



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE MÉXICO
FACULTAD DE PLANEACIÓN URBANA Y REGIONAL



TESIS

**Í ALMACENES DE CARBONO ORGÁNICO EN TRES SITIOS CON DIFERENTE
COBERTURA VEGETAL DE LA ZONA FEDERAL DEL EX-LAGO DE
TEXCOCOÍ**

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
LICENCIADA EN CIENCIAS AMBIENTALES**

PRESENTA

ITZEL GONZÁLEZ ORNELAS

DIRECTORA INTERNA

MTRA. EN C. PATRICIA MIRELES LEZAMA

DIRECTORA EXTERNA

DRA. EN E. ERIKA BUSTOS BUSTOS

Toluca, Estado de México. Noviembre, 2014.

DEDICATORIA

Quiero dedicar este trabajo a mi familia y a mis amigos que son como mi familia, ya que de ellos he recibido todo el apoyo y amor que he necesitado para lograr no solo éste proyecto; sino muchos otros.

AGRADECIMIENTOS

Son tantas las personas a las que debo agradecer por este trabajo, que me es difícil saber por quién comenzar. Primero que nada, quiero dar gracias al Creador por haberme dado una familia tan grande y tan unida; porque sin ellos no sé qué sería de mí hoy. Gracias a la galli y al osito por haber sido tan valientes para tener tantos hijos aun sabiendo los retos que eso implicaba; por habernos mostrado qué para lo que otros podrían parecer carencias, para nuestra familia fueron oportunidades de crecimiento y pruebas que nos ayudaron a ser más agradecidos por cada detalle de la vida. Muchas gracias por toda la preparación que me han dado, los quiero mucho pichones.

A mi dulce hermana Franshwell por ser muchas veces el pilar de la casa, por ser tan dadivosa y amable, por siempre pensar en los demás y ser el ejemplo para sus hermanos. A ti te debo haber escogido esta carrera hermanita. A cocodrila le agradezco por mostrarme que la constancia y la perseverancia siempre son recompensadas y que si algo está mal, debo levantar mi voz hasta que esta sea escuchada, te quiero coco. A chubi, le digo gracias por permitirme compartir nuestros éxitos y por ir juntos buscando nuestra felicidad. A globochas, le doy las gracias por los momentos de risas y alegrías en la casa, que muchas veces me ayudaron a reducir el estrés que sentía. A peny, le agradezco por ir conmigo de la mano y por ser además de mi hermanita de juegos; mi mejor amiga, gracias por mostrarme cuando estoy mal y por tus asertivos consejos. También quiero agradecerle a mi hermanito cuichifredo, por ser quien ha unido tanto a esta familia y por mostrarme cuanto es que puedo querer a una persona. Y a mi hermanita más pequeña; %Queriño+ le agradezco por demostrarme que todo lo que uno sueña y se propone, siempre puede lograrse si se tiene la voluntad para hacerlo realidad. A todos los quiero con todo el corazón.

A mi novio Guardis le quiero agradecer especialmente por haber entrado en mi vida; sino lo hubiera conocido, quizá muchas de las cosas más hermosas que he vivido no serían posibles. No solo me ayudaste incansablemente en este trabajo; sino que me has apoyado en todo momento, desde el primer día que te conocí. Y por eso sé, que todo lo que nos toque vivir juntos será maravilloso.

También les doy las gracias a todos mis amigos de la vida, porque de ellos he aprendido a ser una mejor persona y el valor de la amistad. A Abash le agradezco por ser la primera persona en mostrarme lo que es ser un amigo. De Alinochas he aprendido como conquistar mis miedos. Gracias a Rorris ahora se cuán fuerte puede ser una persona ante la adversidad y hasta dónde puede llegar la nobleza en alguien, tú fuiste mi primer amigo de la Facultad y desde entonces sé que sin importar a donde nos lleve nuestro camino, siempre nos encontraremos. De Lobo

siempre admiraré el cariño y atención que profesa a su familia. A Alex le agradezco por su seguridad y confianza, ya que me han ayudado a ser más ambiciosa en mis proyectos de vida. A Julio le agradezco por no ser un maestro convencional, dándome la confianza para ser amigos. A Pawis le doy gracias por toda la ayuda incondicional que me brindó en la escuela y por mostrarme que se puede ser dedicado y aun así tener tiempo para hacer las cosas que nos gustan. A mi hermano Vicorinito, siempre le voy a estar muy agradecida por mostrarme su tenacidad para cumplir sus sueños. A la Wera le agradezco por ser una persona tan honesta y sincera en sus palabras. Gracias a Jorge por tener un humor tan sarcástico y divertido. Y finalmente, pero no por eso menos importante, a Guslups, por ser la persona más amable que jamás allá conocido. A todos ellos les agradezco infinitamente por ser mis amigos y por influir en mí de maneras tan positivas, pues gracias a sus consejos y confianza, es que pude terminar mi tesis.

Asimismo quiero agradecer al Centro de Investigación y Desarrollo Tecnológico en Electroquímica S.C. CIDETEQ por haberme brindado el apoyo de una beca económica, que sin duda fue de gran ayuda para mí y mi familia. Pero sobre todo, quiero agradecer especialmente a la Dra. Erika Bustos Bustos, por su infinita paciencia y comprensiva actitud; le agradezco mucho el haberme dado la oportunidad de conocer su trabajo y permitirme ser parte de su equipo, por facilitarme tanta información para nutrir esta investigación; así como por su gran disposición para el trabajo en campo y su humildad y sencillez para instruirme en temáticas que resultan aun complejas para mí. Aunque fue poco el tiempo que compartimos, de ella aprendí además de enseñanzas profesionales, el sentido humanística que como investigadores siempre debemos tener; gracias por toda la confianza y fe que depositó en mí y por haberme permitido conocer la excelente persona que es.

No me alcanzan las palabras para agradecerle a la Mtra. Paty Mireles por todo el apoyo que me ha brindado; no solo durante la realización de este trabajo, sino durante todo el tiempo que nos hemos conocido. Empezó siendo mi maestra de clase y hasta ahora se ha vuelto una mentora en mi vida. Me ha acompañado en los momentos buenos y en los malos y siempre ha mostrado un genuino interés por mí y mi familia, ayudándome de una u otra manera y alentándome a crecer como persona y como profesionista. Muchas gracias por ser parte de mi vida, doy gracias por tener el privilegio de rodearme siempre de gente buena como usted, el maestro Armando, Guardis, Rorris, Lobo, la Wera, Pau, Alex, Vicorinito; gente a la que puedo considerar ya parte de mi familia. Gracias por ser tan tolerante conmigo y por nunca abandonarme aunque a veces me lo mereciera; pero por sobre todo, gracias por enseñarme a entender y a adorar el estudio de los suelos; que aunque

todavía me falta mucho por aprender, ahora por fin puede comprender la pasión con que daba sus clases.

Al profe Armando le doy las gracias por ser un maestro brillante y no me refiero solamente al contexto académico; sino al personal, porque sin duda es una persona que ejemplifica de manera perfecta lo que es ser un maestro, en toda la extensión de la palabra. Pues de maneras por demás ingeniosas, ha sabido instruir a sus alumnos y mostrarnos el verdadero significado de nuestra carrera. No creo haber conocido a otra persona más comprometida con la enseñanza que él. Todos los días que he tenido la oportunidad de convivir con él he aprendido tantas cosas nuevas, que me es difícil captarlo todo y en trabajo de campo no creo que exista quien pueda igualar su capacidad para inferir y explicar los fenómenos físicos; gracias profe por todo lo que me ha enseñado; quizá en este trabajo no me ayudó nada (bueno me prestó unos libros), pero en verdad me inspiró para terminarlo.

También agradezco mucho al Dr. Gus por siempre tener una gran disposición para discutir conmigo el trabajo de la tesis, por su sonrisa tan alegre y amigable que hace que uno se sienta rápidamente cómodo. Muchas gracias por toda la información que me proporcionó y por ir incluso más allá del deber y la responsabilidad que tenía con mi trabajo. Por siempre tratar de simplificarme las cosas y por estar innovando de manera constante la forma de darnos asesorías y por compartir siempre su información; muchas gracias.

Al Mtro. Abel Ibañez Huerta le quiero agradecer por todas las facilidades que nos dio cuando realizamos el trabajo de campo, por ser tan trabajador y meticuloso en sus investigaciones y por facilitarme bibliografía y datos sobre mi zona de estudio. Gracias a la Dra. Belina, a Norma, Carla, Olga, a la Dra. Alicia y a la bióloga Daniela por su ayuda en trabajo de campo y a Isri por la información que me proporcionó. Gracias también, a Tony, Lorena, Emmanuel, Lupita, Gloria por su ayuda en el procesamiento de las muestras.

Finalmente, hago un agradecimiento general a todas las personas de algún modo me ayudaron a construir este trabajo y que sin querer omití en mis agradecimientos personales, no por ingratitud, sino por distracción.

Muchas gracias a todos.

CONTENIDO

RESUMEN	i
JUSTIFICACIÓN	iii
1. INTRODUCCIÓN	1
2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS Y CONCEPTUALES DEL ESTUDIO	3
2.1 El ciclo global del carbono	3
2.2 El papel de los suelos en el secuestro de carbono.....	6
2.3 El suelo desde el enfoque edafológico y sistémico y su relación con la captura de carbono .	11
2.4 El carbono orgánico en los suelos orgánicos y minerales.....	14
2.5 Materia orgánica del suelo (MOS) y carbono orgánico del suelo (COS)	15
2.6 Flujo de la materia orgánica en el suelo y sus procesos de transformación: mineralización y humificación	16
2.7 Factores indirectos que condicionan el potencial de captura de carbono de los suelos	20
2.8 Función de la materia orgánica y su relación con las propiedades físicas, químicas y biológicas del suelo.....	21
2.9 Características de los suelos afectados por la presencia de sales solubles.....	26
2.10 Efectos de la salinidad y sodicidad sobre las propiedades de los suelos	33
2.11 Propiedades de los suelos.....	37
3. HIPÓTESIS	46
4. OBJETIVOS	46
5. METODOLOGÍA	47
5.1 Antecedentes de la investigación.....	47
5.2 Trabajo de gabinete.....	48
5.3 Trabajo de campo	49
5.4 Trabajo de laboratorio y cálculos realizados	53
6. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	59
6.1 Localización y generalidades de la zona de estudio.....	59
6.2 El origen salino del lago de Texcoco.....	63
6.3 Factores naturales que favorecieron la salinización del lago de Texcoco	64
6.4 Factores antrópicos que favorecieron la salinización del lago de Texcoco	83
7. RESULTADOS	85
7.1 Descripción ambiental y morfológica de los perfiles de suelo de tres sitios con diferente densidad vegetal en la ZFET	85
7.2 Almacenes de carbono orgánico en la biomasa y el solum de tres sitios con diferente cobertura vegetal en la ZFET	90

7.3 Propiedades químicas y físicas de tres sitios con diferente densidad vegetal en la ZFET	98
8. DISCUSIÓN DE RESULTADOS	108
9. CONCLUSIONES	112
10. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	114
BIBLIOGRAFÍA CARTOGRÁFICA.....	117
ANEXO	118

INDICE DE TABLAS

TABLA 2.2.1. DISTRIBUCIÓN DE CARBONO EN DIVERSOS COMPARTIMENTOS DE LA BIÓSFERA DE ACUERDO CON DELWICHE, 1987.....	7
TABLA 2.11.1.1 INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS DE MATERIA ORGÁNICA	39
TABLA 2.11.3.1 CLASIFICACIÓN DE LOS SUELOS DE ACUERDO A SU CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA EN EL EXTRACTO DE SATURACIÓN.....	44
TABLA 2.11.3.2 CLASIFICACIÓN DE LOS SUELOS DE ACUERDO CON EL PSI	44
TABLA 2.11.3.3 CLASIFICACIÓN DE LOS SUELOS DE ACUERDO A SU PH	45
TABLA 5.3.1. CONTROL DE MUESTRAS RECOLECTADAS DURANTE EL TRABAJO DE CAMPO EN LA ZFET	52
TABLA 7.2.1. ALMACENES DE CARBONO EN EL SOLUM DE TRES SITIOS CON DIFERENTE DENSIDAD VEGETAL DE LA ZFET.....	92
TABLA 7.2.2. ALMACENES DE CARBONO EN LA BIOMASA DE TRES SITIOS CON DIFERENTE DENSIDAD VEGETAL DE LA ZFET	94
TABLA 7.2.3. DISTRIBUCIÓN PORCENTUAL DE LOS ALMACENES DE CARBONO EN TRES SITIOS CON DIFERENTE COBERTURA VEGETAL DENTRO DE LA ZFET	95
TABLA 7.2.4. PARTICIPACIÓN PORCENTUAL DE LOS ALMACENES DE CARBONO DE TRES SITIOS CON DIFERENTE DENSIDAD VEGETAL DE LA ZFET.....	97
TABLA 7.3.1 PROPIEDADES QUÍMICAS EN LOS PRIMEROS 20 CM DE PROFUNDIDAD DE SUELO PARA TRES SITIOS CON DIFERENTE DENSIDAD VEGETAL	101
TABLA 7.3.2 PROPIEDADES FÍSICAS EN LOS PRIMEROS 20 CM DE PROFUNDIDAD DE SUELO PARA TRES SITIOS CON DIFERENTE DENSIDAD VEGETAL	105

INDICE DE FIGURAS

FIGURA 2.1 CICLO GLOBAL DEL CARBONO	4
FIGURA 2.2.2 FLUJO DEL CARBONO EN UN SISTEMA SUELO-PLANTA-ATMÓSFERA.....	9
FIGURA 2.6 PROCESOS DE TRANSFORMACIÓN Y FLUJO DE LA MATERIA ORGÁNICA EN EL SUELO	17
FIGURA 2.6.1 MINERALIZACIÓN Y HUMIFICACIÓN EN EL SUELO	19
FIGURA 2.9.9.3 DISTRIBUCIÓN DE LAS SALES EN FUNCIÓN DE SU SOLUBILIDAD.....	30
FIGURA 5.3.1 MUESTREO JERÁRQUICO ANIDADO PARA LA DETERMINACIÓN DE C ORGÁNICO SECUESTRADO EN LA BIOMASA HERBÁCEA-MANTILLO Y EN EL SOLUM.....	51
FIGURA 6.1 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DEL COMPLEJO LAGUNAR DE LA CUENCA DE MÉXICO	59
FIGURA 8 PERFIL TOPOGRÁFICO DE LA ZFET.....	109

INDICE DE GRÁFICAS

GRÁFICA 6.3.2 PROMEDIOS MENSUALES DE TEMPERATURA, PRECIPITACIÓN Y EVAPORACIÓN EN EL ÁREA DE LA ZFET EN EL PERIODO 1951-2010.....	70
GRÁFICA 7.2.1. ALMACENES DE CARBONO EN EL SOLUM DE TRES SITIOS CON DIFERENTE DENSIDAD VEGETAL.....	91
GRÁFICA 7.2.2. ALMACENES DE CARBONO ORGÁNICO EN LA BIOMASA DE TRES SITIOS CON DIFERENTE DENSIDAD VEGETAL	93
GRÁFICA 7.2.3. CARBONO ORGÁNICO TOTAL SECUESTRADO EN TRES SITIOS CON DIFERENTE DENSIDAD VEGETAL DE LA ZFET	96

INDICE DE CUADROS

CUADRO 2.8 INCIDENCIA DE LA MATERIA ORGÁNICA EN LAS PROPIEDADES DEL SUELO.....	22
CUADRO 2.9.9.1 FUENTES DE SALES SOLUBLES EN LOS SUELOS DE ACUERDO A SU ORIGEN	28
CUADRO 2.10 EFECTOS DE LA SALINIDAD Y SODICIDAD EN LAS PROPIEDADES DEL SUELO.....	34

INDICE FOTOGRÁFICO

FOTOGRAFÍA 1 RECOLECCIÓN DE HERBÁCEA EN LA ZONA INTERMEDIA/PASTIZAL	51
FOTOGRAFÍA 2 RECOLECCIÓN DE MUESTRA DE SOLUM A LOS 20 CM DE PROFUNDIDAD EN LA ZONA REFORESTADA/BOSQUE DE TAMÁRIX.....	52
FOTOGRAFÍA 3 PERFIL 1 (ZR) FOTOGRAFÍA 4 PERFIL 2 (ZP) FOTOGRAFÍA 5 PERFIL 3 (ZD)	53
FOTOGRAFÍA 6 DEPOSITACIÓN DIFERENCIADA DE SEDIMENTOS LACUSTRES EN UN PERFIL DE LA ZONA DEL CARACOL	77
FOTOGRAFÍA 7 Y 8 DIMENSIONES DE ALGUNAS GRIETAS ENCONTRADAS EN LA ZONA DEL CARACOL	79
FOTOGRAFÍA 9 Y 10 FORMACIÓN DE GRIETAS EN LOS SUELOS DE LA ZONA DEL CARACOL POR PROCESOS DE DESHIDRATACIÓN Y REHIDRATACIÓN DE LAS ARCILLAS	79
FOTOGRAFÍA 11 Y 12 PERFIL DE SUELO Y PAISAJE DE LA ZONA REFORESTADA	81
FOTOGRAFÍA 13 Y 14 VEGETACIÓN DISPERSA EN LA ZONA DEL CARACOL	82
FOTOGRAFÍA 15 Y 16 PERFIL DEL SUELO Y PAISAJE EN LA ZONA DEL CARACOL	83

INDICE CARTOGRÁFICO

MAPA C01 SITIOS DE MUESTREO	50
MAPA C02 LOCALIZACIÓN DE LA ZFET.....	62
MAPA C03 GEOLOGÍA DE LA ZFET	67
MAPA C04 CLIMA DE LA ZFET	72
MAPA C05 PRECIPITACIÓN DE LA ZFET	73
MAPA C06 EVAPORACIÓN DE LA ZFET.....	73
MAPA C07 HIDROLOGÍA DE LA SUBCUENCA DEL LAGO DE TEXCOCO.....	76
MAPA C08 EDAFOLOGÍA DE LA ZFET	80

NOMENCLATURAS

Nomenclatura	Descripción
C	Carbono
N	Nitrógeno
P	Fósforo
S	Azufre
H	Hidrógeno
O	Oxígeno
CO ₂	Anhídrido carbónico
H ₂ CO ₃	Ácido carbónico
CaCO ₃	Carbonato de calcio
H ₂ O	Agua
CH ₂ O	Hidratos de carbono
CH ₄	Metano
MgCO ₃	Carbonato de magnesio
N ₂ O	Óxido nitroso
Na ⁺	Catión sodio
K ⁺	Catión potasio
Ca ²⁺	Catión calcio
Mg ²⁺	Catión Magnesio
NaCl	Cloruro de sodio
CaSO ₄	Sulfato de calcio
CaCl ₂	Cloruro de calcio
Na ₂ CO ₃	Carbonato de sodio
Cl ⁻	Anión cloruro
NO ₃ ⁻	Anión nitrato
SO ₄ ²⁻	Anión sulfato
CO ₃ ²⁻	Anión carbonato
ATP	Adenosín trifosfato
GEI	Gases de efecto invernadero
ZFET	Zona Federal del Ex-lago de Texcoco
MO	Materia orgánica
MOS	Materia orgánica del suelo
COS	Carbono orgánico del suelo
CEe	Conductividad eléctrica en el extracto de saturación
pH	Potencial de hidrógeno
PSI	Porcentaje de sodio intercambiable
CIC	Capacidad de intercambio catiónico
Ha	Hectárea
m ²	Metros cuadrados
m	Metros
cm	Centímetros
Ton	Toneladas
g	Gramos
Tc	Toneladas de carbono
msnm	Metros sobre el nivel del mar
°C	Grados Celsius
m/s	Metros por segundo
dS/m ⁻¹	Decisiemens por metro
mL	Mililitros
g/cm ³	Gramos por centímetro cúbico

“El conocimiento nos hace responsables”

Ernesto Che Guevara

RESUMEN

La presencia de sales solubles en los suelos es un problema ampliamente estudiado desde hace mucho tiempo, debido a las implicaciones productivas que suponen en los cultivos y los efectos adversos que provocan en las características de los suelos. Por otra parte, los estudios relativamente recientes de captura de carbono orgánico en la biomasa aérea, han ayudado a demostrar la importancia que tienen la cobertura boscosa y el suelo en el secuestro del carbono atmosférico, visto como una estrategia para la mitigación del efecto invernadero y el cambio climático.

Considerando este argumento, podría suponerse que los efectos provocados en las propiedades de los suelos por la presencia de sales solubles, bien podrían afectar la capacidad productiva de las plantas y por ende su capacidad para secuestrar el dióxido de carbono presente en la atmósfera. Sin embargo; durante la elaboración de este trabajo, no se encontraron estudios que plantearan una hipótesis en la cual se considerara que el potencial de captura de carbono de un ecosistema terrestre, puede estar en función de las características intrínsecas de los suelos afectados por la presencia de altas concentraciones de sales solubles. De manera que, la presente investigación intenta explicar dicha correlación entre estas dos problemáticas que no han sido abordadas de manera conjunta en la rama de las ciencias ambientales, aun cuando ambas son de carácter ambiental e interés global.

En ese sentido; el presente estudio aborda la temática de captura de carbono orgánico en los almacenes de la fracción mineral del suelo y la biomasa de tres sitios con diferente cobertura vegetal dentro la Zona Federal del ex-lago de Texcoco (ZFET), un lugar ubicado en el Estado de México, con coordenadas extremas; 2°167,256.12-2°145,720.46 N y 492,932.58-508,966.56 E y que además, tiene la peculiaridad de presentar afectaciones en las propiedades físicas, químicas y biológicas del suelo por la concentración de sales solubles, caracterizadas por tener una distribución altamente heterogénea y una complejidad tal, que la recuperación de los suelos y la reforestación de la zona solo ha podido ser parcial.

De manera que, el objetivo de este trabajo fue cuantificar el contenido de carbono en los almacenes de los tres sitios de muestreo y explicar su comportamiento con base a las propiedades químicas y físicas que los caracterizan. Para ello, fue necesaria la colecta de muestras de suelo, herbáceas y mantillo para cada sitio de muestreo, siguiendo en campo un diseño de muestreo jerárquico anidado;

mientras que en laboratorio las variables a analizar fueron carbono orgánico por el método de Walkley & Black, densidad aparente, porcentaje de porosidad, textura por el método de Bouyoucos, pH, porcentaje de sodio intercambiable, conductividad eléctrica en el extracto de saturación y concentración de sales solubles. El almacén de carbono total se obtuvo de la suma de sus componentes. Mientras que la explicación de la correlación entre las variables fue posible gracias al estudio de los principios teóricos planteados en esta investigación, aunado a los análisis estadísticos paramétricos de los datos obtenidos.

Cabe mencionar, que en esta tesis se hizo un esfuerzo por explicar la relación existente entre la captura de carbono orgánico en un sistema planta-suelo-atmósfera y la influencia que ejercen las sales solubles en las propiedades intrínsecas del suelo, con base a los principios teóricos existentes sobre el tema de salinización de suelos y captura de carbono. Sin embargo; se advierte, que dado que el nivel de investigación de este trabajo se considera básico, el aporte del análisis realizado puede parecer simplificado y sencillo; no obstante se presenta una contribución teórica bastante amplia; siendo éste el mayor aporte de la investigación.

JUSTIFICACIÓN

Los alcances de esta tesis fueron planteados con el propósito de contribuir a las metas de un proyecto de mayor alcance denominado "Proyecto Texcoco". Dicho proyecto surge del interés de un grupo de investigadores procedentes de diversas instituciones (UMDI-FC, ENCB-IPN, UAEM y CIDETEQ) por formar un equipo de trabajo multidisciplinario con la voluntad para colaborar conjuntamente en el intercambio de conocimientos y con ello enriquecer sus propias investigaciones.

Los proyectos de investigación de las cuatro instituciones vinculadas tienen como objeto de estudio común los suelos salinos y sódicos de la zona y siguen tres vertientes temáticas principales: la captura de carbono orgánico en la superficie edáfica (enfoque ambiental), la ecología de los suelos (enfoque biológico) y la biorremediación como una técnica propuesta para la recuperación de suelos afectados por sales (enfoque electroquímico). En ese sentido, la caracterización de estos suelos es un objetivo común y básico en la investigación de las tres disciplinas; por ello, la presente tesis plantea como uno de sus objetivos específicos la caracterización física y química de la superficie edáfica (solum) del ex-lago de Texcoco, la cual es relevante dentro del proyecto multidisciplinario por brindar los conocimientos fundamentales sobre el objeto de estudio, siendo esta su utilidad teórica.

Por otra parte, la temática del estudio resulta novedosa por el hecho de abordar el problema de la salinidad y sodicidad de los suelos como un factor que puede influir de manera indirecta en el problema del cambio climático global. Ya que el potencial de captura de carbono orgánico en los suelos depende de las interacciones entre sus propiedades físicas, químicas y biológicas, las cuales son afectadas por la presencia de sales en los suelos, provocando que actúen como fuentes de emisión de CO₂, considerado como el principal GEI antropogénico que afecta al equilibrio de radiación del planeta (IPCC, 2005). En ese sentido, la investigación tiene un tema poco explorado en la comunidad científica y novedoso desde el punto de vista de las ciencias ambientales por vincular dos problemáticas ambientales de interés global.

Aunado a esto, pese al extenso acervo bibliográfico que documenta diversos trabajos realizados para la estimación de carbono orgánico y su contribución en la mitigación del efecto invernadero, existe poca información sobre la captura de carbono orgánico en suelos salino-sódicos, asimismo la mayoría de los trabajos sobre salinidad en los suelos analizan la problemática desde el punto de vista de la remediación (Juárez, 1967; Luna Orea & Martínez, 1981; Flores et al., 1996 en

Fernández Buces, 2006:3) por lo que este trabajo de tesis se convierte en una contribución teórica en esa temática.

Otra particularidad en esta investigación es que se considera al suelo como sumidero de carbono orgánico, ya que en lo que respecta al tema específico de la captura de carbono orgánico es común encontrar que la mayoría de los trabajos publicados están dirigidos a la cuantificación del carbono orgánico en los componentes de la biomasa aérea, debido a que el carbono atmosférico es fijado en las plantas a través de la fotosíntesis como parte del ciclo del carbono. Sin embargo; el suelo en donde se desarrollan estas plantas también es un sumidero de carbono importante, incluso con mayor potencial a escalas temporales que el estrato vegetativo. De acuerdo con Montero, Ruíz & Muñoz (2005:18) los tiempos de permanencia del carbono en los diferentes depósitos de la biósfera oscilan entre menos de un año en los órganos verdes (flores, frutos y raicillas); alrededor de 50 años en la madera y hasta miles de años en el humus estable de los suelos. Mientras que Acosta, Etchevers, Monreal, Quednow, & Hidalgo (2001:1) sostienen que casi 75% del carbono de los ecosistemas se encuentra en los suelos, como biomasa de raíces o en formas estables como compuestos geoquímicos. Es por ello que esta tesis toma como objeto de estudio los suelos del ex-lago de Texcoco, específicamente su superficie edáfica (solum), por ser la más importante desde el punto de vista de la actividad radicular y de los microorganismos.

1. INTRODUCCIÓN

Los efectos provocados en los suelos por la presencia de sales y el cambio climático son problemáticas ambientales de índole global de gran interés para diversas disciplinas de las ciencias naturales (entre ellos los ambientólogos, ambientalistas, biólogos, ecólogos, etc.). Aunque pocas veces se relacionan en temáticas comunes; lo cierto es que ambos fenómenos comparten características que los vinculan en algún punto de la investigación. Por ejemplo, ambos son procesos naturales que siempre han existido en el planeta, pero con el desarrollo de las actividades humanas, los ritmos o dinámicas en sus procesos se han acelerado provocando efectos negativos más evidentes en la calidad de los recursos.

En la zona federal del ex-lago de Texcoco los problemas de salinidad y sodicidad de los suelos son derivados del manejo y aprovechamiento histórico que se le ha dado a los recursos de lo que antes fue un enorme cuerpo de agua salobre. Sin embargo, aun cuando la condición natural de esta zona siempre ha sido el albergar un ecosistema acuático de características salinas, el desarrollo de diversas actividades humanas desde la época prehispánica y el manejo de los recursos en la zona hasta nuestros días, ha empeorado el estado salino de los suelos provocando con ello la incidencia de diversas problemáticas en este particular ambiente; no solo de índole ambiental, sino también de tipo social y económico. Siendo las inundaciones del valle de México, la contaminación del aire por la presencia de tolveneras y la pérdida de especies endémicas, las principales problemáticas vinculadas con la salinidad y sodicidad de los suelos del ex-lago de Texcoco, motivo por el cual se inició el programa para la recuperación de la zona desde principios de 1970. No obstante pese a los esfuerzos realizados durante más de 40 años para el rescate de la zona, los logros obtenidos distan de las metas planteadas, debido principalmente a la complejidad y fragilidad del ambiente, producto de la condición salino-sódico en la que se encuentran los suelos y a su constante cambio.

En lo que concierne específicamente a la recuperación de la cobertura vegetal, las estrategias implementadas por diversos investigadores como Juárez (1967), Míquez (1973), Ureña (1975), Ortega (1976), Sejas (1978), Díaz (1982), Becerra (1983), Caraveo (1984), Sandoval (1993), Vargas y Ortiz (1993) se enfocaron básicamente en mejorar las características de los suelos a través de su lavado para disminuir la presencia de sales en el horizonte superficial y con ello lograr la introducción de especies tolerantes a la salinidad como las plantas halófitas y algunas otras con capacidades adaptativas. Por otra parte, para reducir los efectos adversos por la sodicidad y mejorar las propiedades de los suelos fue básico el

uso de diversos mejoradores químicos, la adición de materia orgánica y la aplicación de sustratos de suelos traídos de otros sitios (Ortiz Olguín, 1999).

En ese sentido, aunque la superficie recuperada con cobertura vegetal en la zona federal del ex-lago de Texcoco ha sido parcial y mantiene una distribución espacial heterogénea, la observación en campo de los diferentes estratos vegetativos hicieron posible distinguir de manera cualitativa la presencia o ausencia de sales en estos suelos. Lo que en el tema de captura de carbono orgánico, se liga a la capacidad de los suelos para almacenar el CO₂ capturado por las plantas a través de la fotosíntesis (biomasa) y las diferentes formas de carbono resultantes de los procesos de descomposición de la materia orgánica (necromasa). Luego entonces, la concentración de las sales en los suelos afecta su capacidad para la captura del carbono orgánico, la cual se ve reflejada en la interacción de sus propiedades y la cantidad de carbono orgánico cuantificado.

En concreto, la condición salino-sódica de los suelos de la zona federal del ex-lago de Texcoco (ZFET) es un problema de tipo ambiental que se vincula con el cambio climático al afectar la capacidad de captura de carbono de los suelos, el cual se considera uno de los parámetros establecidos en el IPCC para cuantificar el secuestro del CO₂ atmosférico en un ecosistema determinado. La temática de la cuantificación del carbono orgánico en los suelos salino-sódicos de la zona merece ser investigada como un servicio ambiental que de manera indirecta se ha logrado gracias a las estrategias de manejo implementadas durante más de 40 años para el mejoramiento de los suelos, ayudando en la mitigación del cambio climático con la reducción del CO₂ atmosférico, aun cuando no fuese contemplado originalmente en los objetivos y metas planteados para la restauración de la zona federal del ex-lago de Texcoco.

2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS Y CONCEPTUALES DEL ESTUDIO

2.1 El ciclo global del carbono

Los elementos químicos van pasando sucesivamente por los distintos compartimentos que integran el ecosistema en el que se encuentran. Estos comportamientos dan lugar a un ciclo, cuyas características son específicas para cada elemento y es el resultado de la acción de la biomasa microbiana que afecta a los elementos biológicos, es decir, al C, N, P y S (Porta Casanellas, López Acevedo & Roquero de Laburu, 2003: 203).

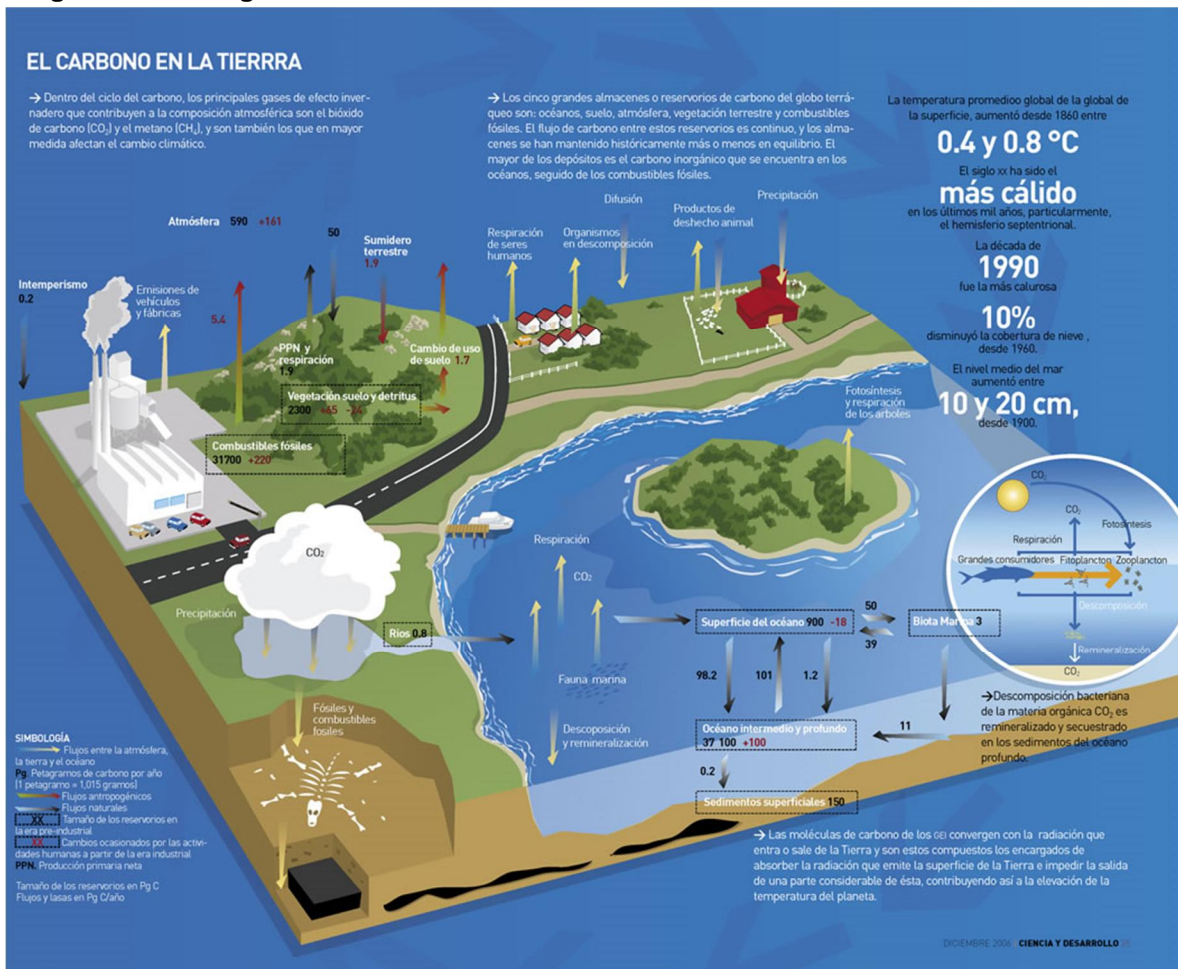
El carbono (C) por ejemplo, es un elemento fundamental de los compuestos orgánicos, que combinado con el N, P, S, O e H constituye las moléculas más importantes de la vida. El C se encuentra ampliamente distribuido en la naturaleza: en el agua en forma de carbonatos disueltos, en el aire como dióxido de carbono o anhídrido carbónico (CO₂), en la tierra formando parte de las rocas calizas y en todos los organismos vivos como resultado de la fotosíntesis y los procesos metabólicos realizados durante su desarrollo (Smith et al., 1993 & Harrison, 2003 en J. Jaramillo, 2004).

Además, la presencia o ausencia del carbono (C) ayuda a definir si una molécula es considerada orgánica o inorgánica (Ordóñez Díaz, 2008:4). En ese sentido, su abundancia y capacidad para formar infinidad de compuestos orgánicos, hacen del C uno de los elementos esenciales de la vida en la Tierra; sin embargo, este elemento al igual que el N, S y P se encuentra disponible de manera finita, lo que significa que su distribución dentro de los grandes reservorios del planeta (atmósfera, biósfera-pedósfera, hidrósfera y litósfera) estará condicionado por los procesos físicos, químicos y biológicos que hacen posible su renovación cíclica alrededor del globo terráqueo en diferentes escalas espacio-temporales.

El concepto de ciclo lleva aparejada la idea de flujo, de tasa de renovación (*turnover*) y expresa una producción. La intervención de los seres vivos en los ciclos de los distintos elementos de la naturaleza lleva a denominarlos ciclos biogeoquímicos (Porta Casanellas, López Acevedo & Roquero de Laburu, 2003:203). El ciclo global del carbono consiste básicamente en un proceso de reciclaje en el que el carbono disponible de la Tierra es intercambiado cíclicamente entre los cuatro principales depósitos de carbono, interconectados por vías de intercambio. Este ciclo, depende de varias fuentes y sumideros de almacenamiento de carbono y los procesos (naturales y antrópicos) por los cuales intercambian carbono (Ordóñez, 1999 & IPCC, 2005 en Ordóñez Díaz, 2008).

El ciclo global del carbono es uno de los ciclos biogeoquímicos más importantes del planeta, no solo por incluir a todas las formas vivas de la Tierra, sino por su participación en los procesos físicos, químicos y biológicos que hacen posible el secuestro del dióxido de carbono atmosférico (CO₂); un gas constituido por la unión molecular del carbono (C) con el oxígeno (O₂), resultante de procesos tanto geoquímicos como biológicos y cuya presencia en la atmósfera es fundamental en la regulación de la temperatura del planeta debido a sus propiedades como gas de invernadero (J. Jaramillo, 2004:75). Como su nombre lo indica, el ciclo biogeoquímico del carbono puede ser dividido en componentes geoquímicos y biológicos. En el ciclo geoquímico del carbono, la captura del dióxido de carbono funciona en una escala temporal de millones de años, mientras que el ciclo biológico funciona en una escala temporal más corta (Harrison, 2003 en Ordóñez Díaz, 2008:5).

1-Figura 2.1 Ciclo global del carbono



Fuente: Ciencia y desarrollo, 2006.

2.1.1 El ciclo geoquímico del carbono

En la figura 2.1 se muestra el flujo cíclico del carbono entre la materia orgánica y el ambiente físico-químico de los cinco principales reservorios de la Tierra. De acuerdo con Palacios Roji (2008:5-6) en el ciclo geoquímico se lleva a cabo la transferencia del carbono entre la atmósfera, la litosfera y los océanos. El CO_2 atmosférico se disuelve en el agua de lluvia y se transforma en ácido carbónico (H_2CO_3) que favorece el intemperismo de los minerales expuestos en la superficie terrestre y causa la disolución de bicarbonatos y silicatos. Estos iones se disuelven en aguas continentales y se transportan hacia los océanos, donde se asimilan por ciertos organismos para formar parte de sus estructuras corporales en forma de carbonato de calcio (CaCO_3). Cuando concluye el ciclo de vida, el CaCO_3 se sedimenta en forma de lodos calcáreos y por procesos de subducción se compacta e integra en la corteza terrestre dando origen a la formación de rocas sedimentarias. Estos carbonatos retornan a la atmósfera en forma de CO_2 cuando se producen erupciones volcánicas tras la fusión de las rocas que lo contienen. Esta última fase es de larga duración (millones de años) e implica mecanismos geológicos y procesos químicos. Cuando la materia orgánica se deposita bajo capas de sedimentos sin contacto con oxígeno que la descomponga, se transforma en carbón, petróleo y gas natural, la actividad minera obtiene el carbón y el petróleo que al ser utilizados por la industria los convierten en CO_2 , volviendo de esta forma al principio del ciclo (Jaramillo, 2005 & Harrison, 2003 en Pérez Ramírez, 2009). Aun cuando el ciclo geoquímico permite explicar los procesos de transformación del CO_2 , Jandal (2001) citado en Palacios Roji (2008), comenta que aún no se conocen completamente las fases del mismo.

2.1.2 El ciclo biológico del carbono

En los ecosistemas terrestres, la vía más importante del flujo del carbono atmosférico a la vegetación y el suelo debe ser biológica, por medio de la fotosíntesis y la descomposición (Ordóñez Díaz, 2008:9). La fase del ciclo biológico del carbono, se caracteriza por ser de corta duración (decenas de años), lo que hace más dinámica la tasa de intercambio y renovación del carbono atmosférico (Smith et al., 1993 & Harrison, 2003 en Palacios Roji, 2008:6). Esta fase comienza con la fijación del CO_2 atmosférico a través de organismos fotosintetizadores, en este proceso el CO_2 y el H_2O reaccionan para formar carbohidratos (CH_2O) y liberar oxígeno (O_2) que pasan a la atmósfera en forma simultánea. Parte de los CH_2O se consumen directamente para suministrar energía al organismo y el CO_2 producto del metabolismo se libera a través de las

hojas o raíces. Otra parte es consumida por los animales, que también liberan CO₂ en su respiración. Las plantas y los animales mueren y son finalmente descompuestos por microorganismos del suelo, lo que da como resultado que el carbono de sus tejidos se transforme en CO₂ (en condiciones aerobias) y CH₄ (en condiciones anaerobias) reincorporándose a la atmósfera (Smith et al., 1993 & Schimel, 1995 en Palma Marroquín, 2011:3).

El hecho de que las emisiones de CO₂ supongan más del 80% de todas las emisiones de gases de efecto invernadero ha hecho intensificar los estudios sobre los factores que inciden en el incremento de la concentración de C atmosférico (SSSA, 2002 en Porta Casanellas, López Acevedo & Roquero de Laburu, 2003:206). En ese sentido, es imperante el entendimiento de los procesos físicos, químicos y biológicos que hacen posible el secuestro del carbono atmosférico entre los cinco grandes reservorios de la Tierra y de manera particular en cada uno de ellos. Siendo los suelos el reservorio de mayor interés para este estudio, ya que por lo general tienen una gran capacidad de secuestro de carbono orgánico.

2.2 El papel de los suelos en el secuestro de carbono

De acuerdo con Porta Casanellas, López Acevedo & Roquero de Laburu (2003) y el IPCC (2005); el secuestro de carbono es un proceso mediante el cual un sumidero de carbono -que no sea la atmósfera- almacena carbono en una forma estable y en una cierta escala temporal, lo que reduce la concentración de CO₂ atmosférico, que es el principal gas de efecto invernadero antropogénico que afecta al equilibrio de radiación del planeta.

2.2.1 Los reservorios terrestres de carbono

El océano es un reservorio extenso pero la tasa de intercambio con la atmósfera es muy lenta, mientras que la tasa de intercambio entre la vegetación y la atmósfera es más rápida y esto implica mayor incidencia en el ciclo del gas; por ello, se han fomentado estrategias de captura de CO₂ en la biomasa con la finalidad de reducir el calentamiento global (Kirschbaum, 2001 en Pérez Ramírez, 2009:12).

Sin embargo, el suelo también desempeña un importante papel en la regulación del ciclo global del carbono (Rovira, 2001 en Porta Casanellas, López Acevedo, & Roquero de Laburu, 2003: 454) y si bien es cierto, depende del aporte continuo del material orgánico y de la actividad de los microorganismos para su transformación biodegradable, el suelo por sí mismo es un gran reservorio de carbono; ya que por lo general, muchos suelos tienen una gran capacidad para secuestrar carbono. De acuerdo con la FAO (2001) en Martínez H., Fuentes E., & Acevedo H. (2008: 69)

el carbono orgánico del suelo ocupa el 69.8% del carbono orgánico total de la biósfera; además, pueden llegar a acumularlo por miles de años (Schlesinger, 1990 en Ordóñez Díaz, 2008).

De acuerdo con L. Bohn, L. MacNeal, & A. O'Connor (1993:30) la cantidad del carbono orgánico del suelo excede en mucho al resto de las fuentes de carbono activo en la superficie terrestre: la atmósfera, la biomasa viviente, el agua limpia y el agua del océano arriba de la termoclina (límite de temperatura que aísla la superficie 50 m arriba de las capas más profundas del océano), por lo que representa el almacén de C más importante en los ecosistemas terrestres (tabla 2.2.1). Además, los tiempos de permanencia del carbono en los diferentes depósitos de la biósfera oscilan entre menos de un año en los órganos verdes (flores, frutos y raicillas); alrededor de 50 años en la madera y hasta miles de años en el humus estable de los suelos (Montero, Ruíz & Muñoz, 2005:16).

Tabla 2.2.1. Distribución de Carbono en diversos compartimentos de la biósfera de acuerdo con Delwiche, 1987

Compartimento	C expresado en 10^{12} kg:
Atmósfera	700
Materia orgánica del suelo	2500
Humus marino	3000
Forma de vida terrestre	480
Forma de vida marina	50
Carbonato-bicarbonato disuelto en los océanos	3840
Carbón y petróleo	1×10^4
Sedimentos	6×10^7

Fuente: Porta Casanellas, López Acevedo, & Roquero de Laburu, 2003.

Con base en esto, se puede decir que los suelos constituyen un compartimento terrestre que actúa como un gran reservorio de carbono, incluso mayor que el que se captura en la biomasa aérea (bosques, principalmente); según Acosta, Etchevers, Monreal, Quednow, & Hidalgo (2001:1), cerca del 75% del C de los ecosistemas se encuentra en los suelos, como biomasa de raíces o en formas estables como compuestos geoquímicos. Dentro de los suelos la distribución del carbono es aproximadamente la siguiente: 4% en residuos vegetales y animales no descompuestos y que pueden permanecer así durante varias decenas de años (FAO, 2005); 22% formando parte de los ácidos fúlvicos del suelo, que puede

permanecer así durante más de 100 años dependiendo de las condiciones climáticas del lugar y el 74% restante está integrado en los ácidos húmicos y puede permanecer fijado por más de 1000 años (Montero, Ruíz & Muñoz, 2005:17), de modo que los suelos presentan una mejor capacidad para el secuestro de carbono, en comparación con otros reservorios terrestres; ya sea por la cantidad de anhídrido carbónico que pueden capturar de la atmósfera a través de la fotosíntesis de las plantas y/o por las amplias escalas de tiempo de residencia en las que puede almacenar el carbono cuando éste se encuentra en fracciones estables.

2.2.2 El secuestro de carbono orgánico en los suelos

El secuestro de C en los suelos puede tener lugar de forma directa por paso a formas inorgánicas, tales como CaCO_3 y MgCO_3 , o por formación de biomasa (fotosíntesis); y de forma indirecta, como materia orgánica del suelo (Porta Casanellas, López Acevedo, & Roquero de Laburu, 2003:207). El C orgánico del suelo es el principal componente de la materia orgánica del suelo y tiene una influencia sustancial en su productividad, ya que contiene muchos nutrientes (FAO, 2002 en Palma Marroquín, 2011: 5); se encuentra en forma de residuos orgánicos poco alterados de vegetales, animales y microorganismos, en forma de humus y en formas muy condensadas de composición próxima al C elemental (Jackson, 1964 en Martínez H., Fuentes E., & Acevedo H., 2008:71).

Como el suelo es un sistema dinámico y abierto que intercambia material y energía con la atmósfera, biósfera e hidrósfera, éste puede actuar como fuente o reservorio del carbono dependiendo de su uso y manejo (Lal et. al., 1990; Lal, 1997). En la figura 2.2.2 se puede observar como es el flujo de carbono orgánico en los suelos, así como la cantidad aproximada de C que puede ser capturado y liberado durante este ciclo. En el suelo, el C fijado durante el ciclo del carbono, es la resultante del balance entre los aportes de los restos vegetales que se incorporan anualmente y las emisiones hacia la atmósfera, originadas por la descomposición y mineralización de la materia orgánica del suelo (Montero, Ruíz & Muñoz, 2005:18).

Figura 2.2.2 Flujo del carbono en un sistema suelo-planta-atmósfera. Las unidades están expresadas en Gigatoneladas (1Gt=1x10⁹ toneladas) de carbono



Fuente: Ordóñez, 1999 en Ordóñez Díaz, 2008

En ese sentido, es claro que el secuestro de anhídrido carbónico en forma de carbono orgánico no puede darse de manera directa entre la atmósfera y los suelos; la captura de esta forma de carbono debe ser a través de procesos físicos, químicos y biológicos en los que el carbono en sus diferentes arreglos químicos es transformado e intercambiado en un sistema entre suelo-planta-atmósfera.

En este ciclo biológico, el flujo de carbono comienza cuando el CO₂ atmosférico es incorporado a los procesos metabólicos de las plantas mediante la fotosíntesis (Ordóñez, 1999 en Ordóñez Díaz, 2008:7), el carbono fijado por las plantas se transforma en moléculas móviles que se asignan a las diferentes estructuras de la planta para satisfacer sus demandas fisiológicas y estructurales. Esta asignación determina las rutas por las cuales se dará posteriormente el flujo de C al suelo. Cada especie de planta asignará más o menos C para producir biomasa en la parte aérea o en la parte subterránea (Castellanos, Maass, & Kummerow, 1991 en Palma Marroquín, 2011:4).

En un sistema suelo-planta-atmósfera, la mayoría de los elementos liberados en la mineralización son absorbidos por los microorganismos y las raíces para formar

parte de los tejidos celulares como componentes orgánicos, quedando almacenados e inmovilizados (secuestrados) durante un cierto tiempo en la biomasa. La muerte y posterior degradación de la necromasa libera de nuevo iones inorgánicos, con lo que el ciclo se cierra, en un modelo teórico de ciclo cerrado (Porta Casanellas, López Acevedo, & Roquero de Laburu, 2003:203).

Cabe señalar que; tanto la materia orgánica, como la biomasa y los microorganismos del suelo desempeñan un destacado papel en el ciclo del carbono, principalmente durante los procesos de descomposición, mineralización y humificación. La materia orgánica y la biomasa por representar una reserva importante de carbono orgánico del suelo y los microorganismos por ser los principales responsables de la degradación y síntesis de los compuestos orgánicos.

En ese sentido, el suelo actúa como un gigantesco sistema de tratamiento de residuos orgánicos en los que a través de los procesos de fotosíntesis, descomposición, mineralización y humificación transforma y secuestra parte del carbono atmosférico de la Tierra en un tiempo relativamente corto, en función de los tiempos de residencia del carbono orgánico y las tasas de reciclaje de la materia orgánica. En estos procesos, la biomasa y la materia orgánica (restos de animales y plantas) son consideradas la materia y energía que va a ser transformada para dar paso a las diferentes formas en las que el carbono orgánico puede ser capturado en los suelos (carbono lábil o estable), mientras que la importancia de los microorganismos radica en la participación que tienen durante los procesos de degradación y síntesis de los compuestos orgánicos que se incorporan al suelo.

De acuerdo con Macías (2002) en Porta Casanellas, López Acevedo, & Roquero de Laburu (2003:207). Entre los aspectos a tener en cuenta en los estudios de secuestro de carbono en los suelos se puede destacar:

- a) La capacidad de un suelo para actuar como sumidero de C
- b) Los mecanismos de fijación del C
- c) Los efectos del tipo de uso de suelo sobre el contenido de materia orgánica
- d) Los efectos beneficiosos del incremento de C en el suelo (estructura, porosidad, capacidad de retención de agua disponible para las plantas, fertilidad, etc.)

2.3 El suelo desde el enfoque edafológico y sistémico y su relación con la captura de carbono

Conforme ha avanzado históricamente el conocimiento sobre la edafología, las disciplinas que tienen como objeto de estudio al suelo se han vuelto más divergentes y especializadas, lo que ha generado; entre otras cosas, que la definición actual de suelo sea muy compleja y no pueda definirse de una sola manera. En ese sentido, para cubrir los objetivos de este trabajo la conceptualización de "suelo" se hace considerando dos enfoques principales: el edafológico y el agroecológico o sistémico.

El primer enfoque del concepto, sirve para comprender los factores que intervienen en la formación de los suelos y entender la importancia que tienen como sistemas dinámicos que intervienen en los ciclos biogeoquímicos esenciales que forman la vida en el planeta. Mientras que el enfoque agroecológico pretende explicar básicamente al suelo como un sistema vivo, en el cual se llevan a cabo una serie de procesos e interacciones con el entorno para la provisión y ciclaje constantes de materia y energía, así como el papel que desempeñan las propiedades físicas, químicas y biológicas durante estos procesos y la relación que guardan con la captura de carbono orgánico en los suelos. Sánchez de P., Prager, Naranjo, & Sanclemente (2012:26) sostienen que el enfoque sistémico de los suelos, permite la comprensión y dimensionamiento del suelo como sistema viviente como un todo y cómo sus características son propiedades que emergen de las redes de interacción de las partes, no explicables por ninguna de ellas.

2.3.1 Suelo: enfoque edafológico

Desde el punto de vista edáfico, un suelo es considerado un cuerpo tridimensional formando por la progresiva alteración física y química de un material original o roca madre a lo largo del tiempo, bajo condiciones climáticas y topográficas determinadas y sometido a la actividad de organismos vivos (Cotler et. al., 2007 en Ramírez Coutiño, 2013:1). Este concepto es similar a la primera definición científica de Dukuchaev (1899) la cual considera al suelo como un cuerpo natural, formado por la acción común del material parental, el relieve, el clima, los organismos, vivos y muertos, y la edad de la superficie geológica. La distribución de estos factores formadores obligatorios del suelo, más el factor antropogénico optativo, determinan en gran parte la distribución espacial de los suelos (Krasilnikov, 2011:3). De lo anterior podemos concluir que ambos conceptos atribuyen la formación de los suelos a factores primordialmente exógenos con los cuales se da un intercambio constante de materia y energía como resultado de la

importancia que tiene el suelo como constituyente de la interfaz entre atmósfera, litósfera, biósfera e hidrósfera. De acuerdo con Ramírez Coutiño (2013:2), dicha característica convierte al suelo, en una pieza clave del desarrollo de los ciclos biogeoquímicos superficiales (p.ej. el ciclo del carbono) y le confiere además, la capacidad para desarrollar una serie de funciones esenciales en la naturaleza de carácter medioambiental, ecológico, económico, social y cultural.

2.3.2 Suelo: enfoque sistémico

De manera complementaria y en un sentido más complejo, el carácter agroecológico sugiere que el suelo es un sistema abierto y dinámico constituido por tres fases. La fase sólida que está formada por componentes inorgánicos y orgánicos, que dejan un espacio hueco (poros, cámaras, galerías, grietas y otros) el cual es ocupado por las fases líquidas y gaseosas del suelo. Como componente principal de la fase líquida el volumen de huecos es ocupado parcialmente por agua que puede llevar iones y sustancias en solución o en suspensión; mientras que la fase gaseosa o atmósfera del suelo es ocupada por aire, por raíces y organismos que viven en el suelo (Porta Casanellas, López Acevedo, & Roquero de Laburu, 2003:91). El patrón de organización, estructura y procesos que caracterizan al suelo bajo el enfoque sistémico, justifican cómo este sistema, del cual forman parte las plantas y demás organismos, aporta los nutrientes que ellos requieren y, éstos a su vez, integran al sistema biomasa viva y no viva, que se recicla en un continuum que del suelo trasciende a la atmósfera, en forma de moléculas y gases como el CO₂, CH₄, N₂O, denominados gases con efecto invernadero (GEI), (Sánchez de P., Prager, Naranjo, & Sanclemente, 2012:19).

Con respecto a su relación con el ciclo del carbono, de manera muy concreta se puede decir que en los suelos, la captura de carbono va a depender básicamente de la materia orgánica aportada, que es la fuente energética y de la actividad de los microorganismos para desintegrar esa materia orgánica. Sin embargo, cuánto carbono se capture (cuantificación) y en qué formas se encuentre (carbono lábil o estable); de acuerdo a los caminos de transformación de la materia orgánica (mineralización o humificación), así como su tiempo de residencia en los suelos (décadas o siglos); va a depender fundamentalmente de dos condiciones determinadas por la complejidad en las interacciones del sistema suelo: 1) de la capacidad del suelo para actuar como sumidero de carbono y 2) de los mecanismos de fijación de carbono.

2.3.2.1 Perfil, horizonte y solum

El perfil del suelo es un corte vertical del terreno, que permite estudiar el suelo en su conjunto desde su superficie hasta el material originario (Porta Casanellas, López Acevedo, & Roquero de Laburu, 2003:21). A lo largo de su evolución o edafogénesis, en el suelo se van diferenciando capas verticales de material generalmente no consolidado llamados horizontes, formados por constituyentes minerales y orgánicos, agua y gases, con una composición volumétrica aproximada de 45%, 5%, 25% y 25%, respectivamente. Los perfiles son caracterizados por propiedades físicas (estructura, textura, porosidad, capacidad de retención de agua, densidad aparente) y químicas (pH, potencial redox, capacidad de intercambio catiónico) que los diferencian entre sí y del material original (Juárez, 2005 en Ramírez Coutiño, 2013:1). En los horizontes superficiales, la dinámica en los procesos de reciclaje de la materia orgánica y actividad microbiana son mayores que en los horizontes subsecuentes, ya que las condiciones ecológicas y biológicas del suelo para el intercambio y transformación del material orgánico suelen ser más activas; así como las fuentes de energía más abundantes y constantes, aun cuando estas condiciones dependan de la fenología y/o fisiología de la comunidad vegetativa del suelo (biomasa) y/o de la constitución de la materia orgánica incorporada.

Lo anterior pretende resaltar la importancia que tienen los horizontes superficiales de los suelos en la captura de carbono, ya que es en esta parte del perfil donde se da una mayor acumulación de materia orgánica del suelo (MOS); la cual se ha dicho, es junto con la biomasa, una fuente principal de carbono orgánico. De acuerdo con Smith et al. (1993) en Ordóñez Díaz (2008:4) aproximadamente el 50% del peso seco de cualquier organismo está constituido por C, como resultado de la fotosíntesis y los procesos metabólicos realizados durante su desarrollo. Cuando estos organismos mueren el C es nuevamente liberado en compuestos de C, los cuales son reincorporados a otros sumideros. Así mismo, se ha reportado que aproximadamente el 50% del COS se localiza en los primeros 20 cm de profundidad en los ecosistemas forestales (Acosta et al, 2001; Bravo, 2007 en Pérez Ramírez, 2009:27).

Conceptualmente hablando, en edafología la parte superior del suelo se conoce como solum. El solum es la parte del perfil más afectada por procesos edafogénicos y bióticos, origen de las propiedades y características que han provocado su diferenciación respecto al material originario. El solum es un perfil incompleto, que en la práctica suele tomar como límite inferior la profundidad máxima alcanzada por las raíces de las plantas perennes, lo que corresponde a la zona de actividad biológica más intensa (Porta Casanellas, López Acevedo, &

Roquero de Laburu, 2003:34) y por ende, la porción horizontal del suelo de mayor interés en los estudios de captura de carbono orgánico. El IPCC (2003b en IPCC, 2005) reporta que los suelos volcánicos de regiones templadas contienen entre 70 y 130 t C Ha⁻¹ dentro de los primeros 30 cm de profundidad, mientras que, la FAO-UNESCO (1974) reporta que los andosoles contienen 11.4 t C Ha⁻¹ a la misma profundidad y, que entre los 0 y 200 cm almacenan 31 t C Ha⁻¹ (Pérez Ramírez, 2009:27).

2.4 El carbono orgánico en los suelos orgánicos y minerales

A pesar del contenido bajo en materia orgánica de la mayoría de los suelos minerales de la superficie terrestre (0.5% a 5%) el compartimento coloidal activo de la fracción orgánica ejerce una enorme influencia en las propiedades físicas y químicas del suelo (L. Bohn, L. MacNeal, & A. O'Connor, 1993:156), los cuales son atribuibles e influenciados en los procesos metabólicos que se llevan a cabo durante el flujo del carbono en los diferentes compartimentos del suelo. Ya que sí bien es cierto, la mayoría de los suelos se forman a partir de materiales originarios sin materia orgánica (Porta Casanellas, López Acevedo, & Roquero de Laburu, 2003:165) como resultado de la alteración física y/o química de la roca madre, la asociación íntima de sustancias húmicas con los sólidos inorgánicos en forma de complejos organominerales conserva la materia orgánica (L. Bohn, L. MacNeal, & A. O'Connor, 1993:158). Es decir, la materia orgánica fresca (biomasa muerta o necromasa) procedente de plantas, animales y microorganismos y sus productos de alteración son los que permiten explicar, principalmente, la presencia de materia orgánica y carbono en los suelos, cuyo contenido aumenta considerablemente en las etapas iniciales de formación del suelo (Porta Casanellas, López Acevedo, & Roquero de Laburu, 2003:165), de modo que el carbono orgánico en el suelo (COS) está formado a partir de la intemperización de la materia orgánica sobre suelos minerales y orgánicos, a una profundidad específica aplicada coherentemente mediante las series cronológicas (Pérez Ramírez, 2009:25). Autores como Porta Casanellas, López Acevedo, & Roquero de Laburu (2003:560) sostienen que un horizonte O es un horizonte orgánico de un suelo mineral, mientras que un H es un horizonte orgánicos de un suelo orgánico.

En ese sentido, la condición principal que distingue entre un suelo mineral y un suelo orgánico radica en su contenido de materia orgánica. Por ejemplo, en suelos áridos, la proporción de materia orgánica (MO) puede ser solo del 0.5% (suelos minerales) de su peso total, mientras que en los suelos turbosos alcanza valores del 90 o 95% (totalmente orgánicos) y para suelos cultivados, el promedio suele

quedar alrededor del 5% (Juárez Sanz, Sánchez Andreu, & Sánchez Sánchez, 2006:12). En el caso de los suelos desarrollados a partir de materiales volcánicos (andosoles) suelen ser suelos minerales, si bien algunos de ellos pueden ser orgánicos (SSS, 1999 en Porta Casanellas, López Acevedo, & Roquero de Laburu, 2003:560).

En términos sencillos y precisos, la Secretaria de Medio Ambiente y Recursos Naturales, en su documento Norma Oficial Mexicana NOM-021-SEMARNAT-2000, distingue los conceptos de suelo mineral y suelo orgánico de la siguiente manera.

Los suelos minerales, son suelos desarrollados a partir de materiales de rocas minerales las cuales tienen bajos contenidos de materia orgánica. Mientras que los suelos orgánicos, son turbosos con un 16% o más de materia orgánica en todo el perfil del suelo (SEMARNAT, 2003:5).

Al igual que en los suelos minerales, la acumulación o pérdida de carbono en suelos orgánicos se debe a un equilibrio entre entradas y salidas. Cuando las condiciones de lluvia o humedad dificultan en mayor o menor medida la descomposición de la materia orgánica, el aporte de materia orgánica puede ser superior a las pérdidas por descomposición y la materia orgánica se acumula. El carbono liberado a la atmósfera de los suelos orgánicos saturados reviste casi siempre la forma de CH₄, mientras que en condiciones aeróbicas el flujo de carbono a la atmósfera se produce mayormente en forma de CO₂. La dinámica de C en los suelos orgánicos está estrechamente vinculada a los regímenes hidrológicos del lugar: la humedad disponible, la profundidad de la capa freática y las condiciones de reducción-oxidación (Clymo, 1984; Thormann et. al., 1999); aunque también la composición de la especie y la química de los detritus (Yavitt et. al., 1997). Este depósito de C responderá con facilidad a las actividades o sucesos que afecten a las condiciones de aeración y de descomposición (IPCC, 2005).

De lo anterior podemos concluir que, sin importar la categoría de suelo de la que se trate, la importancia de la materia orgánica en los suelos es imprescindible cuando se habla de productividad, calidad o secuestro de carbono orgánico, incluso aun cuando suponga una cantidad de materia orgánica porcentualmente pequeña, como en el caso de los suelos de regiones áridas.

2.5 Materia orgánica del suelo (MOS) y carbono orgánico del suelo (COS)

Si bien es cierto, los términos materia orgánica del suelo (MOS) y carbono orgánico del suelo (COS) se confunden o llegan a ser utilizados indistintamente, lo cierto es que resultan complementarios. Es decir, la materia orgánica del suelo (MOS) es un conjunto de residuos orgánicos de origen animal y/o vegetal en

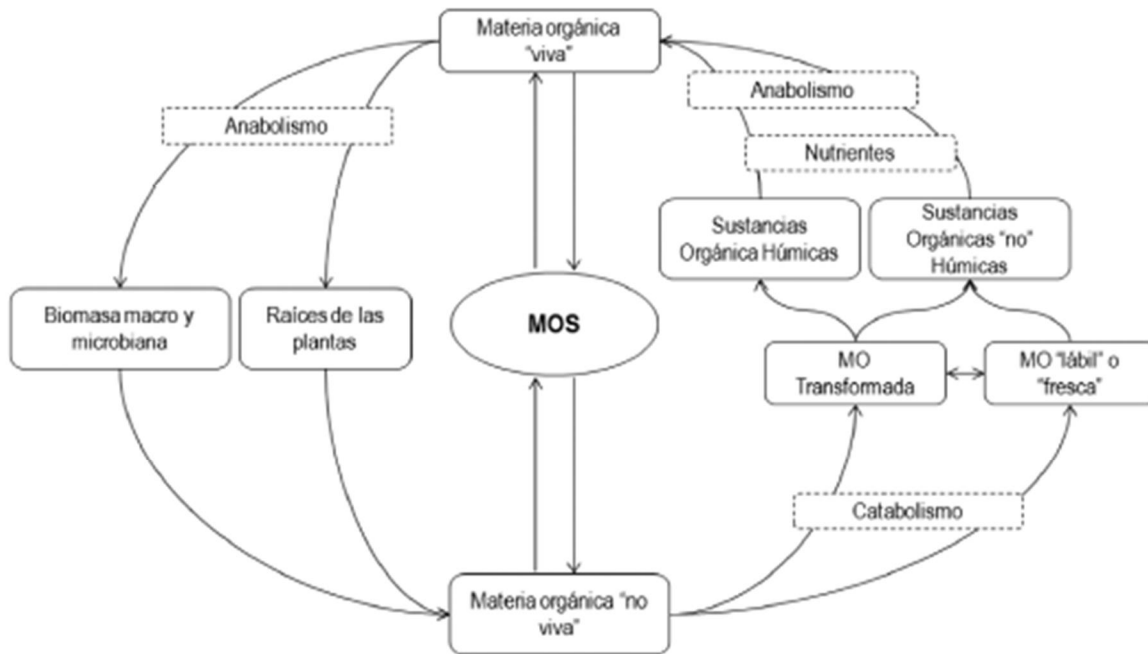
diferentes etapas de descomposición y que se acumulan tanto en la superficie como dentro del perfil del suelo (Rosell, 1999 en Martínez H., Fuentes E., & Acevedo H., 2008: 71). Dichos residuos orgánicos (biomasa o necromasa) se encuentra constituida por C, H, O, los cuales unidos a N, P y S y al H₂O, constituyen los integrantes comunes de lo vital (Sánchez de P., Prager, Naranjo, & Sanclemente, 2012:21). En ese sentido, el carbono orgánico del suelo (COS) es considerado como el principal componente de la materia orgánica del suelo (MOS), ya que tiene una influencia sustancial en su productividad y calidad, por contener los nutrientes requeridos para el desarrollo fenológico y fisiológico de los estratos vegetativos, necesarios para la incorporación y renovación cíclica de la materia orgánica en los suelos (FAO, 2002 en Palma Marroquín, 2011).

2.6 Flujo de la materia orgánica en el suelo y sus procesos de transformación: mineralización y humificación

La génesis del suelo o diferenciación de los horizontes incluye procesos que pueden ser considerados como adicionales, pérdidas, transformaciones y traslocaciones (D. Foth, 1996:232). Todos ellos de vital importancia para lograr las redes metabólicas y de interacción que hacen del suelo un sistema viviente; sin embargo, durante los flujos de carbono en el suelo, los procesos de transformación de la materia orgánica (mineralización y humificación) destacan por su capacidad para la captura del carbono en diferentes formas de organización estructural y tiempos de residencia en los suelos.

En la figura 2.6 se muestra los procesos de transformación y flujo de la materia orgánica a través de los diversos compartimentos del suelo, que también resultan complementarios al actuar como una gran red de interacciones. En un modelo de ciclo idealizado, el ciclo comenzaría y se cerraría con la materia orgánica viva presente en el horizonte superficial del suelo, la cual depende básicamente de dos factores: la fotosíntesis (relación planta-atmósfera) y la disponibilidad de nutrientes en el suelo (relación planta- suelo).

Figura 2.6 Procesos de transformación y flujo de la materia orgánica en el suelo



Fuente: Adaptado de Labrador, 2001 en Sánchez de P., Prager, Naranjo, & Sanclemente, 2012

La materia orgánica del suelo, puede encontrarse como materia orgánica viva y como materia orgánica no viva. Cuando se habla de la materia orgánica viva se hace referencia a la biomasa macro y microbiana y a las raíces de las plantas, las cuales son resultado de la síntesis de moléculas orgánicas y el ensamblaje de los componentes celulares requeridos para su desarrollo en un proceso conocido como anabolismo. Al cumplir su ciclo biológico, los organismos vivos del suelo que mueren se reincorporan al suelo como materia orgánica no viva que sigue siendo degradada por organismos de menor tamaño como parte de la cadena trófica en el suelo, a este proceso se le conoce como catabolismo. Durante este proceso hay un flujo de C que se oxida total (CO_2) o parcialmente (alcoholes, ácidos orgánicos, entre otros), así como la producción de ATP que se genera y gasta, además de H_2O que se desprende del organismo y pasa al ambiente (Sánchez de P., Prager, Naranjo, & Sanclemente, 2012: 23).

Después del catabolismo, la materia orgánica no viva reviste en dos formas: como materia orgánica lábil o fresca y como materia orgánica transformada. En la primera se distingue una fracción lábil, disponible como fuente energética, que mantiene las características químicas de su material de origen (hidratos de carbono, ligninas, proteínas, taninos, ácidos grasos) y en la segunda, una fracción húmica más estable, constituida por ácidos fúlvicos, ácidos húmicos y huminas (Aguilera, 2000 & Galantini, 2002 en Martínez H., Fuentes E., & Acevedo H.,

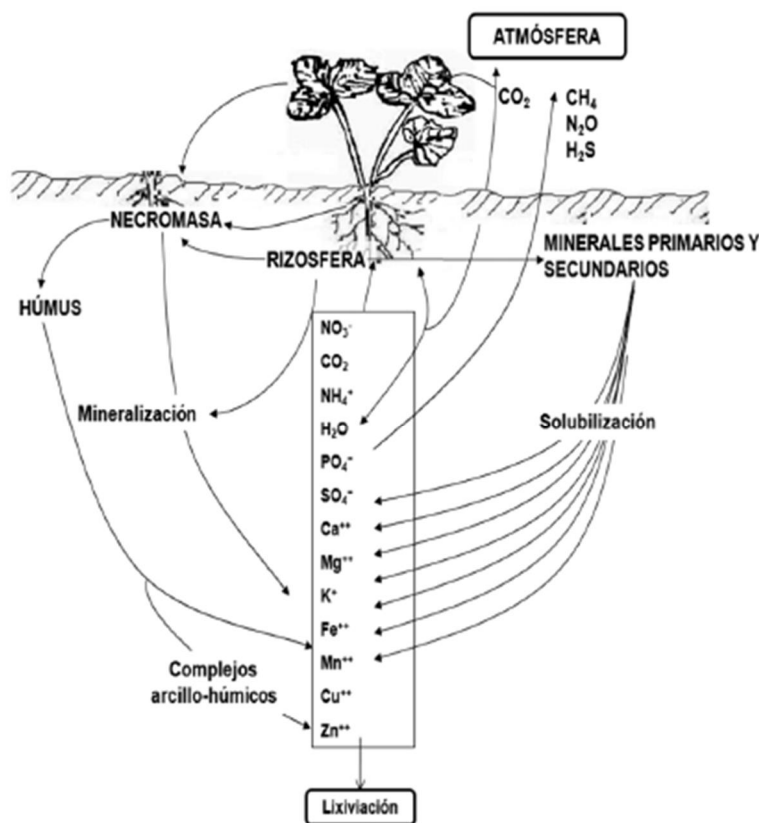
2008:71). Estas sustancias orgánicas húmicas y no húmicas quedan suspendidas en el suelo en formas orgánicas hasta que los procesos de anabolismo permiten su transformación a formas inorgánicas asimilables por las plantas.

La transformación (descomposición) de la materia orgánica se realiza a través de dos mecanismos (Tate, 1987 en Bautista Zúñiga, Luna Pabello, & Durán de Bazua, 1995:226):

El primero es conocido como mineralización y se refiere a la descomposición de la hojarasca y otros residuos vegetales y animales, dando como productos compuestos inorgánicos, entre ellos sales solubles (sulfatos, fosfatos, amoníaco, iones amonio libres, entre otros). Los compuestos orgánicos remanentes, junto con estos compuestos inorgánicos, al reorganizarse, pueden dar lugar al humus. El segundo, es la humificación y se refiere a la transformación de la materia orgánica en humus de manera directa, sin pasar por la mineralización primaria.

La gran diferencia entre los dos caminos de transformación de la materia orgánica se encuentra en la capacidad de solubilidad de los elementos y su disponibilidad para ser asimilables (figura 2.6.1). En ese sentido, las sustancias orgánicas húmicas son más estables y menos asimilables debido a la protección física y resistencia bioquímica de sus compuestos, mientras que los compuestos inorgánicos obtenidos de la mineralización dan lugar al ciclaje permanente de los nutrientes en el suelo en formas más rápidas que el humus. La estabilidad química se debe a fuertes enlaces químicos entre la MOS y los minerales. En este caso, cuando las partículas de MO se incorporan a los agregados, los microorganismos no tienen acceso a ellas, protegiéndolas físicamente contra la descomposición (Pérez Ramírez, 2009:25).

Figura 2.6.1 Mineralización y humificación en el suelo



Fuente: Sánchez de P., Prager, Naranjo, & Sanclemente, 2012

En estudios relacionados a la captura de carbono, el entendimiento de los procesos de transformación que se llevan en los compartimentos del suelo, así como el conocimiento de su composición bioquímica, permite calcular los tiempos medios de residencia que puede llegar a tener el C secuestrado. Por ejemplo, la fracción lábil de C puede alcanzar un tiempo de residencia de 0.87 años, la lignina 2.5 años, el humus es un poco más resistente a la descomposición y su tiempo de residencia llega a ser hasta de 25 años; mientras que la fracción de C más estable es químicamente resistente y está físicamente protegida por lo que su tiempo de residencia se prolonga a miles de años (FAO, 2002 en Pérez Ramírez, 2009). Esto quiere decir, que el tiempo de residencia del carbono secuestrado en el suelo será mayor cuando se trate de sustancias húmicas; por el contrario, cuando la materia orgánica adicionada al suelo sea degradada por los microorganismos a través de la mineralización, el tiempo de ciclaje del carbono será más acelerado y por tanto la renovación del carbono atmosférico será más rápido. Por otra parte, las sustancias húmicas representan del 60 al 80% del total de la MOS, mientras que las

sustancias no húmicas solo representan del 20 al 40% de la MOS (FAO, 2000 en Pérez Ramírez, 2009:25).

2.7 Factores indirectos que condicionan el potencial de captura de carbono de los suelos

Ya se ha mencionado que en lo que respecta a la captura de carbono orgánico dentro de un sistema suelo-planta-atmósfera, los mecanismos para la fijación del carbono dependerán básicamente de dos factores: 1) la productividad y composición de la parte aérea y subterránea de la biomasa como principales fuentes de materia orgánica en un sistema natural y 2) de la actividad microbiana y su velocidad para descomponer dicha materia orgánica a formas inorgánicas disponibles para el desarrollo de la biomasa vegetal o fauna edáfica. Dichas características pueden ser simplificadas con un concepto **calidad del suelo**.

En ese sentido, la calidad del suelo se encuentra condicionada por sus propiedades físicas, químicas y biológicas inherentes y estas a su vez son resultado de las interacciones entre los factores que durante miles de años dieron origen y formación a los horizontes del suelo. Factores como: a) las variaciones climáticas de la región, b) el material parental original, c) el modelamiento del relieve, d) el ciclaje de la vegetación, e) la actividad biológica y f) las alteraciones causadas por el hombre (Bautista Zúñiga, Luna Pabello, & Durán de Bazua, 1995). Todos ellos considerados como factores indirectos condicionantes en el proceso de captura de carbono de los suelos y cuya relación se menciona a continuación de forma general.

El factor climático (principalmente la precipitación y la temperatura) influye indirectamente en la captura de carbono de los suelos al condicionar la velocidad de descomposición del material orgánico, la productividad neta primaria de las plantas y su distribución de acuerdo al tipo de vegetación. Por ejemplo, en regiones desérticas, la falta de agua impide la oxidación del material orgánico que está en la superficie del suelo (L. Bohn, L. MacNeal, & A. O'Connor, 1993:158). La topografía ejerce gran influencia en la cantidad de materia orgánica del suelo en dos formas, la dirección de la pendiente y el drenaje del suelo.

La roca madre determina el contenido de materia orgánica principalmente a través de su efecto en la textura del suelo. Por ejemplo, las arcillas montmorillonitas tienen capacidad de adsorción particularmente alta para las moléculas orgánicas y son notablemente efectivas para proteger a los constituyentes nitrogenados contra

el ataque de los microorganismos (L. Bohn, L. MacNeal, & A. O'Connor, 1993: 158).

Como ya se mencionó, la vegetación (biomasa o necromasa) es la principal fuente de carbono orgánica en los suelos; cuánto y de que calidad sea el carbono capturada en los suelos, estará en función de la eficiencia fotosintética de cada especie, así como de la disponibilidad de los otros recursos necesarios para llevar a cabo este proceso (actividad microbiana, nutrientes, radiación, agua, entre otros).

Finalmente, aunque las actividades humanas no determinan los procesos formadores del suelo, sí se consideran como el principal factor de su transformación. Esto quiere decir, que la cantidad de carbono orgánico del suelo no solo depende de las condiciones ambientales locales, sino que es fuertemente afectada por el manejo del suelo. En ese sentido, existen prácticas de manejo que generan un detrimento del COS en el tiempo, a la vez hay prácticas que favorecen su acumulación (Martínez H., Fuentes E., & Acevedo H., 2008: 69). Entre las principales prácticas antrópicas que reducen las reservas de carbono en los suelos se encuentran: el desarrollo de la agricultura en suelos no aptos para la actividad, la deforestación y los incendios, ya que al eliminar la vegetación también se elimina la aportación de materia orgánica al suelo y al quedar la superficie expuesta, procesos como la erosión hídrica y eólica actúan en el suelo convirtiéndolo en una fuente de emisión de carbono.

2.8 Función de la materia orgánica y su relación con las propiedades físicas, químicas y biológicas del suelo

De acuerdo con Porta Casanellas, López Acevedo, & Roquero de Laburu (2003) y Sánchez de P., Prager, Naranjo, & Sanclemente (2012); actualmente, la ciencia nos permite afirmar que la materia orgánica está íntimamente relacionada con diversas propiedades físicas, químicas y biológicas de los suelos y que sus funciones se ven afectadas por la cantidad y la calidad de la materia orgánica que contiene.

En el tema de captura de carbono, la MOS juega un papel primordial ya que su contenido en la superficie edáfica define el potencial y capacidad de captura de carbono que pueden tener los suelos durante los procesos metabólicos que se llevan a cabo en el sistema suelo-planta-atmósfera. Procesos como la fotosíntesis, la fermentación y la respiración aeróbica o anaeróbica, los cuales en conjunto con

la actividad microbiana, dan lugar a la transformación del carbono de la materia orgánica en formas más simples (mineralización) y/o estables (humificación).

En el cuadro 2.8 se mencionan a manera de resumen, algunas de las propiedades físicas, químicas y biológicas que son afectadas por el contenido de materia orgánica en los suelos, profundizando en su explicación, únicamente en aquellas que son inherentes a los objetivos del trabajo.

Cuadro 2.8 Incidencia de la materia orgánica en las propiedades del suelo

Físicas	Químicas	Biológicas
<ul style="list-style-type: none"> - Estructuración (formación y estabilidad de agregados) - Sellado y encostramiento de la superficie del suelo - Porosidad y aeración -Movimiento del agua en el suelo - Capacidad de retención de agua disponible para las plantas - Regula la temperatura del suelo - Facilidad de laboreo - El oscurecimiento de la superficie de los suelos a medida que el contenido de MO es mayor hace disminuir el albedo -Prevención de los efectos erosivos, por efecto combinado sobre la estabilidad de la estructura, el sellado y la infiltración 	<ul style="list-style-type: none"> - Procesos de intercambio iónico y elevada capacidad de intercambio catiónico - Capacidad tampón frente a los cambios de pH -Estabilización de nutrientes en forma orgánica - Formación de complejos organominerales - Interacción con xenobióticos - Papel depurador 	<ul style="list-style-type: none"> - Interviene en la formación del suelo - Constituye una reserva de energía metabólica, por las grandes cantidades de C y de nutrientes que contiene - Es fuente de humus y almacenamiento de nutrientes a corto, mediano y largo plazo - Incremento de la población y actividad microbiana - Estimula o inhibe la actividad enzimática, según los casos - Contiene reguladores del crecimiento de las plantas - Efectos antibióticos frente a organismos patógenos - Contribuye a la resiliencia de los ecosistemas, al disminuir o inhibir los efectos de las perturbaciones ambientales

Fuente: Porta Casanellas, López Acevedo, & Roquero de Laburu, 2003; Juárez Sanz, Sánchez Andreu, & Sánchez Sánchez, 2006.

La atención que ha merecido la materia orgánica se debe a que influye en múltiples propiedades de los suelos, a pesar de que en la mayoría de ellos suponga una cantidad porcentualmente menor, dependiendo de la categoría de

suelo que se trate (Porta Casanellas, López Acevedo, & Roquero de Laburu, 2003:168). Como la materia orgánica incide simultáneamente en las propiedades físicas, químicas y biológicas del suelo bajo condiciones de correlación existentes entre dichas propiedades, es imposible explicar el comportamiento entre una propiedad y la materia orgánica de manera aislada y unidireccional, pues contrario a esto, en el suelo se da lugar a una red de interacciones entre dichas propiedades. En ese sentido, se abordan los efectos que tiene la materia orgánica en algunas de las propiedades del suelo y como es que dicha condición altera el comportamiento de otras.

2.8.1 Relación materia orgánica-propiedades biológicas del suelo

En términos generales, las propiedades biológicas del suelo consideran a todos los organismos orgánicos (flora y fauna edáfica) que intervienen en los procesos de formación de biomasa y transformación de la materia orgánica para el secuestro del carbono en los suelos.

La vida en el suelo tiene una enorme diversidad, que abarca desde organismos microscópicos y unicelulares hasta animales grandes que cavan túneles. Al igual que en los organismos que viven sobre el suelo, existen allí cadenas alimenticias bien definidas y competencia por la supervivencia (D. Foth, 1996:133), estas relaciones corresponden a la parte biológica del suelo, en la que la complejidad y estabilidad de la ecología del suelo depende de la diversidad biológica existente, así como de su eficiencia para transformar la materia orgánica.

La MO al ser fuente de materia y energía para los microorganismos, genera efectos sobre la disponibilidad y diversidad de las poblaciones que se regulan a través de interacciones y se equilibran evitando la explosión dañina de algunas de ellas (Sánchez de P., 2003; Pérez 2004; Nicholls, 2008). Así mismo la MO, favorece las relaciones simbióticas entre las raíces de las plantas y microorganismos para fijación de N₂, endófitos y micorrizas con sus efectos concomitantes sobre disponibilidad de nutrientes, salud del suelo y rendimiento de los cultivos, (Sánchez de P. et al. 2007 en Juárez Sanz, Sánchez Andreu, & Sánchez Sánchez, 2006:29).

Es decir, el COS interviene en las propiedades biológicas proporcionando recursos energéticos a los organismos del suelo, básicamente en forma de carbono lábil (hidratos de carbono o compuestos orgánicos de bajo peso molecular) para que los organismos del suelo (mayoritariamente heterótrofos) realicen sus funciones biológicas; ya que en general, tanto el número como la actividad de los microorganismos del suelo aumentan con el aporte de la MOS (Borie et. al., 1999 en Martínez H., Fuentes E., & Acevedo H.,2008). En ese sentido, cuanto mayor

sea la diversidad y densidad biológica del suelo, los procesos de transformación de la materia orgánica (p.e. la mineralización) serán más rápidos, lo que permitirá la disponibilidad de los nutrientes requeridos por la parte vegetal aérea y subterránea para el desarrollo fisiológico de las especies, las cuales actúan como fuentes de materia orgánica en forma de residuos orgánicos que retornan al suelo para ser nuevamente descompuestos por los microorganismos.

La MO de los suelos incide en la disponibilidad de nutrientes para la vegetación, fundamentalmente por dos vías: a) a través de un proceso de mineralización microbiana, por el que se libera al medio los distintos elementos minerales en ella presentes, especialmente N, P, S y b) su capacidad para formar complejos o quelatos con distintos elementos, especialmente con los metales de transición (Juárez Sanz, Sánchez Andreu, & Sánchez Sánchez, 2006:294).

2.8.2 Relación materia orgánica-propiedades físicas del suelo

La aparición de la materia orgánica viva sobre el material parental se puede considerar como componente que marca un hito al propiciar y participar en procesos de organización manifestados en la formación de agregados; esta materia orgánica viva, al morir y acumularse en desechos crea nuevos nichos que intervienen sobre la organización estructural del suelo (Sánchez de P., Prager, Naranjo, & Sanclemente, 2012:21). La materia orgánica biodegradable presente en el suelo y el humus que se deriva de ella, van a beneficiar las características físicas del suelo a través de la formación de macroporos, permitiendo una mayor aeración y un mejoramiento del drenaje, un incremento de la permeabilidad y una mayor retención de la humedad en los suelos donde predominen las arenas, evitando con ello su desecación, contracción y promoviendo además, un mejor ambiente para el desarrollo de las plantas ya que tendrán a su disposición una mayor cantidad de aguas y nutrimentos (Bautista Zúñiga, Luna Pabello, & Durán de Bazua, 1995:229).

El carbono orgánico del suelo tiene un efecto importante en la agregación de las partículas del suelo (Follet y Stewart, 1985), existiendo una relación entre el tamaño de los agregados y contenido de COS. Mientras mayor es el contenido de COS lábil, mayor es el tamaño de los agregados (Buyanowsky et. al., 1994). A su vez, los agregados de menor tamaño están asociados a la fracción altamente humificada con periodo de residencia mayor a siete años (Buchanowsky et. al., 1994 en Martínez H., Fuentes E., & Acevedo H., 2008:76). Lo anterior es respaldado por Jandal (2001), quien explica que la textura fina del suelo permite acumular más C y los periodos de residencia más largos están asociados con arcillas y limos porque están mejor agregados y protegen al suelo de la descomposición microbiana, mientras que en capas arenosas y con arcilla

caolinítica faltan sitios de absorción y es imposible la estabilización del C, además influyen factores como la oferta de CO₂, la disponibilidad de agua y de nutrientes (Pérez Ramírez, 2009:26).

Los agregados estables del suelo están formados por la unión de arcillas, compuestos orgánicos y metales polivalentes. La presencia de estos agregados reduce la tasa de descomposición de las formas lábiles, protege a las poblaciones microbianas de ser consumidas por los depredadores y reduce la posibilidad de que compuestos no húmicos sean lixiviados por el agua en el suelo (Elliot, 1986). Estos efectos en las formas del C se deben básicamente a la protección física que proporcionan los agregados. Debido a lo anterior, los macroagregados (mayores a 250 μ m) presentan mayor cantidad de C, biomasa microbiana, N y P que los microagregados (menores a 250 μ m); Tisdall, Oades, 1982; Elliot, 1986; Gupta & Germida, 1988. Por ello, la naturaleza, composición y susceptibilidad a la descomposición de la materia orgánica asociada a los macro y microagregados es diferente en cada tipo de suelo (Oliva y García-Oliva, 1998 en Martínez H., Fuentes E., & Acevedo H., 2008:13).

Una estructura desarrollada y estable, es de gran importancia en los suelos para que posean una buena aeración y capacidad de retención de agua. Esta propiedad está muy determinada por la capacidad que la MO tiene para unir partículas entre sí por medio de puentes de hidrógeno o de coordinación con los metales y de precipitar cementando partículas (Juárez Sanz, Sánchez Andreu, & Sánchez Sánchez, 2006:306). La estructura del suelo involucra la forma, grado y tamaño de los agregados; en consecuencia, la estructura del suelo afecta la porosidad y por lo tanto, la retención y disponibilidad de agua, además de su capacidad para contener aire (Acevedo & Martínez, 2003). Porosidad y retención de agua son dos parámetros que se encuentran estrechamente vinculados ya que la capacidad de retención de agua en el suelo es dependiente del número de poros, de la distribución de tamaño de poros y de la superficie específica de cada suelo (Krull et. al., 2004 en Martínez H., Fuentes E., & Acevedo H., 2008:79).

2.8.3 Relación materia orgánica-propiedades químicas del suelo

El COS, formados por compuestos de diversa naturaleza química y estado de descomposición, intervienen en las propiedades químicas del suelo aumentando la CIC y la capacidad de tampón sobre la reacción del suelo (pH) (Martínez H., Fuentes E., & Acevedo H., 2008:88). La MOS tiene grupos carboxílicos y fenólicos que se comportan como ácidos débiles y tienden a disminuir el pH del suelo, esto da lugar a una gran capacidad reguladora del pH que, en suelos con contenidos adecuados de MO impide cambios bruscos del pH evitando la precipitación o solubilización en exceso de elementos esenciales o tóxicos, desequilibrios en

actividad microbiana, etc. (Juárez Sanz, Sánchez Andreu, & Sánchez Sánchez, 2006:294). Además al modificar la acidez y la alcalinidad hacia valores cercanos a la neutralidad, el COS aumenta la solubilidad de varios nutrientes (Martínez H., Fuentes E., & Acevedo H., 2008:72).

Carrasco (1992) señala que en suelos cercanos a la neutralidad o que tienen cantidades altas de carbonatos y bicarbonatos, el pH disminuye por aumento en la presión parcial de CO₂ en la atmósfera del suelo. El CO₂ de la atmósfera se combina con agua y forma ácido carbónico, que al disociarse genera H⁺ que acidifica el suelo. De acuerdo a esto, la MOS tiende a aumentar el pH cuando el suelo es ácido y tiende a disminuirlo cuando el pH es alcalino (Martínez H., Fuentes E., & Acevedo H., 2008:74)

Con respecto a la CIC de los suelos, se explica como la atracción electrostática que las superficies con carga negativa ejercen sobre los cationes de la disolución del suelo. Esta propiedad permite a los suelos retener muchos nutrientes de forma fácilmente disponibles para la nutrición vegetal y los protege por pérdidas por lavado. En la capa superior de los suelos minerales, entre el 25 y 90% de su CIC total se debe a la materia orgánica (Stevenson, 1994). Esto hace que, en muchos suelos exista una relación directa entre el contenido de MO y la CIC. Si bien se ha de tener en cuenta que el contenido de MO aumenta generalmente con el contenido en arcilla, el contenido en la CIC no se puede atribuir enteramente a la MO (Juárez Sanz, Sánchez Andreu, & Sánchez Sánchez, 2006:294).

2.9 Características de los suelos afectados por la presencia de sales solubles

De acuerdo con Ortiz Olguín (1999) y Fernández Buces (2006) el uso del término suelos salinizados para referirse a cualquier tipo de suelo con presencia de sales resulta erróneo y es más apropiado referirse a ellos como suelos afectados por sales, ya que existen otros electrolitos como el magnesio y el yeso que también ocasionan la salinización del suelo, aunque son menos frecuentes.

En muchos sistemas de clasificación de suelos el término **suelos afectados por las sales** se limita a suelos salinos y alcalinos, en los que las sales de sodio predominan (Fernández Buces, 2006:12). Los suelos afectados por las sales son un gran problema ya que dañan significativamente su calidad y productividad. En nuestro país aproximadamente 6.8 millones de hectáreas están conformadas por suelos afectados por las sales, los que se localizan principalmente en zonas costeras y en cuencas cerradas como la zona del ex-lago de Texcoco (Ortiz, 1992 en Fernández Buces, 2006:1). Su característica principal es la acumulación de sales

más solubles que el yeso y sodio intercambiable en cantidades suficientes para impedir el crecimiento de las plantas y alterar las propiedades físicas del suelo (D. Foth, 1996).

Las sales más solubles y las cuales definen a un suelo como salino+ son los cloruros y los sulfatos de los cationes Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} y K^+ ; aquellas cuya concentración en la disolución de los suelos afectan el desarrollo de las plantas. Mientras que los suelos ricos en sodio se denominan sódicos (antiguamente alcalinos) (Juárez Sanz, Sánchez Andreu, & Sánchez Sánchez, 2006:589). En ese sentido, los altos contenidos de sales y sodio en los suelos se vincula a los estudios de captura de carbono en el sentido de que, al alterar las condiciones físicas, químicas y biológicas de los suelos se inhibe el desarrollo de algunas especies de plantas no especializadas y la actividad de la fauna edáfica disminuye, lo que en conjunto provoca que la aportación y ciclaje de la materia orgánica (biomasa y necromasa) que es fuente primordial para el secuestro de carbono orgánico en los suelos se reduzca.

Los suelos salinos predominan en zonas de clima árido y semiárido, en donde la evaporación excede la infiltración (Sen y Rajpurohit, 1982b) promoviéndose la deposición de sales en las capas superiores del suelo. Sin embargo, la salinización no es un proceso exclusivo de sitios cálidos y secos. En regiones de clima húmedo, las sales solubles usualmente se infiltran hacia el interior del suelo, llegando al manto freático en donde bajo condiciones de buen drenaje, son transportados a los ríos o al mar. No obstante bajo condiciones deficientes de drenaje, las sales se infiltran y se van depositando en distintos horizontes del suelo ocasionando la salinización de estos (Fernández Buces, 2006:16).

2.9.1 Factores, fuentes y procesos que originan suelos afectados por sales solubles

La presencia de suelos afectados por sales solubles puede estar condicionada por diferentes factores, fuentes o procesos y/o la interacción entre estos. Por ejemplo, desde el aspecto climático, todos los suelos de regiones áridas y semiáridas están sujetos a potencial salinización debido a que poseen materiales poco meteorizados y la lluvia en estos sitios es insuficiente para lavar los cationes liberados por el intemperismo de las rocas (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+) (Fernández Buces, 2006:1). Así mismo, los suelos de las regiones costeras reciben aportaciones salinas debido a la cercanía con el mar, siendo ambos casos los más comunes de salinización primaria. Sin embargo, aunque en determinadas áreas geográficas podría resultar difícil explicar la presencia de suelos afectados por sales, atendiendo a las condiciones climáticas o a la distancia al mar. Se ha puesto de manifiesto que puede haber presencia de aguas freáticas profundas, que

ascienden a favor de microfallas y fracturas; en su movimiento pueden atravesar materiales que den origen a su salinización y la evaporación de éstas aguas, que pueden formar pequeñas áreas encharcadas, provocará la salinización de los terrenos afectados (Porta Casanellas, López Acevedo, & Roquero de Laburu, 2003:732).

La salinización en forma natural (primaria), está ampliamente distribuida en el globo terráqueo y se incrementa a medida que se presentan cambios climáticos mayores; procesos geomorfológicos de sedimentación, erosión y redistribución de materiales, así como cambios en la hidrología superficial y subterránea (Flores, 1993 en Otero et. al., 2007:1); esto quiere decir, que la salinización de los suelos es un problema ambiental inherente al cambio climático global, el cual se agrava progresivamente debido a la incapacidad de estos nichos para adaptarse a los cambios, volviéndose fuentes de emisión de carbono atmosférico.

De acuerdo con Fernández Buces (2006:14) para que un suelo se salinice deben existir: a) fuentes de sales (naturales o antrópicas), b) un medio de salinización de dichas sales (agua o aire) y c) condiciones que permitan su concentración por evaporación.

2.9.9.1 Fuentes y factores que inciden en la acumulación de sales solubles en los suelos

La formación de suelos salinos depende principalmente de factores: litológicos, topográficos, climáticos y antrópicos (Porta Casanellas, López Acevedo, & Roquero de Laburu, 2003:730) los cuales se presentan de manera simplificada en el cuadro 2.9.9.1

Cuadro 2.9.9.1 Fuentes de sales solubles en los suelos de acuerdo a su origen

Tipo de factor	Descripción de la fuente
Litológicos	a) La fuente natural de sales en los suelos son los minerales primarios que se encuentran en las rocas expuestas de la corteza terrestre (Richards, 1985); principalmente en un material rico en sales (p.ej. antiguos depósitos marinos).
Topográficos	a) La distribución de las sales depende en gran medida de la topografía del terreno, ya que ésta influye en la dirección de los vientos, intensidad de lluvia. La acumulación de sales se ve favorecida topográficamente en sitios bajos del terreno, donde tienden a acumularse las aguas que escurren de grandes áreas y que disuelven y arrastran consigo grandes cantidades de sales en el proceso; este fenómeno se da con mayor intensidad cuando se presentan cuencas de tipo endorreico, carentes de drenaje natural. b) El drenaje restringido es un factor que frecuentemente contribuye a la severidad de las condiciones salinas y alcalinas del suelo y que puede llevar

	consigo la presencia de una capa freática poco profunda o una baja permeabilidad del suelo. La capa freática poco profunda casi siempre guarda estrecha relación con la topografía del terreno (Richards, 1990).
Climáticos	a) la acumulación de sales solubles en los suelos se da en sitios donde exista una escasa precipitación y una elevada evaporación, lo cual impide el lavado natural de las sales del suelo y favorece su concentración en la solución del suelo.
Antrópicos	a) Entre las actividades humanas que también propician la formación de sales en el suelo está el agua de uso de riego y salmueras con alta salinidad, las zonas industriales que polucionan la atmósfera, las aguas con sus continuos vertidos inciden en el contenido de sales y metales pesados y la deforestación puede originar problemas de salinidad en las aguas subterráneas.

Fuente: L. Bohn, L. MacNeal, & A. O'Connor, 1993; Ortiz Olguín, 1999; Fernández Buces, 2006; Juárez Sanz, Sánchez Andreu, & Sánchez Sánchez, 2006; Guerrero Ortiz, 2008.

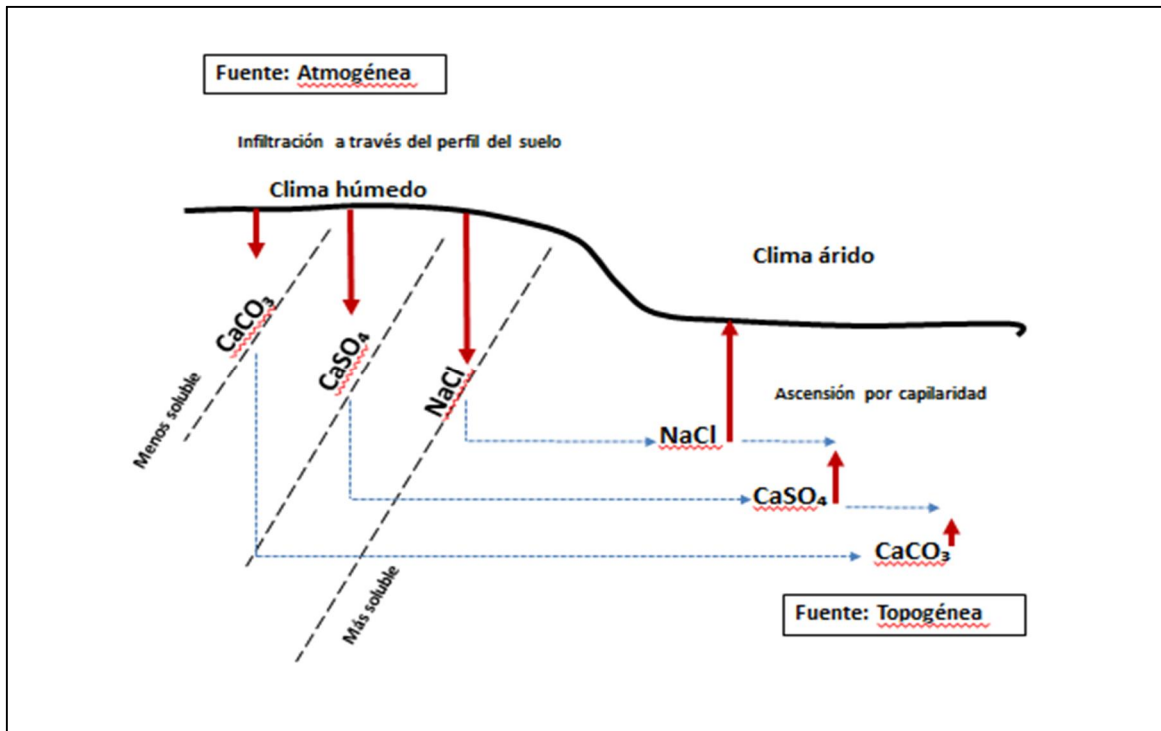
2.9.9.2 Movilización de las sales solubles

Los suelos afectados por sales generalmente se encuentran en zonas donde reciben aportes de varias fuentes, siendo el agua el mayor factor de acarreo seguido del viento. Los factores que propician la movilidad de las sales en solución a través del suelo son: la escorrentía, el drenaje sub-superficial, el ascenso de agua con sales por capilaridad a partir de mantos freáticos someros, la permeabilidad del suelo (conductividad hidráulica) y la continuidad de poros existentes entre sus horizontes, los cuales propician el transporte de las sales hacia otros lugares, más allá de los depósitos en los que se encuentran (Fernández Buces, 2006; Juárez Sanz, Sánchez Andreu, & Sánchez Sánchez, 2006). El movimiento vertical de las sales a través del perfil del suelo a lo largo del tiempo ocurre en función de variaciones en el clima (la precipitación), la capacidad del drenaje del suelo dado por sus características intrínsecas (textura, porosidad, disponibilidad de horizontes, etc.) tipos y distancia a las fuentes de aportes y su fluctuación periódica entre otros factores (Sen y Rajpurohit, 1982b; Tanji, 1996 en Fernández Buces, 2006:15).

2.9.9.3 Concentración de las sales solubles

La concentración y distribución de las sales determinan el grado de afectación en los compartimentos del suelo y los efectos adversos para el desarrollo de las especies vegetales, principalmente en la zona radicular de las plantas. En ese sentido, la solubilidad de las sales presentes juega un papel significativo, ya que cuanto más soluble es una sal mayor es su concentración en la disolución del suelo. De acuerdo con Fernández Buces (2006) durante el proceso de intemperismo químico (hidrólisis, hidratación, solución, oxidación y/o carbonatación) los iones de cloro, sodio, calcio o magnesio son gradualmente liberados, adquiriendo mayor solubilidad y pasando a incorporarse a la solución del suelo por lo que son los causantes más frecuentes de la salinización (TANJI, 1996). Mientras que los óxidos e hidróxidos de sílice y aluminio son los primeros en precipitarse y los últimos en disolverse, ya que la precipitación y la solubilidad de los minerales guardan una relación inversa. Lo anterior se ejemplifica de manera gráfica en la figura 2.9.9.3 en donde se puede observar que el cloruro de sodio (NaCl) al ser una sal más soluble que el sulfato de calcio (CaSO_4) o el carbonato de calcio (CaCO_3), tendrá una mayor capacidad para ser transportada a mayor profundidad por infiltración y ascenderá a una mayor distancia por capilaridad cuando la fuente sea un drenaje subterráneo.

Figura 2.9.9.3 Distribución de las sales en función de su solubilidad



Fuente: Modificado de Schlichting sin publicar en Fernández Buces, 2006

La movilización de las sales en solución es incapaz por sí misma de generar suelos afectados por sales. Se requiere que exista un sitio para su confinamiento y concentración por evaporación. La topografía del terreno y el drenaje restringido, son factores que contribuyen a la salinización del suelo. El drenaje deficiente impide el movimiento descendente del agua y con ello su lavado. Esta baja permeabilidad puede deberse a una textura o una estructura desfavorable o bien a la presencia de una capa endurecida constituida por arcilla compacta, caliche o una capa de sílica dura (Richards, 1985). Asimismo, la presencia de una capa freática poco profunda con alta concentración salina y su ascensión temporal hacia la superficie del suelo, promueven la acumulación de sales en superficie (Fernández Buces, 2006:16). Con respecto a esto es importante mencionar, que siempre y cuando la presencia de las sales no se localice en el compartimento de la zona radicular del suelo, el desarrollo y crecimiento de las poblaciones vegetales tendrá mayores oportunidades.

2.9.2 Categorías de suelos afectados por sales solubles

La cantidad, proporción y naturaleza de las sales presentes puede variar en los suelos salinos y sódicos dando origen a tres clases de suelos: salinos, sódicos y salino-sódicos (D. Foth, 1996:224). En general, son tres características las que hacen diferenciar estas tres categorías de suelos afectados por sales y con ello determinar el grado de afectación y calidad de los suelos: la conductividad eléctrica en el extracto de saturación (CEe), el porcentaje de sodio intercambiable (PSI) y la reacción o pH del suelo, cada una de ellas con efectos adversos directos e indirectos para el desarrollo y/o crecimiento de la vegetación.

2.9.2.1 Los suelos salinos (Solonchaks)

Son aquellos cuya conductividad eléctrica en el extracto de saturación rebasa los 4 dS/m^{-1} a $25 \text{ }^\circ\text{C}$, con un porcentaje de sodio intercambiable inferior a 15% y un pH que generalmente es menor de 8.5. Las características químicas de estos suelos quedan determinadas por el tipo y cantidad de sales presentes. El sodio rara vez representa más de la mitad de los cationes solubles totales y tanto el cloruro, el sulfato y a veces el nitrito, constituyen los aniones de mayor importancia en estos suelos. Los suelos salinos casi siempre se encuentran floculados debido a la presencia de un exceso de sales y a la ausencia de cantidades significantes de sodio intercambiable, por lo que en consecuencia la permeabilidad es similar o mayor que la que se presenta en suelos similares no salinos. Sin embargo, un exceso de sales incrementa el potencial osmótico y puede llegar a tener efectos tóxicos sobre las plantas, restringiendo o inhibiendo su desarrollo (Fernández Buces, 2006:13). El exceso de concentraciones de sales provoca una pérdida en la capacidad de absorción de agua por parte de las plantas, y diversos problemas

de toxicidad cuando los iones producto de su disociación se acumulan en las células. Por este motivo, las sales más importantes en la manifestación de este problema son las de mayor solubilidad (Strogonov, 1964 en Ortiz Olguín, 1999:3). En el campo comúnmente se les puede reconocer por la presencia de costras blancas en la superficie mejor conocida como %alcali blanco+ (Guerrero Ortiz, 2008:16).

2.9.2.2 Los suelos sódicos (Solonetz)

Son aquellos cuyo porcentaje de sodio intercambiable es mayor al 15%, la conductividad del extracto de saturación es menor de 4 dS/m^{-1} a $25 \text{ }^{\circ}\text{C}$, y su pH es alcalino (de 8.5 a 10) (Richards, 1985; Siebe et. al., 1996 en Fernández Buces, 2006:13). Una proporción elevada de sodio intercambiable con respecto a los demás cationes intercambiables del suelo provoca un fenómeno de dispersión de las partículas coloidales que lleva a una pérdida en la permeabilidad y conductividad hidráulica del suelo, con lo cual se crean condiciones de saturación de humedad, inundación o encharcamiento y anaerobiosis, los cuales a su vez afectan negativamente el desarrollo vegetal (Bresler et al., 1982 en Ortiz Olguín, 1999:3); estos suelos suelen afectar más directamente a la estructura y por supuesto indirectamente al crecimiento de los cultivos (Juárez Sanz, Sánchez Andreu, & Sánchez Sánchez, 2006: 597). Cuando la sodicidad del suelo es alta, la materia orgánica dispersa puede acumularse en la superficie del suelo como especie de manchones aceitosos oscuros, en cuyo caso se le puede reconocer en el campo, por esta característica (Richards, 1990 en Guerrero Ortiz, 2008: 16).

2.9.2.3 Los suelos salino-sódicos (Solonchakz-sódicos o Solonetz-sálicos)

Presentan una conductividad eléctrica en el extracto de saturación mayor a 4 dS/m^{-1} a $25 \text{ }^{\circ}\text{C}$, con un porcentaje de sodio intercambiable mayor al 15%. Este suelo se forma a partir del proceso combinado de salinización y acumulación de sodio. Cuando el pH es inferior a 8.5, las propiedades de estos suelos son similares a las que se presentan en los suelos salinos, conservando cierto grado de floculación de los agregados, sin embargo, cuando el pH es mayor los agregados del suelo tienden a dispersarse dificultando la aeración y la conductividad hidráulica. Los efectos anteriores se suman a aquellos causados por la presencia de sales que provoca una mayor presión osmótica y un efecto tóxico. El lavado de estos suelos por un lado reduce las concentraciones de sales, pero por otro los vuelve más dispersos, lo que hace que la remediación de estos suelos sea más compleja (Richards, 1985 en Fernández Buces, 2006:13).

Basilevich (1970) citado en Ortiz Olguín (1999:10-11) explica que los suelos salino-sódicos constituyen la etapa más frecuente y estable en la evolución de los

suelos afectados por sales. Dicho autor señala, que si las condiciones que favorecieron en un principio la acumulación de sales persisten, el suelo no sufrirá otros cambios más que un incremento en la salinidad. Sin embargo, si estas condiciones llegan a cambiar, ya sea por cambios en las condiciones climáticas o topográficas, y se da una pérdida de sales del suelo, el suelo salino-sódico se transforma en un suelo sódico. Este proceso se denomina desalinización, y va a implicar profundos cambios en las características del suelo. Ya que al reducirse la concentración de sales del suelo, el efecto que provocaba en la agregación de las partículas coloidales desaparecerá, y estas partículas sufrirán una intensa dispersión, lo cual provocará una reducción de los espacios porosos del suelo, además de una pérdida en la permeabilidad y aeración del suelo, fenómeno más marcado en suelos con altos contenidos de coloides, como los suelos arcillosos. Además de un aumento considerable en el valor del pH, llegándose a alcanzar valores de 10, 11 o aún más.

2.10 Efectos de la salinidad y sodicidad sobre las propiedades de los suelos

La problemática de los suelos salinos se conoce desde hace más de dos siglos y sus bases conceptuales fueron establecidas a finales del siglo XIX y a principios del siglo XX por Hilgard, De Sigmond entre otros. No obstante no fue hasta 1954, con la publicación del libro *Diagnosis and Improvement of Saline and Alkali Soils* por el personal de United States Salinity Laboratory de Riverside (Richards y cols., 1969), que se asientan las bases teóricas y prácticas para el diagnóstico y para el asesoramiento acerca de cómo manejar estos suelos (Porta Casanellas, López Acevedo, & Roquero de Laburu, 2003:727).

Desde hace mucho tiempo se ha establecido que las sales afectan a las plantas de tres maneras: disminuyendo su capacidad de absorción de agua, provocando toxicidad, y afectando a la nutrición (Bernstein y Hayward, 1958; Strogonov, 1964; Levitt, 1980 en Ortiz Olguín, 1999:28). Con base en esto, se han identificado los efectos provocados a la productividad y calidad de los suelos, cuando en ellos predominan características de tipo salinas, sódicas o en el peor de los casos por la interacción de ambas; los diferentes efectos en suelos de dicha naturaleza son resumidos por Fernández Buces (2006) en el cuadro 2.10.

Cuadro 2.10 Efectos de la salinidad y sodicidad en las propiedades del suelo

Efectos de la salinidad en el suelo:

- 1) Disminución del potencial osmótico (lo que implica una mayor dificultad para adsober agua para las raíces de las plantas).
 - 2) Efectos químicos (toxicidad hacia las plantas por aumento en los iones de cloro).
 - 3) Deficiencia de elementos como el potasio y el calcio (por interferencia de los iones de cloro y potasio).
-

Efectos de la sodicidad en suelos:

- 1) Efectos cáusticos por elevado valor de pH debido al carbonato y bicarbonato de sodio.
 - 2) Efectos químicos por toxicidad del bicarbonato y otros aniones.
 - 3) Baja disponibilidad de nutrimentos debido al elevado pH (reducción en la movilidad del mismo).
 - 4) El aumento de los iones de sodio en el suelo ocasionan la pérdida de estructura del mismo y por consiguiente deficiencias en la aeración y conductividad hidráulica.
-

Fuente: Fernández Buces, 2006.

Siendo así, los suelos de tipo salinos se distinguen por dos características negativas que provocan en los suelos: el incremento en el potencial osmótico y el efecto tóxico en las plantas. Mientras que los suelos sódicos destacan por provocar la dispersión de los sistemas coloidales por altas concentraciones de sodio intercambiable en la disolución del suelo, el cual se explica a través de la teoría de la doble capa difusa y los efectos que provocan en la disponibilidad de nutrientes necesarios para el desarrollo de la flora y fauna edáfica. Sin olvidar desde luego, que aunque estos pueden ser considerados como efectos directos que inciden en características particulares del suelo, su comportamiento siempre dependerá e interferirá en otras propiedades intrínsecas de los suelos debido a la red de interacciones biológicas, químicas y físicas existentes. A continuación se profundiza en aquellos que se consideran de mayor relevancia de acuerdo al enfoque que guarda esta investigación.

2.10.1 El potencial osmótico y su relación con los suelos salinos

Los suelos salinos ejercen sobre los cultivos efectos adversos que se deben fundamentalmente a su alto potencial osmótico que puede llegar a provocar la salida del agua desde la célula al exterior haciendo que esta se colapse (fenómeno de plasmólisis). Los efectos osmóticos llevan a plantear la teoría de la disponibilidad de agua o de la sequía fisiológica (Shimper, 1903) la cual postula que en condiciones de salinidad a pesar de que el suelo contenga agua, la planta no es capaz de absorberla y por consiguiente el protoplasma de sus células tiene una baja hidratación: la planta sufre estrés hídrico, se seca y acaba muriendo (Porta Casanellas, López Acevedo, & Roquero de Laburu, 2003:745). Este

fenómeno es consecuencia de la presencia de barreras semipermeables en la ruta del agua desde el suelo a los tejidos vegetales (Juárez Sanz, Sánchez Andreu, & Sánchez Sánchez, 2006:590). El grado de colapso celular va a depender del tipo de sales, la especie de plantas en cuestión y la tasa de salinización (Brady & Weil, 1999 en Fernández Buces, 2006:24)

La teoría del ajuste osmótico (Bernstein, 1961) supone que las plantas al aumentar la presión osmótica del agua del suelo, se ven obligadas a realizar una adaptación osmótica en sus células para poder seguir absorbiendo agua. Este ajuste requiere un consumo de energía que se hace a costa de un menor crecimiento. No obstante, una vez realizado el ajuste que se hace aumentando la concentración del jugo celular, la planta no consigue recuperar su crecimiento normal (Porta Casanellas, López Acevedo, & Roquero de Laburu, 2003:745).

2.10.2 El efecto tóxico en las plantas y su relación con los suelos salinos

Altas concentraciones de iones en suelos salino/sódicos tienen efectos tóxicos sobre los organismos. Moderadas a altas concentraciones de sodio, cloro, sulfato y otros iones reducen el crecimiento y causan daños específicos en diversas plantas leñosas, así como en sus semillas (Tanji, 1996 en Fernández Buces, 2006). Por su parte, la presencia de carbonato de calcio, de sulfato de magnesio, sulfato de sodio, cloruro de calcio, cloruro de magnesio y cloruro de sodio pueden tener efectos tóxicos a muy tóxicos en las plantas dependiendo de sus concentraciones (Szabolcs, 1979 en Fernández Buces, 2006:24).

Los efectos tóxicos consisten en que la acumulación excesiva en los tejidos y células de iones específicos absorbidos del suelo puede provocar alteraciones en el metabolismo (Strogonov, 1964). En muchos casos esto puede deberse a que los iones interfieren con el funcionamiento de enzimas, lo cual acarrea una disminución de productos esenciales para la planta, o la acumulación de compuestos nocivos (Ortiz Olguín, 1999:30). La acumulación de un elemento en un compartimento dado del suelo puede provocar niveles de fitotoxicidad, si el elemento se encuentra en forma asimilable o por el contrario, ser origen de carencias si queda inmovilizado (Porta Casanellas, López Acevedo, & Roquero de Laburu, 2003:203).

2.10.3 La alteración en la disponibilidad de nutrientes y su relación con los suelos sódicos

En lo que respecta a los suelos sódicos, las alteraciones en la nutrición vegetal se deben principalmente a una alteración iónica desfavorable. En los suelos salinos el sodio tiene por lo general una posición dominante, lo que puede afectar adversamente a la toma de otros cationes (Juárez Sanz, Sánchez Andreu, &

Sánchez Sánchez, 2006:591). Estos efectos consisten en que la acumulación excesiva de iones específicos provoca deficiencias nutrimentales en la planta, las cuales se presentan no por carencia del nutrimento específico en el suelo, sino porque disminuye la tasa de absorción o asimilación al darse competencia entre iones (como entre sodio y calcio, o entre sodio y potasio; Marschner, 1986; Kafkafi, 1987), o al presentarse daños a membranas que provocan cambios en la permeabilidad (Campbell y Pitman, 1971), así como al alterar la necesidad de los nutrimentos por parte de la planta (Grattan y Grieve, 1996) citados en Ortiz Olguín (1999:30). Así mismo, la movilidad de nutrimentos como el nitrógeno, azufre, boro, fósforo, calcio, magnesio y potasio se reduce, al igual que la movilidad de cobre, zinc, hierro y manganeso (Siebe et. al., 1996; Brady & Weil, 1999 en Fernández Buces, 2006:23).

En los suelos sódicos, el elevado valor del pH por exceso de carbonatos y bicarbonatos de sodio tiene efectos cáusticos sobre la flora y fauna. Además a estos valores de pH se reduce la movilidad de los nutrimentos hacia la solución del suelo, ocasionando deficiencias importantes. Por ejemplo los iones de sodio han demostrado ocasionar afectación en la asimilación de calcio, ya que altas proporciones de sodio afectan la absorción de Ca por las plantas. La falta de Ca afecta la función de membrana celular y el crecimiento, de ahí que la diferencia en tamaños de organismos adultos de una misma especie sea un indicador de diferentes niveles de salinidad, sin embargo cuando las concentraciones de calcio en el medio son altas, se mitiga el efecto del sodio promoviéndose el crecimiento (Tanji, 1996). Es importante mencionar que cuando se presentan valores por encima de 8.5 de pH algunos procesos edáficos como el intemperismo químico, la neoformación de minerales, la humificación y la actividad biológica se reducen considerablemente, siendo estos algunos de los principales efectos indirectos de la sodicidad en los suelos. Asimismo, la agregación, la lixiviación de arcillas y la movilización de hierro y aluminio son prácticamente inexistentes (Fernández Buces, 2006:23-24).

2.10.4 La doble capa difusa y su relación con los suelos sódicos

La presencia de sodio intercambiable en el complejo de cambio provoca interferencias negativas en las propiedades físicas del suelo, derivado en un principio por la dispersión de los coloides y degradación de la estructura del suelo. Provocando en consecuencia, la disminución en el tamaño de los poros, la cual afecta la capacidad de infiltración y conductividad hidráulica del suelo. De acuerdo con Juárez Sanz, Sánchez Andreu, & Sánchez Sánchez (2006:593) la conductividad hidráulica de los suelos depende directamente de la porosidad, concretamente varía con el cuadrado del radio de los poros, por ello una pequeña

reducción en la proporción de poros grandes puede acarrear una gran disminución de la permeabilidad del suelo. Dichas condiciones inhiben el desarrollo de las especies vegetales al afectar el movimiento del agua en el suelo y reducir el espacio poroso el cual es indispensable para el intercambio gaseoso entre el suelo y la zona radicular de las plantas cuando un ambiente anaeróbico es indispensable para su desarrollo. En este caso, la teoría de la doble capa difusa explica a nivel molecular cómo es que concentraciones de sodio intercambiable mayores a 15% y valores de pH mayores de 8.5 pueden alterar sustancialmente las propiedades físicas del suelo, de hecho son varios los autores (Gardner et. al., 1959; Quirk & Schofield, 1955; McNeal & Coleman, 1966; McNeal, 1968) que han observado que con PSI menor de 15% no se producen problemas en los procesos de conductividad hidráulica y aeración del suelo, mientras que a valores superiores llega a ser prácticamente nula (Juárez Sanz, Sánchez Andreu, & Sánchez Sánchez, 2006:594).

La teoría de la doble capa difusa parte del principio de que la estructura del suelo depende de dos factores básicos: a) la cantidad de coloides existentes y los cationes retenidos por ellos. De acuerdo con Juárez Sanz, Sánchez Andreu, & Sánchez Sánchez (2006:591) los coloides existentes normalmente son silicatos y materia orgánica que por su naturaleza coloidal poseen una gran superficie específica; además de cargas negativas que dan lugar a la distribución de los cationes entorno a sus superficies originando la denominada doble capa difusa, cuyo espesor depende de que estas partículas se unan entre sí (floculen) dando lugar a agregados y por tanto a una buena estructura del suelo. El espesor de la doble capa difusa, es inversamente proporcional a la valencia del catión compensador de la carga y a la raíz cuadrada de la concentración de la disolución del suelo. Luego cuanto mayor es la carga del catión menor es el espesor de la doble capa difusa; por ello sí el Ca^{+2} es sustituido por Na^{+} en la doble capa difusa, ésta tendrá un espesor doble del inicial, lo que hará que predominen las fuerzas de dispersión en lugar de las atractivas o de Van der Waals, que solo son dominantes a distancias pequeñas ($<20 \text{ \AA}$). Lo anterior se relaciona con la captura de carbono en el sentido, de que es necesario que el suelo mantenga una buena estructura para el correcto desarrollo de la vegetación, ya que de lo contrario la eficiencia fotosintética de las especies disminuye y por ende la captura de carbono atmosférico decrece.

2.11 Propiedades de los suelos

Dentro del estudio de la ciencia del suelo por compartimentos, normalmente, la estructura del suelo ligada a agregados, poros, movimiento de agua y aire, constituye tema de estudio de la física del suelo; el material parental, la

disponibilidad de nutrientes y factores que influyen, es tema de la química y, los organismos, sus manifestaciones y cambios, es el tema objeto de la biología del suelo (Sánchez de P., Prager, Naranjo, & Sanclemente, 2012:26). En este apartado solo se mencionan las propiedades físicas, biológicas y químicas de los suelos, que de acuerdo a la literatura sirven para caracterizar %suelos afectados por sales+, y que a su vez permiten explicar la relación que guardan con el carbono orgánico almacenado en el horizonte superficial del suelo con base en sus interacciones.

2.11.1 Propiedades biológicas del suelo

Entre las propiedades del suelo, la materia orgánica es quizá una de las de mayor relevancia, por ser un constituyente y un indicador de la calidad del suelo, además de incidir sobre otras propiedades físicas, químicas y biológicas (Porta Casanellas, López Acevedo, & Roquero de Laburu, 2003:168). Por ejemplo en lo que respecta a la salinidad, altos contenidos de materia orgánica y texturas francas y limosas amortiguan el efecto nocivo que altas concentraciones de sales ejercen sobre el potencial osmótico del suelo (Fernández Buces, 2006:3). Asimismo, aunque no es propiamente una característica biológica y tampoco es una variable que se pueda cuantificar como el carbono orgánico, en este sub-apartado se aborda el concepto de color en seco y en húmedo de los suelos, por ser una propiedad cualitativa auxiliar que en campo permite determinar algunas características de los suelos como el cálculo aproximado de la materia orgánica presente en los suelos, la predominancia de materiales minerales o incluso inferir algunos procesos en los suelos (p. ej. procesos redox, humificación).

2.11.1.1 Materia orgánica y carbono orgánico

La fracción orgánica del suelo consiste en organismos vivos, plantas secas y residuos de origen animal. En una unidad de masa, esta porción orgánica es la fracción químicamente más activa del suelo. Dicha porción almacena varios elementos esenciales, estimula la estructura adecuada del suelo, es una fuente con capacidad de intercambio de cationes y regula los cambios de pH, propicia también las relaciones convenientes entre el aire y el agua en los suelos y es un enorme depósito geoquímico de carbono (L. Bohn, L. MacNeal, & A. O'Connor, 1993:155).

En campo, la determinación de la materia orgánica se puede estimar de manera aproximada en los horizontes superficiales del suelo a través del color (en húmedo), el pH y la textura (Siebe, Reinhold, & Stahr, 2006:21). En lo que respecta a la cuantificación de la materia orgánica y carbono orgánico, el método mayormente aceptado es el propuesto por Walkley y Black, el cual consiste

básicamente en la oxidación del carbono orgánico del suelo por medio de una disolución de dicromato de potasio y el calor de reacción que se genera al mezclarla con ácido sulfúrico concentrado. Después de un cierto tiempo de espera la mezcla se diluye, se adiciona ácido fosfórico para evitar interferencia de Fe^{3+} y el dicromato de potasio residual es valorado con sulfato ferroso. Con este método se detecta entre el 70 y 84% del carbón orgánico total por lo que es necesario introducir un factor de corrección, el cual puede variar entre suelo y suelo. En los suelos de México se recomienda utilizar el factor 1.298 (1/0.77) (SEMARNAT, 2003:23).

Los valores de referencia para clasificar la concentración de materia orgánica en los suelos minerales y volcánicos se presenta en la tabla siguiente:

Tabla 2.11.1.1 Interpretación de resultados de materia orgánica

Clase	Materia orgánica (%)	
	Suelos volcánicos	Suelos no volcánicos
Muy bajo	< 4.0	< 0.5
Bajo	4.1 - 6.0	0.6 - 1.5
Medio	6.1 - 10.9	1.6 - 3.5
Alto	11.0 - 16.0	3.6 - 6.0
Muy alto	> 16.1	> 6.0

Fuente: SEMARNAT, 2003

2.11.1.2 Color en húmedo y seco

El color es una propiedad que intrínsecamente no tiene apenas significación sobre el comportamiento del suelo. Su interés radica en que permite inferir otras propiedades, la naturaleza posible de los componentes y la respuesta esperable de las plantas (Bigham y Ciolkosz, 1993 en Porta Casanellas, López Acevedo, & Roquero de Laburu, 2003:45). El color de un horizonte está determinado principalmente por los ácidos húmicos y fúlvicos, compuestos de hierro y en menor medida, de manganeso (óxidos, hidróxidos, sulfuros). Por lo tanto refleja el contenido de materia orgánica al igual que la existencia de procesos de oxidación y/o reducción en los suelos (Siebe, Reinhold, & Stahr, 2006:18).

Por ejemplo, el color oscuro de los suelos de las regiones templadas en general se debe a la materia orgánica en estado avanzado de descomposición, el color rojo de muchos de los suelos tropicales es debido a la abundancia de óxidos de hierro, aunque en condiciones de gran hidratación pueden adquirir un color amarillento

(D. Foth, 1996:67). El color en húmedo y seco del suelo, se determina de manera cualitativa a través del uso de las tablas Munsell, en la que se consideran tres parámetros para designar una clave internacionalmente reconocida para la comparación de los suelos de distintas regiones del mundo: matiz, pureza e intensidad.

2.11.2 Propiedades físicas del suelo

Las propiedades físicas de los suelos dependen de la composición mineralógica, de la forma y del tamaño de las partículas que lo forman y del ambiente que los rodea (Lambe & Whitman, 2008 en Ramírez Coutiño, 2013:2). Para los objetivos de esta investigación se abordan los conceptos de textura/estructura y densidad aparente/porosidad, por ser propiedades físicas que presentan cambios evidentes en sus características cuando los suelos son afectados por la presencia de sales solubles y por la relación que guardan cuando la acumulación de materia orgánica mejora la calidad del suelo, ya que el estado de estas propiedades físicas influye en otras propiedades del suelo de manera indirecta.

2.11.2.1 Textura y estructura

La textura de un suelo es la proporción de los tamaños de los grupos de partículas que lo constituyen y está relacionada con el tamaño de los minerales que lo forman. Esta propiedad ayuda a determinar la facilidad de abastecimiento de los nutrientes, agua y aire que son fundamentales para la vida de las plantas (Ramírez Coutiño, 2013:2).

En campo, la determinación aproximada de la clase textural del suelo se hace a través de ~~la~~ prueba al tacto+ la cual consiste básicamente en tomar una pequeña muestra de suelo humedecida a ~~la~~ capacidad de campo+ observando tres características básicas: moldeado, consistencia y granulometría y con base al triangulo de texturas, se estima el porcentaje de arena, limo y arcilla de la muestra (Siebe, Reinhold, & Stahr, 2006:15). Por otra parte en laboratorio, es común que la determinación de la textura del suelo se realice a través del método del hidrómetro de Bouyoucos (SEMARNAT, 2003:25).

La estructura del suelo se define por la forma en que se agrupan las partículas individuales de arena, limo y arcilla. Cuando las partículas individuales se agrupan, toman el aspecto de partículas mayores y se denominan agregados. De acuerdo a esta característica se distinguen suelos de estructura esferoidal, (agregados redondeados), laminar (agregados en láminas), prismática (en forma de prisma), viscosa (en bloques) y granular (en granos) (Ramírez Coutiño, 2013:5). La estructura influye en el balance hídrico y térmico al igual que en la aeración de un suelo, e indirectamente, en la actividad biológica, el potencial de rendimiento y

erodabilidad. En trabajo de campo, solo es posible describir las macroestructuras del suelo, conocidos como **pedregales** cuando se trata de un agregado natural, producto de las interacciones de los procesos físicos, químicos y biológicos que ocurren en el suelo, en contraste con un **terrazón** que es producto de un suelo que ha sido alterado por la actividad del hombre (Siebe, Reinhold, & Stahr, 2006:23).

Hazma y Anderson (2005), identificaron los siguientes efectos de la MOS sobre la estructura y compactación del suelo: floculación de las partículas minerales, reducción de la humectación de los agregados y cambios en la resistencia mecánica (coherencia) de los agregados. Sin embargo, se han observado diferentes efectos sobre la resistencia a la compactación dependiendo del tipo de material orgánico aportado (Ekwue, 1990). La materia orgánica del suelo fácilmente oxidable tiene un mayor efecto en el comportamiento mecánico del suelo que la MOS total al disminuir los efectos de la compactación (Ball et. al., 2000). La resistencia a la compactación también se ve afectada por las variaciones en la relación C/N, el tipo de suelo y las condiciones ambientales de humedad y temperatura (Hazma & Anderson, 2005 en Martínez H., Fuentes E., & Acevedo H., 2008:80).

2.11.2.2 Densidad aparente y porosidad

La textura y la estructura del suelo influyen mucho en el peso y el espacio poroso, a medida que aumenta la densidad del suelo el espacio poroso disminuye y viceversa. La importancia de la relación entre ambas propiedades tiene que ver con el espacio disponible para el movimiento del aire y el agua, así como el espacio requerido por las raíces de las plantas y de los organismos para vivir (D. Foth, 1996:53).

La densidad aparente es un criterio importante para la evaluación del balance hídrico y de nutrientes de un suelo y determinante en relación a la permeabilidad y profundidad fisiológica. Su determinación se realiza tomando muestras sin perturbar con pequeños cilindros de 100 mL y secándolas a 105 °C en el laboratorio. La densidad aparente difiere de la densidad real en el sentido de que incluye el espacio poroso; su unidad de medida corresponde al peso del suelo por unidad de volumen conocido (g/cm^3) (Siebe, Reinhold, & Stahr, 2006:25).

Cabe destacar, que el valor de la densidad aparente presenta limitaciones importantes ya que no proporciona información acerca del tamaño de los huecos, ni sobre la conexión entre ellos, ni sobre las fuerzas que han dado lugar a una estructura específica. Estos aspectos son de importancia para poder predecir el movimiento del agua en los poros de un suelo y los riesgos de degradación de los

agregados, siendo necesario recurrir a estudios específicos sobre la porosidad (Porta Casanellas, López Acevedo, & Roquero de Laburu, 2003:292).

El volumen de las fases líquida y gaseosa, o el de la última si el suelo está seco, definen el espacio de huecos (Porta Casanellas, López Acevedo, & Roquero de Laburu, 2003:293). Pikul y Allmaras (1986) estudiaron la distribución del espacio poroso con diferentes manejos de suelo y encontraron que al agregar materia orgánica aumentaban los poros de mayor diámetro, que retienen el agua con menor energía. La porosidad total del suelo depende de la densidad real y densidad aparente del suelo mediante la siguiente relación (Martínez H., Fuentes E., & Acevedo H., 2008:79).

$$f = 1 - \left(\frac{p_b}{p_s} \right)$$

Donde f es la porosidad total, p_b es la densidad aparente y p_s es la densidad de partículas o densidad real del suelo.

La MOS disminuye la p_b (Reddy, 1991; Krull et. al., 2004), pero a la vez, tiende a disminuir la p_s , por lo que el efecto en la porosidad total no es fácil de predecir. Además, la p_b es fuertemente afectada por el manejo del suelo (Lampurlanés y Cantero-Martínez, 2003). Carter (2002) señala que mantener adecuados niveles de MOS contribuye a disminuir la p_b y la compactación del suelo, la cual consiste en una reducción del espacio poroso causado por una carga aplicada a la superficie del suelo (Kulli, 2002 en Martínez H., Fuentes E., & Acevedo H., 2008:79).

2.11.3 Propiedades químicas del suelo

La química de suelos se relaciona estrechamente con la química de coloides (química superficial), la geoquímica, la fertilidad, la mineralogía, la microbiología o bioquímica de suelos (L. Bohn, L. MacNeal, & A. O'Connor, 1993:16). En lo que respecta a las propiedades químicas abordadas en esta investigación, se considera a la conductividad eléctrica en el extracto de saturación, el porcentaje de sodio intercambiable y el pH, como los parámetros fundamentales para la caracterización de los suelos salino-sódicos.

2.11.3.1 Conductividad eléctrica (CEe)

La conductividad eléctrica es uno de los índices más difundidos para evaluar la concentración salina de los suelos. Es una medida que indica la capacidad de un

material para transportar corriente eléctrica, una solución acuosa que contiene iones tiene esa habilidad. La conductividad de una solución electrolítica depende de la concentración total de iones presente en agua, de la movilidad de cada uno de los iones disueltos, su valencia y de la temperatura a la que se hace la determinación (SEMARNAT, 2003:46).

La clasificación exacta de condiciones salinas, sódica o salino-sódica debe efectuarse en laboratorio, sin embargo es posible distinguir en trabajo de campo la presencia de sales mediante el desarrollo de los cultivos, la identificación de especies herbáceas halófitas, el reconocimiento de eflorescencia de sales en la superficie y/o la observación de una costra superficial agrietada y de consistencia bofa. En caso de contar con un conductímetro se puede determinar la conductividad eléctrica en el sobrenadante de una suspensión de 1 parte de suelo y 2.5 partes de agua destilada (Siebe, Reinhold, & Stahr, 2006:20) respetando los parámetros establecidos en el manual para la descripción y evaluación ecológica de suelos en campo, de los mismos autores.

En laboratorio, el método para la determinación de la conductividad eléctrica se hace en el extracto de saturación de un suelo y se realiza por medición electrolítica utilizando una celda de conductividad. Cabe señalar que la medición se realiza en el extracto acuoso (extracto de saturación) obtenido por filtración al vacío de una pasta de suelo saturado hecho con agua destilada (SEMARNAT, 2003:46) esto con la finalidad de hacer una lectura más precisa, debido a que la concentración de sales en la disolución del suelo está determinada por el contenido de humedad de este. Así mismo, el control de la temperatura a la cual se hace la lectura es muy importante ya que la conductividad eléctrica del extracto de saturación aumenta cuando incrementa la temperatura, razón por la cual los valores de conductividad eléctrica deben ser corregidos a 25 °C cuando son reportados. La conductividad eléctrica del extracto de saturación (CEe) se reporta en decisiemens por metro (dS/m^{-1}) (SEMARNAT, 2003:47) un dS/m^{-1} es aproximadamente igual a 640 partes por millón de sales disueltas (Richards, 1954 en Ortiz Olguín, 1999:6).

La capacidad de una disolución para conducir la electricidad está íntimamente relacionada con su concentración en sales, por lo que es un parámetro que normalmente se emplea para la caracterización de los suelos salinos. La clasificación de los suelos salinos se establece con relación a los daños que se espera produzcan las sales en los cultivos (Juárez Sanz, Sánchez Andreu, & Sánchez Sánchez, 2006:594-595) en ese sentido la tabla 2.11.3.1 muestra la categoría de los suelos afectados por las sales con base en 6 intervalos de conductividad eléctrica obtenidos en el extracto de saturación.

1-Tabla 2.11.3.1 Clasificación de los suelos de acuerdo a su conductividad eléctrica en el extracto de saturación

Efectos	CE dS/m ⁻¹ a 25°C
Efectos despreciables de la salinidad	< 1.0
Muy ligeramente salino	1.1 - 2.0
Moderadamente salino	2.1 - 4.0
Suelo salino	4.1 - 8.0
Fuertemente salino	8.1 - 16.0
Muy fuertemente salino	> 16.0

Fuente: SEMARNAT, 2003

2.11.3.2 Porcentaje de sodio intercambiable (PSI)

El porcentaje de sodio intercambiable (PSI) es otra de las propiedades químicas básicas para la caracterización de los suelos salinos, distinguida por la predominancia de iones de tipo sodio en la disolución de los suelos. Estos suelos suelen afectar directamente a la estructura y por supuesto indirectamente el crecimiento de los cultivos (Juárez Sanz, Sánchez Andreu, & Sánchez Sánchez, 2006:597). En general, un valor de PSI mayor a 15% en los suelos indica una fuerte tendencia a la disgregación de las partículas del suelo, sin embargo Juárez Sanz, Sánchez Andreu, & Sánchez Sánchez (2006) hacen una clasificación más detallada sobre las categorías y efectos en la productividad de los suelos con base a esta propiedad, la cual se evalúa en la tabla siguiente:

Tabla 2. 11.3.2 Clasificación de los suelos de acuerdo con el PSI

Clase	PSI	Producción de los cultivos (%)
Ligeramente sódicos	7-15	80-60
Medianamente sódicos	15-20	60-40
Fuertemente sódicos	20-30	40-20
Extremadamente sódicos	> 30	< 20

Fuente: Pizarro, 1985 en Juárez Sanz, Sánchez Andreu, & Sánchez Sánchez, 2006

2.11.3.3 Valor del pH o reacción del suelo

El pH del suelo aporta información de suma importancia en diversos ámbitos de la edafología. Una de las más importantes deriva del hecho de que las plantas tan solo pueden absorber los minerales disueltos en el agua, mientras que la variación del pH modifica el grado de solubilidad de los minerales (FAO, 2012 en Ramírez Coutiño, 2013:4). Desde una conceptualización química, se considera que el pH o reacción del suelo es el logaritmo negativo de la actividad de los iones de hidrógeno en el suelo expresado en términos de la escala de pH que va de 0 a 14, indicando el grado de acidez o alcalinidad de un suelo (SEMARNAT, 2003:4).

En campo, el valor del pH se mide generalmente con papel indicador o con un potenciómetro de campo. Para ello se agregan a unos gramos de muestra aproximadamente el doble (relación suelo, solución 1:2.5) de solución de agua destilada o de CaCl_2 0.01 M. La determinación se realiza después de agitar la muestra y esperar por lo menos 15 minutos (Siebe, Reinhold, & Stahr, 2006:19).

El pH es una de las mediciones más comunes e importantes en los análisis químicos rutinarios ya que controla reacciones químicas y biológicas en el suelo. La determinación del pH es afectada por varios factores tales como: el tipo y cantidad de constituyentes orgánicos e inorgánicos que contribuyen a la acidez del suelo, la concentración de sales en la solución, la presión parcial de CO_2 y el efecto de la suspensión asociado con el potencial de unión (SEMARNAT, 2003:14). En lo que se refiere a la caracterización de suelos salinos, la determinación del pH del suelo en el laboratorio requiere que la medición se realice directamente en el extracto de saturación inmediatamente después de su filtración (ISRIC, 2002). La evaluación electrométrica del pH se basa en la determinación de la actividad del ion H^+ mediante el uso de un electrodo cuya membrana es sensitiva al H^+ tomando como referencia tres soluciones amortiguadoras de pH 4.0, 7.0 y 10.0 para la calibración del potenciómetro (SEMARNAT, 2003:14). El valor de pH se evalúa según la tabla siguiente:

Tabla 2.11.3.3 Clasificación de los suelos de acuerdo a su pH

Clasificación	pH
Fuertemente ácido	< 5.0
Moderadamente ácido	5.1-6.5
Neutro	6.6-7.3
Medianamente alcalino	7.4-8.5
Fuertemente alcalino	> 8.5

Fuente: SEMARNAT, 2003

3. HIPÓTESIS

Si las características particulares de los suelos solonetz y solonchaks condicionan sus propiedades químicas, físicas y biológicas. Y éstas a su vez determinan la capacidad productiva (biomasa) y transformadora (descomposición de la materia orgánica) que es necesaria para la captura del carbono. Entonces el potencial de captura de carbono orgánico de los almacenes estará en función de la concentración de las sales solubles en estos suelos.

4. OBJETIVOS

GENERAL

- Analizar la relación entre el carbono orgánico capturado en los almacenes de tres sitios con diferente cobertura vegetal y las características físicas y químicas particulares de la fracción mineral del suelo.

ESPECÍFICOS

- Cuantificar el carbono orgánico secuestrado en los almacenes de biomasa y solum.
- Caracterizar las propiedades físicas y químicas de la fracción mineral del suelo.
- Correlacionar los resultados obtenidos del carbono orgánico capturado en los almacenes con los resultados de las propiedades físicas y químicas de la fracción mineral del suelo.

5. METODOLOGÍA

Con el objetivo de cumplir con los alcances planteados en la investigación, fue necesario construir un marco metodológico en donde se describiera de manera detallada los métodos en gabinete, las técnicas en campo, los procesos en laboratorio y los análisis estadísticos que fueron necesarios para realizar éste trabajo, los cuales se mencionan a continuación.

5.1 Antecedentes de la investigación

Existe una gran cantidad de trabajos que desde diferentes enfoques de las ciencias han realizado investigaciones sobre el lago de Texcoco. Entre ellos podemos destacar, las investigaciones paleoambientales y palinológicas hechas por Lozano García S. (1989) sobre la cuenca del Valle de México, que aunado al trabajo realizado por Santoyo Villa, E. Ovando Shelley, E., Mooser & León Plata (2005) sobre las generalidades de los suelos del Valle de México, permiten definir cuales pudieron ser los principales procesos y factores que dieron origen a la condición salobre del lago de Texcoco. Por otra parte, los trabajos bien documentados de Iracheta Cenecorta A. (2000) y Valenzuela Franco (2012), explican de manera precisa como se fue dando la desecación progresiva del lago de Texcoco hasta dejar expuesto un lecho lacustre de características hipersalinas. Mientras que las aportaciones de autores como Ortiz Olguín (1999), Fernández Buces (2006) y Guerrero Ortiz (2008) en la temática de la remediación de estos suelos y su influencia en el desarrollo vegetativo; complementados con las evidencias de los avances del proyecto para la regeneración del Valle de México dirigido por la SRH (1976), SARH (1983) y actualmente CONAGUA (2005) han sido de gran relevancia para la fase de caracterización de este documento.

Por otra parte, en lo que respecta a los estudios de captura de carbono orgánico, existe un gran acervo bibliográfico enfocado principalmente a investigaciones sobre los sistemas forestales de climas templados y subhúmedos, Entre estos trabajos se pueden mencionar los realizados por Acosta, Etchevers, Monreal, Quednow, & Hidalgo (2001); Montero, Ruíz & Muñoz (2005); Maserá (2008); Palma Marroquín (2011); Álvarez Arteaga, García Calderón, Krasilnikov , & García Oliva (2013). Sin embargo, en lo que respecta propiamente a las ciencias ambientales, no se encontró en la literatura revisada ningún documento que hiciera referencia a los estudios sobre captura de carbono en suelos afectados por la presencia de sales.

5.2 Trabajo de gabinete

El trabajo de gabinete consistió en la consulta bibliográfica y aplicación de herramientas cartográficas para la selección del área de estudio, los sitios de muestreo y las técnicas para la recolección de muestras.

5.2.1 Selección del área de estudio

El sitio seleccionado para el estudio fue la Zona Federal del Ex-lago de Texcoco (ZFET) localizado en el Estado de México. Los motivos por los cuales se seleccionó esta zona fueron dos: i) la condición hipersalina de los suelos de la zona a pesar de no cumplir con las características climáticas comunes de este tipo de ambiente y ii) la escasa información sobre la capacidad de captura de carbono en suelos salinos, siendo la ZFET el lugar más factible para el desarrollo de esta temática por la cercanía del lugar.

5.2.2 Selección de sitios de muestreo

Una vez seleccionado el área de estudio, se prosiguió con la identificación de los sitios de muestreo. Para ello fue necesario el uso de imágenes satelitales Google Earth 2013, el mapa de uso de suelo serie IV y una imagen satelital Landsat ETM 2005 clave 2647, con las cuales se logró identificar las áreas con vegetación densa, escasa o nula dentro de la zona de estudio, usando los principios técnicos del análisis visual de imágenes satelitales. Cabe señalar que el fundamento teórico que se siguió para la selección de los sitios de muestreo, está basado en el estudio realizado por Norma Fernández Buces (2006) el cual menciona que el desarrollo de las comunidades vegetativas está en función de la distribución espacial de las sales en los suelos. En ese sentido, la identificación de las comunidades vegetativas de la zona de estudio (a través del análisis visual de la imagen satelital) nos permitió reconocer de manera indirecta, el posible comportamiento del gradiente salino-sódico del sitio, así como las posibles zonas con mayor cantidad de carbono orgánico secuestrado. El producto final de esta etapa fue el mapa de campo o mapa de muestreo (mapa C01). En este mapa se pueden observar los tres sitios de muestreo que se determinaron para este estudio, nombrados de la siguiente manera: zona desnuda (ZD); zona de pastizal reforestado con pasto salado (ZP) y zona reforestada con Tamarix y pasto (ZR).

5.2.3 Determinación del número de muestras

Dado que la visita de campo tuvo como objetivo el reconocimiento de la zona y considerando que esta investigación es de tipo exploratoria, se acordó tomar por sitio: 9 muestras de biomasa y 10 muestras de suelo a 20 cm de profundidad. Asimismo, se optó por contar con una muestra extra de suelo que no correspondiera a los sitios de muestreo, pero sí a la zona de estudio (muestra

testigo). Esto con la finalidad de comparar los resultados de los análisis químicos y físicos obtenidos de esta muestra testigo (sin problemas aparentes de salinidad), con las muestras de suelo de ZFET (afectado por sales). Asimismo, se decidió cavar un perfil de suelo por sitio de muestreo, esto con la finalidad de hacer una descripción morfológica y ambiental de la zona.

5.3 Trabajo de campo

En lo que respecta al trabajo de campo, los puntos de muestreo se hicieron considerando los criterios metodológicos definidos durante el trabajo de gabinete, así como la homogeneidad del paisaje de los sitios.

5.3.1 Puntos de muestreo

Los puntos de muestra de cada sitio se definieron con base a los rodales de muestreo determinados en el mapa C01 y buscando la homogeneidad del paisaje. El método utilizado para la determinación de captura de carbono en el estrato aéreo (biomasa de herbáceas y mantillo) y subterráneo (solum) bajo tres diferentes densidades de vegetación, fue de muestreo jerárquico anidado (Hughes et al., 1999; Jaramillo et al., 2003; Álvarez Arteaga, García Calderón, Krasilnikov , & García Oliva, 2013) (figura 5.3.1). Este método consistió en delimitar cuatro subcuadrantes de 25m x 25m (625m²) dentro de un cuadrante mayor de 50m x 50m (2500 m²). En donde el punto central en donde convergieron las cuatro esquinas de los subcuadrantes se convirtió en el punto de partida para trazar en tres direcciones diferentes, líneas de 20 m de longitud simulando una $\%+$ que cubriese el área de influencia del cuadrante de 2500 m². Lo siguiente fue trazar 3 parcelas de 25 m x 4 m y dentro de estos 3 cuadros separados de manera equidistante, con dimensiones de 1m x 1m (1m²) para determinar la cantidad de carbono secuestrado en la biomasa de las herbáceas y el mantillo (fotografía 1). Dentro de estos mismos se tomó la muestra de solum (a 20 cm de profundidad) (fotografía 2).

Mapa C01 Sitios de muestreo

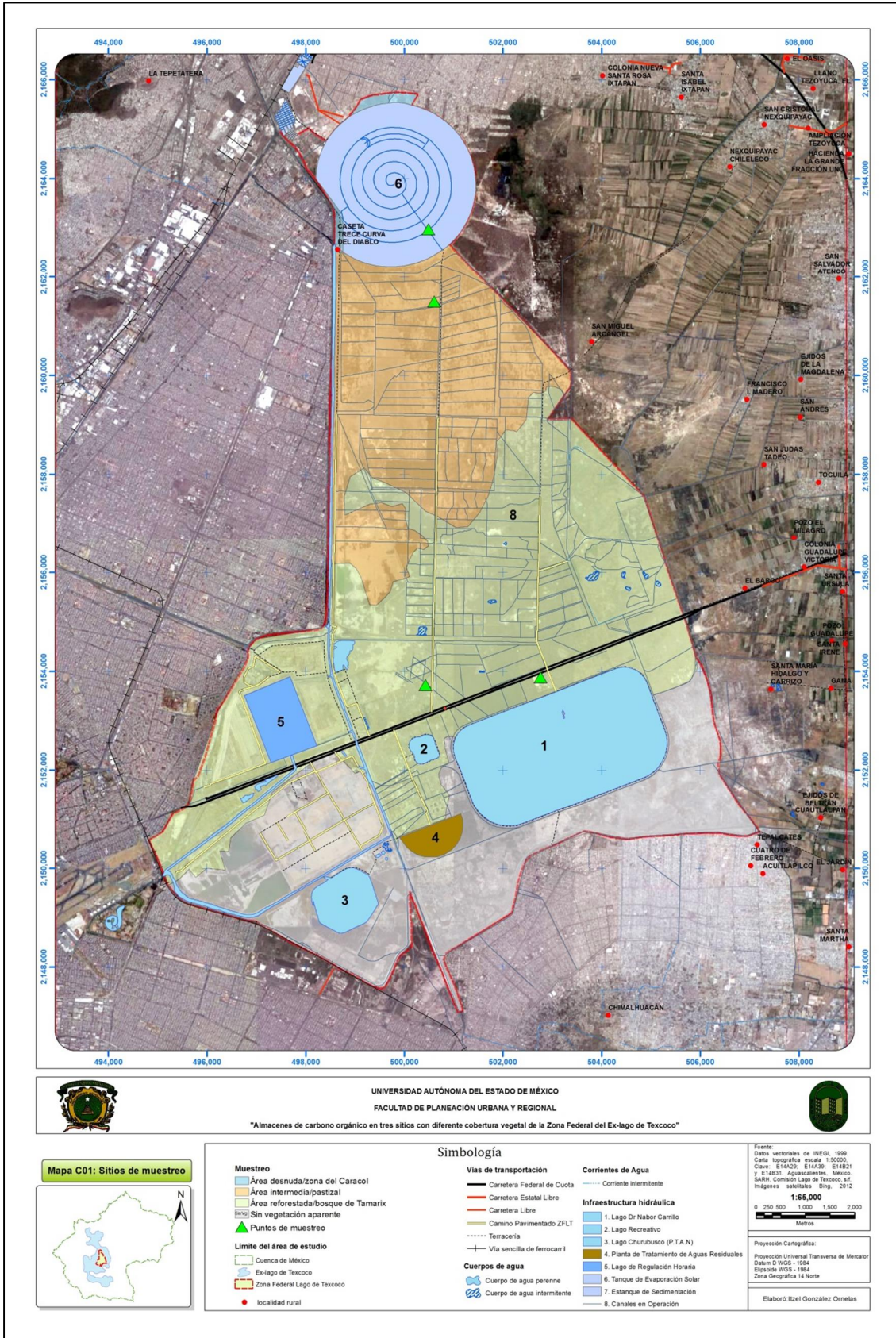
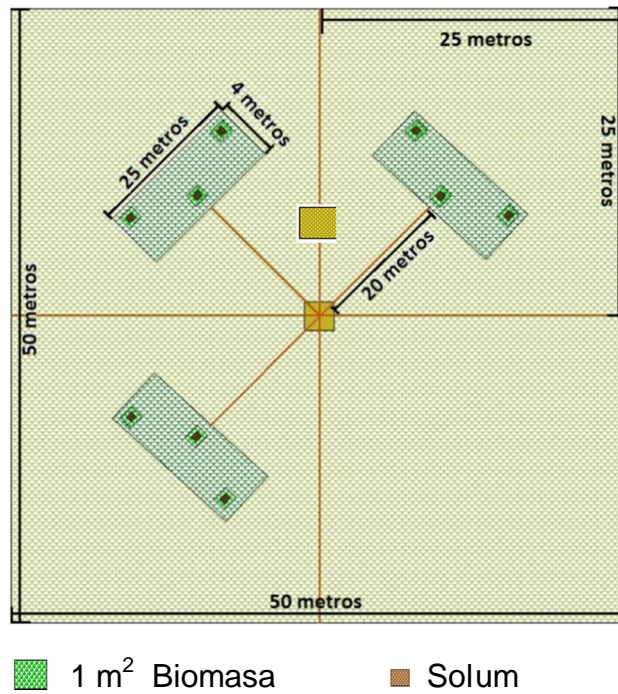


Figura 5.3.1 Muestreo jerárquico anidado para la determinación de C orgánico secuestrado en la biomasa herbácea-mantillo y en el suelo



Fuente: Álvarez (2013) tomado de Bernal sin publicar

Fotografía 1 Recolección de herbácea en la zona intermedia/pastizal



Fuente: Trabajo de campo (03/09/13)

Fotografía 2 Recolección de muestra de solum a los 20 cm de profundidad en la zona reforestada/bosque de Tamárix



Fuente: Trabajo de campo (02/09/13)

La muestra testigo se obtuvo de los sustratos de suelo que se utilizan en la ZFET para la remediación de los suelos salinos y sódicos del lugar. El control de muestras obtenidas para la cuantificación de C orgánico en biomasa y solum corresponde a la tabla 5.3.1 y su localización se puede apreciar en el mapa de muestreo (mapa C01). En total se recolectaron 15 muestras de biomasa y 24 de solum para la cuantificación de C orgánico, el muestreo se realizó en época de lluvias (durante el mes de Septiembre).

Tabla 5.3.1. Control de muestras recolectadas durante el trabajo de campo en la ZFET

Sitio de muestreo	Biomasa No. Muestras	Solum No. Muestras
I-Testigo	0	1
II-Zona desnuda (ZD)	0	10
III-Zona de pastizal reforestado (ZP)	6	13
IV-Bosque de Tamárix y pastos (ZR)	9	10
Total	15	24

Fuente: Trabajo de campo

5.3.2 Perfiles de suelo

En lo que respecta a los perfiles, estos se perforaron dentro del área de influencia del cuadrante de 2500 m² de cada sitio de muestreo, de tal manera que se caracterizaron tres perfiles en total (fotografía 3, 4 y 5) de aproximadamente 1mX1mX1m, analizando la distribución de sus horizontes con base a las fichas técnicas de campo de la FAO.

Fotografía 3 Perfil 1 (ZR)



Fotografía 4 Perfil 2 (ZP)



Fotografía 5 Perfil 3 (ZD)



Fuente: Trabajo de campo (02-04/09/13)

5.4 Trabajo de laboratorio y cálculos realizados

El trabajo realizado en el laboratorio consistió básicamente en la aplicación del método de Walkley y Black para el cálculo del carbono orgánico secuestrado en el solum. Por otra parte el carbono orgánico secuestrado en la biomasa se calculó con base en un factor de conversión. Ambos valores transformados a almacenes de carbono de acuerdo a dos ecuaciones de conversión predefinidas.

Mientras que la caracterización física (textura, espacio poroso, densidad aparente y color) y química (pH, porcentaje de sodio intercambiable, conductividad eléctrica en el extracto de saturación, cationes solubles y aniones solubles) de las muestras de solum, se realizaron con base a los principios y métodos establecidos en el

manual de procedimientos para el análisis de suelos+ del International Soil Reference and Information Centre (ISRIC) y en la NOM-021-RECNAT 2000. La metodología y principios aplicados para cada análisis realizado se explican a continuación.

5.4.1 preparación de muestras

Una vez ingresadas las muestras de solum y herbáceas al laboratorio, se les registró y asignó una clave de identificación. En lo que respecta a las muestra de solum luego de ser registradas, fueron secadas, molidas, tamizadas, homogeneizadas y almacenadas para análisis posteriores.

5.4.2 Cuantificación de C orgánico y almacenes en herbáceas

El material cosechado fue pesado y registrado, seleccionando una muestra para determinar su masa seca en estufa a 180°C durante 48 h y con ello determinar la concentración total de C en la biomasa (herbáceas). El peso total de biomasa seca se multiplicó por el factor de conversión de 0.5 para obtener el C total en 1 m² (IPCC, 2001 en Álvarez Arteaga, García Calderón, Krasilnikov , & García Oliva, 2013). Finalmente, la concentración de C en biomasa es transformada a almacenes de C al aplicar la siguiente ecuación.

$$Tc/Ha= (PS (g) \times (10,000m^2/1m^2)) / (1'000,000 (g))$$

En donde:

Tc/Ha = Toneladas de carbono por hectárea

PS = Peso de biomasa secada a 180°C (g)

10,000 m² = Equivalente a 1 Hectárea

1m² = Superficie de herbáceas recolectadas

1'000,000 (g) = Equivalente a 1 Tonelada

5.4.3 Cuantificación de C orgánico y almacenes en el solum

La concentración de carbono orgánico se calculó a través del método de Walkley y Black. Dicho método se basa en el principio de la oxidación del carbono orgánico del suelo (muestras de 0.5 g pasadas por un tamiz de 0.5 mm) a través de una disolución de dicromato de potasio y el calor que genera al mezclarla con ácido sulfúrico, en donde el residual de dicromato de potasio es valorado con sulfato ferroso. Se ha determinado que bajo este método solo es posible calcular entre un

70 y un 84% del carbono orgánico total, siendo necesaria la aplicación de un factor de corrección con un valor recomendado de 1.298 (1/0.77) para los suelos de México.

La descripción del método aplicado para el procesamiento de las muestras analizadas se encuentra en el apartado 5-1 del manual de procedimientos para el análisis de suelos del ISRIC. La ecuación aplicada para el cálculo del carbono orgánico fue la siguiente:

$$\%C = M \times \frac{V1 - V2}{s} \times 0.39 \times mcf$$

En donde:

%C = Porcentaje de carbono orgánico

M = Normalidad exacta del sulfato ferroso

V1 = Volumen de sulfato ferroso gastado para valorar el blanco del reactivo (mL)

V2 = Volumen de sulfato ferroso gastado para valorar la muestra (mL)

s = Peso de la muestra de suelo (g)

0.39 = Factor de corrección considerando que el método oxida 77% del carbono

mcf = Factor de corrección de humedad

El cálculo de los almacenes de carbono dentro del compartimento del solum se determinó con base en la concentración promedio de C de las muestras a 20 cm de profundidad de cada sitio y su densidad aparente. En ese sentido, las variables necesarias para la determinación de los almacenes de carbono requirieron básicamente de tres datos de la muestra: a) densidad aparente, b) contenido de carbono y c) profundidad. Los almacenes de carbono se miden en Tc/Ha y la ecuación aplicada para este cálculo fue la siguiente:

$$Tc/Ha = 10,000 (m^2) \times D.A. (g/cm^3) \times Cc \times Pf (m)$$

En donde:

Tc/Ha = Toneladas de carbono por hectárea

10,000 m² = Equivalente a 1 Hectárea

D.A. g/cm^3 = Densidad aparente

Cc = Concentración de carbono en decimales

Pf m = Profundidad de la muestra en metros

5.4.5 Análisis físicos de las muestras

a) Textura

Para determinar el contenido de arenas, limos y arcillas de las muestras en términos porcentuales; se aplicó el método de Bouyoucos, que consiste básicamente en el análisis del tamaño de las partículas usando un hidrómetro especial y tomando la lectura de la velocidad de sedimentación de las partículas, siguiendo el procedimiento marcado en el apartado 3-9 del manual del ISRIC.

b) Densidad aparente

La densidad aparente fue calculada por el método de la probeta.

c) Porosidad

El porcentaje de espacio poroso se obtuvo de la relación entre los valores de densidad aparente y densidad real de las muestras.

d) Color en seco y húmedo

El color de las muestras se determinó con base a las tablas de color Munsell y siguiendo el método AS-22 de la NOM-021-RECNAT-2000.

5.4.6 Análisis químicos de las muestras

a) Extracto de saturación

El extracto de saturación es la solución obtenida cuando el suelo se encuentra en su punto de saturación con agua (SEMARNAT, 2003:4). En lo que se refiere a la medición de la salinidad, la obtención del extracto de saturación es imperante para conocer los constituyentes de las sales solubles del suelo al emular, en la medida de lo posible, la condición real de humedad de la muestra al alcanzar su punto de saturación.

El método utilizado para obtener el extracto de saturación de las muestras consistió en la succión por vacío de la pasta saturada del suelo de acuerdo al procedimiento que establece el manual del ISRIC. En el extracto de saturación se calculó la conductividad eléctrica, el pH, el porcentaje de sodio intercambiable, así como los aniones y cationes solubles, las cuales son propiedades que se relacionan directamente con la respuesta productiva de los suelos.

b) pH

El pH de las muestras se midió en el extracto de saturación sin diluir, con la ayuda de un potenciómetro y siguiendo el procedimiento que marca el apartado 4-1 del manual del ISRIC.

c) Conductividad eléctrica

La concentración salina de las muestras de solum se calculó en el extracto de saturación diluido, a través de una medición de conductividad eléctrica, según el procedimiento establecido en el apartado 13-4 del manual del ISRIC.

d) Cationes solubles (Na^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} y K^+)

En lo que respecta a la determinación de los cationes solubles en el extracto de saturación; el cálculo del Ca^{2+} y Mg^{2+} se realizó por electrofotometría de absorción atómica; mientras que el Na^+ y K^+ se midió por espectrofotometría de emisión atómica en los extractos diluidos, eliminando las interferencias en las mediciones con La y Cs respectivamente, siguiendo el procedimiento marcado en el manual del ISRIC en su apartado 13-5.

e) Aniones solubles (Cl^- , NO^{-3} y SO_4^{-2})

La determinación de los cloruros en los extractos de saturación se realizaron por titulación volumétrica (13-6.2), los sulfatos por el método de turbidimetría (apartado 13-6.3) del manual del ISRIC.

f) Porcentaje de sodio intercambiable (PSI)

La medición del porcentaje de sodio intercambiable se obtuvo mediante un cálculo matemático una vez obtenidos los valores de las bases extraídas con acetato de amonio 1N pH 7, así como la CIC obtenida con el mismo reactivo el método que marca la NOM-021-RECNAT-2000 en el apartado AS-21.

5.4.7 Cálculos estadísticos

Se recurrió a un análisis estadístico multivariado con la finalidad de explicar la relación entre las variables de estudio por almacén de carbono, aplicando los principios estadísticos de la media aritmética, desviación estándar, coeficiente de variación y el coeficiente de correlación lineal de Pearson.

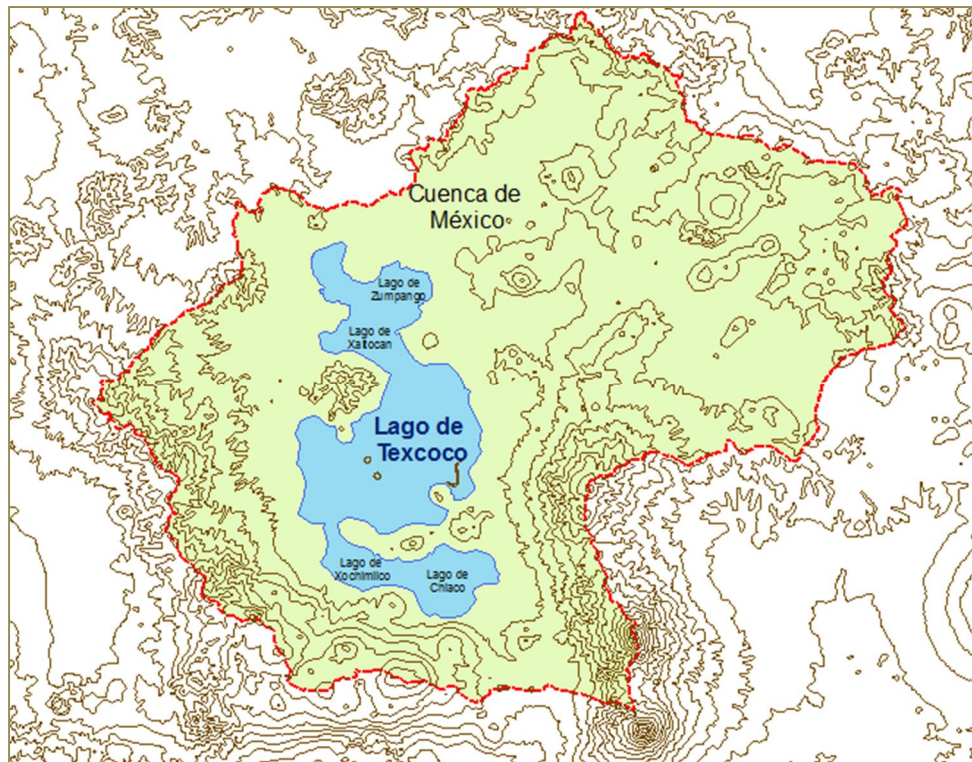
6. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

6.1 Localización y generalidades de la zona de estudio

La actual Zona Federal del ex-lago de Texcoco es el último vestigio que sobrevive de la desecación progresiva durante más de 500 años de lo que alguna vez fue uno de los cinco grandes lagos de la cuenca del valle de México. Siendo la condición salino-sódica de sus suelos la característica que llevó a seleccionar este sitio como el área idónea para la realización de este estudio.

Visto desde el enfoque ambiental, la ZFET se localiza en la porción centro de la cuenca de México correspondiente a la zona lacustre, en donde antes de la época prehispánica se encontraba un complejo lagunar conformado por cinco cuerpos de agua interconectados y distribuidos de la siguiente manera. Al norte el lago de Zumpango y Xaltocan, en la porción central y siendo el más grande de los cinco, el lago de Texcoco y finalmente al sur los lagos de Xochimilco y Chalco (figura 6.1).

Figura 6.1 Distribución espacial del complejo lagunar de la cuenca de México



Fuente: Elaboración propia con base en datos vectoriales CONABIO, 1998 & INEGI, 2010

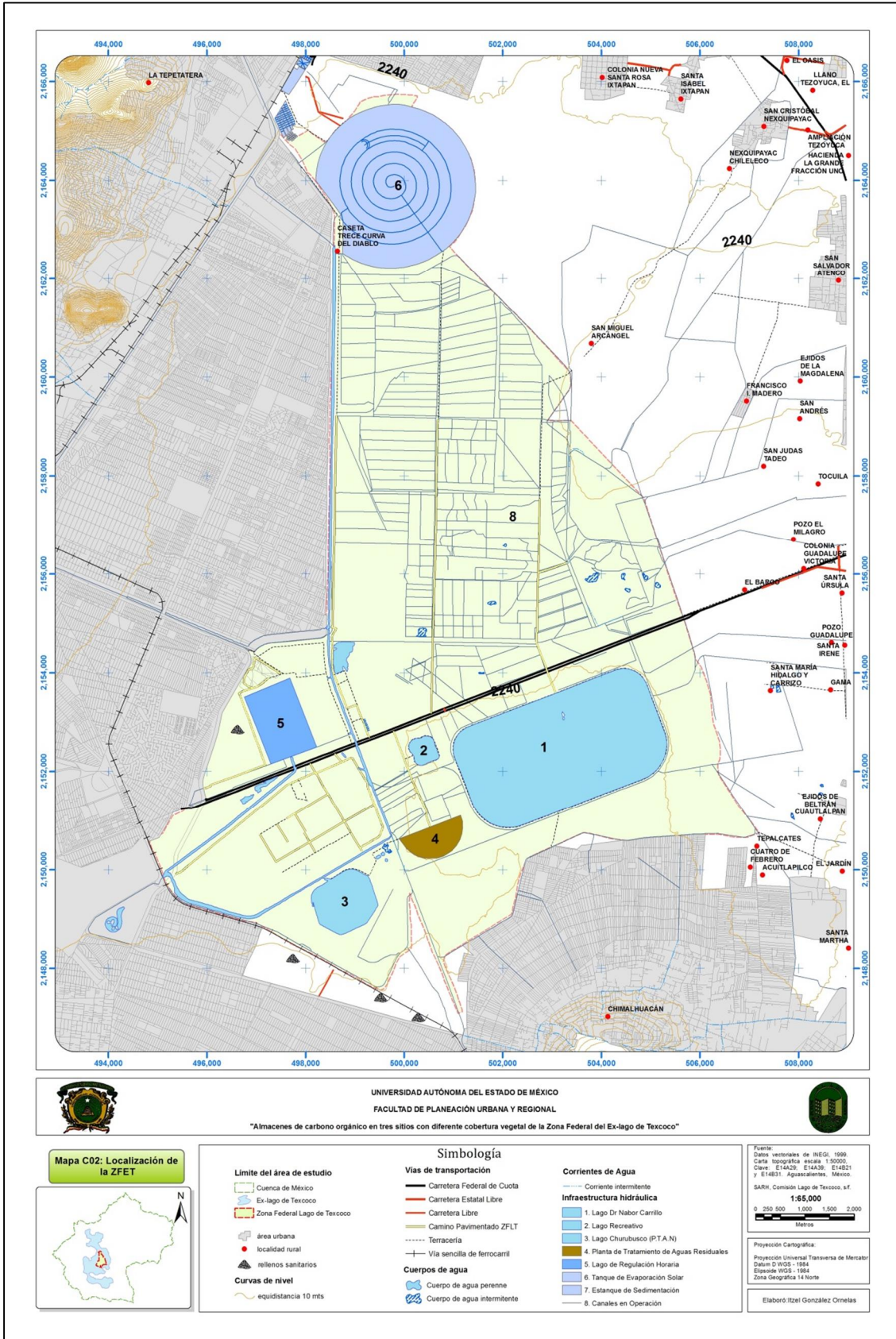
Sin embargo, en la actualidad la zona lacustre de la cuenca de México en donde se encontraba este gran complejo lagunar y que llegó a cubrir una extensión de 200,000 Ha hasta antes del año 1520 (Conagua, 2005) se ha reducido a pequeños cuerpos de agua dispersos e intermitente en su mayoría, como resultado de la expansión de la mancha urbana dentro de la cuenca del valle de México. En lo que respecta al caso específico del lago de Texcoco, siendo el último en desecarse y por su importancia ambiental dentro de la zