OH)2Mg0.165	Mg-Nontronite									
KAlSi3O8	Microcline	0,37			2,62	0,15				
CaMgSiO4	Monticellite	12	5,06	6,34	15,22	13,61	11,21	11,66	9,69	4,95
Mg0.485Fe.22Al1.71Si3.81O10(OH)2	Montmorillonite	4,58			7,62	4,13	3,02	1,51	0,43	
KAl3Si3O10(OH)2	Muscovite	19,07	8,87	9,63	22,36	17,39	17,04	14,66	12,65	6,58
Fe2Al.33Si3.67O10(OH)2Na0.33	Na-Nontronite									
NaAlSiO4	Nepheline	9,3	4,68	5,28	10,92	9,38	8,57	7,97	7,03	4,05
MnO2	Nsutite									
O2	O2(g)	22,73	16,52	16,87	25,11	23,72	21,65	22,07	19,93	15,44
MgO	Periclase	8,07	4,62	5,38	9,5	9,01	7,6	7,97	7,17	4,64
KMg3AlSi3O10(OH)2	Phlogopite	24,57	9,85	12,37	31,13	27,18	22,45	22,47	19,28	9,32
Ca(OH)2	Portlandite	7,91	4,33	4,92	9,39	8,43	7,54	7,81	6,48	4,03
CaSiO3	P-Wollstanite	3,93	0,44	0,96	5,71	4,6	3,62	3,69	2,52	0,31
Mn(OH)2	Pyrocroite	4,44	1,75	1,82	5,26		3,47	3,76	2,68	0,97
MnO2	Pyrolusite									
Al2Si4O10(OH)2	Pyrophyllite	2,79			5,02	1,91	1,65			
KAlSi3O8	Sanidine(H)	0,37			2,62	0,15				
Mg2Si3O7.5OH:3H2O	Sepiolite(a)	4,19			7,97	6,51	3,39	3,55	2,44	
Mg2Si3O7.5OH:3H2O	Sepiolite(c)	4,19			7,97	6,51	3,39	3,55	2,44	
MgAl2O4	Spinel	26,77	17,5	18,77	29,24	26,26	24,97	24,08	22,05	15,81
Mg3Si4O10(OH)2	Talc	8,29		0,27	13,8	11,7	7,06	7,4	5,66	
Ca2Mg5Si8O22(OH)2	Tremolite	24,33	0,6	5,03	36,87	31,25	21,62	22,46	17,12	1,43
CaAl2Si4O12:2H2O	Wairakite	10,7	1,63	2,46	14,41	10,34	9,19	7,41	5,52	0,29
CaSiO3	Wollastonite	3,93	0,44	0,96	5,71	4,6	3,62	3,69	2,52	0,31

Tabla 2-z: Estabilidad de los minerales en la disolución de equilibrio (valores positivos de log IAP) para suelos de manglar en la Laguna La Restinga: P6R-P9R

Fórmula Química	Fase	P6R 0-5	P6R 70-80	P6R 100-110	P7R 0-5	P7R 65-75	P7R 120-130	P8R 0-5	P8R 10-15	P8R 110-120	P9R 0-5	P9R 50-60	P9R 110-120
Ca2MgSi2O7	Akerminite	14,43	13,26	17,88	14,46	8,88	10,23	8,42	3,81	26,5	13,2	10,49	7,04
Al(OH)3	Al(OH)3(a)	8,94	8,05	9,32	7,93	6,15	6,61	6,49	4,76	10,1	8,16	7,02	6,43
Al2O3	Al2O3	17,88	16,11	18,66	15,87	12,32	13,23	13	9,52	20,2	16,33	14,06	12,88
Al4(OH)10SO4	Al4(OH)10SO4	22,94	20,17	23,68	19,33	14,26	16,22	15,74	10,12	23,7	20,75	17,02	15,95
NaAlSi3O8	Albite	0,33		2,17	0,01					3,24	0,58		
NaAlSi3O8	Albite(low)	0,33		2,17	0,01					3,24	0,58		
KAl3(SO4)2(OH)6	Alunite	3,8	2,47	4,08	1,62		0,86	0,57		1,56	3,04	0,85	1,11
NaAlSi2O6:H2O	Analcime	4,46	3,52	6,07	3,9	1,42	2,91	1,8		7,38	4,28	2,54	1,62
KFe3AlSi3O10(OH)2	Annite	13,01	9,76	17,45	15,57	9,26	10,51	9,3	2,86	25,86	16,05	10,91	5,66
CaAl2Si2O8	Anorthite	17,11	14,97	19,15	15,31	10,12	12,11	10,85	6,32	23,57	15,74	12,42	10,34
MnO2	Birnessite												
AlOOH	Boehmite	8,94	8,06	9,33	7,94	6,16	6,61	6,5	4,76	10,1	8,16	7,03	6,44
Mg(OH)2	Brucite	7,72	7,42	9,08	7,8	5,75	5,91	5,33	3,46	11,48	6,98	6,17	4,73
Ca3SiO5	Ca3SiO5	18,33	16,87	21	17,77	12,21	13,03	12,02	7,27	30,8	16,71	14,06	10,83
Fe2Al.33Si3.67O10(OH)2Ca0.165	Ca-Nontronite				10,55								
Ca2SiO4	Ca-Olivine	10,84	9,89	12,7	15,61	6,89	7,6	6,78	3,72	19,16	9,91	8,11	5,99
Mg3Si2O5(OH)4	Chrysotile	14,88	14,14	19,45	3,91	9,74	11,17	8,6	3,64	26,16	13,56	10,93	6,83
MgSiO3	Clinoenstatite	3,59	3,36	5,18	7,94	2	2,63	1,64	0,09	7,34	3,29	2,38	1,05
AlOOH	Diaspore	8,94	8,06	9,33	7,24	6,16	6,61	6,5	4,76	10,1	8,16	7,03	6,44
CaMgSi2O6	Diopside	6,94	6,28	9,58	1,21	3,56	4,79	3,18	0,26	14,85	6,4	4,54	2,2
Fe(OH)2.7Cl0.3	Fe(OH)2.7Cl0.3												
Fe3(OH)8	Fe3(OH)8			2,2						12,38	0,75		
Fe(OH)3	Ferrihydrite									2,27			
Mg2SiO4	Forsterite	11,3	10,78	14,27	11,71	7,75	8,54	6,97	3,56	18,82	10,27	8,55	5,78
Ca2Al2SiO7	Gehlenite	28,73	26,01	31,36	26,43	19,2	20,83	19,78	13,24	39,36	26,24	22,16	18,87
Al(OH)3	Gibbsite(C)	8,94	8,05	9,32	7,93	6,15	6,61	6,49	4,76	10,1	8,16	7,02	6,43
FeOOH	Goethite									2,27			
Fe3Si2O5(OH)4	Greenalite	5,58	3,38	8,69	8,89	5,27	5,69	4,92	0,83	15,25	9,21	5,74	1,52
Al2Si2O5(OH)4	Halloysite	9,61	7,99	10,84	8,09	4,79	6,66	5,61	2,77	11,92	8,94	6,46	5,49
Mn3O4	Hausmannite	23,53	20,56	25,68	20,39	14,77	17,76	15,93	10,07	39,9	19,46	16,5	13,89
Fe2O3	Hematite									4,54			
FeAl2O4	Hercynite	22,5	19,95	24,17	21,43	16,58	17,32	17,1	12,05	28,05	21,87	18,5	15,84
KAlSiO4	Kalsilite	7,43	6,38	8,76	6,68	3,99	4,82	4,37	2,03	10,61	6,83	5,16	4,14
Al2Si2O5(OH)4	Kaolinite	9,61	7,99	10,84	8,09	4,79	6,66	5,61	2,77	11,92	8,94	6,46	5,49
Fe2Al.33Si3.67O10(OH)2K0.33	K-Nontronite												
Ca2SiO4	Larnite	10,84	9,89	12,7	10,55	6,89	7,6	6,78	3,72	19,16	9,91	8,11	5,99
CaAl2Si4O12:4H2O	Laumontite	8,83	6,84	11,32	7,52	2,58	5,53	3,45		15,29	8,35	4,82	2,95
Ca2Al4Si8O24:7H2O	Leonhardite	17,67	13,68	22,65	15,05	5,16	11,07	6,91		30,57	16,69	9,64	5,91
FeOOH	Lepidocrocite									2,27			
KAlSi2O6	Leucite	3,3	2,32	4,86	2,79	0,23	1,54	0,68		6,47	3,14	1,37	0,45
CaO	Lime	7,49	6,98	8,3	7,22	5,32	5,44	5,24	3,55	11,65	6,8	5,95	4,84
Fe2O3	Maghemite				1,22					4,54			
Fe3O4	Magnetite			2,22	21,68					12,39	0,76		
Ca3MgSi2O8	Merwinite	21,92	20,23	26,18		14,21	15,67	13,66	7,36	38,14	20	16,44	11,88
MgFe2O4	Mg-Ferrite	2,15		5,81	3,46					16,03	2,21		
Fe2Al.33Si3.67O10(OH)2Mg0.165	Mg-Nontronite												
KAlSi3O8	Microcline			0,95						2,33			
CaMgSiO4	Monticellite	11,07	10,34	13,49	11,13	7,32	8,07	6,88	3,64	18,99	10,09	8,33	5,89
Mg0.485Fe.22Al1.71Si3.81O10(OH)2	Montmorillonite	2,67	1,04	5,12	2,05		0,69			7,57	2,75		
KAl3Si3O10(OH)2	Muscovite	17,04	14,37	19,61	14,77	8,78	11,48	9,98	4,79	22,53	15,77	11,63	9,63
Fe2Al.33Si3.67O10(OH)2Na0.33	Na-Nontronite												
NaAlSiO4	Nepheline	8,59	7,58	9,98	7,79	5,19	6,19	5,5	2,82	11,52	7,97	6,34	5,31
MnO2	Nsutite									29,84			
O2	O2(g)	22,52	20,97	23,55	21,21	17,71	17,83	17,83	15,37	11,48	20,44	19,29	16,97
MgO	Periclase	7,72	7,42	9,09	7,8	5,76	5,91	5,33	3,47	36,77	6,98	6,17	4,74
KMg3AlSi3O10(OH)2	Phlogopite	22,31	20,52	28,22	22,29	13,74	15,99	12,98	5,67	11,65	20,39	16,09	10,97
Ca(OH)2	Portlandite	7,49	6,97	8,3	7,22	5,32	5,43	5,24	3,55		6,8	5,95	4,84
CaSiO3	P-Wollstanite	3,36	2,92	4,4	3,33	1,56	2,16	1,55	0,17	7,51	3,11	2,16	1,15
Mn(OH)2	Pyrocroite	4,09	3,35	4,63	3,26	1,97	2,95	2,34	0,79	8,33	3,08	2,28	1,8
MnO2	Pyrolusite												
Al2Si4O10(OH)2	Pyrophyllite	1,35		3,04	0,31		0,11			3,64	1,55		
KAlSi3O8	Sanidine(H)			0,95						2,33			
Mg2Si3O7.5OH:3H2O	Sepiolite(a)	3,03	2,65	6,44	3,92	0,22	1,97			10,54	2,88	0,95	
Mg2Si3O7.5OH:3H2O	Sepiolite(c)	3,03	2,65	6,44	3,92	0,22	1,97			10,54	2,88	0,95	
MgAl2O4	Spinel	25,6	23,54	27,75	23,67	18,07	19,15	18,33	12,98	31,68	23,32	20,23	17,61
Mg3Si4O10(OH)2	Talc	6,62	6,02	11,64	7,83	2,22	4,61	1,22		17,88	6,17	3,34	
Ca2Mg5Si8O22(OH)2	Tremolite	20,5	18,58	30,8	22,31	9,34	14,19	7,59		47,58	18,96	12,41	3,86
CaAl2Si4O12:2H2O	Wairakite	8,84	6,84	11,33	7,53	2,59	5,54	3,46		15,29	8,35	4,82	2,96
CaSiO3	Wollastonite	3,36	2,92	4,4	3,33	1,56	2,16	1,55	0,17	7,51	3,11	2,16	1,15

Tabla 2-aa: Estabilidad de los minerales en la disolución de equilibrio (valores positivos de log IAP) para los suelos de manglar en la Laguna Las Marites

Fórmula Química	Fase	P1M 5-10	P1M 40-45	P1M 100-110	P2M 0-5	P2M 10-15	P2M 55-65	P3M 0-5	P3M 10-15	P3M 80-90	P4M 5-10	P4M 50-60	P4M 100-110	P5M 0-5	P5M 10-15	P5M 100-110
Ca2MgSi2O7	Akerminite	13,01	5,64		10,01	4,62	2,69	16,2	13,94	24,78	11,79	4,09	6,52	29,84	29,17	
Al(OH)3	Al(OH)3(a)	7,97	6,05	9,56	4,09	4,51	3,89	8,92	7,55	9,98	7,89	5,76	6,45	9,34	9,41	9,96
Al2O3	Al2O3	15,94	12,11	19,14	8,19	9,04	7,81	17,85	15,12	19,97	15,79	11,54	12,92	18,68	18,82	19,92
Al4(OH)10SO4	Al4(OH)10SO4	19,59	15	20,99	5,06	9,93	7,48	22,72	18,44	24,06	20,13	14,07	16,03	18,8	19,63	22,65
NaAlSi3O8	Albite	0,24						1,87	0,53	2,5	0,46			1,55	1,99	
NaAlSi3O8	Albite(low)	0,24						1,87	0,53	2,5	0,46			1,55	1,99	
KA13(SO4)2(OH)6	Alunite	1,35	0,3					3,88	1,67	2,66	2,58	0,14	1,1			0,44
NaAlSi2O6:H2O	Analcime	4,05	1,09			0,03		5,59	4,13	6,85	3,88		1,14	6,24	6,5	
KFe3AlSi3O10(OH)2	Annite	13,85	1,99		5,31	4,94	1,85	19,15	14	25,95	14,87	4,51	5,94	30,87	29,95	
CaAl2Si2O8	Anorthite	15,01	9,03		6,37	6,02	4,44	18,04	14,75	22,3	15,21	7,36	9,61	22,4	22,58	
MnO2	Birnessite													0,58	0,19	
AlOOH	Boehmite	7,97	6,06	9,57	4,09	4,52	3,9	8,92	7,56	9,98	7,89	5,77	6,46	9,34	9,41	9,96
Mg(OH)2	Brucite	7,26	4,53	12,38	6,14	4,05	3,28	8,37	7,47	11,38	6,13	4,19	5,29	13	12,63	12,11
Ca3SiO5	Ca3SiO5	16,22	8,92		13,31	7,47	5,25	19,16	16,91	28,81	15,32	8,09	9,7	34,64	33,81	
Fe2Al.33Si3.67O10(OH)2Ca0.165	Ca-Nontronite															
Ca2SiO4	Ca-Olivine	9,55	4,74		7,62	3,87	2,48	11,54	10,07	17,76	9,08	4,02	5,16	21,53	21,04	
Mg3Si2O5(OH)4	Chrysotile	14,17	6,33		10,92	5,52	3,7	17,69	15,19	25,42	11,55	4,33	8,02	29,61	28,89	
MgSiO3	Clinoenstatite	3,46	0,9		2,39	0,74	0,21	4,66	3,86	7,02	2,71	0,07	1,37	8,31	8,13	
AlOOH	Diaspore	7,97	6,06	9,57	4,09	4,52	3,9	8,92	7,56	9,98	7,89	5,77	6,46	9,34	9,41	9,96
CaMgSi2O6	Diopside	6,33	1,45		4,32	1,02		8,57	7,1	13,72	5,54	0,02	1,99	16,73	16,4	
Fe(OH)2.7Cl0.3	Fe(OH)2.7Cl0.3			1,45						0,01				2,62	2,24	0,92
Fe3(OH)8	Fe3(OH)8			16,95				3,28		12,72				20,8	19,35	15,48
Fe(OH)3	Ferrihydrite			3,91						2,26				5,34	4,84	3,39
Mg2SiO4	Forsterite	10,72	5,43		8,53	4,8	3,5	13,03	11,33	18,4	8,84	4,26	6,66	21,31	20,77	
Ca2Al2SiO7	Gehlenite	25,49	16,85		15,8	12,92	10,28	29,38	25,2	37,72	24,87	15,56	18,07	40,21	39,86	
Al(OH)3	Gibbsite(C)	7,97	6,05	9,56	4,09	4,51	3,89	8,92	7,55	9,98	7,89	5,76	6,45	9,34	9,41	9,96
FeOOH	Goethite			3,91						2,26				5,34	4,84	3,39
Fe3Si2O5(OH)4	Greenalite	7,68			3,46	2,93	0,9	10,91	7,47	15,9	8,6	2,05	2,11	20,97	19,98	
Al2Si2O5(OH)4	Halloysite	8,33	4,85		0,68	2,41	1,65	10,41	7,9	11,24	8,96	3,28	5,06	9,29	9,81	
Mn3O4	Hausmannite	22,15	12,95	41,86	18,78	11,17	7,68	23,39	20,99	38,01	19,94	11,65	13,51	45,24	44,25	41,24
Fe2O3	Hematite			7,83						4,52				10,69	9,69	6,79
FeAl2O4	Hercynite	21,04	14,2	28,27	11,84	12,23	10,16	23,96	20,02	28,18	20,93	14,97	16,24	28,8	28,49	28,63
KAlSiO4	Kalsilite	6,17	3,01		1,85	2	0,94	8,24	6,53	10,04	6,27	2,45	3,83	9,89	9,97	
Al2Si2O5(OH)4	Kaolinite	8,33	4,85		0,68	2,41	1,65	10,41	7,9	11,24	8,96	3,28	5,06	9,29	9,81	
Fe2Al.33Si3.67O10(OH)2K0.33	K-Nontronite															
Ca2SiO4	Larnite	9,55	4,74		7,62	3,87	2,48	11,54	10,07	17,76	9,08	4,02	5,16	21,53	21,04	
CaAl2Si4O12:4H2O	Laumontite	7,4	1,76					10,6	7,52	13,57	8,37		1,75	13,01	13,56	
Ca2Al4Si8O24:7H2O	Leonhardite	14,8	3,52					21,21	15,04	27,14	16,74		3,51	26,02	27,12	
FeOOH	Lepidocrocite			3,91						2,26				5,34	4,84	3,39
KAlSi2O6	Leucite	2,36						4,53	2,92	5,68	2,86			5,2	5,47	
CaO	Lime	6,68	4,18	12,46	5,69	3,59	2,77	7,63	6,84	11,06	6,25	4,07	4,54	13,11	12,77	12,1
Fe2O3	Maghemite			7,83						4,52				10,69	9,69	6,79
Fe3O4	Magnetite			16,96				3,29		12,73				20,81	19,35	15,49
Ca3MgSi2O8	Merwinite	19,68	9,82		15,7	8,21	5,46	23,82	20,78	35,84	18,04	8,16	11,06	42,95	41,94	
MgFe2O4	Mg-Ferrite	1,69		20,22				5,55	1,52	15,9				23,69	22,33	18,89
Fe2Al.33Si3.67O10(OH)2Mg0.165	Mg-Nontronite															
KAlSi3O8	Microcline							0,81		1,32				0,51	0,96	
CaMgSiO4	Monticellite	10,13	5,08		8,08	4,33	2,99	12,29	10,7	18,08	8,96	4,14	5,91	21,42	20,9	
Mg0.485Fe.22Al1.71Si3.81O10(OH)2	Montmorillonite	2,05						4,85	2,15	6,47	2,77			5,57	6,12	
KAl3Si3O10(OH)2	Muscovite	14,5	7,86		2,53	4,42	2,6	18,65	14,43	21,28	15,23	5,74	8,9	19,18	19,78	
Fe2Al.33Si3.67O10(OH)2Na0.33	Na-Nontronite															
NaAlSiO4	Nepheline	7,85	4,73		3,41	3,35	2,53	9,3	7,75	11,22	7,29	3,74	5,06	10,94	11	
MnO2	Nsutite													0,58	0,19	
O2	O2(g)	20,59	15,37	31,27	18,89	14,34	12,52	22,01	20,64	28,33	19,09	15,43	16,47	33,02	32,85	30,88
MgO	Periclase	7,26	4,53	12,39	6,14	4,05	3,28	8,37	7,47	11,38	6,13	4,19	5,29	13	12,64	12,11
KMg3AlSi3O10(OH)2	Phlogopite	20,34	9,34		12,77	7,53	4,65	25,93	21,72	35,46	17,82	6,78	11,86	39,51	38,87	
Ca(OH)2	Portlandite	6,67	4,18	12,46	5,68	3,58	2,77	7,62	6,83	11,06	6,25	4,07	4,54	13,11	12,77	12,1
CaSiO3	P-Wollstanite	2,87	0,55		1,93	0,28		3,91	3,23	6,7	2,83		0,62	8,42	8,26	
Mn(OH)2	Pyrocroite	3,95	1,75	8,74	3,11	1,33	0,47	4,13	3,55	7,95	3,46	1,31	1,75	9,58	9,27	8,6
MnO2	Pyrolusite													0,58	0,19	
Al2Si4O10(OH)2	Pyrophyllite	0,73						2,98	0,69	2,52	2,13				0,8	
KAlSi3O8	Sanidine(H)							0,81		1,32				0,51	0,96	
Mg2Si3O7.5OH:3H2O	Sepiolite(a)	3,1			1,02			5,59	4,1	9,67	2			11,91	11,75	
Mg2Si3O7.5OH:3H2O	Sepiolite(c)	3,1			1,02			5,59	4,1	9,67	2			11,91	11,75	
MgAl2O4	Spinel	23,2	16,65	31,52	14,33	13,1	11,09	26,22	22,59	31,35	21,92	15,73	18,21	31,68	31,46	32,03
Mg3Si4O10(OH)2	Talc	6,57			3,42			10,26	7,98	16,7	4,72		0,18	20,22	19,88	
Ca2Mg5Si8O22(OH)2	Tremolite	19,23	1,97		12,07	0,96		27,4	22,18	44,13	15,81		4,15	53,67	52,68	
CaAl2Si4O12:2H2O	Wairakite	7,4	1,77					10,61	7,53	13,57	8,37		1,76	13,01	13,56	
CaSiO3	Wollastonite	2,87	0,55		1,93	0,28		3,91	3,23	6,7	2,83		0,62	8,42	8,26	

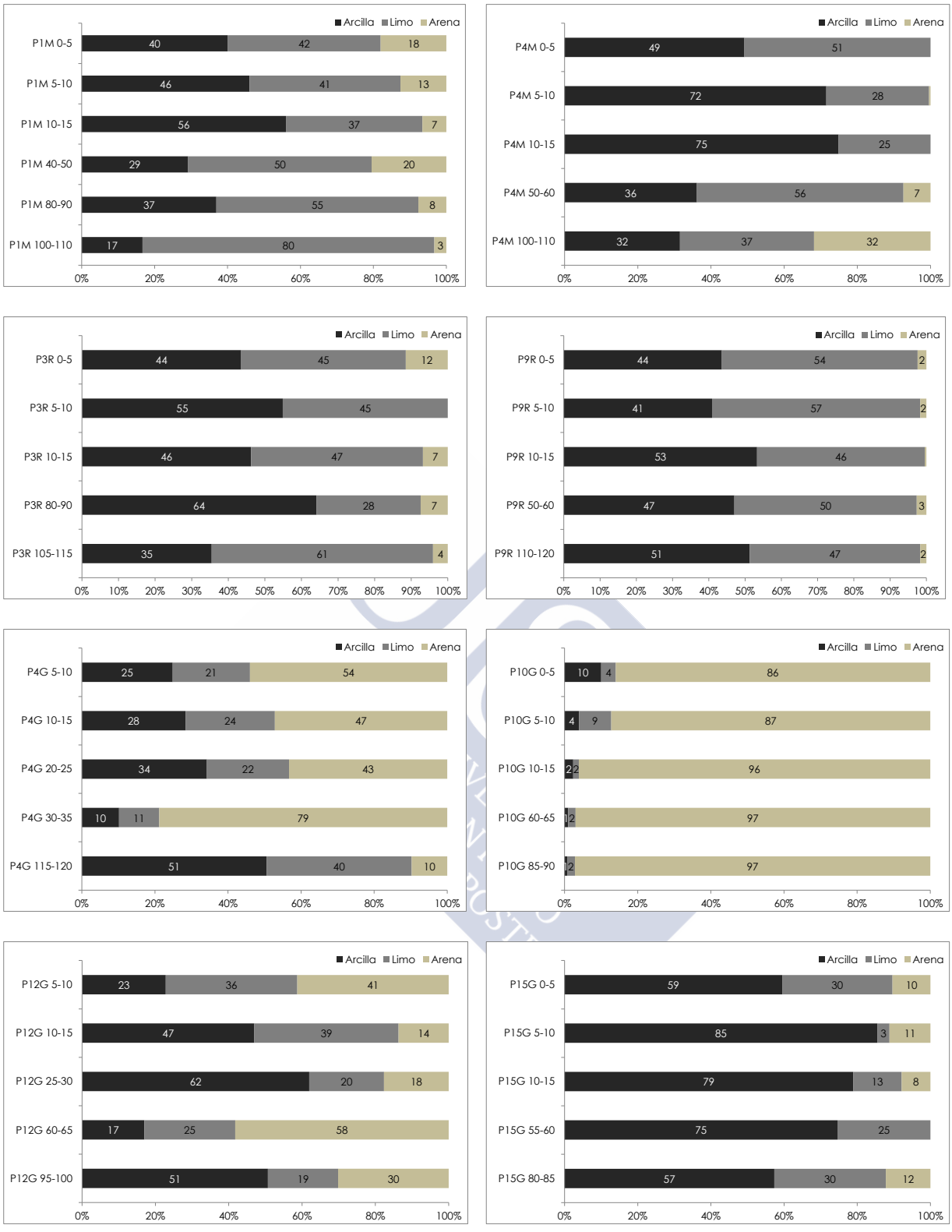


Fig. 2-a: Contribución porcentual de cada fracción textural a diferentes profundidades para algunos perfiles colectados en el Golfete de Cuare y el Parque Nacional Morrocoy

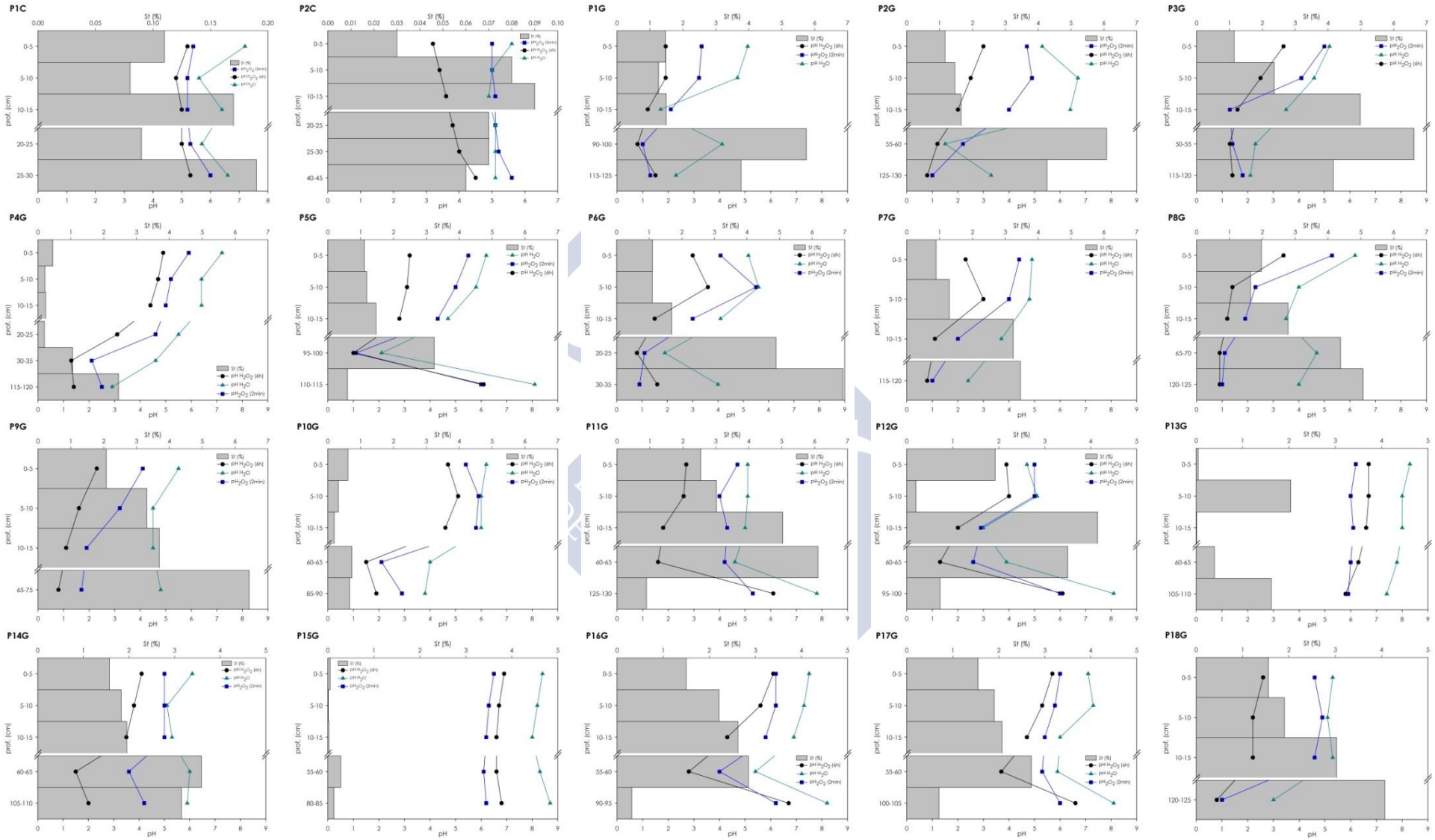


Figura 2-b: Comportamiento del pH y el contenido de S en función de la profundidad en el perfil para los manglares costeros de Falcón

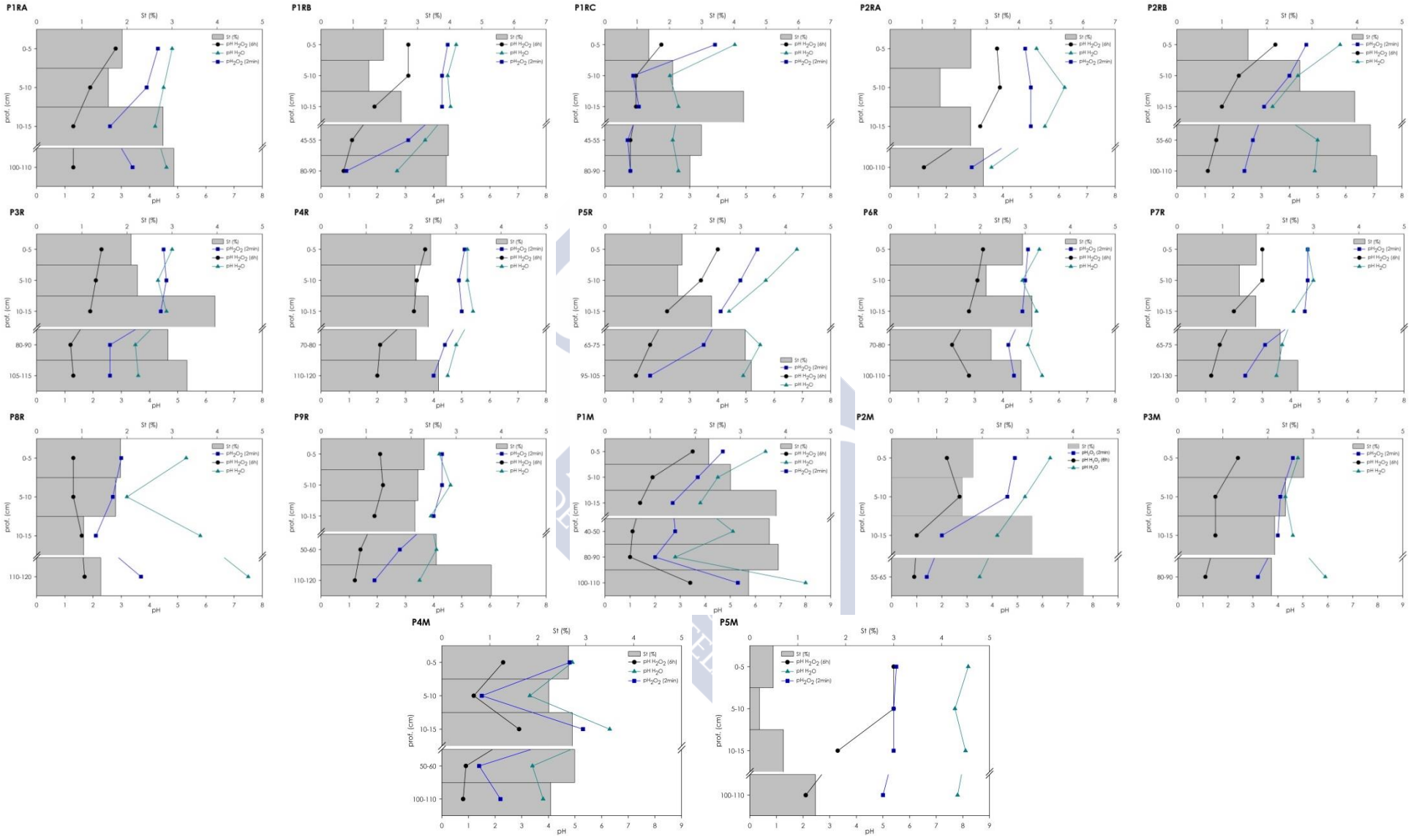


Figura 2-c: Comportamiento del pH y el contenido de S en función de la profundidad en el perfil para los manglares en Margarita

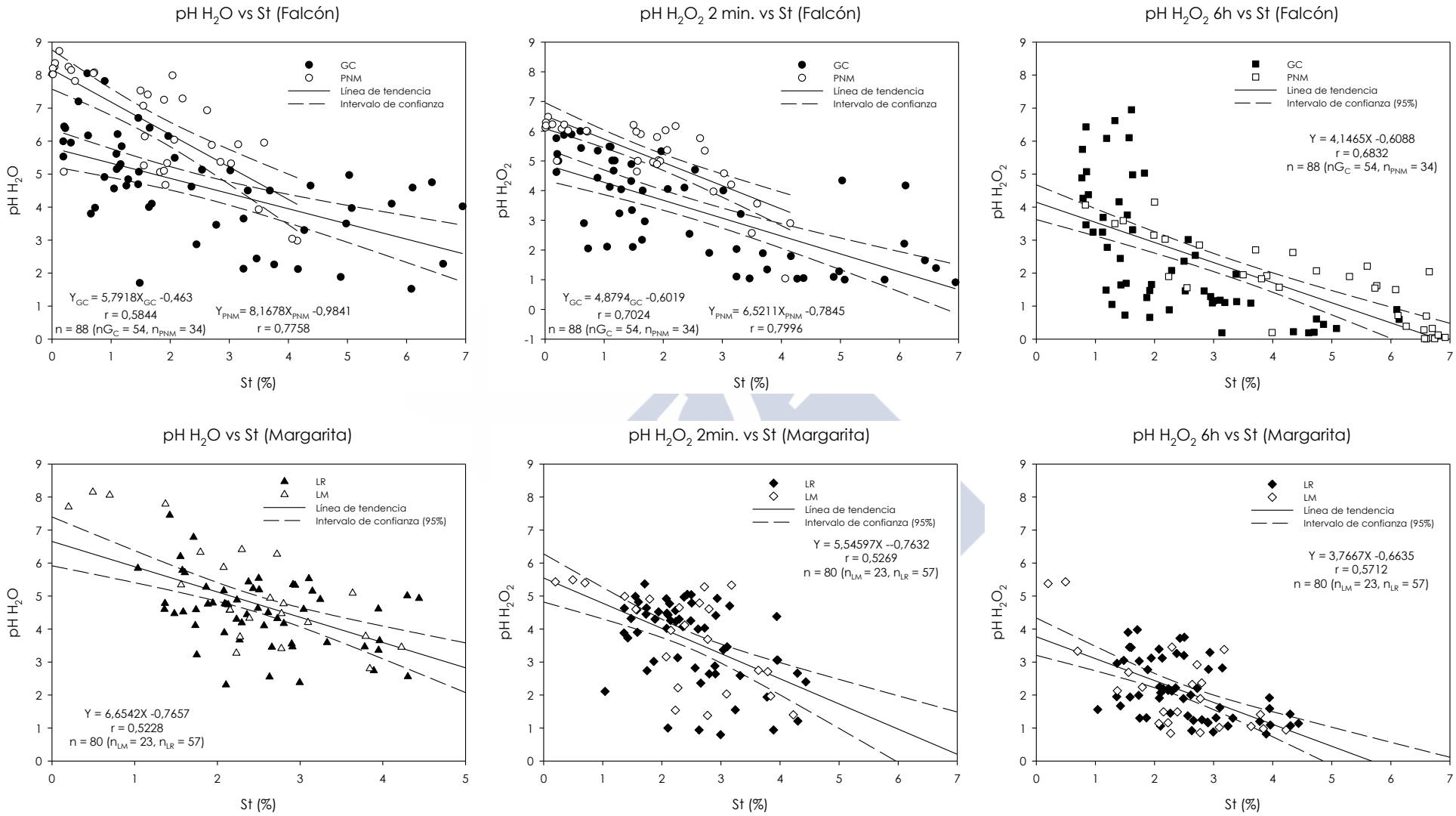


Figura 2-d: Relación entre el pH y el contenido de St en los suelos de manglar (PNM: Parque Nacional Morrocoy, GC: Golfete de Cuare, LR: Laguna La Restinga, LM: Laguna Las Marites)

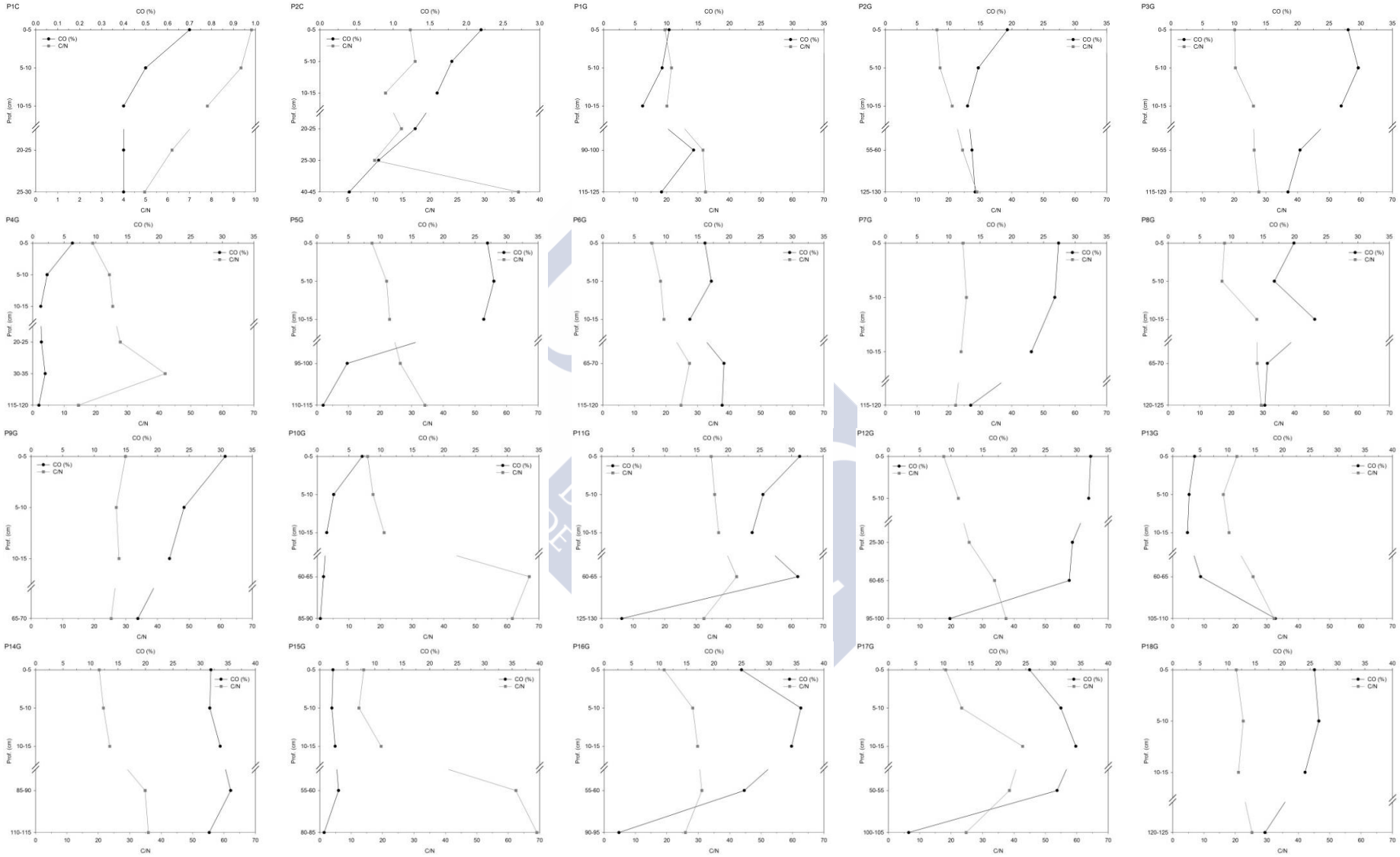


Figura 2-e: Distribución de CO y C/N en suelos de manglar en Falcón

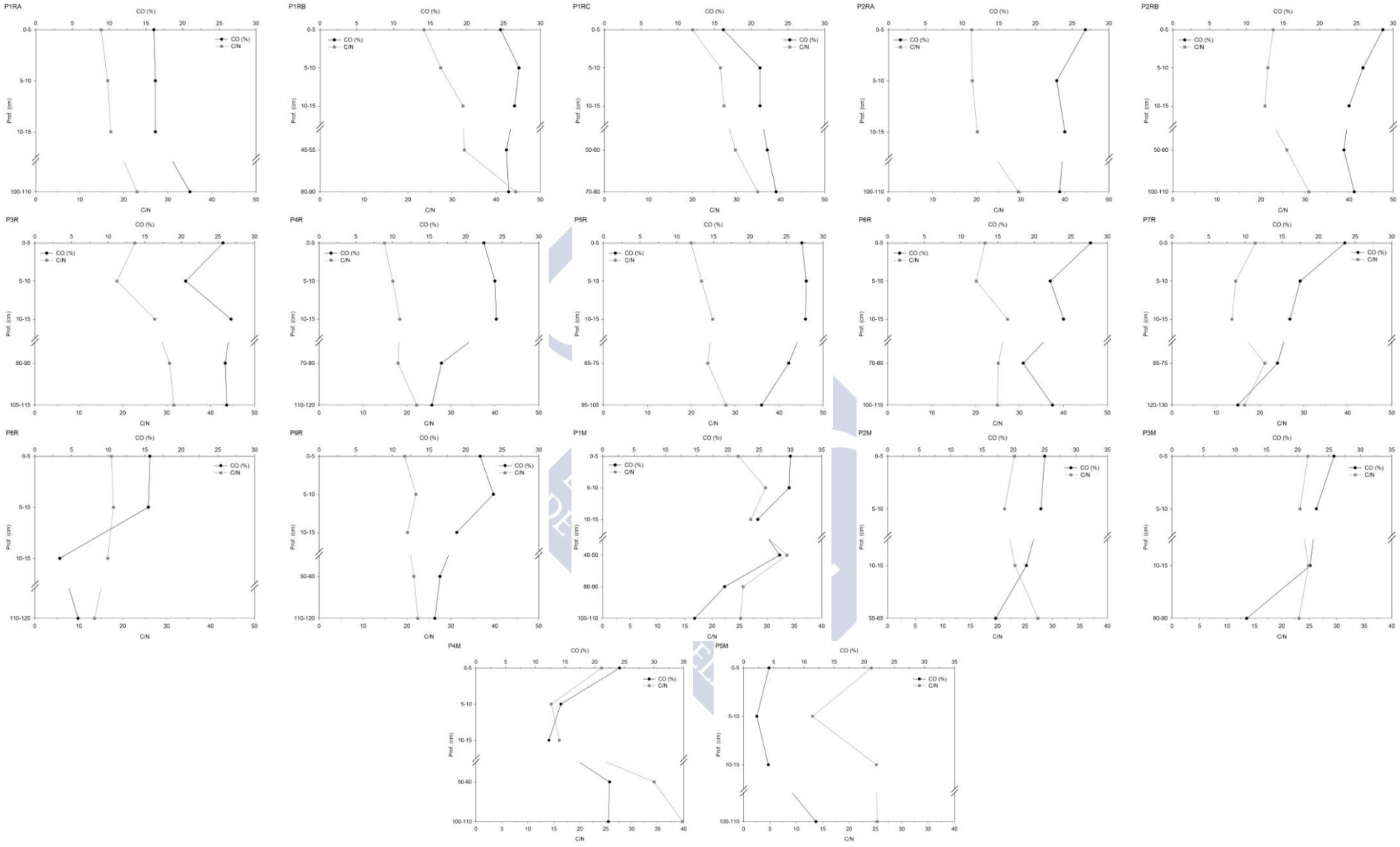


Figura 2-f: Distribución de CO y C/N en suelos de manglar en Margarita

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

CAPITULO III

FORMAS DE CARBONO Y MECANISMOS DE ESTABILIZACION DE LA MATERIA ORGÁNICA EN SUELOS DE MANGLAR (SINERGIA CANTIDAD-CALIDAD)



USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

INDICE GENERAL

3 CAPÍTULO III.- FORMAS DE CARBONO Y MECANISMOS DE ESTABILIZACION DE LA MATERIA ORGÁNICA EN SUELOS DE MANGLAR (SINERGIA CANTIDAD - CALIDAD) 213

3.1 INTRODUCCIÓN 213

3.1.1 Secuestro de carbono y cambio global 214
3.1.2 Dinámica de la materia orgánica en suelos de manglar y su relación con la actividad biológica 217

3.2 CAPITULO III-A: CONTENIDO Y DISTRIBUCIÓN DE FORMAS DE CARBONO EN SUELOS DE MANGLAR: APROXIMACION A SU DINAMICA 222
3.3 MARCO EXPERIMENTAL 223

3.3.1 Selección de los sedimentos y suelos 223
3.3.2 Material y métodos 224

3.3.2.4 Tratamiento físico y determinaciones químicas 224

3.4 RESULTADOS 229

3.4.1 Descripción general de los suelos 229
3.4.2 Formas de carbono 230

3.4.2.4 Contenido y distribución de las formas de carbono en superficie 230
3.1.1.1 Fraccionamiento del C 235

3.1.2 Discusión de resultados 237

3.4.2.5 Biogeoquímica del carbono 237
3.4.2.6 Capacidad de secuestro de carbono en los suelos de manglar 243

3.1.3 Conclusión 248

3.5 CAPITULO III-B: CARACTERIZACIÓN DE ACIDOS HUMICOS EXTRAÍDOS DE SUELOS DE MANGLAR Y SUS IMPLICACIONES EN EL SECUESTRO DE CARBONO 249

Resumen 249
3.5.1 Material y métodos 250

3.5.1.4 Fraccionamiento de la materia orgánica del suelo 250
3.5.1.5 Aplicación de técnicas espectroscópicas 252

3.5.2 Resultados y discusión 253

3.5.2.4 Composición química general de los suelos 253
3.5.3.1 Fraccionamiento de la materia orgánica del suelo 254
3.5.3.2 Composición química de los ácidos húmicos del suelo 256

3.5.3 Conclusiones 273

3.6 BIBLIOGRAFÍA 275
3.7 APÉNDICE 281

TABLA DE FIGURAS

Figura 3.1: Distribución del C en el suelo (Pontevedra-Pombal, 2002) (a) y ciclo global del C (flujos y sumideros en Gt C=10^9 t C) (Lal 2001) (b) 214

Figura 3.2: Estaciones geográficas de muestreo para los suelos de manglar en la Isla de Margarita (Mnº: Margarita, muestreo superficial; PnºR: Restinga, muestreo en profundidad; PnºM: Marites, muestreo en profundidad) 223

Figura 3.3: Estaciones geográficas de muestreo para los suelos y sedimentos asociados a los manglares en la costa este del Estado Falcón. Los círculos rojos indican la ubicación de las muestras superficiales (Fnº) mientras los de color negros las muestras a diferente profundidad (PnºG, PnºC) 224

Figura 3.4: Procedimiento experimental modificado para la determinación de C oxidable a 110ºC 226

Figura 3.5: Esquema experimental para la extracción de COD (HWC+WSC) 227

Figura 3.6: Respirómetro Micro-Oxymax™, Columbus Instruments 228

Figura 3.7: Formas de C en horizontes superficiales de suelos de manglar (CT: Carbono total, COT: Carbono orgánico total, Cp: Carbono extraíble en pirofosfato, Cox: Carbono oxidable con $K_2Cr_2O_7$, COD: Carbono orgánico disuelto, M: Margarita, F: Falcón). Resaltan los valores máximos para Cp. 231

Figura 3.8: Formas de C a diferentes profundidades en los suelos de manglar (CT: Carbono total, COT: Carbono orgánico total, Cp: Carbono extraíble en pirofosfato, Cox: Carbono oxidable con $K_2Cr_2O_7$, COD: Carbono orgánico disuelto, G: Golfete, R: Restinga, M: Marites, A: *Avicennia*, B: *Rhizophora*) 232

Figura 3.9: Respiración del suelo en bosques de manglar. Destacan las menores tasas de emisión de CO_2 al aumentar la profundidad (B: *Rhizophora mangle*) 234

Figura 3.10: Contribución de las formas de C al COT (C no ox=COT-Cox 105ºC, C dif.ox=Cox 105ºC-Cox, T reac., C mod.ox=Cox, T reac.-Cp) 236

Figura 3.11: Diagramas de correlación para las formas de C y la emisión de CO_2, reproduciendo condiciones aerobias y anaerobias en los suelos de manglar 241

Figura 3.12: Esquema experimental simplificado de la extracción de la fracción húmica en los suelos 251

Figura 3.13: Fraccionamiento de los principales constituyentes de la MO en los suelos de estudio, en relación al COT (a) y contribución porcentual de cada fracción al contenido total de C en el suelo 254

Figura 3.14: Fraccionamiento de la MO en el perfil de suelo P11G 255

Figura 3.15: Espectros visibles de los AH en suelos de manglar (el intervalo de profundidad que acompaña a cada muestra viene dado en cm) y valores de absorbancia para una longitud de onda de 465 nm 258

Figura 3.16: Espectros IR para los AHs extraídos. Corrección de línea base y eliminación de ruido (a), resolución aumentada (múltiplo positivo de la segunda derivada) con factor 12 y suavizado de línea 5 (b) y semicuantificación de las principales bandas (c-d) 260

Figura 3.17: a-b) Espectros IR con resolución aumentada para las muestras superficiales de los perfiles P10 y P11 y c) Espectros IR (a: sin tratamiento, b: región entre 2000 y 1000 cm^{-1},

c: comparación con el patrón característico de lignina (resolución aumentada) (Tomado de Hernández, 2009).....261

Figura 3.18: Contribución relativa de los principales productos de pirolisis obtenidos para los AH extraídos en los suelos de manglar 264

Figura 3.19: a) Principales productos pirolíticos obtenidos para los AH del suelo P11G (0-15 cm) (MG: Metil-Guayacol, EG: Etil-Guayacol, VG: Vinil-Guayacol, S: Siringol). b) a tiempos iniciales, c) a tiempos medios y d-e) tiempo de retención tardío, destacando los ácidos grasos presentes.....266

Figura 3.20: Análisis factorial para los factores 1 y 2 en función de los productos de pirolisis obtenidos en los AH de los suelos de manglar (a) y las muestras (b) 269

Figura 3.21: Espectros visible e infrarrojo de los AH y distribución del CO en las diferentes fracciones de la MO. La altura de las barras (y los números que las acompañan) corresponde al contenido de C total del suelo en muestras de diferentes profundidades (en cm).....270

Figura 3.22: Estimación de los suelos con mayor potencial para secuestrar C según los datos obtenidos en el estudio. Destacan como sumideros eficaces P5M y P11G en sus horizontes superficial y subsuperficial respectivamente.....271

Figura 3.23: Fraccionamiento del C en los sedimentos y suelos asociados a los bosques de manglar (P1C: sedimento, P2C: herbazal, P1C (bm, 0-20): bajo el manglar, matorral de *Conocarpus erectus* adyacente al sedimento, entre 0 y 20 cm de profundidad; R: Restinga, G: Golfete, M: Marites, C no ox: C no oxidable; C dif. ox.: C difícilmente oxidable; C med ox.: C medianamente oxidable).....284

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

INDICE DE TABLAS

Tabla 3.1: Reservorios mundiales de C (Chesworth, 2004) 215

Tabla 3.2: Parámetros físico-químicos determinados en suelos de manglar (Ar: Arenas, Arc: Arcillas, L: Limos) 229

Tabla 3.3: Contribución porcentual en superficie, de diferentes formas orgánicas de C al contenido orgánico total (X: promedio, σ: desviación estándar) 230

Tabla 3.4: Contribución porcentual en profundidad, de las diferentes formas de C al COT (Cox $_{105ºC}$: Carbono oxidable a 105ºC, Cox $_{T\ reac}$. Carbono oxidable a la temperatura propia de reacción, Cp: Carbono extraído en pirofosfato sódico, COD: Carbono orgánico disuelto, F: Falcón, GC: Golfete de Cuare, PNM: Parque Nacional Morrocoy, LR: Laguna La Restinga, LM: Laguna Las Marites) 233

Tabla 3.5: Secuestro de CO en manglares de la Laguna La Restinga, Isla de Margarita 244

Tabla 3.6: Stock de C en suelos de manglar del GC 245

Tabla 3.7: Secuestro de C en suelos de manglar 246

Tabla 3.8: Principales parámetros químicos que describen a los suelos en estudio. Los valores en superficie representan el promedio para tres horizontes: 0-5, 5-10, 10-15 cm (M: Marites, R: Restinga, G: Golfete) 253

Tabla 3.9: Composición química de los AH. Los valores reportados corresponden al promedio obtenido a partir de las réplicas (n=2) y son reportados con la desviación estándar de dichas réplicas (X: media, E_T: Error típico de la media, σ: desviación estándar de la población n=8) 256

Tabla 3.10: Parámetros espectroscópicos (medidos en absorbancia) para los AH (E_4: Densidad óptica medida a 465 nm, a igualdad de concentración: 2 mg.10 mL^{-1} según Kononova, 1982; E_6: Densidad óptica a 665 nm a igualdad de concentración: 2 mg.10 mL^{-1}, E_4/E_6: Cociente entre extinciones específicas) 257

Tabla 3.11: Abundancia relativa (%) de guayacoles (G), siringoles (S) y fenoles (F), y relaciones de degradación de lignina en AH extraídos de bosques de manglar 265

Tabla 3.12: Productos de pirolisis usados en el análisis factorial, indicando el código, tiempo de retención (TR), masa de los iones principales, peso molecular (PM), abundancia relativa de cada componente en las muestras (AR) y carga de los factores 1 y 2 267

3 CAPÍTULO III.- FORMAS DE CARBONO Y MECANISMOS DE ESTABILIZACION DE LA MATERIA ORGÁNICA EN SUELOS DE MANGLAR (SINERGIA CANTIDAD - CALIDAD)

3.1 INTRODUCCIÓN

Dada su capacidad para acumular carbono (C) y la extensión que ocupan, los manglares representan un importante reservorio, y por ello cuentan con un gran potencial para intervenir en el efecto invernadero y el clima global. En años recientes, ha sido reportada un área mundial del orden de 137.760 km^2, lo que representa 0,1% de la superficie de tierras emergidas (Giri et al. 2011). Se ha revelado que estos bosques ocupan el 75% de las costas tropicales en todo el mundo, sin embargo, la presión antropogénica ha reducido este dato a menos del 50% de la cobertura total original (Bouillon et al. 2009). Como resultado de esta destrucción, se estima que entre 0,02 y 0,12 Pg de C ($2\text{-}12.10^{13}$ g C m^{-2} año $^{-1}$), podrían ser emitidas cada año a la atmosfera en forma de CO_2 (Donato et al. 2011; Giri et al. 2011; Bouillon et al. 2009).

Se conoce que el carbono acumulado por los suelos de manglar a nivel mundial alcanza 22,8 Tg C (Giri et al. 2011). Algunas estimaciones como las realizadas por Chmura y colaboradores (2003), reportan una tasa promedio de secuestro de ~ 2 Mg C ha^{-1}.$año^{-1}$. A pesar de los datos obtenidos en relación con los balances de C en bosques de manglar, se requiere una cuantificación de las reservas en una amplia variedad de ecosistemas para así desarrollar una clasificación en función de su capacidad de almacenamiento y distribución relativa a nivel mundial (Bouillon 2011; Bernoux et al. 2002).

De acuerdo con una serie de investigadores (Donato et al. 2011; Ray et al. 2011), no existen a la fecha, estudios que cuenten con las mediciones necesarias para estimar el secuestro total de C en manglares, cubriendo amplios dominios geográficos. Los datos empíricos para cuantificar el "stock" de C en estos ambientes a nivel mundial, son insuficientes debido a que las variables requeridas raramente son medidas (Bouillon 2011; Bernoux et al. 2002). No se trata de una simple función de la velocidad de flujo de C, sino de integrar una gran variedad de procesos y factores tales como miles de años de deposición, transformación, y dinámica de erosión, asociados a cambios del nivel del mar y eventos catastróficos (Alongi 2008).

En Venezuela, se encuentra el 11% del área total de manglar existente en Sudamérica en 2005, de los cuales se han inventariado hasta la fecha aproximadamente entre 2000 y 2500 km^2 de bosques, según el Atlas de Manglares de la FAO (FAO 2007). En la década de los ochenta, los autores Saenger y colaboradores reportan un área de 6736 km^2 (1983), considerablemente menor a la determinada por Conde y Alarcón en los años noventa (2500 km^2) (1993). Estos suelos han acumulado una cantidad de C hasta el momento desconocida. Uno de los trabajos dirigidos hacia la obtención de este dato, fue realizado por Vegas y Vilarrubia (2010), quienes determinaron valores promedio de $22{,}5.10^3$ gC m^{-2} año $^{-1}$ a un metro de profundidad en la cuenca baja del Delta del Orinoco.

En consecuencia, determinar el contenido de C almacenado en dos de los sistemas de mayor cobertura de bosques en el país (Laguna La Restinga = 12 km^2, Golfete de Cuare = 6,22 km^2), representa una contribución a futuros estudios que permitan obtener un balance de este elemento en los manglares de la costa venezolana y establecer así, medidas rigurosas de protección de estos ecosistemas.

3.1.1 Secuestro de carbono y cambio global

El secuestro de C se define como el proceso por el cual el CO_2 de la atmósfera se transforma en formas de C almacenadas fundamentalmente en el suelo y la biomasa, quedando así inmovilizado respecto a la circulación biogeoquímica durante largos periodos de tiempo. El secuestro a largo plazo, implica la formación de sustancias de naturaleza húmica, por lo que el término se refiere simplificadamente al almacenamiento de C en una forma sólida estable (Almendros 2004).

Tras la muerte de las plantas, los residuos orgánicos (hojas, ramas, raíces) junto con la necromasa microbiana se descomponen en el suelo, y una parte de su C es incorporado al mismo (proceso de humificación), en tanto que el restante es devuelto a la atmósfera tras la transformación de la materia orgánica (MO) en CO_2 y H_2O (proceso de mineralización) (Fig. 3.1, a). La degradación de los restos vegetales que alcanzan la superficie del suelo es uno de los procesos cruciales en la evolución y en el ciclo global del C (Fig. 3.1, b).

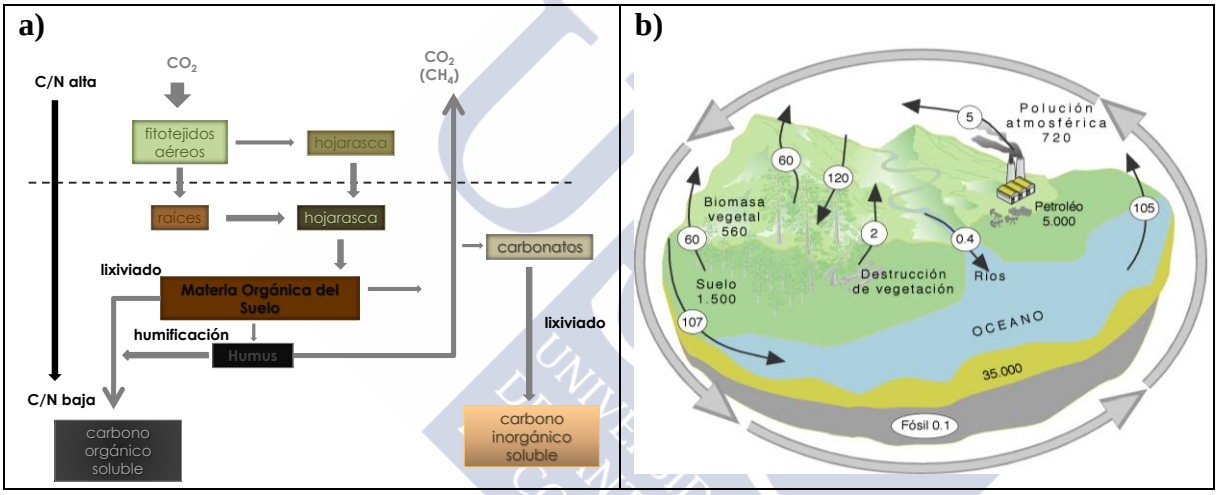


Figura 3.1: Distribución del C en el suelo (Pontevedra-Pombal 2002) (a) y ciclo global del C (flujos y sumideros en Gt C=10^9 t C) (Lal 2001) (b)

En los últimos años, específicamente a partir de la segunda mitad del siglo XX ha surgido un interés especial en lo concerniente al cambio climático. Se estima que más de un 80% de las emisiones de gases de efecto invernadero (GEI) corresponde al CO_2. La consecuencia de actividades como la eliminación de extensas superficies boscosas transformando suelos forestales, praderas y desiertos en áreas de uso agrícola intensivo, es entre otras, el incremento de la concentración de GEI que llevará consigo, según expertos del IPCC, un aumento de las temperaturas en el siglo que vivimos, una gran modificación de los patrones climáticos en muchos lugares e importantes pérdidas de biodiversidad y recursos en amplias zonas del planeta (Macías 2004). Por tanto, el cambio climático global producido, sería una consecuencia de la capacidad transformadora del medio por la especie humana que, en un corto periodo de tiempo que algunos autores como Macías (2004), han denominado "Antropoceno", ha dejado su huella en toda la tierra.

Las determinaciones de la concentración de CO_2 atmosférico en la cima del Mauna Loa (Hawai) obtenidas por Keeeling en 1956, seguidas de otras iniciadas años más tarde en las zonas polares, tuvieron gran difusión científica, económica y social en los últimos años ya que pusieron de manifiesto la existencia de cambios en la concentración de este gas, no solo con las estaciones que influyen en la actividad fotosintética sino con una clara y continua

tendencia creciente del orden de 1 ppm de CO_2/ año en un periodo de unos veinte años. La relación CO_2 atmosférico y temperatura (Berner, Lasaga & Garrels 1983)está bien definida y existe constancia de que los periodos cálidos se producen cuando la concentración es elevada, mientras que los fríos presentan bajas concentraciones. Sin embargo, modelizaciones geoquímicas, han concluido que la concentración de CO_2, al menos a largo plazo, está controlada por la meteorización y no por los cambios en la radiación recibida por el planeta (Macías, 2004).

Como se puede observar en la tabla 3.1, el compartimiento natural de mayor capacidad de almacenamiento de C es el litológico, seguido del oceánico y de la cobertura edafológica que contiene actualmente unas dos veces más C que la biosfera y la atmosfera juntas. Sin embargo, la primera observación que merece especial atención en el ciclo del C al evaluar los flujos, es el notorio y sorprendente poco peso relativo de las actividades humanas frente a las cifras que se atribuyen a los procesos naturales. Los intercambios entre la biomasa y la atmosfera o entre el suelo y el resto de compartimientos, son considerablemente mayores (Macías 2004).

Tabla 3.1: Reservorios mundiales de C (Chesworth 2004)

Reservorio	Capacidad (Gt C)
Atmósfera	750
Bosques	610
Suelos	1580
Superficie oceánica	1020
Profundidades de los oceános	38100
Combustibles fósiles	
Carbón	4000
Petróleo	500
Gas natural	500
Total combustibles fósiles	5000

En consecuencia, el suelo actúa como un sumidero de C, entendiéndose éste según el Protocolo de Kioto como cualquier sistema o proceso que sustrae un gas o gases de la atmosfera. Sin embargo, está claro que sin la existencia de estos gases el planeta que hoy conocemos sería gélido, siendo imposible así el desarrollo de los procesos biológicos actuales (Macías, 2004). Estudios previos han señalado que décadas anteriores a la intervención industrial por el hombre, las emisiones de CO_2 fueron considerables y se ha demostrado por medidas isotópicas que gran parte del excedente de C atmosférico es de origen antrópico (Yánez, Twilley & Lara 1998).

Sin embargo, existe un dato mucho menos discutido pero conocido con la misma precisión científica, el cual señala que los modelos iniciales prevenían un calentamiento mucho más intenso y rápido y que todas las medidas realizadas en los últimos 10 años ponen de manifiesto la existencia de un sumidero no modelizado, que está actuando con una importante capacidad de secuestro (Robert 2001). Este sumidero probablemente esté relacionado con la acumulación de C en biomasa y en suelos.

Las actuaciones humanas han contribuido al incremento de la concentración de GEI en la atmosfera, sin embargo existen sistemas naturales que representarían una amenaza climática potencial sin son perturbados. Por ejemplo, Hogg y colaboradores (1992) indican que las

turberas del hemisferio norte pueden contener una cantidad de C equivalente a 100 años de emisiones atmosféricas de CO_2 antropogénico, lo cual las convierte en un sumidero eficaz de C. Estas alarmante cifras conllevan a la comprensión inmediata y obligada de los factores que controlan los procesos de acumulación en sistemas almacenadores de C como turberas, manglares, marismas, histosoles, gleisoles húmicos, entre otros. Sin embargo, actualmente continúa existiendo una incertidumbre en el ámbito del C en los suelos, fundamentalmente en suelos hidromorfos, así como en cuanto a la cinética de flujo entre los diferentes reservorios (Tabla 3.1).

Debido a que el contenido de carbono existente en la Tierra es prácticamente constante, no es posible modificar la cantidad, sino la forma y el compartimento geoquímico en que se encuentra. Dado que sólo los compuestos de C presentes en el compartimento atmosférico están relacionados con el forzamiento climático, cualquier proceso biogeoquímico o tecnológico que pueda retirar C de la atmósfera, o limitar su llegada a ella, es de gran relevancia y debe ser analizado en sus aspectos económicos, sociales y ambientales y, en su caso, incentivado (Macías y Camps, 2009).

La comunidad científica ha demostrado que los cambios climáticos previsibles actualmente, no son mayores que los que se han producido en ausencia de actividades humanas. Lo que sorprende es la rapidez del proceso de acumulación atmosférica de GEI y, sobre todo, que es la primera vez que una especie ha producido un forzamiento climático y está sometido a sus consecuencias (Macías, 2004).

Sesenta y dos por ciento (62%) del carbono de la superficie terrestre global (78%), es almacenado en los bosques y alrededor del setenta por ciento (70%) de éste, es fijado en el suelo (secuestro de carbono) (Dixon 1989). Se estima entre 23.10^5 Tg C $año^{-1}$ y 33.10^5 Tg C $año^{-1}$, del cual entre 15.10^5 Tg C $año^{-1}$ y $17{,}60.10^5$ Tg C $año^{-1}$ corresponde a C en formas orgánicas (carbono orgánico del suelo: COS) (Lal 2001). Esta fracción, representa uno de los componentes fundamentales de los suelos y un importante parámetro en la determinación de la calidad del mismo, ya que su contenido correlaciona con muchas propiedades y funciones (p.ej. porosidad y capacidad de retención de agua, disponibilidad de nutrientes, biodiversidad edáfica y estabilidad estructural). Por tanto, el incremento del carbono orgánico del suelo (COS) es un proceso favorable en todos los ecosistemas terrestres, no solo por sus efectos en la dinámica del suelo, sino también por su función en la mitigación del efecto invernadero (Lal 2001).

El secuestro de C por parte de los suelos sigue siendo uno de los aspectos más debatidos, por las incertidumbres de permanencia de absorción y la escala de tiempo en la que ocurre (Camps y Pinto, 2004). Esta discusión ha conducido a la necesidad de definir los sumideros de C del planeta no sólo por la cantidad almacenada sino también por la calidad del mismo. Un gran número de actividades asociadas al uso del suelo (p. ej. deforestación, quemas, laboreo, etc.) ha reducido fuertemente la importancia de este sumidero de C. Sin embargo, según diferentes autores, es posible recuperar su capacidad en corto tiempo, secuestrando al C en la fase solida de los suelos durante períodos que pueden ir desde varias décadas hasta varios milenios (Macías y Camps, 2004).

Alrededor de un 10% de las emisiones globales de CO_2 en la actualidad, están asociadas con cambios en el uso del suelo, lo cual supone una mayor contribución al actual aumento en los niveles atmosféricos. Sumando la deforestación, ambas actividades representan entre 8-20%

de las emisiones globales de CO_2 antropogénico, seguidas de la quema de combustibles fósiles (IPCC, 2007).

Aunque se han realizado numerosos inventarios sobre la capacidad de secuestrar o emitir CO_2 en diferentes tipos de suelos (Macías, 2001), existe la necesidad de obtener mayor información y sobre todo establecer mejoras en las bases de datos sobre el carbono almacenado en los sistemas edáficos del planeta y en particular en los ecosistemas forestales (Lal 2001; IPPC 1996).

3.1.2 Dinámica de la materia orgánica en suelos de manglar y su relación con la actividad biológica

La MOS ha sido objeto de estudio a nivel mundial desde hace muchos años debido a la falta de información existente en relación a su composición química. La complejidad estructural, los procesos involucrados en su origen, transformación y naturaleza, así como el tiempo de residencia en el suelo, han sido aspectos de gran interés en su estudio. En edafología, la MO proporciona los sustratos y la diversidad biológica necesaria para sostener importantes funciones del suelo. En un sentido estricto, la MO se puede definir como una mezcla compleja de compuestos derivados de plantas y microorganismos (Stevenson 1994).

Los organismos vivos al culminar su ciclo de vida, mantienen el equilibrio natural del ecosistema formando parte de uno de los compartimientos edáficos de mayor relevancia, conocido como humus. Una vez en el suelo, los procesos biogeoquímicos dan lugar a múltiples reacciones de neoformación y transformación molecular. Todo ello conduce a que la compleja mezcla de compuestos orgánicos provenientes de la biomasa, en función de las condiciones ambientales, pueda ser degradada o permanecer en el suelo por largos periodos de tiempo, en forma macromolecular.

En consecuencia, es necesario incidir en la importancia de la calidad de la MO sobre la cantidad de la misma, bajo las diferentes formaciones edáficas dado que existen mecanismos de estabilización inorgánicos por los que el C puede aumentar su tiempo de residencia en forma metaestable (Almendros 2004). Un ejemplo de dichos mecanismos, es la formación de enlaces entre la MO e iones metálicos y superficies reactivas de óxidos e hidróxidos de Fe y Al, o aluminosilicatos de bajo grado de orden. Esto sucede en muchos suelos como los Humox de la Mata Atlántica Brasileña, los Andosoles de las zonas húmedas, los Umbrisoles alumínicos de Galicia, los Chernozem de las estepas, entre otros, donde se demuestra que las interacciones con los elementos Fe, Al y Ca producen un claro incremento en la capacidad de acumulación de C y del tiempo de residencia de la MO en los suelos (Macías, 2004).

De acuerdo con Almendros (2004), en muchas regiones semiáridas con muy baja concentración de C por unidad de peso de suelo, la MO se encuentra altamente transformada y muestra una elevada resistencia respecto a posibles cambios climáticos. Esta situación contrasta con la de suelos forestales en regiones subhúmedas, donde se acumulan grandes cantidades en fases iniciales de evolución. En consecuencia, tras un posible cambio climático que supusiera el incremento de la temperatura terrestre en unos pocos grados, aquellos suelos con formas de C poco evolucionadas y escasa asociación entre las fracciones organominerales del suelo, podrían pasar a actuar como ecosistemas emisores con un balance positivo de emisión de CO_2 a la atmósfera (Goudrian, 1995).

En medios tropicales, prevalece la mineralización del C, existiendo sin embargo acumulaciones importantes en determinados horizontes. La intensa intemperización de los suelos en estos ambientes da origen a minerales de baja actividad como caolinita. Según

Eswaran y colaboradores (1993), se estima que el 32% del C almacenado en suelos corresponde a los suelos tropicales. En el caso de los suelos hidromorfos, la lenta biodegradación de la MO permite que ésta conserve información no solo de las condiciones ambientales de la actualidad sino del pasado (incendios, reforestaciones, cambios de uso de suelo, entre otros), en forma de estructuras químicas. Por tanto, es posible realizar reconstrucciones paleoambientales en ambientes sedimentarios o semiacuáticos donde la MO queda preservada del orden de cientos a miles de años (Stevenson, 1982). De acuerdo con Dittmar y Lara (2001), la edad promedio del CO en suelos de manglar en el Furo do Meio (Brasil) (1,5 m de profundidad), se encuentra entre 400 y 700 años.

El CO es incorporado al manglar a través de micro o macro algas epífitas o bénticas y producción local por fitoplancton desde la columna de agua (autóctono) así como transportado por mareas y/o ríos (alóctono) (Bouillon et al., 2004). Residuos provenientes de árboles (hojas, propágulos y ramas), y raíces que crecen en niveles subsuperficiales, proveen significativas contribuciones de CO a los suelos de manglar (Alongi et al. 1998). La hojarasca, representa probablemente alrededor de un tercio de la producción neta primaria (Alongi, Clough & Robertson 2055). Algunos autores (Kristensen et al. 2008), señalan que el total de producción de residuos orgánicos que incluyen hojarasca, restos leñosos y raíces, se estima alrededor de 149 mol C m^{-2} $año^{-1}$.

El mangle proporciona hojas al suelo a una tasa excepcionalmente alta en relación con otras plantas, alrededor de 1000 g peso seco/m^2 año (Flores et al, 1987; 1990). Estas hojas después de experimentar autólisis y descomposición por bacterias y hongos, se transforman en detritus (partículas de MO en descomposición) el cual es rico en contenido calórico, protéico y carga microbiana (Espinosa et al., 1981), además de fuente de alimentación para muchos de los organismos que habitan en un manglar (Robertson y Kuke, 1987).

La retención de detritus, puede dar lugar en ocasiones a sustratos enriquecidos en CO que pueden extenderse varios metros de profundidad (Twilley, Chen & Hargis 1992). Sin embargo, este detritus no solo sirve de alimento a estos habitantes, sino que además alrededor del 25% es transportado a mar abierto por efecto de las mareas, constituyendo así, asilos y ecosistemas exportadores de nutrientes (Clough 1992). Debido a la regular inundación mareal y el drenaje en muchos bosques de manglar, este intercambio de material orgánico con las aguas adyacentes, puede ser muy eficiente (Kristensen et al. 2008).

Con independencia de las vías de consumo de MO y la estructura de la cadena trófica involucrada, toda la MO que no es exportada por la acción de las mareas, accede al suelo donde es consumida, degradada o modificada químicamente por microorganismos. Dicha degradación en los manglares, es mediada por procesos microbianos aerobios y anaerobios, utilizando una variedad de aceptores de electrones (Alongi, 2007). La respiración aeróbica y la sulfato reducción anaeróbica son usualmente considerados los procesos más importantes de respiración microbiana (Kristensen, et al., 2008).

En los horizontes más superficiales de los suelos, la presencia de grandes cantidades de MO activa, favorece la actividad microbiana (Madureira, Vale & Simoes 1997). Muchos autores consideran que en suelos y sedimentos, asociado a raíces de mangles, este proceso sostiene los sistemas de manglar (Holguin et al., 1999). Los investigadores indican que existen evidencias para proponer que se produce una estrecha asociación microbionutriente-planta, la cual funciona como mecanismo para conservar los nutrientes del manglar (Sánchez-Arias, Paolini & Rodríguez 2010). Dada su importancia en los procesos de descomposición de la MOS, es necesario conocer la capacidad de la biota para mineralizar el C presente y utilizarlo

en sus funciones metabólicas como una medida del CO_2 emitido a la atmosfera, el cual no es considerado con frecuencia en los balances de (Bouillon et al. 2008) y podría representar una importante fuente de GEI.

De la misma manera que ocurre en comunidades de pastos marinos, se considera que las sustancias alimenticias exudadas por las raíces de los mangles representan el alimento y la fuente de energía necesaria para la actividad bacteriana presente en los manglares (Alongi , Christoffersen & Tirendi 1993). Además, se ha encontrado que la productividad bacteriana es responsable de la mayor parte del flujo de C en suelos de manglar de zonas tropicales. Por ejemplo, en un estudio realizado en los bosques de la Australia tropical, las bacterias constituyeron el 91% de la biomasa total, representando las algas y protozoarios solo el 7% y el 2% respectivamente (Alongi y Sasekumar, 1992).

En consecuencia, la biomasa de manglar, puede tener finalmente diferentes destinos: i) una parte puede ser consumida por la fauna, tanto de manera directa como luego de ser exportada a los sistemas acuáticos, ii) el C puede ser incorporado al suelo, en donde es almacenado por largos periodos de tiempo, iii) el C puede ser remineralizado y retornar a la atmosfera como CO_2 o exportado como carbono inorgánico disuelto, iv) el C puede ser exportado a los ecosistemas adyacentes en formas orgánicas (disuelto o particulado), en donde puede ser depositado en los sedimentos y suelos, mineralizado, o usado como fuente de alimento a las comunidades animales (Bouillon, et al., 2009).

Sin embargo, la evaluación de los mecanismos responsables de la estabilización de CO_2 atmosférico en formas orgánicas de C resistentes a la biodegradación en los suelos, se encuentra enormemente limitada debido a que no solo se desconocen muchos de los aspectos estructurales de la MO, sino también a que sus mecanismos de formación se han descrito en términos muy generales. Esta situación es especialmente notoria en el caso de las sustancias húmicas (SH), que consisten en macromoléculas complejas, diferentes o fuertemente modificadas, respecto a las constituyentes de la biomasa (Almendros, 2004).

En bosques de manglar, numerosos compuestos han sido caracterizados a partir de sus tejidos, incluyendo carbohidratos, aminoácidos, fenoles derivados de lignina, taninos, ácidos grasos, titerpenos y n-alcanos. Muchos de estos, junto con isotopos estables, pueden mostrar una huella característica y ser marcadores potencialmente útiles de MO derivada del manglar (Kristensen et al. 2008). Por ejemplo, la lignina es un co-polímero de varios fenil-propenil alcoholes, que está presente en plantas vasculares. Debido a su exclusiva asociación con las plantas superiores, la lignina es usualmente considerada como un marcador específico de residuos de plantas terrestres. Las especies de manglar exhiben una huella típica en lignina de plantas vasculares, con grandes variaciones entre hojas y madera, siendo las ultimas más ricas en productos de oxidación de lignina (Kristensen et al. 2008).

Los conceptos clásicos postulaban una relación causal entre la presencia de estructuras aromáticas y la estabilidad de la MOS. Estas hipótesis tradicionales consideraban a las ligninas y los metabolitos aromáticos microbianos como el principal material de partida para la formación de las SH. Estas sustancias cumplen diversas funciones en los ciclos de C y N (Zech et al., 1997), secuestro de C (Hayes y Clapp, 2001), movilización y disponibilidad de nutrientes (Stevenson, 1994), metales (Wood, 1996) y contaminantes (Senesi, 1992).

Los AH son los componentes de las SH más estudiados en la literatura debido principalmente a su insolubilidad a bajo pH, la cual determina la eficacia y relativa sencillez del método de extracción. Se considera que la mayor reserva de C de las tierras emergidas se encuentra en

forma de C orgánico del suelo y que del orden de la mitad de la MO del suelo se encuentra en forma de AH (Schnitzer, 1978). Entre sus principales características fisicoquímicas se puede mencionar su coloración oscura y elevada superficie específica, la cual les permite formar complejos organominerales y asociarse activamente a la fracción mineral y los óxidos de hierro y aluminio del suelo. Además de ello, poseen una gran capacidad de intercambio catiónico (CIC) = 200-400 cmol (+) kg^{-1}, debida principalmente a la presencia de grupos carboxílicos en sus estructuras, la cual está asociada con la fertilidad del suelo.

Los principales grupos funcionales que contienen los AH son: alcanos, grupos hidroxílicos, fenólicos, carboxílicos, carbonílicos y metoxilo. Su compleja geometría podría estar conformada por: i) (10 - 40) % unidades aromáticas, ii) (25-40) % estructuras alifáticas y iii) una proporción variable de constituyentes O-alquílicos de estructura similar a los productos de deshidratación de los carbohidratos, taninos complejos o productos de ciclación y fragmentación de lípidos instaurados (Wilson et al., 1986).

Una de las hipótesis de formación de los AH postula a los ácidos fúlvicos (AF) como sus precursores, proponiendo que éstos son alterados por condensación y polimerización (Beck et al., 1965), por lo que podrían considerarse a los AH, componentes de mayor complejidad estructural respecto a los AF. Algunos estudios han reportado que estos últimos, contienen más grupos carboxílicos pero menos grupos fenólicos que los AH. La diferencia en el contenido de estos grupos carboxílicos es la razón por la cual la fracción fúlvica es más soluble que la fracción húmica al pH del suelo (López et al., 2008). Su composición molecular está formada aproximadamente por un 56,2% de C; 4,7% de H; 3,2% de N y 35,9% de O y S (Mathur y Schnitzer, 1978).

Sin embargo, a pesar del creciente interés científico, actualmente continúa existiendo una incertidumbre en el ámbito de la MO así como en cuanto a la cinética de flujo del C entre los diferentes reservorios. Surge, la necesidad de estudiar la distribución del C en estos compartimientos naturales con el fin de entender los mecanismos de estabilización y retención en los suelos. Además de ello, en los manglares de estudio existe un desconocimiento en relación a los contenidos y distribución del C en sus suelos. Para ello, se desarrolla el presente capítulo en dos apartados principales dedicados a la fracción orgánica del suelo. Se presenta una primera sección (apartado III-A) en la que se obtiene diferentes formas de CO a través de un fraccionamiento químico. Además, se presenta una serie de datos respirométricos como una medida de la actividad microbiana.

Como objetivo general se pretende evaluar la capacidad de diferentes sistemas de manglar como sumideros de C, a través de la relación entre contenido y estabilidad frente a procesos de oxidación y metabolismo en condiciones aerobias y anaerobias. Los objetivos específicos para su desarrollo son los siguientes: i) Identificar las formas de C presentes en diferentes sistemas de manglar, ii) Estimar la tasa de respiración en suelos de manglar, iii) Evaluar la distribución de carbono en horizontes superficiales y establecer sus posibles variaciones espaciales dentro de cada ecosistema, iv) Estudiar el comportamiento del carbono en profundidad y las formas en las que éste se presenta en los suelos, para cada uno de los ambientes y v) Calcular el CO almacenado en los horizontes superficiales (0-40 cm) de los suelos de manglar.

Se desarrolla un segundo apartado (III-B) que engloba las asociaciones organominerales de las sustancias húmicas (SH) con la fracción inorgánica del suelo, para lo cual fueron caracterizados los AH extraídos. De manera similar a la dinámica del C, las características químicas y la composición de la MO y los AH en suelos de manglar, ha sido escasamente

estudiada (Perobelli 2010; Sierra et al. 2006; Giovaneli et al. 2004), particularmente en relación a los diferentes tipos de vegetación. En primer lugar, el interés se centra en aquellos suelos que presentan los más altos contenidos de CO (p.ej. P11G), debido a que de emitirse estas grandes cantidades a la atmosfera, probablemente se produciría una gran problemática ambiental. También es de gran importancia conocer la estabilidad de la MO en suelos con bajos contenidos. Esta dualidad calidad-cantidad, es imprescindible en el ámbito del secuestro de C ya que suelos con bajas cantidades de CO pueden mostrar elevada recalcitrancia en relación a suelos con elevadas concentraciones pero poco resistente a la biodegradación.

Se plantea como objetivo general obtener información sobre el origen, distribución y estructura molecular de las formas estables de MO relacionadas con el proceso de secuestro de C en los suelos de manglar de las lagunas La Restinga y Las Marites (Isla de Margarita), y el Golfete de Cuare (Estado Falcón). El alcance del estudio consiste en describir y caracterizar la MO presente, a través del cumplimiento de los siguientes objetivos específicos: i) Llevar a cabo un análisis elemental de los AH extraídos de suelos de manglar**,** ii) Realizar un fraccionamiento de la MOS que domina en ecosistemas intermareales, iii) Determinar la composición química y molecular de los ácidos AH del suelo mediante la utilización de técnicas espectroscópicas en el rango del visible e infrarrojo y pirolisis-espectrometría de masas acoplada a cromatografía de gases y iv) Determinar posibles variaciones composicionales entre AH asociados a diferentes suelos, profundidad y tipo de vegetación.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

3.2 CAPITULO III-A: CONTENIDO Y DISTRIBUCIÓN DE FORMAS DE CARBONO EN SUELOS DE MANGLAR: APROXIMACION A SU DINAMICA

Resumen

En esta parte del estudio, se llevó a cabo un fraccionamiento del C a partir de un grupo de 86 muestras de suelo en diferentes localidades (Cuare, Morrocoy, La Restinga y Las Marites) y tipo de vegetación (*Avicennia, Lagungularia, Rhizophora*). El rango de profundidad estudiado fue de 0 a 135 cm. Se plantea el desarrollo de este apartado (III-A), como un estudio del contenido y distribución de las diferentes formas de C presentes en los suelos, entendiendo la función del bosque de manglar como atenuador del proceso de cambio climático, y las repercusiones que supone las modificaciones (antrópicas y/o climáticas) del humedal.

Como datos preliminares, se estudia la distribución del C en los niveles superficiales (0-20 cm) y sus variaciones laterales para cada ecosistema. El estudio de las formas de carbono orgánico (CO) se llevó a cabo por medio de una serie de técnicas oxidativas (C ox, Cp); respirométricas (C asociado a actividad microbiana) y de solubilidad (fracción de C más lábil, soluble en agua). Cada una de las formas asociadas, responde a un orden de estabilidad del COS, desde las más lábiles (carbono orgánico disuelto, COD) hasta más resistentes a los procesos de oxidación (Cox_{105^oC}). El fraccionamiento efectuado, evidenció un sistema con variables contenidos de C, fundamentalmente elevados (rango mayoritario: 20-30%) y con un dominio de la fracción de C moderadamente oxidable con dicromato potásico ($K_2Cr_2O_7$) sin fuente externa de calor. Finalmente, los análisis respirométricos, arrojaron una tendencia hacia una mayor actividad microbiana para aquellas muestras asociadas a bosques de *Rhizophora* frente a *Avicennia* y hacia los niveles más superficiales respecto a los profundos.

Palabras claves: actividad microbiana, formas de carbono, fraccionamiento, carbono oxidable.

Parte de estos resultados fue presentado en el XIX Congreso Venezolano de la Ciencia del Suelo, celebrado en la ciudad de Calabozo en el año 2011. El trabajo fue titulado: "***Formas de carbono y actividad microbiana en suelos de manglar de Venezuela"***

3.3 MARCO EXPERIMENTAL

De acuerdo con Macías y Camps (2004), en los 100 cm superiores de los suelos es donde se acumula aproximadamente el 75% del C existente en el compartimiento edáfico. Por tanto, se llevó a cabo además de un análisis espacial (0-20 cm) preliminar de la distribución del C en cada ecosistema, un estudio de su comportamiento a diferentes profundidades (0-130 cm) en tres bosques de manglar de Venezuela.

3.3.1 Selección de los sedimentos y suelos

A continuación se muestra la ubicación de los suelos y sedimentos asociados en cada uno de los sistemas de manglar: Laguna La Restinga (LR), Laguna Las Marites (LM), Golfete de Cuare (GC) y Parque Nacional Morrocoy (PNM) (Figs. 3.2 y 3.3). Se seleccionó un grupo representativo de muestras de manglar para el estudio del CO (86). En primer lugar se consideró la totalidad de suelos y sedimentos superficiales (40) pertenecientes a dos ambientes, LR (12 horizontes, Isla de Margarita) y GC (28 sedimentos y suelos, costa este del Estado Falcón). Este primer grupo, permite obtener una idea global del comportamiento del C en ambientes diferentes así como sus posibles variaciones espaciales en cada sistema.

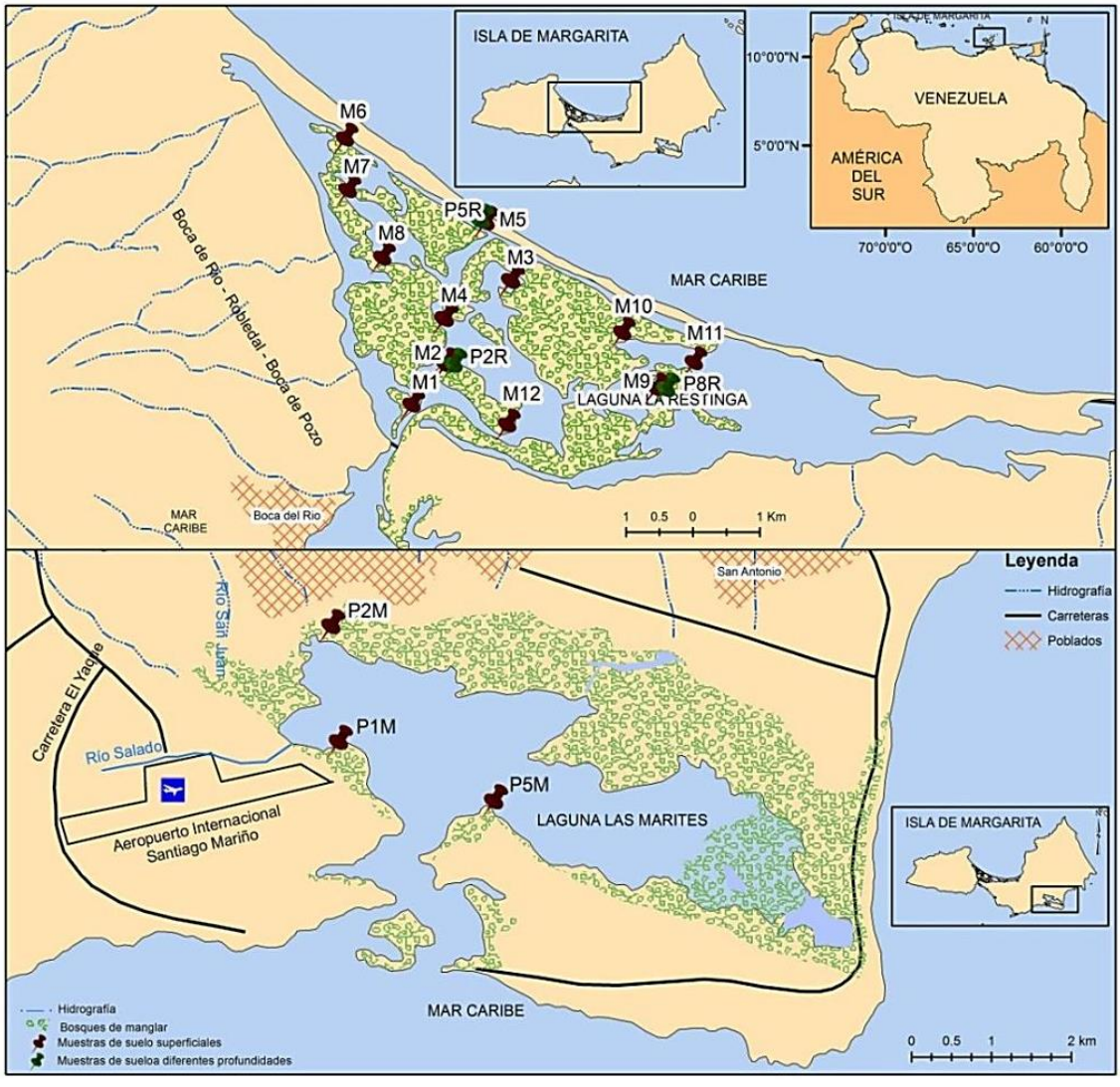


Figura 3.2: Estaciones geográficas de muestreo para los suelos de manglar en la Isla de Margarita (Mnº: Margarita, muestreo superficial; PnºR: Restinga, muestreo en profundidad; PnºM: Marites, muestreo en profundidad)

Con la finalidad de evaluar cambios en profundidad, se seleccionaron un total de cuarenta y seis muestras divididas en los cuatro bosques de manglar. Se utilizaron para cada perfil tres horizontes: superficial (0-20 cm), subsuperficial (20-80 cm) y profundo (80-135cm). En esta región insular, se ubicaron un dieciocho estaciones geográficas, nueve en cada una de las lagunas (Fig. 3.2). Para el Estado Falcón, se seleccionaron catorce estaciones geográficas: un suelo en el PNM (P14G), un sedimento y un suelo de vegetación baja al norte del GC (P1C y P2C respectivamente) y ocho suelos de manglar que bordean el GC (P1G-P10G) (Fig. 3.3).

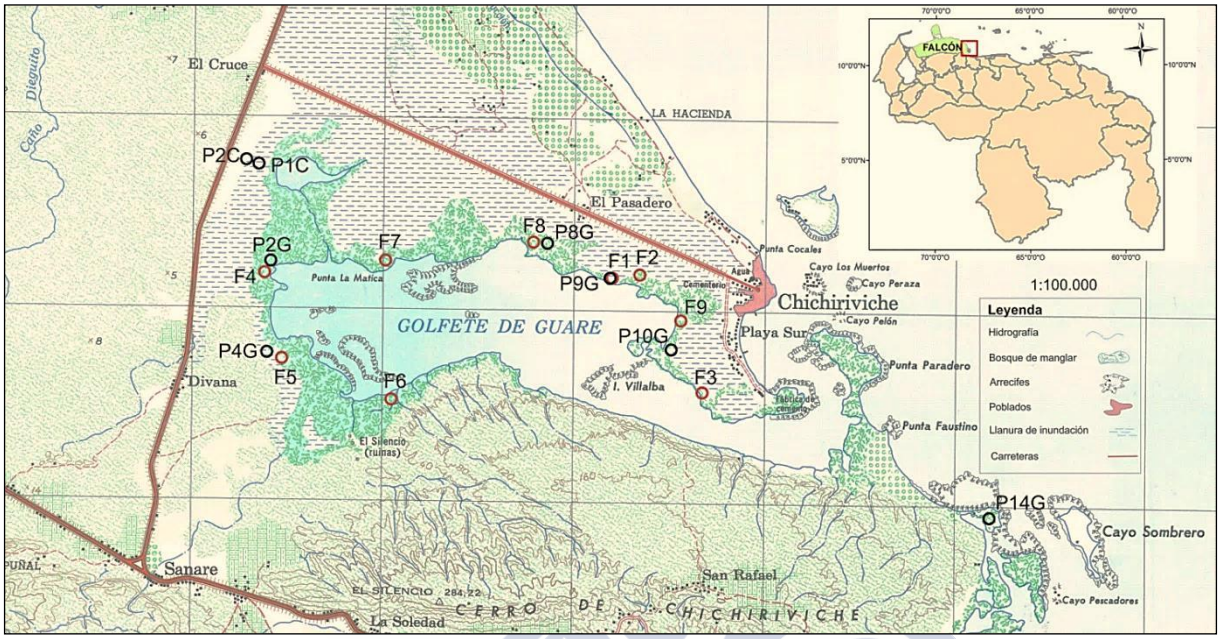


Figura 3.3: Estaciones geográficas de muestreo para los suelos y sedimentos asociados a los manglares en la costa este del Estado Falcón. Los círculos rojos indican la ubicación de las muestras superficiales (Fnº) mientras los de color negros las muestras a diferente profundidad (PnºG, PnºC)

3.3.2 Material y métodos

3.3.2.4 Tratamiento físico y determinaciones químicas

Las totalidad de muestras se dejó secar al aire (~25ºC) y posteriormente fue tamizada a 2 mm. Los ensayos preliminares (%St, C/N, %Nt, %Ct, pH, Eh,…) fueron explicados previamente (capítulo II-A) por lo que no serán descritos en esta sección.

- **Formas de C**

Las formas de C en los suelos responden a una de las siguientes: formas orgánicas (humus), inorgánicas sólidas (carbonatos), inorgánicas solubles (CO_2 disuelto e iones derivados según el pH, carbono inorgánico disuelto: CID) y formas orgánicas solubles (carbono orgánico disuelto: COD) a las que deberían añadirse las formas gaseosas (CO_2, CO y CH_4) presentes en la atmósfera del suelo (Macías et al., 2004):

Contenido de C inorgánico: En suelos con ausencia o escasos contenidos de carbonatos (como es el caso de los manglares en estudio), el carbono total equivale al carbono orgánico total (capítulo II). Se determinó su contenido en aquellos suelos con pH≥7 por medio del Calcímetro de Bernard, el cual tiene como principio determinar el contenido en $CaCO_3$ a partir del volumen de CO_2 desprendido cuando una porción finamente molida de muestra es atacada por HCl diluido. El procedimiento detallado se mostró en el capítulo II.

Contenido de C orgánico: Los métodos más utilizados para la identificación del C orgánico en los suelos, se basan en su oxidabilidad. La oxidación de la MO con dicromato potásico en medio ácido, es la base del método más extendido de determinación. Sin embargo, éste no está libre de inconvenientes experimentales e implicaciones en el tipo de muestra. En primer lugar no determina MO (que se calcula multiplicando el %C por el factor 1,724), lo que se determina en realidad es la concentración de sustancias reductoras presentes. Esto significa que se mide el C oxidable y con él, la capacidad de oxidación del Fe (II), Mn (II) y Mn (III) y de las formas reducidas de N, S y Cl presentes, que si bien en muestras secas al aire deben haber sido mayoritariamente oxidadas, no siempre es así (Macías et al., 2004). Estas especies pueden interferir en la oxidación de la MO consumiendo oxidante.

Además del Fe^{2+} [11], el ion cloruro también podría generar errores positivos. El ácido clorhídrico reacciona con el dicromato dando lugar al chromil clorhídrico [12]. La cantidad de cromo que reacciona con la sal de Morh sería menor a la esperada (Suarez, 2006). Errores negativos también podrían producirse con la presencia de óxidos de manganeso que funcionan en medio acido como un oxidante potencial adicional al dicromato. Además, la presencia de pirita podría representar una sobreestimación de los resultados por oxidación de los sulfuros: $4FeS_2 + 8H_2O + 15O_2 \rightarrow 2Fe_2O_3 + 16H^+ + 8SO_4^{2-}$ [11], $K_2Cr_2O_7 + 4KCl + H_2O + 6H_2SO_4 \rightarrow 2CrO_2Cl_2 + 6KHSO_4 + 4H_2O$ [12]

El método original de Walkley y Black (1934) presenta factores variables de recuperación en un rango entre 60 y 86 %, con un factor promedio recomendado para la subsecuente corrección de 76% (USDA, 1996). Según Bernoux y colaboradores (2002), las secciones metodológicas de varios estudios de suelos no especifican el factor usado (o no usado) para las correcciones subsecuentes. Además, se ha comprobado que en muchos suelos existen formas de C no oxidables, incluso con la técnica del dicromato en medio ácido y caliente.

La aparición del "black carbón" y de las formas recalcitrantes de C ponen en entredicho que los datos del método de oxidación con dicromato potásico sean los adecuados para calcular el sumidero total de C de los suelos y obliga a determinarlo por un método de mayores garantías como serían los de combustión a más de 1000 ºC y en corriente rica en O_2, determinando el C total a partir del CO_2 desprendido. La diferencias entre el C total así obtenido y el C obtenido por oxidación en caliente (Cox) podría utilizarse como una estimación del C no oxidable o más recalcitrante (Cno), llevando así a una diferenciación de formas importantes desde el punto de vista del forzamiento climático (Macías et al., 2004).

En consecuencia, si la oxidación de la MO es una técnica que aprovecha su inestabilidad termodinámica pueden llevarse a cabo determinaciones de formas de C basadas en otras propiedades (Macías et al., 2004). Así, puede obtenerse el C soluble y extraíble en agua a diferentes temperaturas (Ghani et al., 2003), el C metabolizable a diferentes condiciones de humedad (respirometrías), C extraíble con diferentes agentes complejantes como el C pirofosfato (Bascomb 1968), que normalmente se considera equivalente al C humificado, y diferentes grados de oxidabilidad (C oxidable).

C oxidable (Cox): La técnica oxidativa está basada en el método de *Sauerlandt*. El CO se oxida con $K_2Cr_2O_7$ en presencia de H_2SO_4 (Fig. 3.4). La diferencia entre oxidante añadido (en un blanco) y oxidante no consumido, que se valoran con sal de Mohr (FAS: Sulfato Ferroso Amónico, $H_8FeN_2O_8S_2.6H_2O$) una sustancia reducida, indica la cantidad de C oxidable (Cox) presente en la muestra. El método utiliza el calor producido por la dilución del ácido concentrado, en la solución crómica (García & Ballesteros, 2005). Una vez valorados el

blanco y los analitos, se valoró la sal de Morh. El método se realizó a la temperatura externa ambiental (25ºC) e interna de reacción (T reac.) y calentando a 105ºC, durante dos horas. La reacción llevada a cabo durante la digestión de la muestra es la siguiente: $2Cr_2O_7^{2-} + 3C + 16H^+ \rightarrow 4Cr^{3+} + 3CO_2 + 8H_2O$ [13]

Para los suelos de manglar, fue necesario realizar modificaciones en el diseño experimental, principalmente debido a los elevados contenidos de CO presentes (20-30%). El método señala una limitación para las muestras con más de 20 mg de C y MO superior al 15%. Se realizó un primer ensayo disminuyendo exactamente a la mitad (0,1 g) el peso indicado en la metodología (0,2 g), manteniendo las cantidades de reactivos inalteradas (10 mL H_3PO_4, 20 mL $H_2SO_{4(c)}$ y 10 mL de $K_2Cr_2O_7$ 1,8N). Los resultados obtenidos, mostraron en general soluciones de coloración verdosa (reducción del Cr^{6+} a Cr^{3+}) indicativo de que la cantidad de dicromato añadida no fue suficiente para oxidar la MOS. Para este grupo de muestras, se repitió el procedimiento variando el volumen de oxidante (Fig. 3.4).



Figura 3.4: Procedimiento experimental modificado para la determinación de C oxidable a 110ºC

En consecuencia, el método de oxidación con dicromato potásico fue optimizado en los siguientes términos: 0,1 g de muestra, 10 mL de H_3PO_4, 20 mL de H_2SO_4 y (10-30) mL de $K_2Cr_2O_7$ según contenido de Ct (~CO). Se propone para suelos con elevados contenidos de C (>10%), un mínimo de 0,1 g de muestra (molida, seca y tamizada a 2 mm). Se descartan cantidades inferiores por considerarlas no representativas. Se asume que 20 mL de H_2SO_4 son suficientes para crear el medio ácido requerido en el que permanezca en solución el ión dicromato ($Cr_2O_7^{2-}$) y que 10 mL de H_3PO_4 garantizan la complejación del Fe^{2+} presente que podría interferir oxidándose a Fe^{3+} y por tanto consumir $K_2Cr_2O_7$ según la reacción: $Cr_2O_7^{2-} + 14H^+ + 12Fe^{2+} \rightarrow 12Fe^{3+} + 2Cr^{3+} + 7H_2O$ [14].

Para suelos con contenido de CO inferior al 15% (no mostraron coloración verde) se sugiere añadir 10 mL de dicromato. Para contenidos superiores al 15% de CO es necesario duplicar el volumen de dicromato (20 mL). Contenidos cercanos al 30% de CO requirieron 30 mL de dicromato para su oxidación. Todas estas modificaciones, representan una adaptación del método clásico a suelos de manglar.

C orgánico disuelto: Este tipo de C corresponde al carbono orgánico disuelto (COD). Su determinación se realizó en dos pasos simples (Fig. 3.5). El primer paso implica la eliminación del C más soluble que puede provenir de residuos recientes en el suelo, excrementos de animales y residuos solubles de plantas. Se define como C soluble en agua (por sus siglas en inglés: Water Soluble Carbon, WSC) (0,5-3,0 g muestra seca y tamizada a 2 mm, según contenido de Ct). El segundo paso implica la extracción de componentes lábiles del carbono del suelo a 80 ºC durante dieciséis horas. Este último es al que se denomina C extraíble en agua (por sus siglas en inglés Hot Water Carbon, HWC). El COD en los extractos, se determinó usando un colorímetro modelo FLOWSYS Third Generation Continuos Flow Analizer (a una longitud de onda de 550 nm).

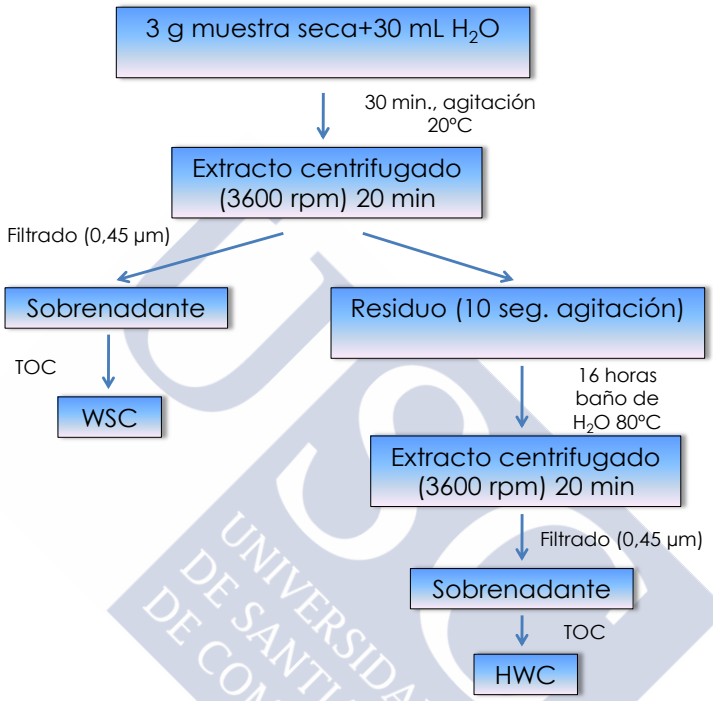


Figura 3.5: Esquema experimental para la extracción de COD (HWC+WSC)

C extraíble en pirofosfato sódico (Cp): Este tipo de C representa lo que podría denominarse "C humificado" o "C activo", formado por diferentes compuestos de C unidos a elementos metálicos e incluso componentes minerales del suelo (Macías et al., 2004). El pirofosfato sódico ($Na_4P_2O_7$) puede extraer además formas inorgánicas de baja cristalinidad. La determinación de C se realiza de forma similar a la del Cox, pero con ciertas variantes (Bascomb, 1968). El método consiste en una única extracción del C con $Na_4P_2O_7$ y su consecuente oxidación, oxidando la MO con dicromato potásico ($K_2Cr_2O_7$) en medio ácido y posteriormente llevando a cabo una valoración con Sal de Mohr. Los métodos que utilizan este complejante tienen como principal finalidad la disolución del humus y de los complejos organometálicos presentes en los suelos.

Es importante destacar que el Cp es extraído del suelo y posteriormente oxidado con $K_2Cr_2O_7$, por lo que se contabiliza en las formas oxidables. Por tanto, para estimar el C no humificado (biomasa vegetal, animal y recalcitrante) es necesario sustraer este valor a dichas formas, lo que conduce al siguiente fraccionamiento, realizado por diferencias entre las distintas formas: C no oxidable (C no ox), C difícilmente oxidable (C dif. ox) y C moderadamente oxidable (C mod. ox); dadas por: i) C no ox = COT-$Cox_{105ºC}$, ii) C dif. ox = $Cox_{105ºC}$-$Cox_{T\ reac.}$ y iii) C mod. ox = $Cox_{T\ reac.}$-Cp.

C metabolizable: El principio básico de las técnicas respirométricas se fundamenta en el cálculo de la actividad total de la población microbiana del suelo, basado en el consumo biológico de O_2 y emisión de CO_2, producto de la respiración aerobia de una población microbiana bajo determinadas condiciones. El consumo y desprendimiento de CO_2 está directamente relacionado con el crecimiento bacteriano y con el consumo de sustrato para la obtención de energía. Para las determinaciones, se empleó un respirómetro automatizado Micro-Oxymax de la casa comercial Columbus Instruments (Fi. 3.6).



Figura 3.6: Respirómetro Micro-Oxymax™, Columbus Instruments

Se ha estudiado el comportamiento de las muestras bajo condiciones aerobias y anaerobias, reproduciendo los estados de baja y pleamar que se desarrollan en un manglar. Los ensayos en un ambiente aerobio intentan reproducir las condiciones de marea baja dadas en un sistema de manglar, mientras en ausencia de oxígeno el sistema responde a una situación de anaerobiosis generada por los procesos de saturación de agua en pleamar. De esta forma se minimiza la difusión de oxígeno disuelto disponible como principalmente oxidante.

Para la respirometría en condiciones aerobias se introdujeron entre 10 y 20 g de suelo de manglar en botes de reacción de 100 ml a 25 ºC, realizando mediciones de las emisiones de gas CO_2 cada seis horas durante tres días de incubación. Para reproducir las condiciones anaerobias, se introdujeron entre 10 y 20 g de suelo en botes de reacción de 250 ml, cubriendo los mismos con una columna de agua (en condiciones de salinidad y pH equivalentes a los valores medidos en campo). Se aplicó una corriente de N para eliminar el oxígeno disuelto en el agua.

Antes de proceder a la respirometría, los suelos se mantuvieron durante siete días en condiciones de saturación. Se midió también el CO_2 a 25ºC, cada seis horas, durante tres días de incubación. Los datos obtenidos de tasas medias de emisión de CO_2 se expresan en: µg C-(CO_2) · g $C_{orgánico}^{-1}$ · hora^{-1}. Para referir los resultados a suelo seco, se determinó la humedad natural del suelo mediante el método gravimétrico por pérdida de peso de la muestra húmeda (10-20 g) tras mantenerla a 105ºC hasta peso constante. El resultado se expresa en porcentaje.

- **Determinación del "stock" de C**

El contenido de C fue estimado para los 20 cm más superficiales y reportado como kg C m^2. El valor calculado estuvo basado en medidas del contenido de C (g C kg^{-1} suelo) y valores de densidad (g cm^{-3}).

3.4 RESULTADOS

3.4.1 Descripción general de los suelos

En la tabla 3.2 se muestra el rango de valores obtenido para los principales componentes y propiedades físico-químicas, ya comentados en capítulos previos (capítulo II). El CO, se mantiene mayoritariamente entre 25 y 30% con máximos que pueden alcanzar 36%. Los mayores contenidos de C estuvieron asociados a los horizontes más superficiales, observándose un descenso en profundidad. Sin embargo, dicha tendencia está acompañada de una distribución irregular de C en algunos perfiles, lo que pone de manifiesto la presencia de material flúvico (WRB 2014). La ausencia de carbonatos en los suelos, indica que el C total obtenido mediante combustión, es equivalente al CO. Por esta razón, a lo largo del estudio, se hará referencia a las formas de C en relación al CO total del suelo (COT).

Tabla 3.2: Parámetros físico-químicos determinados en suelos de manglar (Ar: Arenas, Arc: Arcillas, L: Limos)

	Muestreo 1	n=35, 0-20 cm		Muestreo 2	n=168, 0-130 cm	
	n=12	n=23	n=23	n=57	n=54	n=34
Variables	Laguna La Restinga	Golfete de Cuare	Laguna Las Marites	Laguna La Restinga	Golfete de Cuare	Cayos de Morrocoy
Ct (%)	9,1-27,1	2,1-27,6	2,3-30,3	3,4-28,6	1,0-31,3	12,5-35,8
CO (%)	8,9-27,2	2,1-27,6	2,2-30,3	3,4-28,6	1,0-31,3	0,8-35,8
$C\text{-}CO_3^{2-}$ (%) (pH $H_2O \geq 7$,	0,2-0,3 (n=2)	-	0,1-1,7 (n=3)	≤0,2 (n=1)	≤1,5 (n=2)	0,1-11,7 (n=16)
Nt (%)	0,9-1,6	0,2-1,3	0,2-1,2	0,2-1,5	0,01-1,55	0,01-1,82
C/N	11-23	12-34	13-40	14-44	14-67	14-69
St (%)	1,1-2,2	0,2-4,4	0,2-4,2	1,5-4,4	0,2-7,0	0,01-4,15
pH campo	-	-	6-7,8	5,3-7,5	5,4-9,5	4,1-7,2
Eh campo (mV)	-	-	-16/304	-96/384	-86/266	-66/344
pH H_2O	4,7-7,3	3,7-5,4	2,8-8,2	2,3-7,5	1,5-8,1	3,0-8,7
pH $H_2O_{2\ 2min}$	5,0-5,8	2,0-6,5	1,4-5,5	0,8-5,4	0,9-6,0	1,0-6,5
pH $H_2O_{2\ 6h}$	2,0-5,2	1,6-5,3	0,8-5,4	0,8-4,0	0,8-6,1	0,8-6,9
Ar (%)	3-85	1-95	<32	<12	10-97	<58
L (%)	7-77	5-42	25-80	28-61	2-40	3-39
Arc (%)	7-69	1-83	17-75	35-64	1-51	17-85

En general, los suelos también destacan por sus elevadas relaciones C/N (>30), lo cual es un indicativo de que el N podría ser un factor limitante en su mineralización. La tendencia general fue hacia un aumento de la relación C/N con la profundidad (Tabla 3.3). Los horizontes con mayores relaciones correspondieron a suelos desarrollados bajo *Rhizophora mangle*. Estos resultados parecen indicar que la MOS bajo *Rhizophora*, es más resistente a los procesos de descomposición (menos evolucionada) que aquella desarrollada en suelos bajo *Avicennia germinans*.

Otra de las características más relevantes son los elevados contenidos de St (1-7%) (Tabla 3.3), fundamentalmente hacia las mayores profundidades del perfil, en donde los valores de pH (medido en H_2O) fueron en general inferiores a 4,5 y alcanzaron en ocasiones, mínimos cercanos a 2,0. La concentración de St, estuvo principalmente relacionada con suelos u horizontes en condiciones fuertemente reducidas (Eh<-100 mV). En superficie, los suelos denotan un dominio de condiciones subóxicas (Eh<100 mV). Estos resultados van acompañados de un poder medio a elevado de acidificación (pH de oxidación), con una tendencia general a descender aproximadamente entre una y dos unidades al transcurrir el tiempo (pH H_2O-pH $H_2O_{2\ 2min,\ 6h}$).

3.4.2 Formas de carbono

3.4.2.4 Contenido y distribución de las formas de carbono en superficie

Los contenidos de COT en los horizontes superficiales, alcanzaron máximos alrededor de 27% en ambos sistemas (Fig. 3.7), siendo en la mayoría de muestras en la LR superiores al 21% y al 17% en el GC. Los contenidos más bajos se registraron en M11 (9%), un suelo ubicado en una zona somera al extremo occidental de la LR, y en F3 (2%), estación más cercana al canal de conexión del GC con el mar (Fig. 3.3).

Las formas de C dominantes fueron las oxidables a 105ºC (Fig. 3.7), representando entre 60% (F8) y 97% (M11) del contenido orgánico total (COT) (Tabla 3.3). Por esta razón, y teniendo en cuenta que en estos ambientes el CT es equivalente al COT debido a la ausencia de carbonatos, se considera al carbono oxidable (Cox) como una buena aproximación del carbono orgánico del suelo (CO). Sin embargo, la gran contribución de las formas oxidables sin calentamiento al contenido total (54-89%) (Tabla 3.3), parece sugerir que una gran parte del CO puede ser oxidado a temperatura ambiente.

Tabla 3.3: Contribución porcentual en superficie, de diferentes formas orgánicas de C al contenido orgánico total (X: promedio, σ: desviación estándar)

Horizonte	$Cox_{105ºC}$	$Cox_{T\ reac.}$	Cp	COD	Horizonte	$Cox_{105ºC}$	$Cox_{T\ reac.}$	Cp	COD
					F1	88	75	6	2
M1	74	63	3	2					
M2	66	47	5	3	F2	84	79	4	2
M3	83	80	5	3					
					F3	53	32	3	12
M4	74	68	2	2					
M5	77	76	5	1	F4	73	55	4	1
M6	81	60	11	4					
					F5	87	43	10	2
M7	86	73	3	2					
M8	83	66	6	3	F6	87	72	5	1
M9	78	56	6	2					
					F7	75	75	2	2
M10	87	78	8	2					
M11	97	91	22	2	F8	60	60	5	2
M12	73	71	11	2					
					F9	63	54	3	2
X	80	69	7	2	X	75	61	5	3
Máx.	97	91	22	4	Máx.	88	79	10	12
Mín.	66	47	2	1	Mín.	53	32	2	1
σ	8	12	6	1	σ	13	16	2	3

$Cox_{105ºC}$: Carbono oxidable a 105ºC
$Cox_{T\ reac}$. Carbono oxidable a la temperatura de reacción
Cp: Carbono extraíble en pirofosfato sódico
COD: Carbono orgánico disuelto

Nota: Es importante destacar que la sumatoria de los porcentajes mostrados en la tabla 3.4 es superior al 100%. Esto se debe a que cada una de las formas de carbono definidas, está contenida en otra fracción debido a que los tratamientos realizados no son de carácter secuencial.

En cuanto a las formas humificadas (Cp), éstas fueron minoritarias en relación al COT (Tabla 3.3), representando entre 2 (M4 y F7) y 22% (M11). Los contenidos de Cp se encuentran

entre 0,01% y 2,75%, ligeramente más elevados en la LR (Cp promedio=1,3%), lo que podría sugerir una mayor fracción humificada respecto al GC (Cp promedio=0,9 %). En suelos como M12 (2,8%), F5 (F5.1=2,4%) y M11 (2,0%), se registraron los máximos contenidos de Cp y las mayores contribuciones al COT (11-22%) (Fig. 3.7), siendo la contribución de Cp al COT, doblemente superior en M11 (Cp: 22% COT) que en M12 (Cp: 11% COT) a pesar de que este último mostrara la concentración máxima obtenida en los suelos (2,8% Cp).

Por otro lado, las menores cantidades de C correspondieron a las formas más lábiles, dadas por el COD. El rango de concentraciones se mantuvo entre 1% (M5, F4 y F6) y 12% (F3) en los suelos de manglar (Tabla 3.3).

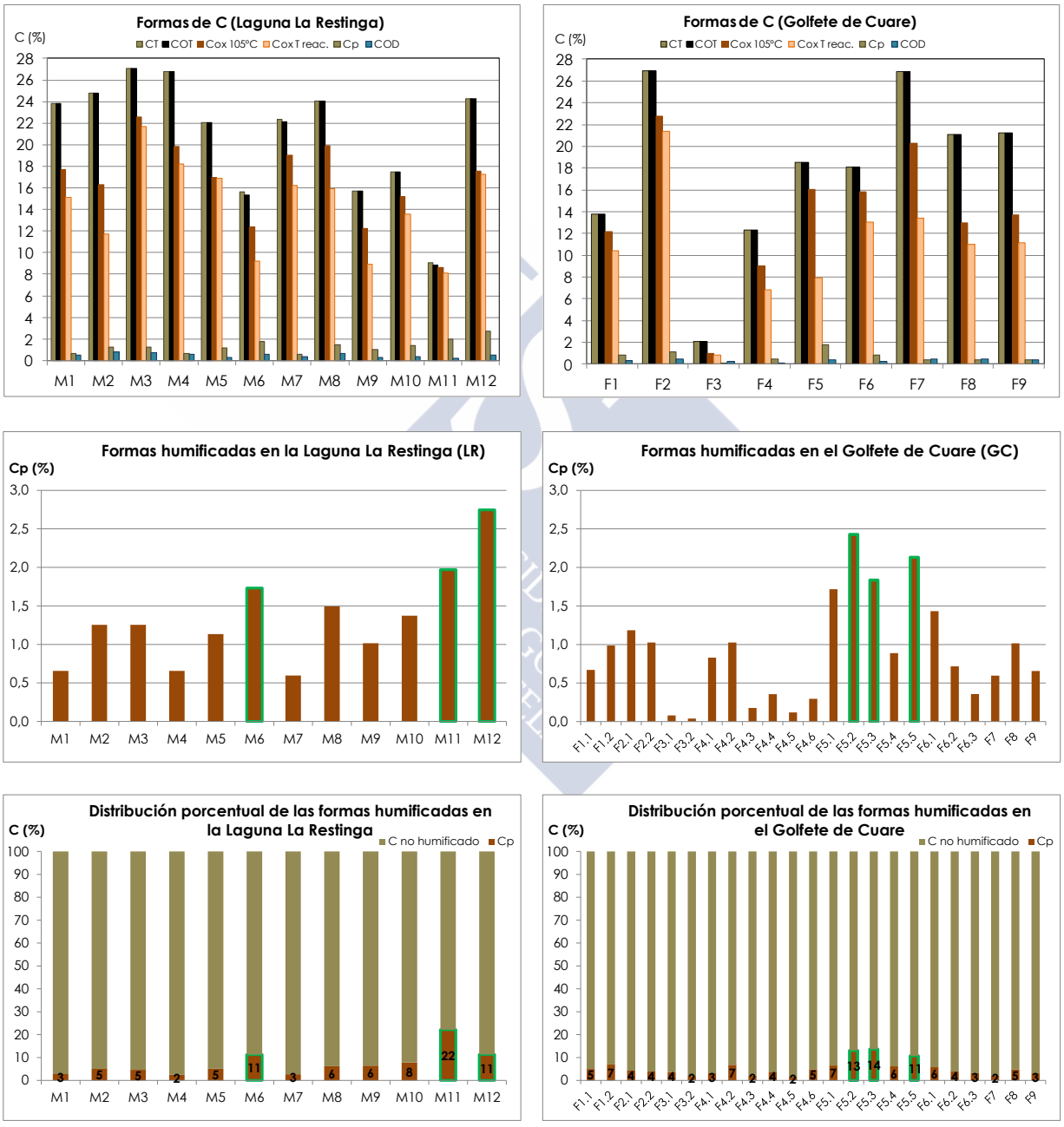


Figura 3.7: Formas de C en horizontes superficiales de suelos de manglar (CT: Carbono total, COT: Carbono orgánico total, Cp: Carbono extraíble en pirofosfato, Cox: Carbono oxidable con $K_2Cr_2O_7$, COD: Carbono orgánico disuelto, M: Margarita, F: Falcón). Resaltan los valores máximos para Cp.

- **Contenido y distribución de las formas de carbono a diferentes profundidades**

En profundidad, la situación es más compleja que en superficie. Como se ha mencionado (capítulo II-B), la tendencia general del CO es hacia una disminución en su contenido en profundidad. Sin embargo también destaca su irregular variabilidad en los distintos horizontes del suelo, debido al carácter fluvéntico de este tipo de suelos y a la influencia de otros factores como por ejemplo la presencia de raíces y bioturbación por cangrejos. En líneas generales, los contenidos de COT oscilaron entre 1% y 30%, encontrándose los valores máximos suelos preservados (COT máx.: 33%, P14G) y los mínimos en suelos no preservados (COT mín.: 1%, P4G-P10G) (Fig. 3.4).

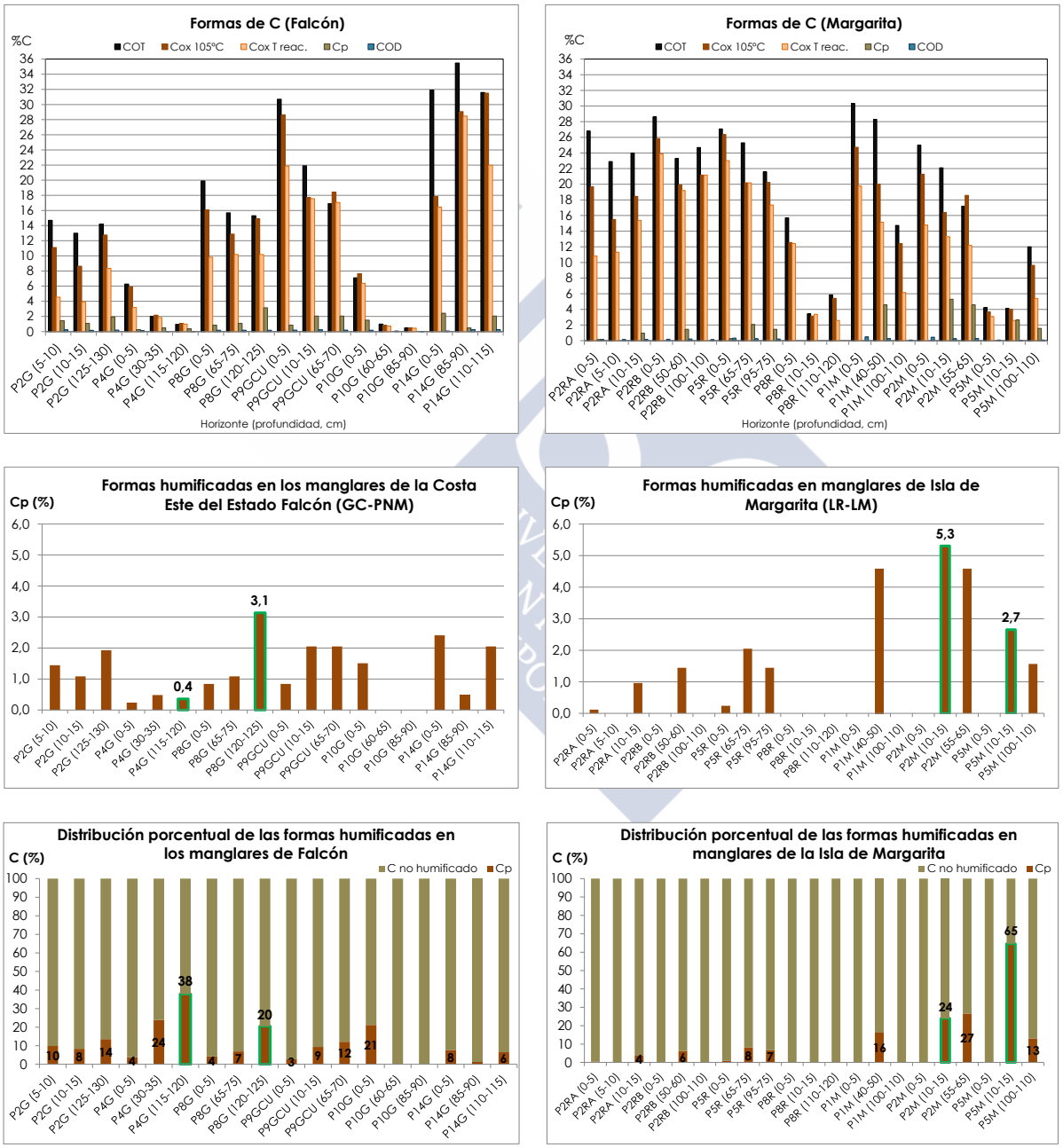


Figura 3.8: Formas de C a diferentes profundidades en los suelos de manglar (CT: Carbono total, COT: Carbono orgánico total, Cp: Carbono extraíble en pirofosfato, Cox: Carbono oxidable con $K_2Cr_2O_7$, COD: Carbono orgánico disuelto, G: Golfete, R: Restinga, M: Marites, A: *Avicennia*, B: *Rhizophora*)

La LR se presenta como el ecosistema de mayor productividad con un contenido de COT que supera el 20%, en la mayoría de sus suelos (Fig. 3.8). Los contenidos más bajos (8%), se obtuvieron en el extremo occidental (P8R), caracterizado por una zona somera hacia donde la laguna se colmata. Por su parte, en la LM los contenidos de COT son variables en un rango que supera mayormente el 16% (Fig. 3.8). El contenido mínimo (7%) se presentó en una zona poco profunda (P5M), formada por *Thallasias sp.* y cercana al canal de conexión de la LM con el mar (Fig. 3.2).

El COT en el GC, mostró contenidos variables y en general superiores al 14%. Los menores contenidos de (COT: 3-14%) estuvieron asociados a la presencia de zonas degradadas (P2G), manglares muertos (P4G) y de recolonización (P10G). De manera adicional, se seleccionó un perfil de suelo (P14G) ubicado en la región próximo-costera al GC con el fin de evaluar posibles cambios en el comportamiento del C en relación a los suelos de la zona interna. Este suelo forma parte del Parque Nacional Morrocoy (PNM), por lo que se encuentra fuertemente influenciado por agua de mar. Los contenidos de COD en P14G fueron elevados en todo el perfil (32-36%) y notablemente superiores a los determinados en los suelos que bordean al GC (Tabla 3.4).

Tabla 3.4: Contribución porcentual en profundidad, de las diferentes formas de C al COT (Cox $_{105°C}$: Carbono oxidable a 105ºC, Cox $_{T\ reac}$. Carbono oxidable a la temperatura propia de reacción, Cp: Carbono extraído en pirofosfato sódico, COD: Carbono orgánico disuelto, F: Falcón, GC: Golfete de Cuare, PNM: Parque Nacional Morrocoy, LR: Laguna La Restinga, LM: Laguna Las Marites)

F: GC-PNM					M: LR-LM				
Horizonte (prof., cm)	Cox $_{105°C}$	Cox $_{T\ reac.}$	Cp	COD	Horizonte (prof. cm)	Cox $_{105°C}$	Cox $_{T\ reac.}$	Cp	COD
					P2RA (0-5)	73	40	<1	0,6
P2G (5-10)	76	31	10	1,5	P2RA (5-10)	68	49	<1	0,6
P2G (10-15)	66	30	8	1,3	P2RA (10-15)	77	64	4	0,7
P2G (125-130)	90	59	14	1,4	P2RB (0-5)	90	83	<1	0,6
P4G (0-5)	94	51	4	1,8	P2RB (50-60)	85	82	6	0,9
P4G (30-35)	91	84	22	<0,6	P2RB (100-110)	86	86	<1	<0,5
P4G (115-120)	99	93	34	0,9	P5R (0-5)	97	85	1	1,2
P8G (0-5)	81	49	4	0,9	P5R (65-75)	80	79	8	1,0
P8G (65-75)	82	65	7	1,1	P5R (95-75)	94	80	7	1,0
P8G (120-125)	97	67	20	1,2	P8R (0-5)	80	79	<1	<0,5
P9G (0-5)	93	71	3	0,6	P8R (10-15)	99	99	<1	<0,5
P9G (10-15)	81	80	9	1,1	P8R (110-120)	92	44	<1	<0,5
P9G (65-70)	97	90	11	1,0	P1M (0-5)	82	65	<1	1,5
P10G (0-5)	92	77	18	2,2	P1M (40-50)	71	53	16	0,8
P10G (60-65)	83	74	<1	8,6	P1M (100-110)	84	42	<1	0,5
P10G (85-90)	96	92	<1	1,2	P2M (0-5)	85	59	<1	1,7
P14G (0-5)	56	52	8	<0,6	P2M (10-15)	74	60	24	1,1
P14G (85-90)	82	80	1	0,8	P2M (55-65)	94	62	23	1,4
P14G (110-115)	95	70	6	0,8	P5M (0-5)	87	73	<1	2,2
					P5M (10-15)	97	63	65	1,3
					P5M (100-110)	80	45	13	0,7
X_F	86	67	11	1,6	X_M	85	66	17	1,1
σ_F	12	19	9	1,9	σ_M	9	17	19	0,5
Máx.$_F$	99	93	34	8,6	Máx.$_M$	99	99	65	2,2
Mín.$_F$	56	30	1	0,6	Mín.$_M$	68	40	1	0,5

En relación a las formas de C, dominan las formas oxidables a 105ºC representando entre 66% (P2G 10-15) y 99% (P8R 10-15) del COT. En el estudio en superficie se puso de manifiesto este comportamiento, con grandes contribuciones de estas formas al COT. Al incluir diferentes profundidades, las formas oxidables (Cox $_{105ºC}$ y Cox $_{Treac.}$) siguen en general la misma tendencia que el COT.

En cuanto a las formas humificadas, los resultados indican un incremento del Cp en los horizontes más profundos (Fig. 3.8); no obstante los valores fueron muy bajos, situándose en la mayor parte de las muestras por debajo de 1%. En los suelos del GC (P2G-P9G), se observó un mayor contenido de formas humificadas hacia los horizontes de mayor profundidad en el perfil (Fig. 3.8). Este hecho fue notorio en P4G, en el cual en promedio los contenidos de Cp fueron los más bajos encontrados en este ecosistema (<1%) pero en función del COT, estas formas humificadas adquieren relevancia fundamentalmente en profundidad (Cp: 38% COT). El suelo P4G, como se mencionó anteriormente, se desarrolla en una zona de manglares muertos (no preservada), en donde los aportes de residuos vegetales son escasos y los contenidos de COT promedio son bajos (3%), en relación a los obtenidos en suelos con buen desarrollo de bosque (preservado) (20-30%).

- **Respirometría**

Se han representado los valores de emisión de CO_2 frente a los contenidos de carbono orgánico (Cox (110ºC) para algunos suelos de manglar (Fig. 3.9). Los resultados obtenidos indican que no existe un patrón claro en el comportamiento de la actividad microbiana con los tratamientos realizados (aerobio/anaerobio). La emisión de CO_2, han sido medida en un amplio número de sistemas, bajo condiciones inundadas (condiciones anaerobias) (Alongi et al., 2004) y al aire (condiciones anaerobias) (Kristensen & Alongi, 2006). Las mayores tasas de emisión (82-96 mg C-CO_2/kg CO.h) fueron registradas en el suelo P10G a partir de los 60 cm de profundidad en condiciones anaerobias.

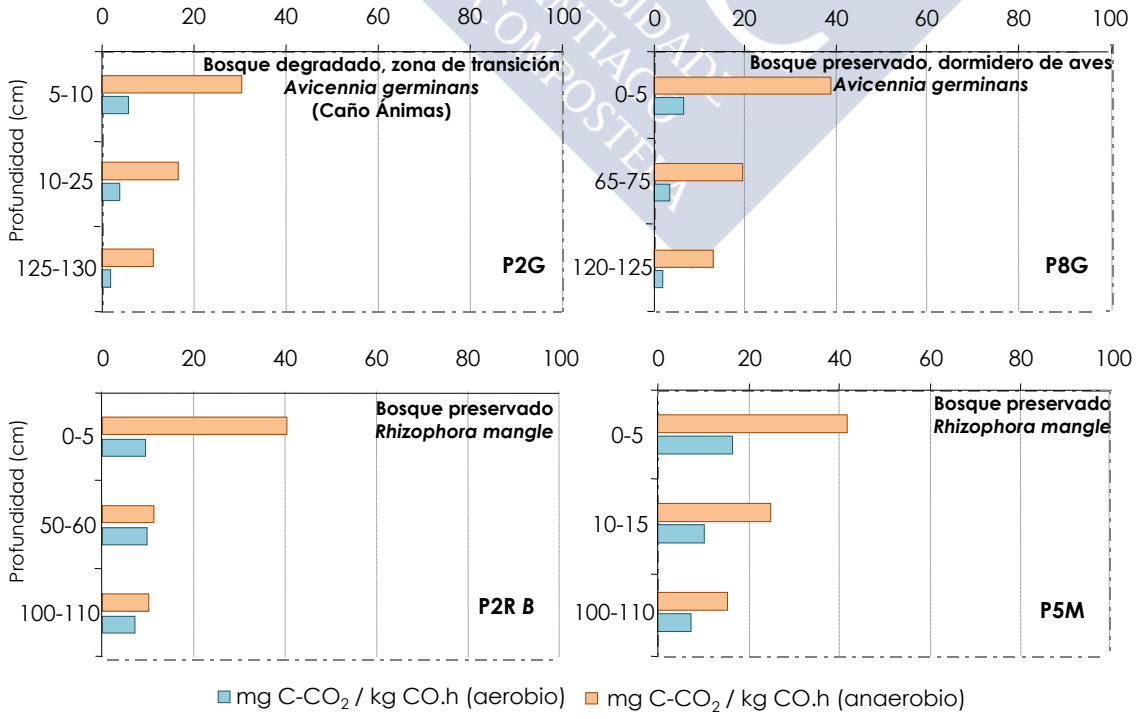


Figura 3.9: Respiración del suelo en bosques de manglar. Destacan las menores tasas de emisión de CO_2 al aumentar la profundidad (B: *Rhizophora mangle*)

Las menores tasas de emisión se presentaron en la mayoría de los horizontes subsuperficiales y profundos (<20 mg C-CO_2/kg CO.h), siendo el mínimo valor de emisión bajo condiciones anaerobias en el horizonte más profundo (115-120 cm) del suelo P4G (1,00 mg CO_2/kg suelo. hora) (ver tablas en el apéndice).

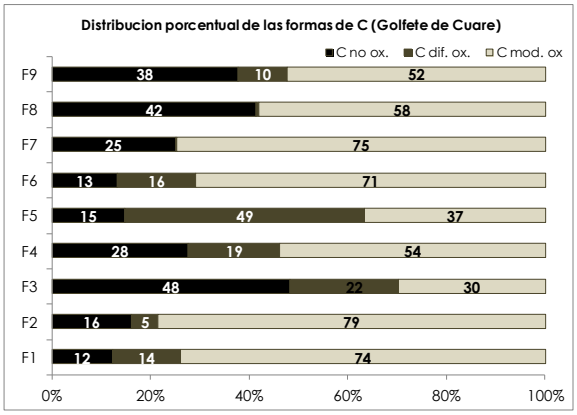
La tendencia general en los suelos, fue hacia mayores tasas de emisión en superficie (Fig. 3.9). Los valores máximos se encontraron en la LM bajo condiciones aerobias, asociados principalmente a los 20 cm superficiales de los suelos (~40 mg C-CO_2/kg CO.h). Hacia los niveles más profundos (100 cm), se alcanzaron valores bajos (15 mg C-CO_2/kg CO.h), poniendo de manifiesto la estabilización de la MOS a elevadas profundidades en los suelos de manglar.

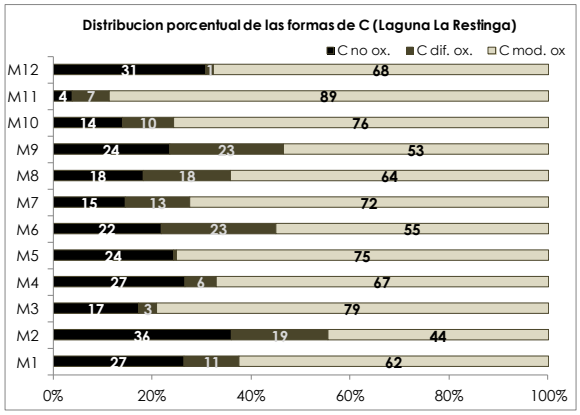
3.1.1.1 Fraccionamiento del C

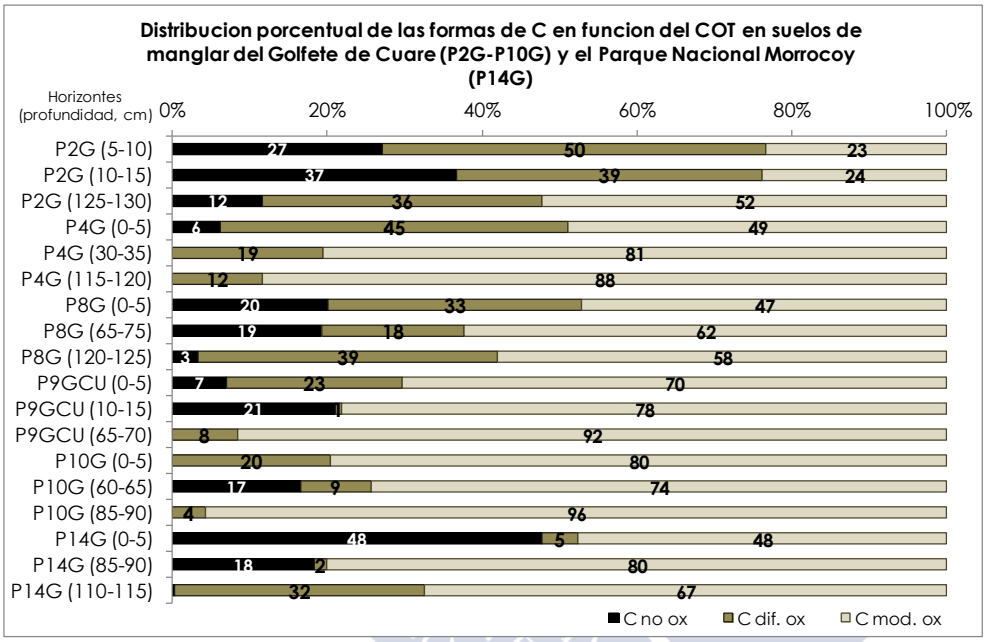
Los suelos de manglar en superficie, se caracterizan por contener en su mayoría formas de carbono moderadamente oxidables (30-79%), definidas por la diferencia entre el C oxidable sin calentar y el extraído en pirofosfato. En general, formas de difícil oxidabilidad y no oxidables representan en algunos horizontes alrededor del 50% del COT. Tal es el caso de los suelos F3 y F5 en donde aproximadamente el 50% del C presente corresponde a C no ox y difícilmente oxidables, respectivamente (Fig. 3.10). La diferencia entre el total de C obtenido por combustión y el C oxidable representa en suelos libres de carbonatos como los suelos de manglar, las formas de C tan recalcitrantes que ni siquiera son oxidadas en condiciones extremadamente forzadas, "black carbón" (Macías et al., 2004).

Los resultados obtenidos en profundidad, denotan en general un aumento en el C moderadamente oxidable hacia los horizontes más profundos (Fig. 3.10). Esta tendencia es notoria principalmente en P4G, en el que las formas no oxidables y difícilmente oxidables en conjunto representan alrededor de un 50% en los 5 cm más superficiales, hacia los 30 cm aproximadamente un 20% y a profundidades superiores a un metro constituyen un 12% del COT (Fig. 3.10).

Por el contrario, en la LM toman mayor importancia, las formas no oxidables y de difícil oxidabilidad, las cuales representan en conjunto más del 50% del COT en horizontes subsuperficiales y profundos. En el suelo P5M, gran parte del COT corresponde a formas de difícil oxidabilidad (40-91%). Además, las formas humificadas son también mayores en este ecosistema (Fig. 3.10). Todo esto se traduce en una mayor estabilización de la MO presente en los suelos de la LM, en relación a la LR y a los sistemas de Falcón.







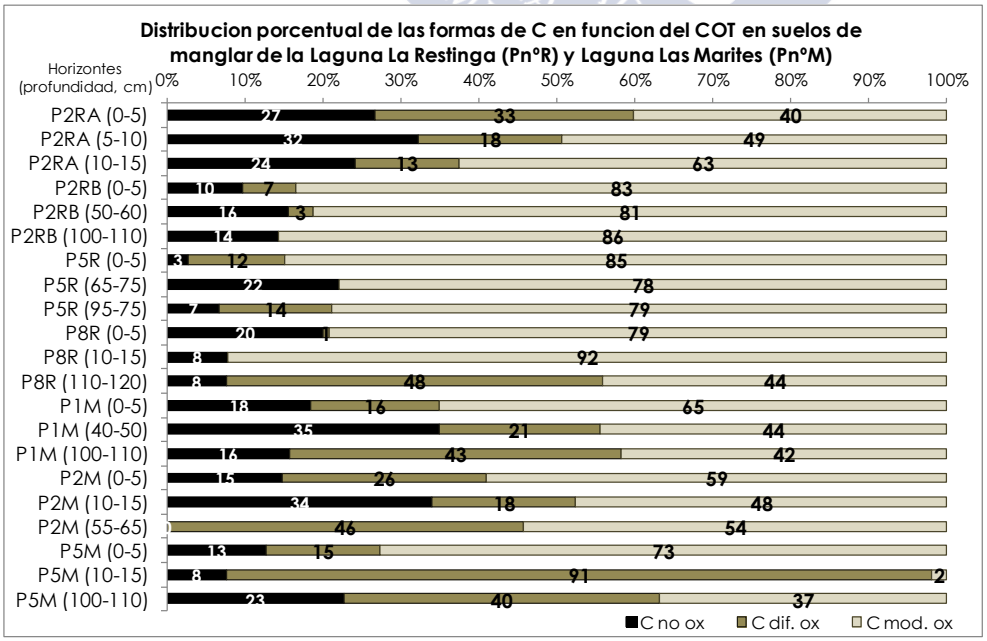


Figura 3.10: Contribución de las formas de C al COT (C no ox=COT-Cox 105ºC, C dif.ox=Cox 105ºC-Cox, T reac., C mod.ox=Cox, T reac.-Cp)

3.1.2 Discusión de resultados

3.4.2.5 Biogeoquímica del carbono

- **Contenido y distribución del carbono orgánico en los suelos de manglar. Relación C/N y su importancia como medida de la calidad de la materia orgánica del suelo**

En las condiciones anóxicas que prevalecen en el manglar (Eh<100 mV), el metabolismo microbiano es poco eficiente y solo consigue degradar moléculas orgánicas simples tales como ácidos orgánicos de bajo peso molecular (Chmura 2009). Esto conduce a un enriquecimiento en el contenido de CO que convierte a estos ambientes, en sumideros potenciales de este elemento. El debate sobre esta cuestión se plantea en relación al tiempo que este elemento puede permanecer almacenado en el compartimiento edáfico, lo cual está íntimamente relacionado con la estabilidad de las formas de C.

Sin embargo, los resultados obtenidos en este estudio han puesto de manifiesto la elevada complejidad en la dinámica del C en este tipo de suelos, dada la gran cantidad de factores externos (p.ej. eventos climáticos, actividad antrópica, aspectos geológicos y morfológicos) e internos (p.ej. aportes de residuos vegetales, bioturbación de cangrejos, mecanismos de oxidación de las raíces del mangle), que influyen en el ecosistema. Por ejemplo, algunos estudios (Ferreira et al. 2007), señalan que la bioturbación de cangrejos puede transportar y translocar material dentro del suelo y que este efecto puede ser importante incluso a profundidades de hasta 45 cm.

La cantidad de C almacenado en los suelos de manglar, varía ampliamente desde cantidades inferiores a 0,5% (peso seco) hasta concentraciones cercanas a 40%, con una media global de 2,2% (Kristensen, et al., 2008). En general los contenidos encontrados en los suelos de manglar manglar en estudio son considerablemente superiores al valor medio y a los reportados para diferentes manglares a nivel mundial (<10% CO) como se mostró en la tabla 2.15 (capítulo II). Contenidos elevados de COT en manglares de la LR, han sido reportados por Sánchez y colaboradores (2010) (0-10 cm, n=120, CO=19-23%), los cuales coinciden con los obtenidos en este estudio (rango mayoritario: 21-27%).

En consecuencia, la amplia variabilidad en el contenidos de CO (1-36%) y en las relaciones C/N (11-69), son probablemente las caracteristicas mas notorias en los suelos de estudio (capítulo II). Algunos suelos de manglar como los estudiados por Bouillon y colaboradores en la India (2003), presentan concentraciones de CO (0,6-31,7%) y relaciones C/N (7-27) variables y en su mayoría elevadas. En los humedales, la MO en profundidad presenta un empobrecimiento en N en los niveles más profundos y con mayor grado de descomposicion. Este comportamiento ha sido observado en los manglares de estudio por un incremento general de la relación C/N hacia los horizontes más profundos, que indica una disminución en el contenido de N por consumo de la biota del suelo.

De acuerdo con Bouillon y colaboradores (2003) en suelos orgánicos, se encuentran elevadas relaciones C/N mientras en suelos minerales y sedimentos, las relaciones suelen mantener valores bajos, cercanos e inferiores a 10. Elevadas relaciones (C/N>8) son generalmente indicativos de aportes orgánicos de plantas vasculares, de origen terrestre (Kennet, 1982) mientras bajas relaciones (C/N<8) indican principalmente origen marino para la MO (Alongi, Boto & Tirendi 1989). En los manglares de estudio relaciones C/N bajas (6-10) se encontraron en el sedimento P1C mientras que en los suelos minerales se obtuvieron alrededor de 15 (p.ej. P8R), que denotan formación de MO marina.

Por el contrario, dado el dominio de suelos orgánicos de manglar, las relaciones elevadas obtenidas en la mayoría de suelos (Tabla 2.11, capítulo II), son un indicativo de MO terrestre, derivada de los aportes de la vegetación de mangle (rango mayoritario C/N: 20-30). Este gradiente C/N, ha sido encontrado en una laguna costera tropical en Venezuela, Laguna de Tacarigua (Cauwet 1988). Los resultados ponen en evidencia en estos sistemas, la falta de degradación biótica de la MO, tal y como ocurre en turberas en las que han sido reportados rangos superiores a 30 (Pontevedra et al., 2004; Malmer et al., 1997; Updegraff et al., 1995).

Algunos autores consideran que las mayores relaciones C/N se presentan en suelos desarrollados bajo *Rhizophora mangle*, mientras los valores son inferiores para aquellos en *Avicennia germinans* (Bouillon et al., 2003; Yanez et al., 1998). Se han encontrado elevadas relaciones C/N (17-25) en suelos desarrollados bajo vegetacion de *Rhizophora mangle* (Bouillon et al., 2003), que coinciden con los resultados obtenidos en los suelos de manglar del GC (p.ej. P16G 5-10, P16G 10-15, P14G 85-90, P17G 10-15). Sin embargo, son muchos los factores que intervienen en estas diferencias en la evolución de la MOS. Uno de ellos está asociado con el tiempo de residencia de la hojarazca en el suelo, el cual está controlado fuertemente por la frecuencia del flujo mareal y el volumen de descarga de agua dulce (Yanez et al., 1998).

De la misma manera, en manglares de México, Yanez y colaboradores (1998) señalan que en bosques de *Rhizophora* la tasa de descomposicion de hojarazca es mas baja y la inmovilizacion de N mas alta que en bosques de *Avicennia* como resultado de una elevada relacion C/N. Sin embargo, los autores indican que existen evidencias que la retranslocacion de nutrientes previo a que ocurra la defoliacion, es mayor en *Rhizophora* que en *Avicennia*, lo cual contribuye a la elevada relacion C/N en hojarazca de *Rhizophora*. Esto sugiere que una mayor cantidad de N puede ser reciclada en el follaje de los bosques dominados por *Rhizophora* que en *Avicennia*. Se han reportado relaciones C/N en hojas de especies del género *Rhizophora* significativamente más altas (38 ± 7) que aquellas determinadas para *Laguncularia* (26 ± 1) y *Avicennia* (23 ± 3).

- **Contenido y distribución de las formas de carbono en los suelos de manglar**

El IPCC (1996) considera que sólo los primeros 30 cm de suelo contienen las mayores concentraciones de CO y que las mayores respuestas a cambios de usos y gestión del suelo se dan a esta profundidad. Los estudios sobre el C, son enfocados mayormente hacia los horizontes más superficiales debido a su función en actividades ganaderas y otros cambios y usos del suelo, mientras la información sobre los contenidos en profundidad, es escasa (Camps, 2004).

En suelos hidromorfos como marismas y manglares, debido a su carácter fluvéntico es posible encontrar contenidos de CO tan elevados o incluso superiores a los encontrados en superficie. Sin embargo, es necesario disponer de datos adicionales además del contenido total, pues en la mayor parte de los casos, las respuestas a los problemas científicos dependen en mayor medida, de la especie o forma química en que se encuentre un determinado elemento químico en los sistemas naturales (Macías, et al., 2004). Es importante destacar que el fraccionamiento del C en suelos de manglar por técnicas oxidativas como las utilizadas en este estudio es un tema hasta el momento desconocido, por lo que la comparación de las distintas formas obtenidas con los resultados para otros manglares, es un factor limitante.

La fracción más lábil del C que se encuentra en el suelo, corresponde a aquel material de reciente incorporación, compuesto principalmente de residuos orgánicos de origen vegetal y

animal fácilmente degradables por los microorganismos del suelo, como es el caso de azucares y proteínas. Este tipo de C corresponde al carbono orgánico disuelto (COD), de escasa contribución al COT en los horizontes superficiales de los suelos de manglar (<1% COT). No obstante, esta fracción es de especial interés ya que en suelos inundados, puede ser una fuente de C para la producción de CH_4 (Yu at el., 2007). Sus bajos contenidos en superficie y corta permanencia en el suelo, viene dada fundamentalmente por las variaciones en los regímenes hídricos y en la temperatura.

Las formas humificadas (Cp), a pesar de ser relativamente más estables que la fracción de COD dada su asociación con la MO, éste representa el llamado C activo unido a elementos metálicos e incluso a componentes minerales del suelo (Macías et al., 2004). Su bajo contenido en los suelos de manglar se debe a su movilidad por lo que pueden ser exportadas hacia el mar.

Las mayores contribuciones de formas de C oxidables al COT, estuvieron asociadas principalmente a suelos que reciben una contribución continua de excrementos de aves en áreas que funcionan como dormideros de aves. Este aporte de nutrientes al suelo (principalmente N), favorece la mineralización de la MO. El efecto de eutrofización en manglares, ha sido encontrado en otros estudios (Suárez-Abelenda et al. 2014).

La situación observada en los suelos asociados a zonas no preservadas, difiere de aquella encontrada en los manglares preservados. El dominio de formas oxidables éstos últimos, contrasta con una fracción de C de mayor estabilidad y resistente a la oxidación, en los suelos degradados y de manglares muertos (P2G, P4G). Sin embargo, estos suelos con el proceso de degradación a través del tiempo, han perdido una cantidad sustancial de MO que indica su fragilidad.

Las fracciones más afectadas durante la mineralización en los suelos degradados, fueron las formas más oxidables (C moderadamente oxidable) y adquieren mayor importancia formas de mayor estabilidad (C difícilmente oxidable y C no oxidable). La diferencia entre el total de C obtenido por combustión y el C oxidable (C no oxidable) representa en suelos libres de carbonatos como los suelos de manglar, las formas de C tan recalcitrantes que ni siquiera son oxidadas en condiciones extremadamente forzadas, "black carbón" (Macías et al., 2004). Sin embargo, a medida que el bosque se regenera (P10G), incrementa el contenido de formas fácilmente oxidables, debido a los aportes de la vegetación vascular.

En consecuencia, los resultados obtenidos, sugieren la presencia de grandes contenidos de COT en los suelos de manglar, dominados fundamentalmente por formas de C baja a media oxidabilidad (C moderadamente oxidable). Esta baja resistencia a los procesos de oxidación representa un punto de alarma en el contexto del cambio climático y conduce a la necesidad de mantener estos sistemas en su estado natural ya que su modificación podría suponer la emisión de grandes cantidades de C a la atmósfera.

- **Efecto de la actividad microbiana en las emisiones de CO_2 para los suelos de manglar**

La medida de las velocidades de respiración es usada para estimar actividad microbiana y debido a que la biodegradación depende de la actividad microbiana y la biomasa, es apropiado determinar la tasa de respiración de los suelos con la mayor precisión posible (Kirit., et al., 1996). Según Richard (1974), es posible determinar la actividad respiratoria de la biota del suelo mediante técnicas respirométricas y/o análisis de gases, en lo que llamó "metabolismo

del suelo". La medición periódica de esta respiración permite percibir cambios en el sistema antes de que estos sean apreciados con otros parámetros como oxidación de la MO, medidas de crecimiento de árboles, productividad, entre otros. Esto es posible debido a que las variaciones dadas en la actividad de la comunidad microbiana presente en el suelo, se ve reflejada en los valores de la respiración basal.

En general, la velocidad de descomposición de la MO es más eficiente en condiciones aerobias, siendo los ambientes anaerobios en donde se degrada más lentamente, con poca energía para los microorganismos (Chesworth 2004). En el caso de los suelos hidromorfos (Gleisoles húmicos, Histosoles, turbas, manglares, marismas, entre otros), en condiciones de Eh en torno a 0, la actividad microbiana es poco relevante, la MO se degrada lentamente e incluso se estabiliza y se acumula en los suelos. Por debajo de los 0 mV, se desencadena la actividad anaerobia de diversos microorganismos, generalmente bacterias nitratoreductoras, sulfatoreductoras, metanogénicas, etc.

Tal respiración ineficiente es el principal mecanismo para el secuestro de C en los suelos, encontrado en humedales (Yu et al. 2001). Algunos autores como Jennerjahn y Itterkkot (2002), señalan que la gran productividad primaria neta y la baja tasa de respiración de los ecosistemas de manglar, los define como ambientes muy eficientes para el secuestro de C. En general, la tendencia observada en los suelos de manglar coincide con este comportamiento, mayor emisión de CO_2 en condiciones aerobias que en anaerobias (Fig. 3.11).

Los resultados obtenidos en este estudio, indican que las tasas de respiración son en general bajas, sin embargo se presentan algunos horizontes con una elevada velocidad de descomposición de la MO que indica a una eutrofización de estos suelos como consecuencia de la contribución de nutrientes derivados de excrementos de las aves residentes y migratorias que utilizan estas áreas como dormidero.

A pesar de la tendencia general observada, un grupo reducido de suelos (P10G, P9G, P8R), emite más CO_2 en condiciones anaerobias. En un estudio realizado por Kirit y colaboradores (1996), la velocidad de respiración en sedimentos superficiales, se duplicó al añadir agua, sugiriendo que la tasa de producción de CO_2, depende de la disponibilidad de carbono orgánico, agua y nutrientes en las muestras. También observaron también una gran estimulación de la actividad microbiana con agua en muestras profundas reducidas y en sedimentos áridos profundos.

Así, aunque el CO_2 producido en el interior del suelo puede tener un origen abiótico, fundamentalmente proviene de su actividad biológica, por lo que en muchas ocasiones se ha propuesto su utilización como indicador de la calidad, función y estado de conservación del suelo. Valores elevados en el flujo de CO_2 indican elevados contenidos de MO, además de una biomasa microbiana metabólicamente activa y no afectada por factores que puedan inhibir su desarrollo lo cual coincide con la elevada correlación obtenida entre la emisión de CO_2 y las formas oxidables de C obtenidas en los suelos de manglar (Fig. 3.11). Por el contrario, valores bajos indican poco contenido de MO o una actividad metabólica reducida (Migieltta et al., 1993; García y Hernández, 1997).

En horizontes superficiales de suelos de manglar (0-10 cm) ubicados en la LR, se han reportados valores de respiración basal entre 28 y 32 mg C-CO_2/kg suelo día (Sánchez et al., 2010), superiores a los obtenidos en el presente estudio (4-10 mg C-CO_2/kg suelo). Las menores tasas de emisión observadas en el presente estudio en relación con las obtenidas por

Sanchez y colaboradores (2010), podrían estar relacionadas con el período anómalo de lluvias en el que fueron colectadas las muestras en el manglar, en relación con la época de transición lluvia-sequía considerada por estos autores, en la que se favorece la descomposición de la MO.

Por otra parte, la vegetación dominante no parece ser un parámetro determinante en las tasas de emisión. Por ejemplo, en los perfiles correspondientes a la LR se tienen dos bosques de *Avicennia* (P2RA y P8R) y dos suelos desarrollados bajo *Rhizophora* (P2RB y P5R); en este caso no existe un patrón de similitud entre las tasas de emisión de CO_2 en suelos preservados desarrollados bajo las mismas especies vegetales. En el caso de los dos suelos P2R bajo diferentes especies, se observó la misma tendencia hacia mayores emisiones en condiciones aerobias y un aumento de las tasas a niveles superficiales.

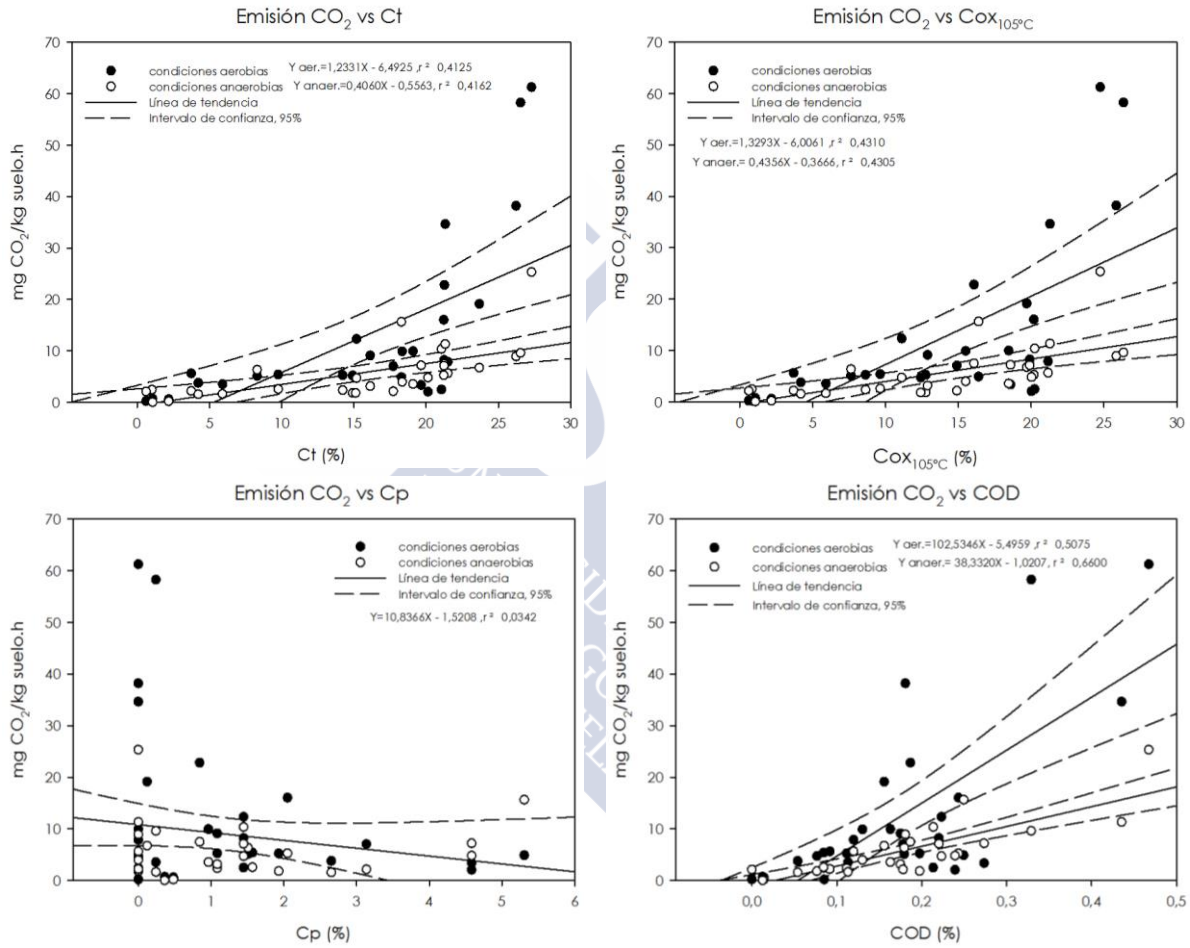


Figura 3.11: Diagramas de correlación para las formas de C y la emisión de CO_2, reproduciendo condiciones aerobias y anaerobias en los suelos de manglar

A diferencia del tipo de vegetación, la profundidad representa una variable de gran importancia en este tipo de ecosistemas, lo que puede atribuirse a la presencia de pirita en los horizontes más profundos de estos suelos. De acuerdo con un estudio realizado por Hartog y colaboradores (1998), las condiciones acidas causadas por la oxidación de los sulfuros de hierro, inhiben la descomposición de la MOS, por lo que aumentando la capacidad buffer de los suelos, podría facilitarse la degradación de la MO posterior y/o durante la oxidación de los sulfuros.

La tendencia general observada en los suelos de manglar es que la tasa de emisión disminuye a niveles profundos respecto a aquellos superficiales (Fig. 3.10), lo que parece apoyar la hipótesis que postula a los suelos hidromorfos como sumideros de carbono dentro de la problemática del cambio climático global. Estos resultados han sido encontrados en otros suelos de manglar, por ejemplo, Kirit y colaboradores (1996) utilizaron la profundidad como variable, encontrando mayores velocidades de emisión a elevadas profundidades (1-2,5cm) respecto a los horizontes más superficiales de suelos de manglar.

De esta manera, en estos suelos con elevados contenidos de MO, fundamentalmente en los horizontes más superficiales, domina una baja protección físico-química por la fracción mineral contra el ataque microbiano en comparación con el efecto de enterramiento de MOS y la interacción CO-Fe pirítico favorecida en profundidad. En zonas con influencia antrópica como es el caso de P5R, existe un alto contenido de nutrientes asociado a la incorporación de aguas residuales enriquecidas en estos componentes, por lo que el desarrollo microbiano bajo condiciones naturales (anaerobias) es limitado y en consecuencia la tasa de emisión en condiciones aerobias es bastante elevada (proceso de eutrofización del ecosistema). Este hecho fue observado por Suarez y colaboradores (2011) en los manglares de Brasil, afectados por aportes de piscifactorías de camarón.

De acuerdo con Suarez y colaboradores (2009), en un estudio realizado en áreas afectadas por efluentes de cultivo de camarón, fueron obtenidos valores promedio de 0,20 mg de $CO_2.h^{-1}$-C g^{-1} y valores más bajos en zonas no alteradas, 0,04 mg de $CO_2.h^{-1}$-C g^{-1}. Los autores concluyen que el decrecimiento en el almacenamiento de C en los suelos no alterados es debido a: i) un incremento en la actividad microbial causada por la carga de efluentes ricos en nutrientes y ii) un decrecimiento en pirita activado por la oxidación en presencia de NO_3^-. Los autores señalan además que la respiración basal acumulativa de los suelos asociados a zonas no afectadas por aguas residuales, luego de doce días de incubación, se mantuvo por debajo de los 17 mg C-CO_2 g^{-1} C total del suelo y destacan una disminución en profundidad. Entre tanto, reportan valores que alcanzan los 67 mg C-CO_2 g^{-1} C, en los 20-30 cm de profundidad en aquellas zonas alteradas. Los resultados coinciden con los encontrados en los sedimentos y suelos de manglar en Venezuela (0,2-61,3 mg CO_2/kg.h en condiciones aerobias, 1,0-96,0 mg CO_2/kg.h en condiciones anaerobias), en donde es notorio un descenso en las tasas de emisión de CO_2 en profundidad.

En cuanto al metano, en general, la producción es baja y de gran variabilidad en suelos de manglar; en algunos de estos ambientes el proceso no puede ser detectado del todo (Kristensen et al., 2008). A pesar de la presencia de metanogénesis activa, la concentración de metano en el agua de poro de los sedimentos cerca de la superficie es usualmente muy baja debido a la simultánea remoción por oxidación anaeróbica de metano. Las emisiones de metano a partir de suelos de manglar son además cercanas al cero (rango entre 0 y 5 mmol $m^{-2}d^{-1}$). Existe una idea de que la influencia antrópica, por ejemplo, elevada carga de nutrientes y MO, incrementan fuertemente las emisiones de metano (Giani et al., 1996; Alongi et al., 2005).

La emisión de metano en estos suelos no fue detectada lo que podría indicar que la metanogénesis es balanceada por los procesos de oxidación de metano dentro del suelo. Estos resultados fueron obtenidos en suelos de manglar de México (Giani, et al., 1996). La oxidación podría ser causada por una intensa bioturbación por cangrejos, típica de suelos de manglar (Giani, et al., 1996; Kristensen, et al., 1994). Algunos autores como Giani y colaboradores (Giani, et al., 1996), consideran que el potencial de los suelos de manglar para

emitir metano a la atmosfera parece ser elevado en caso de impacto antropogénico. Por tanto, la amplia distribución y el rapido incremento en el uso para acuicultura promueve estudiar la susceptibilidad de estos ecosistemas con respecto a la metanogenesis. En los manglares de estudio, por el momento, los suelos no han sido utilizados como sustento de criaderos y/o piscifactorias, más alla de la fuente de alimento de la pequeña población local que se beneficia de los organismos que habitan el manglar con el uso de tecnicas clásicas de recolección a baja escala.

En este sentido, las velocidades de oxidación del C microbiano y la participación de los aceptores de electrones en sedimentos típicos marinos son usualmente dependientes de la cantidad y reactividad de la MO, tamaño de grano del sedimento y actividad de la bioturbación (Kristensen, 2000). Sin embargo, en suelos de manglar otros factores son igualmente importantes; estos incluyen edad de los bosques, actividades fisiológicas de sistema de raíces, extensión de la capa de agua y la intensidad de las actividades de excavación de la fauna (Kristensen et al., 2008), lo que denota la complejidad de la dinámica del C en este tipo de suelos.

Se conoce que la asociación microbio-nutrientes-planta funciona como un mecanismo para conservar los escasos nutrientes dentro del ecosistema, sin embargo, algunos estudios han demostrado que las actividades de pastoreo y otras actividades antrópicas han dado lugar a suelos hipersalinos que retrasan el crecimiento microbiano, generando tasas bajas en los procesos de descomposición de la MO, especialmente en suelos de superficie compactada y seca de manglar (Alongi, 2005). Esto podría explicar las bajas tasas de respiración encontradas en los suelos de manglar, principalmente en P4G en donde la mortalidad del bosque ha sido atribuida a procesos de hipersalinidad (Barreto 2008).

En resultados obtenidos muestran que los aportes de MO son superiores para *Rhizophora* respecto a *Avicennia*, dados los contenidos más elevados en C total y las mayores relaciones C/N para la primera especie. Estos resultados han sido observados en otros estudios (Bouillon et al., 2003) llevados a cabo en suelos de manglares desarrollados bajo diferentes especies de ambos géneros vegetales. De acuerdo con Lacerda y colaboradores (1995), la MO obtenida bajo un bosque de *Avicennia* fue mas degradable y podría soportar velocidades mas altas de actividad microbiana que suelos a partir de un bosque de *Rhizophora*, lo que coincide con los analisis respirométricos realizados en los manglares de estudio.

Una vez más se pone de manifiesto la necesidad de evaluar la calidad del C presente en cada tipo de suelo y de mantener los humedales en su estado natural. Es importante además desarrollar técnicas de conservación y prevención (capítulo V) para que la intensa degradación, no continúe evolucionando hacia el exterminio de estas importantes reservas naturales.

3.4.2.6 Capacidad de secuestro de carbono en los suelos de manglar

En el primer metro de profundidad de los suelos de América Latina y del Caribe, se almacenan aproximadamente 185 Gt de CO. Esta cantidad, supone casi el doble de las reservas de C acumuladas en la vegetación de la Amazonia, de acuerdo con datos recientes publicados en el Atlas de suelos de América Latina y el Caribe (2014). En el contexto de futuras estrategias de mitigación del cambio climático, América Latina se considera una región importante en materia de captura de C. Esto se debe principalmente a que el 60% de los bosques tropicales del planeta se encuentra en este continente. En el año 2006, la FAO

reportó que el stock de biomasa del planeta en bosques, correspondía a 529,5 Gt de C. De este total, los bosques de América Latina y el Caribe albergan 170 Gt. Cuando esta cifra se pondera por la superficie, se observa que América Latina y el Caribe almacena el 32% de las existencias de C en bosque del planeta, en un área que tan solo supone el 15% de la superficie terrestre (Gardi, et al., 2014). El potencial de secuestro de C para Latinoamérica es de 0,1 a 0,2 Pg C/año (Gardi, et al., 2014).

A partir de los resultados obtenidos en el presente estudio, se ha determinado un stock promedio de 127±2 Gg C (91-193 Gg C) para los horizontes superficiales de suelos de manglar en la LR (0-20 cm), considerando un área de 1058 ha de bosques (INPARQUES, 1996). Estos datos representan en promedio 120±2 T C/ha (Tabla 2.5) y suponen alrededor del doble de la cantidad determinada en los suelos del GC.

Tabla 3.5: Secuestro de CO en manglares de la Laguna La Restinga, Isla de Margarita

Suelo	Prof. (cm)	Especie dominante	Densidad (g/cm^3)	CO (%) (0-20 cm)	Gg C/ha	Gg C
M1	0-9,3	*Rhizophora mangle*	0,22	23,9	0,100	106
M1	9,3-20,8		0,20			
M3	0-6,8	*Rhizophora mangle*	0,24	27,1	0,124	132
M3	6,8-14,0		0,22			
M4	0-19,7	*Rhizophora mangle*	0,21	26,8	0,113	119
M5	0-24,5	*Rhizophora mangle*	0,23	22,1	0,102	107
M6	0-10,9	*Avicennia germinans*	0,42	15,4	0,182	193
M6	10,9-21,4		0,76			
M8	0-13,2	*Rhizophora mangle*	0,23	24,1	0,112	119
M8	13,2-26,3		0,24			
M9	0-8,4	*Avicennia germinans*	0,29	15,7	0,135	143
M9	8,4-17,3		0,57			
M10	0-17,5	*Rhizophora mangle*	0,25	17,5	0,086	91
M12	0-13,8	*Rhizophora mangle*	0,25	24,3	0,122	129
M12	13,8-27,5		0,25			
X			0,31	21,9	0,120	127
σ			0,16	4,5	0,028	29
E_T			0,01	0,3	0,002	2
Min.			0,20	15,4	0,086	91
Max.			0,76	27,1	0,182	193

En el GC se seleccionaron dos localidades en las que se encuentran bosques preservados (buen desarrollo de mangles) y no preservados (degradados y muertos). Para obtener el dato de C almacenado en los suelos (Tabla 3.6), se consideró un área para el manglar vivo y degradado de 1067,7 ha y para bosques muertos de 67,5 ha, reportadas por Barreto (2008). Los resultados obtenidos ponen de manifiesto una menor capacidad de almacenamiento de C para los bosques no preservados (M10, F4.3-F4.6, F5.3-F5.5) en relación con los bosques preservados. Esta situación es principalmente notoria en los suelos asociados a bosques muertos (1-2 Gg C).

En consecuencia, los resultados indican una gran fragilidad del reservorio de C asociado a los bosques de manglar. Si se considera que una de las causa que produjo la muerte de los manglares en Falcón correspondió al evento ENSO de 1997-1998, y que las zonas afectadas correspondían a bosques de *Avicennia* (Barreto, 2008), se obtiene que en un periodo de quince años se generó una pérdida media del 44% del COT. Resultados similares, han sido obtenidos en trabajos realizados sobre el impacto de la deforestación en el C almacenado en suelo de manglar. Por ejemplo, Granek y Ruttenberg (2008) obtuvieron un pérdida del 50% del C secuestrado en suelos de manglar, ocho años después de hacer sido realizada una tala del bosque.

El área total de manglar que ocupa la LG y el GC, es pequeña en relación a la cobertura global de bosques reportada en Venezuela. La LR cuenta con la mayor extensión de las lagunas en la Isla de Margarita; los manglares que la constituyen representan alrededor de 0,4 % del total en Venezuela (2500 km^2 para el año 1993 según Conde & Alarcón, 1993). Por su parte, el área de manglar vivo en el GC corresponde aproximadamente a un 0,2% del total (Barreto, 2004). Sin embargo, la cantidad de C que estos suelos pueden retener es en general notablemente superior a la reportada en estudios previos para otros ecosistemas (Tabla 3.7).

Tabla 3.6: Stock de C en suelos de manglar del GC

Localidad	Estado del bosque	Especies	Prof. (cm)	DA (g/cm^3)	CO (%)	Gg C/ha	Gg C
			F4.1				
			0-5	0,19	27	0,026	28
	Manglar	*Rizophora mangle* dominante,	5-9,5	0,22	27	0,030	32
	vivo	bosque mixto con *Laguncularia racemosa*	9,5- 15,5	0,21	27	0,029	31
			20,5-25,5	0,18	27	0,024	26
			F4.3				
Caño			0-7	0,43	8	0,017	1
Animas	Manglar	sin vegetación	7-14	0,59	8	0,024	2
	muerto		14-21	0,66	8	0,026	2
			21-28	0,66	8	0,026	2
			28-35	0,56	8	0,022	2
			35-42	0,33	8	0,013	1
	Manglar	Regeneración de *Avicennia germinans*	**F4.5-F4.6**				
	degradado		0-20	0,27	7	0,010	10
	Manglar		**F5.1-F5.2**				
	vivo		0-20	0,24	25	0,030	32
Caño	Manglar		**F5.3-F5.4**				
Pancho	muerto		0-20	0,33	14	0,023	2
	Manglar		**F5.5**				
	degradado		0-20	0,27	20	0,027	29
X				0,37	16	0,023	14
σ				0,18	9	0,006	14
E_T				0,05	2	0,002	4
Mín.				0,18	7	0,010	1
Máx.				0,66	27	0,030	32

El C almacenado en los suelos de manglar en estudio, se ajusta en gran medida a los resultados obtenidos por Suarez y colaboradores (2014) en bosques de Brasil (Tabla 3.7). En su estudio, los autores encuentran que el secuestro de C es doblemente superior en suelos no impactados por efluentes de piscifactorías de camarón (75 T CO/ha) en relación con manglares no influenciados por descargas de aguas enriquecidas en nutrientes (33,9 T CO/ha). En el caso de los suelos de Venezuela, principalmente en el GC, una de las razones de la posible eutrofización del ecosistema es la adición de excrementos de aves en el RFSC. La gran actividad de las aves residentes y migratorias en este refugio de fauna, fue evidenciada

en la etapa de campo (capítulo I). El desarrollo microbiano bajo condiciones naturales (anaerobias) es limitado y en consecuencia las tasas de emisión de CO_2 en condiciones aerobias es bastante elevada (proceso de eutrofización del ecosistema), como se mencionó anteriormente.

En consecuencia, la pérdida de CO en los suelos de manglar, puede estar asociada a la escases de nutrientes (especialmente N y P), los cuales se encuentran presentes principalmente en formas orgánicas (esto se pone de manifiesto en la significativa correlación entre CO y N, mostrada en el capítulo II). Por ejemplo, el P principalmente se presenta en formas orgánicas en suelos de manglar no impactados (Nóbrega et al., 2014) y la oxidación de la MO podría por tanto, general la pérdida del P en los suelos (Feller et al., 1999; 2003).

Además, trabajos previos indican que cuando los manglares son degradados, una parte del C perdido es emitido a la atmosfera en forma de CH_4 (Strangmann, Bashan & Giani 2008), lo cual significa que los suelos de manglar no solo dejan de ser sumideros de CO_2 sino que pueden emitir a la atmosfera CH_4, un gas de efecto invernadero veinticinco veces más potente que el CO_2 (Forster et al., 2007).

Tabla 3.7: Secuestro de C en suelos de manglar

Area	CO almacenado		Referencia	País/Región
1.10^6 km^2	**T C /ha/año**	**Tg C/año**		
0,14	2,00	31,1±5,4	Giri et al., 2010/Chmura et al., 2003	Mundial
0,15	-	34,4±5,9	Spalding et al., 2010/Duarte et al., 2010	Mundial
0,17	0,20-6,54	17,0-23,6	Nellemann, 2009	Mundial
-	1,50	-	Ong, 1993	Mundial
0,16	-	18,4	Bouillon et al., 2009	Mundial
-	1,02	-	Donato et al., 2011	Indo-Pacífica
0,94	0,01	5,5	Ray et al., 2011	India
207.10^{-6}	0,22	3,0-4,7	Vegas-Vilarrúbia et al., 2010	Venezuela
22936.10^{-6}	42,30	1,0	Suarez et al., 2014	Brasil
	33,90			(suelos impactados)
	75,00			(suelos no impactados)
$10,58.10^{-6}$	23±2	0,127±0,002	Este estudio	Laguna La Restinga
$11,35.10^{-6}$	120±2	0,014±0,001	Este estudio	Golfete de Cuare

Si se considera una densidad promedio de 0,4 g/cm^3 para horizonte superficiales (Donato et al., 2011) y que 90% del stock de C en suelos de manglar se emite a la atmósfera como CO_2 (Murray et al., 2011)), se calcula usando el método propuesto por Howard y colaboradores (2014), que alrededor de 25,5 kg/m^2 de CO_2 (desviación estándar, ds: 19,6 kg/m^2 de CO_2)fue emitido a la atmosfera como resultado de la muerte de los bosques. Esto representa una tasa promedio de emisión de 31,9 (ds: 24,5 t CO_2/ha/año) similar a la obtenida en bosques de manglares tropicales en Kenia (Lang´at et al., 2014) y Belice (Lovelock et al., 2011). Sin embargo, las emisiones medidas en África y en américa central, incluyen el perfil de suelo mientras las estimaciones realizadas en este trabajo son basadas solo en cálculos para los primeros 20 cm del suelo.

En vista de que el C puede concentrarse a profundidades cercanas a un metro (Donato et al., 2001) y considerando que los horizontes por encima de este valor, se encuentran mayormente afectadas por actividades antropogénicas (Murray et al., 20011), las emisiones actuales en las áreas de estudio, podrían ser al menos cinco veces superiores que los valores estimados.

En consecuencia, el conjunto de resultados obtenidos en este primer apartado preliminar dedicado al CO del suelo, obliga a profundizar en la calidad de este elemento y los procesos que involucran su permanencia en el suelo por largos periodos de tiempo. Además del interés en conocer el potencial de secuestro de C en los diferentes tipos de suelo, los modelos biogeoquímicos sobre el ciclo del C requieren de la evaluación, no solo de la cantidad total, sino también de la naturaleza, origen y resiliencia de la MO secuestrada, lo que justifica la aplicación de técnicas específicas que informen sobre su estructura molecular (Almendros, 2004). Esto conlleva a la aplicación de técnicas analíticas, espectroscópicas y degradativas que permitan realizar una interpretación en conjunto del continuo de MO presente en los suelos de manglar de los ecosistemas en estudio. Hacia este objetivo está dirigido el segundo apartado (B) de este capítulo (III).

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

3.1.3 Conclusión

La acumulación de materia orgánica fue superior en los horizontes más superficiales de los suelos de manglar preservados. Sin embargo, los significativamente bajos contenido de carbono orgánico en los suelos del manglar muerto, indican que el stock de C existente en estos ambientes es altamente frágil y propenso a alteración, de manera que en un periodo relativamente corto de tiempo (10-20 años) puede perderse más de la mitad del COT si las condiciones geoquímicas son modificadas (p.ej. condiciones Eh-pH), lo que además limita la recuperación natural o colonización del sistema.

Las formas de C dominantes en los manglares estudiados son las oxidables con dicromato potásico. Formas difícilmente oxidables y no oxidables o "black carbon" se encuentran en pequeñas proporciones, por lo que una modificación de las condiciones tanto hacia la anaerobiosis como hacia la oxidación supondría una elevada mineralización de la materia orgánica lábil. Estas formas recalcitrantes deben ser consideradas como de elevada estabilidad, que prácticamente no participan en los procesos bióticos del suelo y que por tanto, pueden mantenerse estables durante largos periodos de tiempo.

Los análisis respirométricos arrojaron una tendencia hacia una mayor actividad microbiana para aquellas muestras asociadas a bosques de *Rhizophora* frente a *Avicennia* con más C fácilmente oxidable. La velocidad de descomposición de la materia orgánica del suelo por la biota presente en los suelos de manglar estudiados, es en líneas generales considerablemente mayor a niveles superficiales y bajo condiciones aerobias en las que el O_2 libre es el principal agente oxidante, responsable de la mineralización de la materia orgánica del suelo. Así mismo se ha observado una mayor liberación de CO_2 por metabolismo en los suelos que reciben mayores contribuciones de excrementos de aves.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

3.5 CAPITULO III-B: CARACTERIZACIÓN DE ACIDOS HUMICOS EXTRAÍDOS DE SUELOS DE MANGLAR Y SUS IMPLICACIONES EN EL SECUESTRO DE CARBONO

Resumen

El objetivo de este estudio fue caracterizar los ácidos húmicos por medio de técnicas químicas (análisis elemental), espectroscópicas (en el rango del visible e infrarrojo).y degradativas térmicas (pirolisis analítica), extraídos de suelos asociados a bosques de manglar, bajo diferente tipo de vegetación (*Thalassia testudirum*, *Rhizophpra mangle* y *Avicennia germinans*), en diferentes ambientes (Laguna Las Marites, Golfete de Cuare y Laguna La Restinga) y a distintas profundidades (0-130 cm).

La materia orgánica en los suelos de manglar, estuvo definida por un dominio de fracciones particuladas en los horizontes más superficiales y de humina en los niveles más profundos. Se indica una intensidad media a baja en el color de los ácidos húmicos (AH) estudiados, dada por valores de E_4 menores a la unidad que indica una baja aromatización. La espectroscopia infrarroja, señala la presencia de compuestos aromáticos. Bandas adicionales correspondientes a carbohidratos en la región de los metoxifenoles y los grupos carboxílicos, proporcionan una buena aproximación de los grupos funcionales predominantes en los compuestos orgánicos de los AH. La elevada intensidad en la banda correspondiente a ligninas de tipo siringil, en relación con la banda asociada a las de tipo guayacil, indica una rápida biodegradación de los grupos metoxilos de las ligninas en estos ambientes estuarinos.

La pirolisis permitió separar los compuestos orgánicos en sus formas más simples en las que dominan los compuestos aromáticos, seguido de cantidades importantes de carbohidratos y metoxifenoles, con cantidades menores de compuestos nitrogenados y alifáticos. La presencia de alcanos y alquenos de cadena corta (C1-C19) están asociados a un origen microbiano en los suelos de manglar en estudio.

Palabras claves: ácidos húmicos, lignina, pirolisis, materia orgánica, humina, aromatización

UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Parte de este trabajo ha sido publicado en las memorias del "XV Meeting of the International Humic Substances Society. International Humic Substance Society", celebrado en Tenerife en el año 2010. El mismo fue titulado: *"Organomineral Association Patterns of Humic Substances in Different Venezuelan Estuarine Mangroves"*.

3.5.1 Material y métodos

Para evaluar la variabilidad estructural y el contenido de AH con la profundidad, se seleccionaron cuatro suelos a diferentes profundidades en la Laguna La Restinga (P9R), Laguna Las Marites (P5M) y Golfete de Cuare (P10G-P11G) y bajo distintas especies vegetales (*Rhizophora mangle*, *Avicennia germinans*, *Thalassia testudirum*). La ubicación de los suelos se muestra en los mapas correspondientes en capítulo previos (Fig. 2.16, capítulo II; Figs. 3.2-3.3).

3.5.1.4 Fraccionamiento de la materia orgánica del suelo

En relación al origen, naturaleza y/o tiempo de residencia de las distintas fracciones orgánicas, es posible establecer una separación mecánica de componentes orgánicos que permita cuantificar sus constituyentes. En el presente estudio se ha definido una fracción de MO particulada (libre, MOL) formada por restos de reciente incorporación (hojas, raicillas, troncos, hifas de hongos, restos vegetales y microorganismos, entre otros) y una fracción coloidal que correspondió a las sustancias húmicas (SH) compuestas por ácidos húmicos (AH), ácidos fúlvicos (AF) y huminas. El procedimiento experimental consistió en la separación de la MOL por diferencia de densidad, seguida de una extracción por diferencia de solubilidad en la que fueron extraídos los AH, el residuo sólido fue considerado como humina heredada (H) mientras el residuo soluble a pH ácido correspondió a los AF.

- **Determinación de la materia orgánica libre**

La fracción particulada, incluye aquellos compuestos con características químicas identificables (proteínas, grasas, ácidos orgánicos de bajo peso molecular, entre otros) y fácilmente biodegradables por enzimas específicas por lo que persistirán poco tiempo en el suelo. De una manera simplificada y desde un punto de vista físico, podría considerarse dos grandes fracciones dentro de este grupo. La primera de ellas correspondería a la fracción ligera, conformada por restos vegetales poco transformados (MOL-1, separada comúnmente por flotación en H_3PO_4), la segunda con cierto grado de agregación organomineral unida a la llamada humina heredada (MOL-2), físicamente asociada a las arcillas y por tanto fácilmente obtenida tras la destrucción de los agregados más estables del suelo (Almendros et al., 1980).

En el presente estudio, se ha extraído una fracción evolucionada de MOL mediante la técnica de fraccionamiento densimétrico de la MO por centrifugación, propuesta por Monnier y colaboradores (1962). Para ello, se agregó al suelo 25 mL de una mezcla bromoformo-etanol ($CHBr_3$-CH_3CH_2OH) de densidad 1,8 g/cm^3, se agitó y centrifugó a 3000 rpm durante diez minutos. Finalmente, la suspensión fue filtrada y el residuo se secó a 60ºC. Esta extracción se realiza con el fin de descartar que en caso de existir un bajo rendimiento de formas de C lábil (MOL), éste no se deba a que una parte de la misma esté protegida por los minerales (como ocurre en suelos con un alto contenido en formas de C no extraíble o humina).

La mezcla $CHBr_3CH_3$–CH_2OH de densidad 1,8 (Monnier et al., 1962), se aplicó con el fin de recoger una MOL más evolucionada, en la que se reconoce la frecuente presencia de agregados organominerales donde grandes fragmentos tisulares o amorfos de MO constituyen los componentes mayoritarios (Almendros, et al., 1979). De esta manera y a efectos prácticos, el término "MOL" hace referencia a la fracción orgánica más lábil de la MOS en estudio (MOL de alta densidad), que engloba restos vegetales poco transformados pero con formación de los procesos iniciales de agregación organomineral en el suelo. Para calcular el C de la MOL, se utilizó un factor de corrección de 0,31 que ha sido obtenido en diferentes tipos de suelos (Hernández, 2010).

- **Extracción, purificación y análisis elemental de los ácidos húmicos**

Se utilizó una mezcla pirofosfato sódico ($Na_4P_2O_7$)- hidróxido de sodio (NaOH), combinando así la capacidad de intercambio del $Na_4P_2O_7$ con el pH elevado del NaOH. El NaOH remueve la MO (asociada con metales y arcillas) y el pirofosfato extrae materiales complejados (Schnitzer & Schuppli, 1989). El NaOH ejerce una acción específica sobre la MOL y AH de mayor complejidad (más polimerizados), fundamentalmente asociados a horizontes profundos. Además, el NaOH es más efectivo en la extracción de partículas de gran tamaño mientras el $Na_4P_2O_7$ lo es, en las partículas más finas (Hernández, 2009).

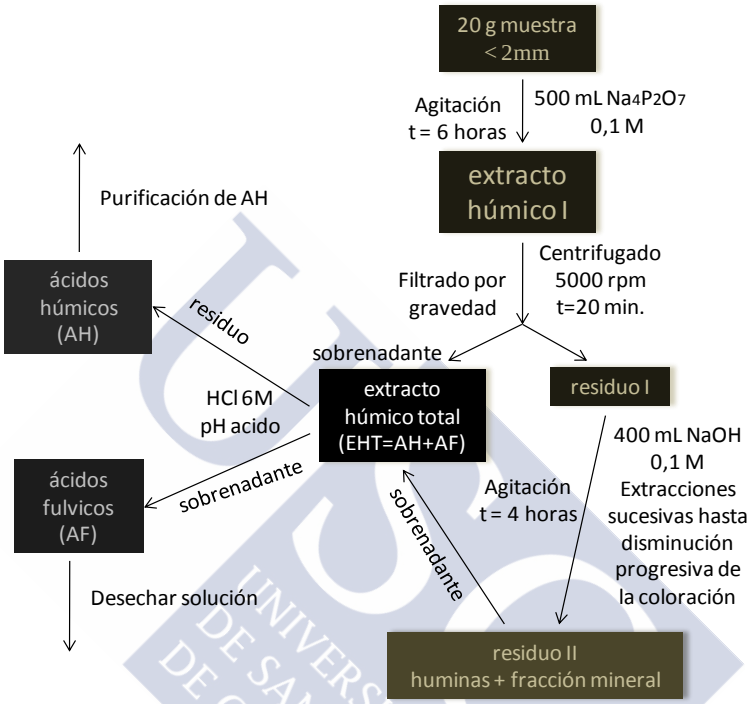


Figura 3.12: Esquema experimental simplificado de la extracción de la fracción húmica en los suelos

Se utilizó como primera solución extractante, el $Na_4P_2O_7$ 0,1M y a continuación se añadió el NaOH 0,1, realizando varias extracciones. Se midió el volumen obtenido de extracto húmico total (Eht) y se agregó progresivamente HCl hasta alcanzar pH ácido. En este momento floculan en forma de gel los AH, quedando en el sobrenadante los AF (Fig. 3.12).

Para eliminar el sobrenadante con los AF, se realizó una succión mecánica por gravedad, a través de un sifón. El Eht puede contener sedimentos de grano fino por lo que deben eliminarse redisolviendo los AH en NaOH. El residuo fue desechado y en la solución sobrenadante, los AH permanecen en forma de sal sódica. Con el fin de purificar los AH, éstos fueron precipitados de la solución anterior, llevando a pH ácido. Posteriormente, se procedió al lavado de las sales incorporadas durante la extracción, introduciendo los AH en bolsas de diálisis (Visking, intervalos de peso moleculares 12.000-14.000, diámetro de poro ca. 25A).

El análisis elemental de los AH purificados, se realizó a partir de 0,60 mg de muestra liofilizada, en un microanalizador Hewlett-Packard 185 CHN. Se realizaron las determinaciones en seco del contenido en C, H, O y N de los AH extraídos. Se determinó el C asociado a las fracciones AH, MOL y humina utilizando el método de oxidación con dicromato potásico de Walkley y Black (1934), referido al C oxidable del suelo. El contenido de C en los AF se calculó por diferencia entre el C en el Eht y el C en los AH.

3.5.1.5 Aplicación de técnicas espectroscópicas

- **Espectroscopia en el rango del uv-visible**

La densidad óptica de los AH en los suelos de manglar, fue medida a 465 (E_4) y 665 (E_6) nm a partir de soluciones de 0,2 $mgC \cdot cm^{-3}$ 0,1 M NaOH (Kononova 1996), en un espectrofotómetro Hewlett Packand 8452A VIS.

- **Espectroscopia Infrarroja**

Los espectros infrarrojos fueron realizados en un Espectrofotómetro Perkin Elmer 580 B a partir de 1,50 mg de muestra molida en un mortero de ágata y seca a 100 ºC durante un día. Posteriormente se procedió a construir las pastillas de KBr. Con el fin de facilitar el reconocimiento de patrones a partir de los espectros, se aumentó la resolución mediante un algoritmo basado en la sustracción del espectro original de un múltiplo positivo de la segunda derivada, seguido por un suavizado (smoothing) mediante otro algoritmo de promedios lineales móviles (Rosenfeld y Kak, 1982). Esta herramienta, permite identificar y cuantificar (intensidad del eje Y) por ejemplo, las bandas diagnósticas del patrón de ligninas y proteínas así como cuantificarlas.

- **Pirolisis**

La pirolisis de las muestras se realizó en un dispositivo Pyrojector (SGE instruments) conectado a un sistema de GC/MS Finnigan Trace GC Ultra, acoplado a un espectrómetro de masas Trace DSQ. El cromatógrafo fue equipado con una columna capilar HP-1 (30 m × 25 μm), y el flujo de He ajustado a 1 cm^3 min^{-1}. Los productos derivados de la pirolisis de los AH fueron identificados a partir de los espectros de masas de los diferentes picos (sustrayendo la línea base para eliminar el ruido de fondo y facilitar la interpretación del espectro).

Se emplearon las librerías digitales Wiley, NIST (National Institute of Standards and Technology) y NBS (National Bureau of Standards), así como espectros de masas publicados en la bibliografía (Buurman & Nierop 2007). La estimación del área de los picos de los diferentes productos de pirolisis se llevó a cabo mediante abundancias absolutas, es decir, ajustando la suma de las áreas de todos ellos al 100% del área del cromatograma del ión total (Hernández, 2009).

3.5.2 Resultados y discusión

3.5.2.4 Composición química general de los suelos

La gran complejidad en la biogeoquímica de los manglares, es un hecho conocido a nivel mundial por la comunidad científica dedicada al estudio de los humedales. Esta complejidad ha sido puesta de manifiesto a lo largo de la investigación, dada la amplia variabilidad en los diferentes parámetros fisicoquímicos medidos. Las características físicas y químicas de los suelos seleccionados para el estudio de los AH, han sido descritas en los capítulos anteriores de esta investigación y se resumen en la tabla 3.8. Los cambios más notorios y probablemente de mayor significancia por sus implicaciones en el secuestro de C, se presentan en el contenido de CO. La cantidad de este elemento en los suelos, varía desde valores muy bajos, inferiores al 1% hasta cercanos al 30%.

Tabla 3.8: Principales parámetros químicos que describen a los suelos en estudio. Los valores en superficie representan el promedio para tres horizontes: 0-5, 5-10, 10-15 cm (M: Marites, R: Restinga, G: Golfete)

Horizonte (prof., cm)	Género vegetal	Estado de conservación del bosque	CO (%)	St (%)	Nt (%)	C/N	pH H_2O	pH $H_2O_{2\ 6h.}$	Polsen (mg/kg)	CICe ($cmol_c$/kg)
P5MT (0-20)	*Thallasia*	Buen desarrollo	10,5	1,8	0,39	27	5,0	1,6	10,7	101
P9R (0-15)	*Rhizophora*	Buen desarrollo	22,0	2,2	1,05	21	4,2	2,1	34,9	99
P9R (110-120)			15,8	3,8	0,70	22	3,5	1,2	11,8	109
P10G (0-15)	*Avicennia*	Recolonización incipiente	4,1	0,4	0,22	19	6,0	4,8	4,8	20
P10G (85-90)			0,5	0,7	0,01	62	3,8	1,9	1,6	12
P11G (0-15)			26,9	3,5	0,75	36	5,1	2,4	0,1	61
P11G (60-65)	*Rhizophora*	Buen desarrollo	31,0	6,1	0,73	43	4,6	1,6	0,1	19
P11G (125-130)			3,2	0,9	0,10	32	7,8	6,1	0,1	40

Los suelos de manglar han sido caracterizados por sus elevados contenidos en CO, fundamentalmente en los horizontes más superficiales en donde son mayores los aportes de residuos orgánicos. Las grandes variaciones observadas en los contenidos de CO (apartado III-A), estuvieron asociadas principalmente con el estado de degradación o conservación del bosque y en menor medida con la especie vegetal dominante, acompañadas además por cambios en profundidad. El estado de conservación del bosque influye de manera significativa en el contenido de CO, fundamentalmente en superficie como consecuencia de la limitación de aportes de MO fresca en bosques degradados en relación a aquellos en buen desarrollo, de elevada productividad.

Destacan los elevados contenidos de CO, principalmente en los horizontes más superficiales, con clara disminución en profundidad, aunque esta disminución es irregular. La tendencia general hacia menores contenidos en CO en los niveles más profundos, coincide con el aumento en la concentración de St, asociado a la presencia de sulfuros metálicos, lo que a su vez va acompañado de un descenso en el pH H_2O. El brusco descenso en el pH de oxidación (pH $H_2O_{2\ 6h.}$), pone de manifiesto el elevado potencial de acidificación de los suelos y la ausencia de una capacidad tampón eficiente en estos humedales, libres de carbonatos. En general, la CICe es elevada con máximos cercanos a 100 $cmol_c$/kg (Tabla 3.8).

En cuanto al tipo de CO que domina en este tipo de suelos, la sección previa (apartado III-A) mostró que las grandes cantidades de CO acumuladas corresponden en su mayoría a formas oxidables, se evidencian horizontes enriquecidos en formas recalcitrantes dadas por la

diferencia entre el contenido total (Ct) y el oxidable en presencia de calor (Cox en $K_2Cr_2O_7$ a 105ºC). Este tipo de C ("black carbon"), es la fracción que permanece en el suelo por largos periodos de tiempo y que contabiliza en los datos de almacenamiento de C por los sistemas naturales, recogidos en el Protocolo de Kioto. Además, la escases de estudios en relación a la MO de los manglares en Venezuela (Sánchez-Arias, Paolini & Rodríguez 2010; Rivera-Monroy et al. 2004), añade un interés adicional al conocimiento de los procesos y mecanismos de distribución del C humificado en estos ecosistemas.

3.5.3.1 Fraccionamiento de la materia orgánica del suelo

Se muestra el fraccionamiento obtenido para las principales fracciones orgánicas separadas en el estudio (Fig. 3.13). En general, es notorio un enriquecimiento en C en las fracciones húmicas coloidales de mayor estabilidad, humina y AH, con la profundidad de los suelos y una disminución en el contenido en la MOL. En cuanto a los AF, no se observa una tendencia generalizada. En los suelos P9R y P10G, el C en los AF disminuyen con la profundidad, mientras en P11G registran un aumento progresivo desde la superficie del suelo.

La fracción más lábil o particulada (MOL), presenta una notable disminución en C a medida que aumenta la profundidad del suelo, siendo prácticamente inexistente en los horizontes más profundos (Fig. 3.13). Los mayores contenidos, se observaron en el horizonte más superficial de P11G, contribuyendo a la MO con el 60%, mientras alrededor de 1% se encontró en los horizontes más profundos de los suelos en el GC (P10G y P11G). En el perfil P10, la situación parece ser la más favorable en cuanto a la estabilidad de los constituyentes orgánicos de la MO. Es notorio un enriquecimiento en C de las fracciones coloidales (AH, AF, H) frente a las particuladas (MOL). La MOL es la fracción minoritaria (5%) en superficie y prácticamente inexistente en profundidad (~1%).

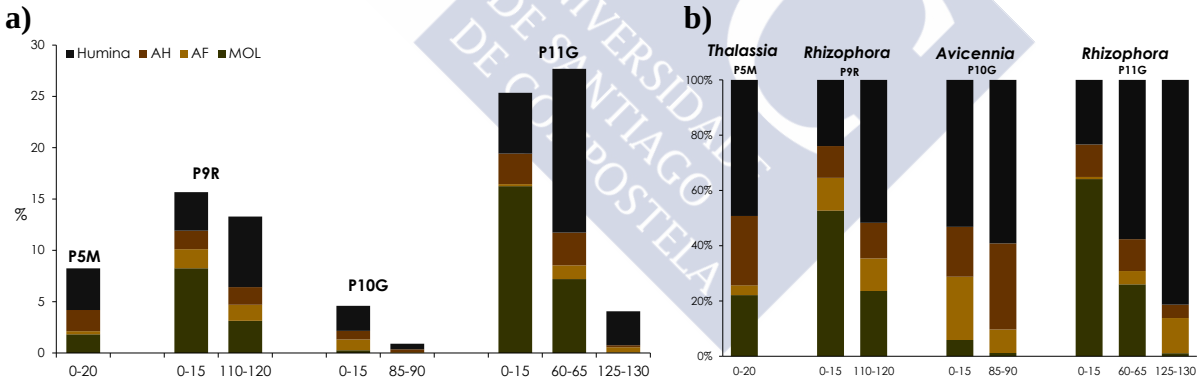


Figura 3.13: Fraccionamiento de los principales constituyentes de la MO en los suelos de estudio, en relación al COT (a) y contribución porcentual de cada fracción al contenido total de C en el suelo

El comportamiento observado por los AF en P11G muestra la tendencia contraria al observado en P10G y P9R (Fig. 3.13), siendo mayoritarios en profundidad con un progresivo patrón de enriquecimiento respecto a los AH. En este suelo, es notoria la disminución desde un 65% de C asociado a MOL respecto al COT, hacia los 20 cm iniciales del suelo hasta prácticamente la total ausencia con un 1% hacia los 125 cm. El aumento de C en la fracción coloidal es notable en el paso de un 25% de humina en superficie a un 80% hacia los niveles más profundos, con una relativa contribución de la fracción AF+AH y un leve aumento progresivo (10% en superficie, 20% en profundidad) (Fig. 3.13).

En el caso de la muestra superficial P5MT, la evolución de la MO tiene lugar de una forma relativamente favorable es cuanto a su estabilidad. La fracción ligera (MOL) representa alrededor de 20% del COT de manera que la fracción coloidal es mayoritaria, con aproximadamente un 30% del COT en forma extraíble por reactivos alcalinos (AH+AF) y cerca de la mitad del COT podría estar asociado irreversiblemente a la fracción mineral (p.ej. arcillas y óxidos). El patrón de distribución de las formas orgánicas en este horizonte marca un progreso en el proceso de humificación desde formas menos polimerizadas como los AF (10% del CO) hasta una fracción de elevada complejidad estructural como es la humina (50% del CO).

Debido a su localización, los suelos de manglar reciben residuos orgánicos de varias fuentes además de la vegetación local (p.ej. plancton marino y/o de agua dulce, MO terrestre C3/C4, fauna béntica y otros). Sin embargo, con independencia de la fuente, la totalidad de MO que no es exportada por las mareas, es consumida, degradada o químicamente modificada e incorporada en el suelo (Mendonça et al., 2004). Como se ha mencionado y a efectos prácticos, en la fracción coloidal extraída de los suelos de manglar, una parte precipita a pH ácido (AH) y otra se mantiene en solución a cambios de pH (AF). En la fracción particulada, una forma de baja densidad (MOL) queda suspendida y otra pesada (humina) queda depositada. La disminución en profundidad de la MOL (grandes cantidades en superficie) y el aumento de la humina (prácticamente inexistente en superficie) observada en los suelos, indica una progresiva humificación en profundidad.

El fraccionamiento de la MO en el perfil P11G (Fig. 3.14), pone de manifiesto grandes cambios en el tipo de constituyentes orgánicos y sus variaciones con la profundidad. En primer lugar, las grandes contribuciones de C tipo MOL en superficie (60%), son debidas a los residuos vegetales de *Rhizophora mangle*, de reciente incorporación al suelo por lo que se considera que esta fracción libre, presenta una composición similar a la de los organismos vivos. Las huminas dominan en profundidad, representando alrededor de un 80% de la MO. Esta fracción húmica no extraíble es de gran importancia ambiental debido a que representa una reserva de C longevo o recalcitrante, que se ha propuesto por la Comunidad Científica como la reserva de C permanente del suelo o sumidero (Hernández, 2009).

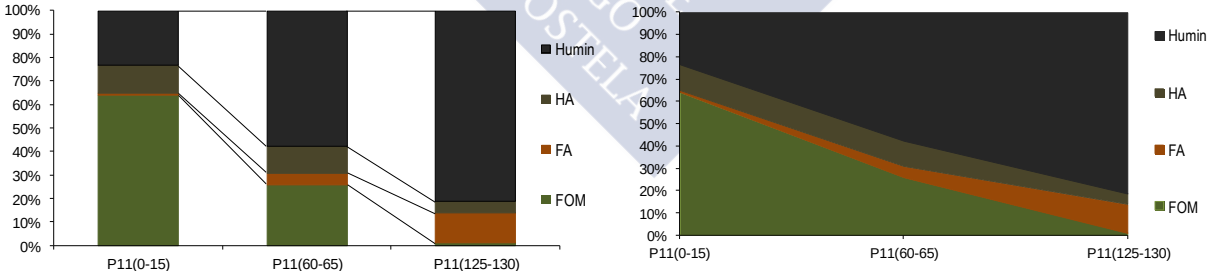


Figura 3.14: Fraccionamiento de la MO en el perfil de suelo P11G

El pH medido en condiciones de laboratorio muestra una tendencia hacia la acidificación en superficie, que podría ocurrir en marea baja, favoreciendo la solubilización de los AH del suelo. Estos resultados ponen de manifiesto que gran parte del CO que contiene el suelo P11G es resistente a los procesos de oxidación, por debajo de la capa de enraizamiento de *Rhizophora mangle.* El tipo de MO que contiene, y su estabilidad, le otorga una importancia como sumidero de C, principalmente a una profundidad de 60 cm en donde se produce una gran acumulación de MO (62%).

3.5.3.2 Composición química de los ácidos húmicos del suelo

Se considera que la mayor reserva de C de las tierras emergidas se encuentra en forma de C orgánico del suelo y que del orden de la mitad de la MO se encuentra en forma de AH (Schnitzer, 1978). Su composición molecular está formada aproximadamente por un 56,2% de C; 4,7% de H; 3,2% de N y un 35,9% de O y S (Mathur y Schnitzer, 1978). El contenido promedio de C, N e H fue inferior en los suelos de manglar en estudio que los obtenidos en suelos de origen terrestre, marino y en ecosistemas de manglar usados como valores de referencia (Perobelli, 2010; Ferreira, 2008; Stevenson, 1994; Rice & MacCarthy, 1991).

En los suelos de estudio, la composición química promedio de los AH (53±4 %, 41±4 %C; 4,4±0,3 %H, 1,2±0,2 %), denota mayores contenidos en C y O y bajas cantidades de H y N. A medida que aumenta la profundidad en el suelo, los AH se enriquecen en O mientras que disminuyen en contenido de C, N y H. (Tabla 3.9). Debido a que las especies de manglar concentran sus raíces vivas en superficie (Otero et al., 2006), y reciben una mayor contribución de compuestos nitrogenados a partir de la exudación radicular (Ferreira 2008), el contenido de N total presentó los mayores contenidos en los horizontes más superficiales.

Tabla 3.9: Composición química de los AH. Los valores reportados corresponden al promedio obtenido a partir de las réplicas (n=2) y son reportados con la desviación estándar de dichas réplicas (X: media, E_T: Error típico de la media, σ: desviación estándar de la población n=8)

Horizonte	Vegetacion	C	H	N	O	H/C	O/C	C/N
		----------	---------%-----	----------	----------			
P5M (0-20)	*Thalassea*	47,82 ± 0,01	4,9 ± 0,01	1,75 ± 0,06	45,54 ± 0,06	1,2	0,7	32
P9R (0-15)	*Rhizophora*	34,1 ± 0,2	4,18 ± 0,04	1,69 ± 0,04	60,1 ± 0,2	1,5	1,3	24
P9R (110-120)		20,1 ± 0,03	2,98 ± 0,02	0,64 ± 0,06	76,29 ± 0,06	1,8	2,8	37
P10G (0-15)	*Avicennia*	50,2 ± 0,3	5,54 ± 0,01	1,84 ± 0,01	42,4 ± 0,3	1,3	0,6	32
P10G (85-90)		40,5 ± 0,3	4,43 ± 0,04	1,2 ± 0,1	53,8 ± 0,3	1,3	1,0	39
P11G (0-15)		50,19 ± 0,02	5,23 ± 0,01	1,6 ± 0,1	43,0 ± 0,1	1,3	0,6	37
P11G (60-65)	*Rhizophora*	47,7 ± 0,3	4,40 ± 0,04	0,54 ± 0,06	47,4 ± 0,3	1,1	0,7	103
P11G (125-130)		37,73 ± 0,01	3,80 ± 0,01	0,63 ± 0,01	57,84 ± 0,01	1,2	1,1	70
Rango		20,1-50,19	2,98-5,54	0,54-1,75	42,4-76.29	1,1-1,8	0,6-2,8	24-103
X		41,03	4,43	1,23	53,30	1,3	1,1	47
σ		10,39	0,82	0,55	11,43	0,2	0,7	26
E_T		3,67	0,29	0,20	4,04	0,1	0,3	9
Suelos terrestres*		55,4	4,8	3,6	36	1,0	0,5	nd
Ambientes marinos*		56,3	5,8	3,8	31,7	1,2	0,4	nd
Manglares+	*Rhizophora*	51 ± 1	5,6 ± 0,3	4,0 ± 0,2	40 ± 1	1,3 ± 0,1	0,6	13 ± 1
Manglares+	*Avicennia*	52 ± 2	6,1 ± 0,2	4,4 ± 0,4	37 ± 2	1,4	0,6 ± 0,1	12 ± 1

nd: no determinado
*: Rice & MacCarthy (1991)
+: Perobelli (2010)

En general, las relaciones atómicas H/C, O/C y C/N, aumentan hacia los horizontes más profundos (Tabla 3.9). La relación H/C es usada con frecuencia para evaluar el grado de aromaticidad o insaturación (bajos valores) y carácter alifático (valores elevados) (Santín et al. 2008). Los resultados indican que los AH extraídos del horizonte subsuperficial (60 -65 cm) del suelo P11, presenta un mayor grado de aromaticidad/insaturación en relación al conjunto estudiado.

Por su parte, la relación O/C fue mayor para los AH del suelo P9R, principalmente en profundidad (110-120 cm), lo que sugiere una gran cantidad de grupos que contienen oxígeno (Rice & MacCarthy 1991). En este horizonte, la mayor relación O/C en relación al bajo valor dado para H/C, denota el carácter alifático de los AH presentes y está de acuerdo con el

ambiente reductor (poco eficiente en la descomposición de la MOS) y el gran aporte de biomasa por la vegetación de manglar (Lacerda 2001).

Bajos valores en las relaciones atómicas H/C y O/C y valores elevados en la relación C/N, obtenidos en los suelos de manglar en estudio, son asociados en la literatura a un elevado grado de humificación debido al decrecimiento en el contenido de carbohidratos y proteínas en el suelo (Stevenson 1994). El aumento de estas relaciones atómicas en profundidad, coincide con un estudio realizado por Rice y Maccarthy (1991), en suelos terrestres y acuáticos bajo diferentes especies vegetales. Una MO enriquecida en lignina es responsable de los elevados valores de la relación C/N en los suelos (Sierra et al. 2005).

3.5.4.3 Espectroscopia en el rango del uv-visible. Evaluación de la madurez de la materia orgánica del suelo

Estudios realizados en la región visible del espectro para las SH, indican que cuanto mayor es la intensidad del color negro, mayor es el contenido en constituyentes aromáticos y sugieren además que la intensidad del color se acentúa con el proceso de humificación, entendida ésta como madurez de la materia orgánica del suelo (Traina et al., 1990). Una medida de dicha aromaticidad es la absorbancia a 465 nm, utilizada con frecuencia como un índice de humificación progresiva, siendo altos valores los que podrían indicar la acumulación de estructuras aromáticas, que contengan radicales libres (Traina et al., 1990), por lo que la muestra más aromática está asociada con el color más intenso y la de menor carácter aromático con la muestra más clara (Fig. 3.14).

Los valores bajos en este índice (<1) para los AH de los suelos de manglar, indican la presencia de MO poco condensada, típica de ambientes acuáticos. Por tanto, los resultados indican en primer lugar una intensidad media a baja en el color, que se traduce en una escasa aromatización en la estructuras de los AH. En estos ambientes, la impronta de lignina puede dar origen a este dominio en estructuras alifáticas frente a las aromáticas, debida a una contribución de MO principalmente terrestre (Hernández, 2009).

El mayor valor de absorbancia (0,88) se presenta en el horizonte P11G (60-65) (tendencia al negro y mayor carácter aromático) y el menor (0,35) en P9R (110-120) (poco intenso en color, AH de baja aromaticidad). Los valores de extinción para E_4 indican, por tanto, un incremento progresivo en la intensidad del color de los AH en el sentido: P9R 100-110<P9R 0-15<P10G 0-15<P10G 85-90<P11G (0-15)<P11G 125-130<P5M 0-20<P11G 60-65, por lo que la muestra más oscura corresponde a P11G 60-65 y la más clara, P9R 100-110.

Tabla 3.10: Parámetros espectroscópicos (medidos en absorbancia) para los AH (E_4: Densidad óptica medida a 465 nm, a igualdad de concentración: 2 mg.10 mL^{-1} según Kononova, 1982; E_6: Densidad óptica a 665 nm a igualdad de concentración: 2 mg.10 mL^{-1}, E_4/E_6: Cociente entre extinciones específicas).

Horizonte (prof., cm)	E4 (465 nm)	E6 (665)	E4/E6
P9R (0-15)	0,44	0,08	5,84
P9R (110-120)	0,35	0,08	4,20
P10G (0-15)	0,52	0,08	6,39
P10G (85-90)	0,55	0,11	4,78
P11G (0-15)	0,65	0,10	6,65
P11G (60-65)	0,88	0,14	6,39
P11G (125-130)	0,71	0,11	6,39
P5M (0-20)	0,80	0,12	6,50

Además de la E_4 como medida de la aromaticidad de las SH, se utiliza frecuentemente la pendiente de las curvas respectivas la cual viene dada por la relación E_4/E_6 y es usada como un indicador del tamaño molecular de los AH estudiados, de tal forma que cuando la relación decrece, incrementa su grado de humificación, lo que sugiere un mayor grado de condensación aromática y/o un tamaño de partícula relativamente mayor (Chen, Senesi & Schnitzer 1977). La disminución de la relación en profundidad denota una mayor complejidad estructural, dada por los AH de mayor tamaño y polidispersidad en estos horizontes, lo cual es consistente con la presencia de materiales más degradados, es decir, con un tiempo de residencia mayor (Izquierdo et al., 2004).

En los suelos de estudio, los valores mínimos para la relación E_4/E_6 (<6) se observaron en P9R y el horizonte profundo (85-90 cm) de P10G, siendo máximos (6,7) en P11G (0-15). En el suelo P9R, los valores de absorbancia a 465 nm son similares (0,44-0,35) y en general muy bajos lo que indica que los AH están constituidos en su mayoría por cadenas alifáticas, de mayor tamaño y complejidad en profundidad (menor relación E_4/E_6).

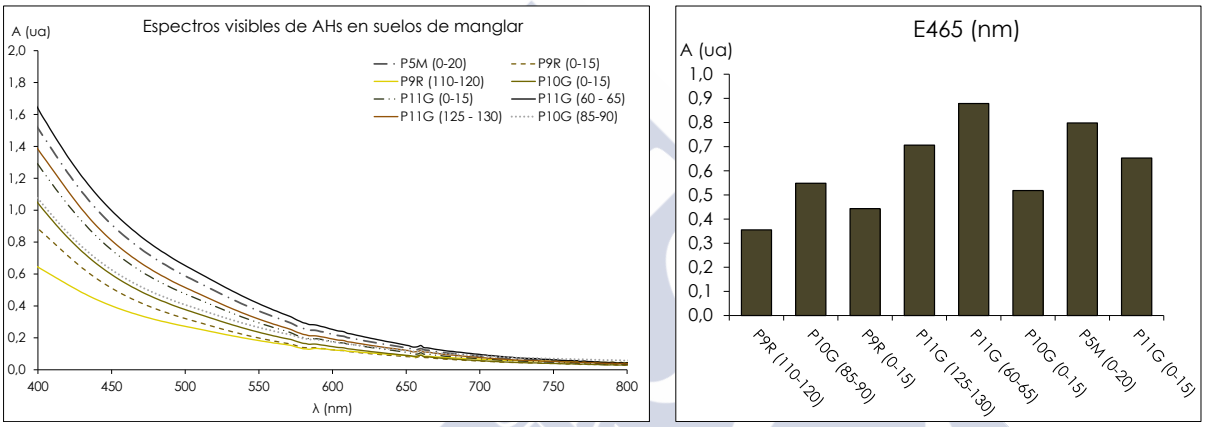


Figura 3.15: Espectros visibles de los AH en suelos de manglar (el intervalo de profundidad que acompaña a cada muestra viene dado en cm) y valores de absorbancia para una longitud de onda de 465 nm

El aumento en el carácter aromático con la profundidad para los suelos P10G y P11G (aumento de E_4), va acompañado de un decrecimiento en la relación E_4/E_6 hacia los niveles más profundos, que sugiere un mayor tamaño molecular y/o polidispersidad (mayor complejidad estructural). En consecuencia, los cambios observados en profundidad, se traducen en un mayor tamaño molecular de los AH para los horizontes más profundos ($<E_4/E_6$) respecto a los más superficiales ($>E_4/E_6$).

La relación E_4/E_6 también ha sido relacionada de manera inversa con el tiempo de residencia del material húmico (Stevenson, 1994), por lo que el AH con mayor valor de la relación (p.ej. P11G 0-15), está asociado con un menor tiempo de residencia. Esto indica que las sustancias más humificadas y condensadas tienen un origen más antiguo (Izquierdo et al., 2004). Por consiguiente, un AH con mayor E_4 (P11G 60-65), así como también un AH con relaciones E_4/E_6 bajas (P9R 110-120), sería con independencia de su origen, el que podría albergar una mayor eficiencia como sumidero de C. La calidad del suelo puede evaluarse en la medida en que su composición molecular es diferente a las macromoléculas vegetales y microbianas, así como en la medida en que estas formas de C se asocian de manera estable a la fracción mineral (Hernández, 2009).

3.5.4.4 Espectroscopia infrarroja. Identificación de grupos funcionales

La espectroscopia infrarroja (IR), está basada en la absorción de luz infrarroja en función de los tipos de enlaces atómicos presentes en las moléculas. Dicha absorción, debida a las transiciones electrónicas en los átomos, permite que los espectros infrarrojos generados proporcionen información estructural de los principales grupos funcionales de las moléculas y los aspectos fundamentales de su esqueleto carbonado. Una de las principales utilidades de esta técnica en los AH es la identificación de una serie de bandas (1720, 1620, 1640, 1510, 1540, 1460, 1330, 1260 y 1030 cm^{-1}) que coinciden con el patrón de lignina *(*Hernández, 2009).

El dominio de las diferentes estructuras del esqueleto carbonado suele estudiarse en función de la intensidad relativa de las bandas a 2920 cm^{-1}, asociado con el carácter alifático y 1510 cm^{-1} relacionado con el carácter de aromaticidad. A modo muy general, las estructuras aromáticas suelen caracterizar al medio terrestre, mientras las alifáticas están asociadas al acuático y/o semiacuático (Hernández, 2009).

De acuerdo con los espectros infrarrojos obtenidos, en todo el rango de longitudes de onda, se observan una serie de señales de intensidades relativas (Figs. 3.16, 3.17), que se pueden resumir en las bandas atribuibles a grupos oxigenados (3400 y 1720 cm^{-1}), constituyentes aromáticos y/o quinónicos (1620 cm^{-1}) además de vibraciones C-H alifáticas a 2920 cm^{-1} y a 1030 cm^{-1}, a la que contribuyen las funciones alcohólicas de polisacáridos y los grupos OCH_3 de ligninas (Almendros, et al., 1979).

Analizando los espectros desde 4000 a 400 cm^{-1} (Fig. 3.16, a), las señales de mayor importancia observadas fueron: una banda ancha a 3400 cm^{-1} asociada con la vibración H-O (tensión) de los grupos OH, bandas a 2920 y 2850 cm^{-1} relacionadas con la vibración del enlace C-H de compuestos alifáticos, una señal a 1720 cm^{-1} atribuida a C=O de COOH, grupos cetonas y carboxilos, un pico intenso a 1620 cm^{-1} debido a las vibraciones estructurales de C=C aromático, C-O de COO^- y/o C=O de amida, un doblete a 1270 y 1230 cm^{-1} del enlace C-O de COOH y a 1030 cm^{-1} (y 1100 cm^{-1}) debida a C-O de carbohidratos. La elevada intensidad de las señales obtenidas a 3400 cm^{-1} es producto de la presencia de agua.

Luego de aplicar la resolución aumentada a los espectros, la banda asociada a compuestos de tipo aromáticos a 1520 cm^{-1}, se presenta como una banda diagnóstica que indica la presencia de material de origen terrestre (Hernández, 2009). Las bandas a 2920 cm^{-1} y 1520 cm^{-1} (Fig. 3.16, b) en los AH de este tipo de suelos, son un indicativo de la influencia de los medios marino y terrestre en ambientes transicionales.

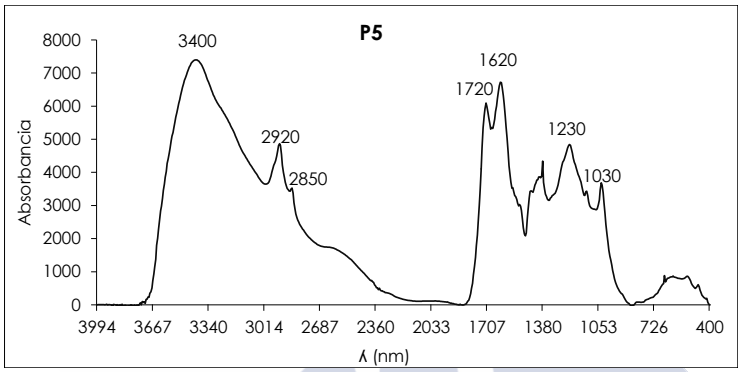
Se muestran las bandas asociadas a compuestos aromáticos (1620 cm^{-1}) y alifáticos (1030 cm^{-1}) para los horizontes superficiales de los suelos P10G y P11G (Fig. 3.17). El hecho de que la banda a 1620 cm^{-1} sea del mismo orden de magnitud o ligeramente mayor que la de 1720 cm^{-1} para la mayoría de los AH, puede ser consecuencia de la contribución combinada de los grupos carboxilatos y de los grupos aromáticos C=C que son más abundantes en dicha fracción de las SH (Izquierdo et al., 2004).

La elevada intensidad de las señales a 1720 y 1620 cm^{-1} para los suelos P5 (0-20) y P11 (60-65), es un indicativo de una gran impronta vegetal (lignina). Destaca en la totalidad de muestras, la presencia de los dos tipos de lignina: guayacyl (1260 cm^{-1}) y siringyl (1230 cm^{-1}), siendo más intensa la banda asociada a siringyl sobre guayacyl, lo que podría indicar una rápida descomposición del material vegetal (Hernández, 2009). La muestra P10 (0-15),

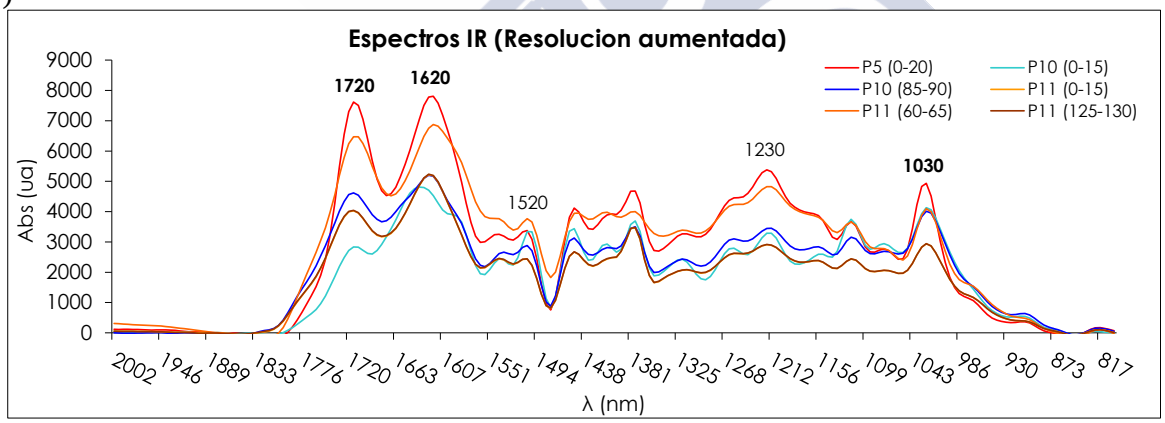
muestra una intensa banda a 1510 cm^{-1} que sugiere un elevado carácter aromático además de la presencia de grupos nitrogenados con bandas notorias a 1640 y 1540 cm^{-1} (Fig. 3.16, b).

En los espectros IR de los horizontes más superficiales de los suelos P10G y P11G (Fig. 3.17), se observa con claridad una elevada intensidad en las bandas: 1720, 1620, 1510, 1460, 1230, y 1230 cm^{-1}, que ha sido descrita como típico patrón de lignina o lignoproteínas, procedentes de la biota terrestre (Hernández, 2009). La banda de IR 1030 cm^{-1} que se ha atribuido a la presencia de carbohidratos y grupos metoxilo (-OCH_3) derivados de la lignina, así como las bandas de IR a 1230 y 1270cm^{-1} que se han asociado en la literatura a los constituyentes de la estructura de la lignina: dimetoxifenoles (siringoles) y monometoxifenoles (guayacoles), respectivamente, son más notorias en la muestra P10. En este suelo se observan también bandas de amidas a 1640 y 1540 cm^{-1} por lo que no se descarta la presencia de lignoproteínas.

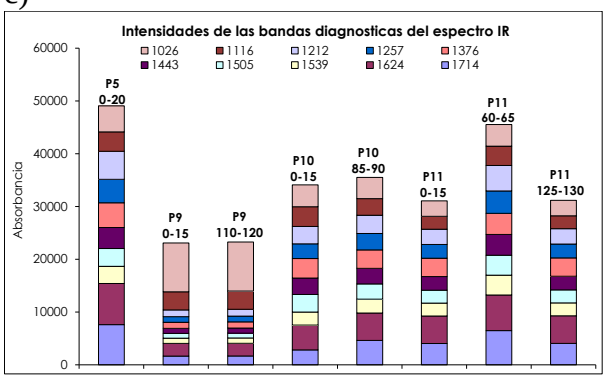
a)



b)



c)



d)

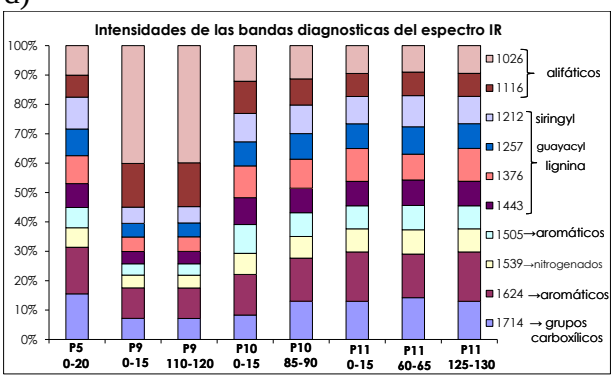


Figura 3.16: Espectros IR para los AHs extraídos. Corrección de línea base y eliminación de ruido (a), resolución aumentada (múltiplo positivo de la segunda derivada) con factor 12 y suavizado de línea 5 (b) y semicuantificación de las principales bandas (c-d)

Los espectros obtenidos para los AH extraídos del suelo P9R, no se muestran debido a la presencia de una intensa banda a 1030 cm $^{-1}$, atribuida a grupos OH de las arcillas y la cual coincide con la señal de carbohidratos de la MO, por lo que no es posible observar bandas diagnósticas en esta región. Este efecto se debe a que la presencia de minerales cristalinos en una muestra orgánica macromolecular, produce bandas de elevada intensidad debido a sus estructuras repetitivas, siendo suficiente un 4% en una muestra no purificada, para que se observen.

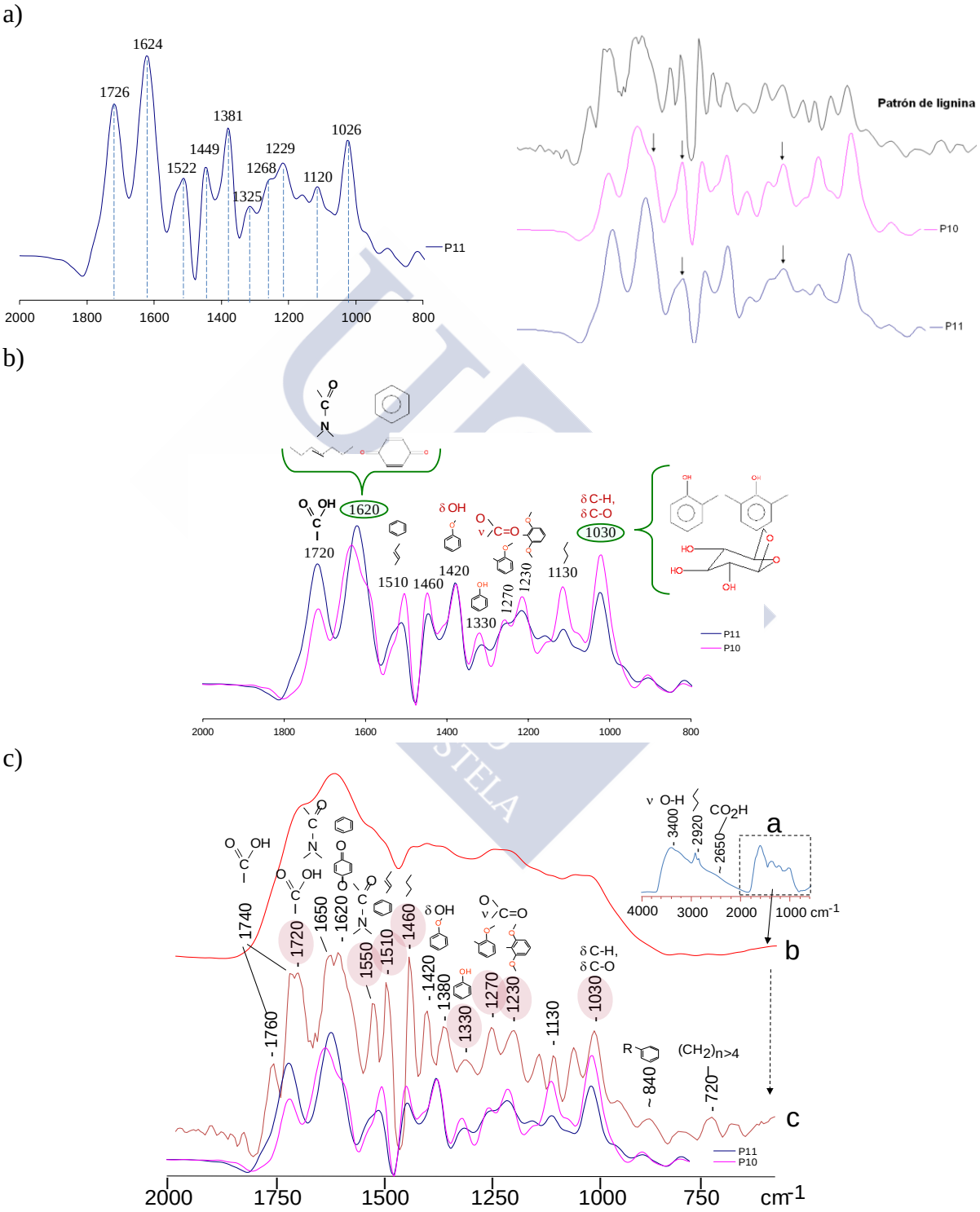


Figura 3.17: a-b) Espectros IR con resolución aumentada para las muestras superficiales de los perfiles P10 y P11 y c) Espectros IR (a: sin tratamiento, b: región entre 2000 y 1000 cm^{-1}, c: comparación con el patrón característico de lignina (resolución aumentada) (Tomado de Hernández, 2009)

La semicuantificación de las señales, pone de manifiesto esta influencia de la banda a 1030 cm^{-1}, no asociada a carbohidratos para este suelo (Fig. 3.16). Además, es notoria la presencia de impronta vegetal en los AH, destacando los suelos P5 y P11 como aquellos que presentan mayor carácter aromático y P10 mayor carácter alifático (Fig. 3.16, c-d).

Los espectros obtenidos, son similares a aquellos derivados de AH extraídos de suelos en diferentes ambientes (Mendonça, Armando & Santos 2004)y otros manglares (p.ej. Perobelli, 2010; Ferreira, 2008), mostrando un conjunto muy similar de grupos funcionales y además no presentado variaciones estructurales ni químicas significativas en cuanto a diferentes tipo de vegetación y profundidades. Como se observó a través de la composición elemental y la información obtenida por espectroscopia IR, las condiciones reducidas del suelo y predominantemente anaerobias, las cuales limitan la mineralización de la MO, así como la actividad de la fauna probablemente contribuyan a estos resultados (Perobelli 2010).

Los componentes polisacáridos (por ejemplo celulosa) de la lignocelulosa son generalmente degradados alrededor de dos veces más rápido que los componentes lígnicos, indicando que los detritos de manglar comienzan a enriquecerse relativamente en C con el tiempo (Marchand et al, 2005). Mientras la celulosa y la lignina pueden ser degradadas rápidamente en ambientes óxicos, estos componentes son solo ligeramente degradados bajo condiciones anóxicas, como las que dominan en los ecosistemas de estudio. La lignina por ejemplo, tiene una vida media de más de 150 años en suelos de manglar anóxicos (Dittmar & Lara, 2001).

Las unidades constitucionales de la lignina (de angioespermas) suelen presentar frecuentemente, uno (guayacil) o dos (siringil) grupos metoxilo a los 1270 y 1230 cm^{-1} respectivamente, siendo las ligninas de tipo guayacil más resistentes a la degradación que las de tipo siringil. Las ligninas tipo siringilo presentan mayor número de unidades fenólicas con dos grupos metoxilo, lo que determina menores posibilidades de conectividad entre las unidades estructurales (Martínez et al., 1990). Las posibilidades de formación de puentes intramoleculares es mucho más elevada en las ligninas de tipo guayacil, por tener menos grupos OH bloqueados en forma de metoxilos suele ser frecuente que la relación entre estas dos bandas se modifique durante la biodegradación, utilizándose como índice de alteración de un material dado.

Una de las bandas que denota mayor importancia en las muestras que contienen lignina es aquella a 2920 cm^{-1}. Dicha banda corresponde a la tensión C-H alifático y es muy elevada para muestras ricas en lignina pero de baja intensidad en materiales carbonizados o en AH de alto grado de madurez. Esta banda en los AH de estudio, es de elevada intensidad en relación al resto de señales obtenidas en cada espectro, lo que indica su enriquecimiento en lignina (Fig. 3.16, a).

Otros máximos característicos de la lignina corresponden al triplete a 1510, 1460 y 1420 cm^{-1} y en ocasiones, un pico agudo a 1030 cm^{-1} (Van del Marel y Beutelspacher, 1976). En el caso de una marcada aparición de las señales indicativas de la lignina, la presencia de una banda relativamente aguda con máximo a 1030 cm^{-1} no se atribuye a la vibración de enlace de carbohidratos sino de grupos metoxilo como es el caso de estudio (Fig. 3.17, a).

En los manglares de estudio, la presencia de alcanos está asociada a compuestos de tamaño inferior a 20 átomos, es decir, de cadena corta. En cuanto a los grupos nitrogenados, la presencia de proteína suele reconocerse por señales intensas y de gran área con máximos sobre 1340-1360 cm^{-1} (amidas I) acompañada de otra banda con máximo entre 1540-1560 cm^{-1} (amidas II). Ambas suelen solaparse con las correspondientes a grupos aromáticos con máximos a 1620 o 1510 cm^{-1}. Son bandas de elevada absorción específica y pueden

presentarse en el espectro como mayoritarias con tal solo un 4% de N. La presencia de proteína, es típica de SH formadas en medio hidromorfo o reductor (Santin,).

En cuanto a los grupos oxigenados, éstos producen una banda de gran área y muy poco diagnóstica con máximo a 3400 cm^{-1} (agua, OH fenólicos o alcohólicos, carboxílicos o de arcillas). La banda sobre 1720 cm^{-1} suele asignarse a grupos carboxilo. Los grupos OH de baja polaridad (alcohólicos, característicos de carbohidrato), producen un máximo muy intenso y amplio sobre 1030 cm^{-1}. Esta región es la que se solapa con los OH de las arcillas y los metoxilos de las ligninas (Hernández, 2009). En los AH en estudio, se observaron las tres bandas mencionadas con una elevada intensidad.

Por su parte, a pesar de observarse diferencias en las intensidades relativas para los grupos funcionales identificados, no se presentaron tendencias en relación con la vegetación y la profundidad. Este comportamiento fue observado en manglares de Brasil (Ferreira, 2008).

3.5.4.5 Pirolisis. Identificación molecular de los principales componentes que constituyen los ácidos húmicos

La Py-GC/MS, es una técnica muy eficaz en la caracterización molecular de fracciones orgánicas que forman parte de la materia orgánica del suelo así como la semi-quantificación de los compuestos orgánicos más representativos. La resistencia de los componentes químicos de la MO frente a la degradación biológica, química y térmica se encuentra relacionada en cierta medida con las proporciones relativas de las distintas unidades estructurales (aromáticas, alquílicas, oxigenadas o nitrogenadas). Por ejemplo, las unidades aromáticas han sido tradicionalmente consideradas más recalcitrantes frente a la degradación que las estructuras alifáticas, mientras los carbohidratos (específicamente aquellos derivados de unidades estructurales en vegetales) son frecuentemente considerados como fracciones bio-disponibles para los microorganismos (Hernández, 2009).

La composición molecular de la MO del suelo podría estar conformada por: i) (10-40) % unidades aromáticas, ii) (25-40) % estructuras alifáticas y iii) una proporción variable de constituyentes O-alquílicos de estructura similar a los productos de deshidratación de los carbohidratos, taninos complejos o productos de ciclación y fragmentación de lípidos instaurados (Wilson et al., 1986). Estos datos varían de acuerdo al tipo de ecosistema considerado y coinciden con esta proporción en los AH extraídos de los suelos asociados a bosques de manglar (Fig. 3.18).

Se llevó a cabo la identificación y semicuantificación de los principales productos de pirolisis obtenidos para la fracción de la MO extraíble con NaOH (Tabla 3.11), en total, 75 compuestos. El porcentaje de cada compuesto se determina a partir de la abundancia relativa a partir del área total de cuantificación. Se muestra el pirograma obtenido para el horizonte superficial de P11 (0-15 cm) con los compuestos más representativos. En el primer intervalo, se indican aquellos compuestos de bajo peso molecular eluidos del GC (cromatógrafo de gases) en los primeros minutos del análisis, como los derivados de carbohidratos (furanos, furaldehídos, ciclopentanonas), compuestos nitrogenados (pirroles, piridinas, índoles) y compuestos aromáticos que no corresponden a metoxifenoles (benceno, tolueno, xileno, estireno,….) (Fig. 3.19, b).

Con pesos moleculares intermedios, se identifican en su mayoría compuestos aromáticos como benceno, tolueno, xileno y estireno y metoxifenoles derivados de ligninas. Además se reconocen los compuestos poly-aromáticos heterocíclicos de mayor complejidad y peso

molecular, como por ejemplo naftaleno, tolueno, fenantreno y antraceno. Es notoria también la escasez de compuestos alifáticos (ácidos grasos, olefinas y alcanos) (Fig. 3.19, c-d).

Los alcanos y alquenos de cadena corta (C1-C19) pueden ser el resultado de degradación microbiana de componentes de cadena larga, aunque biopolímeros presentes en material vegetal también pueden darle origen a estos compuestos. Para el caso de ácidos grasos específicos (ejemplo, isómeros cis- y trans en cadenas C15, C17) pueden ser productos de biomasa microbiana (Buurman et al., 2007).

Los ácidos grasos son escasos, representando menos del 2% del total de compuestos de pirolisis obtenidos. En cuanto a la vegetación, la abundancia relativa es mayor para los ácidos grasos de cadena más corta (C8-C11) en *Avicennia* y mayor para los de cadena más larga (C12-C14) bajo *Rhizophora* y *Thalassia*. Con la profundidad no se observa una tendencia. Los ácidos grasos saturados de cadena larga (generalmente C24-C36), son indicadores de contribución de plantas superiores en suelos y sedimentos (Killop & Killops, 2005).). Por tanto, dado que no han sido detectados ácidos grasos con cadenas mayores de C16, podemos sugerir una alta degradación de ácidos grasos de cadena larga, junto con un bajo aporte de SOM fresca.

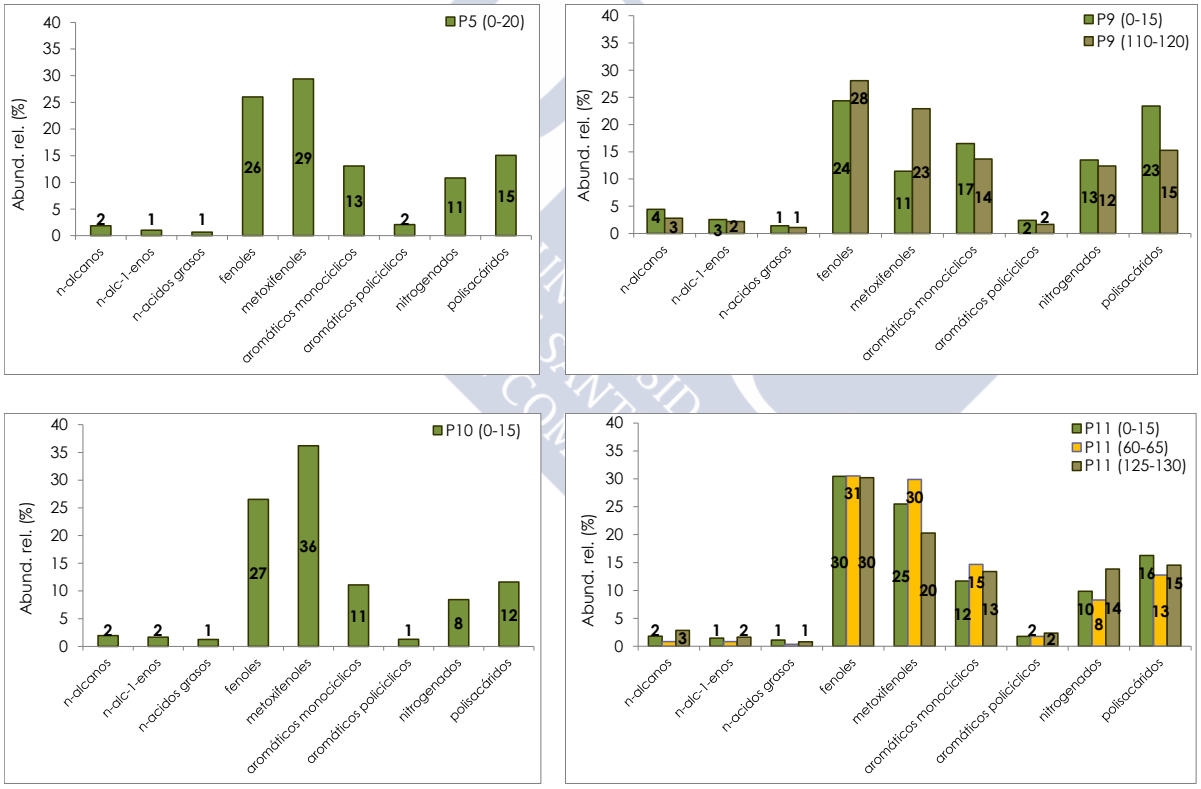


Figura 3.18: Contribución relativa de los principales productos de pirolisis obtenidos para los AH extraídos en los suelos de manglar

La mayor abundancia relativa en alifáticos se observó en el suelo P9 bajo *Rhizophora mangle* mientras en el perfil P11G, fue notorio el enriquecimiento en cadenas de mayor tamaño con la profundidad (Tabla 3.12), lo que indica una mayor resistencia a la descomposición en los suelos (subsuperficiales y profundos) y una menor actividad microbiana a medida que estos comienzan a ser más reducidos (valores de Eh más negativos, Eh P11G 0-5 cm: 144-244 mV, 60-65 cm: 174 mV, 125-130 cm: 114 mV). Los resultados obtenidos coinciden con los reportados por Perobelli, 2010.

Los compuestos aromáticos (A1-6), contribuyen aproximadamente con un 8% de los productos totales en las muestras, principalmente debida a los aromáticos monocíclicos (13%). Los compuestos aromáticos policíclicos (PA1-5), representan menos del 2% del total. Los poliaromaticos están representados por naftaleno (PA1) y alquilnafatlenos (PA2-PA5). PA2 fue el poliaromático más abundante en todas las muestras y no se observa una tendencia clara con la profundidad. En general, los alquilnafltalenos son productos de pirolisis típicos de áreas asociadas a incendios, sin embargo, Buurman y colaboradores (2007) han encontrado estos compuestos en suelos que no mostraban evidencia de eventos de quemas.

La abundancia relativa de aromáticos fue ligeramente superior en las muestras del suelo P11 bajo *Rhizophora mangle* y la abundancia de 1,2-bencenodiol (catecol) la cual ha sido reportada como productos de pirolisis de taninos (Galleti & Reeves, 1992), fue más elevada en la muestra de *Thallasia testudirum* (P5). El alto contenido de compuestos aromáticos no metoxilados, indica en general una alta calidad para los AH extraídos de los suelos de manglar.

Los compuestos nitrogenados pueden provenir de la acumulación de aminoácidos aún sin descomponer de residuos vegetales y microbianos en el suelo, que pasarían a formar parte de la estructura de los AH, particularmente a partir de aminoácidos y amino azucares (Chiavari & Galleti, 1992). Los investigadores Van Bergen y colaboradores (1998) y Chefetz (2002), observaron que las piridinas metiladas, pirroles e índoles fueron más abundantes en suelo que en hojarasca, lo que sugiere que estos productos fueron derivados de biomasa microbiana. Por su parte, alquilopirroles, diketopirroles e índoles, identificados en pirogramas de hongos por Calvo y colaboradores (1995), representan alrededor del 11% de los productos de pirolisis, con un contenido similar en las muestras y no mostrando una tendencia en función de la profundidad, tal y como se ha reportado en otros suelos de manglar (Perobelli, 2010).

Tabla 3.11: Abundancia relativa (%) de guayacoles (G), siringoles (S) y fenoles (F), y relaciones de degradación de lignina en AH extraídos de bosques de manglar

Muestras	Guayacoles	Siringoles	Fenoles	C3G/G	C3S/S	C3F/F
			Thalassia testudirum			
P5 (0-20)	16,8	11,1	19,7	3,7	3,7	3,8
			Rhizophora mangle			
P9 (0-15)	5,9	4,3	23,6	2,8	3,4	3,1
P9 (110-120)	12,3	8,3	24,3	3,5	3,3	3,5
			Avicennia germinans			
P10 (0-15)	20,7	11,4	22,3	3,4	3,1	3,5
			Rhizophora mangle			
P11 (0-15)	15,6	7,8	25,4	3,1	2,7	3,0
P11 (60-65)	19,7	9,2	25,1	2,9	2,6	2,5
P11 (125-130)	11,6	6,2	26,7	3,3	3,8	3,4

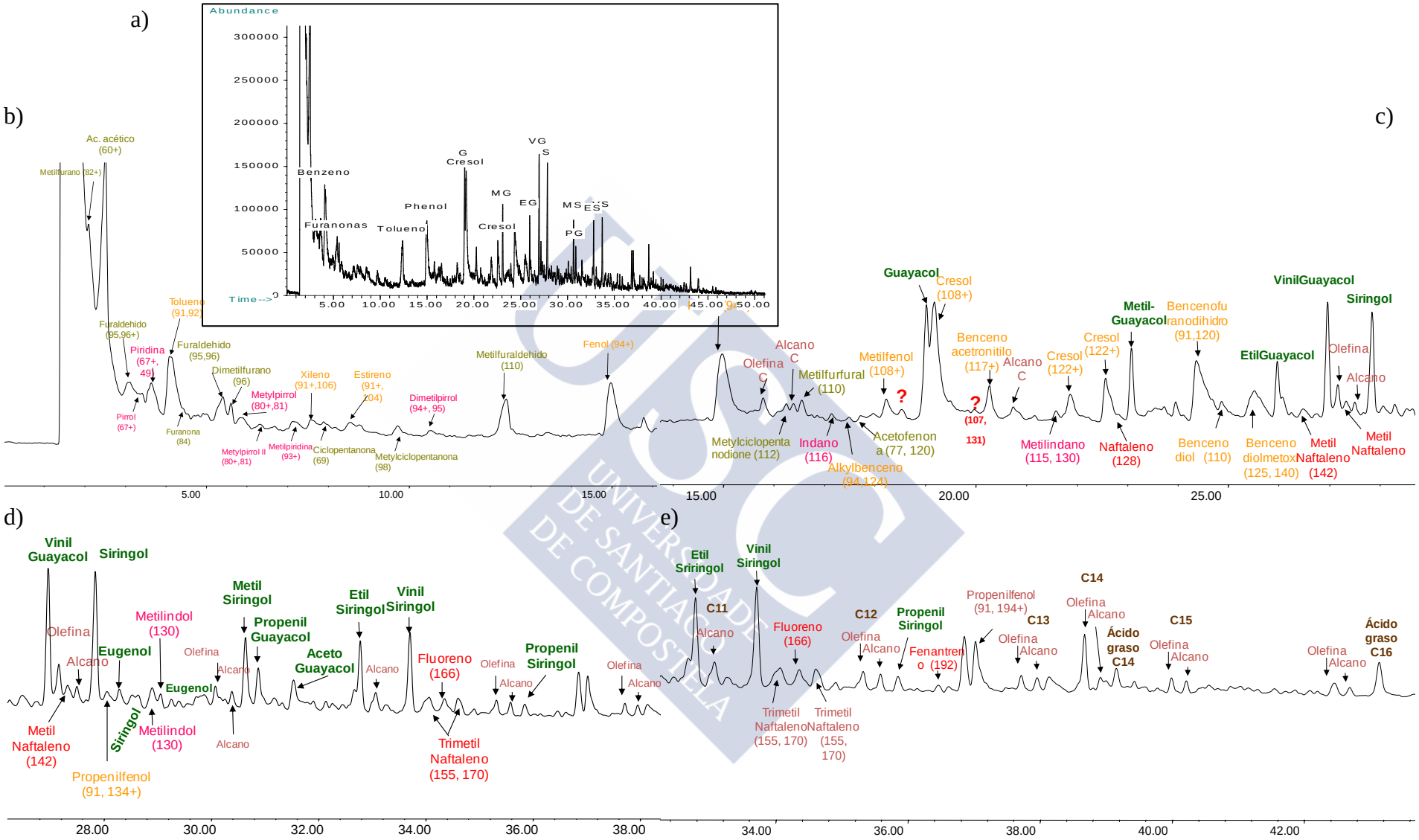


Figura 3.19: a) Principales productos pirolíticos obtenidos para los AH del suelo P11G (0-15 cm) (MG: Metil-Guayacol, EG: Etil-Guayacol, VG: Vinil-Guayacol, S: Siringol). b) a tiempos iniciales, c) a tiempos medios y d-e) tiempo de retención tardío, destacando los ácidos grasos presentes

Tabla 3.12: Productos de pirolisis usados en el análisis factorial, indicando el código, tiempo de retención (TR), masa de los iones principales, peso molecular (PM), abundancia relativa de cada componente en las muestras (AR) y carga de los factores 1 y 2

					Factor		AR						
Compuestos	**Código**	**PM**	**Masas**	**TR**	**F1**	**F2**	**P5 (0-20)**	**P9 (0-15)**	**P9 (110-120)**	**P10 (0-15)**	**P11 (0-15)**	**P11 (60-65)**	**P11 (125-130)**
alcano C11	11:0	156	57+71	21	-0,51	0,66	0,20	0,32	0,40	0,25	0,25	0,16	0,17
alcano C12	12:0	170	57+71	24	-0,66	0,64	0,25	0,37	0,37	0,31	0,21	0,14	0,29
alcano C13	13:0	184	57+71	28	-0,88	0,39	0,24	0,46	0,37	0,27	0,22	0,13	0,35
alcano C14	14:0	198	57+71	30	-0,96	0,16	0,26	0,61	0,34	0,24	0,23	0,12	0,37
alcano C15	15:0	212	57+71	33	-0,97	0,03	0,23	1,07	0,39	0,22	0,25	0,11	0,48
alcano C16	16:0	226	57+71	36	-0,94	0,29	0,16	0,44	0,26	0,18	0,18	0,05	0,27
alcano C17	17:0	240	57+71	38	-0,95	0,08	0,17	0,67	0,22	0,16	0,18	0,04	0,26
alcano C18	18:0	254	57+71	40	-0,85	0,15	0,20	0,33	0,22	0,14	0,16	0,06	0,31
alcano C19	19:0	268	57+71	43	-0,30	0,31	0,13	0,14	0,24	0,14	0,15	0,04	0,37
alqueno C11 -1-eno	11:1	154	55+69	20	0,25	0,78	0,10	0,07	0,36	0,27	0,25	0,11	0,22
alqueno C11 -1-eno	12:1	168	55+69	24	-0,20	0,51	0,12	0,30	0,34	0,33	0,19	0,25	0,16
alqueno C11 -1-eno	13:1	182	55+69	27	-0,79	0,57	0,14	0,30	0,28	0,21	0,21	0,13	0,21
alqueno C11 -1-eno	14:1	196	55+69	30	-0,96	0,16	0,16	0,52	0,27	0,18	0,16	0,09	0,26
alqueno C11 -1-eno	15:1	210	55+69	33	-0,90	0,40	0,16	0,44	0,29	0,24	0,22	0,10	0,26
alqueno C11 -1-eno	16:1	224	55+69	35	-0,77	0,53	0,08	0,22	0,19	0,12	0,12	0,05	0,08
alqueno C11 -1-eno	17:1	238	55+69	38	-0,92	0,27	0,09	0,26	0,14	0,11	0,12	0,03	0,17
alqueno C11 -1-eno	18:1	252	55+69	40	-0,95	0,08	0,14	0,33	0,16	0,11	0,10	0,05	0,20
alqueno C11 -1-eno	19:1	266	55+69	42	-0,48	0,74	0,05	0,11	0,16	0,10	0,07	0,04	0,08
ácido graso C8	FA8	144	60+73	24	0,54	0,62	0,00	0,00	0,21	0,60	0,47	0,16	0,22
ácido graso C9	FA9	158	60+73	27	0,62	0,62	0,05	0,00	0,05	0,23	0,11	0,04	0,00
ácido graso C10	FA10	172	60+73	29	0,36	0,81	0,00	0,00	0,06	0,11	0,09	0,00	0,05
ácido graso C11	FA11	186	60+73	32	0,31	0,79	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00	0,00	0,00
ácido graso C12	FA12	200	60+73	34	0,30	0,77	0,00	0,00	0,15	0,11	0,11	0,03	0,00
ácido graso C13	FA14	228	60+73	39	-0,68	0,35	0,25	0,42	0,37	0,11	0,13	0,00	0,00
ácido graso C14	FA16	256	60+73	44	-0,92	-0,25	0,36	0,98	0,20	0,02	0,24	0,12	0,54
fenol	Ph1	94	66+94	15	0,08	-0,52	5,24	7,49	6,88	6,45	8,53	10,21	7,75
3-metilfenol	Ph2	108	107+108	18	-0,78	-0,29	0,94	3,90	1,06	0,93	1,07	1,78	0,94
4-metilfenol	Ph3	108	107+108	19	-0,04	0,25	8,80	8,20	10,19	8,49	9,79	8,37	10,88
3-etilfenol	Ph4	122	107+122	22	0,15	-0,20	1,03	0,81	1,17	0,86	0,99	1,08	1,33
4-etilfenol	Ph5	122	107+122	23	0,22	0,06	2,18	1,90	2,74	2,57	2,83	2,57	3,79
catecol (2-Hidroxifenol)	Ph6	110	64+110	24	0,88	0,12	5,41	1,74	4,05	4,83	5,36	4,31	4,17
3-metoxi catecol	Lg7	140	140+125	25	0,94	0,13	2,40	0,33	1,96	2,40	1,89	2,20	1,34
guayacol (2-metoxifenol)	Lg1	124	109+124	19	0,92	-0,18	4,51	2,14	3,50	6,05	4,98	6,81	3,55
4-metil guayacol	Lg2	138	123+138	23	0,88	0,17	3,34	0,87	2,12	3,32	2,33	2,48	1,63
4-vinilfenol	Lg4	120	91+120	24	0,33	0,90	1,53	1,27	2,24	3,00	2,14	1,03	1,97
4-etil guayacol	Lg5	152	137+152	26	0,92	-0,34	2,16	0,56	1,43	2,29	1,86	3,09	1,58
4-vinil guayacol	Lg6	150	135+150	27	0,81	0,51	3,07	1,24	2,91	5,62	3,49	3,03	2,44
siringol (1,3-dimetoxi-2-hidroxibenceno)	Lg7	154	154+139	28	0,92	0,09	2,97	1,24	2,56	3,70	2,85	3,52	1,62
4-propil guayacol	Lg8	166	137+166	29	0,87	-0,44	0,37	0,00	0,15	0,27	0,20	0,44	0,20
4-(1-propenil) guayacol	Lg9	164	149+164	30	0,91	-0,10	0,93	0,20	0,56	1,17	0,60	1,07	0,79
4-metil siringol	Lg10	168	153+168	31	0,62	0,28	2,49	0,89	1,52	2,13	1,39	1,28	1,00
4-trans (pro-2-enil) guayacol	Lg11	164	149+164	31	0,91	-0,10	0,93	0,20	0,56	1,17	0,60	1,07	0,79
acetil guayacol	Lg12	166	151+166	32	0,90	0,37	0,75	0,25	0,68	1,16	0,85	0,79	0,50
4- (propan-2-ona) guayacol	Lg14	180	137+180	33	0,79	-0,46	0,73	0,46	0,40	0,80	0,67	0,94	0,63
etil siringol	Lg15	182	167+182	33	0,78	-0,28	1,87	0,50	1,21	1,23	1,07	1,56	1,12
4-vinil siringol	Lg16	180	180+165	34	0,43	0,71	2,18	1,31	2,02	2,61	1,63	1,17	1,20
4-propil siringol	Lg17	196	167+196	35	0,78	-0,52	0,37	0,00	0,17	0,22	0,15	0,44	0,21
4-trans (pro-2-enil) siringol	Lg18	194	194+91	37	0,85	0,05	1,19	0,32	0,86	1,48	0,68	1,18	1,08
benceno	Ar1	78	77+78	3	-0,52	-0,55	0,92	1,50	1,17	0,64	0,54	1,45	0,91
tolueno	Ar2	92	91+92	4	-0,91	-0,27	8,61	10,98	9,04	7,71	8,12	8,76	8,62
etilbenceno	Ar3	106	91+106	7	0,03	-0,65	0,69	0,83	0,78	0,70	0,72	1,06	0,70
etilbenceno	Ar4	106	91+106	8	-0,47	-0,81	1,81	2,23	1,68	1,29	1,41	2,26	1,87
1,3-dimetilbenceno	Ar5	106	91+106	9	-0,10	-0,79	0,68	0,76	0,63	0,61	0,63	0,94	0,95
2,3-dihidro-2-metil benzofurano	Ar6	134	119+134	22	-0,20	-0,04	0,38	0,23	0,35	0,14	0,28	0,19	0,35
naftaleno	PA1	128	128	23	-0,65	-0,54	0,21	0,38	0,22	0,18	0,18	0,31	0,21
naftaleno-C1	PA2	142	141+142	26	-0,83	-0,33	0,62	1,49	0,63	0,61	0,58	0,84	0,78
nafltaleno-C2	PA3	156	141+156	30	0,58	0,04	0,39	0,00	0,31	0,26	0,31	0,24	0,45
naftaleno-C3	PA4	170	155+170	34	-0,25	-0,35	0,47	0,32	0,26	0,14	0,37	0,23	0,52
naftaleno-C4	PA5	170	155+170	35	-0,17	-0,23	0,38	0,22	0,23	0,10	0,33	0,16	0,42
piridina	N1	79	52+79	4	-0,93	0,17	1,94	3,06	2,74	1,67	1,75	1,64	2,16
pirrol	N2	67	67	4	-0,91	-0,14	1,82	2,44	2,00	1,75	1,90	1,92	1,85
acetamida	N3	59	59	4	-0,44	-0,34	1,69	1,53	1,22	0,82	1,23	1,06	2,20
1-pirrol-C1	N4	81	80+81	6	-0,69	0,33	0,95	1,40	1,63	0,99	1,12	0,92	1,52
2-pirrol-C2	N5	81	80+81	6	-0,87	0,11	1,22	1,52	1,42	0,80	1,02	0,82	1,18
indol	N6	117	117+90	26	-0,32	0,06	0,79	0,92	1,15	0,74	0,99	0,72	1,75
4-metil-1-H-indol	N7	131	130+131	29	-0,77	0,13	0,54	0,89	0,83	0,41	0,59	0,35	1,04
diketodipirrol	N8	186	93+186	37	-0,48	0,01	1,90	1,72	1,40	1,26	1,26	0,87	2,14
2-metil furano	Ps1	82	81+82	2	-0,64	-0,56	2,18	2,51	1,98	1,35	2,15	2,12	1,94
ácido acético	Ps2	60	60	3	-0,28	0,06	4,62	4,49	4,04	3,71	5,24	3,62	4,22
3-furaldehído	Ps4	96	95+96	5	-0,82	-0,19	2,09	5,26	1,60	1,67	2,14	1,95	1,66
2-furaldehído	Ps5	96	95+96	6	-0,99	0,03	1,43	4,59	2,25	1,14	1,48	0,88	2,47
dihidro-3-metilene-2(3H)-furanona	Ps6	98	98+68	10	0,36	0,73	0,78	0,49	0,76	0,85	0,88	0,39	0,41
5-metil-2-furaldehído	Ps7	110	109+110	12	-0,90	-0,10	3,53	5,88	4,18	2,61	4,01	3,41	3,30
2,3-dimetilciclopent-2-en-1-ona	Ps8	110	67+110	17	0,36	-0,20	0,45	0,20	0,45	0,29	0,39	0,41	0,56

Por su parte, los polisacáridos (Ps1-8) constituyen un 16% de los productos de pirolisis totales en las muestras. Éstos fueron más abundantes en AH de suelos bajo *Rhizophora* (16-23%), principalmente en superficie. Los polisacáridos identificados como Ps6 y Ps8, indican la contribución de residuos vegetales, mientras el ácido acético (Ps2) y los furanos: Ps1, Ps4, Ps5 y Ps7) indican contribución de microorganismos (Nierop et al. 2005). Los polisacáridos (derivados de plantas), fueron más abundantes en superficie para el suelo P11G bajo *Rhizophora mangle*, lo cual sugiere la presencia de una MO menos degradada que bajo *Avicennia germinans* y *Thalassia testudirum*.

La estabilidad de la MO respecto a procesos de degradaciones se encuentra estrechamente relacionada con el grado de condensación estructural que, a su vez, se relaciona con el número de enlaces intramoleculares, o con las proporciones de unidades estructurales polifuncionales. Ello podría ilustrarse por la diferente susceptibilidad frente al ataque enzimático de las ligninas tipo siringilo y guayacilo. Los datos obtenidos a partir de los pirogramas, mostraron una variedad de formas (por ejemplo metiladas) para ambos componentes.

Los fragmentos lígnicos (metoxifenoles), representan alrededor del 25% en promedio, de los productos obtenidos, lo cual puede ser parcialmente derivado de lignina y de otras fuentes (p.ej. proteínas) (Fig. 3.18). La abundancia de fenol (F), guayacol (G) y siringol (S), así como las relaciones C3G/G y C3S/S de degradación de lignina (guayacol/siringol con cadenas de alcanos C3 divididas por guayacol/siringol), se muestra en la tabla 3.11. Los fenoles fueron más abundantes que las unidades guayacol y éstos a su vez más abundantes que los siringoles. Estos resultados (G>S, C3G/G≥C3S/S) sugieren una degradación preferencial de siringol en las muestras.

Con la profundidad, no se observa una tendencia en la degradación de lignina, lo cual sugiere que las condiciones reducidas en los suelos de manglar (Eh≤266 mV, Tabla 3.2), limitan la mineralización de la MO. Estos resultados coinciden con los obtenidos en otros suelos de manglar (Perobelli, 2010).

- **Análisis factorial**

El análisis factorial de los 75 principales productos de pirolisis cuantificados en las muestras, reveló que el factor 1 (F1) explicó el 49% de la varianza y el factor 2 (F2), 18%. Ambos factores representan alrededor del 67% de la varianza total. Los componentes lígnicos (Lg), mostraron alta carga positiva en F1 y para valores negativos y positivos de F2. Los fenoles (Ph) mostraron el mismo comportamiento. La misma disposición de fenoles y lignina en el espacio factorial F1F2, indica una alta correlación entre ambos, sugiriendo un probable origen de fenoles a partir de una demetoxilacion de lignina durante la pirolisis.

Los polisacáridos Ps6 (2,3-dihidro-3-metilene furanona) y Ps8 (2,3-dimetilciclopen-2-en-1-ona), se ubican en el mismo grupo que los Ph y los Lg sugiriendo un origen de estos a partir de una fracción vegetal. De hecho, las furanonas son productos de pirolisis en hojarasca (Suárez-Abelenda et al. 2011). Polisacáridos marcadores de material vegetal, por ejemplo levoazúcares (p.ej. levoglucosa) indicativos de presencia de celulosa, no han sido detectados en los pirolisatos, sugiriendo una gran degradación de estos. Mientras el resto de Ps identificados se agrupan hacia el lado opuesto del gráfico, para valores negativos de F1 y positivos y negativos de F2. Estos Ps son principalmente Ps4 (2-furaldehído) y Ps5 (3-furaldehído) podrían indicar material de diferente origen, o un mayor grado de degradación (Suárez-Abelenda et al. 2011). Los aromáticos y nitrogenados se ubicaron en este campo con los Ps, a excepción de Ar3 y Pa3 que se desplazan hacia valores positivos de F1. Los

compuestos alifáticos (alcanos y alquenos) se agrupan hacia valores negativos de F1 y positivos de F2 a excepción del alqueno 11:1 (Fig. 3.20). La mayor contribución de alifáticos aparece en suelos de la LR (P9), mientras que en suelos del GC (P10-P11) y LM (P5) el predominio se inclina hacia las fracciones basadas en grupos fenólicos.

La distribución de los fragmentos pirolíticos en el gráfico de la figura 3.20, sugiere que en el conjunto de datos, la abundancia de lignina está relacionada con una MO poco descompuesta. Esto coincide además, con 1,2-bencenodiol (Ph6) y los polisacáridos Ps6 y Ps8, agrupados con los metoxifenoles, los cuales indican material reciente derivado de plantas. Por tanto, valores positivos de F1 sugieren la presencia de material relativamente reciente y valores negativos de este factor sugieren la presencia de una MO más descompuesta con acumulación residual de compuestos estables y/o escases de aportes recientes de hojarasca.

En relación al factor 2, el cual separa en base al factor profundidad, parece existir una diferenciación debida a la longitud de cadena en alcanos lo cual indicaría un acortamiento de la longitud de las cadenas, y por otro lado un incremento evidente de aromáticos y polisacáridos (posiblemente degradados) y disminución de ácidos grasos en profundidad de valores positivos a negativos en F2. Esto sugeriría una MO más degradada y con mayores contribuciones de una fracción microbiana. Estos resultados han sido encontrados en suelos de manglar de Brasil por Perobelli (2010).

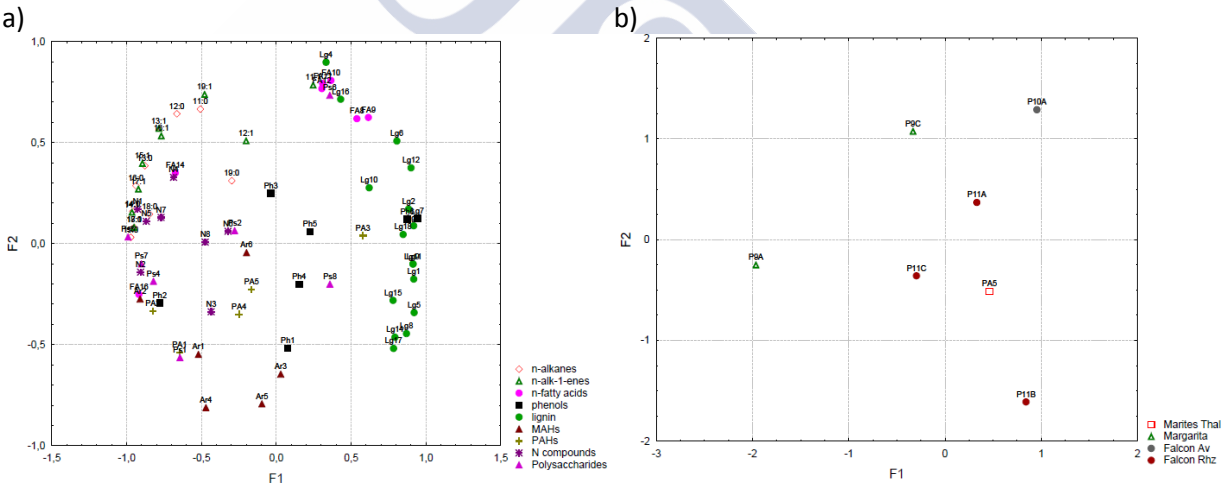


Figura 3.20: Análisis factorial para los factores 1 y 2 en función de los productos de pirolisis obtenidos en los AH de los suelos de manglar (a) y las muestras (b)

Se observa para el suelo P9 (principalmente para el horizonte más superficial) en F1, la presencia de una MO más degradada y una MO más fresca (reciente) en el resto de suelos, debido a que este horizonte se agrupa hacia la zona de compuestos aromáticos, ácidos grasos y alcanos y alquenos de cadena corta. Por el contrario, las muestras más cercanas al grupo formado por fenoles y ligninas así como a 1,2-bencenodiol, correspondieron a los suelos P10, P11 y P5. El horizontes subsuperficial de P11 (60-65 cm) y el superficial de P10 (0-15 cm), corresponden a las muestras más cercanas a los componentes lígnicos, los que sugiere una MO poco degradada para estos horizontes.

La gran contribución de MO reciente en las muestras de *Rhizophora* y *Avicennia* puede ser explicada por factores como el mayor contenido en lignina y taninos de las plantas de *Rhizophora* en relación a otros tipos de especies de vegetación de manglar (Twilley et al., 1986; Middleton & Mckee, 2001) lo que puede limitar la mineralización de la MO. De la misma manera ocurre con el gran aporte de raíces (Otero et al., 2006), y el gran número de

neumatóforos emitidos por las plantas del género *Avicennia*, que impiden que la hojarasca sea exportada por las mareas (Hutching & Saenger, 1987) y favorece el aporte de MO en los suelos bajo esta especie. Las elevadas concentraciones en los suelos bajo *Rhizophora* (P9 y P11) y en los horizontes subsuperficiales de *Avicennia* (P10), soportan esta hipótesis (Tabla 3.8)

A pesar de que no se observa una tendencia clara en relación a la profundidad en los perfiles, probablemente como resultado de la bioturbación de cangrejos en los suelos de manglar (Perobelli, 2010), el horizonte más profundo de P9 se ubica hacia valores negativos de F1, sugiriendo la presencia de material alifático no descompuesto con la profundidad para este suelo (Fig. 3.20).

El gráfico de la figura 3.21 recoge los principales resultados obtenidos en el estudio de la MO. Destaca en primer lugar la grandes variaciones en el rango de CO total (C oxidable) al que se ha hecho mención a lo largo del capítulo (0,4-28%), las cuales varían principalmente en función de la profundidad en el perfil y el estado de conservación del bosque. En los horizontes más superficiales, bajo vegetación de *Rhizophora* (P11, P9 y en menor medida P5), se observaron grandes contenidos de CO, mientras en horizontes profundos bajo *Avicennia* (P10) se obtuvieron los valores más bajos. En general, la distribución de C total a lo largo del perfil evidencia un abrupto decrecimiento en la fracción orgánica particulada y un significativo incremento hacia formas de C de mayor estabilidad, aumento en la concentración de humina en todos los suelos.

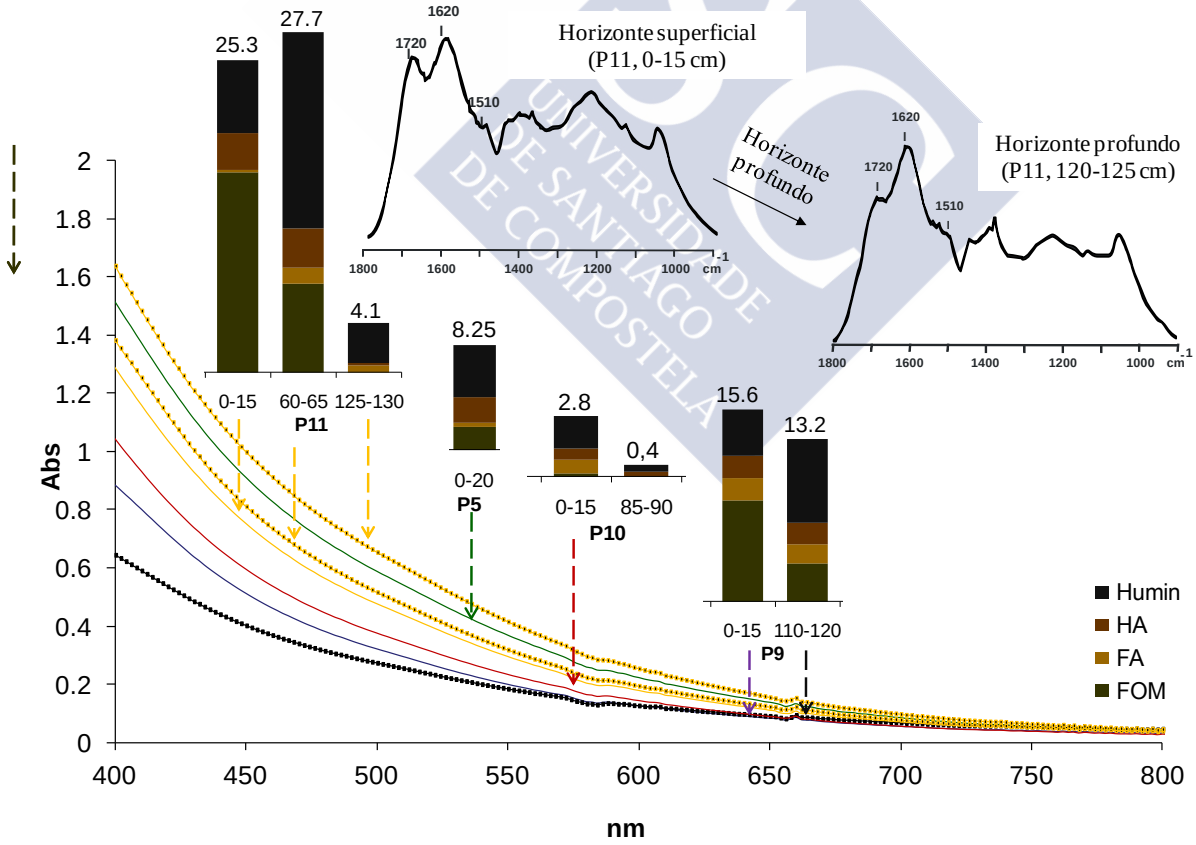


Figura 3.21: Espectros visible e infrarrojo de los AH y distribución del CO en las diferentes fracciones de la MO. La altura de las barras (y los números que las acompañan) corresponde al contenido de C total del suelo en muestras de diferentes profundidades (en cm)

En consecuencia, los resultados obtenidos a partir de las diferentes técnicas químicas y espectroscópicas utilizadas, permiten estimar que el suelo de manglar con mayor capacidad para almacenar C en formas estables corresponde a P11, en el horizonte subsuperficial a 60 cm de profundidad (Fig. 3.22).

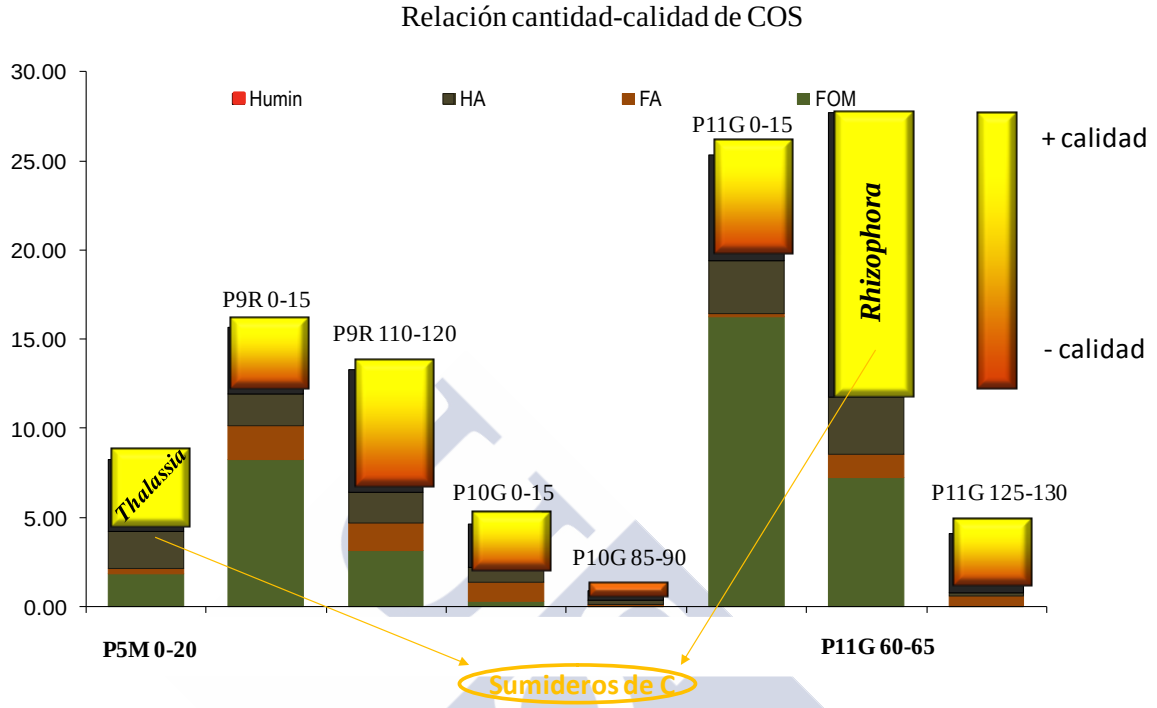


Figura 3.22: Estimación de los suelos con mayor potencial para secuestrar C según los datos obtenidos en el estudio. Destacan como sumideros eficaces P5M y P11G en sus horizontes superficial y subsuperficial respectivamente

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

3.5.3 Conclusiones

La elevada productividad de los ecosistemas de manglar está dada por elevados contenidos de carbono, fundamentalmente en los horizontes más superficiales en donde son mayores los aportes de residuos orgánicos. La variabilidad espacial estuvo asociada principalmente con el estado de degradación o conservación del bosque como consecuencia de la limitación de aportes de MO fresca en bosques degradados en relación a aquellos preservados.

Los cambios en profundidad están íntimamente relacionados con la estabilidad de la materia orgánica. La disminución en profundidad de la materia orgánica libre producto de los aportes de residuos orgánicos de reciente incorporación por la vegetación vascular y el aumento de la humina en los suelos, indica una progresiva humificación en profundidad que da lugar a una reserva de C longevo o recalcitrante por debajo de la capa de enraizamiento de la vegetación del manglar.

En relación a la composición y características de los AH, no se observaron tendencias en relación al tipo de vegetación, de acuerdo con el análisis elemental y las técnicas espectroscópicas empleadas. Los AH están constituidos fundamentalmente en C y O, con bajas cantidades de H y N y muestran un enriquecimiento en O a medida que aumenta la profundidad en el suelo lo que indica un aumento de formas oxidadas.

Los resultados obtenidos a partir de las técnicas espectroscópicas, ponen de manifiesto la contribución de materia orgánica principalmente de origen terrestre, caracterizada por el dominio de estructuras alifáticas frente a las aromáticas (intensidad media a baja en el color de los AH) derivadas de la impronta de lignina. De la misma manera, es notoria la presencia de materia orgánica poco condensada, típica de ambientes acuáticos (E_4<1). Los cambios observados en profundidad, se traducen en un mayor tamaño molecular y polidispersidad de los AH para los horizontes más profundos (<E_4/E_6). Esta mayor complejidad estructural, es consistente con la presencia de materiales más degradados y por tanto, con un tiempo de residencia mayor.

El carácter alifático en los AH está claramente definido por la presencia de una elevada intensidad en la banda a 2920 cm^{-1} en los espectros infrarrojos obtenidos (bajo índice de aromaticidad, el cual relaciona la banda asociada a compuestos aromáticos, 1510 cm^{-1} con aquella asociada a los alifáticos, 2920 cm^{-1}). La banda a 1720 cm^{-1} es de elevada intensidad, en relación a la banda aromática a 1510 cm^{-1}, lo que denota la abundancia relativa de grupos carboxilo y en consecuencia una tendencia a la oxidación (índice de oxidación). La relación entre las unidades aromáticas de tipo guayacil y las bandas de origen tipo siringil, denota una gran alteración de la lignina, dada por un aumento en lignina tipo siringil en relación con guayacil (índice de alteración de la lignina): El bajo grado de humificación en los AH (E_4<1) es también reflejado en la intensidad de la amida (bandas a 1660, 1540 cm^{-1}).

Los principales resultados obtenidos a partir de la pirolisis de los AH, está relacionada con la diferente susceptibilidad frente al ataque enzimático de las ligninas tipo siringilo y guayacilo. La abundancia de fenol, guayacol y siringol, así como las relaciones de degradación de lignina (C3G/G y C3S/S) permitieron concluir una degradación preferencial de siringol (G>S, C3G/G≥C3S/S). Con la profundidad, no se observa una tendencia en la degradación de lignina, lo cual sugiere que las condiciones reducidas en los suelos de manglar (Eh≤266 mV), limitan la mineralización de la MO o de los componentes más recalcitrantes como la lignina.

En consecuencia, a partir del estudio de la MO presente, fue posible evaluar la capacidad de los suelos de manglar para retener C, en función no solo de la cantidad sino de su calidad en

los diferentes horizontes. En este sentido, destaca el horizonte subsuperficial del suelo P11 (60-65 cm), desarrollado bajo un bosque preservado de *Rhizophora mangle* como sumidero, con grandes contenidos de C (31% COT) en formas de elevada estabilidad química (huminas: 60% del COT, AH+AF: 15% del COT). Además del gran contenido en formas humificadas, los AH en este horizonte están definidos por elevado grado de aromaticidad (baja relación atómica H/C, elevada E_4), acompaño de un gran tamaño molecular y complejidad estructural, relacionada con un mayor tiempo de residencia medio (baja E_4/E_6). La impronta de lignina (elevada intensidad en las bandas a 1720 cm-1 y 1620 cm-1 del espectro IR) y la escases de carbohidratos (alcano, alquenos, ácidos grasos), son un indicativo de MO terrestre de gran estabilidad frente a los procesos de oxidación.

Por su parte, la estabilidad de la MO presente en el suelo P5 bajo una halófita acuática, *Thalassia testudirum*, asociada a un bosques de manglar, es de relativa estabilidad en superficie, dada principalmente por la elevada intensidad de las bandas asociadas a lignina y la importante contribución de sustancias húmicas (huminas: 50% del COT, AH+AF: 30% COT). Por tanto, el contenido de CO en este suelo (8%CO), notablemente inferior en relación a los suelos preservados de manglar (P10 y P11) es relativamente estable y en consecuencia, perdurable en el tiempo mientras se mantengan las condiciones naturales del ecosistema.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

3.6 BIBLIOGRAFÍA

Almendros, G 2004, 'Investigaciones básicas sobre el origen y la estructura molecular de las formas estables de materia orgánica relacionadas con el proceso de secuestro de carbono en los suelos', *Edafología*, vol 11, no. 2, pp. 229-248.

Alongi, DM 2008, 'Mangrove forests: Resilience, protection from tsunamis, and responses to global climate change', *Estuar. Coast Shelf Sci.*, vol 76, pp. 1-13.

Alongi , DM, Christoffersen, P & Tirendi, F 1993, 'The influence of Foresttype on microbial-nutrient relationships in tropical mangrove sediments', *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* , vol 171, pp. 201-223.

Alongi, DM, Boto, KG & Tirendi, F 1989, 'Effect of exported litter on bacterial productivity and dissolved organic carbon fluxes in adjacent tropical nearshore sediments', *Marine Ecology Progress Series*, vol 56, pp. 133-144.

Alongi, D, Clough, B & Robertson, A 2055, 'Nutrient-use efficiency in arid-zone forests of the mangroves Rhizophora stylosa and Avicennia marina', *Aquat. Bot.* , vol 82, pp. 121-131.

Alongi, D, Sasekumar, A, Tirendi, F & Dixon, P 1998, 'The influence of stand age on benthic descomposition and reclycling of organic matter in manged mangrove forests of Malasya', *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* , vol 225, pp. 197-218.

Barreto, MB 2008, 'Diagnostics About the State of Mangroves in Venezuela: Case Studies from the National Park Morrocoy and Wildlife Refuge Cuare', in *Mangroves and Halophytes. Restoration and Utilisation*.

Bascomb, C 1968, 'Distribution of pyrophosphate-extractable iron and organic carbon in soils of various groups', *J. Soil Sci.*, vol 19, pp. 251-268.

Berner, R, Lasaga, A & Garrels, R 1983, 'The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years', *Am. J. Sci.*, vol 283, pp. 641-683.

Berner, RA & Raiswell, R 1984, 'C/S method for distinguishins freswater from marine sedimentary rocks', *Geology*, vol 12, pp. 365-368.

Bernoux, M, Santana Carvallo, MDC, Volkoff, B & Clemente Cerri, C 2002, 'Brazil´s Soil Crabon Stocks', *Soil Sci. Soc. Am. J.*, vol 66, pp. 888-896.

Bouillon, S 2011, 'Storage beneath mangroves', *Nature Geoscience*, vol 4, pp. 1-2.

Bouillon, S, Borges, AV, Castañeda-Moya, E, Diele, K, Dittmar, T, Duke, NC, Kristensen, E, Lee, SY, Marchand, C, Middelburg, JJ, Rivera-Monroy, V, Smith, TJ & Twiley, RR 2008, 'Mangrove production and carbon sinks: a revision of blobal budget estimates.', *Global Biogeochemical Cycles*, vol 22.

Bouillon, S, Rivera-Monroy, VH, Twilley, RR & Kairo, JG 2009, 'Mangroves', in D Laffoley, G Grimsditch (eds.), *The Management of Natural Coastal Carbon Sinks*, IUCN, Switzerland.

Buurman, P & Nierop, K 2007, 'NaOH and Na-Na4P2O7-extractable organic matter in two allophanic volcanic ash soils of the Azores Islands-quantified pyroysis-GC/MS data and

factor analysis', in O Arnalds, F Bartoli, P Buurman, H Oskarsson, G Stoops, E García-Rodeja (eds.), *Soils of Volcanic Regions in Europe*, Springer, Berlin.

Camps-Arbestain, M, Martínez de Arano, I, Mendarte, S, Aizpurua, A & Pinto, M 2004, 'Pautas para inducir una acumulación adicional de carbono orgánico en biomasa forestal y en suelos agrícolas, pascícolas y forestales en la comunidad autónoma del País Vasco', *Edafología*, vol 11, no. 2, pp. 171-196.

Cauwet, G 1988, 'Distribution and accumulation of organic matter in a tropical coastal lagoon, the Tacarigua Lagoon, Venezuela', *Sci. Total Environm.* , vol 75, pp. 261-270.

Chen, Y, Senesi, N & Schnitzer, M 1977, 'Information provided on humic substances by E4/E6 ratio', *Soil. Sci. Soc. Am. J.*, no. 41, pp. 352-358.

Chesworth, W 2004, 'Redox, soils, and carbon sequestration', *Edafología*, vol 11, no. 1, pp. 37-43.

Chmura, G 2009, 'Tidal salt marshes', in D Laffoley, G Grimsditch (eds.), *The Management of natural carbon sinks*, UINC, Gland.

Chmura, GL, Anisfeld, SC, Cahoon, DR & Lynch, J 2003, 'Global carbon sequestration in tidal, saline wetland soils', *Global biogeochemical cycles*, vol 17, no. 4, p. 12.

Clough, B 1992, 'Tropical Mangrove Ecosystems', in A Robertson, D Alongi (eds.), *Primary productivity and growth of mangrove forests*, Am. Geophys. Union, Whashington.

Conde, JE & Alarcón, C 1993, 'The status of mangroves from the coast of Venezuela', in LD Lacerda, CD Field (eds.), *Proceedings of a Worshop on Conservation and Sustainable Utilization of Mangrove Forests in Latin America and Africa Regions Part I: Latin America*, International Society for Mangrove Ecosystems, Okinawa (Japan).

Dixon, JB 1989, 'Kaolin and serpentine group minerals', in JB Dixon, SB Weed (eds.), *Minerals in soil environments*, Soil Science Society of america, Madison.

Donato, DC, Boone Kauffman, J, Murdiyarso, D, Kurnianto, S, Stidham, M & Kanninen, M 2011, 'Mangroves among the most carbon rich forests in the tropics', *Nature Geoscience*, vol 4, pp. 293-297.

Eswaran , H, Van der Berg, E & Reich, P 1993, 'Organic carbon in soils of the world', *Soil Science Journal of America*, vol 57, pp. 192-194.

FAO 2007, 'The World´s Mangroves 1980-2005', FAO Forestry Paper 153.

Ferreira, F 2008, *Caracterizaçao das substancias húmicas extraídas do solo do manguezal de Pai matos (cananéia, SP, BR) e de marismas da Espanha (Galicia e Valencia)*, Ph. D. Thesis, Universidade de Sao Paulo, Piracicaba.

Ferreira, TO, Otero, XL, Vidal-Torrado, P & Macías, F 2007, 'Effects of bioturbation by root and crab activity on iron and sulfur biogeochemistry in mangrove substrate', *Geoderma*, no. 142, pp. 36-46.

Giovaneli, M, Parlanti, E, Soriano-Sierra, E, Soldi, M & Sierra, M 2004, 'Elemental compositions, Ft-Ir spectra and thermal behavior of sedimentary fulvic and humic acids from aquatic and terrestrial environments', *Geochem J.*, vol 38, pp. 255-264.

Giri, C, Ochieng, E, Tieszen, LL, Zhu, Z, Singh, A, Loveland, T, Masek, J & Duke, N 2011, 'Status and distribution of mangrove forest of the world using observation satellite data', *Glob. Ecol. Biogeograf.*, vol 20, pp. 154-159.

Granek, E & Ruttenberg, B 2008, 'Changes in biotic and abiotic processes following mangrove clearing', *Estuar. Coast Shelf Sci.*, vol 80, pp. 555-562.

IPPC 1996, *Revised IPCC guidelines for national greenhouse gas inventories. Reference Manual*, <http://www.ipcc-nggip.iges.or.jp/public/gl/invs6.htm>.

Kononova, MM 1996, *Soil Organic Matter*, 2nd edn, Pergamon, Oxford.

Kristensen, E, Bouillon, S, Dittmar, T & Marchand, C 2008, 'Organic matter dynamics in mangrove ecosystems', *Aquat. Bot.*, vol 89, pp. 201-209.

Lacerda, L 2001, *Mangrove ecosystems: functions and management*, Springer, New York.

Lal, R 2001, *Desertification to sequester carbon and reduce net emissions in the United States*, viewed 11 November 2002, <http://ag.arizona.edu/OALS/ALN/aln49/lal.html>.

Macías, F 2004, 'Sumideros de carbono para el forzamiento climático Antropoceno. Una visión de alternativas de actuación desde la Ciencia del Suelo', *Edafología*, vol 11, no. 1, pp. 7-25.

Madureira, M, Vale, C & Simoes, M 1997, 'Effect of plants on sulphur geochemistry in Tagus salt-marshes sediments', *Marine Chemistry*, vol 58, pp. 27-37.

Mendonça, A, Armando, C & Santos, E 2004, 'Spectroscopic properties of sedimentary humic acids from a salt marsh (Ria de Aveiro, Portugal): comparison of sediments colonized by Halimione portulacoides (L.) Aellen adn non vegeted sediments', *Biogeochem*, vol 69, pp. 159-174.

Neue, HU, Gaunt, JL, Wang, ZP, Becker-Heidmann, P & Quijano, C 1997, 'Carbon in tropical wetlands', *Geoderma*, vol 79, pp. 163-185.

Nierop, K, Van Berger, Buurman, P & Van Lagen, B 2005, 'NaOH and Na4P2O0 extractable organic matter in two allophanic ash soils from the Azores islands-a pyrolysis GC/MS study', *Geoderma*, vol 127, pp. 36-51.

Perobelli, F 2010, 'Characterization of soil organic matter and humic acids extracted from a mangrove forest', in X Otero, F Macías (eds.), *Biogeochemistry and Pedogenetic Process in Saltmarsh and Mangrove Systems*, Nova Science Publishers, Inc., New York.

Pontevedra-Pombal, X 2002, *Turberas de montaña de Galicia. Génesis, propiedades y su aplicación como registros ambientales geoquímicos*, Tesis Doctoral edn, Universidad de Santiago de Compostela (USC), Santiago de Compostela.

Ray, R, Ganguly, D, Chowdhury, C, Dey, M, Das, S, Dutta, MK, Mandal, SK, Majumder, N, De, TK, Mukhopadhyay, SK & Jana, TK 2011, 'Carbon sequestration and anual increase of carbon stock in a mangrove forest', *Atmospheric Environment*, no. 45, pp. 5016-5024.

Rice, J & MacCarthy, P 1991, 'Statistical evaluation of elemental composition of humic substances', *org. Geochem.* , vol 17, pp. 635-648.

Rivera- Monroy, VH, Twilley, RR, Medina, E, Moser, EB, Botero, L, Francisco, AM & Bullard, E 2004, 'Spatial variability of soil nutrients in disturbed riverine mangrove forests at different stages of regeneration in the San Juan River Estuary, Venezuela', *Estuaries*, vol 27, pp. 44-57.

Robert, M 2001, 'Soil carbon sequestration for improved land management', World soil resources reports, FAO, 96, FAO.

Saenger, P, Hegerl, EJ & Davie, JDS 1983, 'Global status of mangrove ecosystems', The Environmentalist 3 (supplement 3).

Sánchez-Arias, L, Paolini, J & Rodríguez, J 2010, 'Dinámica de las propiedades del suelo en bosques de Rhizophora mangle L. (Rhizophoraceae) en Isla de Margarita, Venezuela', *Revista Biológica Tropical*, vol 58, no. 2, pp. 547-564.

Santín, C, González-Pérez, M, Otero, X, Álvarez, M, Vidal-Torrado, P & Macías, F 2008, 'Characterization of humic substances in salt marsh soils under sea rush (Juncus maritimus)', *Estarine Coastal and Shelf Science*, vol 79, pp. 541-548.

Sierra, M, Giovanela, M, Parlanti, E & Soriano-Sierra, E 2005, 'Fluorescence fingerprint of fulvic and humic acids from varied origins as viewed by single-scan and excitation/emission matrix techniques', *Chemosphere*, vol 58, pp. 715-733.

Sierra, M, Giovanela, M, Parlanti, E & Soriano-Sierra, E 2006, '3D-Fluorescense spectroscopy analysis of HPLC fractionated estuarine fulvic and humic acids', *J. Braz. Chem. Soc.* , vol 17, pp. 113-124.

Stevenson, F 1994, *Humus Chemistry: Genesis, Composition and Reactions*, 2nd edn, Wiley, New York.

Strangmann, A, Bashan, Y & Giani, L 2008, 'Methane in pristine and impaired mangrove soils and its possible effects on establishment of mangrove seedlings', *Biol. Fertil. Soils*, vol 44, pp. 511-519.

Suárez-Abelenda, M, Buurman, P, Camps-Arbestain, M, Kaal, J, Martínez-Cortizas, A, Gartzia-Bengoetzea, N & Macías, F 2011, 'Comparing NaOH-extractable organic matter of acid forest soils that differ in their pedogenic trends: a pyrolysis-GC/MS study', *European Journal of Soil Science*, vol 62, pp. 834-848.

Suárez-Abelenda, M, Ferreira Osorio, T, Camps-Arbestain, M, Rivera-Monroy, V, Macías, F, Nuto Nóbrega, G & Otero, XL 2014, 'The effect of nutrient-rich effluents from shrimp farming on mangrove soil carbon storage and geochemistry under semi-arid climate conditions in northern Brazil', *Geoderma*, vol 213, pp. 551-559.

Twilley, RR, Chen, RH & Hargis, T 1992, 'Carbon sinks in mangrove forests and their implications to the carbon budget of tropical coastal ecosystems', *Wat. Air Soil Poll.*, vol 64, pp. 265-288.

Ussiri, D & Johnson, C 2003, 'Characterization of organic matter in a northern hardwood forest soyl by 13C NMR spectroscopy and chemical methods', *Geoderma*, no. 111, pp. 123-149.

Vegas-Vilarrúbia, T, Baritto, F, López, P, Meléan, G & Ponce, ME 2010, 'Tropical Histosols of the lower Orinoco Delta, features and preliminary quantification of their carbon storage', *Geoderma*, vol 155, pp. 280-288.

Walkley, A & Black, JA 1934, 'An examination of the Degtjareff method for detrmining soil organic matter and a proposed modification of the chromic titration method.', *Soil Sci.*, vol 37, pp. 29-38.

WRB 2014, 'World Reference Base for Soil Resources', World Soil Resources Reports, International soil classification system for naming soils and crating legends for soil maps, IUSS Working Group WRB, 106, FAO, Rome.

Yánez, A, Twilley, R & Lara, A 1998, 'Los ecosistemas de manglar frente al cambio climático global', *Madera y bosques*, vol 4, no. 2, pp. 3-19.

Yu, KC, Tsai, LJ, Chen, SH & Ho, ST 2001, 'Correlation analyses on binding behavior of heavy metals with sediment matrices', *Water Research*, vol 35, no. 10, pp. 2417-2428.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

3.7 APÉNDICE

Tabla 3.a: Formas de C en horizontes superficiales de los suelos de manglar y sedimentos asociados (LD). Los resultados se expresan en porcentaje (CT: Carbono Total, CO: Carbono Orgánico Total = (CT)-(C-CO_3^{2-}), Cox: Carbono oxidable, Cp: Carbono extraído en $Na_2P_2O_4$, C sol: Carbono soluble, C ext.: Carbono extraíble, COD: Carbono orgánico disuelto = C sol. H_2O +C extr. H_2O), LC: Límite de cuantificación=0,001, LD: Limo depositado, *: sedimento)

Horizonte/*capa	CT	COT	Cox $_{105ºC}$	Cox $_{T\ reac.}$	Cp	C sol. H_2O	C ext. H_2O	COD
F1.1	13,4	13,4	11,3	10,9	0,67	0,017	0,28	0,30
F1.2	14,1	14,1	13,1	9,9	0,99	0,020	0,30	0,32
*F2.1(LD)	14,7	14,5	14,4	14,3	1,70	0,015	0,55	0,57
F2.1	27,6	27,6	24,9	22,7	1,18	0,011	0,48	0,49
F2.2	26,3	26,3	20,5	20,1	1,03	0,007	0,35	0,36
*F3.1(LD)	5,9	5,7	2,8	2,7	0,12	0,031	0,35	0,38
F3.1	2,2	2,2	1,0	0,2	0,08	0,012	0,25	0,26
F3.2	2,1	2,1	1,2	1,1	0,04	0,003	0,23	0,23
F4.1	26,8	26,8	20,7	18,1	0,83	0,006	0,02	0,02
F4.2	15,1	15,1	8,3	4,6	1,03	0,003	0,05	0,06
F4.3	8,2	8,2	6,9	4,8	0,18	≤LC	0,29	0,29
F4.4	10,1	10,1	8,2	7,3	0,36	≤LC	0,33	0,33
F4.5	7,4	7,4	5,3	4,1	0,12	≤LC	0,05	0,05
F4.6	6,1	6,1	4,7	2,1	0,30	≤LC	0,02	0,02
*F5.1(LD)	19,6	19,1	17,1	9,8	2,01	0,035	0,62	0,66
F5.1	26,3	26,3	23,6	14,6	1,72	0,036	0,42	0,45
F5.2	18,6	18,6	15,1	6,2	2,43	0,005	0,55	0,56
F5.3	13,4	13,4	13,3	5,6	1,84	0,002	0,22	0,22
F5.4	14,4	14,4	14,4	4,0	0,89	≤LC	0,15	0,15
F5.5	19,8	19,8	13,7	9,1	2,13	0,003	0,64	0,64
F6.1	24,6	24,6	21,9	17,1	1,43	0,004	0,38	0,38
F6.2	18,4	18,4	14,6	12,8	0,72	0,002	0,13	0,13
F6.3	11,4	11,4	10,9	9,3	0,36	≤LC	0,12	0,12
*F7 (LD)	17,5	17,3	10,4	10,3	1,55	0,017	0,60	0,62
F7	26,9	26,9	20,3	20,2	0,60	0,029	0,41	0,44
F8	21,1	21,1	12,7	12,7	1,01	0,018	0,41	0,42
*F9 (LD)	17,0	16,8	11,6	11,1	1,01	0,022	0,57	0,59
F9	21,2	21,2	13,4	11,4	0,66	0,016	0,34	0,35
M1	23,9	23,9	17,7	15,1	0,66	0,016	0,48	0,49
M2	24,8	24,8	16,3	11,7	1,25	0,009	0,77	0,78
M3	27,1	27,1	22,6	21,7	1,25	0,008	0,71	0,72
M4	26,8	26,8	19,8	18,2	0,66	0,015	0,59	0,61
M5	22,1	22,1	17,0	16,9	1,13	0,005	0,26	0,27
M6	15,7	15,4	12,4	9,2	1,73	≤LC	0,57	0,57
M7	22,4	22,2	19,0	16,2	0,60	≤LC	0,34	0,34
M8	24,1	24,1	19,9	15,9	1,49	≤LC	0,65	0,65
M9	15,7	15,7	12,3	8,9	1,01	0,005	0,31	0,31
M10	17,5	17,5	15,2	13,6	1,37	≤LC	0,34	0,34
M11	9,1	8,9	8,6	8,1	1,97	≤LC	0,21	0,21
M12	24,3	24,3	17,6	17,3	2,75	0,006	0,47	0,48
X	18,0	17,9	14,2	11,5	1,04	0,011	0,35	0,35
σ	7,5	7,5	6,1	6,1	0,67	0,009	0,20	0,20
Min.	2,1	2,1	1,0	0,2	0,04	0,002	0,02	0,02
Máx.	27,6	27,6	24,9	22,7	2,75	0,036	0,77	0,78

Tabla 3-b: Formas de C a diferentes profundidades en los sedimentos y suelos asociados al manglar. Los resultados se expresan en porcentaje (Ct: Carbono total, Cox: Carbono oxidable, Cp: Carbono extraído en $Na_2P_2O_4$, WSC (C soluble): Water soluble carbon; HWC (C extraíble): Hot soluble carbon), nd: no detectado, bm: bajo el manglar, C: Cuare, G: Golfete, R: Restinga, M: Marites, A: *Avicennia*, B. *Rhizophora*, σ: desviación estándar, X: promedio)

HORIZONTE/*CAPA LOCALIDAD (PROFUNDIDAD)	Ct %	C ox %(105ºC)	C ox %(T reac..)	Cp %	WSC %	HWC %
*P1C (0-5)	0,74	0,73	0,61	nd	nd	0,02
*P1C (10-15)	0,39	0,36	0,12	nd	nd	nd
*P1C (25-30)	0,31	0,12	nd	1,57	nd	0,01
P1C (bm)	4,26	4,00	3,56	1,15	0,02	0,12
P2C (0-5)	2,17	2,06	0,61	1,33	0,02	0,05
P2C (20-25)	1,29	0,97	0,25	1,39	nd	nd
P2C (40-45)	0,73	0,48	nd	0,12	nd	0,01
P2G (5-10)	15,18	11,11	4,54	1,45	0,03	0,20
P2G (10-15)	14,22	8,63	3,93	1,09	0,01	0,10
P2G (125-130)	14,91	12,77	8,35	1,93	0,03	0,17
P4G (0-5)	5,91	5,91	3,19	0,24	0,02	0,10
P4G (30-35)	2,18	2,17	1,84	0,48	nd	0,01
P4G (115-120)	1,06	1,06	0,98	0,36	nd	0,01
P8G (0-5)	21,26	16,08	9,82	0,84	0,02	0,17
P8G (65-75)	16,13	12,88	10,19	1,09	0,03	0,15
P8G (120-125)	17,72	14,89	10,19	3,14	0,03	0,14
P9G (0-5)	28,74	28,60	21,85	0,84	0,05	0,14
P9G (10-15)	19,15	17,73	17,55	2,05	0,04	0,20
P9G (65-70)	19,03	18,44	17,06	2,05	0,04	0,16
P10G (0-5)	8,30	7,64	6,38	1,51	0,03	0,15
P10G (60-65)	1,02	0,83	0,74	nd	0,01	0,07
P10G (85-90)	0,61	0,61	0,49	nd	nd	nd
P14G (0-5)	25,54	17,84	16,45	2,41	0,02	0,07
P14G (85-90)	34,49	29,06	28,48	0,48	0,03	0,24
P14G (110-115)	31,58	31,50	21,97	2,05	0,06	0,20
P2RA (0-5)	23,68	19,69	10,83	0,12	0,03	0,12
P2LA (5-10)	18,34	15,51	11,32	nd	nd	0,13
P2LA (10-15)	19,09	18,46	15,38	0,96	0,01	0,16
P2LB (0-5)	26,22	25,84	23,87	nd	0,02	0,16
P2LB (50-60)	21,23	19,90	19,20	1,45	0,03	0,19
P2LB (100-110)	21,50	21,17	21,17	0,00	0,03	0,09
P5R (0-5)	26,53	26,33	23,01	0,24	0,08	0,25
P5R (65-75)	21,22	20,18	20,18	2,05	0,03	0,22
P5R (95-75)	21,06	20,24	17,35	1,45	0,02	0,19
P8R (0-5)	16,41	12,55	12,43	nd	0,03	0,18
P8R (10-15)	3,47	3,14	3,38	nd	nd	0,11
P8R (110-120)	5,87	5,41	2,58	nd	0,02	0,18
P1M (0-5)	27,29	24,74	19,76	nd	0,04	0,42
P1M (40-50)	20,13	20,02	15,14	4,58	0,04	0,20
P1M (100-110)	15,11	12,42	6,15	nd	0,02	0,06
P2M (0-5)	21,32	21,29	14,77	nd	0,03	0,40
P2M (10-15)	18,28	16,39	13,29	5,31	0,04	0,21
P2M (55-65)	19,65	18,58	12,18	4,58	0,06	0,22
P5M (0-5)	3,74	3,69	3,08	nd	0,02	0,07
P5M (10-15)	4,22	4,18	2,58	2,65	0,02	0,04
P5M (100-110)	9,76	9,64	5,41	1,57	0,02	0,06
X	16,44	14,80	11,72	1,68	0,03	0,16
σ	9,03	8,49	7,74	1,37	0,01	0,09
Mín.	0,61	0,61	0,49	0,24	0,01	0,01
Máx.	34,49	31,50	28,48	5,31	0,08	0,42

Tabla 3-c: Emisión de CO_2 por actividad microbiana en los suelos de manglar (C: Cuare, G: Golfete, R: Restinga, M: Marites, σ: desviación estándar, A: *Avicennia*, B: *Rhizophora*)

	Condiciones aerobias		Condiciones anaerobias		
Sedimento*/suelo (prof. cm)	mg CO_2 / kg suelo. h	mg C-CO_2 / kg CO. h	mg CO_2 / kg suelo. h	mg C-CO_2 / kg CO. h	g CO/ kg suelo
P1C* (0-5)	0,4	0,1	0,3	5,6	7,3
P1C* (10-15)	0,4	0,1	0,3	10,2	3,6
P1C* (25-30)	0,3	0,1	0,2	24,8	1,2
P1C (bm)	3,3	0,9	2,5	8,5	40,0
P2C (0-5)	3,2	0,9	0,9	5,9	20,6
P2C (20-25)	1,6	0,4	0,5	6,9	9,7
P2C (40-45)	0,4	0,1	0,1	3,7	4,8
P2G (5-10)	12,3	3,4	4,7	5,8	111,1
P2G (10-15)	5,3	1,4	2,4	3,8	86,3
P2G (125-130)	5,2	1,4	1,8	2,0	127,7
P4G (0-5)	3,6	1,0	1,7	3,9	59,1
P4G (30-35)	0,6	0,2	0,2	1,4	21,7
P4G (115-120)	0,7	0,2	0,1	1,0	10,6
P8G (0-5)	22,8	6,2	7,5	6,4	160,8
P8G (65-75)	9,1	2,5	3,2	3,4	128,8
P8G (120-125)	7,1	1,9	2,2	2,0	148,9
P10G (0-5)	5,1	1,4	6,4	22,8	76,4
P10G (60-65)	0,2	0,1	2,5	82,0	8,3
P10G (85-90)	0,3	0,1	2,1	96,0	6,1
P2RA (0-5)	19,2	5,2	6,8	9,4	196,9
P2RA (5-10)	9,9	2,7	4,0	7,0	155,1
P2RA (10-15)	10,0	2,7	3,6	5,3	184,6
P2RB (0-5)	38,2	10,4	8,9	9,4	258,4
P2RB (50-60)	8,3	2,3	7,1	9,8	199,0
P2RB (100-110)	7,9	2,2	5,7	7,3	211,7
P5R (0-5)	58,3	15,9	9,6	10,0	263,3
P5R (65-75)	16,1	4,4	5,3	7,1	201,8
P5R (65-75)	2,5	2,5	10,4	14,0	202,4
P1M (0-5)	61,3	16,7	25,4	28,0	247,4
P1M (40-50)	2,1	0,6	4,8	6,6	200,2
P1M (100-110)	4,8	1,3	1,8	4,0	124,2
P2M (0-5)	34,6	9,4	11,4	14,6	212,9
P2M (10-15)	4,9	1,3	15,6	26,0	163,9
P2M (55-65)	3,4	0,9	7,2	10,6	185,8
P5M (0-5)	5,6	1,5	2,2	16,4	36,9
P5M (10-15)	3,8	1,0	1,6	10,3	41,8
P5M (100-110)	5,4	1,5	2,6	7,4	96,4
X	12,3	3,4	5,6	14,4	137,6
σ	15,8	4,3	5,2	21,5	78,2
Mín.	0,2	0,1	0,1	1,0	6,1
Max.	61,3	16,7	25,4	96,0	263,3

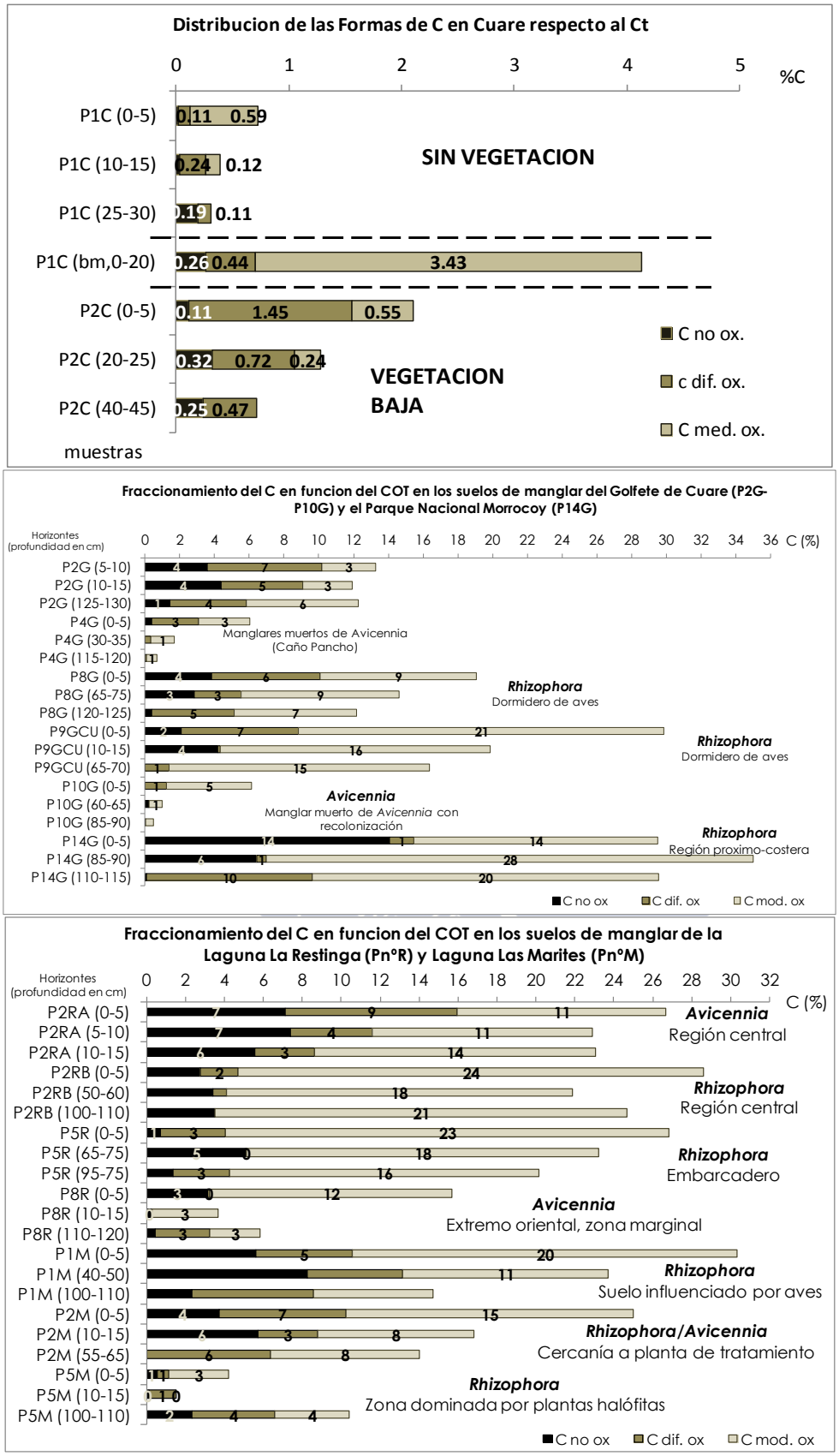


Figura 3-a: Fraccionamiento del C en los sedimentos y suelos asociados a los bosques de manglar (P1C: sedimento, P2C: herbazal, P1C (bm, 0-20): bajo el manglar, matorral de *Conocarpus erectus* adyacente al sedimento, entre 0 y 20 cm de profundidad; R: Restinga, G: Golfete, M: Marites, C no ox: C no oxidable; C dif. ox.: C difícilmente oxidable; C med ox.: C medianamente oxidable)

CAPITULO IV

BIOGEOQUIMICA DE ELEMENTOS MAYORITARIOS, MINORITARIOS Y TRAZA EN SUELOS DE MANGLAR



USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

TABLA DE CONTENIDO

4 CAPITULO IV: BIOGEOQUIMICA DE ELEMENTOS MAYORITARIOS, MINORITARIOS Y TRAZA EN SUELOS DE MANGLAR 293

4.1 INTRODUCCIÓN 293

4.1.1 Procesos biogeoquímicos asociados a cambios en las condiciones redox 293

4.2 METODOLOGÍA EXPERIMENTAL 296

4.2.1 Concentración total y fracción lábil 296

4.2.1.1 Determinación de As 296
4.2.1.2 Determinación de Hg 296

4.2.2 Técnicas de disolución selectiva 297

4.2.2.1 Extracción con pirofosfato sódico ($Na_4P_2O_7$) 297
4.2.2.2 Extracción con oxalato amónico ($(NH_4)_2C_2O_4 \cdot H_2O$) - ácido oxálico ($H_2C_2O_4 \cdot 2H_2O$) tamponado a pH 3 297
4.2.2.3 Extracción con citrato-hidrosulfito (dithionito) 297

4.2.3 Extracción secuencial 297
4.2.4 Grado de piritización (DOP y DTMP) 298
4.2.5 Normalización de las concentraciones de metales 299
4.2.6 Análisis estadísticos 299

4.3 CAPITULO IV-A: VARIABILIDAD SUPERFICIAL EN LA COMPOSICIÓN Y PROPIEDADES DE LOS SUELOS DE MANGLAR. IMPLICACIONES PARA ESTUDIOS AMBIENTALES 300

4.3.1 Resultados 301

4.3.1.1 Propiedades químicas de los suelos 301
4.3.1.2 Contenido total y formas de aluminio 302
4.3.1.3 Hierro total y fraccionamiento 303
4.3.1.4 Contenido total de metales traza, fracción lábil y pirítica 304
4.3.1.5 Análisis factorial por componentes principales 307

4.3.2 Discusión de resultados 309

4.3.2.1 Los suelos de manglar como acumuladores de metales 309
4.3.2.2 Biogeoquímica del hierro 311
4.3.2.3 Comportamiento geoquímico y edáfico de los metales 313

4.3.3 Conclusiones 317

4.4 CAPÍTULO IV-B: ESTUDIO DE LOS PROCESOS BIOGEOQUÍMICOS EN DIFERENTES SISTEMAS DE MANGLAR DE LA COSTA VENEZOLANA 318

4.4.1 Resultados 319

4.4.1.1 Características generales de los suelos 319
4.4.1.2 Especiación del Fe en la fase sólida y grado de piritización 320
4.4.1.3 Fraccionamiento de los metales traza 323

4.4.2 Discusión de resultados 332

4.4.2.1 Geoquímica del hierro en suelos de manglar: cambios con la profundidad . 332

4.4.2.2 Comportamiento geoquímico de los metales y su asociación con hierro y azufre en los suelos de manglar 334
4.4.3 Conclusiones 337
4.4.4 Bibliografía 339
4.5 APÉNDICE 343

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

INDICE DE FIGURAS

Figura 4.1: Diagrama Eh-pH para el Fe en suelos de manglar (Tomado de Otero et al., 2011) 294

Figura 4.2: Formas de Fe en los suelos de manglar (Fe orgánico=Fe_p, Fe amorfo=Fe_o-Fe_p, Fe cristalino=Fe_{c-d}-Fe_o, Fe residual+oxidable =Fet-Fe_{c-d}, Fe reactivo= FeHCl, Fe residual= Fe_t-Fe_{c-d}-Fe_{pirita}, Fe pirítico= Fe secuencial, F6, HNO_3).....303

Figura 4.3: Concentraciones de metales traza totales en los suelos de manglar, valores promedio y normalizados con Al (Me: metal; a-b $p<0,05$; a*-b* $p<0,05$; n_a: 12; n_b: 23). El Hg no se muestra por razones de escala. 305

Figura 4.4: Distribución del contenido medio en metales y sus distintas fracciones (LR, n=12; GC, n=23; x - x*: $p<0,05$, donde x=a y b, concentración del metal; x´: total; x_{n-1}; n: 0, 1, 2,…x: lábil). La concentración de Hg en su fracción lábil fue inferior al límite de detección. 306

Figura 4.5: Análisis factorial por componentes principales, factores F1 y F2 (A) y F3 y F4 (B). El número de componentes definido fue rotado (varimax), el modelo explica el 72,9% de la varianza total (Otero et al., 2015). 308

Figura 4.6: Relación interlemental entre carbono orgánico total (COT) y los contenidos de hierro (hierro total: Fet, hierro pirítico: Fe-pirita y oxihidróxidos: Feox). Tomado de Otero et al., 2015 312

Figura 4.7: Distribución porcentual de las formas de Fe identificadas en los suelos de manglar (a). Transecto F4 “Caño Ánimas”, área de visible mortalidad del manglar al noroeste del Golfete de Cuare y su variación textural (b) (Imagen satelital, Google Earth).....314

Figura 4.8 Diagrama Eh-pH para el sistema Fe-S-O-H y determinaciones de campo en los manglares (n=210, prof. =0-135 cm).....320

Figura 4.9: Formas de Fe en los suelos de manglar a diferentes profundidades para la zona interna del Golfete de Cuare (P1G- P11G) y su región próximo-costera, Parque Nacional Morrocoy (P16G-P17G).....321

Figura 4.10: Distribución porcentual de las formas de hierro en suelos de manglar para la zona interna del Golfete de Cuare (P1G-P11G) y su región próximo-costera (P16G-P17G) 322

Figura 4.11: Formas de Mn en los suelos de manglar a diferentes profundidades para la zona interna del Golfete de Cuare (P1G- P11G) y su región próximo-costera, Parque Nacional Morrocoy (P16G-P17G).....325

Figura 4.12: Formas de Zn en los suelos de manglar a diferentes profundidades para la zona interna del Golfete de Cuare (P1G- P11G) y su región próximo-costera, Parque Nacional Morrocoy (P16G-P17G).....326

Figura 4.13: Formas de Pb en los suelos de manglar a diferentes profundidades para la zona interna del Golfete de Cuare (P1G- P11G) y su región próximo-costera, Parque Nacional Morrocoy (P16G-P17G).....327

Figura 4.14: Formas de Ni en los suelos de manglar a diferentes profundidades para la zona interna del Golfete de Cuare (P1G- P11G) y su región próximo-costera, Parque Nacional Morrocoy (P16G-P17G).....328

Figura 4.15: Formas de Co en los suelos de manglar a diferentes profundidades para la zona interna del Golfete de Cuare (P1G- P11G) y su región próximo-costera, Parque Nacional Morrocoy (P16G-P17G) 329

Figura 4.16: Formas de Cr en los suelos de manglar a diferentes profundidades para la zona interna del Golfete de Cuare (P1G- P11G) y su región próximo-costera, Parque Nacional Morrocoy (P16G-P17G) 330

Figura 4.17: Formas de Cr en los suelos de manglar a diferentes profundidades para la zona interna del Golfete de Cuare (P1G- P11G) y su región próximo-costera, Parque Nacional Morrocoy (P16G-P17G) 331

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

INDICE DE TABLAS

Tabla 4.1: Parámetros fisicoquímicos más destacados en los suelos de manglar para la Laguna La Restinga, (M, Margarita) y el Golfete de Cuare (F, Falcón) (Ct,Nt y St: contenidos elementales totales; Máx.: valor máximo, Mín.: valor mínimo; X: media, σ: desviación estándar, $E_{T:}$ error típico de la media).....301

Tabla 4.2: Contenido y formas de aluminio en los suelos de manglar. Se muestra el porcentaje de las fracciones extraídas en HCl y oxalato en función del contenido total (F, Falcón-Golfete de Cuare; M: Margarita-Laguna La Restinga; o: oxalato amónico, t: total; X: promedio; σ: desviación estándar de la población).....302

Tabla 4.3 Concentraciones de los metales presentes en la fracción pirítica para los horizontes superficiales de los suelos de manglar (Margarita-Laguna La Restinga: M, Falcón-Golfete de Cuare: F). Los resultados se expresan en mg/kg (LD: Límite de detección, X: media, E_T: error típico de la media, σ: desviación estándar).....307

Tabla 4.4: Concentraciones promedio mundial de metales en diferentes ambientes y sustratos geológicos (nr: no reportado; a: datos tomados de Wedepohl, 1995; b: Wedepohl, 1978; c: Macías y Calvo de Anta, 2009; d: manglares de estudio).....309

Tabla 4.5: Concentraciones de metales (mg/kg, peso seco) en suelos de manglar a nivel mundial (- : datos no reportados, *: no preservados).....310

Tabla 4.6 Concentraciones totales de metales traza en suelos y sedimentos de ambientes costeros en el Oriente de Venezuela.....310

Tabla 4.7: Concentración de hierro (% peso) en los horizontes superficiales de suelos de manglar para el Golfete de Cuare y la Laguna La Restinga y valores obtenidos en otros estudios y en diferentes ambientes marinos (Otero et al., 2009). Tomado de Otero et al, 2015 313

Tabla 4.8: Correlación entre las variables asociadas a los principales componentes del suelo y la concentración de metales en sus contenidos totales (t) y fracción reactiva (r) para los manglares del Golfete de Cuare (n=23, r_S: coeficiente de correlación de Spearman, ρ: significancia), **: ρ<0,01: muy significativa, *: ρ<0,05: significativa).....315

Tabla 4.9: Correlación entre las variables asociadas a los principales componentes del suelo y la concentración de metales en sus contenidos totales (t) y fracción reactiva (r) para los manglares de la Laguna La Restinga (n=12, r_S: coeficiente de correlación de Spearman, ρ: significancia), **: ρ<0,01: muy significativa, *: ρ<0,05: significativa).....316

Tabla 4.10: Principales parámetros químicos determinados en suelos de manglar del Golfete de Cuare (P1G-P11G) y el Parque Nacional Morrocoy (P16G-P17G).....319

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

4 CAPITULO IV: BIOGEOQUIMICA DE ELEMENTOS MAYORITARIOS, MINORITARIOS Y TRAZA EN SUELOS DE MANGLAR

4.1 INTRODUCCIÓN

A partir del siglo XX, la actividad antrópica ha incrementado notablemente las concentraciones naturales de fondo de los elementos químicos en suelos, sedimentos y aguas, afectando en ocasiones la salud de las poblaciones humanas. En el caso de los metales traza, éstos constituyen uno de los aspectos más importantes de la polución en sistemas naturales oceánicos, marino y lacustre ya que representan a la materia inorgánica antrópica, la cual es considerada como esencial y/o tóxica dependiendo tanto de la especiación química del elemento traza como de su contenido (Bonilla et al., 1995). La contaminación es prácticamente irreversible y sus efectos pueden perdurar durante siglos; siendo tal vez, la principal consecuencia de impacto ambiental dejado por la actividad industrial y minera de los últimos 200 años (Nriagu, 1996).

Por estas razones, desde hace más de tres décadas ha aumentado el interés en conocer los factores que controlan el comportamiento geoquímico de los elementos traza, atendiendo principalmente a su movilidad y biodisponibilidad (Machado, et al., 2013; Otero, et al., 2005; Huerta-Díaz & Morse, 1992; Huerta-Díaz & Morse, 1990; Souza, et al., 1986; Tessier, et al., 1979). Dicha biodisponibilidad y su potencial toxicidad, no depende en gran medida de su concentración total sino de la forma química en la cual estos elementos se encuentran en los sistemas naturales. Su concentración en suelos de manglar es mayormente dependiente de los procesos naturales del suelo (p.ej. variaciones en las condiciones Eh-pH) que a los aportes asociados con actividades humanas (Marchand, et al., 2006).

4.1.1 Procesos biogeoquímicos asociados a cambios en las condiciones redox

En suelos de manglar, la inundación periódica da lugar a cambios en los procesos biogeoquímicos que caracterizan a un suelo bien drenado y aireado (Otero & Macías, 2002). La causa inicial, es la disminución o escasez del oxígeno molecular debido a la dificultad que ofrece el medio acuático para su difusión, unas 10.000 veces inferior respecto a la de un medio gaseoso (Geeenwood, 1961). Una vez que el oxígeno se agota o que su concentración se reduce a niveles inferiores al 4% (Eh~330 mV a pH=7), los microorganismos comienzan a utilizar otros aceptores de electrones siguiendo la secuencia: nitrato → oxihidróxidos Mn → sulfato → CO_2 (Ponnamperuma, 1972). De esta manera, se generan las condiciones anóxicas que favorecen la estabilización de los sulfuros metálicos (Fig. 4.1).

En ecosistemas intermareales, las condiciones anóxicas favorecen la formación y acumulación de sulfuros de Fe autigénicos (FeS, FeS_2, entre otros), debido al abundante contenido de sulfato en el agua de mar, la MO proveniente de la vegetación y el Fe reactivo producto de los sistemas hidrológicos activos (ríos y mareas) (Ferreira, et al., 2007). En los últimos años, un gran número de estudios ha sido llevado a cabo en relación con la geoquímica de S y Fe en diferentes ambientes sedimentarios, con especial atención en la formación de sulfuros metálicos (Otero, et al., 2006; 2003).

La pirita (FeS_2), como producto final termodinámicamente más estable de los procesos de sulfato-reducción (Howarth, 1984) puede actuar como un importante sumidero de metales traza, por lo que su asociación ha sido ampliamente estudiada en ambientes marino-costeros (Machado, et al., 2004; Otero & Macías, 2003; Otero, et al., 2003; Thamdrup, et al., 1994;

Huerta-Díaz & Morse, 1992; Souza, et al., 1986). Otros estudios de gran importancia como el realizado por Berner (1979), establecen los mecanismos geoquímicos de la síntesis de pirita sedimentaria en ambientes marinos, mientras otros posteriores, investigan la formación de este mineral en zonas intermareales como marismas y manglares (Howarth & Giblin, 1983; Giblin, 1988; Álvarez, et al., 2004; Ferreira Osorio, 2005; Ferreira, et al., 2007).

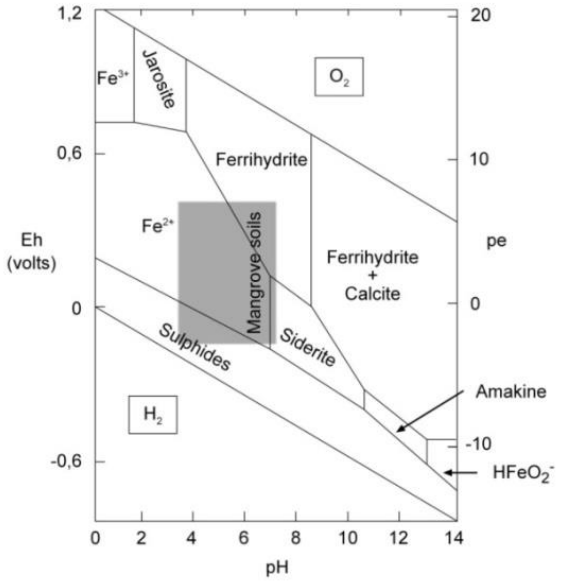


Figura 4.1: Diagrama Eh-pH para el Fe en suelos de manglar (Tomado de Otero et al., 2011)

En condiciones anóxicas, la mayoría de los sulfuros metálicos son poco solubles y muy estables. Sin embargo, estos medios experimentan cambios temporales en su geoquímica, pudiendo pasar de condiciones fuertemente reducidas a óxicas, lo que favorecería la oxidación de la pirita y la liberación de los metales asociados, incrementando su biodisponibilidad (Otero & Macías, 2002; Ferreira, et al., 2007).

Si se generan cambios en la hidrología y/o actividades humanas, el potencial de oxidación-reducción (Eh) incrementa y la pirita es oxidada debido a su estabilidad termodinámica bajo tales condiciones, produciendo SO_4^{2-} y acidez (Otero & Macías, 2002). Otros factores tales como la densidad de raíces, unida a la bioturbación por macrofauna también afecta la difusión de O_2 en el suelo y por tanto la oxidación de la pirita (Otero & Macías, 2002; Ferreira, et al., 2007).

En este sentido, uno de los propósitos del presente estudio fue conocer la geoquímica del Fe y el S en suelos de manglar de clima tropical, así como también evaluar los niveles base de los elementos traza. La discusión se plantea bajo dos enfoques: 1) establecer el comportamiento geoquímico de los metales en superficie (apartado IV-A) y 2) estimar la capacidad de los suelos de manglar para retener contaminantes como los metales pesados y sus variaciones en profundidad (apartado IV-B).

El objetivo general del capítulo IV-A, fue estudiar el comportamiento geoquímico de: Al, Mn, Fe, As, Cu, Cr, Co, Ni, Zn, Hg y Pb en horizontes superficiales de suelos de manglar, como elementos asociados a cambios en las condiciones redox, propias de ambientes inundados periódicamente. Para su cumplimiento, se plantean los siguientes objetivos específicos: i) Determinar los contenidos totales de una serie de metales y su distribución en horizontes superficiales (0-20 cm) de suelos de manglar, ii) Determinar la proporción de fracción lábil

(HCl) en relación a los contenidos totales para cada uno de los metales estudiados, iii) Conocer la abundancia relativa de diferentes fracciones de Fe asociadas a distintos componentes del suelo a través de extracciones selectivas (Fe extraído en pirofosfato sódico, Fe en una mezcla citrato sódico-dithionito sódico y en oxalato), iv) Realizar un fraccionamiento del Fe con el fin de extraer la fracción pirítica y determinar el contenido de metales asociados, v) Evaluar la capacidad de los suelos de manglar para retener metales contaminantes y vi) Determinar si las concentraciones de los metales obtenidas, se consideran normales dentro los niveles bases establecidos en la literatura para suelos de manglar.

El objetivo general del capítulo IV-B, fue estudiar con mayor detalle las formas de Fe presentes en suelos de manglar a diferentes profundidades y establecer su asociación con los elementos: Mn, Ni, Pb, Cu, Cr, Co y Zn, en cada una de las fracciones separadas. Para ello, los suelos se han sometido a una extracción secuencial que comprende un fraccionamiento más detallado de las formas de Fe que el utilizado en el capítulo anterior.

Las formas extraídas fueron: metal soluble + cambiable, metal asociado a carbonatos, a ferrihidita, lepidocrocita, oxihidróxidos de Fe cristalinos y metal asociado a la fracción pirítica. Se planteó el desarrollo de los siguientes objetivos específicos: i) Estudiar los cambios con espaciales y con la profundidad de las formas de Fe, ii) Evaluar el comportamiento de los metales traza en relación al comportamiento geoquímico del Fe, iii) Efecto de la degradación del manglar sobre la geoquímica del Fe y mestales traza y vi) Estimar la capacidad de los suelos de manglar para retener metales contaminantes.

Venezuela, no cuenta con regulaciones en cuanto a la concentración máxima de metales en sedimentos contaminados (Sadiq, 1992; Bonilla et al., 2003). En consecuencia, se toman como referencia, los datos proporcionados por la EPA (Environmental Protection Agency) de los Estados Unidos, quienes han realizado numerosas investigaciones en sedimentos que no son sometidos a influjos de origen antropogénico; es decir, que se consideran no contaminados (Bonilla et al., 2003). También serán mostrados los datos publicados para una serie de sedimentos superficiales en el oriente de Venezuela.

4.2 METODOLOGÍA EXPERIMENTAL

La determinación de las concentraciones de los metales, fue realizada para un total de 35 suelos de manglar en la Laguna La Restinga (LR, Isla de Margarita) y el Golfete de Cuare (GC, Estado Falcón), en los 20 cm más superficiales. De la misma manera, se seleccionaron un total de 8 suelos a diferentes profundidades (0-135 cm) en el GC y el Parque Nacional Morrocoy (PNM, Estado Falcón), con el fin de evaluar cambios en las formas de Fe y otros metales (Mn, Ni, Pb, Cr, Co, Cu y Zn) con la profundidad dentro del perfil. Los detalles de la etapa de campo fueron explicados al inicio de la investigación (Capítulo I).

4.2.1 Concentración total y fracción lábil

El contenido de metales totales en las muestras de suelo fue determinado usando un procedimiento de digestión ácida asistido por microondas (Yu, et al., 2001). Se utilizó una mezcla (3:1) de ácido nítrico y ácido clorhídrico (modificado de Yu et al., 2001). Para ello, previamente se pesaron 0,5 g de muestra y se le añadieron 9 mL de HNO_3 y 3 mL de HCl, dejándolos reaccionar durante 24 horas. Posteriormente los recipientes fueron llevados a un horno microondas por una hora. Las concentraciones totales fueron medidas por espectroscopia de absorción atómica (EAA) en un equipo Perkin-Elmer modelo 1100B. Una descripción en detalle de este procedimiento puede ser encontrado en "US EPA Method 3052" (1996).

Además, se realizó una única extracción en HCl 1M (4 h) por considerarse una fracción más lábil respecto al total, biodisponible (Kehrig, et al., 2003; Carral, 1995; Huerta-Díaz & Morse, 1990). De esta manera son obtenidas en solución la fracción metálica adsorbida, asociada a carbonatos, oxihidróxidos amorfos de Fe y Mn (excepto goethita), fases orgánicas lábiles (Snape, et al., 2004; Huerta-Díaz & Morse, 1990). Los límites de detección (LD) reportados por el equipo de EAA para cada elemento son los siguientes: 0,05 ppm para Co, Cr, Cu Mn y Ni, y 0,10 mg/L para Pb.

4.2.1.1 Determinación de As

La concentración de As se determinó por cámara de grafito (modelo 4110ZL). Para las medidas se utilizaron patrones de 10, 20, 50 y 100 ppb, para 20 µL de muestra (recta de calibración obtenida con R^2 = 0,9994). Las condiciones del equipo se mantuvieron con una energía entre 38 y 42 mA, utilizando un modificador de Ar. Los resultados obtenidos vienen dados en µg/L de disolución y posteriormente son expresados en µg/kg de suelo. El límite de detección del equipo es de 5 µ/L.

4.2.1.2 Determinación de Hg

Para obtener la concentración de Hg se utilizó un analizador elemental específico marca AMA, modelo 254. Se pesaron (0,0600±0,0001) g de muestra y se utilizó un patrón certificado cuya concentración reportada fue: (0,14±0,02) ppm. Las cinco réplicas analizadas de dicho patrón, arrojaron un valor experimental promedio de (0,160±0,004) ppm.

4.2.2 Técnicas de disolución selectiva

4.2.2.1 Extracción con pirofosfato sódico ($Na_4P_2O_7$)

Es un método ampliamente utilizado para la extracción de Fe y Al, ligados a la MO, el cual consiste en una extracción con pirofosfato sódico y su determinación elemental mediante absorción atómica. El pirofosfato une a su acción complejante una buena capacidad de disolución del Al debido a su pH alcalino (pH 10 en una disolución 0,1 M) y la ventaja de permitir la determinación del C en el extracto (Capítulo III). Para esta determinación se agitaron 0,5 g de suelo (seco al aire y tamizado) con 50 mL de $Na_4P_2O_7$ 0,1 M durante 16 horas y luego de centrifugar la mezcla (3600 rpm durante 20 minutos) se filtró y reservó el sobrenadante para el análisis (Bascomb, 1968). Se prepararon patrones (0; 5; 10; 30; 50 y 75 mg/L de Fe) para las mediciones en EAA, partiendo de una disolución de 1000 mg/L.

4.2.2.2 Extracción con oxalato amónico ($(NH_4)_2C_2O_4 \cdot H_2O$) - ácido oxálico ($H_2C_2O_4 \cdot 2H_2O$) tamponado a pH 3

Extrae los óxidos de Fe pobremente cristalinos, predominantemente ferrihidrita. Se realizó una única extracción en la oscuridad con una mezcla de oxalato amónico y ácido oxálico (Blakemore, 1983). En el extracto se determinó Fe y Al mediante EAA. El método se basa en el poder complejante del oxalato para extraer complejos coloidales, disuelve óxidos e hidróxidos no cristalinos, aluminosilicatos no cristalinos y formas ligadas a la MO, con una acción muy limitada sobre óxidos, hidróxidos y minerales de la arcilla cristalinos. La relación $Fe_{oxalato}$/ $Fe_{citrto\text{-}dithionito}$ es un buen índice del grado de cristalinidad de los óxidos de Fe presentes en el suelo. Como principales limitaciones, disuelve magnetita y Al de los espacios interlaminares de filosilicatos 2:1 aluminizados.

4.2.2.3 Extracción con citrato-hidrosulfito (dithionito)

Se considera que esta mezcla extractante es capaz de solubilizar óxidos cristalinos (hematita, magnetita) y oxihidróxidos (goethita) de Fe, así como Fe presente en compuestos inorgánicos no cristalinos y asociado a la MO (Holmgren, 1968). El dithionito extrae además algunas formas no cristalinas de Al pero actúa parcialmente sobre aluminosilicatos no paracristalinos, como alófana e imogolita. Este método combina la acción de un complejante orgánico ($C_6H_5Na_3O_7.2H_2O$) y un reductor ($Na_2O_4S_2$) para la extracción de Fe, Al y Si. El dithionito reduce el ion férrico y el citrato estabiliza el hierro por quelación (Burt, 2004).

4.2.3 Extracción secuencial

Para la extracción secuencial de las formas de Fe a diferentes profundidades, fueron utilizadas submuestras frescas (humedad natural de campo) y los resultados fueron referidos a peso seco, luego de aplicar la corrección del contenido de agua (14-84%) determinado al secar las muestras a peso constante. Se llevó a cabo una combinación de las metodologías propuestas por Tessier y colaboradores (1979), Fortin y colaboradores (1993) y Huerta-Díaz y Morse (1990), empleada en trabajos previos (ver p.ej. Ferreira et al., (2007)). La integración de estos métodos permite diferenciar seis fracciones definidas como:

- Fe soluble e intercambiable (F1): extraído con 30 mL de solución 1 M de $MgCl_2$ a pH 7,0 (Tessier et al., 1979). En este paso y el siguiente (F2), el extracto fue centrifugado durante treinta minutos.
- Fe asociado a carbonatos (F2): extraído con 30 mL de NaOAc 1M a pH 5,0, agitando durante cinco horas (Tessier et al., 1979).

- Fe asociado a ferrihidrita (F3): obtenido a partir de una solución de hidroxilamina 0,04 M + ácido acético 25% (v/v) (30 mL), en agitación por seis horas a 30ºC (Fortin et al., 1993). A partir de este punto, se llevó a cabo en cada etapa, un centrifugado de quince minutos, manteniendo 10.000 rpm en todo momento y a baja temperatura (4ºC).
- Fe presente en lepidocrocita (F4): 30 mL de una solución de hidroxilamina 0,04 M + ácido acético 25% (v/v), agitando por seis horas a 96ºC (Fortin et al., 1993). Es importante señalar que F3 y F4 podrían además extraer hierro asociado a óxidos de manganeso (Chester & Huhes, 1967).
- Fe en óxidos cristalinos (F5) (goethita/hematita): 20 mL de una solución 0,25 M de citrato de sodio + una solución 0,11 M de bicarbonato de sodio con 3 g de dithionito de sodio; luego de agitar durante treinta minutos a 75ºC (Fortin et al., 1993).
- Fe asociado a pirita (F6): 10 mL de HNO_3 concentrado; las muestras fueron agitadas por dos horas, centrifugadas y posteriormente se lavó el residuo con 15 mL de agua ultrapura (adicionando al volumen inicial del extracto ácido) (Huerta-Díaz and Morse, 1990).

El sobrenadante de cada extracción se obtuvo previa centrifugación a 10000 rpm y a 4ºC, lavando posteriormente el residuo dos veces con agua ultrapura previamente desoxigenada. Antes de la extracción de pirita, las muestras fueron tratadas con HF 10 M (30 mL) durante dieciséis horas de agitación para remover el hierro asociado a silicatos, seguido de la adición de H_2SO_4 concentrado, utilizado con el fin de remover la fracción presente en la MO (Ferreira Osorio, 2005; Ferreira, et al., 2007). En cada una de las fracciones separadas, se midió la concentración de los metales a estudiar por EAA.

Para el fraccionamiento de Fe en superficie (0-20 cm), se utilizó una modificación del método Huerta-Díaz y Morse (1990) siguiendo una serie de pasos previos para eliminar las distintas formas asociadas y obtener la fracción pirítica en la que fueron realizadas las determinaciones elementales. Para ello, la muestra se trató inicialmente con HCl 1N durante dieciséis horas, disolviendo así el Fe y metales traza asociados a la fracción AVS, carbonatos y oxihidróxidos amorfos de Fe y Mn. Seguidamente fue extraído el Fe asociado a los silicatos con 30 mL de HF 10 M (16 h) en agitación continua y posteriormente se añadió a la muestra 10 mL de H_2SO_4 concentrado, durante dos horas extrayendo de esta manera el Fe asociado a la MO. Todas estas fracciones fueron descartadas. Finalmente se extrae el Fe pirítico con 10 mL de HNO_3 concentrado durante dos horas en agitación continua. En este extracto se midió la concentración de los diferentes metales por medio de EAA.

4.2.4 Grado de piritización (DOP y DTMP)

El grado de piritización de Fe (DOP), un término propuesto por Berner (Berner, 1970), fue calculado con el fin de establecer el porcentaje de hierro reactivo incorporado en la fracción pirita. Para ello, se utilizó la siguiente ecuación [16]:

$$\text{DOP } (\%) = \left(\frac{\text{Fe}-\text{pirita}}{\text{Fe}-\text{pirita}+\text{Fe reactivo}}\right) * 100 \text{ [16]}$$

El DOP fue calculado considerando al hierro reactivo (aquel que puede reaccionar con el sulfuro para formar pirita) como el extraído en los cuatro primeros pasos de la extracción secuencial explicada anteriormente, es decir, oxihidróxidos amorfos y poco cristalinos (Otero & Macías, 2002; Ferreira, et al., 2007). De la misma manera, fue calculado el grado de piritización de un metal traza, un término propuesto por Huerta-Díaz and Morse (1990) y el cual proporciona una estimación de la cantidad de un metal dado (Me) incorporado a la fase pirita. Este parámetro fue determinado usando la ecuación [17]:

$$DTMP\ (\%) = \left(\frac{Me-pirita}{Me-pirita+Me\ reactivo}\right) * 100 \text{ [17]}$$

4.2.5 Normalización de las concentraciones de metales

En la mayoría de ambientes sedimentarios, existe una relación lineal entre la concentración de un elemento conservativo (normalizador) y las fracciones más finas de tamaño de partícula (arcilla+limo) de las muestras, lo cual permite el uso de las concentraciones del normalizador como un sustituto para la variabilidad granulométrica de los suelos y sedimentos (Loring, 1991). Esta normalización geoquímica puede compensar tanto la variabilidad granulométrica como la mineralógica de las concentraciones de metales (Aloupi & Angelidis, 2001). Por tanto, el cálculo de normalización de los metales, reduce el efecto de la granulometría del suelo (de gran variabilidad en los ecosistemas de estudio) sobre el contenido total de metales pesados, permitiendo la comparación entre muestras. También, permite identificar concentraciones de metales más elevadas que las esperadas, según el fondo geológico (Oliveira, et al., 2007; Tam & Yao, 1998).

En el presente estudio, se utilizará al Al como normalizador. Este elemento ha sido ampliamente usado para la evaluación de concentraciones de metales en estuarios y sedimentos costeros. Algunas de las principales ventajas de su utilización para este fin, es su gran concentración natural (segundo metal más abundante en la corteza terrestre), contaminación atropogénica mínima, es un elemento estructural de las arcillas y las proporciones del metal en relación al Al en la corteza continental, son relativamente constantes (Summers et al., 1996).

4.2.6 Análisis estadísticos

Los valores promedio mostrados en el texto, están acompañados del error típico de la media ($E_T=\sigma/\sqrt{n}$, σ: desviación estándar de la población, n: número de muestras). El límite de detección (LD, expresado en mg/kg) de los metales, fue calculado como 2,5 veces el error estándar (error típico) de los blancos (Bruland et al., 1979).

La normalidad de los datos fue evaluada usando el test de Shapiro-Wilk. Las varianza entre las diferentes variables fue estudiada por medio de un análisis de varianza (ANOVA) de un factor, seguido por los test de comparación múltiple de Tukey (variables normales) y Kruskal-Wallis (variables no normales), con el sistema de manglar (Laguna La Restinga y Golfete de Cuare) como factor fijo. Todos los análisis estadísticos fueron realizados usando el paquete estadístico SPSS Statistics 20. La relación entre las diferentes variables, fue determinada por medio del análisis de correlación de Spearman (r_S). Para el análisis de correlaciones, las variables que no mostraron una distribución normal, fueron transformadas a logaritmos naturales.

Además, se llevó a cabo un análisis factorial por componentes principales de la población de datos. La evaluación de las fuentes de contaminación en los acuíferos es llevada a cabo con frecuencia, aplicando este tipo de análisis ya que la técnica, permite una reducción en los datos y la descripción de un sistema multidimensional dado, por medio de un pequeño número de nuevas variables (Krzysztof & Danuta, 2003). De acuerdo con Morrison (1967), estos componentes pueden contribuir con el 75% de la varianza total. Para un mayor detalle de los análisis estadísticos llevados a cabo, ver Otero y colaboradores (2015).

4.3 CAPITULO IV-A: VARIABILIDAD SUPERFICIAL EN LA COMPOSICIÓN Y PROPIEDADES DE LOS SUELOS DE MANGLAR. IMPLICACIONES PARA ESTUDIOS AMBIENTALES

Resumen

Un estudio biogeoquímico en zonas de manglar localizadas en los Estados Nueva Esparta y Falcón, fue llevado a cabo con el fin de comprender el comportamiento en superficie de una serie de metales (Fe, Mn, Al, Cu, Cr, Co, Ni, Hg, Pb, As) para dos ecosistemas: Golfete de Cuare (Estado Falcón) y Laguna La Restinga (Isla de Margarita, Estado Nueva Esparta) al norte de Venezuela. Para ello, se seleccionaron un total de 35 muestras de suelos y se evaluaron las concentraciones en sus fracciones lábiles (HCl) y contenidos totales (HNO_3+HCl). Además, fueron extraídas la fracción metálica asociada a la materia orgánica, formas humificadas (pirofosfato sódico), no cristalinas o amorfas (oxalato amónico, o) y cristalinas (citrato sódico, c-dithionito sódico, d). La extracción secuencial fue realizada diferenciando varias fracciones (cambiable, carbonato, ferrihidrita, lepidocrocita, goethita y pirita).

Los resultados indican que el Al presente en superficie, se encuentra principalmente asociado a minerales de arcilla de elevada cristalinidad y/o complejos organominerales de gran estabilidad (Al_o: 1-14%), y una baja concentración de formas reactivas (Al_{HCl}: 3-14% Al_t). Al igual que el Al_t, el Fe total no mostró diferencias significativas (Fe/Al, $p>0,05$; n: 35) entre sistemas, sin embargo las mayores concentraciones se obtuvieron en los suelos asociados a zonas degradadas de textura fina, mientras los contenidos mínimos, correspondieron a los suelos de textura arenosa y limosa. Las formas dominantes de Fe fueron residual+oxidable. La fracción pirítica (Fe oxidable) representa menos del 40% del Fe_t, siendo las mayores contribuciones aquellas asociadas a zonas de manglares muertos. Las formas minoritarias (<30% Fe_t) correspondieron al Fe orgánico (Fe_p) y reactivo (Fe_{HCl}).

Los ecosistemas de manglar en estudio, no se encuentran contaminados en los metales considerados. La concentración de metales traza es mayormente dependiente de los procesos naturales del suelo que a los aportes asociados con actividades humanas. Su concentración presentó diferencias significativas entre los ambientes (a excepción de Zn y As), con un dominio de la fracción menos reactiva (Total-HCl).

Palabras claves: metales traza, fracción lábil, fracción pirítica, formas humificadas y formas reactivas.

Los resultados obtenidos en este capítulo, forman parte del estudio titulado: "High spatial heterogeneity in soil composition from different mangrove forest ecosystems (*Rhizophora*, *Avicennia* and dead mangrove) in Venezuela and their implication in environmental studies", aceptado en Journal Soil & Sediment (2015).

4.3.1 Resultados

Las principales características que describen a los suelos de manglar, así como los complejos mecanismos que gobiernan la dinámica en este tipo de ecosistemas, han sido estudiados y descritos en capítulos previos. A continuación se hará referencia a los aspectos más destacados de estos suelos.

4.3.1.1 Propiedades químicas de los suelos

Los horizontes mostraron una reacción ácida que osciló entre ligeramente (pH H_2O≈6) y extremadamente ácida (pH = 3,7; muestras F1.1, F1.2). Adicionalmente, presentaron un gran potencial de acidificación que se pone de manifiesto en bruscos descensos del pH de oxidación (p.ej. M11: pH H_2O=7,3; pH H_2O_2 6 h =2,8). También destacan elevados contenidos de St (0,8-4,4%). Por su parte, la textura de los suelos en general está dominada principalmente por arenas en el GC (promedio: 61% arenas) y por las fracciones limo (promedio: 41%) y arcilla (promedio: 35%) en la LR. Además, los suelos se caracterizan por su gran contenido de Ct (rango predominante: 20-25%). El C es fundamentalmente orgánico (CO) debido a la ausencia de carbonatos (Tabla 4.1).

Tabla 4.1: Parámetros fisicoquímicos más destacados en los suelos de manglar para la Laguna La Restinga, (M, Margarita) y el Golfete de Cuare (F, Falcón) (Ct,Nt y St: contenidos elementales totales; Máx.: valor máximo, Mín.: valor mínimo; X: media, σ: desviación estándar, $E_{T:}$ error típico de la media)

Suelo	pH H_2O	pH H_2O_2 (2 min.)	pH H_2O_2 (6 h)	Ct	Nt	St	Ar	C/N	Suelo	pH H_2O	pH H_2O_2 (2 min.)	pH H_2O_2 (6 h)	Ct	Nt	St	Ar	C/N
				%									%				
F1.1	3,7	2,4	1,6	13	0,5	2,7	78	25	M1	4,8	5,3	2,0	24	1,0	2,2	16	23
F1.2	3,7	2,0	1,6	14	0,5	2,2	77	27									
F2.1	4,2	4,0	1,8	28	0,8	4,4	75	34	M2	5,3	5,8	4,3	25	1,5	1,1	85	17
F2.2	4,6	4,9	2,7	26	0,8	3,1	72	31									
F3.1	5,3	5,9	5,3	2	0,2	0,2	95	12	M3	5,0	5,2	4,1	27	1,6	1,9	31	17
F3.2	5,1	5,7	3,8	2	0,2	0,2	94	12									
F4.1	4,9	4,7	2,6	27	1,2	1,9	75	23	M4	5,2	5,4	4,1	27	1,2	1,4	10	23
F4.2	4,3	5,4	2,5	15	0,9	1,2	74	17									
F4.3	5,4	5,1	2,0	8	0,5	1,2	56	15	M5	5,6	5,5	4,3	22	1,1	1,6	13	21
F4.4	4,9	5,1	1,8	10	0,5	1,4	51	18									
F4.5	5,0	5,3	2,1	7	0,5	0,9	20	16	M6	7,1	5,7	5,2	16	1,2	1,4	3	13
F4.6	5,2	5,2	2,2	6	0,4	0,8	18	14									
F5.1	4,1	3,4	1,6	26	1,0	2,9	79	26	M7	6,3	5,7	4,8	22	1,3	1,1	33	18
F5.2	4,1	5,3	2,8	19	1,2	1,7	82	16									
F5.3	4,5	3,6	1,5	13	0,8	2,4	79	17	M8	4,7	5,0	3,5	24	1,3	1,3	27	18
F5.4	5,4	5,2	2,2	14	1,2	1,7	75	12									
F5.5	4,0	5,1	2,8	20	1,3	1,7	78	15	M9	5,6	5,3	1,8	16	0,9	1,5	24	17
F6.1	4,7	5,6	3,6	25	1,0	1,6	76	24									
F6.2	4,9	6,5	3,7	18	1,0	1,5	71	18	M10	6,0	5,5	4,4	18	1,2	1,5	29	15
F6.3	5,2	5,8	3,0	11	0,6	1,1	58	18									
F7	5,0	5,6	3,1	27	1,0	1,2	21	26	M11	7,3	5,7	2,8	9	0,8	1,5	13	11
F8	4,8	5,5	2,5	21	0,9	1,3	10	23									
F9	4,9	5,6	3,4	21	0,9	1,3	1	24	M12	5,3	5,4	3,9	24	1,3	1,2	6	19
$Máx._F$	5,4	6,5	5,3	28	1,3	2,9	95	34	$Máx._M$	7,3	5,8	5,2	28	1,3	2,9	95	34
$Mín._F$	3,7	2,0	1,6	2	0,2	0,2	1	12	$Mín._M$	4,7	5,3	1,8	2	0,2	0,2	1	12
X_F	4,7	4,9	2,6	16	0,8	1,7	61	20	X_M	5,7	5,4	3,7	21	1,2	1,5	24	18
σ_F	0,5	1,1	0,9	8	0,3	0,9	28	6	σ_M	0,9	0,2	1,1	5	0,2	0,3	22	4
E_{TXF}	0,1	0,2	0,2	2	0,1	0,2	6	1	E_{TXM}	0,2	0,1	0,3	2	0,1	0,1	6	1

4.3.1.2 Contenido total y formas de aluminio

Los suelos de manglar estudiados, presentan un contenido medio de aluminio total (Alt) de 18.885±2.111 mg/kg. En promedio, el contenido total de Al en la LR (12.589±2.255 mg/kg), es superior al obtenido en el GC (22.171±2.779 mg/kg), siendo dichas diferencias significativas ($p<0,05$; n=35). Los valores máximos (40.415-48.015 mg/kg) se registran en los suelos asociados a manglares muertos de caño Ánimas, F4 (F4.3 - F4.6), mientras los mínimos (1833-2063 mg/kg) se presentan en los suelos arenosos cercanos al canal de conexión con el mar, F3 (Tabla 4.2). Su contenido promedio en sedimentos de fondo al este del GC (región costera y próximo costera), se ha reportado como 15.108 mg/kg (Moreno, 2009), similar al encontrado en este estudio para suelos de manglar en este sector marino costero (14.814 mg/kg).

Tabla 4.2: Contenido y formas de aluminio en los suelos de manglar. Se muestra el porcentaje de las fracciones extraídas en HCl y oxalato en función del contenido total (F, Falcón-Golfete de Cuare; M: Margarita-Laguna La Restinga; o: oxalato amónico, t: total; X: promedio; σ: desviación estándar de la población)

Horizonte	Al_t	Al_o	Al_{HCl}	Al_t-Al_o	Al_t-Al_{HCl}	Al_o/Al_t	Al_{HCl}/Al_t	Al_o	Al_{HCl}
	mg/kg							%	
F1.1	10828	805	1130	10023	9698	0,07	0,10	7	10
F1.2	10033	630	900	9403	9133	0,06	0,09	6	9
F2.1	14806	1360	1528	13446	13278	0,09	0,10	9	10
F2.2	16466	1315	1542	15151	14924	0,08	0,09	8	9
F3.1	1833	85	152	1748	1681	0,05	0,08	5	8
F3.2	2063	95	110	1968	1953	0,05	0,05	5	5
F4.1	15766	1425	1610	14341	14156	0,09	0,10	9	10
F4.2	34465	790	1454	33675	33011	0,02	0,04	2	4
F4.3	48015	730	1634	47285	46381	0,02	0,03	2	3
F4.4	40415	780	1560	39635	38855	0,02	0,04	2	4
F4.5	41765	840	1496	40925	40269	0,02	0,04	2	4
F4.6	47165	695	1514	46470	45651	0,01	0,03	1	3
F5.1	12106	1110	1150	10996	10956	0,09	0,09	9	9
F5.2	21406	810	1110	20596	20296	0,04	0,05	4	5
F5.3	30965	660	1124	30305	29841	0,02	0,04	2	4
F5.4	30365	645	1090	29720	29275	0,02	0,04	2	4
F5.5	18586	655	914	17931	17672	0,04	0,05	4	5
F6.1	9938	955	1008	8983	8930	0,10	0,10	10	10
F6.2	19726	780	1040	18946	18686	0,04	0,05	4	5
F6.3	28365	595	984	27770	27381	0,02	0,03	2	3
F7	14306	1400	1446	12906	12860	0,10	0,10	10	10
F8	19026	1445	1910	17581	17116	0,08	0,10	8	10
F9	21515	1875	2218	19640	19297	0,09	0,10	9	10
M1	10083	1070	1172	9013	8911	0,11	0,12	11	12
M2	10613	885	1132	9728	9481	0,08	0,11	8	11
M3	7023	485	500	6538	6523	0,07	0,07	7	7
M4	8533	680	1082	7853	7451	0,08	0,13	8	13
M5	5508	595	774	4913	4734	0,11	0,14	11	14
M6	13566	590	854	12976	12712	0,04	0,06	4	6
M7	4313	460	572	3853	3741	0,11	0,13	11	13
M8	11906	1030	1146	10876	10760	0,09	0,10	9	10
M9	24365	650	1088	23715	23277	0,03	0,04	3	4
M10	11126	450	658	10676	10468	0,04	0,06	4	6
M11	31365	945	1458	30420	29907	0,03	0,05	3	5
M12	12666	1015	1326	11651	11340	0,08	0,10	8	10
X	18885	838	1154	18047	17732	0,06	0,08	6	8
σ	12488	375	443	12451	12238	0,03	0,03	3	3
E_T	2111	63	75	2105	2069	0,01	0,01	1	1
Máx.	48015	1875	2218	47285	46381	0,11	0,14	11	14
Mín.	1833	85	110	1748	1681	0,01	0,03	1	3

Las fracciones de Al, extraídas en HCl (Al_{HCl}) y oxalato (Al_o), representan una mínima fracción del Al total (Al_t: 1-14%). El Al_o indica que alrededor de un 6% del aluminio presente, corresponde principalmente a formas amorfas y asociadas con la MO, así como también a filosilicatos de baja estabilidad y no difiere de manera significativa entre ambientes. Su bajo contenido, podría indicar que el Al se encuentra principalmente asociado a minerales de la fracción arcilla y/o complejos organominerales de gran estabilidad. De la misma manera, la baja cantidad de Al_{HCl}, sugiere la escases de formas reactivas.

4.3.1.3 Hierro total y fraccionamiento

Los resultados indican que el contenido de Fe total (Fe_t) promedio, es superior para el Golfete (11.936±1.320 mg/kg) en relación a la laguna (7.744±1.880 mg/kg). Las mayores concentraciones (22.445-23.445 mg/kg) se presentan en los suelos de la estación F4 (F4.3-F4.6) y M11, los cuales se encuentran en zonas degradadas de textura fina. Los mínimos (1345, 1485, 1725 mg/kg), corresponden a suelos arenosos (F3: 75% arena gruesa, ubicado en la boca de conexión con el mar) y limosos (47% limo fino, cercano al embarcadero) (ver granulometría en el capítulo II-A). La concentración total normalizada (Fe_t/Al_t), no mostró diferencias significativas ($p>0,05$; n: 35) entre ambos sistemas.

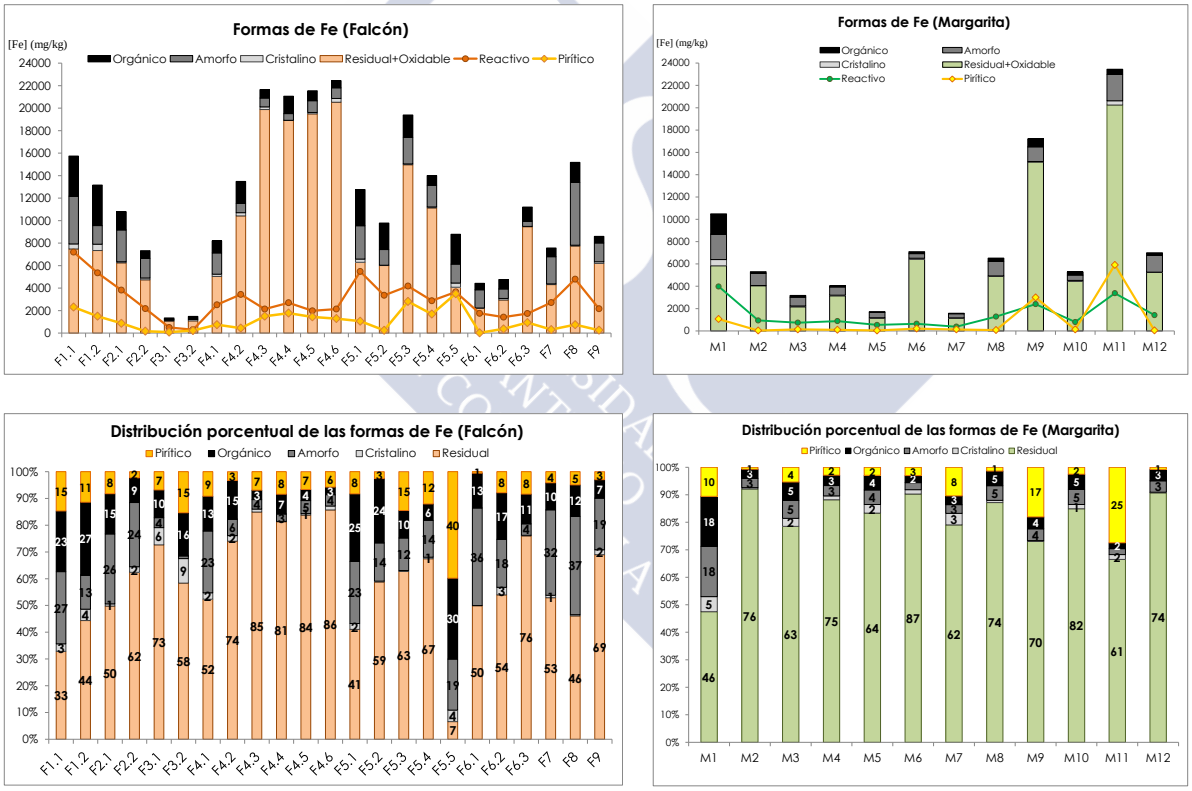


Figura 4.2: Formas de Fe en los suelos de manglar (Fe orgánico=Fe_p, Fe amorfo=Fe_o-Fe_p, Fe cristalino=$Fe_{c\text{-}d}$-Fe_o, Fe residual+oxidable =Fet-$Fe_{c\text{-}d}$, Fe reactivo= FeHCl, Fe residual= Fe_t-$Fe_{c\text{-}d}$-Fe_{pirita}, Fe pirítico= Fe secuencial, F6, HNO_3)

Las concentraciones de Fe extraído en pirofosfato sódico (Fe_p), Fe extraído en oxalato (Fe_o), Fe en citrato sódico-dithionito sódico ($Fe_{c\text{-}d}$) y Fe pirítico (Fe_{pirita}), fueron significativamente mayores en los suelos del GC que en los de la LR. La concentración de Fe_o en la mayor parte de las muestras, fue similar a la de $Fe_{c\text{-}d}$, lo que significa que la mayor parte del Fe libre (Fe no asociado a los silicatos) se encuentra como oxihidróxidos amorfos (Fig. 4.2). Las concentraciones de Fe_{pirita}, fueron en general, bajas en relación con las asociadas a los

oxihidróxidos (Fe_{pirita}<2000 mg/kg), excepto en las áreas de manglar muerto en donde la concentración de Fe_{pirita} fue similar a las concentraciones de Fe_o y Fe_{c-d} (p.ej. F4.4, F5.5, M11).

Las formas dominantes en ambos sistemas corresponden al Fe residual+oxidable (7756±1019 mg/kg). La fracción pirítica (Fe oxidable) representa menos del 40% del Fet, siendo las mayores contribuciones aquellas asociadas a zonas de manglares muertos. En F5.5 (3500 mg/kg) y M11 (5917 mg/kg), se registran las mayores concentraciones de Fe pirítico respecto al contenido total (40 y 25% respectivamente) (Fig. 4.2). La textura de los suelos (Tabla 4.1) está íntimamente relacionada con el contenido de Fe pirítico. Por ejemplo, el contenido mínimo de Fe-pirita (25 mg/kg) corresponde al suelo arenoso F6.1 (arena=77%) mientras el máximo se asocia a un suelo de textura fina, M11 (arcilla= 60%).

El incremento en el contenido de Fe con la disminución en el tamaño de grano es notorio en F4 (caño Ánimas). En este transecto se avanza desde manglares bien conservados (F4.1-F4.2) en donde el contenido de Fe pirítico es de aproximadamente 600 mg/kg, hasta manglares muertos en los que la concentración es alrededor de 1500 mg/kg (F4.3-F4.6). La disminución en el contenido de arenas es progresiva en estos suelos, desde un 75% en F4.1 hasta 16% en F4.6, lo que es consistente con el aumento en Fe pirítico.

Las formas de óxidos e hidróxidos de Fe cristalino tienen poca contribución al Fet en ambos ecosistemas, representan menos del 9% (máx.: F3.2). En los suelos de textura gruesa M1 (limo: 77%), F3.1 y F3.2 (arena: 95% Fet), las formas cristalinas son mayores en relación al contenido total que las encontradas en el resto de suelos (5, 6, 9% Fet, respectivamente). Por el contrario, los amorfos, representan hasta un 37% del Fet (máx.: F8), siendo mayores en el GC (<37% Fet) que en la LR (<% Fet). Ambas fracciones, representan en promedio una quinta parte del total de hierro en los suelos (Fig. 4.2).

El Fe orgánico (Fe_p) asociado a las sustancias húmicas del suelo, se mantiene en un amplio rango de concentración, entre 40 y 3600 mg/kg, lo que se traduce en contribuciones inferiores al 30% respecto al Fe total. En el GC representa entre 3 y 30% del Fet mientras en la LR entre 2 (M6 y M11) y 18% (M1), en su mayoría inferiores a 5% (M3, M8 y M10). Las formas reactivas (Fe_{HCl}), son bajas en ambos sistemas, siendo inferiores en promedio para la LR (1448 ± 339 mg/kg) respecto al GC (2976 ± 341 mg/kg). Esta fracción representa entre 23 y 31% del contenido total. Ambas fracciones, representan las formas minoritarias de Fe.

4.3.1.4 Contenido total de metales traza, fracción lábil y pirítica

La concentración obtenida se mantuvo dentro de los rangos propios de sedimentos marinos (Turekian & Wedepohl, 1961; Merian, 1991; Carral et al., 1995; Pais % Jones, 1997): As_t: 3,6-13,0 mg/kg; Ni_t: 32-200 mg/kg; Pb_t: 20-67 mg/kg; Zn_t: 85-200 mg/kg, Hg_t: 0,01-1,0 mg/kg).

El contenido total de metales traza, mostró diferencias significativas ($p<0,05$; n: 35) entre zonas para los elementos Co y Zn (Fig. 4.3), sin embargo una vez normalizadas las concentraciones, las diferencias entre zonas fue mayor. Al limitar el efecto textural mediante la normalización con Al, la mayoría de los elementos arrojan diferencias significativas entre los ambientes (a excepción de Zn y As). Las mayores diferencias se registraron para el Cr, Ni, Pb, Cu y Co (ver tablas en el apéndice). La concentración de los elementos mostró el siguiente orden de abundancia relativa: Zn>Cr>Mn>Ni>Pb>Cu>Co>As>Hg. Este orden difiere ligeramente en la LR (Cr>Zn>Mn>Ni>Pb>Cu>As~Co>Hg) en donde las

concentraciones de Cr en promedio (41±7 mg/kg), son superiores a las de Zn (35±4 mg/kg) y el contenido de As es similar al de Co (7±1 mg/kg) (Fig. 4.3). Se registran cantidades traza de Hg en ambos sistemas con un promedio de 0,051±0,004 mg/kg.

Los resultados muestran en general un dominio de la fracción menos reactiva (Total-HCl). Desde el punto de vista estadístico, los contenidos de la fracción lábil para ambos ambientes, difieren de manera significativa en los siguientes elementos: Cr, Ni ($p<0,05$; n: 35) y Zn ($p<0,01$; n: 35). La concentración media de Zn, es significativamente diferente entre ambos ecosistemas en sus contenidos totales y en sus fracciones más lábiles. El Zn presentó las mayores concentraciones en la fracción lábil, con un promedio de 25±3 mg/g y 11±1 mg/kg para suelos en el GC y la LR respectivamente, lo cual representa entre 30% (LR) y 39% (GC) del contenido total. Las concentraciones se mantuvieron en un rango entre 10 y 19 mg/kg en la LR mientras en el GC se registraron mínimos alrededor de 5 mg/kg y máximos entre 48 y 50 mg/kg en los manglares muertos de Caño Ánimas (F4.3-F4.6).

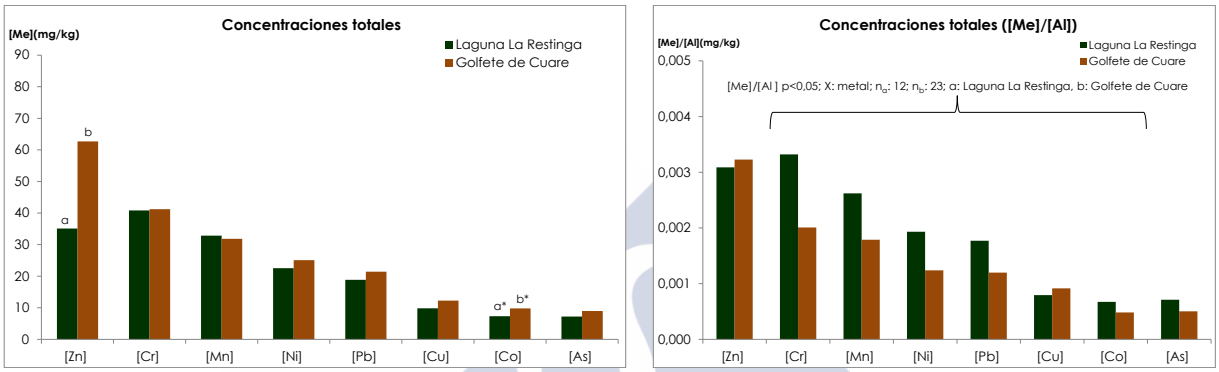


Figura 4.3: Concentraciones de metales traza totales en los suelos de manglar, valores promedio y normalizados con Al (Me: metal; a-b $p<0,05$; a*-b* $p<0,05$; n_a: 12; n_b: 23). El Hg no se muestra por razones de escala.

El Mn lábil, mostró concentraciones promedio similares entre ambos sistemas, 13±2 mg/kg (GC) y 5±1 mg/kg (LR), contribuyendo con un 40% del Mn total en el GC y un 16% en la LR (Fig. 4.4). El contenido total fue inferior a 84 mg/kg, concentración extremadamente baja si consideramos un total de referencia para sedimentos y rocas de origen marino alrededor de 800 mg/kg (Merian, 1991; Carral et al., 1995; Siegel, 2002). De manera similar a lo observado con el Zn, se registró la concentración máxima de Mn lábil en manglares muertos, Caño Pancho (F5.5=37 mg/kg). El Cr lábil promedio para el GC fue superior en el GC (10±1 mg/kg) respecto a la LR (1,6±0,3 mg/kg), siendo en ambos ambientes el metal con menor porcentaje respecto al total (3-4%).

Las concentraciones de Ni lábil se mantuvieron por debajo de 15 mg/kg (promedio GC= 8±1 mg/kg, promedio LR: 7±1 mg/kg), encontrándose los valores más elevados (>10 mg/kg) en las zonas degradadas y de manglares muertos en Caño Pancho y Caño Ánimas (F4.3, F4.4, F4.5 y F5.3). La contribución de este metal al total, es similar al Zn, con un 30% para la LR y 31% del Zn_t para el GC. El Cu lábil fue bajo en ambos sistemas con un rango de concentración entre 1 y 9 mg/kg, ligeramente superior al promedio, en algunos horizontes de suelos no preservados (p.ej. F4.2, F4.3, F4.6, M9) (ver tabla en el apéndice). Su contribución al Cu total fue entre 29% (LR) y 37% (GC).

El Pb lábil muestra las mayores proporciones (48-72%) respecto al Pb total, fundamentalmente en la LR (72%). Su concentración promedio varió entre 14±1 (LR) y 4,1±0,4 mg/kg (GC). El As lábil fue bajo y en promedio, similar en ambos ambientes (GC:

2,3±0,5 mg/kg; LR: 2,7±0,5 mg/kg) con contribuciones entre 26% (GC) y 38% (LR) al As total. Las más bajas concentraciones de metales en los suelos en su fracción lábil fueron para el Co, con promedios de 1,2±0,1 para el GC y 4,7±0,3 para la LR (Fig. 4.4). La concentración máxima fue encontrada en el suelo M11 (4,8 mg/kg), asociado con una zona degradada. Sin embargo, este Co lábil representa una importante fracción del Co total en los suelos de manglar, que alcanza un 42% en la LR y 64% en el GC.

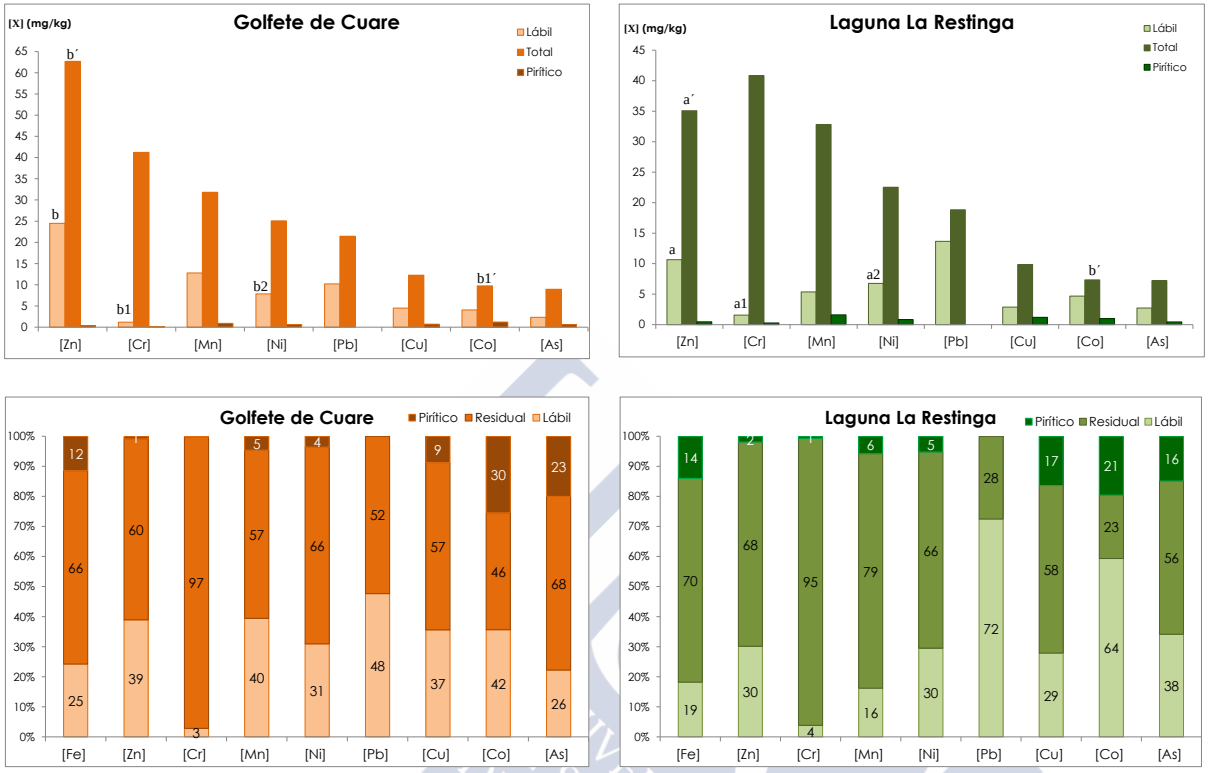


Figura 4.4: Distribución del contenido medio en metales y sus distintas fracciones (LR, n=12; GC, n=23; x - x*: p<0,05, donde x=a y b, concentración del metal; x´: total; x_{n-1}; n: 0, 1, 2,…x: lábil). La concentración de Hg en su fracción lábil fue inferior al límite de detección.

En cuanto a la fracción pirítica, ésta fue más baja que aquellas obtenidas para la fracción reactiva. Los contenidos promedio, son mayores en la LR que en el GC, a excepción de Co y As que son ligeramente inferiores. Las diferencias entre ambos ambientes son significativas para Fe pirítico (p<0,05; n: 35), mientras el resto de elementos asociados a esta fracción no presentan diferencias. En ambos sistemas, los máximos corresponden al Fe (GC= 3500 mg/kg, LR= 5917 mg/kg), seguido del Mn (Tabla 4.3).

En la LR los metales minoritarios y traza, siguen el orden de abundancia: Mn>Cu>Co>Ni>Zn>As~Cr, según su contenido promedio en la fracción pirítica. En el GG el orden fue: Co>Mn>Cu>Ni>Zn~As>Cr. En general, las máximas concentraciones de metales se presentan en suelos de manglares muertos en las estaciones F4 y F5 en el GC, y M9 y M11 en la LR (Tabla 4.3). Las concentraciones de As, Pb y Hg asociados con pirita, se encuentran por debajo del límite de detección.

Por su parte, la concentración de Mn pirítico osciló entre 0,1 (M1) y 5,1 (F5.3) mg/kg mientras las fracciones piríticas de Cu y Co mostraron concentraciones promedio similares de 0,7±0,2 mg/kg y 1,2±0,2 mg/kg para el GC (F) y 1,2±0,4 y 1,0±0,1 mg/kg para la LR (M), respectivamente. Los elementos Zn, As, Cr y Ni, mostraron concentraciones inferiores a 1 mg/kg. En la mayoría de los horizontes, principalmente en el GC, la concentración de Cr se

encuentra por debajo del límite de detección; un metal poco frecuente en esta fracción (Otero et al., 2005).

Tabla 4.3 Concentraciones de los metales presentes en la fracción pirítica para los horizontes superficiales de los suelos de manglar (Margarita-Laguna La Restinga: M, Falcón-Golfete de Cuare: F). Los resultados se expresan en mg/kg (LD: Límite de detección, X: media, E_T: error típico de la media, σ: desviación estándar)

Horizonte	Fe	Co	Cu	Mn	Ni	As	Zn	Cr	Horizonte	Fe	Mn	Cu	Co	Ni	Zn	As	Cr
F1.1	2313	1,0	0,8	1,1	0,5	1,5	0,5	≤LD	M1	1063	0,1	0,4	1,5	1,0	0,4	0,5	0,9
F1.2	1500	1,5	0,0	0,3	≤LD	1,1	0,8	≤LD									
F2.1	875	4,3	0,8	1,0	4,3	1,2	1,0	≤LD	M2	31	0,4	0,6	0,6	0,8	0,5	0,3	0,5
F2.2	170	1,5	≤LD	≤LD	1,3	0,6	0,4	≤LD									
F3.1	91	0,8	≤LD	≤LD	0,1	0,1	≤LD	≤LD	M3	138	0,7	1,5	1,0	1,2	0,3	0,5	0,4
F3.2	228	0,8	≤LD	≤LD	≤LD	0,2	≤LD	≤LD									
F4.1	750	1,8	0,8	≤LD	≤LD	0,5	0,3	≤LD	M4	99	0,4	1,3	0,8	1,1	0,3	0,5	0,8
F4.2	442	0,7	1,5	0,6	1,0	0,8	0,3	0,42									
F4.3	1500	0,9	0,4	0,6	≤LD	0,4	0,1	≤LD	M5	39	≤LD	≤LD	1,1	1,4	0,3	0,3	≤LD
F4.4	1775	0,8	1,7	1,3	0,8	0,9	0,4	≤LD									
F4.5	1438	0,9	0,1	0,8	≤LD	0,5	0,1	≤LD	M6	208	1,1	1,9	0,7	0,8	0,4	0,1	0,2
F4.6	1292	0,7	2,6	0,9	0,8	0,8	0,5	0,17									
F5.1	1058	0,9	1,3	0,8	1,0	1,3	0,3	0,33	M7	130	0,8	1,4	0,9	1,4	0,3	0,3	0,5
F5.2	253	1,3	0,1	≤LD	0,6	0,4	0,1	0,63									
F5.3	2813	1,3	2,1	5,1	0,6	0,5	0,4	≤LD	M8	75	≤LD	≤LD	1,5	≤LD	≤LD	0,4	≤LD
F5.4	1688	1,1	0,6	2,3	0,9	0,2	0,4	≤LD									
F5.5	3500	0,8	2,6	4,8	0,9	0,3	0,8	0,08	M9	3000	3,8	2,2	0,8	1,1	1,3	0,3	≤LD
F6.1	25	1,5	≤LD	≤LD	≤LD	0,5	0,3	≤LD									
F6.2	375	1,1	≤LD	≤LD	0,5	0,3	0,1	0,75	M10	128	≤LD	≤LD	0,6	≤LD	0,1	0,3	≤LD
F6.3	938	1,1	0,1	≤LD	0,1	0,4	0,1	≤LD									
F7	313	1,0	≤LD	≤LD	0,1	0,6	0,1	≤LD	M11	5917	12,2	5,2	1,2	1,4	1,3	0,7	0,1
F8	750	1,8	≤LD	≤LD	≤LD	0,4	0,3	≤LD									
F9	258	0,6	0,8	1,1	0,8	0,1	0,4	0,25	M12	43	≤LD	≤LD	1,3	≤LD	0,5	0,9	≤LD
Máx.	3500	4,3	2,6	5,1	4,3	1,5	1,0	0,75	Máx.	5917	12,2	5,2	1,5	1,4	1,3	0,9	0,9
Mín.	25	0,6	0,1	0,3	0,1	0,1	0,1	0,10	Mín.	31	0,1	0,4	0,6	0,8	0,1	0,2	0,1
σ	918	0,7	0,9	1,4	0,9	0,4	0,3	0,22	σ	1794	3,5	1,5	0,3	0,5	0,4	0,2	0,3
X	1058	1,2	0,7	0,9	0,6	0,6	0,3	0,11	X	906	1,6	1,2	1,0	0,8	0,5	0,4	0,3
E_T	191,3	0,2	0,2	0,3	0,2	0,1	0,1	0,05	ET	517,9	1,0	0,4	0,1	0,2	0,1	0,1	0,096

4.3.1.5 Análisis factorial por componentes principales

En el presente estudio, fueron obtenidos doce componentes principales para el grupo de variables analizadas, las cuales explican el 82% de la varianza en los valores. Los primeros componentes (PCs), explican el 73% de la varianza total (ver Otero et al., 2015). Para el componente principal 1 (PC1), los mayores vectores corresponden a los metales (Fe_t, Al_t, Fe_{pirita}, etc.) y pH_{ox}, variables de mayor contribución a explicar la varianza total. El segundo componente, el cual representa 20% de la varianza, principalmente comprende las variables asociadas con la MO (p.ej. F, Ct, COT, St y Nt) y oxihidróxidos (p.ej. aluminio en oxalato: Al_{ox}, hierro en oxalato: Fe_{ox} y hierro citrato-dithionito: Fe_{c-d}).

El tercer componente está asociado con el tamaño de partícula (p.ej. arena, limo y arcilla) y con Fe_{piro}, Ni_{pirita} y $Pb_{reactivo}$, siendo C_{piro}, Mn_{pirita} y Zn_{pirita}, las variables más importantes en relación al PC4. Las variables asociadas con MO (Ct, COt, F, Nt) estuvieron relacionadas entre sí y con Hg_t y $Pb_{reactivo}$. Por otro lado, los componentes metálicos (p.ej. $As_{reactivo}$, Al_{ox}, $Mn_{reactivo}$ y otros) se mostraron altamente relacionados entre sí, especialmente Fe_{ox} y Fe_{c-d}. Además, se puede asumir que las variables asociadas con la MO y con la fracción mineral, estuvieron poco relacionadas (Fig. 4.5).

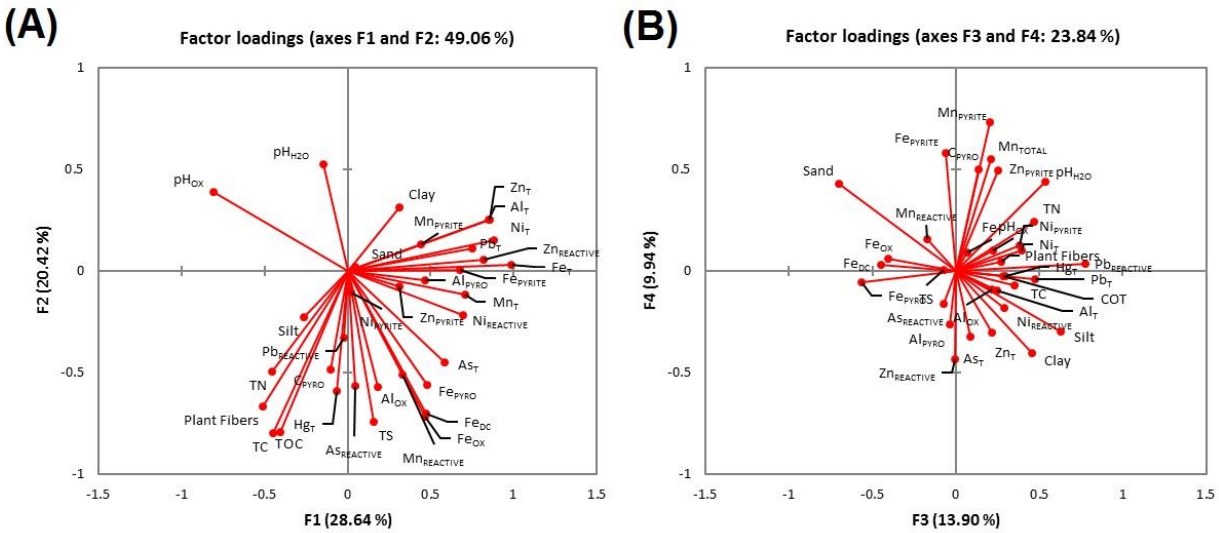


Figura 4.5: Análisis factorial por componentes principales, factores F1 y F2 (A) y F3 y F4 (B). El número de componentes definido fue rotado (varimax), el modelo explica el 72,9% de la varianza total (Otero et al., 2015).

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

4.3.2 Discusión de resultados

Los suelos de manglar son conocidos por su gran capacidad para retener metales y contribuir a preservar la calidad de las aguas costeras (Machado, et al., 2013; Preda & Malconm, 2002; Tam & Wong, 2000; Tam & Yao, 1998). Numerosos estudios (Kehrig, et al., 2003; Defew, et al., 2005; Tam & Wong, 2000), han determinado que gran parte de la concentración de metales en este tipo de suelos (87% de la concentración total según Kehrig y colaboradores, 2003), no se encuentra biodisponible debido a sus elevados contenidos en CO y S, lo que les otorga a los manglares una gran importancia desde el punto de vista ambiental y ecológico.

4.3.2.1 Los suelos de manglar como acumuladores de metales

El término metales pesados ha sido extendido a aquellos considerados tóxicos, de difícil remoción química debido a su elevada densidad como por ejemplo Pb y Hg. En sentido estricto, solo pueden denominarse metales pesados a los elementos que, presentando carácter metálico en todas sus combinaciones en los sistemas superficiales, tengan además una densidad superior a la de la media terrestre (6 g/cm^3). Por tanto, los elementos estudiados en los suelos de manglar cumplen la definición de metal pesado a excepción de Al y As (Macías y Calvo de Anta, 2009).

Se muestran en la tabla 4.4, las concentraciones promedio mundial de diferentes metales para la corteza continental, corteza oceánica, sedimentos marinos y costeros. Los manglares son ambientes transicionales influenciados por el medio marino y terrestre, por tanto la composición de sus suelos responde a ambas fuentes de origen. Estos datos pueden ser usados como valores de referencia de ambientes no contaminados.

Tabla 4.4: Concentraciones promedio mundial de metales en diferentes ambientes y sustratos geológicos (nr: no reportado; a: datos tomados de Wedepohl, 1995; b: Wedepohl, 1978; c: Macías y Calvo de Anta, 2009; d: manglares de estudio)

	a		b		c	d
Metales	**Rocas y sedimentos costeros de grano fino**	**Rocas y sedimentos marinos de grano fino**	**Corteza continental**	**Corteza oceánica**	**Suelos**	**Manglares**
Al	80000	nr	79600[a]	nr	nr	1833-48015
As	10	13	1,7[a]	nr	0,1-48	0,1-17,1
Cr	90	90	88	317	40-200	2-101
Co	19	74	19	45	0,05-300	43831
Cu	45	250	35	81	2-100	3-39
Fe	47200	65000	42000	70000	nr	1345-23445
Hg	0,4	0,4	0,02	0,02	0,01-1,8	0,01-0,08
Mn	850	4000	800	1200	200-3000	5-84
Ni	68	225	45	144	1-200	3-51
Pb	20	80	15	0,9	3-189	5-37
Zn	95	165	69	78	10-300	11-146

Los resultados obtenidos en los horizontes más superficiales de la LR y el GC presentan valores inferiores a los dados como referencia (Tabla 4.4), y en consecuencia parece indicar una baja o nula contaminación. De la misma manera, las concentraciones de los metales analizados en los suelos de Venezuela, son comparadas con los contenidos encontrados en otras áreas tropicales que reciben algún tipo de contaminación, en su mayoría industrial (Tabla 4.5). Como referencia, se muestran además datos reportados para ambientes considerados libres de contaminación.

Los resultados se muestran para zonas con buen desarrollo del bosque (preservados) y aquellas alteradas. Estas últimas incluyen áreas en avanzado estado de degradación y bosques muertos (no preservados). Como se puede observar, los contenidos en metales son considerablemente superiores en los manglares no preservados en respecto a los preservados, en su mayoría el doble de la concentración total promedio (Tabla 4.5).

Tabla 4.5: Concentraciones de metales (mg/kg, peso seco) en suelos de manglar a nivel mundial (- : datos no reportados, *: no preservados)

Localidad	Fe	Al	As	Cr	Co	Cu	Hg	Mn	Ni	Pb	Zn	Referencia
[a]Sinnamary, Guyana Francesa (n= 31)	24630-62999	-	-	32-73	7-40	4-39	0,03-0,52	1198-2494	19-45	17-37	82-389	Marchand et al,, 2006
[a]Bahía Punta Mala, Panamá	9827	-	-	23,3	-	56,3	-	295	27,3	78	105	Defew et al,, 2005
[c]Sungei Khatib Bongsu, Singapore	-	-	-	32 ± 8	-	32 ± 14	-	-	12 ± 5	31 ± 6	120 ± 14	Dang The Cuong et al,, 2005
[c]Jequiá, Bahia de Guanabara, Brasil	42400	-	-	37-43	-	80-92	0,5-2,4	-	-	166-170	448-505	Kehrig et al,, 2003
Queensland, Australia	1056	-	-	1-72	-	1-12	-	103	9	36	23-56	Preda and Cox, 2002
Puerto de Mazatlan, México	-	-	-	8-43	-	8-90	-	-	6-30	<150	46-348	Soto-Jimenes and Paez-Osuna, 2001
[b]Mai Po, Hong Kong	100-825	-	-	4-40	-	29-76	-	-	30-102	90-300	192-553	Ong, 1999
[a]Cienaga Grande, Colombia	15593	-	-	13,2	-	23,3	-	623	32,5	12,6	91	Perdomo et al,, 1998
aPunta Piuta, Costa Rica	6118	-	-	19,8	-	9,8	-	525	99	25,6	11,4	Guzman y Jimenez, 1992
[a] Manglar promedio libre de contaminación, Hong Kong	-	-	-	*1,2*	-	*2,6*	-	*96*	*2,9*	*31,2*	*43*	*Tam and Wong, 2000*
[b] Suelos de humedales libres de contaminación	-	-	-	*7-71*	-	*4-20*	-	-	*2-23*	*4-40*	*23-50*	*Scholes et al,, 1998*
[b]Golfete de Cuare, Venezuela (n= 16)	1345-15745	1833-34465	0,5-17,1	2-52	1-12	5-39	0,001-0,074	5-53	3-31	5-27	11-67	Presente estudio
[b]Golfete de Cuare, Venezuela (n= 7)*	11205-22445	28365-48015	6-14	50-72	10-20	7-21	0,03-0,07	22-52	24-49	26-37	54-146	Presente estudio
[b]Laguna La Restinga, Venezuela (n= 10)	1725-10485	4313-13566	1-16	12-48	5-8	3-14	0,04-0,08	12-50	11-24	9-21	16-54	Presente estudio
[b]Laguna La Restinga, Venezuela (n= 2)*	17215-23445	24365-31365	9-10	72-101	11-14	17-21	0,03-0,05	56-84	38-51	24-30	52-64	Presente estudio

[a]promedio ± desviación estándar

[b]rango

[c]promedio

Tabla 4.6 Concentraciones totales de metales traza en suelos y sedimentos de ambientes costeros en el Oriente de Venezuela

Ecosistema (Estado)	Fe	Cr	Cu	Mn	Ni	Pb	Zn
[1]Sedimento no contaminado	-	20	10	1100	10	5	110
[2]Sedimento contaminado	-	118	41	-	-	58	138
[3]Ensenada Grande del Obispo (Sucre)	95	20	15	49	16	19	46
[4]Laguna Píritu (Anzoátegui)	-	-	6	-	33	-	92
[5]Laguna Las Marites (Nueva Esparta)	-	-	13	96	-	-	34
[6]Boca Serpientes (Delta Amacuro)	-	-	15	-	-	-	114
[7]Laguna La Restinga (Nueva Esparta)*	7744	41	10	33	23	19	35
[8]Laguna La Restinga (Nueva Esparta)**	20330	87	19	70	44	27	58
[9]Golfete de Cuare (Falcón)*	11936	41	12	32	25	21	63
[10]Golfete de Cuare (Falcón)**	18756	61	16	40	40	31	108
[11]Suelos de manglar promedio	14692	57	14	44	33	25	66

[1]Sadiq, 1992

[2]Mogollón et al., 1989

[3]Bonilla et al., 2003

[4]Bonilla y González, 1992/Bonilla et al., 1986

[5]Salazar et al., 1986

[6]Salazar , 1989

[7-11]Presente estudio, *: preservado, **: no preservado

La concentración total de metales en los manglares estudiados es en general inferior a la obtenida en otras partes del mundo afectados por vertidos contaminantes. Por ejemplo, el manglar Jequiá en Brasil, recibe elevadas concentraciones de una conocida zona contaminada como es la Bahía Guanabara. El contenido en metales para los sistemas de Venezuela, no supera los valores dados para Jequiá, a excepción del Cr en las zonas no preservadas (Tabla 4.6). A pesar de los elevados contenidos en metales, la disponibilidad biológica en el manglar Jequiá es restringida (a excepción de Hg, Pb y Zn), debido al gran contenido de CO y S (Kehrig, et al., 2003).

De acuerdo con Shaeffer (1991), en general por ser zonas de baja energía, en los sistemas de manglar dominan las texturas finas. Este supuesto coincide con los suelos de estudio en la LR pero no para el GC, de carácter arenoso. Si los contenidos de metales en los ecosistemas de Venezuela, se comparan con los datos reportados para suelos no contaminados (Tabla 4.6), los resultados son similares a los obtenidos en los bosques preservados.

Si se consideran las zonas degradadas y de manglares muertos, los contenidos en metales incrementan notablemente debido al dominio de material inorgánico (fracción mineral) en relación a los suelos preservados, fundamentalmente orgánicos. En consecuencia, este efecto es ocasionado por los cambios texturales y mineralógicos dados en estos ecosistemas. Las concentraciones de los metales normalizadas con Al, tampoco reflejan un enriquecimiento de las muestras en metales traza.

4.3.2.2 Biogeoquímica del hierro

Los cambios espaciales en el contenido y distribución de las formas de Fe en cada ecosistema, muestran una clara diferenciación de acuerdo con el estado conservación del bosque y ponen de manifiesto la estrecha relación existente entre el contenido de Fe y la textura en los suelos. Este comportamiento es señalado por Bonilla y colaboradores (2003) en los sedimentos superficiales de la Ensenada Grande del Obispo (Oriente de Venezuela) en los que se presentan bajos contenidos de Fe, asociados con texturas de grano grueso. El incremento en el contenido de Fe total hacia las zonas degradadas de textura fina, respecto a bosques preservados de textura gruesa, se observó fundamentalmente en el transepto F4 (Caño Ánimas) en el GC (Fig. 4.7, b).

Los resultados obtenidos en los horizontes más superficiales de los suelos de manglar, coinciden con un estudio realizado en la región oriental del GC (Fig. 4.6) en el que se reporta una mayor proporción de oxihidróxidos de Fe amorfos, los cuales disminuyen hacia el canal de conexión con el mar y en la región próxima costera (Moreno, 2009) de textura gruesa.-La presencia de oxihidróxidos de Fe de baja cristalinidad y amorfos en ambientes anóxicos, puede ser el resultado de la adsorción de Fe^{2+} en sus superficies, lo cual además inhibe el acceso a los microrganismos del suelo (Roden & Zachara, 1996). Las formas cristalinas, pueden ser una consecuencia de la presencia de microambientes donde las condiciones son oxidantes, o como resultado de la oxidación del Fe^{2+} de los sulfuros de hierro (Otero et al., 2009).

En los suelos hidromorfos, se observa con frecuencia valores neutros de pH (Otero et al., 2009; Marchand et al., 2006; Ferreira et al., 2010) como consecuencia del consumo de H^+ por procesos de reducción (Vepraskas & Faulkner, 2001). Los valores de pHH_2O y pHox, indican condiciones acídicas, que sugieren la presencia de material sulfúrico (p.ej. principalmente H_2S, FeS y FeS_2; WRB, 2006), cuya oxidación produce un fuerte grado de acidez (Otero et al., 2008). La correlación altamente significa y negativa, entre el pH oxidación y Fe_{pirita} (r_s: -

0,782, p<0,001, n=35), indica que el gran contenido de pirita genera un descenso en el pH, debido a su oxidación (ver Otero et al., 2015). Sin embargo, la concentración de Fe pirítico en los suelos de estudio, es mucho más baja que aquella reportada en otros bosques de manglar y sistemas intermareales como las marismas (Tabla 4.7). La baja concentración de pirita puede estar relacionada con una baja disponibilidad de Fe reactivo (Fe asociado a las formas no cristalinas), debido a la naturaleza orgánica de estos suelos. La cantidad de pirita formada está limitada (pero no únicamente) por: i) concentración de sulfato, ii) calidad de la MO y iii) concentración de hierro reactivo (Berner, 1984).

Sin embargo, la concentración de Fe pirítico en los suelos de estudio, es mucho más baja que aquella reportada en otros bosques de manglar y sistemas intermareales como las marismas (Tabla 4.7). La baja concentración de pirita puede estar relacionada con una baja disponibilidad de Fe reactivo (Fe asociado a las formas no cristalinas), debido a la naturaleza orgánica de estos suelos. La cantidad de pirita formada está limitada (pero no únicamente) por: i) concentración de sulfato, ii) calidad de la MO y iii) concentración de hierro reactivo (Berner, 1984). En este tipo de ambientes intermareales, la concentración de sulfato es un excedente en el ecosistema mientras la MO se encuentra en condiciones metaestables debido al régimen de hidromorfía.

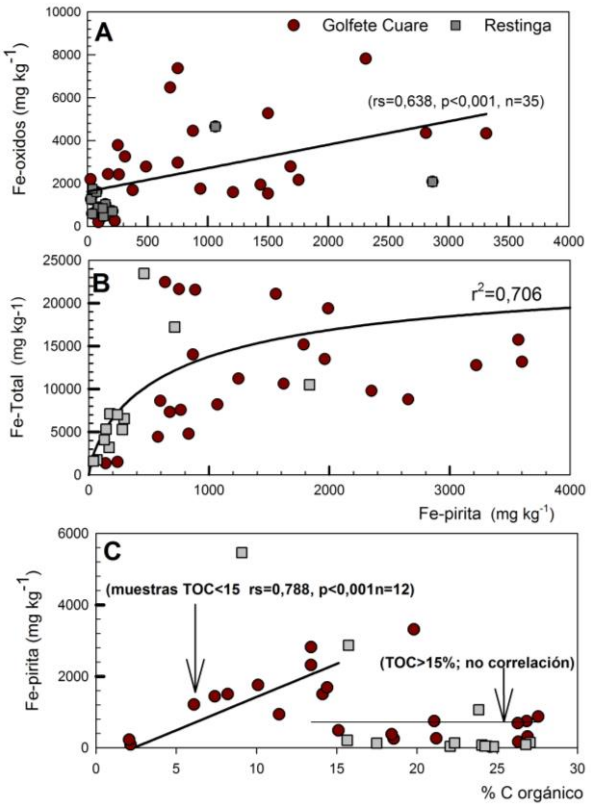


Figura 4.6: Relación interlemental entre carbono orgánico total (COT) y los contenidos de hierro (hierro total: Fet, hierro pirítico: Fe-pirita y oxihidróxidos: Feox). Tomado de Otero et al., 2015

Los resultados mostraron una correlación significativa entre COT y Fe_{pirita}, considerando aquellos horizontes con concentraciones de COT<15%, lo cual es consistente con la significativa correlación entre COT y S_{pirita}, reportada por otros autores en sedimentos marinos (Gerritse, 1999; Berner, 1982; 1984). Esta correlación, está relacionada con la fuente de COT y MO metabolizable, utilizada por las bacterias sulfato reductoras, lo cual promueve la formación de material sulfúrico (Middelburg, 1991; Otero et al., 2009). Sin embargo, a contenidos de COT>15%, la concentración de Fe_{pirita} decrece significativamente (Fe_{pirita}

COT>15%= 662±252 mg/kg; Fe_{pirita} COT<15%= 1565±271 mg/kg; p<0,005, Fig. 4.6-A), presumiblemente debido a la reducción proporcional en el contenido de Fe con el incremento de COT (Fig. 4.6-B).

Tabla 4.7: Concentración de hierro (% peso) en los horizontes superficiales de suelos de manglar para el Golfete de Cuare y la Laguna La Restinga y valores obtenidos en otros estudios y en diferentes ambientes marinos (Otero et al., 2009). Tomado de Otero et al, 2015

	----------Este estudio----------		----------Otros suelos de manglar y sistemas costeros----------				
	Golfete de Cuare (n=23)	**Laguna La Restinga (n=12)**	**Brasil-Sao Paulo: Baixada Santista (n=11)**	**Brasil-Sao Paulo: Isla Cananeia (n=5)**	**Brasil-Ceará (n=7)**	**España-Galicia, Marismas (n=27)**	**Márgen continental (n=45)**
Fe total	1,19±0,63	0,77±0,65	2,08±0,94	1,31±0,82	-	3,94±2,40	2,92±0,78
Fe-amorfo	0,32±0,10	0,16±0,12	0,23±0,09	0,17±0,10	0,27±0,14	0,52±0,23	-
Fe-cristalino	0,02±0,01	0,15±0,12	0,09±0,11	0,08±0,05	0,10±0,09	1,77±0,49	0,73±0,34*
Fe-pirita	0,10±0,09	0,09±0,16	0,74±0,42	0,28±0,20	0,25±0,10	0,49±0,23	0,09±0,14

*Estos datos corresponden a oxihidróxidos de Fe, amorfos y cristalinos (ver Raiswell and Canfield, 1998; Anderson and Raiswell, 2004)

De acuerdo con Van Cappelen y Wang (1996), concentraciones de oxihidróxidos de Fe inferiores a 100 µmol/g (5585 mg/kg), limitan la actividad de las bacterias sulfato-reductoras. Si se considera que los oxihidróxidos amorfos son las formas de Fe más fácilmente reducibles y que la reducción de las formas cristalinas de Fe (Fe_{c-d}-Fe_{ox}), es termodinámicamente desfavorable en comparación con la sulfato reducción a pH<9 (Postma & Jakobsen, 1996; Candfield et al., 2009), las concentraciones de oxihidróxidos de hierro disponibles para el metabolismo de las bacterias sulfato reductoras, son mucho más bajas que el valor límite (Tabla 4.6). Esta idea es consistente con la elevada correlación significativa entre Fe_{pirita}-Fe_t y Fe_{pirita}-Fe_o (Fig. 4.6, C-D), lo que indica que la síntesis de pirita depende de los aportes de oxihidróxidos de Fe al sistema (Fig. 4.6).

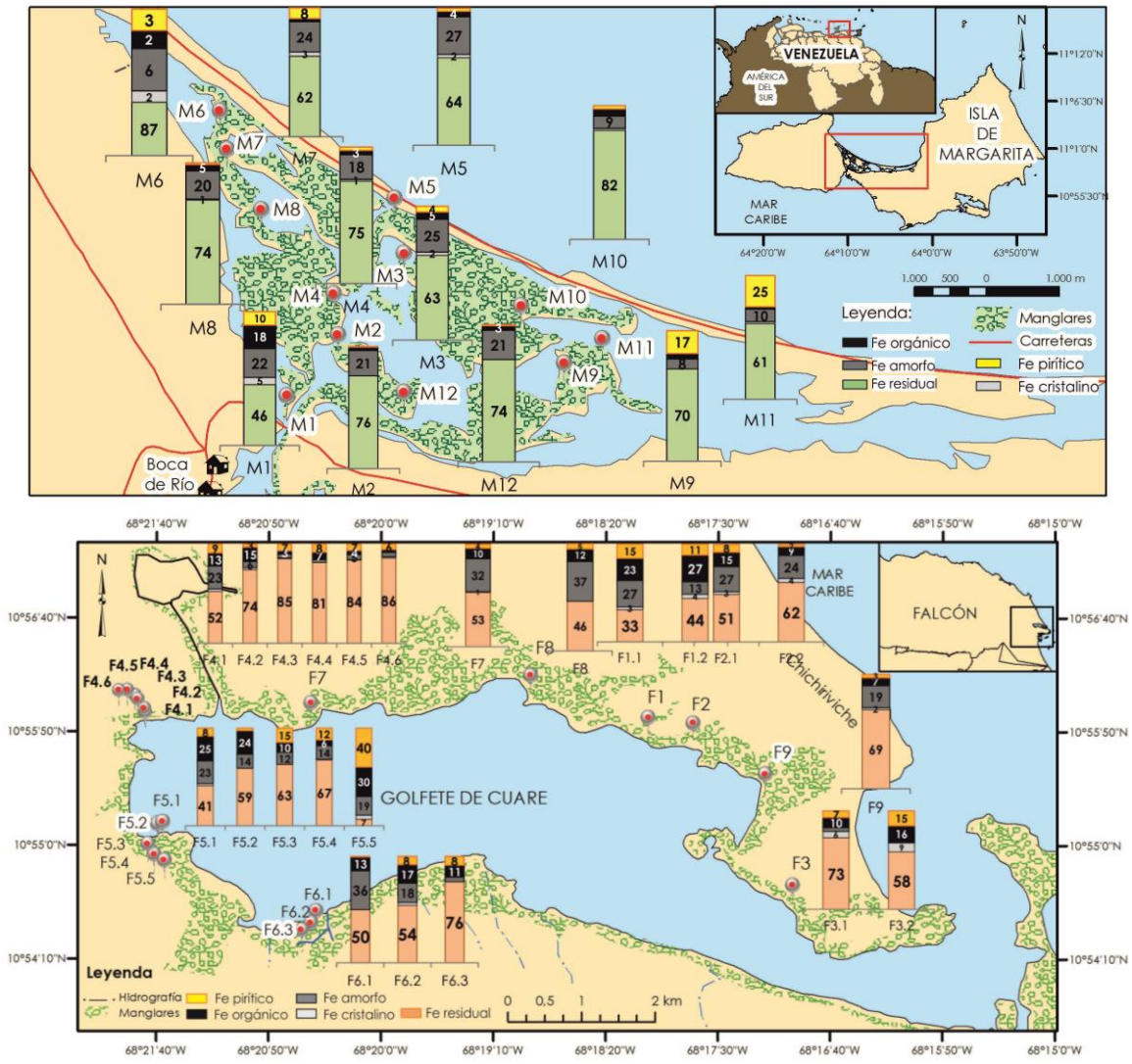
Los resultados revelan diferencias significativas entre los sistemas de manglar en estudio. En general, los contenidos de arcillas y las concentraciones de las fracciones minerales del suelo (tales como Alt, Fet y Fe_{pirita}) fueron más elevados en los suelos del GC y los contenidos de MO y parámetros asociados (p.e., Nt, Cp) fueron superiores en los suelos de la LR. Este comportamiento es consistente con las características hidrológicas y sedimentarias de cada ecosistema.

El GC está caracterizado por un dinámica hidrológica asociada con movimientos mareales y fluviales, lo cual contribuye al mayor aporte de sedimentos (Barreto, 2004; Barreto, 2001), mientras la LR es un sistema semiestuarino extremadamente cerrado, el cual recibe principalmente aportes fluviales (Salazar, et al., 2003)). Estos contrastes ambientales son probablemente responsables de las diferencias en los contenidos de Fe (Feox, Fec-d, Fpirita), los cuales fueron significativamente mayores en los suelos del GC que en los de la LR.

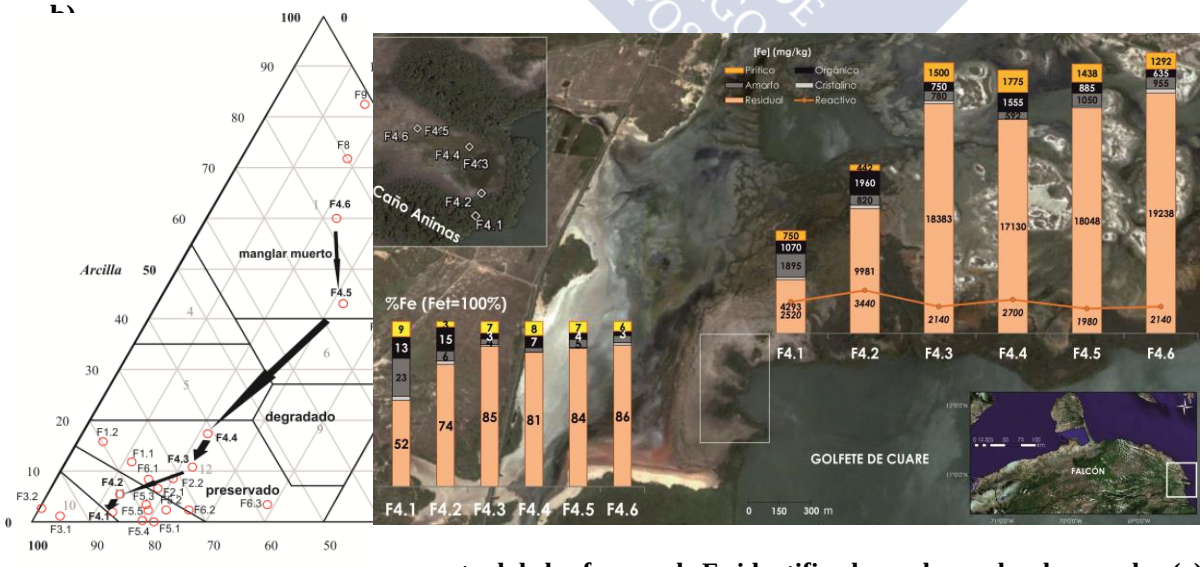
4.3.2.3 Comportamiento geoquímico y edáfico de los metales

Los resultados indican que los metales se encuentran fundamentalmente asociados a las arcillas (correlación con el aluminio) y compuestos de Fe y/o Mn (correlaciones con estos elementos). La mayoría de los metales traza, correlacionan significativamente con Al (a excepción de As y Hg). Una parte de la fracción lábil de los metales traza está asociada con los minerales de arcilla, principalmente en los suelos del GC (a excepción de Cr_r y As_r). En la LR, los elementos Cr y Cu en sus fracciones lábiles, correlacionaron de manera significativa con el Al, mientras el resto de metales traza no mostró asociación con la fase mineral de las arcillas.

a)



b)



porcentual de las formas de Fe identificadas en los suelos de manglar (a). Transecto F4 "Caño Ánimas", área de visible mortalidad del manglar al noroeste del Golfete de Cuare y su variación textural (b) (Imagen satelital, Google Earth)

El As y el Hg, parecen encontrarse asociados fundamentalmente a la fracción pirítica. El St mostró asociación con el As (GC: S_t-As_r, LR: S_t-As_t) indicando su presencia en los sulfuros formados en el suelo. La correlación significativa entre As_t-Fe_t y S_t-As_r en el GC, podría sugerir la presencia de arsenopirita en los suelos (FeAsS). En medios ácidos y reductores, y en presencia de S, dominan las formas As^{3+}-sulfuro (As_2S_3) (Brookins, 1988; Moore et al., 1988). Dada la ausencia de correlación entre As-Fe en la LR, estas formas de As parecen ser las que dominan en estos suelos.

El Hg en ambos sistemas, se correlacionó significativamente con el Ct, lo que sugiere que se encuentra asociado a la MO. Fuertes asociaciones entre la MOS y el Hg también han sido encontradas en otros sistemas de manglar como por ejemplo en la Guyana Francesa (Marchand, et al., 2006). De acuerdo con Kehrig y colaboradores (2003), el Hg adsorbido por los AH o sulfuros, constituye la mayor proporción de Hg en los sedimentos. Por tanto, la mineralización de la MO podría liberar el Hg al agua intersticial e incrementar su biodisponibilidad considerablemente (Mikac et al., 1999; Cossa et al., 2003). De la misma manera, el Cr en su fracción más lábil (reactiva) mostró una correlación significativa con el Ct para los suelos del GC.

Tabla 4.8: Correlación entre las variables asociadas a los principales componentes del suelo y la concentración de metales en sus contenidos totales (t) y fracción reactiva (r) para los manglares del Golfete de Cuare (n=23, r_S: coeficiente de correlación de Spearman, ρ: significancia), **: ρ<0,01: muy significativa, *: ρ<0,05: significativa)

		Variables en la fracción total (t)							
Variables asociadas a los principales constituyentes de los suelos		**Cr_t**	**Pb_t**	**Zn_t**	**Ni_t**	**Cu_t**	**Co_t**	**As_t**	**Hg_t**
Al_t (arcillas)	r_S	0,9607**	0,9471**	0,8057**	0,9272**	0,6231**	0,8528**	0,2846	0,0316
	ρ	<0,0001	<0,0001	<0,0001	<0,0001	0,0015	<0,0001	0,1881	0,8861
Fe_t (óxidos-oxihidróxidos de Fe)	r_S	0,7661**	0,7082**	0,8794**	0,8449**	0,4230*	0,9214**	0,6877**	-0,0316
	ρ	<0,0001	0,0002	<0,0001	<0,0001	0,0443	<0,0001	0,0003	0,8861
Mn_t (óxidos-oxihidróxidos de Mn)	r_S	0,5309**	0,6274**	0,6236**	0,6115**	0,4045	0,6730**	0,4649*	0,2381
	ρ	0,0092	0,0014	0,0015	0,0019	0,0556	0,0004	0,0254	0,2739
C_t (materia orgánica)	r_S	-0,3514	-0,2483	-0,2358	-0,3162	-0,3237	-0,2861	0,0741	0,4180*
	ρ	0,1001	0,2533	0,2788	0,1416	0,1318	0,1857	0,7368	0,0472
S_t (sulfuros)	r_S	-0,3049	-0,2873	-0,1419	-0,1834	-0,4206*	-0,1100	0,3439	0,3962
	ρ	0,1572	0,1837	0,5185	0,4024	0,0457	0,6175	0,1081	0,0612
		Variables en la fracción reactiva (r)							
		Cr_r	**Pb_r**	**Zn_r**	**Ni_r**	**Cu_r**	**Co_r**	**As_r**	
Al_t (arcillas)	r_S	0,3981	0,4793*	0,5431**	0,5547**	0,5869**	0,4488*	-0,1798	
	ρ	0,0599	0,0206	0,0074	0,0060	0,0032	0,0317	0,4116	
Fe_t (óxidos-oxihidróxidos de Fe)	r_S	0,2619	0,6693**	0,8579**	0,7826**	0,4593*	0,5313**	0,2826	
	ρ	0,2273	0,0005	<0,0001	<0,0001	0,0275	0,0091	0,1914	
Mn_t (óxidos-oxihidróxidos de Mn)	r_S	0,5416**	0,5631**	0,5605**	0,6816**	0,4231*	0,5264**	0,2030	
	ρ	0,0076	0,0052	0,0054	0,0003	0,0443	0,0099	0,3530	
C_t (materia orgánica)	r_S	0,4650*	0,1039	-0,2115	0,0178	-0,5686**	0,1664	0,3172	
	ρ	0,0254	0,6371	0,3326	0,9356	0,0046	0,4479	0,1403	
S_t (sulfuros)	r_S	0,1337	0,4066	0,0539	0,2868	-0,5375**	0,1094	0,5889**	
	ρ	0,5431	0,0542	0,8071	0,1846	0,0082	0,6192	0,0031	

**. La correlación es significativa al nivel 0,01 (bilateral), p<0,01 (muy significativo)
* . La correlación es significativa el nivel 0,05 (bilateral), p<0,05 (significativo)

En el caso del Pb, principalmente en la LR la presencia del Pb lábil en los suelos podría ser una consecuencia del tráfico no controlado de embarcaciones (principalmente lanchas de alta velocidad) utilizan gasolina con plomo como combustible, tal y como han señalado diversos autores en este ecosistema (Helmut Lieth, 2008; Bonilla y Okuda, 1971; Zarzosa, 1974).

Los resultados obtenidos, ponen de manifiesto que los compuestos de Fe y Mn, bien sean óxidos o sulfuros parecen jugar un papel fundamental en la capacidad del suelo para retener los metales traza (Huerta-Díaz & Morse, 1992; Kehrig, et al., 2003; Krzysztof & Danuta,

2003; Tam & Wong, 2000). En el suelo, los principales componentes que contribuyen con la retención de metales son los óxidos e hidróxidos de Fe y Mn, en condiciones óxicas y los sulfuros en medios anóxicos (Oliveira, et al., 2007).

La elevada correlación significativa entre los principales elementos tóxicos y el Al_t (p.ej. r_S>0,800, p<0,001, n=35 para Pb, Ni y Zn; As: r_S =0,034, p<0,005; n=35), parece indicar un origen litógenico de los elementos y que no se presentan como fuente asociada a procesos de contaminación (Loring, 1991).

La escasa concentración de metales en la fracción reactiva en relación al contenido total, es el principal factor limitante para la formación de pirita. En general, las concentraciones de los metales traza en la fracción pirítica, son inferiores a 1 mg/kg. El bajo contenido de Mn en los suelos estudiados, puede ser explicado por la rápida reducción del óxido de Mn (IV), bajo condiciones subóxicas y anóxicos, lo que promueve la remoción del Mn del suelo (Raiswell & Canfield, 1998; Otero et al., 2009).

Tabla 4.9: Correlación entre las variables asociadas a los principales componentes del suelo y la concentración de metales en sus contenidos totales (t) y fracción reactiva (r) para los manglares de la Laguna La Restinga (n=12, r_S: coeficiente de correlación de Spearman, ρ: significancia), **: ρ<0,01: muy significativa, *: ρ<0,05: significativa)

Variables asociadas con los principales componentes del suelo		Variables en la fracción total (t)							
		Cr_t	Ni_t	Co_t	Zn_t	Pb_t	Cu_t	As_t	Hg_t
Alt (arcillas)	r_S	0,7972**	0,8889**	0,8800**	0,8877**	0,5926*	0,9069**	0,1259	-0,4755
	ρ	0,0019	0,0001	0,0002	0,0001	0,0423	<0,0001	0,6967	0,1182
Fet (óxidos-oxihidróxidos de Fe)	r_S	0,8112**	0,9277**	0,8621**	0,8667**	0,7478**	0,8155**	0,3916	-0,4196
	ρ	0,0014	<0,0001	0,0003	0,0003	0,0052	0,0012	0,2081	0,1745
Mnt (óxidos-oxihidróxidos de Mn)	r_S	0,7622**	,8431**	0,9016**	0,8983**	0,5820*	0,9034**	0,1399	-0,5594
	ρ	0,0040	0,0006	0,0001	0,0001	0,0471	0,0001	0,6646	0,0586
Ct (materia orgánica)	r_S	-0,3776	-0,4127	-0,7471**	-0,5368	-0,2963	-0,3937	0,1748	0,6503*
	ρ	0,2262	0,1824	0,0052	0,0719	0,3497	0,2055	0,5868	0,0220
St (sulfuros)	r_S	0,0559	0,0106	0,2443	-0,2246	0,0917	-0,1371	0,7063*	-0,2168
	ρ	0,8629	0,9740	0,4442	0,4829	0,7768	0,6710	0,0102	0,4986
		Variables en la fracción reactiva (r)							
		Cr_r	Ni_r	Co_r	Zn_r	Pb_r	Cu_r	As_r	
Alt (arcillas)	r_S	0,7386**	0,0982	-0,4256	0,2378	0,0703	0,9104**	-0,2517	
	ρ	0,0061	0,7613	0,1678	0,4568	0,8281	<0,0001	0,4299	
Fet (óxidos-oxihidróxidos de Fe)	r_S	0,6023*	0,2632	-0,5320	0,4476	0,0351	0,8858**	-0,1119	
	ρ	0,0382	0,4086	0,0750	0,1446	0,9136	0,0001	0,7292	
Mnt (óxidos-oxihidróxidos de Mn)	r_S	0,6740*	0,0842	-0,3830	0,2797	-0,0281	0,8963**	-0,2797	
	ρ	0,0162	0,7947	0,2191	0,3786	0,9309	0,0001	0,3786	
Ct (materia orgánica)	r_S	-0,7207**	-0,4912	-0,2199	-0,3147	0,0562	-0,5870*	0,5245	
	ρ	0,0082	0,1048	0,4923	0,3191	0,8622	0,0448	0,0800	
St (sulfuros)	r_S	0,0108	0,6281*	0,1915	-0,2657	-0,1441	0,0492	0,5455	
	ρ	0,9735	0,0287	0,5510	0,4038	0,6550	0,8793	0,0666	

**. La correlación es significativa al nivel 0,01 (bilateral), p<0,01
* . La correlación es significativa el nivel 0,05 (bilateral), p<0,05

En función de los datos obtenidos para las correlaciones, arcilla (Al total) y los óxidos e hidróxidos de Fe parecen ser los dos componentes del suelo que cumplen una función de gran importancia en el control de la concentración de los elementos traza en los suelos considerados. En menor medida, se encuentran la MO (COT) y los sulfuros metálicos, este último componente es especialmente importante para el As (ver figura 4-a, apéndice).

4.3.3 Conclusiones

Las formas de Fe presentes en los horizontes superficiales de los suelos de manglar corresponden a oxihidróxidos de Fe no cristalinos (Fe_o/Fe_{c-d}~1). La concentración de pirita fue anormalmente reducida en comparación con medios similares, siendo la baja concentración de Fe reactivo, el factor limitante. Los suelos ocupados por el manglar muerto, muestran propiedades y composición netamente diferente a la del resto de los manglares. La elevada correlación significativa entre los metales (principalmente As, Pb, Ni y Zn) y el aluminio, indica un origen litógenico de los elementos y no como fuente asociada a procesos de contaminación.

Se observó una gran variabilidad en el contenido de los principales componentes en los suelos (arcilla, CO, Fe, Al) y en la cantidad de parámetros que definen calidad (metales traza tóxicos) entre ambientes, tipo de vegetación y dentro de cada compartimiento (variación en cada transecto). Estos resultados indican que los manglares presentan una elevada heterogeneidad espacial, la cual debe ser tomada en cuenta en estudios que tengan como propósito monitorear las propiedades de los ecosistemas y componentes, determinar su calidad ambiental (p.ej. contaminación por metales traza) o estimar su "stock" de C a escala regional o global y de esta manera, ejecutar planes de restauración.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

4.4 CAPÍTULO IV-B: ESTUDIO DE LOS PROCESOS BIOGEOQUÍMICOS EN DIFERENTES SISTEMAS DE MANGLAR DE LA COSTA VENEZOLANA

Resumen

El estudio geoquímico y edáfico del Fe en suelos de manglar al noreste de Venezuela (Estado Falcón), permitió determinar los contenidos de las siguientes formas químicas: Fe soluble y cambiable (extraído en $MgCl_2$), Fe asociado a carbonatos (soluble en acetato de sodio-ácido acético), oxihidróxidos de Fe amorfo (ferrihidrita) y pobremente cristalino (lepidocrocita) (solubles en hidroxilamina), Fe cristalino (citrato/bicarbonato sódico/ditionito sódicos), Fe pirítico (HNO_3) y Fe residual (HF), asociado a silicatos. Para ello, fueron analizados un total de trece perfiles de suelo bajo distinta especie vegetal (*Avicennia germinans*, *Rhizophora mangle*) y a diferentes profundidades en el Golfete de Cuare (GC) y el Parque Nacional Morrocoy (PNM). Además, se determinó el grado de piritización de Fe (DOP) y de los metales (DTMP).

Los resultados han puesto de manifiesto importantes variaciones espaciales y con la profundidad de las formas de Fe presentes y de las condiciones redox. Los suelos en general presentaron reacción neutra y condiciones redox subóxicas-anóxicas, con la presencia de horizontes profundos fuertemente reducidos. Fue notorio un incremento de Fe a medida que aumenta la profundidad; la misma tendencia se observó en el DOP, el cual alcanzó máximos del 80% principalmente en horizontes subsuperficiales y profundos. En el GC, suelos con condiciones subóxicas en superficie y anóxicas en profundidad, mostraron concentraciones elevadas de Fe reactivo (oxihidróxidos de Fe amorfo y cristalino) en los 15 cm superficiales, mientras que bajo la rizosfera se produjo un incremento significativo del Fe pirítico al tiempo que descendió el Fe amorfo (P3G, P5G, P7G). Los oxihidróxidos de Fe cristalino también disminuyeron con la profundidad. Los suelos localizados en el PNM, presentaron una distribución de las formas de Fe anómala, con predominio del Fe pirítico en superficie y un incremento de los oxihidróxidos de Fe en profundidad.

La incorporación de los metales traza en la fracción pirítica no mostró una clara tendencia en los suelos de manglar. Las fracciones dominantes estuvieron asociadas a la piritíca y oxihidróxidos. La concentración de Zn y Pb en la fracción pirita, puede haber sido subestimada debido a que el ZnS y el PbS son solubles en medio ácido y pueden haber sido extraídos durante las fases previas a la extracción de esta fracción.

Palabras claves: grado de piritización, condiciones redox, subóxicos-anóxicos, metales traza, Fe pirítico

4.4.1 Resultados

4.4.1.1 Características generales de los suelos

Las características generales de los suelos se presentan en la tabla 4.10 y han sido discutidas con mayor detalle en el capítulo 2 (II-B). En general, en los suelos de manglar el pH de campo se sitúa próximo a la neutralidad y el contenido de C orgánico presentó un elevado rango de variación, oscilando entre 1 y 36% con un porcentaje representativo de horizontes con materiales hísticos (WRB, 2006). Destacan los elevados contenidos de CO (rango mayoritario: 20-30%), principalmente en los horizontes más superficiales (0-15 cm). En profundidad, el contenido de CO muestra una distribución irregular. El Ct es equivalente al CO debido a la ausencia de carbonatos, cuya contribución es significativa (10%) en los horizontes más profundos de los suelos que forman parte del PNM (P16G y P17G). En general, la tendencia de los suelos es el dominio de las texturas más finas en horizontes subsuperficiales y profundos respecto a los más superficiales, de textura gruesa.

Tabla 4.10: Principales parámetros químicos determinados en suelos de manglar del Golfete de Cuare (P1G-P11G) y el Parque Nacional Morrocoy (P16G-P17G)

Horizonte (prof., cm)	Vegetacion	Localidad	Ct (%)	C-CO_3^{2-}	CO (%)	St (%)	pH H_2O	pH H_2O_2 (2 min)	pH H_2O_2 (6 h)	pH camp.	Eh (mV)
P1G 0-5			10	-	10	1,47	5,1	3,3	1,9	7,3	-86
P1G 5-10	manglar muerto		9	-	9	1,3	4,7	3,2	1,9	6,3	79
P1G 10-15	*Avicennia*	Caño Animas	6	-	6	1,5	1,7	2,1	1,2	6,5	74
P1G 90-100	incipiente		14	-	14	5,7	4,1	1,0	0,8	10,5	39
P1G 115-125			9	-	9	3,8	2,3	1,3	1,5	10,0	35
P3G 0-5			28	-	28	1,1	5,2	5,0	3,4	6,3	144
P3G 5-10			30	-	30	2,4	4,6	4,1	2,5	6,2	164
P3G 10-15	*Rhizophora*	Caño Animas	27	-	27	5,0	3,5	1,3	1,6	6,1	184
P3G 50-55			20	-	20	6,6	2,3	1,4	1,3	6,0	244
P3G 115-120			19	-	19	4,2	2,1	1,8	1,4	6,2	54
P5G 0-5			27	-	27	1,1	6,2	5,5	3,2	7,0	264
P5G 5-10	manglar mixto		28	-	28	1,2	5,8	5,0	3,1	5.8	244
P5G 10-15	*Rhizophora* /	Caño Pancho	26	-	26	1,5	4,7	4,3	2,8	6.2	244
P5G 95-100	*Avicennia*		5	-	5	3,2	2,1	1,1	1,0	6.0	94
P5G 110-115			2	0,61	1	0,6	8,1	6,0	6,1	6,3	14
P6G 0-5			16	-	16	1,1	5,2	4,1	3,0	6,1	79
P6G 5-10			17	-	17	1,1	5,6	5,5	3,6	6	-21
P6G 10-15	*Avicennia*	Caño Buco	14	-	14	1,7	4,1	3,0	1,5	6	-66
P6G 65-70			19	-	19	4,9	1,9	1,1	0,8	6,1	-76
P6G 110-120			19	-	19	7,0	4,0	0,9	1,6	5,8	-86
P7G 0-5			27	-	27	0,9	4,9	4,4	2,3	5,6	244
P7G 5-10	*Avicennia*		27	-	27	1,3	4,8	4,0	3,0	6	154
P7G 10-15			23	-	23	3,2	3,7	2,0	1,1	6,7	44
P7G 115-120			14	-	14	3,5	2,4	1,0	0,8	5,8	-6
P11G 0-5			31	-	31	2,5	5,1	4,7	2,7	6,3	244
P11G 5-10	*Rhizophora*		26	-	26	3,0	5,1	4,0	2,6	6,3	244
P11G 10-15			24	-	24	5,0	5,0	4,3	1,8	6,9	144
P11G 60-65			31	-	31	6,1	4,6	4,2	1,6	6,8	174
P11G 125-130			5	1,53	3	0,9	7,8	5,3	6,1	6,4	114
P16G 0-5			25	-	25	1,5	7,5	6,2	6,1	7,2	-36
P16G 5-10			36	-	36	2,2	7,3	6,2	5,6	6,8	-19
P16 10-15	*Rhizophora*	Cayo Muerto	34	0,08	34	2,6	6,9	5,8	4,3	6,7	-38
P16G 55-60			26	-	26	2,9	5,4	4,0	2,8	6,9	-66
P16G 90-95			13	10,44	3	0,3	8,2	6,2	6,7	6,8	-63
P17G 0-5			28	2,52	26	1,5	7,1	6,0	5,7	6,2	198
P17G 5-10			31	-	31	1,9	7,3	5,8	5,3	6,3	229
P17G 10-15	*Rhizophora*		34	0,05	34	2,1	6,0	5,4	4,7	6,3	247
P17G 50-55			31	-	31	2,7	5,9	5,3	3,7	6,5	99
P17G 100-105			14	10,08	4	0,7	8,1	6,0	6,6	6,6	24

Las condiciones redox mostraron diferencias espaciales y en profundidad (Tabla 4.10). Los valores más elevados de Eh (267 mV) correspondieron al horizonte superficial del perfil P5G. Las condiciones fueron en general subóxicas y anóxicas (Fig. 4.8), con los valores más bajos en los suelos P6G y P16G. Ambos suelos son anóxicos en todo el rango de profundidad, con un marcado descenso del Eh hacia los horizontes más profundos. En ambos ambientes, se presentan algunos horizontes fuertemente reducidos (Eh<0 mV), en los que se favorecen los procesos de sulfato reducción.

Además, se presentan horizontes con tendencia a la acidificación (pH $H_2O \leq 4,5$) principalmente subsuperficiales y profundos, los cuales coinciden con los mayores contenidos de S y denotan la posible presencia de sulfuros de hierro. Los drásticos descensos en el pH de oxidación respecto al medido en agua, indican la presencia de especies potencialmente acidificantes.

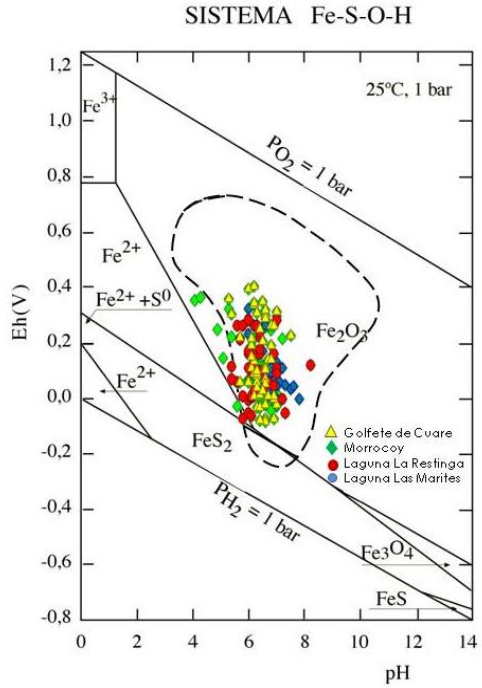


Figura 4.8 Diagrama Eh-pH para el sistema Fe-S-O-H y determinaciones de campo en los manglares (n=210, prof. =0-135 cm)

4.4.1.2 Especiación del Fe en la fase sólida y grado de piritización

Las formas de Fe dominantes en los suelos de manglar corresponden en general al Fe residual (Fe asociado a silicatos), alcanzando concentraciones máximas cercanas a 3.10^4 mg/kg, que supone una contribución al Fe total (Fet: ∑F1-F6) en su mayoría superior al 50% (asumiendo Fe orgánico es despreciable). El comportamiento del Fe difiere en los suelos de manglar que bordean al GC en relación con aquellos que forman parte del PNM (P16G-P17G) (Fig. 4.9). En el GC, los oxihidróxidos de Fe amorfo y pobremente cristalinos presentaron concentraciones elevadas en algunos horizontes, con máximos que alcanzan 5179 mg/kg (12% del Fet) en P5G 95-100 y 2684 mg/kg para P9G 5-10 (21% del Fet), respectivamente.

Las contribuciones al Fet fueron mayores en superficie (0-15 cm), oscilando entre 9 y 32% para los suelos P3G, P5G, P7G y P11G (a excepción del horizonte P11G 60-65 con un 44% del Fet). En los suelos P1G y P6G se observó un enriquecimiento en estas formas con la profundidad, alcanzando un 13% del Fet respecto a los horizontes más superficiales (~3% Fet).

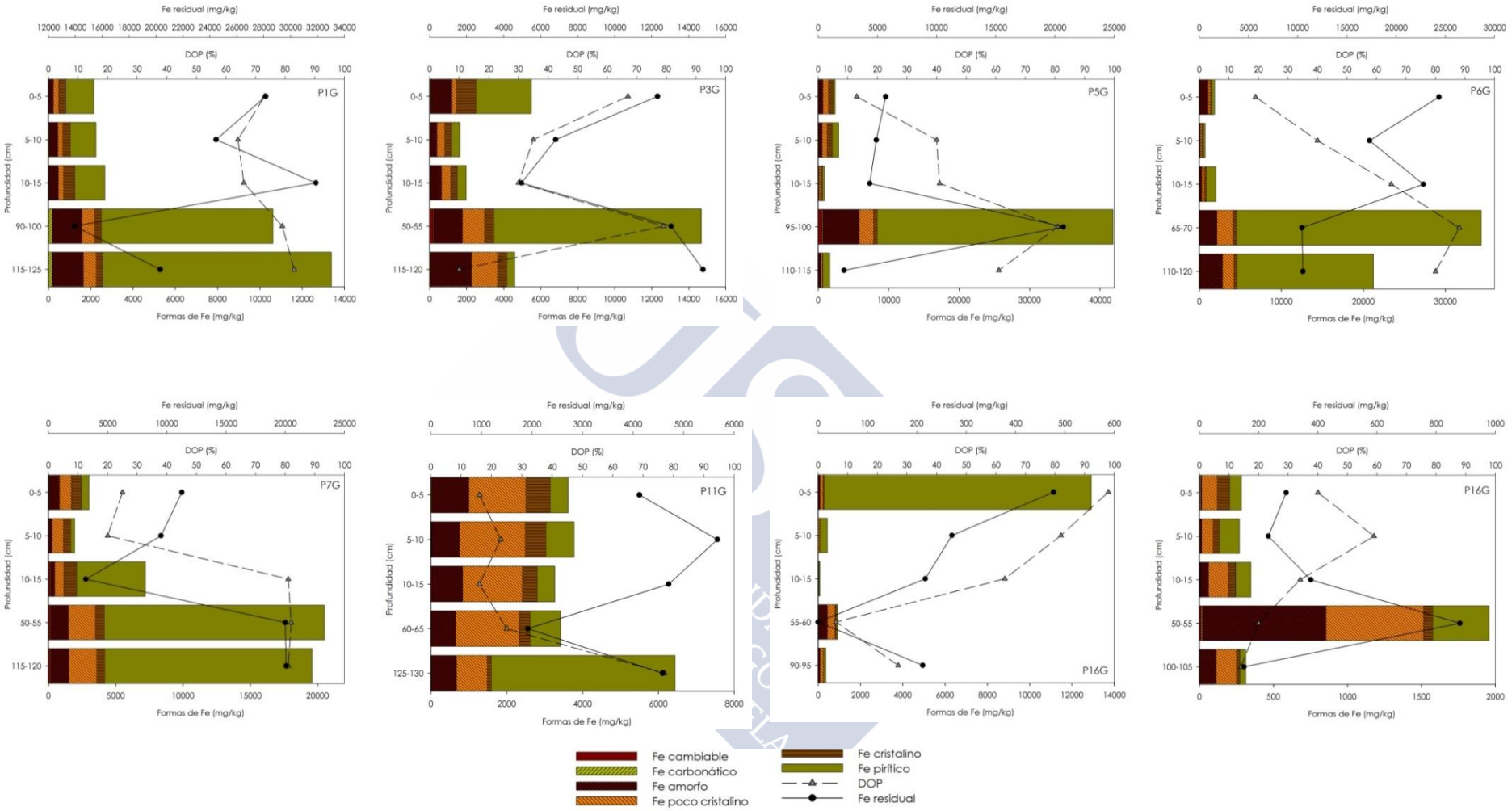


Figura 4.9: Formas de Fe en los suelos de manglar a diferentes profundidades para la zona interna del Golfete de Cuare (P1G- P11G) y su región próximo-costera, Parque Nacional Morrocoy (P16G-P17G)

En el GC, los oxihidróxidos de Fe cristalino fueron más abundantes en la parte superficial de los suelos, oscilando entre 35 mg/kg (P5G 110-115) y 1068 mg/kg (P3G 0-5), que representa alrededor del 1% del Fet. Las mayores contribuciones al contenido total, se obtuvieron en los 10 cm más superficiales de los suelos P5G y P11G, entre 8 y 10% del Fet (Fig. 4.10). Por su parte, el Fe cambiable y el asociado a los carbonatos, arrojaron concentraciones muy bajas (inferiores a 1% del Fet), lo cual coincide con resultados obtenidos en manglares de Brasil por Ferreira y colaboradores (2007).

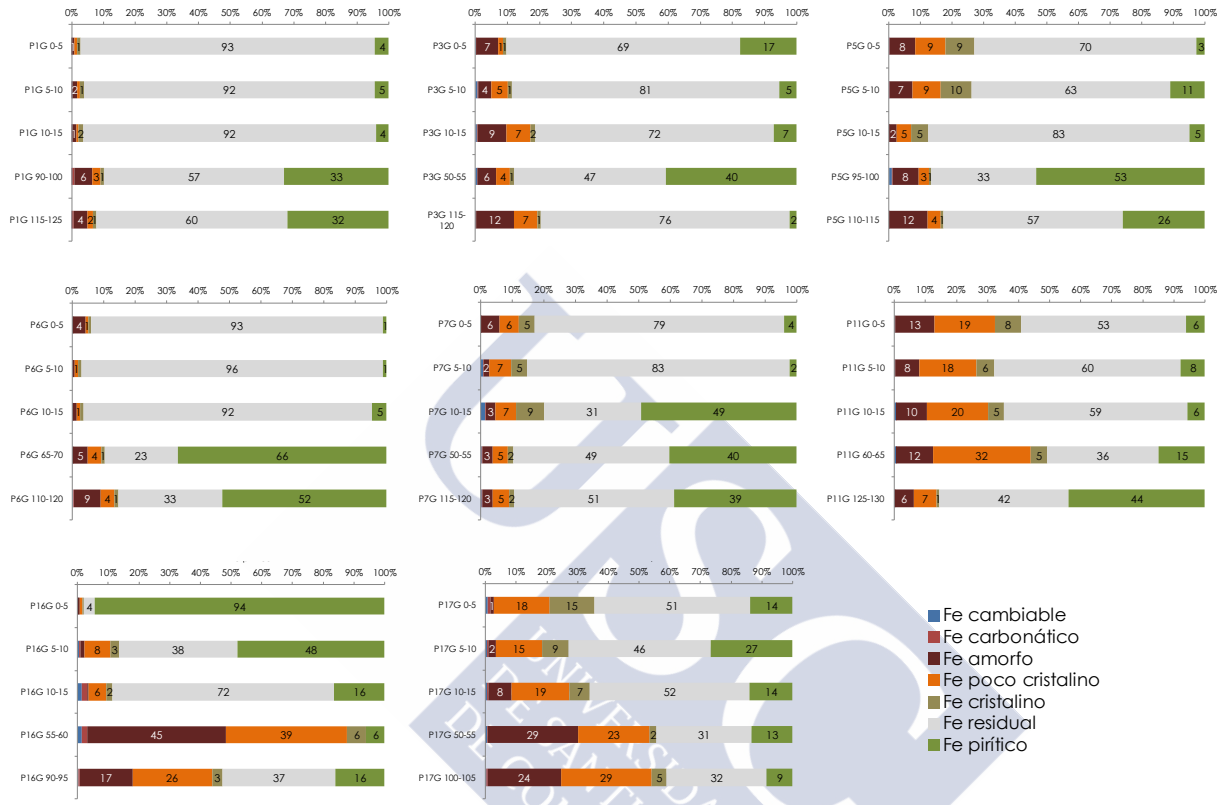


Figura 4.10: Distribución porcentual de las formas de hierro en suelos de manglar para la zona interna del Golfete de Cuare (P1G-P11G) y su región próximo-costera (P16G-P17G)

El Fe pirítico y el grado de piritización (DOP), mostraron un patrón inverso al de los oxihidróxidos de Fe, incrementando con la profundidad (Fig. 4.9). La concentración más elevada de Fe pirítico en los suelos del GC fue de 33.414 mg en el horizonte P5G 110-115 (26% del Fet). Los horizontes subsuperficial y profundo de los suelos P6G y P7G, mantuvieron concentraciones muy elevadas (15.402-29.777 mg/kg), que representan entre 39 y 66% del Fet.

En el caso de los suelos del PNM, se ha observado una inversión en cuanto a la distribución vertical del Fe. En ambos suelos es notorio un aumento en la concentración de Fe pirítico en superficie (49-12630 mg/kg) y un descenso en su contenido con la profundidad (40-379 mg/kg). Esta tendencia va acompañada de un incremento de los oxihidróxidos amorfos y poco cristalinos hacia los horizontes más profundos (99-836 mg/kg). En el horizonte más superficial de P16G el Fe pirítico representa la casi totalidad del Fe presente (94% Fet), mientras el Fe amorfo y poco cristalino alcanza entre 45 y 39% del Fet, respectivamente hacia los 65 cm de profundidad (Fig. 4.10).

4.4.1.3 Fraccionamiento de los metales traza

El DTMP-Mn presentó elevados contenidos en los horizontes profundos (máximo 70%, P11G 125-130) y mínimos en superficie (p.ej. 12%, P6G 5-10). Es notoria una clara tendencia hacia un aumento del DTMP con la profundidad en el perfil (Fig. 4.11). De la misma manera que para el Cu y el Cr, no se registran en general valores del DTMP en los suelos del PNM, sin embargo, se observa un ligero enriquecimiento en los horizontes más profundos, con porcentajes muy bajos (1-4%). Las formas de Mn que dominan en los suelos del GC corresponden a las asociadas con la pirita y los carbonatos en el PNM, siendo notorio su aumento con la profundidad, tal y como ocurre con el Fe.

Sin embargo, se presentan importantes contenidos de Mn cambiable, principalmente asociado a los horizontes superficiales (Fig. 4.11). Ejemplo de ello, se observa en el suelo P3G con una disminución de las formas cambiables desde superficie (máximo de 5 mg/kg), hasta alcanzar valores mínimos en profundidad (~1 mg/kg), dando paso a un enriquecimiento en pirita. En el PNM, estas formas cambiables son prácticamente ausentes en P16G (<0,5 mg/kg) así como hasta los 55 cm del perfil P17G, profundidad a partir de la cual se produce un enriquecimiento brusco en la que estas formas representan una tercera parte del contenido total de Mn inorgánico.

Por su parte, el DTMP-Pb, alcanza su valor máximo en P11G 125-130 (39%) con un rango dominante en general entre 15 y 20%. Las formas de Pb cambiable representan la fracción mayoritaria en los suelos (p.ej. P7G) por lo que este elemento podría representar un riesgo de toxicidad para la vegetación de manglar. A diferencia del GC, en el PNM la mayor parte del Pb en el suelo, parece estar estabilizado en los carbonatos y amorfos, fundamentalmente a medida que aumenta la profundidad (Fig. 4.13)

Los menores valores promedio de DTMP en los suelos, se presentan para los elementos Zn (2±1%) y Ni (9±2%) respectivamente. El máximo DTMP-Ni (58%) se alcanzó en P6G 65-70 mientras para DTMP-Zn correspondió a P5G 110-115 (26%). El comportamiento del Ni en los suelos, denota una gran variabilidad con la presencia de diversas formas dominantes y variaciones con la profundidad. En P1G, se observa un dominio de formas cristalinas de Ni en superficie, las cuales disminuyen en profundidad y dan lugar a formas amorfas y cambiables, unidas a un enriquecimiento en pirita. Esta tendencia va acompañada de una disminución en el Ni residual (asociado a silicatos) y un aumento en el DTMP-Ni con la profundidad (Fig. 4.14).

En P3G, en superficie contribuyen al Ni total, las formas carbonáticas y en menor medida cristalinas, el resto de formas son ausentes. Por el contrario, en profundidad, toman importancia las formas amorfas, pirítica y cambiables, siendo dominantes sin embargo, igual que en superficie, los carbonatos. En el resto de suelos, en general dominan las formas cambiables de Ni, acompañadas de importantes contribuciones de formas cristalinas, principalmente en los horizontes más superficiales, así como la presencia en profundidad de la fracción pirítica. Los cambios más notables se presentan en los suelos del PNM en donde las formas amorfas representan una tercera parte del contenido total de Ni inorgánico (ver figuras en el apéndice).

De todos los elementos estudiados, el Zn es probablemente el que presenta una mayor variabilidad en las formas presentes (Fig. 4.12). No se observa una tendencia clara, sin embargo, es notoria la presencia de formas amorfas, las cuales adquieren importancia en

profundidad, formas poco cristalinas, contribuciones menores en general de formas cristalinas y variables de formas cambiables. En el PNM, son notorias las formas carbonáticas y amorfas, siendo ausente la fracción pirítica.

En cuanto al Co, dominan las formas cambiables y en menor medida la fracción pirítica en el GC, mientras en el PNM toman además gran importancia sobre la fracción cambiable, aquellas asociada a carbonatos y amorfos (Fig. 4.15). A medida que aumenta la profundidad en el perfil, es notoria la presencia de formas cristalinas en P16G con un dominio de amorfos hacia un metro de profundidad, mientras en P17G la contribución de las formas es variable, con un dominio general de Co cambiable y la presencia de formas amorfas, dominantes a un metro de profundidad tal y como ocurre en P16G. Sin embargo, las formas cristalinas no se observan en este suelo. El rango de DTMP-Co, varía entre mínimos inferiores al 10% (p.ej. P17G 100-105) y máximos de 52% (P7G 105-110). Al igual que los elementos mencionados hasta el momento, se presenta una diferencia entre ambos ambientes en cuanto al grado de piritización.

El Cu mostró un grado de piritización (DTMP) promedio de 19 ± 7%, mostrando máximos alrededor del 100% en algunos horizontes como por ejemplo P16G 55-60 y P7G 50-55. Menores proporciones de DTMP se presentan en los suelos P1G (6-20%) y P5G (3-100%). Sin embargo, dominan las formas cristalinas de este elemento. No se registran valores de DTMP-Cu para los perfiles P16G y P17G a excepción de muy bajos porcentajes hacia los horizontes más profundos de P17G (2-10%) (Fig. 4.17).

En los perfiles P11G, P17G y los horizontes más superficiales de P3G y P6G el grado de piritización para el Cr se encuentra por debajo del límite de detección (Fig. 4.16). En cuanto a las formas de Cr dominantes en los suelos, es notorio su escaso contenido en la fracción pirítica fundamentalmente con una disminución en profundidad. Sin embargo, dominan las formas cristalinas de Cr, asociadas probablemente con cromita ($FeCr_2O_4$), tal y como sugirieron los resultados obtenidos en el apartado previo (IV-A) para los horizontes superficiales, dada su elevada correlación significativa con Fet (rs: 0,7661; $p<0,01$; n:25).

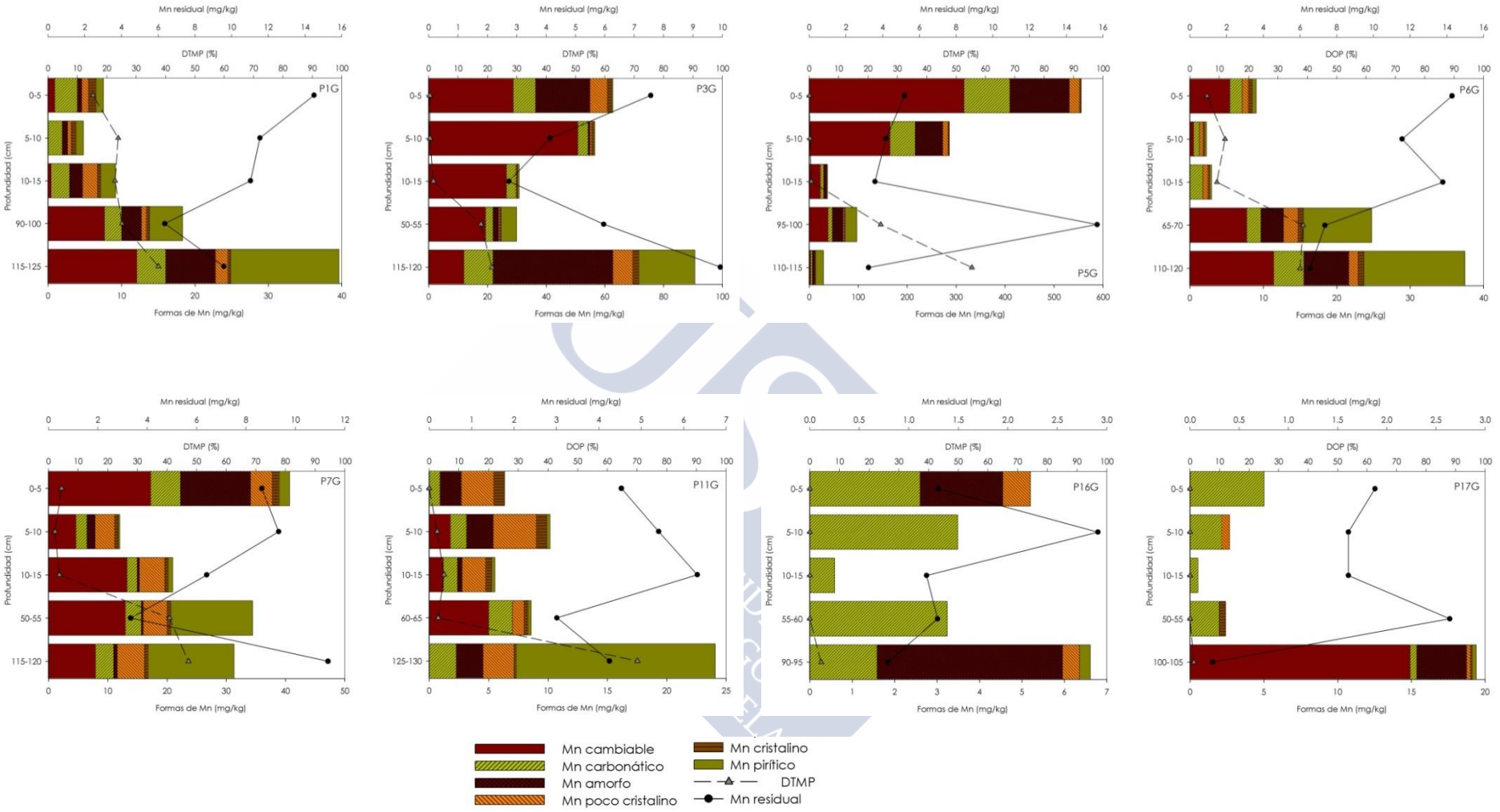


Figura 4.11: Formas de Mn en los suelos de manglar a diferentes profundidades para la zona interna del Golfete de Cuare (P1G- P11G) y su región próximo-costera, Parque Nacional Morrocoy (P16G-P17G)

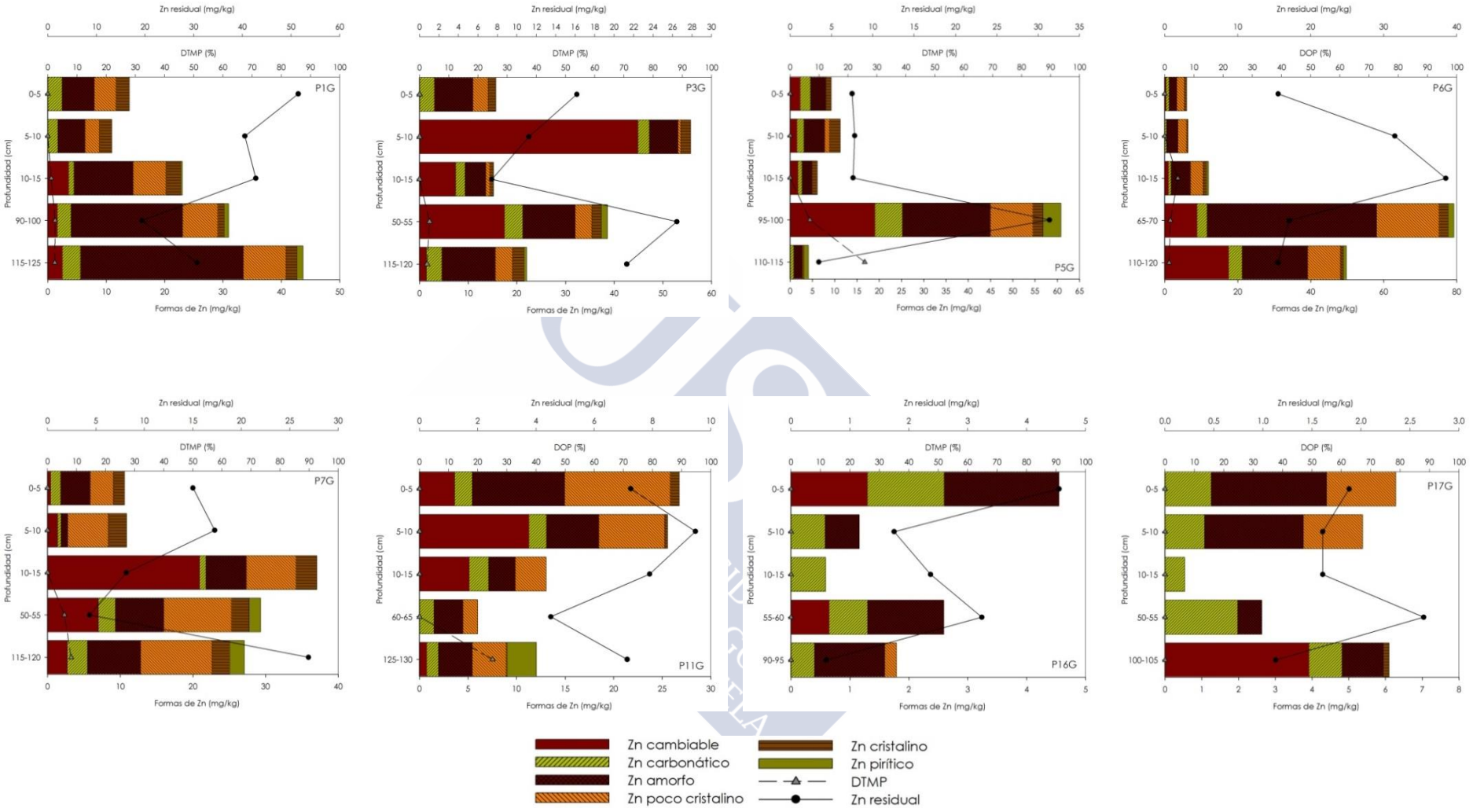


Figura 4.12: Formas de Zn en los suelos de manglar a diferentes profundidades para la zona interna del Golfete de Cuare (P1G- P11G) y su región próximo-costera, Parque Nacional Morrocoy (P16G-P17G)

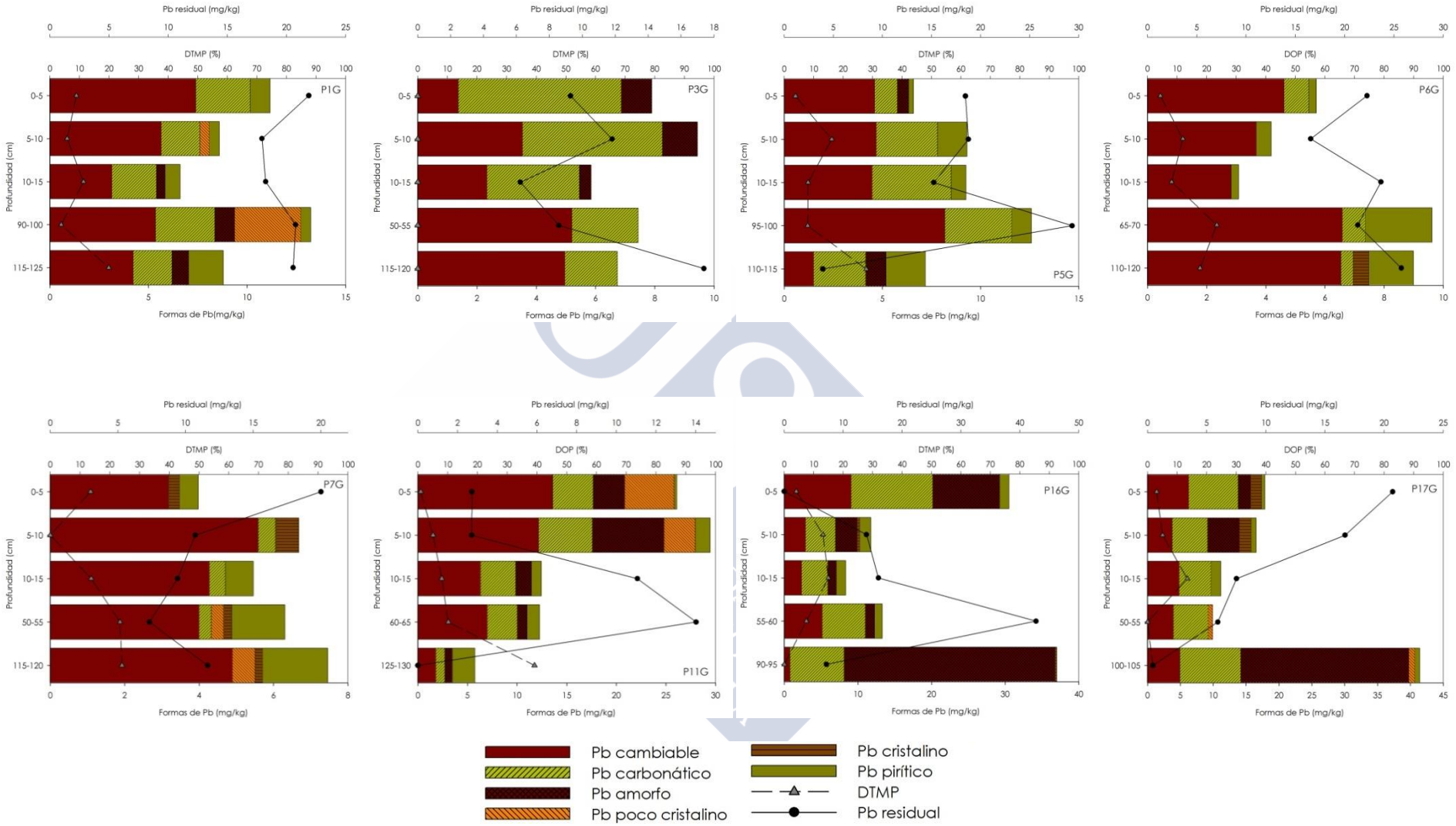


Figura 4.13: Formas de Pb en los suelos de manglar a diferentes profundidades para la zona interna del Golfete de Cuare (P1G- P11G) y su región próximo-costera, Parque Nacional Morrocoy (P16G-P17G)

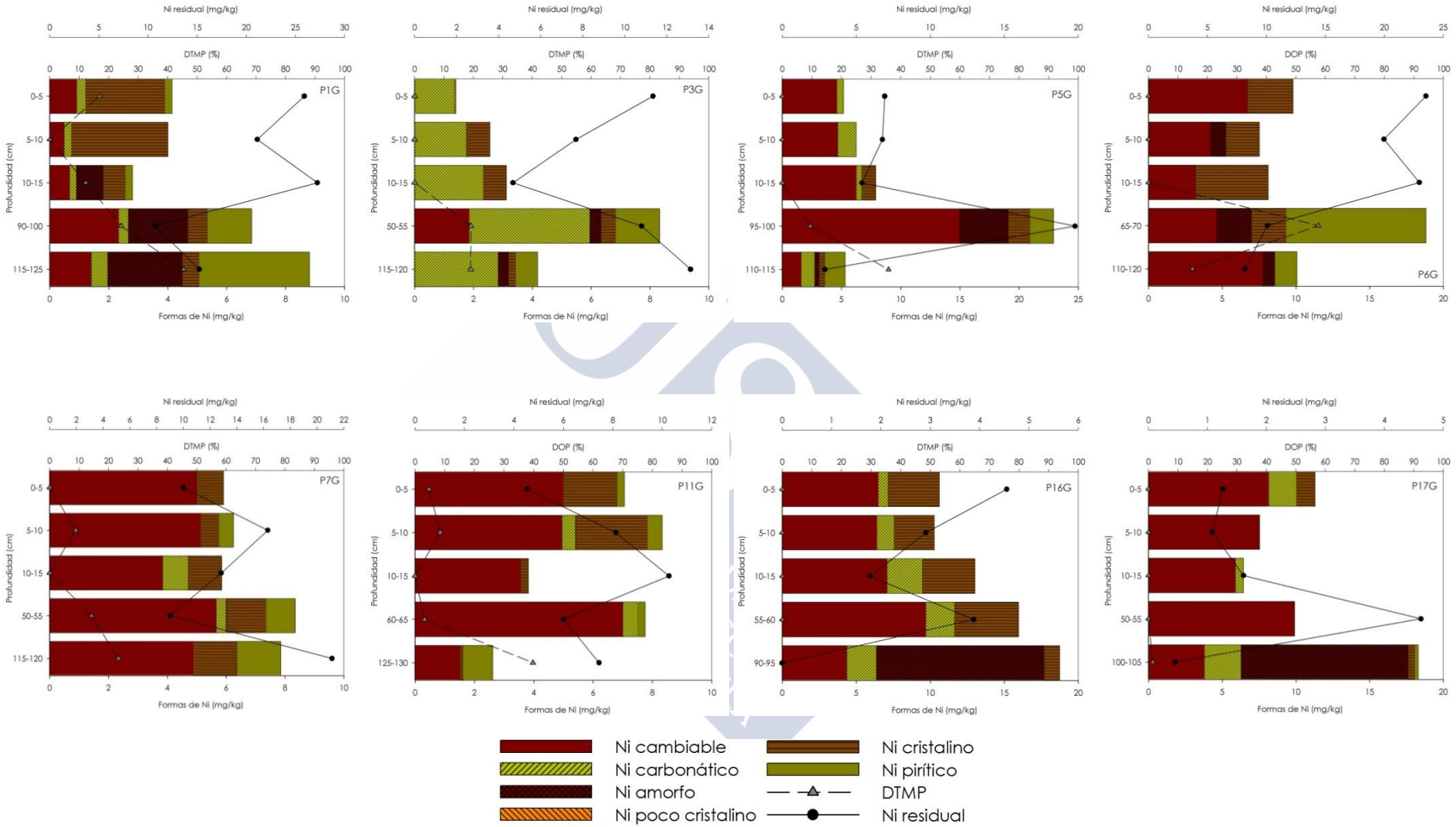


Figura 4.14: Formas de Ni en los suelos de manglar a diferentes profundidades para la zona interna del Golfete de Cuare (P1G- P11G) y su región próximo-costera, Parque Nacional Morrocoy (P16G-P17G)

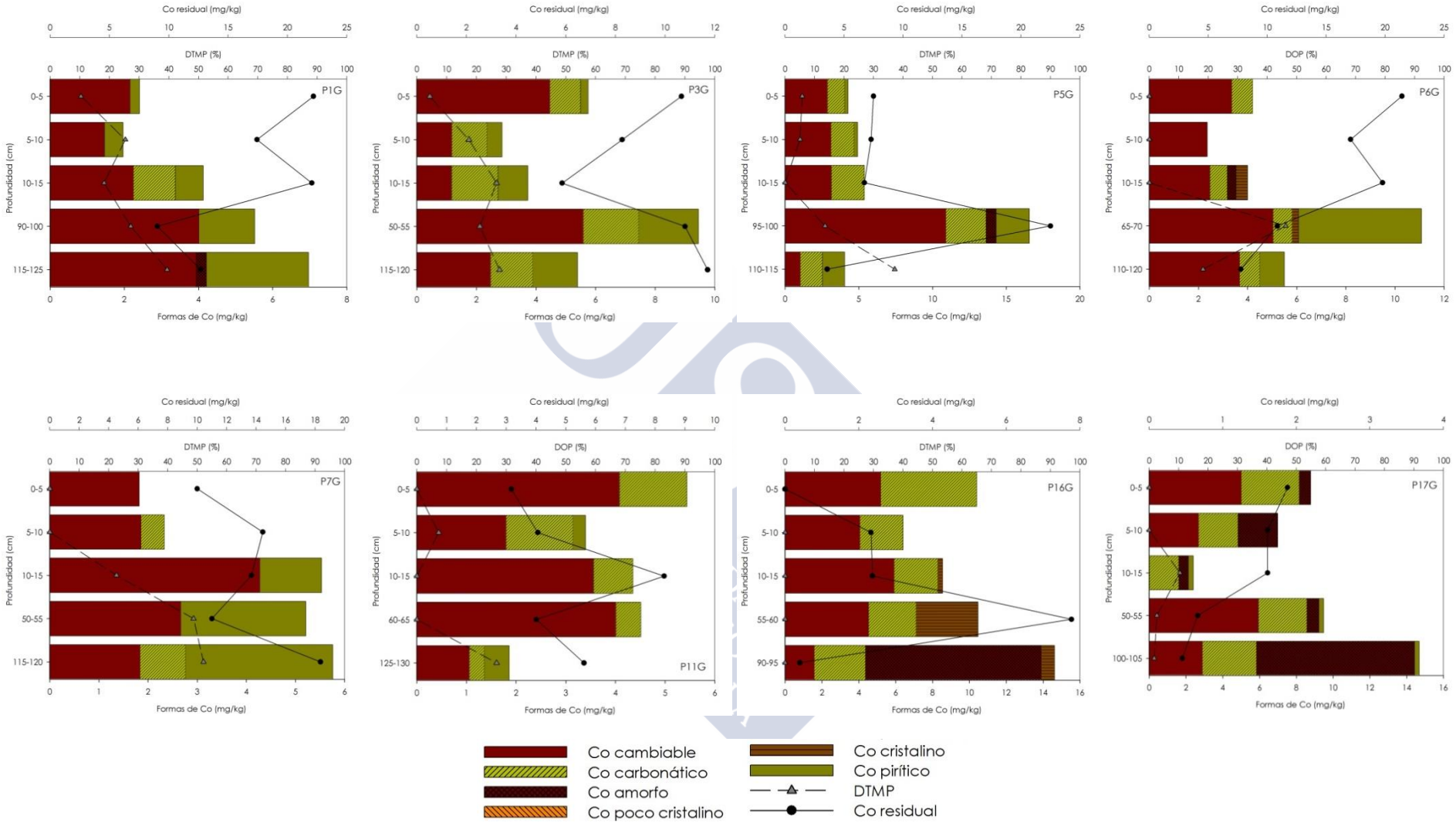


Figura 4.15: Formas de Co en los suelos de manglar a diferentes profundidades para la zona interna del Golfete de Cuare (P1G- P11G) y su región próximo-costera, Parque Nacional Morrocoy (P16G-P17G)

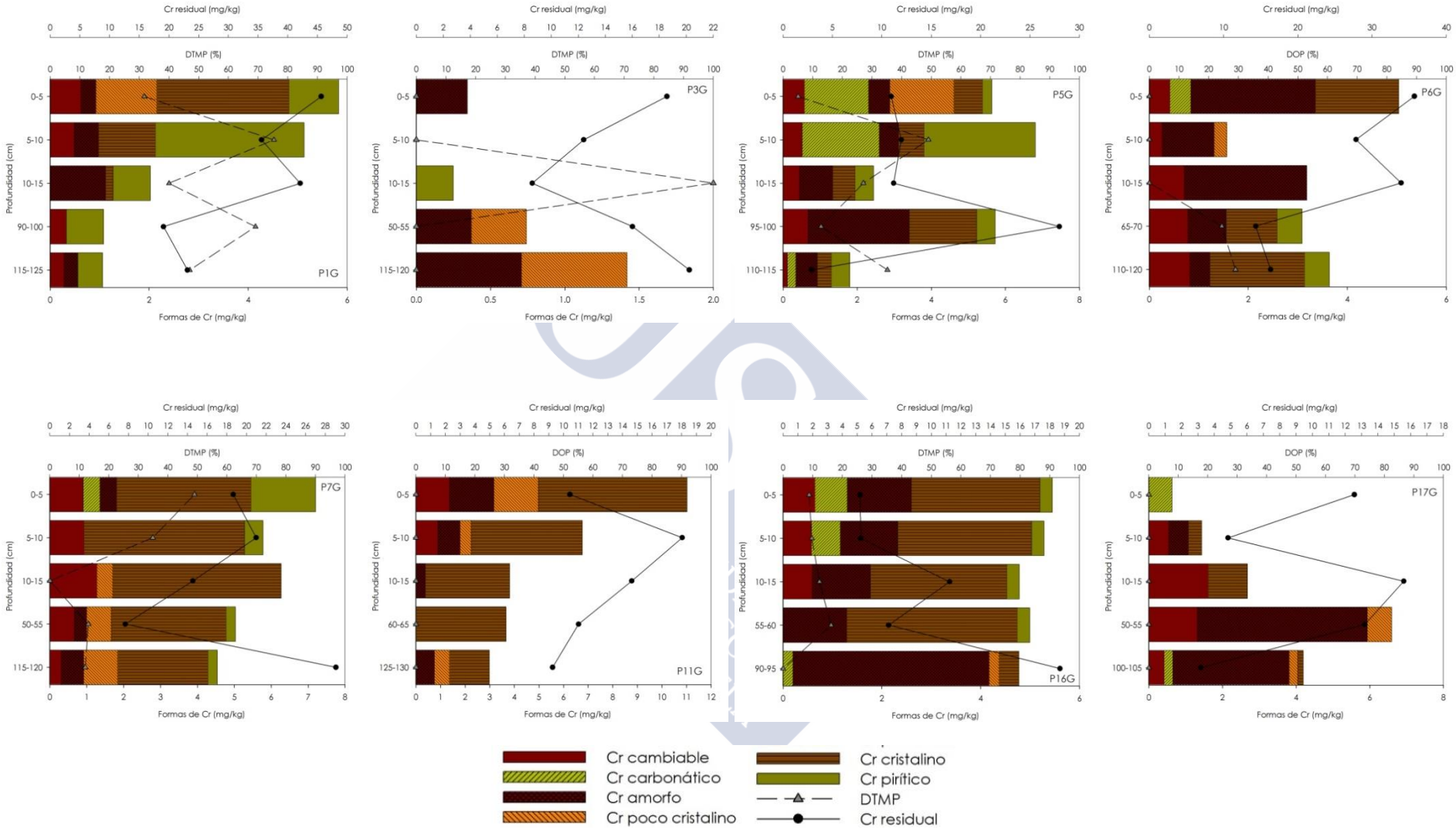


Figura 4.16: Formas de Cr en los suelos de manglar a diferentes profundidades para la zona interna del Golfete de Cuare (P1G- P11G) y su región próximo-costera, Parque Nacional Morrocoy (P16G-P17G)

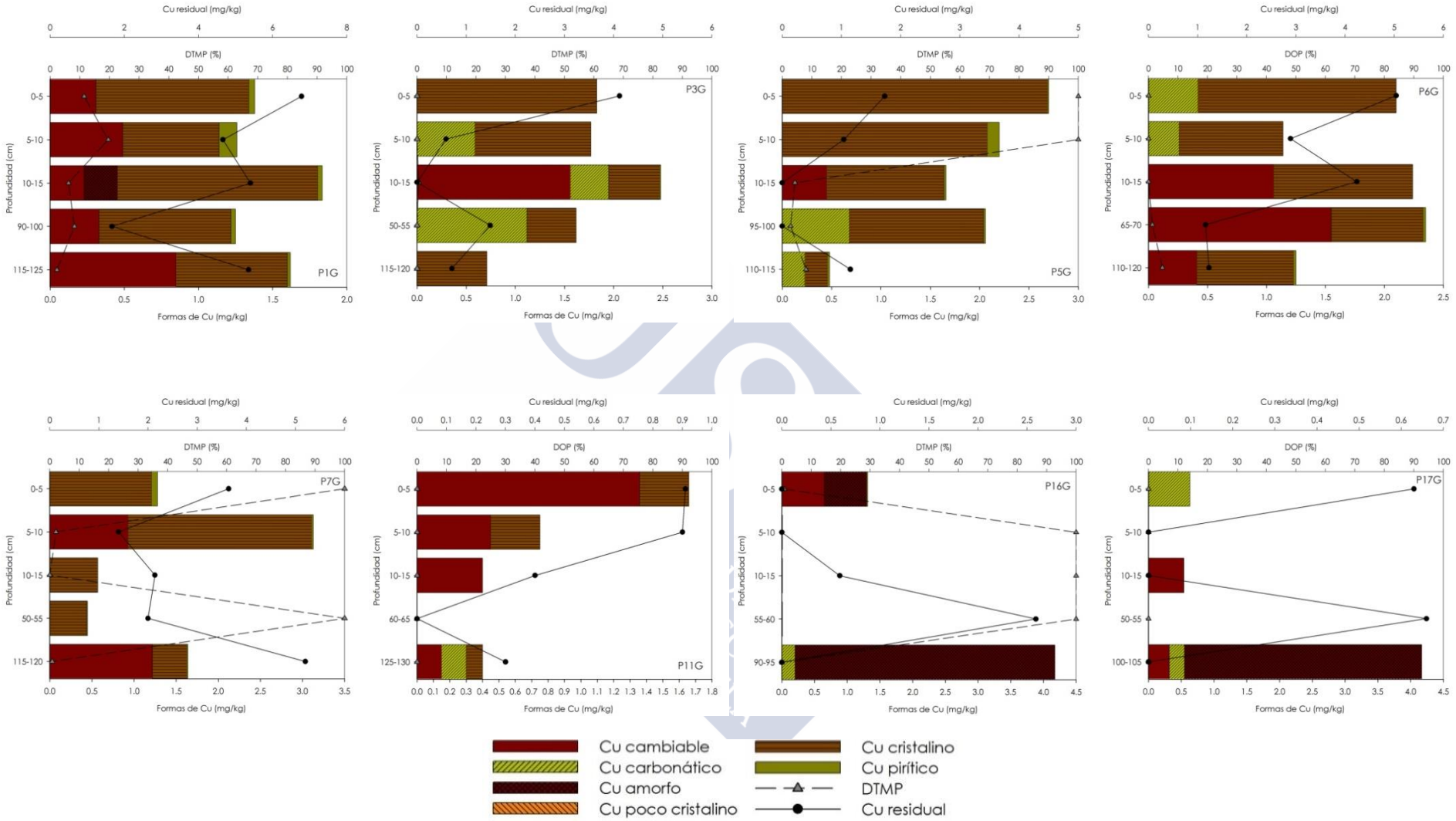


Figura 4.17: Formas de Cr en los suelos de manglar a diferentes profundidades para la zona interna del Golfete de Cuare (P1G- P11G) y su región próximo-costera, Parque Nacional Morrocoy (P16G-P17G)

4.4.2 Discusión de resultados

4.4.2.1 Geoquímica del hierro en suelos de manglar: cambios con la profundidad

En Venezuela, han sido reportados contenidos elevados de Fe total en sedimentos lagunares (1482 ppm), por ejemplo en la Laguna Las Marites (sedimentos de textura limosa) donde el intercambio de aguas es restringido por una barra arenosa, provocando el estancamiento de estas (Salazar y col., 1986). Los contenidos totales de Fe, obtenidos para un grupo de suelos de manglar en el Golfete de Cuare (GC) para este estudio fueron elevados, en un rango de concentración que osciló entre 168 y 31.400 mg/kg (n=21) (capítulo II-B).

En la sección previa a este apartado para horizontes superficiales de suelos de manglar (capítulo IV-A), se determinó el contenido de Fe e identificaron las formas presentes y su relación con textura del suelo, obteniendo como resultado que los mayores contenidos de Fe estuvieron asociados con las texturas más finas, asociadas a los suelos de zonas degradadas y/o de manglares muertos (no preservadas).

El amplio rango espacial en el contenido de Fe, debida principalmente a las diferencias texturales en los suelos de manglar, coincide con trabajos previos realizados en estos ecosistemas (Otero et al., 2010). Además, no se ha encontrado un patrón claro en el contenido de Fe con la profundidad en los suelos de manglar en estudio, lo cual está de acuerdo con una variación irregular de la granulometría y MO y que es una característica propia de los fluvisoles (Bridges, 1997).

De acuerdo con las condiciones Eh-pH dadas en los suelos de manglar, el Fe puede formar oxihidróxidos, sulfuros o permanecer en su forma iónica como Fe^{2+} (Fig. 4.8). Sin embargo, los resultados obtenidos indican que la pirita (FeS_2) fue la forma dominante en los suelos y en la mayoría de los horizontes, con un enriquecimiento hacia las mayores profundidades (Fig. 4.10).

En relación con las diferentes formas de oxihidróxidos de Fe en los suelos de manglar, la ferrihidrita fue la fracción más abundante, seguida de lepidocrocita y goethita. Sin embargo, las mayores concentraciones de lepidocrocita en algunos horizontes pueden estar relacionadas a la presencia de elevadas concentraciones de Fe (II) en el agua intersticial (Otero y Macías, 2010). La elevada concentración de Cl^- en el mar, favorece la transformación de ferrihidrita a lepidocrocita, mientras bajas concentraciones, promueven la formación de goethita (Hansel et al., 2005). En consecuencia, la lepidocrocita es el principal producto de la oxidación de Fe^{2+} en ambientes marinos (Sung& Morgan, 1980), lo que explica el dominio de Fe asociado a esta fracción geoquímica.

La mayor concentración de oxihidróxidos amorfos y pobremente cristalinos en la superficie de los suelos, puede ser el resultado de un reciclaje interno del Fe, favorecido por la actividad de plantas (Otero et al., 2009). Además, el efecto de bioturbación puede favorecer la presencia de micronichos con condiciones más oxidantes donde pueda ocurrir la oxidación de Fe^{2+} y por tanto producir oxihidróxidos de Fe, de acuerdo con la reacción [15]:

$$2Fe^{2+} + 1/2O_2 + 3H_2O \rightarrow 2FeOOH + 4H^+ \text{ [15] (Otero y Macías, 2010)}$$

La presencia de gran densidad de raíces en los 15 cm más superficiales de estos suelos favorece la aireación y los suelos se exponen al contacto con el oxígeno atmosférico. Resultados obtenidos en las últimas dos décadas (Machado, et al., 2013; Otero Pérez & Macías Vazquez, 2010; Ferreira, et al., 2007; Shaeffer-Novelli, 1991), confirman que las

especies de manglar son capaces de oxidar sus rizosferas por medio de la translocación del oxígeno adsorbido por la parte aérea hasta las raíces, favoreciendo la difusión del oxígeno al suelo. Por el contrario, en profundidad y bajo condiciones fuertemente reducidas, el Fe^{2+} precipita como pirita. Los resultados mostraron que los valores más bajos de piritización de Fe van asociados a la zona del suelo con mayor presencia de raíces y rizomas (0-15 cm). Sin embargo, por debajo de la rizosfera el grado de piritización (DOP) experimentó un incremento notable.

Los resultados obtenidos para los suelos del PNM muestran una situación diferente en la que se ha encontrado una inversión en cuanto a la distribución vertical de las formas de Fe. La concentración de Fe amorfo y poco cristalino, es superior en profundidad, mientras que la pirita es más abundante en superficie. Este cambio de patrón puede ser consecuencia de diferencias en la hidrodinámica del sistema o del tipo de vegetación. Por ejemplo, algunas especies como *Avicennia germinans* muestran una variabilidad en su efecto de oxidación de los horizontes del suelo, en función de la profundidad a la que se concentren las raíces. Por debajo de la profundidad de enraizamiento de la planta, el suelo permanece reducido (Clark, 1975).

En los manglares muertos el efecto de la vegetación es nulo o residual, de manera que las condiciones redox se mantienen permanentemente reducidas por lo que el ciclo del Fe parece menos dinámico y el Fe pirítico se presenta como la forma más estable. No obstante estudios que incluyen muestreos en diferentes periodos deberían ser realizados

Otro aspecto que puede limitar la concentración de la pirita es la concentración del Fe reactivo. Por ejemplo, las condiciones redox en el perfil P16G fueron fuertemente reductoras en todo el rango de profundidades estudiado (-19/-66 mV). Este suelo se ubica en una zona de baja pendiente en un antiguo cayo que permanece sumergido, conocido como Cayo Muerto. El contenido de Fe reactivo y pirítico obtenidos, fue notablemente bajo en relación al obtenido en los otros suelos. Los grandes porcentajes de DOP, son también un indicativo de la limitación provocada por las bajas concentraciones de Fe reactivo para el proceso de piritización.

En efecto, Berner (1970), consideró que en los suelos con valores de DOP superiores a 50%, el proceso de piritización puede ser limitado, ya que más de la mitad de las formas de Fe disponible podrían haber sido incorporadas. Desde el punto de vista edáfico, el Fe reactivo limita la acumulación de material sulfídico y no se alcanza el 0,7% de S total requerido por las diferentes clasificaciones de suelos (Soil Survey Staff, 2003), como ocurre en el horizonte más profundo de P16G.

En relación a la fracción pirítica y a los oxihidróxidos, el Fe carbonático fue escaso en los suelos de manglar lo cual indica que las condiciones geoquímicas en estos suelos, no favorecen la estabilidad de los carbonatos. En general, las condiciones en superficie son ligeramente acídicas en superficie y en profundidad la formación de pirita es de más favorable que la formación de carbonato de Fe (Fig. 4.8).

Por su parte las bajas concentraciones de Fe cambiable (F1) responden a que la toma de muestras fue llevaba a cabo en marea baja, lo cual puede haber promovido su precipitación como oxihidróxido de Fe, un proceso favorecido por la rápida cinética de oxidación del Fe (II) a pH cercano a la neutralidad. Por el contrario, la oxidación de los sulfuros de Fe y la subsecuente acidificación favorece la solubilización del Fe (Otero y Macías, 2010).

4.4.2.2 Comportamiento geoquímico de los metales y su asociación con hierro y azufre en los suelos de manglar

Los estudios realizados para los horizontes superficiales de los suelos de manglar, mostrados en secciones previas (capítulo IV-A), pusieron de manifiesto que estos suelos no se encuentran contaminados en los metales considerados, encontrando sin embargo mayores concentraciones en los suelos asociados a zonas degradadas (textura fina) con una íntima relación con la textura del suelo. Por tanto, la concentración de metales en estos suelos parece depender en mayor medida de las condiciones redox que regulan el ciclo de Fe y Mn que del aporte derivado de actividades humanas, tal y como ocurre en otros suelos de manglar (Otero y Macías, 2002).

En consecuencia, los principales componentes de suelos y sedimentos que determinan las concentraciones de elementos traza son oxihidróxidos de Fe y Mn, MO, sulfuros y carbonatos (Jenne, 1968). Se conoce que la pirita también puede actuar como un importante sumidero de metales (Huerta-Díaz & Morse, 1992) y que bajo condiciones anóxicas este mineral representa el producto final de los procesos involucrados en la sulfato reducción (Howarth, 1984). Sin embargo, aunque bajo condiciones anóxicas, la mayoría de los sulfuros metálicos son estables e insolubles (Krauskopf, 1956), cambios en las condiciones redox (p.ej. bioturbación, corrientes mareales, dragado) pueden oxidar la pirita, liberando en el proceso metales asociados con esta fase y por tanto, incrementar su biodisponibilidad para los organismos acuáticos (Morse, 1994).

A pesar que el contenido de metales traza no representa un gran riesgo ambiental debido a que un elevado porcentaje de los metales está asociado a la fracción residual (y por tanto no reactivo), el elevado grado de piritización encontrado en algunos suelos para la mayoría de los metales tóxicos (p.ej. Cu), podría favorecer su movilización y biodisponibilización si se produce la oxidación de los sulfuros metálicos bien por la actividad biótica (bioperturbación) o por la acción de las mareas o temporales (Otero et al., 2005).

En general, el Mn cambiable representó una de las fracciones de gran importancia en los suelos de manglar, seguida de la pirítica y en los suelos del PNM, los carbonatos. La presencia de elevadas concentraciones de Mn cambiable también fue puesta de manifiesto en trabajos previos (Suárez-Abelenda, et al., 2011). La elevada concentración de Mn encontrado en la fracción sólida en los horizontes más superficiales de los suelos, parece indicar que parte del Mn disuelto puede ser retenido tanto por oxidación y posterior precipitación como óxido, ó puede ser adsorbido sobre los oxihidróxidos de Fe (Suárez-Abelenda, et al., 2011). Esta idea es soportada por el incremento en la concentración de Mn cambiable y el Mn asociado a las fracciones F3 y F4.

Las elevadas concentraciones de Mn asociado a carbonatos, principalmente en los suelos del PNM, ha sido reportado en numerosos estudios que muestran que la solubilidad del Mn^{2+} en ambientes anóxicos, suóxicos está principalmente controlada por carbonatos, tanto por absorción por $CaCO_3$ o por coprecipitacion con calcita, en carbonatos de mezcla de Ca y Mn tales como kutnahorite (Suárez et al., 2001; Otero et al., 2003).

En los suelos de manglar, el Zn y el Ni arrojaron los menores valores promedio de DTMP. Los bajos valores en el grado de piritización, podrían estar relacionado a su menor velocidad de intercambio en el agua, debido a que el Ni reacciona más lentamente con los sulfuros, tendiendo a ser incorporado en la fracción pirítica más que formar sulfuros (Morse & Luther 1999). En general para los suelos del GC, el Ni es progresivamente incorporado en la fracción pirita a medida que el DOP del Fe incrementa, mostrando en general un menor grado de

piritización que el Fe. Por su parte, el bajo grado de incorporación de Zn en la fase pirítica puede deberse a la precipitación preferencial de este metal como ZnS antes de que el FeS pueda formarse y subsecuentemente transformado a pirita. La razón por la que este elemento muestra un bajo grado de piritización es que los correspondientes sulfuros que forma, son solubles en medio acido (Cooper & Morse, 1998) y por tanto su existencia en estos suelos podrían haber sido disueltos en las primeras fracciones o durante la digestión con HF y H_2SO_4, previa a la extracción de la fracción pirita. En este caso, el Zn asociado a la fracción pirítica, es presumiblemente Zn coprecipitado con pirita tal y como sugieren Otero y Macías, 2010 en suelos de Brasil. Estudios previos (Huerta-Díaz and Morse, 1992; Otero et al., 2000) han encontrado valores de DTMP para este elemento, generalmente inferiores a 20%, que coinciden con los obtenidos en este estudio para la mayoría de suelos.

En general en los suelos de estudio el Co puede coprecipitar con pirita, siendo incorporado en esta fracción a medida que aumenta el DOP en profundidad. A diferencia del Ni y el Zn, los elementos Pb y Cu tienden a permanecer en formas sólidas en el suelo, por lo que podrían representar un problema de contaminación para el suelo en elevadas concentraciones debido a su difícil remoción. El Pb tiende a permanecer soluble a pH <5,5, en general en suelos neutros y básicos precipita (óxido, carbonatos,…). Este elemento afecta seriamente a la biota marina en cantidades trazas, ya que es altamente tóxico y al igual que los demás metales se adhiere a los sedimentos de textura fina con alto contenido orgánico cuando se encuentra en forma particulada (Bonilla et al., 2003).

El Pb en los suelos de manglar, al igual que el Zn estuvo mostró bajos valores de DTMP y asociado a la fracción pirítica probablemente como consecuencia de su coprecipitación con pirita. Las fracciones cambiables de gran contribución en los suelos de manglar podrían ser debidas a la incorporación de este elemento por la actividad turística desarrollada dentro del Refugio de Fauna Silvestre de Cuare (RFSC) y el Parque Nacional Morrocoy (PNM), principalmente asociada al tráfico de embarcaciones de navegación.

En general, el Cu estuvo principalmente asociado con la fracción de óxidos cristalinos en el GC y a amorfos en los suelos del PNM, mostrando en algunos horizontes valores de DTMP cercanos al 100%. Estos grandes porcentajes de piritización de Cu son consistentes con la rápida cinética de reacción con los sulfuros, mayor que aquella para el Fe^{2+}, lo que les permite formar sus respectivos sulfuros. Sin embargo, tomando en cuenta que la concentración de Fe reactivo es mucho mayor que la de este metal traza (~1000 veces más elevada que la concentración de Cu), es muy probable que este elemento forme sulfuros mezclados (Otero y Macías, 2010; Otero et al., 2005).

Además de los elementos Cu, Ni y Pb, el Cr también es considerado un metales traza tóxico para la vegetación y los organismos acuáticos. En ambientes naturales este elemento tiende estar reducido como Cr^{3+}, precipitado en Cr_2O_3 (cromita). Si se oxida pasa a cromato (CrO_4^{2-}), solubilizándose en ambientes anómalos, aireados (por ejemplo ozonizados), los cuales representan los ambientes de mayor riesgo (Bonilla et al., 2003). Estudios acerca del comportamiento geoquímico del Cr en sedimentos marinos, han estado asociados principalmente en marismas y sedimentos del fondo oceánico (Otero y Macías, 2002; Otero et al., 2000; Huerta-Díaz & Morse, 1992; Rai et al., 1989) pero en suelos de manglar, éstos han sido escasos (Otero y Macías, 2010).

La gran variabilidad en los valores de DTMP-Cr obtenidos en los suelos de manglar refleja su compleja dinámica en este tipo de ecosistemas. El comportamiento del Cr difiere del presentado por otros metales traza divalentes, los cuales tienden a formar sulfuros insolubles en ambientes anóxicos. La reducida incorporación de Cr en la fracción pirita observada en

algunos suelos (p. ej. P11G y P17G), podría estar relacionada con el hecho de que es un metal trivalente (Cr^{3+}) y cinéticamente inerte para reaccionar con sulfuros (Morse & Luther, 1999) ó, en caso de reaccionar, los compuestos resultantes son de gran inestabilidad (Smillie et al., 1981). Por tanto, el DTMP-Cr, fue en general inferior al 20%, tal y como reportan Otero y colaboradores (2010) en suelos de manglar de Brasil. La gran contribución de Cr obtenida en la fracción residual, denota su presencia en minerales primarios (p. ej. cromita) o silicatos secundarios, en los cuales es incorporado vía sustituciones isomorficas con Fe y Mg (Kiratli & Erguin, 1996).

En general, los elevados contenidos de Cr en la fracción pirítica obtenidos en algunos suelos (p. ej. P1G), han sido observados en suelos de manglar por Clark y colaboradores (1998), mientras en suelos de manglar de Brasil, se ha reportado que considerando como fracción reactiva a la sumatoria de F1→F4, de igual manera que en los suelos de estudio, el grado de piriización fue más bajo que si se considera además la extracción de los metales en HCl 1M (Otero y Macías, 2010).

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

4.4.3 Conclusiones

Los resultados obtenidos indican que la pirita (FeS_2) fue la forma dominante en los suelos y en la mayoría de los horizontes, con un enriquecimiento hacia las mayores profundidades. La mayor concentración de oxihidróxidos amorfos y pobremente cristalinos en la superficie de los suelos, puede ser el resultado de un reciclaje interno del Fe, favorecido por la actividad de plantas y procesos de bioturbación de la fauna. Los valores más bajos de piritización de Fe van asociados a los 15 cm más superficiales del suelo, en donde se concentra la mayor cantidad de raíces y rizomas, mientras por debajo de la rizosfera el grado de piritización experimentó un incremento notable. En los manglares muertos el efecto de la vegetación es nulo o residual, de manera que las condiciones redox se mantienen permanentemente reducidas por lo que el ciclo del Fe parece menos dinámico y el Fe pirítico se presenta como la forma más estable.

Los metales presentan una gran variabilidad en las formas presentes. El Mn sigue la tendencia del Fe hacia un incremento de la fracción pirítica en profundidad, sin embargo difiere con importantes contribuciones de las fracciones, cambiable y carbonática, reportada en otros estudios de manglares. La gran cantidad de formas cambiables en algunos metales, podría estar relacionada con la metodología experimental utilizada.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

4.5 BIBLIOGRAFÍA

Alongi, D. M., 2002. Present state and future of the word´s mangrove forests. *Environ. Conserv.*, Volumen 29, pp. 331-349.

Álvarez, J., Ramos, M., Delgado, M. & Arnaldos, R., 2004. Metals in soils and above-ground biomass of plants from a salt marsh polluted by mine wastes in the coast of the Mar Menor Lagoon, SE Spain. *Fresenius Environmental Bulletin*, Volumen 13, pp. 274-278.

Barreto, M., 2004. Cambios espacio temporales de la salinidad y estructura del manglar en el Golfete de Cuare, Venezuela. *Acta Biol. Venez.*, 24(1), pp. 63-79.

Barreto, M. B., 2001. Analisis estructural de los manglares en el Refugio de Fauna Silvestre Cuare, Estado Falcon, Venezuela. *Acta Biol. Venez.*, 21(1), pp. 43-51.

Barreto, M. B., 2008. Diagnostics About the State of Mangroves in Venezuela: Case Studies from the Natioanl Park Morrocoy and Wildlife Refuge Cuare. En: s.l.:s.n., pp. 51-64.

Berner, R. A., 1970. Sedimentary pyrite formation. *American Journal of Science*, Volumen 268, pp. 1-23.

Carral, E., 1995. Background heavy metals levels in estuarine sediments and organisms in Galicia (northwest Spain) as determined by modal analysis. *Sci. Total Environ.*, Volumen 172, pp. 175-188.

Clark, B., 1975. Metals in the sea. *Mar. Poll. Bull.*, 6(6), pp. 1-2.

Duke, N. C., 2007. A world without mangroves?. *Science*, Volumen 317, pp. 41-42.

Ferreira Osorio, T., 2005. *Procesos pedogenéticos e biogeoquímica de Fe e S em solos de manguezais.* Piracicaba: Tese (Doutorado)-Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz.

Ferreira, T. O., Otero, X. L., Vidal-Torrado, P. & Macías, F., 2007. Effects of bioturbation by root and crab activity on iron and sulfur biogeochemistry in mangrove substrate. *Geoderma*, Issue 142, pp. 36-46.

Ferreira, T. O., Otero, X. L., Vidal-Torrado, P. & Macías, F., 2007. Redox Processes in Mangrove Soils under Rhizophora mangle in Relation to Different Environmental Conditions. *Soil Science Society of America Journal*, 71(2), pp. 484-491.

Ferreira, T. O., Vidal-Torrado, P., Otero, X. L. & Macías, F., 2007. Are mangrove forest substrates sediments or soils? A case study in southeastern Brazil. *Catena*, Volumen 70, pp. 79-91.

Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO), 2007. *The World´s Mangroves 1980-2005*, s.l.: FAO Forestry Paper 153.

Gardi, C. y otros, 2014. *Atlas de Suelos de América Latina y el Caribe.* 1 ed. Luxembourg: Comisión Europea-Oficina de Publicaciones de la Unión Europea.

Geeenwood, D. J., 1961. The effect of oxygen concentration on the descomposition of organic materials in soil. *Plant and Soil*, Volumen 14, pp. 360-376.

Giblin, A., 1988. Pyrite formation in marshes during early diagenesis. *Geomicrobiolo. J.*, Volumen 6, pp. 77-97.

Giri, C. y otros, 2011. Status and distribution of mangrove forest of the world using observation satellite data. *Glob. Ecol. Biogeograf.*, Volumen 20, pp. 154-159.

Giri, C. y otros, 2008. Mangrve forest distributions and dynamics (1975-2005) of the tsunami-affected region of Asia. *Journal of Biogeography,* Volumen 35, pp. 519-528.

Hartog, N., Griffioen, J., Van Bergen, P. F. & Van der Weijden, C. H., 2001. *Determinin the reactivity of reduced components in Dutch aquifer sediments.* Maastricht, IAHS .

Howarth, R. W. & Giblin, A., 1983. Sulfate reduction in the salt marshes at Sapelo Island, Georgia. *Limnol. Oceanogr.,* Volumen 28, pp. 70-82.

Huerta-Díaz, M. A. & Morse, J. W., 1990. A quantitative method for determination of trace metal concentrations in sedimentary pyrite. *Marine Chemistry,* Volumen 29, pp. 119-144.

Huerta-Díaz, M. A. & Morse, J. W., 1992. Pyritization of trace metals in anoxic marine sediments. *Geochim. Cosmochim.*, Volumen Acta 56, pp. 2681-2702.

Huerta-Díaz, M. A. & Reimer, J. J., 2010. Biogeochemistry of sediments. En: X. L. Otero Pérez & F. Macías Vazquez, edits. *Biochemistry and Pedogenetic Process in Saltmarsh and Mangrove Systems.* New York: Nova Science Publishers, pp. 1-24.

Kehrig, H. A., Pinto, F. N., Moreira, I. & Malm, O., 2003. Heavy metals and methylmercury in a tropical coastal estuary and a mangrove in Brazil. *Organic Geochemistry,* Issue 34, pp. 661-669.

Kristensen, E. y otros, 2000. Carbon and nitrogen mineralization in sediments of the Bangrong mangrove area. *Aquat. Microb. Ecol. ,* Volumen 22, pp. 199-213.

Kristensen, E. y otros, 1994. Sulfate reduction, acetate turnover and carbon metabolism in sediments of the Ao Nam Bor mangrove. *Mar. Ecol. ,* Volumen 109, pp. 245-255.

Krzysztof, L. & Danuta, W., 2003. Application of principal component analysis for the estimation of source of heavy metal contamination in surface sediments from the Rybnik Reservoir. *Chemosphere,* Volumen 51, pp. 723-733.

Ku, T. C. & Walter, L. M., 2003. Syndepositional formation of Fe-rich clays in tropical shelf sediments, San Blas Archipielago, Panama.. *Chem. Geo. ,* Volumen 197, pp. 197-213.

Lieth, H., 2008. Concepts for Different Uses of Haphytes. En: H. Lieth, M. García Sucre & B. Herzog, edits. *Mangroves and Halophytes. Restoration and Utilisation.* Osnabrueck: Springer Science + Business Media B.V., pp. 3-5.

Loring, D., 1991. Normalization of heavy-metal data from estuarine and coastal sediments. *J. Mar. Sci.,* Volumen 48, pp. 101-115.

Machado, W. y otros, 2013. Trace ,etal pyritization variability in response to mangrove soil aerobic and anaerobic oxidation processes. *Marine Pollution Bulletin,* pp. 1-6.

Machado, W., Carvalho, M. F., Santelli, R. E. & Maddock, J. E. L., 2004. Reactive sulfides relationships with metals in sediments from an eutrophicated estuary in southeast Brazil. *Marine Pollution Bulletin,* Volumen 49, pp. 89-92.

Marchand, C. y otros, 2006. Heavy metals distribution in mangrove sediments along the mobile coastline of French Guiana. *Marine Chemistry,* Issue 98, pp. 1-17.

Martínez, V., Martínez, M., Reategui, K. & Escobar, M., 2012. Adsorción de las especies Cu (II), Cd (II) y Zn (II) por la turba de manglar de Cuare, Edo. falcón, en diferentes grados de maduración artificial. *Rev. Téc. Univ. Zulia,* 35(1), pp. 1-7.

Moreno, R., 2009. *caracterización geoquímica de los sedimentos de fondo de la zona este del Golfete de Cuare y su zona prózima costera, Estado Falcón.* Caracas: Universidad Central de Venezuela (UCV).

Neue, H. U. y otros, 1997. Carbon in tropical wetlands. *Geoderma,* Volumen 79, pp. 163-185.

Otero Pérez, X. L. & Macías Vazquez, F., 2010. *Biogeochemistry and Pedogenetic Process in Saltmarsh and Mangrove Systems.* 1 ed. New York: Nova Science Publishers.

Otero, X. L., Calvo de Anta, R. M. & Macías, F., 2009. Iron geochemistry under mussel rafts in the Galician ria system (Galicia-NW Spain). *Estuarine, Coastal and Shelf Science,* Volumen 81, pp. 83-93.

Otero, X. L., Ferreira, T. O., Vidal-Torrado, P. & Macías, F., 2006. Spatial variation in pore water geochemistry in a mangrove system (Pai Matos Island, Cananeia-Brazil). *Appl. Geochem. ,* Volumen 21, pp. 2171-2186.

Otero, X. L. & Macías, F., 2002. Fraccionamiento de Fe en fluvisoles de las marismas de la Ría de Ortigueira (Galicia). *Edafología,* 9(3), pp. 257-272.

Otero, X. L. & Macías, F., 2003. Spatial variation in pyritization of trace metals in salt marsh soils. *Biogeochemistry,* Volumen 62, pp. 59-86.

Otero, X. L., Macías, F. & Huerta-Díaz, M. A., 2003. Influence of a turbidite deposit on extent of pyritization of iron, manganese and trace metals in sediments from the Guaymas Basin, Gulf of California (Mexico). *Appl. Geochem.,* Volumen 18, pp. 1149-1163.

Otero, X. L., Vidal-Torrado, P., Calvo de Anta, R. M. & Macías, F., 2005. Trace elements in biodeposits and sediments from mussel culture in the Ría de Arousa (Galicia, NW Spain). *Environmental Pollution,* Volumen 136, pp. 119-134.

Polidoro, B. A., 2010. The loss of species: Mangrove extinction risk and geographic areas of global concern. *Plos ONE,* Volumen 5.

Ponnamperuma, F. N., 1972. The chemistry of sumerged soils. *Adv. Agron. ,* Volumen 24, pp. 29-98.

Raga, E., 2006. *Caracterización de suelos y aguas intersticiales en manglares degradados en el Golfete de Cuare en el Estado Falcón..* Caracas: Universidad Central de Venezuela (UCV).

Rivas, A., 2008. *Estudio de la distribución y abundancia de Al, Ba, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Mh, Mn, Ni, Pb, Sr, V, Zn, Hg y P en los sólidos suspendidos de la cuenca baja del Río Tocuyo y en los sedimentos de sus zonas de influencia, Estado Falcón.* Caracas: Universidad Central de Venezuela (UCV).

Rivera- Monroy, V. H. y otros, 2004. Spatial variability of soil nutrients in disturbed riverine mangrove forests at different stages of regeneration in the San Juan River Estuary, Venezuela. *Estuaries,* Volumen 27, pp. 44-57.

Salazar, J. C., Rosas, J. A. & Rodríguez R., J. C., 2003. Condiciones sedimentológicas de la Laguna La Restinga, Isla de Margarita, Venezuela. *Interciencia,* 28(001), pp. 44-50.

Shaeffer-Novelli, Y., 1991. *Manguezais Brasileiros.* Sao Paulo: Tese (Livre-Docencia) IO-USP.

Snape, I. y otros, 2004. Characterisation of the dilute HCl extraction method for the identification of metal contamination in Artactic marine sediments. *Chemosphere,* Volumen 57, pp. 491-504.

Souza Junior, V. S. y otros, 2010. Smectite in mangrove soils of the State of Sao Paulo, Brazil. *Sci. Agric. (Piracicaba, Braz.),* 67(1), pp. 47-52.

Souza, C. M., Pestana, M. D. & Lacerda, L. D., 1986. Geoquemical partitioning of heavy metals in sediments of three estuaries along the coast of Río de Janeiro (Brazil). *Sci. Tot. Environ.,* Issue 58, pp. 63-72.

Souza-Junior, V. S., Vidal-Torrado, P., García-González, M. T. & Otero, X. L., 2008. Soil Mineralogy of Mangrove Forests from the State of Sao Paulo, Southeastern Brazil. *Soil Science Society of America,* 72(3), pp. 848-857.

Suárez Abelenda, M. y otros, 2014. The effect of nutrient-rich effluents from shrimp farming on mangrove soil carbon storage and geochemistry under semi-arid climate conditions in northern Brazil. *Geoderma,* Volumen 213, pp. 551-559.

Suárez-Abelenda, M. y otros, 2011. Comparing NaOH-extractable organic matter of acid forest soils that differ in their pedogenic trends: a pyrolysis-GC/MS study. *European Journal of Soil Science,* Volumen 62, pp. 834-848.

Tam, N. Y. & Wong, W. S., 2000. Spatial variation of heavy metals in surface sediments of Hong Kong mangrove swamps. *Environmental Pollution ,* Issue 110, pp. 195-205.

Tessier, A., Campbell, P. G. & Bisson, M., 1979. Secuential extraction procedure for the speciation of particulate trace metals. *Anal. Chen. ,* Issue 51, pp. 844-851.

Thamdrup, B., Fossing, H. & Jorgensen, B. B., 1994. Manganese, iron and sulfur cycle in a coastal marine sediment, Aahus Bay, Denmark. *Geochim. Cosmochim.,* Volumen Acta 23, pp. 5115-5129.

Tomlinson, P. B., 1994. *The botany of mangroves. Cambridge tropical biology series.* s.l.:Cambridge University press.

Valiela, I., Bowen, J. L. & York, J. K., 2001. Mangrove Forests: One of the Word´s Threatened Major Tropical Environments. *BioScience,* 51(10), pp. 807-015.

Valiela, I., Bowen, J. L. & York, J. K., 2001. Mangrove Forests: One of the World´s Threatened Major Tropical Environments. *BioScience,* 51(10), pp. 807-815.

Yu, K. C., Tsai, L. J., Chen, S. H. & Ho, S. T., 2001. Correlation analyses on binding behavior of heavy metals with sediment matrices. *Water Research,* 35(10), pp. 2417-2428.

4.6 APÉNDICE

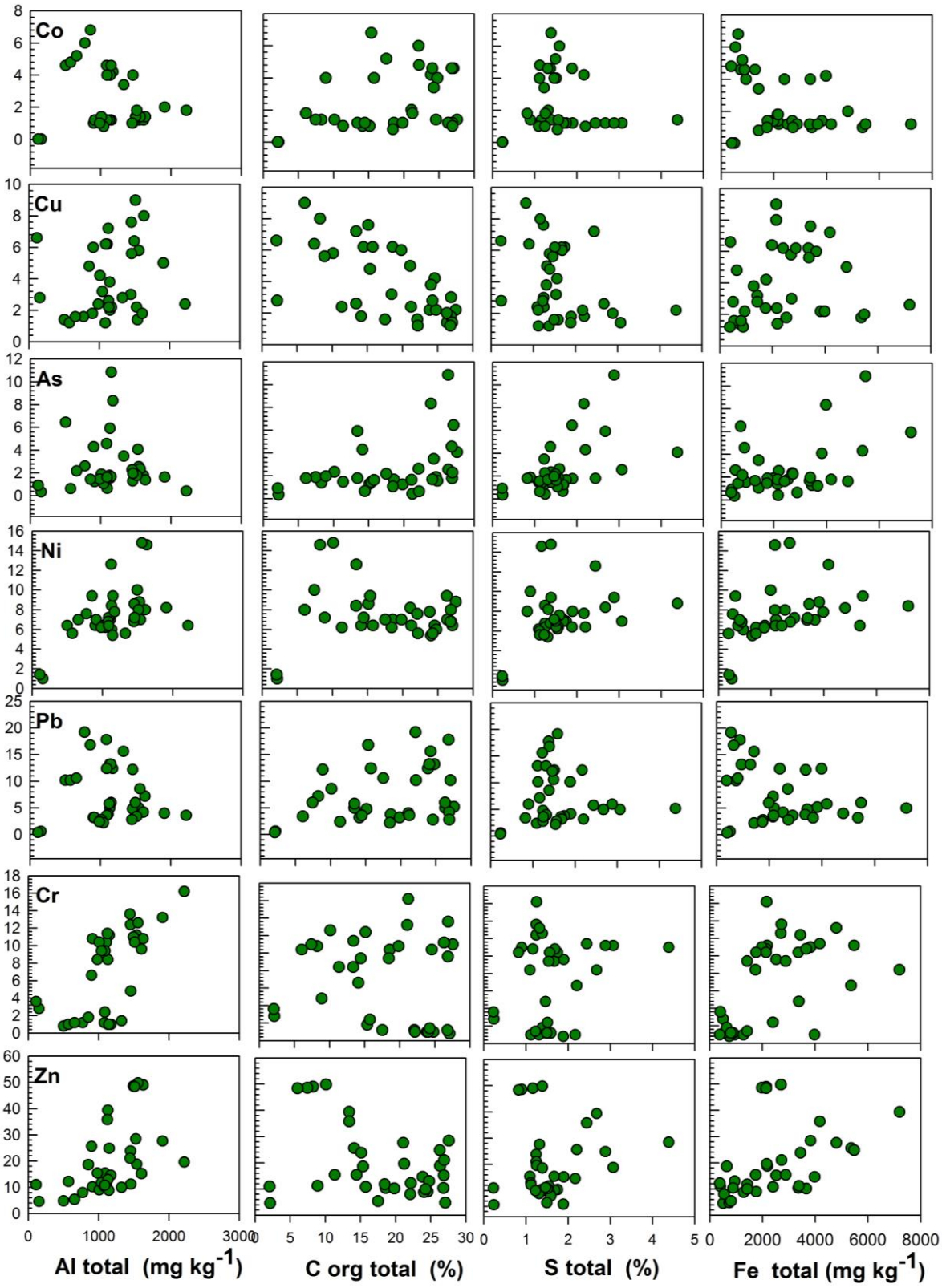


Fig. 4-a: Relaciones elementales entre los metales traza y los principales componentes del suelo, representados por Al total (arcillas), C org. total (materia orgánica), S total (sulfuros) y Fe total (óxidos y oxihidróxidos

Tabla 4-a: Concentraciones de metales totales (mg/kg) para los horizontes superficiales en suelos de manglar (F: Falcón-Golfete de Cuare, M: Margarita-Laguna La Restinga, X: promedio, σ: desviación estándar)

Suelo	[Al]	[Fe]	[Zn]	[Cr]	[Mn]	[Ni]	[Pb]	[Cu]	[Co]	[As]	[Hg]	Suelo	[Al]	[Fe]	[Zn]	[Cr]	[Mn]	[Ni]	[Pb]	[Cu]	[Co]	[As]	[Hg]
F1.1	10828	15745	50	40	33	21	12	6	9	16	0,06	M1	10083	10485	33	38	26	21	21	6	7	16	0,05
F1.2	10033	13165	45	27	24	19	9	5	8	11	0,03												
F2.1	14806	10605	57	34	22	21	17	6	9	17	0,05	M2	10613	5305	42	36	25	21	21	8	5	3	0,07
F2.2	16466	7325	42	35	22	19	16	5	7	11	0,04												
F3.1	1833	1345	11	2	5	3	6	6	1	1	0,01	M3	7023	3185	17	20	17	16	11	4	5	15	0,05
F3.2	2063	1485	15	4	6	3	5	9	1	1	0,01												
F4.1	15766	8205	36	30	21	17	14	7	8	7	0,05	M4	8533	4065	24	34	19	18	21	11	6	9	0,06
F4.2	34465	13485	67	52	31	31	26	16	12	8	0,06												
F4.3	48015	21645	139	72	42	49	31	19	19	12	0,04	M5	5508	1725	16	24	12	13	19	4	6	7	0,08
F4.4	40415	21065	143	67	42	48	35	15	20	13	0,04												
F4.5	41765	21545	146	67	45	46	33	18	18	13	0,04	M6	13566	7105	54	30	50	21	20	13	8	2	0,04
F4.6	47165	22445	141	69	43	45	37	21	15	13	0,03												
F5.1	12106	12765	45	26	45	20	18	6	9	14	0,06	M7	4313	1585	24	12	15	11	9	3	5	1	0,05
F5.2	21406	9785	43	43	38	21	21	15	9	6	0,07												
F5.3	30965	19385	77	51	52	36	30	17	15	9	0,06	M8	11906	6525	36	35	32	18	20	14	7	4	0,06
F5.4	30365	14005	54	50	37	30	27	15	11	6	0,07												
F5.5	18586	8785	36	35	52	19	21	14	7	4	0,06	M9	24365	17215	52	72	56	38	24	17	11	10	0,05
F6.1	9938	4425	29	25	18	15	16	39	4	4	0,07												
F6.2	19726	4765	41	43	18	22	22	9	6	6	0,07	M10	11126	5285	26	40	27	19	14	6	7	4	0,04
F6.3	28365	11205	55	52	22	24	26	7	10	8	0,06												
F7	14306	7565	49	36	35	19	20	8	8	6	0,06	M11	31365	23445	64	101	84	51	30	21	14	9	0,03
F8	19026	15185	65	43	53	26	24	12	10	14	0,06												
F9	21515	8605	56	45	26	24	27	7	9	7	0,05	M12	12666	7005	33	48	31	24	16	11	7	7	0,07
X_F	22171	11936	63	41	32	25	21	12	10	9	0,05	X_M	12589	7744	35	41	33	23	19	10	7	7	0,05
σ_F	13327	6329	40	18	14	13	9	8	5	5	0,02	σ_M	7810	6513	15	24	21	11	6	6	3	5	0,01
$Máx._F$	48015	22445	146	72	53	49	37	39	20	17	0,07	$Máx._M$	31365	23445	64	101	84	51	30	21	14	16	0,08
$Mín._F$	1833	1345	11	2	5	3	5	5	1	1	0,01	$Mín._M$	4313	1585	16	12	12	11	9	3	5	1	0,03

Tabla 4-b: Concentraciones de metales (mg/kg) para la fracción lábil (HCl) de los horizontes superficiales en suelos de manglar (F: Falcón-Golfete de Cuare, M: Margarita-Laguna La Restinga, X: promedio, σ: desviación estándar)

Horizonte	[Fe]	[Al]	[Zn]	[Mn]	[Cr]	[Ni]	[Cu]	[Pb]	[As]	[Co]	Horizonte	[Fe]	[Al]	[Zn]	[Mn]	[Cr]	[Ni]	[Cu]	[Pb]	[As]	[Co]
F1.1	7200	1130	39	12	8	8	3	5,0	5,9	1,20	M1	3980	1172	12	15	8	3	4	2,2	4,3	1,00
F1.2	5360	900	26	9	7	6	2	3,2	4,3	1,00											
F2.1	3820	1528	28	9	11	9	2	5,2	4,1	1,40	M2	940	1132	13	13	6	3	4	2,2	1,6	1,00
F2.2	2180	1542	19	10	11	7	1	5,0	2,6	1,20											
F3.1	500	152	5	1	3	1	3	0,6	0,3	0,01	M3	740	500	10	5	6	4	5	1,4	6,4	0,80
F3.2	400	110	11	1	4	1	7	0,4	0,9	0,01											
F4.1	2520	1610	15	9	10	8	2	4,2	1,8	1,20	M4	880	1082	18	10	7	4	5	1,2	4,6	1,20
F4.2	3440	1454	24	9	12	9	8	4,8	1,3	1,00											
F4.3	2140	1634	49	8	11	15	8	7,2	1,4	1,40	M5	540	774	19	8	8	3	6	1,6	2,6	1,20
F4.4	2700	1560	50	10	13	15	6	8,6	2,4	1,40											
F4.5	1980	1496	49	9	11	10	6	6,0	1,9	1,40	M6	640	854	17	19	9	8	7	4,8	1,5	1,80
F4.6	2140	1514	48	7	10	8	9	3,4	1,8	1,80											
F5.1	5480	1150	25	29	11	9	2	6,0	10,8	1,20	M7	380	572	10	12	6	6	5	1,2	0,6	1,00
F5.2	3360	1110	10	22	10	7	6	3,8	1,7	1,20											
F5.3	4180	1124	36	21	11	13	7	5,8	1,8	1,20	M8	1280	1146	13	9	5	4	5	3,8	1,7	1,00
F5.4	2880	1090	15	14	9	7	6	3,6	0,7	1,20											
F5.5	3660	914	10	37	11	7	6	3,2	1,2	1,20	M9	2400	1088	12	11	6	6	4	6,2	1,6	2,40
F6.1	1760	1008	9	11	10	6	4	2,8	1,9	1,40											
F6.2	1420	1040	12	4	9	6	3	2,2	1,1	0,80	M10	800	658	11	5	7	4	5	1,6	2,2	1,20
F6.3	1740	984	15	4	8	6	2	2,4	1,5	1,00											
F7	2720	1446	21	22	14	7	3	2,8	2,3	1,00	M11	3380	1458	12	11	7	11	4	5,6	2,0	4,80
F8	4800	1910	28	33	13	8	5	4,0	1,6	2,00											
F9	2160	2218	20	8	16	6	2	3,6	0,4	1,80	M12	1420	1326	16	10	6	10	3	2,8	3,5	1,40
X_F	2980	1245	25	13	10	8	5	4,1	2,3	1,17	X_M	1448	980	14	11	7	5	5	2,9	2,7	1,57
σ_F	1629	482	14	10	3	3	2	1,9	2,3	0,46	σ_M	1175	304	3	4	1	3	1	1,8	1,7	1,11
Máx.$_F$	7200	2218	50	37	16	15	9	8,6	10,8	2,00	Máx.$_M$	3980	1458	19	19	9	11	7	6,2	6,4	4,80
Mín.$_F$	400	110	5	1	3	1	1	0,4	0,3	0,01	Mín.$_M$	380	500	10	5	5	3	3	1,2	0,6	0,80

Tabla 4-c: Formas de Fe en los suelos de manglar. Las concentraciones se expresan en mg/kg (F: Falcón, Golfete de Cuare; M: Margarita, Laguna La Restinga; σ: desviación estándar; X: promedio)

	Fec-d: Citrato-dithionito	Feo: Oxalato		Fep: pirof.	Fet-Fedc	Fec-d-Feo	Feo-Fep	Fep	F6: HNO_3	HCl	Fet-Fedc-FeF6	$HCl+HNO_3$
Horizonte	Crist.-amorf.-Fe_{MO}	Amorfos-Fe_{MO}	Feo/Fec-d	Fe-$_{MO}$	Residual+Oxidable	Cristalino	Amorfo	Orgánico	Pirítico	Reactivo	Residual	Total
F1.1	8266	7815	0,9	3570	7479	451	4245	3570	2313	7200	5167	15745
F1.2	5822	5265	0,9	3600	7343	557	1665	3600	1500	5360	5843	13165
F2.1	4353	4445	1,0	1620	6252	92	2825	1620	875	3820	5377	10605
F2.2	2584	2430	0,9	675	4741	154	1755	675	170	2180	4571	7325
F3.1	276	190	0,7	140	1069	86	50	140	91	500	978	1345
F3.2	391	255	0,7	240	1094	136	15	240	228	308	866	1485
F4.1	3163	2965	0,9	1070	5043	198	1895	1070	750	2520	4293	8205
F4.2	3063	2780	0,9	1960	10423	283	820	1960	442	3440	9981	13485
F4.3	1763	1530	0,9	750	19883	233	780	750	1500	2140	18383	21645
F4.4	2160	2147	1,0	1555	18905	13	592	1555	1775	2700	17130	21065
F4.5	2059	1935	0,9	885	19486	124	1050	885	1438	1980	18048	21545
F4.6	1916	1590	0,8	635	20529	326	955	635	1292	2140	19238	22445
F5.1	6465	6187	1,0	3220	6300	278	2967	3220	1058	5480	5242	12765
F5.2	3780	3750	1,0	2350	6005	30	1400	2350	253	3360	5753	9785
F5.3	4422	4345	1,0	1990	14963	77	2355	1990	2813	4180	12151	19385
F5.4	2869	2785	1,0	865	11136	84	1920	865	1688	2880	9449	14005
F5.5	4706	4330	0,9	2655	4079	376	1675	2655	3500	3660	579	8785
F6.1	2191	2190	1,0	575	2234	1	1615	575	25	1760	2209	4425
F6.2	1819	1685	0,9	830	2946	134	855	830	375	1420	2571	4765
F6.3	1750	1725	1,0	1245	9455	25	480	1245	938	1740	8518	11205
F7	3250	3184	1,0	765	4315	66	2419	765	313	2720	4003	7565
F8	7438	7365	1,0	1785	7748	73	5580	1785	750	4800	6998	15185
F9	2410	2253	0,9	595	6195	157	1658	595	258	2160	5937	8605
M1	4645	4094	0,9	1835	5840	551	2259	1835	1063	3980	4778	10485
M2	1260	1239	1,0	145	4045	21	1094	145	31	940	4014	5305
M3	1030	955	0,9	170	2155	75	785	170	138	740	2018	3185
M4	914	865	0,9	130	3151	49	735	130	99	880	3052	4065
M5	585	544	0,9	70	1140	41	474	70	39	540	1101	1725
M6	695	585	0,8	175	6410	110	410	175	208	640	6202	7105
M7	465	413	0,9	40	1120	52	373	40	130	380	990	1585
M8	1638	1595	1,0	295	4888	43	1300	295	75	1280	4813	6525
M9	2080	2031	1,0	715	15135	49	1316	715	3000	2400	12135	17215
M10	840	761	0,9	280	4445	79	481	280	128	800	4318	5285
M11	3195	2816	0,9	460	20250	379	2356	460	5917	3380	14333	23445
M12	1745	1734	1,0	240	5260	11	1494	240	43	1420	5218	7005
X	2743	2594	0,9	1089	7756	155	1504	1089	1006	2452	6750	10499
σ	1998	1922	0,1	1018	6029	153	1156	1018	1262	1649	5313	6612
Máx.	8266	7815	1,0	3600	20529	557	5580	3600	5917	7200	19238	23445
Mín.	276	190	0,7	40	1069	1	15	40	25	308	579	1345

Tabla 4-d: Pruebas de Normalidad (Test Shapiro-Wilk) para distintas distribuciones de suelos de manglar (gl: grados de libertad, p: probabilidad; *: distribución normal, p>0,05)

		Concentraciones totales		Concentraciones Normalizadas		Fracción lábil		Fracción pirítica	
Variable	gl (n)	Estadístico	Sig. (p)	Estadístico	Sig. (p)	Estadístico	Sig. (p)	Estadístico	Sig. (p)
Al	35	0,91	0,01	-	-	0,97	0,38*	-	-
Fe	35	0,94	0,04	0,78	0,00001	0,93	0,03	0,753	<0,0001
Zn	35	0,78	<0,01	0,81	0,00003	0,83	<0,01	0,847	<0,0001
Cr	35	0,95	0,15	0,85	0,00022	0,98	0,86*	-	<0,0001
Mn	35	0,95	0,11	0,85	0,00024	0,86	<0,01	0,523	<0,0001
Ni	35	0,89	<0,01	0,70	<0,00001	0,96	0,27*	0,723	<0,0001
Pb	35	0,98	0,89*	0,61	<0,00001	0,98	0,66*	-	-
Cu	35	0,84	<0,01	0,58	<0,00001	0,97	0,43	0,776	<0,0001
Co	35	0,93	0,02	0,85	0,00022	0,69	<0,01	0,645	<0,0001
As	35	0,97	0,37*	0,76	<0,00001	0,76	<0,01	0,893	0,0003
Hg	35	0,94	0,06*	0,81	0,00003	-	-	-	-

Tabla 4-e: ANOVA 1 factor para diferentes poblaciones de muestras (*: significativo, p<0,05; ** muy significativo, p<0,01)

	Concentraciones totales	*Tukey*/ Kruskal-Wallis		Concentraciones normalizadas	Fracción lábil	*Tukey*/ Kruskal-Wallis		Concentraciones en la fracción pirítica
Variable				Kruskal-Wallis				Kruskal-Wallis
	Media cuadrática	F	Sig. (p)	Sig. (p)	Media cuadrática	F	Sig. (p)	Sig. (p)
Al	-		0,02*	-	*551082,1370*	*2,97*	*0,09*	-
Fe	-		0,04*	1,000	-	-	0,01**	0,03*
Zn	-		0,01*	0,869	-	-	0,03*	0,31
Cr	-		0,45	<0,003**	*93,4270*	*1,493*	*<0,01***	0,08
Mn	-		0,68	0,019*	-	-	0,72	0,94
Ni	-		0,33	<0,003**	*48,3760*	*514*	*0,03***	0,72
Pb	*53,367*	*0,84*	*0,37*	0,008**	*11,2600*	*318*	*0,08*	-
Cu	-		0,30	<0,003**	*0,2290*	*0,06*	*0,81*	0,49
Co	-		0,04*	0,003**	-	-	0,94	0,41
As	*24,400*	*1,12*	*0,30*	0,295	-	-	0,22	0,47
Hg	*<0,001*	*0,33*	*0,57*	0,010*	*0,0001*	*0,33*	*0,57*	-

Tabla 4-f: Concentraciones de Fe (mg/kg) en cada una de las fracciones extraídas de manera secuencial y grado de piritización (%) para los suelos y sedimentos asociados al manglar (P2C: suelos bajo vegetación herbácea, C: Cuare, G: Golfete de Cuare, DOP: Grado de piritización, σ: desviación estándar de la población, E_T: error típico de la media)

Suelo/sedimento*	Fe cambiable F1	Fe carbonático F2	Fe amorfo F3	Fe poco cristalino F4	Fe cristalino F5	Fe residual F5.1	Fe pirítico F6	DOP (%)
P1C 5-10*	<LD	<LD	69	29	1209	98406	81	45
P1C 20-25*	<LD	2	29	73	950	26755	1162	92
P2C 5-10	1	24	172	480	2340	25959	2190	76
P2C 10-15	2	61	179	552	2045	24460	4479	85
P2C 25-30	<LD	49	226	304	2065	25684	2654	82
P1G 0-5	4	8	230	244	341	28152	1325	73
P1G 5-10	1	38	418	228	363	24463	1205	64
P1G 10-15	12	8	451	251	525	31878	1423	66
P1G 90-100	4	174	1411	619	301	13938	8108	79
P1G 115-125	1	170	1490	606	315	20309	10798	83
P2G 0-5	3	76	346	370	399	17056	700	47
P2G 55-60	14	240	1648	496	343	15904	196	8
P3G 0-5	31	22	1164	234	1068	12317	2979	67
P3G 5-10	66	6	331	418	386	6811	438	35
P3G 10-15	39	9	603	498	341	4957	486	30
P3G 50-55	180	30	1572	1184	513	13047	11204	79
P3G 115-120	16	24	2237	1408	501	14771	412	10
P4G 5-10	<LD	1	86	56	49	7428	80	36
P4G 10-15	1	1	176	59	128	10213	102	30
P4G 20-25	<LD	2	140	92	155	1036	442	65
P5G 0-5	3	13	666	764	746	5707	212	13
P5G 5-10	4	12	560	709	762	4912	863	40
P5G 10-15	2	3	125	246	276	4360	256	41
P5G 95-100	576	94	5179	2018	543	20708	33414	81
P5G 110-115	1	2	471	157	35	2198	1000	61
P6G 0-5	3	7	1079	259	216	24346	314	19
P6G 5-10	1	2	131	187	193	17292	215	40
P6G 10-15	4	4	334	281	286	22760	1142	65
P6G 65-70	36	18	2128	1938	465	10425	29777	88
P6G 110-120	125	22	2703	1373	399	10527	16614	80
P7G 0-5	5	6	823	888	723	11261	577	25
P7G 5-10	84	16	196	815	564	9508	270	20
P7G 10-15	133	30	321	684	925	3164	5116	81
P7G 50-55	133	31	1333	2000	667	20000	16361	82
P7G 115-120	146	30	1354	2066	599	20084	15402	81
P8G 5-10	102	37	707	1672	625	18272	1555	38
P8G 10-15	55	23	659	1550	575	14238	1406	38
P9G 5-10	74	16	563	2684	853	10849	480	13
P10G 5-10	10	5	138	199	118	5	92	21
P10G 10-15	6	3	113	194	185	1680	4855	94
P11G 0-5	10	10	988	1501	644	4126	470	16
P11G 5-10	15	9	739	1728	552	5669	734	23
P11G 10-15	41	9	791	1573	400	4702	459	16
P11G 60-65	29	5	629	1683	282	1920	793	25
P11G 125-130	9	4	669	804	114	4583	4843	77
P14G 5-10	14	4	48	206	120	458	428	61
P14G 10-15	5	4	92	380	263	1788	245	34
P16G 0-5	3	1	94	133	52	477	12630	98
P16G 5-10	3	3	10	58	21	271	339	82
P16G 10-15	4	5	1	18	6	217	49	63
P16G 55-60	14	16	416	362	58	<5	56	6
P16G 90-95	1	3	99	149	20	212	92	27
P17G 0-5	4	5	8	104	84	293	80	40
P17G 5-10	3	2	12	76	43	233	135	59
P17G 10-15	4	2	56	136	48	376	102	34
P17G 50-55	14	6	836	660	62	880	379	20
P17G 100-105	2	1	112	136	23	151	40	14
Máx.	576	240	5179	2684	1068	31878	33414	98
Mín.	1	1	1	18	6	5	40	6
X	41	24	721	714	351	9430	3686	48
σ	89	47	890	692	268	8627	7200	27
E_T	12	6	123	96	37	1196	998	4

Tabla 4-g: Concentración de metales (mg/kg) solubles y cambiables (extraídas en $MgCl_2$). Los valores medios (x) y la desviación estándar (σ) se muestran para los suelos de manglar (P1G-P17G)

Suelo	Mn	Pb	Zn	Ni	Co	Cr	Cu
P1C 5-10	<1	4.1	<0.2	<0.3	0.8	0.71	0.71
P1C 20-25	<1	3.1	<0.2	<0.3	0.8	0.34	0.22
P2C 5-10	4	3.6	0.8	0.6	0.6	0.36	0.24
P2C 10-15	4	3.4	0.4	0.5	0.6	0.37	0.25
P2C 25-30	1	3.8	4.4	0.3	0.9	0.30	0.30
P1G 0-5	1	7.4	<0.2	0.9	2.2	0.62	0.31
P1G 5-10	<1	5.6	<0.2	0.5	1.5	0.49	0.49
P1G 10-15	<1	3.2	3.6	0.7	2.3	<0.12	0.23
P1G 90-100	8	5.4	1.7	2.3	4.0	0.33	0.33
P1G 115-125	12	4.2	2.5	1.4	3.9	0.28	0.85
P2G 0-5	4	3.2	0.8	<0.3	5.2	<0.12	<0.11
P2G 55-60	9	3.2	6.7	3.5	1.8	<0.12	0.35
P3G 0-5	29	1.4	<0.2	<0.3	4.5	<0.12	<0.11
P3G 5-10	51	3.5	44.9	<0.3	1.2	<0.12	<0.11
P3G 10-15	27	2.3	7.4	<0.3	1.2	<0.12	1.56
P3G 50-55	19	5.2	17.5	1.9	5.6	<0.12	<0.11
P3G 115-120	12	5.0	1.4	<0.3	2.5	<0.12	<0.11
P4G 5-10	14	1.8	0.5	<0.3	0.5	<0.12	<0.11
P4G 10-15	<1	1.5	0.2	0.3	<0.3	0.22	0.11
P4G 20-25	1	1.9	0.3	0.6	0.3	0.26	<0.11
P5G 0-5	316	4.6	2.3	4.6	2.9	0.58	<0.11
P5G 5-10	165	4.7	1.6	4.7	3.1	0.52	<0.11
P5G 10-15	23	4.5	1.8	6.3	3.1	0.45	0.45
P5G 95-100	39	8.2	19.1	15.0	10.9	0.68	<0.11
P5G 110-115	3	1.5	<0.2	1.6	1.0	0.12	<0.11
P6G 0-5	5	4.6	0.4	6.7	3.4	0.42	<0.11
P6G 5-10	1	3.7	<0.2	4.2	2.4	0.26	<0.11
P6G 10-15	<1	2.8	1.1	3.2	2.5	0.71	1.06
P6G 65-70	8	6.6	8.9	4.7	5.0	0.78	1.55
P6G 110-120	11	6.5	17.6	7.8	3.7	0.82	0.41
P7G 0-5	17	3.2	0.5	5.0	1.8	0.91	<0.11
P7G 5-10	5	5.6	1.4	5.1	1.9	0.93	0.93
P7G 10-15	13	4.3	20.9	3.8	4.3	1.28	<0.11
P7G 50-55	12	4.1	14.0	4.3	3.7	1.00	<0.11
P7G 115-120	13	4.0	7.0	5.7	2.7	0.67	<0.11
P8G 5-10	8	4.9	2.8	4.9	1.8	0.31	1.22
P8G 10-15	<1	10.8	3.5	3.5	3.9	0.43	0.43
P9G 5-10	3	7.3	5.9	5.5	3.7	0.46	<0.11
P10G 5-10	<1	10.6	1.9	5.8	3.9	0.48	<0.11
P10G 10-15	<1	3.7	0.2	1.6	1.0	0.16	<0.11
P11G 0-5	<1	2.6	2.1	1.2	1.1	0.14	<0.11
P11G 5-10	<1	13.6	3.6	5.0	4.1	1.36	1.36
P11G 10-15	2	12.2	11.3	5.0	1.8	0.90	0.45
P11G 60-65	1	6.3	5.1	3.6	3.6	<0.12	0.40
P11G 125-130	5	7.0	<0.2	7.0	4.0	<0.12	<0.11
P14G 5-10	<1	1.8	0.8	1.5	1.1	<0.12	0.15
P14G 10-15	<1	6.6	4.6	5.6	4.1	0.51	0.51
P16G 0-5	<1	12.4	<0.2	5.0	4.6	<0.12	1.83
P16G 5-10	<1	9.1	1.3	6.5	5.2	0.65	0.65
P16G 10-15	<1	2.9	<0.2	6.4	4.1	0.58	<0.11
P16G 55-60	<1	2.4	<0.2	7.1	5.9	0.59	<0.11
P16G 90-95	<1	5.2	0.6	9.7	4.5	<0.12	<0.11
P17G 0-5	<1	0.8	<0.2	4.4	1.6	<0.12	<0.11
P17G 5-10	<1	6.3	<0.2	8.2	5.0	<0.12	<0.11
P17G 10-15	<1	3.8	<0.2	7.5	2.7	0.54	<0.11
P17G 50-55	<1	4.8	<0.2	5.9	<0.3	1.61	0.54
P17G 100-105	<1	4.0	<0.2	9.9	5.9	1.32	<0.11
Máx.	316	13.6	44.9	15.0	10.9	1.61	1.83
Mín.	<1	<0.8	<0.2	<0.3	<0.3	<0.12	<0.11
X	16	5.1	4.2	4.1	3.1	0.42	0.32
σ	49	3.0	7.8	3.1	1.9	0.41	0.48

Tabla 4-h: Concentración de metales (mg/kg) asociados a carbonatos (acetato de sodio-ácido acético). Los valores medios (x) y la desviación estándar (σ) se muestran para los suelos de manglar (P1G-P17G)

Suelo	Mn	Pb	Zn	Co	Ni	Cr	Cu
P1C 5-10	0.7	1.2	0.1	0.7	0.47	<0.23	<0.15
P1C 20-25	1.3	0.9	0.2	0.6	0.45	<0.23	<0.15
P2C 5-10	0.5	1.0	0.2	0.4	0.12	<0.23	<0.15
P2C 10-15	1.0	1.0	0.2	0.4	0.12	<0.23	<0.15
P2C 25-30	0.9	0.9	0.3	0.3	<0.12	<0.23	<0.15
P1G 0-5	3.1	2.8	2.5	<0.3	0.31	<0.23	<0.15
P1G 5-10	2.0	2.0	1.7	<0.3	0.25	<0.23	<0.15
P1G 10-15	2.5	2.3	0.9	1.1	0.23	<0.23	<0.15
P1G 90-100	2.3	3.0	2.3	<0.3	0.33	<0.23	<0.15
P1G 115-125	3.9	2.0	3.1	<0.3	0.56	<0.23	<0.15
P2G 0-5	3.2	0.8	1.6	<0.3	0.80	<0.23	<0.15
P2G 55-60	2.8	2.8	2.8	0.4	1.06	<0.23	<0.15
P3G 0-5	7.6	5.5	3.1	1.0	1.37	<0.23	<0.15
P3G 5-10	3.5	4.7	2.4	1.2	1.77	<0.23	0.59
P3G 10-15	3.1	3.1	2.0	1.6	2.34	<0.23	0.39
P3G 50-55	2.6	2.2	3.7	1.9	4.10	<0.23	1.12
P3G 115-120	9.9	1.8	3.2	1.4	2.84	<0.23	<0.15
P4G 5-10	1.2	1.0	0.4	0.7	<0.12	<0.23	<0.15
P4G 10-15	0.2	0.9	0.3	0.3	<0.12	<0.23	<0.15
P4G 20-25	0.3	1.5	0.5	0.5	<0.12	<0.23	<0.15
P5G 0-5	93.4	1.2	2.3	1.2	0.58	1.73	<0.15
P5G 5-10	51.6	3.1	1.6	1.6	1.56	2.08	<0.15
P5G 10-15	6.3	4.0	0.9	2.2	0.45	<0.23	<0.15
P5G 95-100	8.2	3.4	6.1	2.7	<0.12	<0.23	0.68
P5G 110-115	3.3	2.7	0.8	1.5	1.15	0.23	0.23
P6G 0-5	1.7	0.8	0.8	0.8	<0.12	0.42	0.42
P6G 5-10	0.8	<0.3	0.5	<0.3	<0.12	<0.23	0.26
P6G 10-15	1.8	<0.3	0.7	0.7	<0.12	<0.23	<0.15
P6G 65-70	1.9	0.8	2.7	0.8	<0.12	<0.23	<0.15
P6G 110-120	4.1	0.4	3.7	0.8	<0.12	<0.23	<0.15
P7G 0-5	5.0	<0.3	1.4	<0.3	<0.12	0.45	<0.15
P7G 5-10	1.9	0.5	0.5	0.5	<0.12	<0.23	<0.15
P7G 10-15	1.7	0.4	0.9	<0.3	0.86	<0.23	<0.15
P7G 50-55	2.7	0.3	2.3	<0.3	0.33	<0.23	<0.15
P7G 115-120	3.1	<0.3	2.8	0.9	<0.12	<0.23	<0.15
P8G 5-10	2.2	<0.3	1.3	3.0	<0.12	<0.23	<0.15
P8G 10-15	1.8	1.8	1.8	1.8	<0.12	<0.23	<0.15
P9G 5-10	1.9	<0.3	0.5	0.0	<0.12	<0.23	<0.15
P10G 5-10	0.2	0.5	0.2	0.3	<0.12	<0.23	<0.15
P10G 10-15	0.1	0.3	0.6	0.3	<0.12	<0.23	<0.15
P11G 0-5	0.9	4.1	1.8	1.4	<0.12	<0.23	<0.15
P11G 5-10	1.4	5.4	1.8	1.4	0.45	<0.23	<0.15
P11G 10-15	1.2	3.6	2.0	0.8	<0.12	<0.23	<0.15
P11G 60-65	2.0	3.0	1.5	0.5	0.50	<0.23	<0.15
P11G 125-130	2.3	0.9	1.2	0.3	<0.12	<0.23	0.15
P14G 5-10	2.5	4.1	0.5	1.0	<0.12	<0.23	0.51
P14G 10-15	1.8	3.2	0.9	1.4	<0.12	0.46	<0.15
P16G 0-5	2.6	11.1	1.3	5.2	0.65	0.65	<0.15
P16G 5-10	3.5	4.1	0.6	2.3	1.16	0.58	<0.15
P16G 10-15	0.6	3.6	0.6	2.4	2.37	<0.23	<0.15
P16G 55-60	3.2	5.8	0.6	2.6	1.94	<0.23	<0.15
P16G 90-95	1.6	7.4	0.4	2.8	1.99	0.20	0.20
P17G 0-5	5.0	7.5	1.3	3.1	1.88	0.63	0.63
P17G 5-10	2.2	5.4	1.1	2.2	<0.12	<0.23	<0.15
P17G 10-15	0.5	4.8	0.5	1.6	0.54	<0.23	<0.15
P17G 50-55	2.0	5.3	2.0	2.6	<0.12	<0.23	<0.15
P17G 100-105	0.5	9.3	0.9	2.9	2.49	0.23	0.23
Máx.	93.4	11.1	6.1	5.2	4.1	2.08	1.12
Mín.	0.1	<0.3	0.1	<0.3	<0.12	<0.23	<0.15
X	5.3	2.8	1.6	1.2	0.67	0.15	0.10
σ	14.3	2.5	1.1	1.1	0.94	0.40	0.23

Tabla 4-i: Concentración de metales (mg/kg) asociados a ferrihidrita (hidroxilamina, 30ºC). Los valores medios (x) y la desviación estándar (σ) se muestran para los suelos de manglar (P1G-P17G)

Suelo	Zn	Mn	Pb	Cr	Ni	Co	Cu
P1C 5-10	0.1	4.1	<0.1	0.2	<0.4	<0.3	0.1
P1C 20-25	<0.1	4.5	<0.1	0.3	<0.4	<0.3	<0.1
P2C 5-10	0.4	<0.1	<0.1	0.5	<0.4	<0.3	0.2
P2C 10-15	0.4	0.1	0.6	0.7	<0.4	<0.3	0.2
P2C 25-30	0.3	<0.1	0.0	0.5	<0.4	<0.3	<0.1
P1G 0-5	5.5	0.6	<0.1	0.3	<0.4	<0.3	<0.1
P1G 5-10	4.7	0.7	<0.1	0.5	<0.4	<0.3	<0.1
P1G 10-15	10.1	1.8	0.5	1.1	0.9	<0.3	0.2
P1G 90-100	19.1	2.7	1.0	<0.1	2.0	<0.3	<0.1
P1G 115-125	27.9	6.8	0.8	0.3	2.5	0.3	<0.1
P2G 0-5	3.2	0.8	1.2	2.0	<0.4	<0.3	<0.1
P2G 55-60	55.8	3.5	0.4	0.4	6.4	1.8	<0.1
P3G 0-5	7.9	18.6	1.0	0.3	<0.4	<0.3	<0.1
P3G 5-10	5.9	0.6	1.2	<0.1	<0.4	<0.3	<0.1
P3G 10-15	4.3	<0.1	0.4	<0.1	<0.4	<0.3	<0.1
P3G 50-55	10.8	1.9	<0.1	0.4	0.4	<0.3	<0.1
P3G 115-120	11.0	40.8	<0.1	0.7	0.4	<0.3	<0.1
P4G 5-10	0.8	0.1	0.1	0.4	<0.4	<0.3	<0.1
P4G 10-15	1.0	0.2	0.3	0.5	<0.4	<0.3	<0.1
P4G 20-25	0.8	0.4	0.6	0.3	<0.4	<0.3	<0.1
P5G 0-5	3.5	121.6	0.6	0.6	<0.4	<0.3	<0.1
P5G 5-10	4.7	56.2	<0.1	0.5	<0.4	<0.3	<0.1
P5G 10-15	2.2	5.4	<0.1	0.9	<0.4	<0.3	<0.1
P5G 95-100	19.8	22.5	<0.1	2.7	4.1	0.7	<0.1
P5G 110-115	2.0	5.6	1.0	0.6	0.3	<0.3	<0.1
P6G 0-5	2.1	<0.1	<0.1	2.5	<0.4	<0.3	<0.1
P6G 5-10	3.2	<0.1	<0.1	1.1	1.1	<0.3	<0.1
P6G 10-15	5.3	<0.1	<0.1	2.5	<0.4	0.4	<0.1
P6G 65-70	46.5	3.1	<0.1	0.8	2.3	<0.3	<0.1
P6G 110-120	18.0	6.1	<0.1	0.4	0.8	<0.3	<0.1
P7G 0-5	4.1	11.8	<0.1	0.5	<0.4	<0.3	<0.1
P7G 5-10	0.9	1.4	<0.1	<0.1	<0.4	<0.3	<0.1
P7G 10-15	5.6	0.4	<0.1	<0.1	<0.4	<0.3	<0.1
P7G 50-55	6.7	0.3	<0.1	0.3	<0.4	<0.3	<0.1
P7G 115-120	7.3	0.6	<0.1	0.6	<0.4	<0.3	<0.1
P8G 5-10	5.2	0.9	<0.1	0.4	<0.4	<0.3	<0.1
P8G 10-15	6.9	0.0	<0.1	0.5	<0.4	<0.3	<0.1
P9G 5-10	2.9	0.5	0.5	<0.1	<0.4	<0.3	1.5
P10G 5-10	1.1	0.2	0.6	0.3	<0.4	<0.3	<0.1
P10G 10-15	0.6	0.1	0.1	0.1	<0.4	<0.3	<0.1
P11G 0-5	9.5	1.8	3.2	1.8	<0.4	<0.3	<0.1
P11G 5-10	5.4	2.3	7.2	0.9	<0.4	<0.3	<0.1
P11G 10-15	2.8	0.4	1.6	0.4	<0.4	0.0	<0.1
P11G 60-65	3.0	<0.1	1.0	<0.1	<0.4	<0.3	<0.1
P11G 125-130	3.5	2.3	0.8	0.8	<0.4	<0.3	<0.1
P14G 5-10	5.1	1.0	3.1	0.5	<0.4	<0.3	<0.1
P14G 10-15	4.1	0.5	2.3	0.9	<0.4	<0.3	<0.1
P16G 0-5	2.0	2.0	9.1	1.3	<0.4	<0.3	0.7
P16G 5-10	0.6	<0.1	2.9	1.2	<0.4	<0.3	<0.1
P16G 10-15	<0.1	<0.1	1.2	1.2	<0.4	<0.3	<0.1
P16G 55-60	1.3	<0.1	1.3	1.3	<0.4	<0.3	<0.1
P16G 90-95	1.2	4.4	28.6	4.0	11.3	9.5	4.0
P17G 0-5	3.1	<0.1	1.9	0.0	<0.4	0.6	<0.1
P17G 5-10	2.7	<0.1	4.8	0.5	<0.4	2.2	<0.1
P17G 10-15	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.4	0.5	<0.1
P17G 50-55	0.7	<0.1	<0.1	4.6	<0.4	0.7	<0.1
P17G 100-105	1.1	3.4	25.6	3.2	11.3	8.6	3.6
Máx.	55.8	121.6	28.6	4.6	11.3	9.5	4.0
Mín.	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.4	<0.3	<0.1
X	7.0	6.4	2.0	0.9	0.8	0.5	0.2
σ	10.5	19.1	5.4	1.0	2.4	1.8	0.8

Tabla 4-j: Concentración de metales (mg/kg) asociados a lepidocrocita (hidroxilamina, 96ºC). Los valores medios (x) y la desviación estándar (σ) se muestran para los suelos de manglar (P1G-P17G) (No se detectó Co en las muestras)

Suelo	Zn	Mn	Pb	Cr	Ni	Cu
P1C 5-10	0.4	8.8	0.71	0.2	<0.1	0.12
P1C 20-25	0.2	5.1	<0.13	0.2	<0.1	<0.12
P2C 5-10	0.2	0.1	0.72	0.2	<0.1	<0.12
P2C 10-15	0.6	0.2	1.10	1.0	0.2	0.12
P2C 25-30	0.3	0.2	<0.13	0.8	<0.1	0.15
P1G 0-5	3.7	0.9	<0.13	1.2	<0.1	<0.12
P1G 5-10	2.5	0.5	0.49	<0.2	<0.1	<0.12
P1G 10-15	5.6	2.0	<0.13	<0.2	<0.1	<0.12
P1G 90-100	6.0	0.7	3.35	<0.2	<0.1	<0.12
P1G 115-125	7.3	1.7	<0.13	<0.2	<0.1	<0.12
P2G 0-5	2.0	1.6	<0.13	<0.2	<0.1	<0.12
P2G 55-60	13.1	1.1	<0.13	<0.2	0.4	<0.12
P3G 0-5	3.1	5.8	<0.13	<0.2	1.0	<0.12
P3G 5-10	0.6	0.6	<0.13	<0.2	<0.1	<0.12
P3G 10-15	0.8	0.4	<0.13	<0.2	<0.1	<0.12
P3G 50-55	3.4	0.4	<0.13	0.4	<0.1	<0.12
P3G 115-120	3.5	6.7	<0.13	0.7	<0.1	<0.12
P4G 5-10	0.3	0.3	<0.13	0.4	<0.1	<0.12
P4G 10-15	0.1	0.1	<0.13	0.8	<0.1	<0.12
P4G 20-25	<0.1	0.1	0.13	0.3	<0.1	<0.12
P5G 0-5	<0.1	20.8	<0.13	1.7	<0.1	<0.12
P5G 5-10	1.0	10.9	<0.13	<0.2	<0.1	<0.12
P5G 10-15	<0.1	1.3	<0.13	<0.2	<0.1	<0.12
P5G 95-100	9.5	2.7	<0.13	<0.2	<0.1	<0.12
P5G 110-115	0.1	0.8	<0.13	<0.2	0.1	<0.12
P6G 0-5	2.1	0.8	<0.13	<0.2	<0.1	<0.12
P6G 5-10	2.4	0.5	<0.13	0.3	<0.1	<0.12
P6G 10-15	3.5	0.7	<0.13	<0.2	<0.1	<0.12
P6G 65-70	17.1	1.9	<0.13	<0.2	0.8	<0.12
P6G 110-120	9.0	1.2	<0.13	<0.2	<0.1	<0.12
P7G 0-5	3.2	3.6	<0.13	<0.2	<0.1	<0.12
P7G 5-10	5.6	3.3	<0.13	<0.2	<0.1	<0.12
P7G 10-15	6.8	4.3	<0.13	0.4	<0.1	<0.12
P7G 50-55	9.3	4.0	0.33	0.7	0.7	<0.12
P7G 115-120	9.8	4.6	0.61	0.9	0.9	<0.12
P8G 5-10	8.6	4.8	<0.13	0.9	0.4	<0.12
P8G 10-15	9.1	3.2	0.91	<0.2	<0.1	<0.12
P9G 5-10	6.8	4.4	2.90	<0.2	<0.1	<0.12
P10G 5-10	1.0	1.0	0.32	0.2	<0.1	<0.12
P10G 10-15	0.6	1.0	1.24	0.3	<0.1	<0.12
P11G 0-5	10.9	2.7	4.99	1.8	0.5	<0.12
P11G 5-10	6.8	3.6	3.16	0.5	0.5	<0.12
P11G 10-15	3.2	2.0	<0.13	<0.2	<0.1	<0.12
P11G 60-65	1.5	1.0	<0.13	<0.2	<0.1	<0.12
P11G 125-130	3.5	2.6	<0.13	0.6	<0.1	<0.12
P14G 5-10	8.1	1.0	4.58	1.0	<0.1	<0.12
P14G 10-15	5.5	0.9	0.92	0.5	<0.1	<0.12
P16G 0-5	<0.1	0.7	<0.13	<0.2	<0.1	<0.12
P16G 5-10	<0.1	<0.1	<0.13	<0.2	<0.1	<0.12
P16G 10-15	<0.1	<0.1	<0.13	<0.2	<0.1	<0.12
P16G 55-60	<0.1	<0.1	<0.13	<0.2	<0.1	<0.12
P16G 90-95	0.2	0.4	<0.13	0.2	<0.1	<0.12
P17G 0-5	1.9	<0.1	<0.13	<0.2	<0.1	<0.12
P17G 5-10	1.6	0.5	<0.13	<0.2	<0.1	<0.12
P17G 10-15	<0.1	<0.1	<0.13	<0.2	<0.1	<0.12
P17G 50-55	<0.1	<0.1	0.66	0.7	0.7	<0.12
P17G 100-105	<0.1	0.2	0.90	0.2	0.2	<0.12
Máx.	17.1	20.8	4.99	1.8	1.0	0.15
Mín.	<0.1	<0.1	<0.13	<0.2	<0.1	<0.12
X	3.9	2.2	0.49	0.3	0.1	<0.12
σ	4.0	3.4	0.03	0.4	0.3	<0.12

Tabla 4-k: Concentración de metales (mg/kg) asociados a óxidos cristalinos (citrato sódico). Los valores medios (x) y la desviación estándar (σ) se muestran para los suelos de manglar (P1G-P17G)

Suelo	Cr	Ni	Zn	Cu	Mn	Pb	Co
P1C 5-10	0.5	0.5	3.1	0.6	9.0	0.2	<0.1
P1C 20-25	0.6	1.0	3.9	0.9	7.7	<0.1	<0.1
P2C 5-10	0.9	0.7	4.8	1.0	4.5	0.0	<0.1
P2C 10-15	1.2	0.7	4.7	1.9	3.8	0.1	<0.1
P2C 25-30	1.3	1.3	4.0	1.2	3.1	<0.1	0.1
P1G 0-5	2.7	2.7	2.3	1.0	1.0	<0.1	<0.1
P1G 5-10	1.1	3.3	2.1	0.7	0.7	<0.1	<0.1
P1G 10-15	0.2	0.8	2.6	1.4	0.5	<0.1	<0.1
P1G 90-100	<0.1	0.7	1.1	0.9	0.4	<0.1	<0.1
P1G 115-125	<0.1	0.6	1.9	0.8	0.4	<0.1	<0.1
P2G 0-5	<0.1	0.8	0.5	1.6	0.5	<0.1	<0.1
P2G 55-60	<0.1	3.1	1.6	1.2	0.5	<0.1	<0.1
P3G 0-5	<0.1	<0.1	1.6	1.8	1.6	<0.1	<0.1
P3G 5-10	<0.1	0.8	2.0	1.2	0.8	<0.1	<0.1
P3G 10-15	<0.1	0.8	0.8	0.5	0.3	<0.1	<0.1
P3G 50-55	<0.1	0.5	2.0	0.5	0.5	<0.1	<0.1
P3G 115-120	<0.1	0.2	2.4	0.7	2.1	<0.1	<0.1
P4G 5-10	<0.1	<0.1	0.3	0.4	0.2	0.4	<0.1
P4G 10-15	0.1	<0.1	0.5	0.4	0.1	0.3	<0.1
P4G 20-25	0.3	0.3	1.4	0.3	0.3	<0.1	<0.1
P5G 0-5	0.8	<0.1	1.2	2.7	3.1	<0.1	<0.1
P5G 5-10	0.7	<0.1	2.4	2.1	1.7	<0.1	<0.1
P5G 10-15	0.6	1.2	1.2	1.2	0.6	<0.1	<0.1
P5G 95-100	1.8	1.8	2.3	1.4	1.8	<0.1	<0.1
P5G 110-115	0.4	0.5	0.2	0.2	0.2	<0.1	<0.1
P6G 0-5	1.7	3.1	0.6	1.7	0.6	<0.1	<0.1
P6G 5-10	<0.1	2.3	0.4	0.9	0.2	<0.1	<0.1
P6G 10-15	<0.1	4.9	0.9	1.2	0.2	<0.1	0.5
P6G 65-70	1.0	2.3	2.6	0.8	0.8	<0.1	0.3
P6G 110-120	1.9	<0.1	0.8	0.8	0.8	0.5	<0.1
P7G 0-5	3.6	0.9	1.5	1.2	1.2	0.3	<0.1
P7G 5-10	4.4	0.6	2.5	2.2	0.6	0.6	<0.1
P7G 10-15	4.6	1.1	2.9	0.6	0.6	<0.1	<0.1
P7G 50-55	3.1	1.3	2.4	0.4	0.7	0.2	<0.1
P7G 115-120	2.4	1.4	2.4	0.4	0.6	0.2	<0.1
P8G 5-10	2.9	2.6	2.6	1.2	0.9	0.6	<0.1
P8G 10-15	2.1	1.2	2.4	0.6	0.6	<0.1	<0.1
P9G 5-10	2.9	<0.1	1.6	0.3	0.6	<0.1	<0.1
P10G 5-10	0.8	0.8	0.1	0.3	0.2	<0.1	<0.1
P10G 10-15	0.5	0.2	<0.1	0.2	0.2	<0.1	<0.1
P11G 0-5	6.0	1.8	0.9	0.3	0.9	<0.1	<0.1
P11G 5-10	4.5	2.4	0.3	0.3	0.9	<0.1	<0.1
P11G 10-15	3.4	0.3	<0.1	<0.1	0.5	<0.1	<0.1
P11G 60-65	3.7	<0.1	<0.1	<0.1	0.3	<0.1	<0.1
P11G 125-130	1.6	0.1	0.1	0.1	0.2	<0.1	<0.1
P14G 5-10	1.4	2.7	1.4	2.4	<0.1	4.4	<0.1
P14G 10-15	1.8	1.8	0.3	0.3	<0.1	0.9	<0.1
P16G 0-5	2.6	3.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
P16G 5-10	2.7	2.7	<0.1	<0.1	<0.1	0.4	<0.1
P16G 10-15	2.8	3.6	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
P16G 55-60	3.5	4.3	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
P16G 90-95	0.4	1.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.3	0.3
P17G 0-5	<0.1	1.3	<0.1	<0.1	<0.1	1.7	3.3
P17G 5-10	0.4	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	1.8	0.7
P17G 10-15	1.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
P17G 50-55	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.4	<0.1	<0.1
P17G 100-105	0.2	0.5	0.2	<0.1	0.2	<0.1	<0.1
Máx.	6.0	4.9	4.8	2.7	9.0	4.4	3.3
Mín.	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
X	1.5	1.3	1.1	0.7	0.6	0.2	0.1
σ	0.6	1.3	1.0	0.7	0.6	0.7	0.5

Tabla 4-l: Concentración de metales (mg/kg) asociados a silicatos (HF). Los valores medios (x) y la desviación estándar (σ) se muestran para los suelos de manglar (P1G-P17G)

Suelo	Cr	Zn	Pb	Ni	Co	Mn	Cu
P1C 5-10	33	50	12	21	19	38	10
P1C 20-25	26	25	11	20	17	11	5
P2C 5-10	22	37	11	18	15	11	5
P2C 10-15	23	37	11	23	18	11	5
P2C 25-30	29	38	13	22	17	11	6
P1G 0-5	46	51	22	26	22	14	7
P1G 5-10	36	40	18	21	17	12	5
P1G 10-15	42	43	18	27	22	11	5
P1G 90-100	19	19	21	11	9	6	2
P1G 115-125	23	31	21	15	13	10	5
P2G 0-5	23	22	22	14	14	9	4
P2G 55-60	24	31	16	13	13	8	3
P3G 0-5	19	16	9	11	11	8	4
P3G 5-10	12	11	12	8	8	4	1
P3G 10-15	9	7	6	5	6	3	<1
P3G 50-55	16	26	9	11	11	6	1
P3G 115-120	20	21	17	13	12	10	1
P4G 5-10	11	11	7	8	9	4	1
P4G 10-15	18	15	8	12	11	5	2
P4G 20-25	19	17	9	11	11	3	1
P5G 0-5	11	7	18	7	7	5	2
P5G 5-10	12	8	19	7	7	4	1
P5G 10-15	11	8	15	5	7	4	<1
P5G 95-100	28	31	29	20	23	16	<1
P5G 110-115	3	3	4	3	4	3	1
P6G 0-5	36	16	22	24	21	14	5
P6G 5-10	28	32	17	20	17	12	3
P6G 10-15	34	39	24	23	20	14	4
P6G 65-70	14	17	21	10	11	7	1
P6G 110-120	16	16	26	8	8	7	1
P7G 0-5	19	15	20	10	10	9	4
P7G 5-10	21	17	11	16	14	9	1
P7G 10-15	15	8	9	13	14	6	2
P7G 50-55	8	4	7	9	11	3	2
P7G 115-120	29	27	12	21	18	11	5
P8G 5-10	34	26	16	23	19	13	3
P8G 10-15	27	18	18	17	14	9	2
P9G 5-10	70	17	18	15	12	9	2
P10G 5-10	4	4	3	4	5	3	<1
P10G 10-15	9	3	3	4	4	3	<1
P11G 0-5	10	7	3	5	3	5	1
P11G 5-10	18	9	3	8	4	5	1
P11G 10-15	15	8	11	10	8	6	<1
P11G 60-65	11	5	14	6	4	3	<1
P11G 125-130	9	7	<3	7	6	4	<1
P14G 5-10	4	2	14	2	3	3	<1
P14G 10-15	8	4	18	5	3	5	<1
P16G 0-5	5	5	<3	5	<1	1	<1
P16G 5-10	5	2	14	3	2	3	<1
P16G 10-15	11	2	16	2	2	1	1
P16G 55-60	7	3	43	4	8	1	3
P16G 90-95	19	1	7	<1	<1	1	<1
P17G 0-5	13	2	21	1	2	2	1
P17G 5-10	5	2	17	1	2	2	<1
P17G 10-15	16	2	8	2	2	2	<1
P17G 50-55	13	3	6	5	1	3	1
P17G 100-105	3	1	<3	<1	<1	<1	<1
Máx.	70	51	43	27	23	38	10
Mín.	3	1	<3	<1	1	1	<1
X	18	14	14	10	9	6	2
σ	13	13	8	7	6	4	2

Tabla 4-m: Concentración de metales (mg/kg) asociados a pirita (HNO_3). Los valores medios (x) y la desviación estándar (σ) se muestran para los suelos de manglar (P1G-P17G)

Suelo	Mn	Cu	Pb	Co	Ni	Zn	Cr
P1C 5-10	5.5	0.8	1.8	2.3	2.0	0.5	0.3
P1C 20-25	<0.3	1.3	1.5	1.8	1.5	0.3	0.5
P2C 5-10	0.3	1.8	2.8	2.3	2.5	0.8	1.3
P2C 10-15	1.0	2.3	5.8	3.8	6.3	1.8	2.5
P2C 25-30	0.3	1.3	5.8	2.3	2.8	0.5	1.8
P1G 0-5	1.0	1.5	1.0	0.3	0.3	<0.3	1.0
P1G 5-10	1.0	1.8	0.5	0.5	<0.3	<0.3	3.0
P1G 10-15	2.0	3.5	0.8	0.8	0.3	0.3	0.8
P1G 90-100	4.5	5.0	0.5	1.5	1.5	0.8	0.8
P1G 115-125	14.8	8.5	1.8	2.8	3.8	1.0	0.5
P2G 0-5	1.5	1.8	0.5	1.0	0.5	<0.3	0.3
P2G 55-60	10.8	8.0	0.3	2.8	2.5	1.5	1.0
P3G 0-5	0.3	1.0	<0.3	0.3	<0.3	<0.3	<0.3
P3G 5-10	0.3	0.8	<0.3	0.5	<0.3	<0.3	<0.3
P3G 10-15	0.5	1.0	<0.3	1.0	<0.3	<0.3	0.3
P3G 50-55	5.3	3.5	<0.3	2.0	1.5	1.3	<0.3
P3G 115-120	19.0	5.0	<0.3	1.5	0.8	0.5	<0.3
P4G 5-10	1.0	1.0	0.3	1.3	1.5	0.3	0.8
P4G 10-15	1.0	1.8	0.8	1.0	2.8	1.5	1.0
P4G 20-25	0.8	1.5	2.0	2.0	2.3	1.0	0.8
P5G 0-5	0.3	0.5	0.3	0.3	<0.3	<0.3	0.3
P5G 5-10	0.8	1.0	1.5	0.3	<0.3	<0.3	3.0
P5G 10-15	0.3	0.5	0.8	<0.3	<0.3	<0.3	0.5
P5G 95-100	23.3	7.8	1.0	2.3	2.0	4.0	0.5
P5G 110-115	16.0	2.3	2.0	1.5	1.8	1.0	0.5
P6G 0-5	0.5	<0.3	0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3
P6G 5-10	0.3	0.3	0.5	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3
P6G 10-15	0.3	0.5	0.3	<0.3	<0.3	0.5	<0.3
P6G 65-70	9.3	7.8	2.3	5.0	9.5	1.5	0.5
P6G 110-120	13.8	4.3	1.5	1.0	1.5	0.8	0.5
P7G 0-5	1.8	1.0	0.5	<0.3	<0.3	<0.3	1.8
P7G 5-10	0.3	0.8	<0.3	<0.3	0.5	<0.3	0.5
P7G 10-15	0.8	4.0	0.8	1.3	<0.3	<0.3	<0.3
P7G 50-55	13.8	6.0	1.4	2.5	1.0	1.6	0.3
P7G 115-120	14.5	10.8	1.8	3.0	1.5	2.0	0.3
P8G 5-10	0.8	2.0	1.5	1.8	<0.3	<0.3	<0.3
P8G 10-15	0.3	1.0	0.5	1.5	<0.3	0.5	0.5
P9G 5-10	0.3	1.0	0.8	1.3	<0.3	<0.3	0.3
P10G 5-10	0.3	0.8	0.5	0.8	0.3	<0.3	0.5
P10G 10-15	<0.3	0.5	1.3	1.0	1.0	<0.3	<0.3
P11G 0-5	<0.3	0.5	0.3	<0.3	0.3	<0.3	<0.3
P11G 5-10	0.3	1.3	1.5	0.3	0.5	<0.3	<0.3
P11G 10-15	0.3	1.0	1.0	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3
P11G 60-65	0.3	1.0	1.3	<0.3	0.3	<0.3	<0.3
P11G 125-130	16.8	6.0	2.3	0.5	1.0	3.0	<0.3
P14G 5-10	<0.3	2.3	1.5	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3
P14G 10-15	<0.3	1.8	1.5	<0.3	0.3	<0.3	<0.3
P16G 0-5	<0.3	0.3	1.3	<0.3	<0.3	<0.3	0.3
P16G 5-10	<0.3	0.3	1.5	<0.3	<0.3	<0.3	0.3
P16G 10-15	<0.3	0.3	1.3	<0.3	<0.3	<0.3	0.3
P16G 55-60	<0.3	0.3	1.0	<0.3	<0.3	<0.3	0.3
P16G 90-95	0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3
P17G 0-5	<0.3	<0.3	0.5	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3
P17G 5-10	<0.3	0.3	0.8	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3
P17G 10-15	<0.3	0.3	1.5	0.3	<0.3	<0.3	<0.3
P17G 50-55	<0.3	0.8	<0.3	0.3	<0.3	<0.3	<0.3
P17G 100-105	0.3	<0.3	0.8	0.3	0.3	<0.3	<0.3
Máx.	23.3	10.8	5.8	5.0	9.5	4.0	3.0
Mín.	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3
X	3.4	2.2	0.9	0.8	0.8	0.4	0.4
σ	6.1	2.6	0.7	1.0	1.5	0.8	0.6

Tabla 4-n: Valores de DTMP asociados a los metales medidos (X: promedio)

	DTMP (%)						
Suelo	Cu	Cr	Mn	Co	Pb	Ni	Zn
P1G 0-5	11.5	31.7	15.3	10.4	9.0	16.9	<0.1
P1G 5-10	19.6	75.3	23.9	25.3	5.8	0.0	<0.1
P1G 10-15	6.2	40.0	22.9	18.2	11.4	12.2	1.2
P1G 90-100	8.2	69.1	25.2	27.2	3.8	24.2	2.5
P1G 115-125	2.3	47.0	37.6	39.4	19.9	45.4	2.4
P3G 0-5	<0.1	<0.1	0.4	4.3	<0.1	<0.1	<0.1
P3G 5-10	<0.1	<0.1	0.4	17.5	<0.1	<0.1	<0.1
P3G 10-15	0.5	100.0	1.6	26.8	<0.1	<0.1	<0.1
P3G 50-55	<0.1	<0.1	17.8	21.2	<0.1	19.2	3.4
P3G 115-120	<0.1	<0.1	21.5	27.8	<0.1	19.0	2.5
P5G 0-5	100.0	5.1	<0.1	5.8	3.8	<0.1	<0.1
P5G 5-10	100.0	49.0	0.3	5.1	16.1	<0.1	<0.1
P5G 10-15	4.3	27.1	0.7	<0.1	8.1	<0.1	<0.1
P5G 95-100	2.8	12.8	24.3	13.6	7.9	9.5	6.8
P5G 110-115	8.0	35.2	55.3	37.2	27.8	35.9	25.8
P6G 0-5	<0.1	<0.1	5.9	<0.1	4.4	<0.1	<0.1
P6G 5-10	<0.1	<0.1	12.0	<0.1	12.0	<0.1	<0.1
P6G 10-15	<0.1	<0.1	9.2	<0.1	8.1	<0.1	4.5
P6G 65-70	1.3	24.4	38.6	46.2	23.4	57.6	2.0
P6G 110-120	4.7	29.0	37.5	18.2	17.8	14.9	1.5
P7G 0-5	100.0	49.0	4.4	<0.1	13.6	0.0	<0.1
P7G 5-10	2.1	34.9	2.2	<0.1	0.0	8.9	<0.1
P7G 10-15	<0.1	<0.1	3.7	22.6	13.8	<0.1	<0.1
P7G 50-55	100.0	13.0	40.8	48.8	23.5	14.2	5.8
P7G 115-120	0.8	12.0	47.2	52.1	24.1	23.3	8.1
P11G 0-5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	1.0	4.8	<0.1
P11G 5-10	<0.1	<0.1	2.7	7.3	5.1	8.4	<0.1
P11G 10-15	<0.1	<0.1	5.0	<0.1	8.0	<0.1	<0.1
P11G 60-65	<0.1	<0.1	3.0	<0.1	10.2	3.2	<0.1
P11G 125-130	<0.1	<0.1	70.1	26.8	39.2	39.7	25.1
P16G 0-5	0.8	8.8	<0.1	<0.1	4.1	<0.1	<0.1
P16G 5-10	100.0	9.7	<0.1	<0.1	13.2	<0.1	<0.1
P16G 10-15	100.0	12.3	<0.1	<0.1	15.0	<0.1	<0.1
P16G 55-60	100.0	16.2	<0.1	<0.1	7.5	<0.1	<0.1
P16G 90-95	<0.1	<0.1	3.8	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
P17G 0-5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	3.1	<0.1	<0.1
P17G 5-10	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	5.1	<0.1	<0.1
P17G 10-15	<0.1	<0.1	<0.1	10.4	13.4	<0.1	<0.1
P17G 50-55	<0.1	<0.1	<0.1	2.6	<0.1	<0.1	<0.1
P17G 100-105	<0.1	<0.1	1.3	1.7	1.8	1.4	<0.1
X	19.3	17.5	13.4	12.9	9.5	9.0	2.3

CAPÍTULO V: GÉNESIS Y CLASIFICACIÓN DE SUELOS DE MANGLAR. EVALUACIÓN Y PROPUESTAS DE GESTIÓN AMBIENTAL



USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

INDICE

5 CAPÍTULO V: GÉNESIS Y CLASIFICACIÓN DE SUELOS DE MANGLAR. EVALUACIÓN Y PROPUESTAS DE GESTIÓN AMBIENTAL 363

5.1 INTRODUCCIÓN 363

5.1.1 Clasificación de suelos hidromorfos 363

5.2 TAXONOMÍA Y CLASIFICACIÓN DE SUELOS DE MANGLAR 368

5.3 DEGRADACIÓN DE LOS BOSQUES DE MANGLAR, IMPLICACIONES EN LAS PROPIEDADES DE LOS SUELOS Y MEDIDAS DE ACTUACIÓN 374

5.3.1 Degradación de manglares 374

5.3.2 Respuesta de los bosques de manglar frente a las alteraciones en su dinámica 375

5.3.3 Recuperación de humedales degradados 377

5.4 BIBLIOGRAFÍA 379

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

INDICE DE FIGURAS

Figura 5.1: Diagramas Eh-pH para los suelos de manglar en condiciones naturales (PNM: Parque Nacional Morrocoy, RFSC: Refugio de Fauna Silvestre de Cuare, PNLR: Parque Nacional Laguna La Restinga, MNLM: Laguna Las Marites) 366

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

INDICE DE TABLAS

Tabla 5.1: Clasificación de los suelos de manglar en el Golfete de Cuare (Refugio de Fauna Silvestre de Cuare, Falcón) (G: Golfete, A: arcilla, p: pirofosfato sódico). $C\text{-}CO_3^{2-}$ para horizontes con pH $H_2O \geq 7$, Color Munsell para horizontes con material orgánico. 370
Tabla 5.2: Clasificación de los suelos de manglar en el Parque Nacional Morrocoy, región próximo costera del Golfete de Cuare (Falcón) (G: Golfete, A: arcilla, p: pirofosfato sódico). $C\text{-}CO_3^{2-}$ para horizontes con pH $H_2O \geq 7$, Color Munsell para horizontes con material orgánico. 371
Tabla 5.3: Clasificación de los suelos de manglar en la Laguna La Restinga, (Isla de Margarita) (R: Restinga, A: arcilla, p: pirofosfato sódico). $C\text{-}CO_3^{2-}$ para horizontes con pH $H_2O \geq 7$, Color Munsell para horizontes con material orgánico. 372
Tabla 5.4: Clasificación de los suelos de manglar en la Laguna Las Marites, (Isla de Margarita) (M: Marites, A: arcilla, p: pirofosfato sódico). $C\text{-}CO_3^{2-}$ para horizontes con pH $H_2O \geq 7$, Color Munsell para horizontes con material orgánico. 373

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

5 CAPÍTULO V: GÉNESIS Y CLASIFICACIÓN DE SUELOS DE MANGLAR. EVALUACIÓN Y PROPUESTAS DE GESTIÓN AMBIENTAL

5.1 INTRODUCCIÓN

A lo largo del siglo XX, se desarrollaron nuevos sistemas de clasificación de suelos como resultado del creciente interés por la conservación y gestión de este recurso (Gardi, et al., 2014). La Organización de la Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO), señala la importancia de la comprensión de la naturaleza, propiedades, dinámicas y funciones del suelo como parte del paisaje y los ecosistemas. Con la actual globalización, el uso de un lenguaje común es de vital importancia para la Ciencia del Suelo. La creciente necesidad de reglas y sistemas para la descripción y clasificación de suelos que sean aceptados internacionalmente, ha llevado al desarrollo de varios conceptos de clasificación de suelos.

La Ciencia del Suelo, a diferencia de otras disciplinas científicas, no posee un sistema de clasificación universalmente aceptado. Muchos países han desarrollado sus propios métodos de clasificación basados en conceptos nacionales o necesidades prácticas y a menudo utilizan nombres locales basados en la identificación de ejemplos típicos. Estos enfoques complican la comparación entre suelos de diferentes países, ya que normalmente no existe una equivalencia entre los distintos sistemas taxonómicos. La leyenda de la FAO para el Mapa Mundial de Suelos y la clasificación Soil Taxonomy fueron un intento de abarcar esta problemática: la necesidad de un sistema de clasificación aceptado a nivel mundial (Gardi, et al., 2014).

En el año 2009, la FAO elabora una Guía basada en la "Guía para la Descripción de Suelos" del año 1990. Esta guía del 2009, incorpora una serie de desarrollos innovadores internacionales en cuanto a sistemas de información y clasificación de suelos como las "Claves para la Taxonomía de Suelos" (USDA Servicio de Conservación de Suelos, 2003) y la segunda edición de "Base de Referencia Mundial del Recurso Suelo" (IUSS Grupo de Trabajo WRB, 2006). Ambos sistemas de clasificación, fueron desarrollados con el fin de proporcionar las claves taxonómicas necesarias en una forma tal que se pueda usar fácilmente en el campo y se convierta en un lenguaje universal en el que todos los científicos y especialmente los edafólogos, sean capaces de comunicarse y entenderse.

En este sentido, se procederá a clasificar los suelos de manglar según los dos principales sistemas reconocidos por FAO, como son la Soil Taxonomy (2006) y la Base de Referencia Mundial del Recurso Suelo (WRB, 2010). Para ello, se contará con la totalidad de suelos colectados en el año 2009 a diferentes profundidades (muestreo 2, capítulo 1). De esta manera, se presentan algunas determinaciones que permitirán definir horizontes, materiales y propiedades diagnóstico, a partir de los cuales establecer los tipos de suelo según ambas clasificaciones.

5.1.1 Clasificación de suelos hidromorfos

Los humedales naturales han sido significativamente reducidos por actividad humana en los últimos 100 años. En los trópicos, estos ecosistemas cubren más de 500 millones de ha y son de gran importancia en la biogeoquímica global del carbono (C), balance hídrico, fauna y producción de alimento para las poblaciones humanas. Pequeñas variaciones en clima, régimen de agua y nutrientes y uso de la tierra pueden cambiar drásticamente el delicado balance de los humedales tropicales (Neue, et al., 1997).

Los humedales se caracterizan por su capacidad para estabilizar grandes cantidades de MO (IPCC, 2007) a escala global. De las 1500 Gt totales de carbono orgánico (CO) acumuladas en la pedosfera, alrededor de 250 Gt son preservadas en humedales tropicales (Neue et al. 1997). Se estima que los manglares acumulan 1,023 Mg C ha^{-1} (Donato et al., 2011) y son considerados importantes sumideros de "blue carbón", término que hace referencia al C acumulado en bosques de manglar, pastizales y marismas (Bouillon et al., 2008).

El área superficial de los humedales tropicales se estima en 5 millones de km^2, de los cuales los manglares representan 137,760 km^2 distribuidos en 118 países y territorios (Giri et al., 2011). Velocidades de acumulación de CO en estos ambientes se encuentran en un rango de 1.39 a 6.54 t C ha^{-1} $año^{-1}$ (Bouillon et al., 2008) y la cantidad total de CO almacenado en los suelos de manglar a nivel mundial entre 4 y 20 Pg (Donato et al., 2001). A pesar de que manglares y las marismas, representan menos del 0,5% de las áreas oceánicas, estos ecosistemas pueden contener aproximadamente 50-70% de todo el C almacenado en sedimentos oceánicos (Otero & Macías 2010) y permanecer en los suelos por largos periodos de tiempo.

El desarrollo y propiedades de los suelos en los humedales, están influenciados por la saturación permanente o temporal en la capa más superficial del pedón (Neue, et al., 1997). El término usado por la FAO (1974) para definir las características que adquiere un suelo si las condiciones son anaeróbicas corresponde a "propiedades hidromórficas". En la leyenda de la FAO-UNESCO para el Mapa de Suelos del Mundo (FAO, 1974), los Gleisoles, Fluvisoles, Planosoles e Histosoles, componen la mayor parte de los suelos de humedales. Subunidades Gléicas de Acrisoles, Luvisoles o Podzoles corresponden también a suelos del humedal.

La Soil Taxonomy (USDA, 1975), reconoce suelos hidromorfos a nivel de suborden a través de un régimen de condiciones ácuicas que ha conducido a definir símbolos que indiquen reducción y suelos con hidromorfismo en algunos horizontes a nivel de subgrupo. Todos los órdenes, excepto Histosoles, Vertisoles y Aridisoles, tienen subordenes ácuicos. Prácticamente todos los Aridisoles son suelos secos mientras los Histosoles son suelos húmedos. Los Vertisoles son encontrados en humedales pero la saturación de agua es siempre un indicativo superficial el cual no es considerado como un régimen de condiciones ácuicas (Neue, et al., 1997).

De acuerdo con la comisión europea (Gardi, et al., 2014), en la región caribeña se encuentra un régimen de temperatura del suelo Isohipertérmico, con una temperatura media anual del suelo mayor de 22ºC y en donde la diferencia entre la temperatura media del suelo en verano e invierno es menor de 6ºC. Además, domina la categoría de Ústico dentro de los regímenes de humedad del suelo dados en Latinoamérica y El Caribe. Esto corresponde a un clima húmedo, los suelos suelen permanecer húmedos y normalmente no es necesaria la irrigación de los cultivos.

La clasificación WRB establece 32 Grupos de Suelos de Referencia y todos ellos están presentes en Latinoamérica y el Caribe, debido principalmente al amplio rango de condiciones medioambientales en estas regiones. Incluso los Albeluvisols, no encontrados en un continente tan extenso como África, pueden encontrarse en ambientes periglaciares de América del Sur (Gardi, et al., 2014). Los sistemas aplicados ampliamente a nivel mundial para la clasificación de suelos corresponden en sus siglas en inglés al escrito de la FAO-UNESCO "Soil map of the World" (FAO, 1974) y la "Soil Taxonomy" (USDA, 1975).

Algunos países como Brasil, cuentan con su propio sistema de clasificación (EMBRAPA, 1979).

De acuerdo con Oliveira (1979), en áreas de manglares y sus adyacencias, se encuentran suelos Gley Tiomórficos, que abarcan suelos hidromórfos y salinos, orgánico-minerales u orgánicos, que contienen compuestos de azufre y que debido al drenaje y oxidación, se tornan extremadamente ácidos debido a la formación de sulfatos, pudiendo formarse un horizonte sulfúrico o material sulfúrico. Para Radambrasil (1983), suelos de manglar en Brasil corresponden al tipo Solonchak Sódico, caracterizados por ser muy arcillosos y estar asociados a suelos hidromórficos tiomórficos y podzol hidromórfico con horizonte A definido. En trabajos recientes de cartografía de suelos del Estado de Sao Paulo, Oliveira y colaboradores (1999), señalan las áreas de manglar como Gleisoles Sálicos de textura media (limo) como asociadas a los Neosuelos Quartzarénicos hidromórficos salinos o también a los Gleisoles Tiomórficos, constatados también por Rossi (1999).

Algunos suelos de manglar del mundo, han sido clasificados como fluvisoles, tal es el caso de México (Lago Balandra) en el que se han reportados fluvisoles tiónicos y sálicos (Giani, et al., 1996). En Venezuela, se encuentran Fluvisoles con horizonte tiónico y con presencia de material sulfídico como los identificados en los manglares de estudio (WRB, 2007). Otros de los suelos inundados dignos de mención son los sulfato-ácidos y los turbosos, los cuales comparten en principio, características similares con los suelos de manglar.

5.1.1.1 Suelos sulfato ácidos

Los suelos sulfato-ácidos se forman a partir del drenaje de materiales ricos en materiales sulfídicos, los cuales se originan en ambientes reductores en presencia de materia orgánica (MO), Fe^{3+} y actividad de microorganismos. El azufre proviene del agua de mar, la cual cubre los suelos de manglar periódicamente. Las bacterias descomponen la MO bajo condiciones anaeróbicas, reduciendo los óxidos de Fe^{3+} a Fe^{2+} e iones $SO_4^{=}$ a $S^{=}$, lo que conlleva a la formación de FeS_2. En los manglares, la formación de sulfuros metálicos, especialmente FeS_2 es un aspecto de gran importancia. La pirita, es la forma reducida de azufre inorgánico más abundante en estos suelos debido a que es el producto final de los procesos de sulfato reducción termodinámicamente más estables (Berner, 1984).

Es posible que los sedimentos depositados a lo largo de los litorales tropicales y subtropicales y de los deltas de los ríos, contengan cantidades significativas de sulfuros de Fe (II). Al haber drenaje, estos sulfuros se oxidan y se genera H_2SO_4 y Fe^{3+}. La acidez del suelo puede incrementarse a un pH de 2 o más bajo. Dichas condiciones son altamente fitotóxicas y pueden remediarse en condiciones aeróbicas solo mediante lixiviaciones exhaustivas y aplicaciones de encalado. Si los suelos sulfato- ácidos se inundan de nuevo, su pH se eleva rápidamente hasta alcanzar casi la neutralidad a medida que el sulfato y el Fe (III) se vuelven a reducir a sulfuros de Fe (II) (Hinrich et al., 1993).

5.1.1.2 Suelos turbosos o Histosoles

Los Histosoles son suelos orgánicos por lo que, por definición, son los suelos con mayor contenido en MO (>20%). Su formación está asociada a una descomposición bioquímica de los restos vegetales muy ralentizada debido a diferentes condiciones tales como: saturación de agua persistente, temperaturas bajas a moderadas (aunque pueden ser altas, incluso tropicales, si la inundación es continua), oligotrofismo y presencia habitual de elevados niveles de toxinas orgánicas (Camps-Arbestain et al. 2004). Los suelos turbosos son hasta cierto punto

autopreservables y tienen una capacidad elevada de retención de agua que incluso, les permite extenderse por pendientes ligeras (Hinrich et al., 1993). De acuerdo con la Soil Taxonomy (2006), es una regla general que un suelo se clasifique como suelo orgánico (Histosol) sí más de la mitad de los 80 cm superiores del suelo es orgánico o si el material de suelo orgánico descansa sobre una roca o material fragmental que tiene intersticios rellenos con materiales orgánicos.

Las turberas son técnicamente definidas como humedales en los que el 80% del área, está cubierta por histosoles (FAO 1974). Estos suelos cubren 325-375 millones ha en todo el mundo, con la mayor parte localizada en las regiones boreal, subártica y el bajo ártico del hemisferio norte, solo una décima parte es encontrada en los trópicos. Los histosoles tropicales cubren aproximadamente 27 millones ha (Lähteenoja et al. 2009). En Venezuela, representan un 2,5% del total de suelos identificados por la WRB y se ubican en áreas donde el balance entre acumulación y descomposición favorece al primer proceso. Se localizan primariamente en el Delta del Orinoco y en menor escala en las ciénagas del Lago de Maracaibo. El mayor porcentaje en el país, corresponde a Acrisoles (44%) y Cambisoles (22%) (Comerma & Torres 2013).

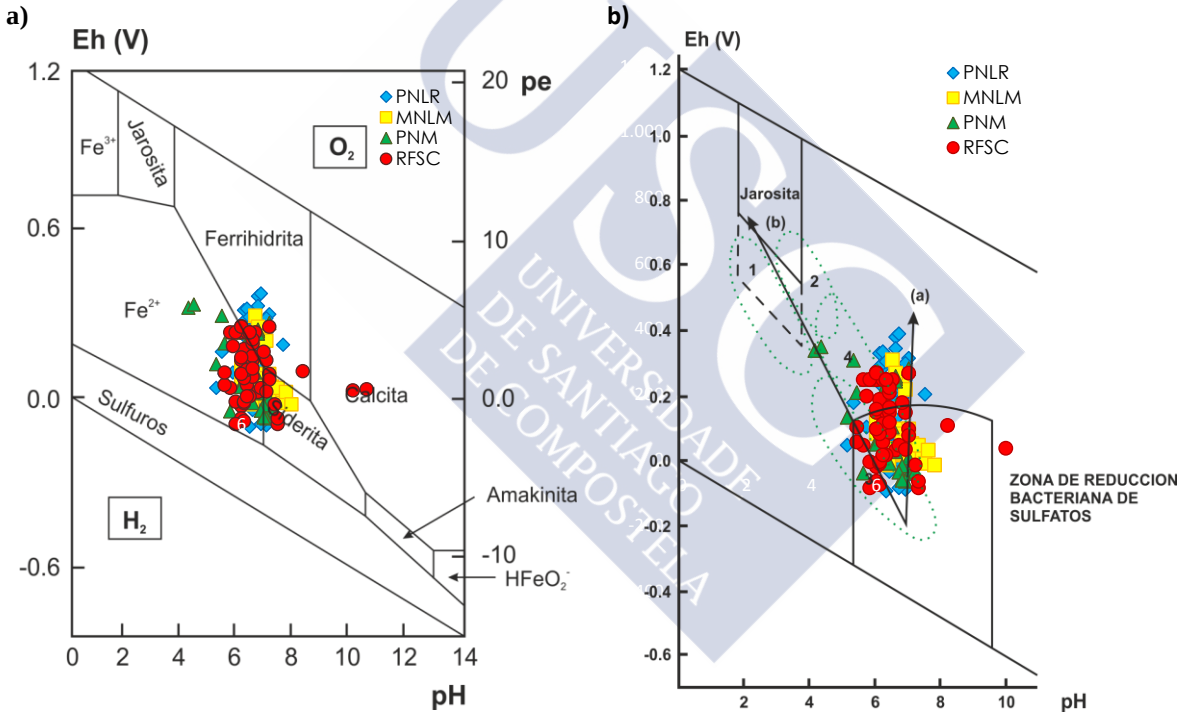


Figura 5.1: Diagramas Eh-pH para los suelos de manglar en condiciones naturales (PNM: Parque Nacional Morrocoy, RFSC: Refugio de Fauna Silvestre de Cuare, PNLR: Parque Nacional Laguna La Restinga, MNLM: Laguna Las Marites)

Las condiciones redox en los suelos de manglar en estudio (Fig. 5.1), corresponden a las dadas en Histosoles (Nóvoa et al., (2008)). La figura 5.1 (b), muestra la evolución de las condiciones Eh-pH por aireación de sedimentos ricos en sulfuros, con predominio de carbonatos (a) y en ausencia de carbonatos (b). Así, los más bajos valores de pH ocurren en presencia de oxidación de sulfuros y los más altos donde la calcita está presente en cantidad superior a la necesaria para la neutralización de la acidez producida por la oxidación de los sulfuros (entre 3 y 4 veces equivalente $CaCO_3$ respecto a $S^{=}$). Las condiciones más reducidas (baja actividad de Fe) son encontradas cuando los Histosoles están saturados en agua.

El alcance del estudio, abarca como principal objetivo clasificar los suelos de manglar de acuerdo con el sistema americano “Soil Taxonomy” y el europeo “Word Reference Bases” a través de los siguientes objetivos específicos: i) Identificar horizontes, propiedades y materiales diagnóstico en la totalidad de suelos considerados en el estudio, con el fin de establecer su génesis y clasificación y ii) Evaluar diferentes propuestas de gestión ambiental en función de los resultados obtenidos en los capítulos previos (1-4). Para el cumplimiento de los objetivos, se utilizaron las determinaciones analíticas llevadas a cabo durante la investigación y mostradas a lo largo los capítulos establecidos. Ejemplo de ello fue el test de color en $Na_2P_2O_7$ (Lyn et al., 1974), utilizado para diferenciar tipos de materiales orgánicos (Capítulo II-A).

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

5.2 TAXONOMÍA Y CLASIFICACIÓN DE SUELOS DE MANGLAR

Los resultados obtenidos demuestran el dominio de dos órdenes principales de suelos asociados a los manglares en Falcón y Nueva Esparta: Histosoles y Fluvisoles (WRB, 2007), con características que expresan hidromorfismo, asociadas con la acumulación de materiales orgánicos y sulfídicos. El régimen de humedad de los suelos es ácuico, es decir, que los suelos permanecen libres de oxígeno disuelto debido a la saturación en agua. Bajo estas condiciones, la velocidad de descomposición de la MO disminuye, favoreciendo su acumulación (Camps-Arbestain et al. 2004).

Los suelos de manglar cumplen con condiciones reductoras como propiedades diagnósticas (presencia de sulfuro de hierro). Se reconoce la presencia de material sulfídico, orgánico y mineral. Además de los tiónicos, se reconocen horizontes hísticos (hémicos) y sálicos. Los Histosoles son tiónicos y sódicos y probablemente pueda incluirse el término tidálico. La mayoría de suelos cumple con los criterios establecidos para horizontes sódicos (>15% Na+Mg en el complejo de cambio), si bien en muchos suelos el catión dominante es el Mg, muy pocos son calcáreos, poniendo de manifiesto que los suelos reducidos son poco adecuados para el desarrollo de los moluscos. Los Fluvisoles son tidálicos y dominan los tiónicos, hiperhúmicos (> 5% de CO), sódicos (suelos arcillosos) y algunos calcáricos (en horizontes con menor contenido de MO y material sulfídico).

La gran cantidad de biomasa y el régimen de humedad del suelo (el cual determina la formación de condiciones anaeróbicas), favorece la intensa acumulación de material orgánico (Vidal-Torrado et al., 2010). El contenido de COt varió desde 1% hasta 36% con un rango mayoritario entre 20% y 30%, lo cual pone de manifiesto la importancia de los procesos de acumulación de MO en los horizontes superficiales durante la formación de los horizontes orgánicos.

Algunos suelos presentan horizontes profundos que cumplen con el criterio del contenido de S y la reducción pero tienen p < 4,0. Esto podría indicar la presencia de horizonte tiónico; sin embargo, no es posible asegurar este criterio, porque se exige además del pH< 4,0 en agua, una o más de las siguientes: i) moteados de jarosita o schwermanita, ó ii) concentraciones con un matiz de 2.5 Y o más amarillo y chroma de 6 o más, ó iii) superposición directa sobre material sulfídico (estas condiciones no se cumplen en los suelos de estudio, en los que el material sulfídico se encuentra en los horizontes subsuperficiales y superficiales), ó iv) > 0,05% de sulfatos solubles en agua, y v) espesor >15 cm. También de forma temporal, pueden encontrarse valores elevados de pH relacionados con la fotosíntesis en condiciones de gran actividad de algas.

La condición de saturación de agua en los suelos por debajo de los 25 cm, da origen a su agrupamiento como "aquents", unido a la reducción en los colores de la matríz, hue en un rango de 10YR o más rojizo, bajos values y alto chroma in la Clave Munsell. Los colores neutros indican el proceso de reducción de Fe^{3+} a Fe^{2+} en ambientes suboxicos por la actividad de los microorganismos (Vidal-Torrado et al., 2010). Están presentes en los suelos, colores con bajo value y chroma, asociados con altas proporciones de MO.

De acuerdo con la Taxonomía de Suelos (2010), dominan los Sulfihemist y en un grupo minoritario, Sulfaquent e Hydraquent. En general, la mayoría de los suelos contiene material sulfídico (>0,75% S, pH>4,0 y Eh bajo), característico olor a sulfuros. Este material, encontrado a lo largo del perfil, compuesto principalmente por FeS_2 que puede ser oxidado a SO_4^{2-} da origen al agrupamiento de los suelos como Sulfihemist al 3º nivel (diferencia entre el

pH inicial y el pH final luego de la incubación durante 4 semanas). Al 4º nivel del sistema, los suelos son clasificados como Typic Sulfihemist. Los niveles 3 (Sulfaquent) y 4 (Histic Sulfaquent), representan los procesos de sulfato-reducción en ambientes anóxicos y la acumulación de MO en un estado intermedio de descomposición, respectivamente. Estas condiciones no son suficientes para formar un horizonte de 40 cm e incluir estos suelos en el orden Histosol.

En las tablas mostradas a continuación, se coloca al horizonte tiónico como un horizonte diagnóstico, debido a que cumple el criterio descrito acerca del contenido de S y las condiciones reductoras, sin embargo, dado que no cumple con otros criterios como por ejemplo que el material sulfídico se encuentre en profundidad, se asume que no existe horizonte tiónico debido a que no hay en este tipo de suelos, una oxidación continuada, el Eh se mantiene generalmente por debajo de 100 mV.

Dada la elevada hidromorfía de los suelos por los movimientos mareales, es probable que los suelos permanezcan secos por breves periodos de tiempo, insuficiente para alcanzar la oxidación. Por tanto, los suelos de manglar desarrollan acidez al secarse (descensos mareales) y oxidarse. Las condiciones de campo no denotan un horizonte tiónico propiamente (el pH es superior a 4,0) sino presencia de material sulfídico. De ahí que se considera que el pH<4,0 es un artefacto producido por la desecación de los suelos y oxidación del material sulfídico presente.

Todo lo anteriormente expuesto, pone de manifiesto la gran cantidad de procesos químicos, biológicos y físicos asociados a estos ecosistemas y su elevada complejidad. La estructura de esta tesis, separada en capítulos y subcapítulos, y el orden en que han sido presentados los resultados, ha intentado crear una visión generalizada en temas muy específicos que han quedado expuestos a lo largo del trabajo. La relación entre cada ámbito ha permitido llevar una continuidad en la exposición de los datos obtenidos como una contribución a futuros estudios en manglares, principalmente como un aporte al escaso conocimiento en los ecosistemas presentes en Venezuela. Como principales propuestas de gestión ambiental en los humedales descritos, se plantea evitar su degradación, incentivar el secuestro de carbono sostenible y conservar la biodiversidad.

Tabla 5.1: Clasificación de los suelos de manglar en el Golfete de Cuare (Refugio de Fauna Silvestre de Cuare, Falcón) (G: Golfete, A: arcilla, p: pirofosfato sódico). $C\text{-}CO_3^{2-}$ para horizontes con pH $H_2O \geq 7$, Color Munsell para horizontes con material orgánico.

Horizonte/ profun. (cm)	Ct (%)	$C\text{-}CO_3^{2-}$ (%)	CO (%)	A (%)	St (%)	pH H_2O	pH H_2O_2 (2 min)	pH H_2O_2 (6 h)	pH camp.	Eh camp. (mV)	Color p Cód. Munsell	Nt (%)	C/N	Horiz. diag.	Mater. diag.	Clasif. (WRB)	Clasif. (Soil Taxonomy)
P1G 0-5	10,4		10,4		1,47	5,1	3,3	1,9	7,3	-86		0,53	19		Mineral, sulfídico		
P1G 5-10	9,3		9,3	58	1,26	4,7	3,2	1,9	6,3	79		0,43	22		Mineral, sulfídico	Fluvisol tidálico	Typic Sulfaquent
P1G 10-15	6,2		6,2		1,49	1,7	2,1	1,2	6,5	244		0,31	20	Tiónico	Mineral, sulfídico	(tiónico, hiperhúmico,	
P1G 90-100	14,3		14,3		5,75	4,1	1,0	0,8	10,5	39		0,45	32		Mineral, sulfídico	sódico, arcilloso)	
P1G 115-125	9,2		9,2		3,76	2,3	1,3	1,5	10,0	35		0,28	32	Tiónico	Mineral		
P2G 0-5	19,3		19,3		1,16	5,3	4,7	3,0	8,2	104	10YR 2/2	1,18	16		Orgánico, sulfídico		
P2G 5-10	14,7		14,7	58	1,46	6,7	4,9	2,5	7,0	94		0,85	17		Mineral, sulfídico	Fluvisol tidálico	
P2G 10-15	13,0		13,0		1,65	6,4	4,0	2,0	7,0	74		0,61	21		Mineral, sulfídico	(tiónico, hiperhúmico,	Typic Sulfaquent
P2G 55-60	13,7		13,7		6,08	1,5	2,2	1,2	6,0	144		0,56	24	Tiónico	Mineral	sódico, arcilloso)	
P2G 125-130	14,2		14,2		4,27	3,3	1,0	0,8	7,3	-66		0,49	29	Tiónico	Mineral		
P3G 0-5	28,0		28,0		1,14	5,2	5,0	3,4	6,3	144	7.5YR 4/6	1,39	20		Orgánico, sulfídico		
P3G 5-10	29,6		29,6	58	2,36	4,6	4,1	2,5	6,2	164		1,46	20	Tiónico	Orgánico, sulfídico	Histosol hémico	
P3G 10-15	26,9		26,9		4,98	3,5	1,3	1,6	6,1	184		1,03	26	Tiónico	Orgánico	(tiónico, hiperhúmico,	Typic Sulfihemist
P3G 50-55	20,4		20,4		6,62	2,3	1,4	1,3	6,0	244	10YR 2/2	0,78	26	Tiónico	Orgánico	sodico)	
P3G 115-120	18,5		18,5		4,16	2,1	1,8	1,4	6,2	54	10YR 2/1	0,67	28	Tiónico	Orgánico		
P4G 0-5	6,3		6,3		0,45	7,2	5,9	4,9	7,2	-16		0,33	19		Mineral		
P4G 5-10	2,3		2,3	25	0,21	6,4	5,2	4,7	6,6	29		0,10	24		Mineral		
P4G 10-15	1,3		1,3	28	0,23	6,4	5,0	4,4	6,4	144		0,05	25		Mineral	Fluvisol tidálico	Typic Sulfaquent
P4G 20-25	1,4		1,4	34	0,19	5,5	4,6	3,1	6,4	159		0,05	28		Mineral	(tiónico, sódico)	
P4G 30-35	2,2		2,2	10	1,05	4,6	2,1	1,3	6,4	204		0,05	46	Tiónico	Mineral, sulfídico		
P4G 115-120	1,1		1,1	51	2,45	2,9	2,5	1,4	6,4	84		0,07	16	Tiónico	Mineral		
P5G 0-5	27,0		27,0		1,11	6,2	5,5	3,2	7,0	264		1,55	17		Orgánico, sulfídico		
P5G 5-10	28,0		28,0	46	1,18	5,8	5,0	3,1	5,8	244		1,27	22		Orgánico, sulfídico	Histosol hémico	
P5G 10-15	26,4		26,4		1,46	4,7	4,3	2,8	6,2	244	2.5YR 2.5/4	1,15	23		Orgánico, sulfídico	(tiónico, hiperhúmico,	Typic Sulfihemist
P5G 95-100	4,8		4,8		3,24	2,1	1,1	1,0	6,0	94		0,18	26	Tiónico	Orgánico	sodico)	
P5G 110-115	1,6	0,61	1,0		0,60	8,1	6,0	6,1	6,3	14		0,03	34	Tiónico	Mineral		
P6G 0-5	16,2		16,2		1,10	5,2	4,1	3,0	6,1	79		1,04	16		Orgánico, sulfídico		
P6G 5-10	17,2		17,2	nd	1,09	5,6	5,5	3,6	6,0	-21		0,94	18		Orgánico, sulfídico	Histosol hémico	
P6G 10-15	13,8		13,8		1,69	4,1	3,0	1,5	6,0	-66	10YR 3/2	0,71	19		Orgánico, sulfídico	(tiónico, sódico)	Typic Sulfihemist
P6G 65-70	19,2		19,2	90	4,89	1,9	1,1	0,8	6,1	-76	10YR 2/1	0,70	27	Tiónico	Orgánico		
P6G 115-120	18,9		18,9		6,95	4,0	0,9	1,6	5,8	-86		0,76	25	Tiónico	Orgánico		
P7G 0-5	27,4		27,4		0,89	4,9	4,4	2,3	5,6	244	10YR 2/2	1,12	25		Orgánico, sulfídico		
P7G 5-10	26,8		26,8		1,29	4,8	4,0	3,0	6,0	154	2.5YR 2.5/4	1,05	26		Orgánico, sulfídico	Histosol hémico	Typic Sulfihemist
P7G 10-15	23,1		23,1		3,24	3,7	2,0	1,1	6,7	44	5YR 3/4	0,96	24	Tiónico	Orgánico	(tiónico, sódico)	
P7G 115-120	13,5		13,5		3,46	2,4	1,0	0,8	5,8	-6	7.5YR 2.5/2	0,61	22	Tiónico	Mineral		
P8G 0-5	19,9		19,9		1,97	6,2	5,3	3,4	5,6	44		1,12	18		Orgánico, sulfídico		
P8G 5-10	16,8		16,8		1,64	4,0	2,3	1,4	5,4	54	10YR 2/2	0,99	17	Tiónico	Orgánico	Histosol hémico	
P8G 10-15	23,2		23,2		2,78	3,5	1,9	1,2	5,4	99	10YR 3/6	0,83	28	Tiónico	Orgánico	(tiónico, sódico)	Typic Sulfihemist
P8G 65-70	15,7		15,7		4,38	4,7	1,1	0,9	5,8	244	2.5YR 4/8	0,56	28	Tiónico	Orgánico		
P8G 120-125	15,3		15,3		5,07	4,0	1,0	0,9	6,1	-11	10YR 2/2	0,52	29	Tiónico	Orgánico		
P9G 0-5	30,7		30,7		2,08	5,5	4,1	2,3	6,9	31	7.5YR 2.5/3	1,03	30		Orgánico, sulfídico		
P9G 5-10	24,2		24,2	14	3,31	4,5	3,2	1,6	6,2	109	2.5YR 3/6	0,90	27		Orgánico, sulfídico	Histosol hemico	Typic Sulfihemist
P9G 10-15	21,9		21,9		3,69	4,5	1,9	1,1	6,1	-6	5YR 3/4	0,79	28		Orgánico, sulfídico	(tiónico, sódico)	
P9G 65-75	19,0		19,0		6,43	4,8	1,7	0,8	6,2	14	7.5YR 2.5/1	0,67	29		Orgánico, sulfídico		
P10G 0-5	8,3		8,3	10	0,61	6,2	5,4	4,7	5,7	194		0,45	19		Mineral, sulfídico		
P10G 5-10	2,6		2,6	4	0,32	6,0	5,9	5,1	6,0	94		0,14	18		Mineral, sulfídico	Fluvisol tidálico	
P10G 10-15	1,5		1,5	2	0,19	6,0	5,8	4,6	6,4	219		0,07	21		Mineral, sulfídico	(tiónico, sódico)	Typic Sulfaquent
P10G 60-65	1,0		1,0	1	0,73	4,0	2,1	1,5	6,0	266		0,01	67		Mineral		
P10G 85-90	0,5		0,5	1	0,66	3,8	2,9	1,9	6,0	264		0,01	62		Mineral		
P11G 0-5	31,3		31,3		2,54	5,1	4,7	2,7	6,3	244		0,90	35		Orgánico, sulfídico		
P11G 5-10	25,5		25,5		3,02	5,1	4,0	2,6	6,3	244	2.5YR 3/6	0,71	36		Orgánico, sulfídico	Histosol hemico	
P11G 10-15	23,8		23,8		5,03	5,0	4,3	1,8	6,9	144		0,64	37		Orgánico, sulfídico	(tiónico, sódico)	Typic Sulfihemist
P11G 60-65	31,0		31,0		6,10	4,6	4,2	1,6	6,8	174		0,73	43		Orgánico, sulfídico		
P11G 125-130	4,7	1,53	3,2		0,89	7,8	5,3	6,1	6,4	114	7.5YR 2.5/3	0,10	32		Orgánico, sulfídico		

Tabla 5.2: Clasificación de los suelos de manglar en el Parque Nacional Morrocoy, región próximo costera del Golfete de Cuare (Falcón) (G: Golfete, A: arcilla, p: pirofosfato sódico). $C\text{-}CO_3^{2-}$ para horizontes con pH $H_2O \geq 7$, Color Munsell para horizontes con material orgánico.

Horizonte/ profun. (cm)	Ct (%)	$C\text{-}CO_3^{2-}$ (%)	CO (%)	A (%)	St (%)	pH H_2O	pH H_2O_2 (2 min)	pH H_2O_2 (6 h)	pH camp.	Eh camp. (mV)	Color p Cód. Munsell	Nt (%)	C/N	Horiz. diag.	Mater. diag.	Clasif. (WRB)	Clasif. (Soil Taxonomy)
P12G 0-5	32,2		32,2	23	1,92	4,7	5,0	3,9	4,1	333	7.5YR 5/8	1,82	18		Orgánico		
P12G 5-10	31,9		31,9	47	0,20	5,1	5,0	4,0	4,3	344	2.5YR 4/8	1,43	22		Orgánico	Histosol hémico	
P12G 25-30	29,3		29,3	62	4,15	3,0	2,9	2,0	5,1	129		1,14	26		Orgánico, sulfídico	(sódico)	Typic Sulfihemist
P12G 60-65	28,8		28,8	17	3,50	3,9	2,6	1,3	5,6	-41	2.5YR 3/6	0,85	34		Orgánico		
P12G 95-100	16,4	6,63	9,8	51	0,72	8,1	6,0	6,1	6,2	4	7.5YR 4/6	0,26	37		Orgánico		
P13G 0-5	14,3	10,32	4,0	3	0,04	8,3	6,2	6,7	6,6	254	2.5YR 3/6	0,19	20		Mineral		
P13G 5-10	13,9	10,90	3,0		2,04	8,0	6,0	6,7	6,6	247	5YR 4/6	0,19	16		Mineral	Fluvisol tidálico	
P13G 10-15	13,8	11,11	2,7		0,01	8,0	6,1	6,6	6,6	239	7.5YR 4/6	0,15	18		Mineral	(calcárico, sódico)	Sodic Hydraquent
P13G 60-65	15,0	9,95	5,1	0	0,39	7,8	6,0	6,3	6,3	89	2.5YR 4/8	0,20	26		Mineral		
P13G 105-110	23,9	5,21	18,7	1	1,62	7,4	5,9	5,8	6,3	114	5YR 4/6	0,58	32		Mineral		
P14G 0-5	31,9		31,9		1,57	6,1	5,0	4,1	5,3	303	2.5YR 2.5/3	1,57	20		Orgánico		
P14G 5-10	31,7		31,7		1,83	5,1	5,0	3,8	5,4	204		1,47	22		Orgánico, sulfídico	Histosol hémico	
P14G 10-15	33,6		33,6		1,95	5,3	5,0	3,5	6,0	54		1,42	24		Orgánico, sulfídico	(tiónico, sódico)	Typic Sulfihemist
P14G 85-90	35,5		35,5		3,59	6,0	3,6	1,5	6,1	174	2.5YR 2.5/4	1,02	35		Orgánico, sulfídico		
P14G 110-115	31,6		31,6		3,15	5,9	4,2	2,0	6,0	47	5YR 5/8	0,88	36		Orgánico, sulfídico		
P15G 0-5	13,4	11,03	2,4	59	0,05	8,4	6,5	6,9	7,0	277	7.5YR 4/6	0,17	14		Mineral		
P15G 5-10	13,6	11,42	2,2	85	0,01	8,2	6,3	6,7	6,4	-11	10YR 4/6	0,18	12		Mineral	Fluvisol tidálico	
P15G 10-15	13,6	10,83	2,8	79	0,02	8,0	6,2	6,6	6,8	-56	10YR 3/6	0,14	20		Mineral	(calcárico, sódico,	Sodic Hydraquent
P15G 55-60	13,6	10,16	3,4	75	0,28	8,3	6,1	6,6	7,0	4	5YR 3/4	0,06	62		Mineral	arcilloso)	
P15G 80-85	12,5	11,74	0,8	57	0,13	8,7	6,2	6,8	7,0	-41	7.5YR 4/6	0,01	69		Mineral		
P16G 0-5	25,0		25,0		1,50	7,5	6,2	6,1	7,2	-36		1,31	19		Orgánico, sulfídico		
P16G 5-10	35,8		35,8		2,21	7,3	6,2	5,6	6,8	-19		1,27	28		Orgánico, sulfídico	Histosol hémico	
P16G 10-15	34,2	0,08	34,1		2,62	6,9	5,8	4,3	6,7	-38	7.5YR 5/8	1,15	30		Orgánico, sulfídico	(tiónico, sódico)	Typic Sulfihemist
P16G 55-60	25,5		25,5		2,85	5,4	4,0	2,8	6,9	-66	5YR 4/6	0,82	31		Orgánico, sulfídico		
P16G 90-95	13,1	10,44	2,7		0,32	8,2	6,2	6,7	6,8	-63	10YR 3/6	0,10	26		Orgánico, sulfídico		
P17G 0-5	28,2	2,52	25,7		1,55	7,1	6,0	5,7	6,2	198	5YR 3/4	1,41	18		Orgánico		
P17G 5-10	31,4		31,4		1,90	7,3	5,8	5,3	6,3	229		1,35	23		Orgánico, sulfídico	Histosol hémico	
P17G 10-15	34,1	0,05	34,1		2,07	6,0	5,4	4,7	6,3	247	5YR 4/6	0,80	43		Orgánico, sulfídico	(tiónico, sódico)	Typic Sulfihemist
P17G 50-55	30,7		30,7		2,71	5,9	5,3	3,7	6,5	99		0,80	39		Orgánico, sulfídico		
P17G 100-105	13,8	10,08	3,7		0,70	8,1	6,0	6,6	6,6	24	7.5YR 4/6	0,15	25		Mineral, sulfídico		
P18G 0-5	25,8		25,8		1,56	5,3	4,6	2,6	5,7	244	2.5YR 4/8	1,27	20		Orgánico, sulfídico		
P18G 5-10	26,6		26,6		1,90	5,1	4,9	2,2	6,1	244	5YR 3/2	1,18	22		Orgánico, sulfídico	Histosol hémico	Typic Sulfihemist
P18G 10-15	24,1		24,1		3,03	5,3	4,6	2,2	6,1	244	7.5YR 2.5/1	1,15	21		Orgánico, sulfídico	(tiónico, sódico)	
P18G 120-125	16,8		16,8		4,07	3,0	1,0	0,8	6,2	244	2.5YR 3/6	0,67	25	Tiónico	Mineral, sulfídico		

Tabla 5.3: Clasificación de los suelos de manglar en la Laguna La Restinga, (Isla de Margarita) (R: Restinga, A: arcilla, p: pirofosfato sódico). C-CO_3^{2-} para horizontes con pH $H_2O \geq 7$, Color Munsell para horizontes con material orgánico.

Horizonte/ profun. (cm)	Ct (%)	C-CO_3^{2-} (%)	CO (%)	A (%)	St (%)	pH H_2O	pH H_2O_2 (2 min)	pH H_2O_2 (6 h)	pH camp.	Eh camp. (mV)	Color p Cód. Munsell	Nt (%)	C/N	Horiz. diag.	Mater. diag.	Clasif. (WRB)	Clasif. (Soil Taxonomy)
P1RA 0-5	16,1		16,1	24	1,89	4,8	4,3	2,8	6,6	202	7.5YR 3/3	1,08	15		Orgánico, sulfídico		
P1RA 5-10	16,3		16,3		1,59	4,5	3,9	1,9	5,4	94	7.5YR 2.5/2	1,00	16		Orgánico, sulfídico	Histosol hémico	Typic Sulfihemist
P1RA 10-15	16,3		16,3		2,80	4,2	2,6	1,3	5,1	44	7.5YR 4/4	0,96	17		Orgánico, sulfídico	(tiónico, sódico)	
P1RA 100-110	21,0		21,0	13	3,04	4,6	3,4	1,3	6,2	244	10YR 3/2	0,91	23		Orgánico, sulfídico		
P1RB 0-5	24,6		24,6	13	1,94	4,8	4,5	3,1	6,2	280	7.5YR 2.5/2	1,04	24		Orgánico, sulfídico		
P1RB 5-10	27,1		27,1		1,48	4,5	4,3	3,1	6,1	284	7.5YR 4/6	0,99	27		Orgánico, sulfídico	Histosol hémico	Typic Sulfihemist
P1RB 10-15	26,5		26,5		2,49	4,6	4,3	1,9	6,3	317		0,82	32		Orgánico, sulfídico	(tiónico, sódico)	
P1RB 45-55	25,4		25,4		3,96	3,7	3,1	1,1	6,2	119	10YR 2/2	0,78	33	Tiónico	Orgánico		
P1RB 80-90	25,7		25,7	3	3,89	2,7	0,9	0,8	6,5	134	10YR 3/2	0,58	44	Tiónico	Orgánico		
P1RC 0-5	16,2		16,2	12	1,36	4,6	3,9	2,0	6,5	289	10YR 2/2	0,81	20		Orgánico, sulfídico		
P1RC 5-10	21,2		21,2		2,10	2,3	1,0	1,1	6,1	324	7.5YR 3/2	0,80	26	Tiónico	Orgánico	Histosol hémico	Typic Sulfihemist
P1RC 10-15	21,2		21,2		4,30	2,6	1,2	1,1	6,2	329	5YR 3/4	0,78	27	Tiónico	Orgánico	(tiónico, sódico)	
P1RC 50-60	22,2		22,2	8	2,99	2,4	0,8	0,9	6,1	232	10YR 3/3	0,75	30	Tiónico	Orgánico		
P1RC 70-80	23,4		23,4		2,63	2,6	0,9	0,9	6,0	244	7.5YR 3/3	0,67	35	Tiónico	Orgánico		
P2RA 0-5	26,8		26,8		2,51	5,2	4,8	3,8	5,3	174	2.5YR 3/6	1,42	19		Orgánico, sulfídico		
P2RA 5-10	22,9		22,9		1,55	6,2	5,0	3,9	6,2	74	5YR 3/2	1,21	19		Orgánico, sulfídico	Histosol hémico	Typic Sulfihemist
P2RA 10-15	24,0		24,0		2,50	5,5	5,0	3,2	6,3	244	7.5YR 4/6	1,19	20		Orgánico, sulfídico	(tiónico, sódico)	
P2RA 100-110	23,3		23,3		2,90	3,6	2,9	1,2	6,3	34		0,79	29	Tiónico	Orgánico		
P2RB 0-5	28,6		28,6		1,58	5,8	4,6	3,5	6,6	374	7.5YR 5/8	1,26	23		Orgánico		
P2RB 5-10	25,9		25,9		2,73	4,3	4,0	2,2	6,6	339	7.5YR 4/6	1,20	22		Orgánico, sulfídico	Histosol hémico	Typic Sulfihemist
P2RB 10-15	24,0		24,0		3,95	3,4	3,1	1,6	6,7	384	5YR 4/6	1,15	21		Orgánico, sulfídico	(tiónico, sódico)	
P2RB 50-60	23,3		23,3		4,30	5,0	2,7	1,4	6,6	66	7.5YR 4/6	0,90	26		Orgánico, sulfídico		
P2RB 100-110	24,7		24,7		4,44	4,9	2,4	1,1	6,6	44	7.5YR 2.5/1	0,80	31		Orgánico, sulfídico		
P3R 0-5	25,7		25,7	44	2,09	4,8	4,5	2,3	6,6	269	5YR 3/4	1,13	23		Orgánico, sulfídico		
P3R 5-10	20,6		20,6	55	2,23	4,3	4,6	2,1	5,7	99	7.5YR 4/6	1,10	19		Orgánico, sulfídico	Histosol hémico	Typic Sulfihemist
P3R 10-15	26,8		26,8	46	3,95	4,6	4,4	1,9	6,3	124	7.5YR 4/6	0,98	27		Orgánico, sulfídico	(tiónico, sódico)	
P3R 80-90	26,0		26,0	64	2,91	3,5	2,6	1,2	6,4	54	5YR 4/6	0,85	31	Tiónico	Orgánico		
P3R 105-115	26,2		26,2	35	3,33	3,6	2,6	1,3	6,6	38	5YR 4/6	0,83	32	Tiónico	Orgánico		
P4R 0-5	22,5		22,5	16	2,43	5,2	5,1	3,7	6,3	299	7.5YR 2.5/2	1,51	15		Orgánico, sulfídico		
P4R 5-10	24,0		24,0		2,08	5,2	4,9	3,4	6,8	44	10YR 2/2	1,43	17		Orgánico, sulfídico	Histosol hémico	Typic Sulfihemist
P4R 10-15	24,2		24,2		2,38	5,4	5,0	3,3	7,1	-46	7.5YR 2.5/3	1,32	18		Orgánico, sulfídico	(tiónico, sódico)	
P4R 70-80	16,7		16,7	12	2,11	4,8	4,4	2,1	7,0	-46	10YR 4/6	0,93	18		Orgánico		
P4R 110-120	15,4		15,4		2,61	4,5	4,0	2,0	6,9	-86		0,69	22		Orgánico		
P5R 0-5	27,1		27,1		1,71	6,8	5,4	4,0	6,2	244	5YR 3/4	1,36	20		Orgánico, sulfídico		
P5R 5-10	27,7		27,7		1,61	5,7	4,8	3,4	7,0	309		1,24	22		Orgánico, sulfídico	Histosol hémico	Typic Sulfihemist
P5R 10-15	27,6		27,6	30	2,36	4,4	4,1	2,2	6,9	294	7.5 YR 4/6	1,11	25		Orgánico, sulfídico	(tiónico, sódico)	
P5R 65-75	25,3		25,3		3,11	5,5	3,5	1,6	6,9	243	7.5YR 4/6	1,07	24		Orgánico, sulfídico		
P5R 95-105	21,6		21,6		3,24	4,9	1,6	1,1	6,6	-6	7.5YR 4/6	0,78	28		Orgánico, sulfídico		
P6R 0-5	27,7		27,7		2,94	5,3	4,9	3,3	6,6	-36	10YR 2/2	1,25	22		Orgánico, sulfídico		
P6R 5-10	22,2		22,2	62	2,13	4,7	4,8	3,1	6,3	-16	10YR 4/6	1,10	20		Orgánico, sulfídico	Histosol hémico	Typic Sulfihemist
P6R 10-15	24,0		24,0		3,15	5,2	4,7	2,8	6,3	-6	5YR 3/4	0,88	27		Orgánico, sulfídico	(tiónico, sódico)	
P6R 70-80	18,5		18,5		2,24	4,9	4,2	2,2	6,4	-36	7.5YR 4/6	0,74	25		Orgánico, sulfídico		
P6R 100-110	22,5		22,5		2,91	5,4	4,4	2,8	6,3	-96	10YR 4/6	0,90	25		Orgánico, sulfídico		
P7R 0-5	23,6		23,6	7	1,74	4,6	4,6	3,0	6,4	74	7.5R 3/4	1,25	19		Orgánico, sulfídico		
P7R 5-10	17,5		17,5		1,37	4,8	4,6	3,0	6,1	84	7.5YR 2.5/2	1,21	14		Orgánico, sulfídico	Histosol hémico	Typic Sulfihemist
P7R 10-15	16,1		16,1		1,73	4,1	4,5	2,0	6,5	-1	7.5YR 3/3	1,18	14		Orgánico, sulfídico	(tiónico, sódico)	
P7R 65-75	14,4		14,4	12	2,27	3,7	3,1	1,5	6,8	24	7.5YR 4/4	0,68	21	Tiónico	Orgánico		
P7R 120-130	9,0		9,0	18	2,66	3,5	2,4	1,2	6,9	-91	10YR 3/2	0,55	17	Tiónico	Mineral		
P8R 0-5	15,7		15,7		1,86	5,3	3,0	1,3	7,5	199	10YR 3/6	0,90	17		Mineral, sulfídico		
P8R 5-10	15,5		15,5	48	1,75	3,2	2,7	1,3	6,8	189	2.5Y 3/2	0,87	18		Mineral, sulfídico	Fluvisol tidálico	Typic Sulfaquent
P8R 10-15	3,4		3,4		1,04	5,8	2,1	1,6	6,6	124	10Y 5/1	0,21	17		Mineral, sulfídico	(tiónico, hiperhúmico,	
P8R 110-120	6,0	0,16	5,9		1,42	7,5	3,7	1,7	6,7	-86	10Y 5/1	0,43	14		Mineral, sulfídico	sódico, arcilloso)	
P9R 0-5	22,0		22,0	44	2,29	4,2	4,3	2,1	6,5	209	5YR 4/6	1,13	19		Orgánico, sulfídico		
P9R 5-10	23,8		23,8	41	2,15	4,6	4,3	2,2	6,6	174	5YR 3/4	1,08	22		Orgánico, sulfídico	Histosol hémico	
P9R 10-15	18,8		18,8	53	2,08	3,9	4,0	1,9	6,5	89	7.5YR 4/6	0,94	20		Orgánico, sulfídico	(tiónico, sódico)	Typic Sulfihemist
P9R 50-60	16,5		16,5	47	2,56	4,1	2,8	1,4	7,0	-6	10YR 4/4	0,77	22		Mineral, sulfídico		
P9R 110-120	15,8		15,8	51	3,78	3,5	1,9	1,2	6,8	14	10YR 3/2	0,70	22	Tiónico	Mineral		

Tabla 5.4: Clasificación de los suelos de manglar en la Laguna Las Marites, (Isla de Margarita) (M: Marites, A: arcilla, p: pirofosfato sódico). $C\text{-}CO_3^{2-}$ para horizontes con pH $H_2O \geq 7$, Color Munsell para horizontes con material orgánico.

Horizonte/ profun. (cm)	Ct (%)	$C\text{-}CO_3^{2-}$ (%)	CO (%)	A (%)	St (%)	pH H_2O	pH H_2O_2 (2 min)	pH H_2O_2 (6 h)	pH camp.	Eh camp. (mV)	Color p Cód. Munsell	Nt (%)	C/N	Horiz. diag.	Mater. diag.	Clasif. (WRB)	Clasif. (Soil Taxonomy)
P1M 0-5	30,3		30,3	40	2,30	6,4	4,7	3,5	6,8	244	7.5YR 5/8	1,23	25		Orgánico, sulfídico		
P1M 5-10	29,8		29,8	46	2,78	4,5	3,7	1,9	6,4	154	7.5YR 4/6	1,00	30		Orgánico, sulfídico		
P1M 10-15	24,8		24,8	56	3,79	3,8	2,7	1,4	6,0	114	7.5YR 4/6	0,92	27	Tiónico	Orgánico	Histosol hémico	Typic Sulfihemist
P1M 40-50	28,3		28,3	29	3,64	5,1	2,8	1,1	6,0	79	7.5YR 3/4	0,84	34		Orgánico, sulfídico	(tiónico, sódico)	
P1M 80-90	19,5		19,5	37	3,84	2,8	2,0	1,0	6,7	14	7.5YR 3/4	0,76	26	Tiónico	Orgánico		
P1M 100-110	16,4	1,66	14,7	17	3,18	8,0	5,3	3,4	7,2	19	7.5YR 2.5/3	0,59	25		Orgánico, sulfídico		
P2M 0-5	25,0		25,0		1,80	6,3	4,9	2,2	6,5	304	2.5Y 3/6	1,08	23		Orgánico, sulfídico		
P2M 5-10	24,4		24,4		1,56	5,3	4,6	2,7	6,6	264		1,15	21		Orgánico, sulfídico	Histosol hémico	Typic Sulfihemist
P2M 10-15	22,1		22,1	14	3,10	4,2	2,0	1,0	6,9	214	2.5Y 2.5/4	0,95	23		Orgánico, sulfídico	(tiónico, sódico)	
P2M 55-65	17,2		17,2	11	4,23	3,5	1,4	0,9	6,7	94	5YR 4/6	0,63	27	Tiónico	Orgánico		
P3M 0-5	25,8		25,8		2,80	4,8	4,6	2,4	6,8	79	5YR 4/6	1,04	25		Orgánico, sulfídico		
P3M 5-10	23,0		23,0		2,39	4,3	4,1	1,5	6,8	54	5YR 4/6	0,99	23		Orgánico, sulfídico	Histosol hémico	Typic Sulfihemist
P3M 10-15	22,0		22,0		2,15	4,6	4,0	1,5	7,1	49	7.5YR 2.5/2	0,89	25		Orgánico, sulfídico	(tiónico, sódico)	
P3M 80-90	11,9		11,9		2,08	5,9	3,2	1,1	7,0	24	10YR 4/2	0,52	23		Orgánico, sulfídico		
P4M 0-5	24,2		24,2	49	2,64	4,9	4,8	2,3	7,0	94	7.5R 2.5/2	1,00	24		Orgánico, sulfídico		
P4M 5-10	14,3		14,3	72	2,23	3,3	1,5	1,2	7,5	-11	7.5R 4/6	0,99	14	Tiónico	Orgánico	Histosol hémico	
P4M 10-15	12,3		12,3	75	2,72	6,3	5,3	2,9	7,3	44	7.5R 4/6	0,77	16		Orgánico, sulfídico	(tiónico, sódico)	Typic Sulfihemist
P4M 50-60	22,5		22,5	36	2,77	3,4	1,4	0,9	7,6	29	7.5R 5/6	0,66	34	Tiónico	Orgánico		
P4M 100-110	22,3		22,3	32	2,27	3,8	2,2	0,8	7,8	-16	7.5R 5/7	0,56	40	Tiónico	Orgánico		
P5M 0-5	4,8	0,52	4,2		0,49	8,2	5,5	5,4	6,8	19		0,17	24		Mineral		
P5M 5-10	2,3	0,08	2,2		0,20	7,7	5,4	5,4	6,6	34		0,17	13		Mineral	Fluvisol tidálico	Sodic Hydraquent
P5M 10-15	4,1		4,1		0,70	8,1	5,4	3,3	6,9	29		0,16	25		Mineral	(sódico)	
P5M 100-110	12,0		12,0		1,37	7,8	5,0	2,1	6,4	-16		0,47	25		Mineral, sulfídico		

5.3 DEGRADACIÓN DE LOS BOSQUES DE MANGLAR, IMPLICACIONES EN LAS PROPIEDADES DE LOS SUELOS Y MEDIDAS DE ACTUACIÓN

5.3.1 Degradación de manglares

La compleja biogeoquímica de los suelos de manglar es el resultado de la interacción de un gran número de factores biológicos y físicos que controlan los procesos sedimentarios. Éstos incluyen propiedades de los sedimentos costeros bajo los cuales se desarrollan los suelos de manglar, características fisiográficas del área, influencia del clima y la modificación por vegetación (Marchand, et al., 2004). Todo esto se ha puesto de manifiesto en los diversos capítulos presentados con anterioridad. Los resultados obtenidos son una evidencia de la gran variabilidad en los diferentes parámetros físicos y químicos medidos en los humedales tropicales estudiados.

Sin duda, es una necesidad para la gestión ambiental valorar económicamente los bosques de manglar y obtener indicadores cuantitativos del daño económico por su degradación, ya sea por eventos naturales, acciones antrópicas o el cambio climático global. El valorar estos ecosistemas avanza con lentitud, puesto que estimar el valor económico de los servicios y funciones ecológicas implica cuantificar en términos monetarios la calidad del ambiente. Estudios específicos han señalado que la valoración económica total de los manglares puede variar entre 38 dólares y 77 mil dólares por hectárea, dependiendo del método de valoración, el número de servicios ecológicos valorados, la latitud, el entorno social, la percepción económica y la presión por el uso del suelo para reconvertir los hábitats (Yánez, Twilley & Lara 1998).

Además, la degradación de los manglares es un tema muy complejo de abordar para la comunidad científica por sus implicaciones políticas, sociales y fundamentalmente económicas. Es ampliamente conocido que la humanidad es responsable de generar cambios en la dinámica natural de estos ambientes, por lo que se podría relacionar la vulnerabilidad del ambiente con el aumento de la población principalmente en las regiones costeras, en las que éstos se desarrollan. Sin embargo, en la literatura (Valiela, et al., 2001) se encuentra que no existe evidencia de una estrecha relación entre la densidad de población humana y el cambio porcentual en el área de manglar. Parece que la riqueza relativa de un país, más que la concentración de humanos, podría potenciar la pérdida de estos ambientes costeros.

La velocidad a la que se degradan los ecosistemas de manglar es bastante elevada. De acuerdo con Valiela y colaboradores (2001) América es el continente con mayor porcentaje de alteración anual (3,6%). En las regiones costeras se ha descrito frecuentemente la existencia de áreas degradadas, comúnmente llamadas “tierras baldías” que no corresponden sin embargo al término “badlands” el cual hace referencia a un tipo de paisaje ruiniforme de características áridas y de litología rica en arcillas, extensamente erosionado por el viento y el agua. En las zonas húmedas, esta morfología se justifica por la ruptura de un equilibrio inestable (por causas naturales o antrópicas) entre los procesos geomorfológicos y la vegetación. Sin que sea un fenómeno generalizable en las costas venezolanas, su existencia tiene consecuencias que merece la pena exponer. Se presentan zonas intensamente degradadas que suponen un fuerte contraste entre las zonas con una cubierta vegetal continua y las desprovistas de ella, lo cual crea un fuerte impacto visual, que afecta fundamentalmente a la actividad turística.

Con frecuencia, los suelos sujetos a cambios en las condiciones redox, han sido desecados o fuertemente modificados. Acciones aparentemente inocuas como la apertura de viales con

cunetas laterales de una cierta profundidad, modifican la capacidad de acumulación de C ya que son suficientes descensos del nivel freático de 20-40 cm para que la MO superficial alcance condiciones oxidantes y de esta manera se acelere su descomposición. Por consiguiente, desde el punto de vista del secuestro de C, la conservación, recuperación e incluso incentivar la formación de suelos hidromorfos es una de las alternativas obligadas que se favorece, además, por los valores ambientales que aportan estos ecosistemas y por su adecuada capacidad de fijación de C, a efectos de minimizar la emisión (Pelley, 2008).

Podría decirse en un sentido crítico, que estos sistemas de gran productividad, son vulnerables a cambios en su dinámica natural. Son capaces de retener elevadas cantidades de C, sin embargo si son sometidos a alteraciones bruscas en su geoquímica, podrían pasar de sumideros a fuentes en breves periodos de tiempo y convertirse así en peligros potenciales para el medio ambiente. Por ello, es fundamental fomentar un control de los humedales desde un punto de vista de su protección y gestión sostenible.

Los manglares son ambientes de intensa transformación del C con una impacto potencialmente alto al balance de carbono global (Alongi, 2007). Su alta productividad primaria neta (Bouillon et al. 2009; Bouillon et al. 2008; Chmura et al. 2003) y baja tasa de respiración, definen al manglar como un sistema muy eficiente para el secuestro de carbono (Jennerjahn y Ittekkot 2002). Algunos autores sostienen que al contrario que las turberas, marismas y manglares pierden cantidades despreciables de GEI y almacenan más C por unidad de área (Chmura et al. 2003). La problemática principal se basa en su degradación progresiva a nivel mundial, a lo largo de los últimos años. Por ejemplo, en México, la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos (SARH) indicó en el Inventario Forestal Nacional de los años 70 una superficie de 15.000 km^2; el Inventario Forestal de Gran Visión de 1992 señaló que para 1998 solo quedaban en existencia poco más de 5.000 km^2, reflejando así una tasa de deforestación de 60% en 20 años. Para fines de la década de los 90 dicha tasa en México se estimaba superior al 70% (Yánez, Twilley & Lara 1998).

5.3.2 Respuesta de los bosques de manglar frente a las alteraciones en su dinámica

Por su localización en la zona intermareal, los manglares son muy sensibles a los cambios en el nivel del mar y además son uno de los ambientes mayormente afectados frente al cambio climático global, en particular frente a la fuerza de los vientos, descarga de ríos, oleaje y corrientes, además del patrón de tormentas. Existe mucha controversia sobre su tolerancia ante dichos cambios, algunos autores sostienen que incrementos del nivel del mar entre 12 y 27 cm por cada 100 años harán colapsar estos sistemas y que los descensos producirían una gran expansión de los mismos. Durante los últimos 56 años, los manglares de Key West Florida se han expandido hacia el mar y hacia el continente, a pesar de los huracanes, con un incremento del nivel del mar equivalente a 23 cm por cada 100 años (Yañez et al., 1998). Sin embargo, existen evidencias de que no se verían afectados significativamente con ascensos entre 50 y 80 cm por cada 100 años (estudios en Belice, Jamaica, Florida).

Otra de las consecuencias de los cambios producidos, tiene relación con la especiación vegetal. Las variaciones en la riqueza de especies durante la migración horizontal hacia el continente en respuesta a las variaciones en el nivel del mar, depende del comportamiento específico de cada especie ante el incremento en la inundación y erosión, unido a los efectos del tamaño del rizoma y ritmo de la marea a lo largo de la zona intermareal. Estos dos factores indican que la profundidad de la inundación mareal puede ser el principal factor en regular la zonación de especies con el ascenso del nivel del mar. Por ejemplo, la mayoría de los estudios

señalan que *Rhizophora* es más tolerante a la baja disponibilidad de O_2 causada por la inundación mareal y a la acumulación de agua que *Avicennia* (Yañez et al., 1998).

Si no existen barreras geográficas continentales, los manglares pueden migrar tierra adentro manteniendo a prudente distancia el incremento del nivel del mar. Asumiendo como constantes otros factores ecológicos, *Rhizophora* con rizomas de gran tamaño y mayor tolerancia a las inundaciones invadiría y dominaría las zonas altas previamente ocupadas por *Avicennia* y *Lagungularia,* las cuales se retraerían hacia la nueva zona salina somera intermareal formada hacia el interior. Los manglares de borde compuestos básicamente por *Rhizophora* irían desapareciendo paulatinamente en correspondencia con su nueva distribución hacia el interior (Yañez et al., 1998).

Las actuaciones inmediatas en los sistemas de manglar se fundamentan en la controversia existente en relación a su tolerancia ante las alteraciones mencionadas. Como respuesta de los ambientes costeros tropicales ante las predicciones sobre los cambios climáticos que se han iniciado en el planeta en el presente siglo, se esperan algunas de las siguientes alteraciones según UNEP (1994):

- Ante un incremento del nivel medio del mar, se prevé que la comunidad de manglar progradaría tierra adentro, en presencia de un ambiente sedimentario extenso sin obstáculos topográficos. Además se infiere un aumento de la erosión sobre el material litoral que traerá como consecuencia una elevada productividad debido a la mayor disponibilidad de nutrientes por resuspensión. Otro de los aspectos mencionados se refiere al restablecimiento de los manglares, dunas y humedales costeros.

- Frente a un incremento en la temperatura atmosférica, algunas poblaciones de manglares podrían extender su distribución hacia latitudes mayores, algunas de las especies podrían mostrar cambios en los patrones fenológicos, reproductivos y de crecimiento. Adicionalmente se acelerarían los procesos microbianos en la interfase sedimento-agua.

- De ocurrir cambios en el patrón de pluviosidad, se vería afectado el crecimiento de los manglares así como también la productividad. Un incremento en la precipitación sobre la tasa de evapotranspiración incrementaría la tasa de producción primaria, mientras un descenso traducido en aumento de salinidad del suelo reduciría tanto la productividad como el crecimiento de los bosques.

La respuesta final de los ecosistemas, estará determinada por el balance dinámico entre la tasa de incremento del nivel del mar, la acreción sedimentaria y la migración lateral. En primer lugar, cuando dicho incremento es mucho mayor que la acreción sedimentaria y el traslado de la línea de costa sobrepasa la tasa a la cual pueden migrar los manglares, el sistema se sumergirá y será reemplazado por un ambiente marino costero. Si por el contrario, la tasa del incremento del nivel del mar es mayor que la acreción sedimentaria, pero la tasa de traslado de la línea de costa no sobrepasa la capacidad de migrar tierra adentro, el bosque podrá retraerse tierra adentro (Yánez, Twilley & Lara 1998).

Si el incremento en el nivel del mar es relativamente pequeño, los manglares pueden permanecer en la línea de costa actual acumulando sedimentos en la vertical del sustrato. Sin embargo, el ensayo predictivo de estas aproximaciones conceptuales puede variar significativamente cuando otros factores como el CO_2 y la temperatura, son incorporados en

los modelos matemáticos que actualmente se diseñan para estimar respuestas al cambio climático global (Yánez, Twilley & Lara 1998).

5.3.3 Recuperación de humedales degradados

En el ámbito del secuestro de C, hasta la fecha, el incremento en la concentración atmosférica de CO_2 ha sido más pequeño de lo esperado en función de las emisiones totales, lo que se atribuye a la existencia de mecanismos amortiguadores que han actuado como sumideros, llevando el C fundamentalmente a los compartimentos oceánico y terrestre por procesos naturales. Sin embargo, este sumidero no es suficiente y surge una urgente necesidad de generar nuevos mecanismos tecnológicos y/o de incentivar los procesos naturales de secuestro de este elemento (Macías, 2004). Es necesario intentar redireccionar los sucesos, de tal forma que sea posible regresar a las condiciones propias de los sistemas naturales.

Según diversos autores (Macías, 2004; Camps, 2004; Almendros, 2004) revertir el proceso de emisión de C a la atmosfera, podría ejecutarse a través de la aplicación de innovadoras técnicas forestales y agrícolas. Ejemplo de ellas incluye: (i) procesos de carbonatación, (ii) procesos de carbonización, y (iii) el conocimiento de los mecanismos naturales que producen la estabilización del C en los "suelos negros" bajo diferentes condiciones edafoclimáticas aplicadas a la gestión de los residuos, la biomasa y los suelos (Chesworth, 2004).

En este sentido, la reducción de GEI es una medida obligada por cada nación en beneficio del medio ambiente y una de las actuaciones inmediatas se dirige hacia la protección y conservación de sumideros naturales como es el caso de los humedales. Para ello, es imprescindible que las poblaciones humanas, adquieran un profundo conocimiento de este tipo de sistemas que fomente una conciencia social de bienestar, lo cual es responsabilidad de la comunidad científica.

Así, la recuperación de espacios degradados, la lucha contra la erosión y la desertificación, unidas a otras muchas alternativas de uso del suelo y la biomasa, podrían retrasar el tiempo en el que deba producirse la reducción de las emisiones o disminuir la intensidad de la misma, lo que permitiría efectuar el cambio tecnológico menos rápidamente y, por tanto con menor impacto sobre las economías y sociedades actuales. Para ello, es de vital importancia profundizar en el conocimiento de la capacidad del sumidero edáfico, de los mecanismos de fijación del C y la aplicación de estos datos a la planificación del uso del suelo y la biomasa (Macías, 2004).

En las zonas de estudio, debido a su designación como zonas protegidas, se han adoptado una serie de medidas de conservación de las cuales se encargan distintos organismos gubernamentales. Por ejemplo, se designó como humedal RAMSAR a un área localizada dentro del Parque Nacional Laguna La Restinga. Este parque fue creado mediante Decreto Presidencial de la República de Venezuela nº 1638 publicado en Gaceta Oficial nº.-34.880 de fecha 08-02-1974 y cuenta con un Plan de Ordenamiento y Reglamento de uso (Decreto nº 1641, de fecha 26-10-90, publicado en Gaceta Oficial nº 34581, 18-07-91). Para el área RAMSAR se han establecido y desarrollado proyectos de investigación en ciencias marinas y de vegetación, como el programa Integrado de Conservación y Desarrollo de las Islas del Caribe Venezolano (Programa Islas del Caribe-IPC); evaluaciones sociambientales; estudio sobre zonas áridas; recuperación poblacional de la Cotorra cabeciamarilla y del Ñángaro (*Aratinga acuticaudata neoxena*) psitácido endémico del PNLR.

La desecación de humedales producida durante la expansión agrícola del siglo XX, ha originado un fuerte descenso del sumidero de C orgánico de estos medios. Las tareas de recuperación iniciadas a finales del siglo pasado han favorecido el incremento del sumidero (Macías et al., 2003), por lo que actuaciones dirigidas a la reducción de la velocidad de drenaje y a la elevación del nivel freático estarían conducidas en el mismo sentido (Camps-Arbestain et al. 2004).

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

5.4 BIBLIOGRAFÍA

Alongi, DM 2008, 'Mangrove forests: Resilience, protection from tsunamis, and responses to global climate change', *Estuar. Coast Shelf Sci.*, vol 76, pp. 1-13.

Bernoux, M, Santana Carvallo, MDC, Volkoff, B & Clemente Cerri, C 2002, 'Brazil´s Soil Crabon Stocks', *Soil Sci. Soc. Am. J.*, vol 66, pp. 888-896.

Bouillon, S 2011, 'Storage beneath mangroves', *Nature Geoscience*, vol 4, pp. 1-2.

Bouillon, S, Borges, AV, Castañeda-Moya, E, Diele, K, Dittmar, T, Duke, NC, Kristensen, E, Lee, SY, Marchand, C, Middelburg, JJ, Rivera-Monroy, V, Smith, TJ & Twiley, RR 2008, 'Mangrove production and carbon sinks: a revision of blobal budget estimates.', *Global Biogeochemical Cycles*, vol 22.

Bouillon, S, Rivera-Monroy, VH, Twilley, RR & Kairo, JG 2009, 'Mangroves', in D Laffoley, G Grimsditch (eds.), *The Management of Natural Coastal Carbon Sinks*, IUCN, Switzerland.

Camps-Arbestain, M, Martínez de Arano, I, Mendarte, S, Aizpurua, A & Pinto, M 2004, 'Pautas para inducir una acumulación adicional de carbono orgánico en biomasa forestal y en suelos agrícolas, pascícolas y forestales en la comunidad autónoma del País Vasco', *Edafología*, vol 11, no. 2, pp. 171-196.

Chmura, GL, Anisfeld, SC, Cahoon, DR & Lynch, J 2003, 'Global carbon sequestration in tidal, saline wetland soils', *Global biogeochemical cycles*, vol 17, no. 4, p. 12.

Comerma, JP & Torres, S 2013, 'Los Suelos de Venezuela según la base referencial mundial ', XIX Congreso Latinoamericano de la Ciencia del Suelo, Mar de PLata, Argentina.

Conde, JE & Alarcón, C 1993, 'The status of mangroves from the coast of Venezuela', in LD Lacerda, CD Field (eds.), *Proceedings of a Worshop on Conservation and Sustainable Utilization of Mangrove Forests in Latin America and Africa Regions Part I: Latin America*, International Society for Mangrove Ecosystems, Okinawa (Japan).

Dixon, JB 1989, 'Kaolin and serpentine group minerals', in JB Dixon, SB Weed (eds.), *Minerals in soil environments*, Soil Science Society of america, Madison.

Donato, DC, Boone Kauffman, J, Murdiyarso, D, Kurnianto, S, Stidham, M & Kanninen, M 2011, 'Mangroves among the most carbon rich forests in the tropics', *Nature Geoscience*, vol 4, pp. 293-297.

FAO 1974, 'Soil Map of the World', vol. 1, UNESCO, Paris. Legend, Paris. Legend.

FAO 2007, 'The World´s Mangroves 1980-2005', FAO Forestry Paper 153.

Giri, C, Ochieng, E, Tieszen, LL, Zhu, Z, Singh, A, Loveland, T, Masek, J & Duke, N 2011, 'Status and distribution of mangrove forest of the world using observation satellite data', *Glob. Ecol. Biogeograf.*, vol 20, pp. 154-159.

Kristensen, E, Bouillon, S, Dittmar, T & Marchand, C 2008, 'Organic matter dynamics in mangrove ecosystems', *Aquat. Bot.*, vol 89, pp. 201-209.

Lähteenoja, O, Ruokolainen, K, Schulman, L & Oinonen, M 2009, 'Amazonian peatlands: an ignored C sink and potential source', *Global Change Biology*, no. 15, pp. 2311-2320.

Neue, HU, Gaunt, JL, Wang, ZP, Becker-Heidmann, P & Quijano, C 1997, 'Carbon in tropical wetlands', *Geoderma*, vol 79, pp. 163-185.

Otero, X & Macías, F 2010, *Biogeochemistry and Pedogenetic Process in Saltmarsh and Mangrove Systems*, Nova Science Publisher, Inc., New York.

Ray, R, Ganguly, D, Chowdhury, C, Dey, M, Das, S, Dutta, MK, Mandal, SK, Majumder, N, De, TK, Mukhopadhyay, SK & Jana, TK 2011, 'Carbon sequestration and anual increase of carbon stock in a mangrove forest', *Atmospheric Environment*, no. 45, pp. 5016-5024.

Saenger, P, Hegerl, EJ & Davie, JDS 1983, 'Global status of mangrove ecosystems', The Environmentalist 3 (supplement 3).

Vegas-Vilarrúbia, T, Baritto, F, López, P, Meléan, G & Ponce, ME 2010, 'Tropical Histosols of the lower Orinoco Delta, features and preliminary quantification of their carbon storage', *Geoderma*, vol 155, pp. 280-288.

Yánez, A, Twilley, R & Lara, A 1998, 'Los ecosistemas de manglar frente al cambio climático global', *Madera y bosques*, vol 4, no. 2, pp. 3-19.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

ANEXO

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

Etapa de campo, Golfete de Cuare (en superficie, 0-20 cm)

a) Ubicación de los suelos F4.1-F4.6



b) Bosque preservado (F4.1)



c) Bosque muerto (F4.3-F4.4)



d) Bosque degradado (F4.5-F4.6)



Fig. a: Transecto F4, localidad de Caño Ánimas, noroeste del Golfete de Cuare

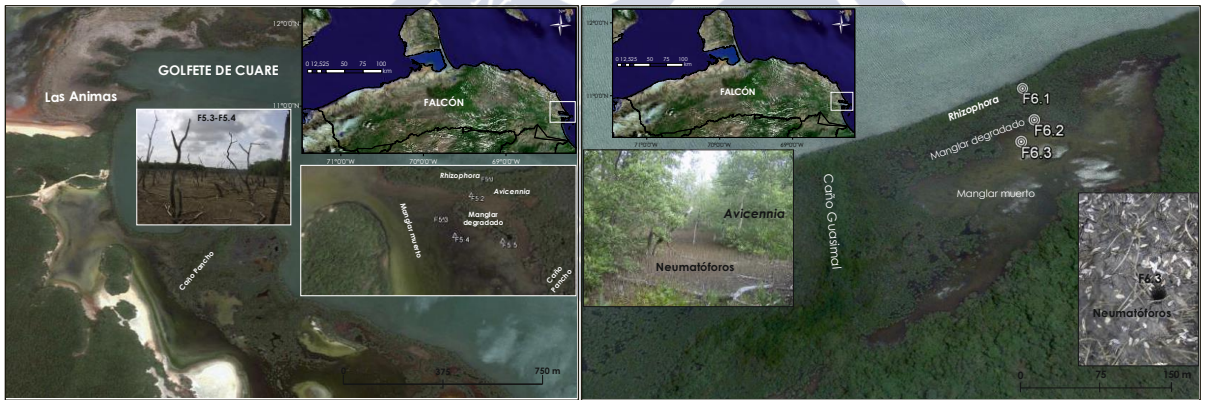


Fig. b: Transecto F5 (Caño Pancho) y transecto F6 (Caño Guasimal) suroeste del Golfete de Cuare



Fig. c: Toma de muestras desde el interior del manglar hasta el borde del Golfete de Cuare

Etapa de campo, Laguna La Restinga (en superficie, 0-20 cm)



Fig. d: Recolección de suelos desarrollados bajo *Rhizophora mangle* (M1, M2)



Fig. e: Embarcadero. Destaca el color negro de la materia orgánica del suelo (M5)

Etapa de campo, Laguna La Restinga (en profundidad, 0-135 cm)



Fig. f: *Rhizophora mangle* en donde destaca el complejo sistema de raíces (P1R)

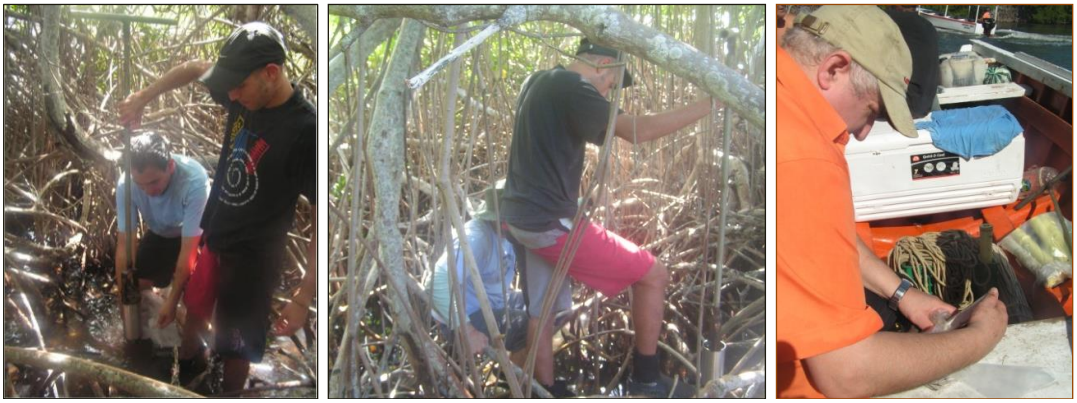


Fig. g: Recolección de muestras y mediciones de Eh y pH

Etapa de campo, Laguna Las Marites (en profundidad, 0-135 cm)



Fig. h: Muestreo en la Laguna Las Marites, destaca la gran densidad de raíces y el desarrollo de ostras en las raíces de *Rizophora mangle*

Etapa de campo, Golfete de Cuare (en profundidad, 0-135 cm)





Fig. i: Toma de muestras en el Golfete de Cuare



Fig. j: Impacto antrópico notorio en una zona de calizas (Formación Capadare) perteneciente al Parque Nacional Morrocoy, Punta Mayorquina-Falcón (P14G, muestreo 2)

Fase de laboratorio

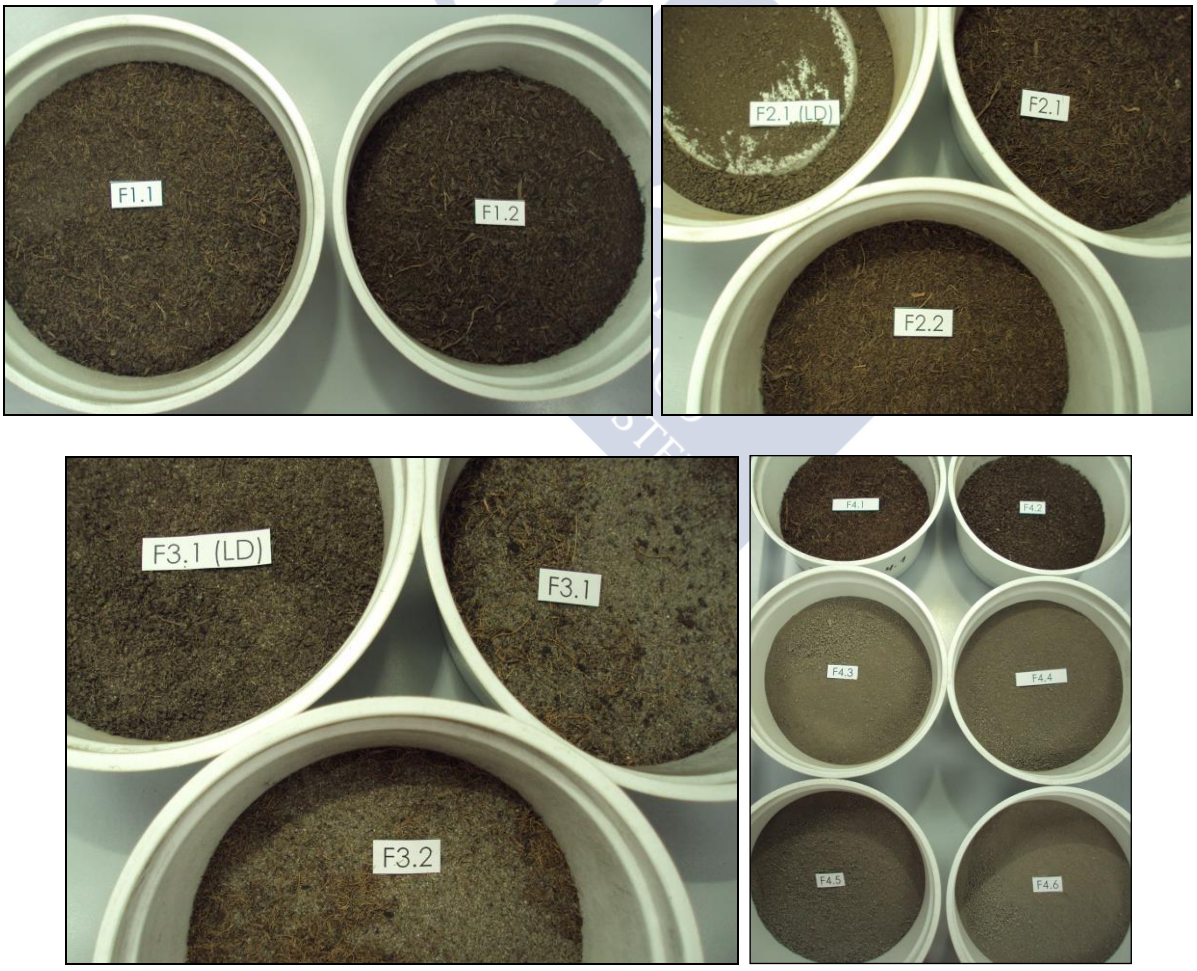


Fig. k: Suelos recolectados en las estaciones F1, F2 y F3 (Golfete de Cuare, muestreo 1), fracción <2mm (0-20 cm)

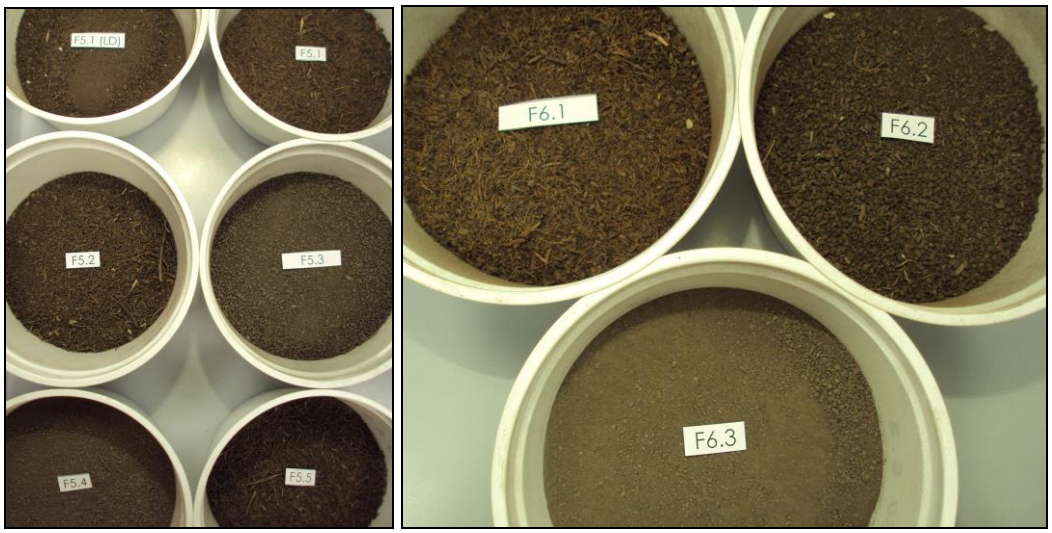


Fig. l: Suelos superficiales (0-20 cm) en los transeptos F4, F5 y F6 (F: Falcón). Destacan las diferentes características físicas entre suelos de diferentes estaciones y en un mismo transepto (Golfete de Cuare, muestreo 1)



Fig. m: Fracción <2 mm de los horizontes superficiales en suelos de manglar para la Laguna La Restinga (M: Margarita)

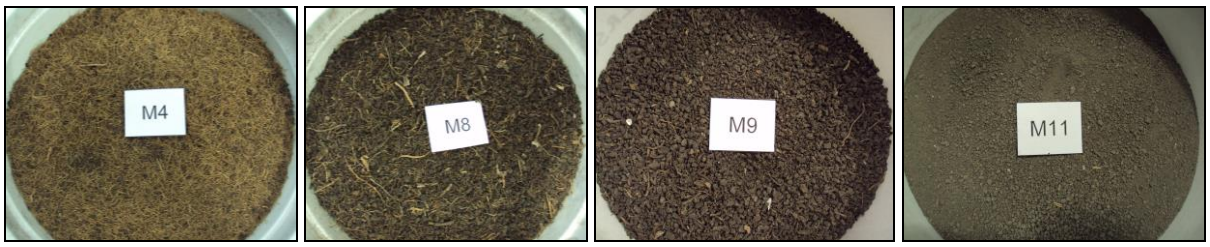


Fig. n: Horizontes superficiales de suelos con diferentes características físicas para la Laguna La Restinga (M: Margarita)

F5.4 **F3.2** **M6** **M7**



Fig. o: Horizontes superficiales en donde destaca la presencia de agregados para F5.4, matriz mineral areno- cuarzosa en F3.2, raíces y restos leñosos angulosos para M6 y una compleja matriz orgánica en M7

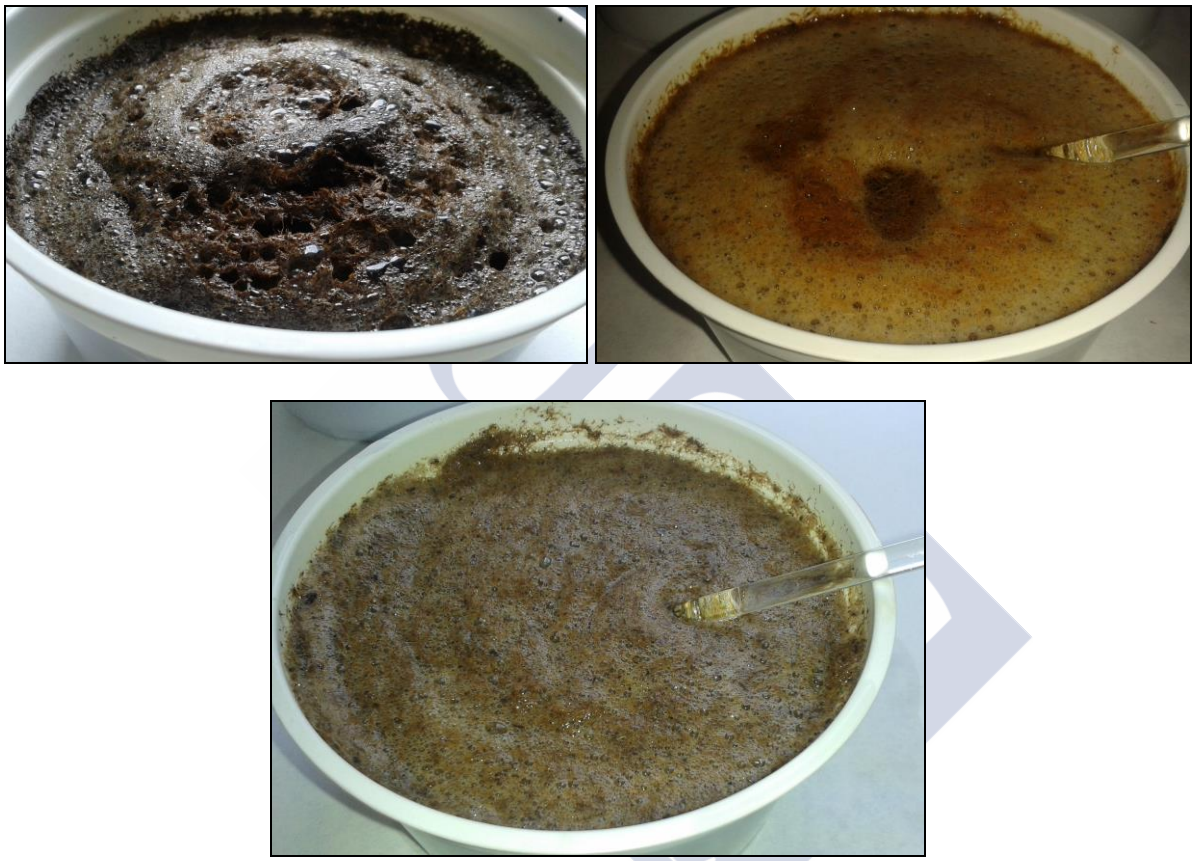


Fig. p. Oxidación del suelo M1 con H_2O_2 (6%). Destaca el carácter exotérmico de la reacción

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA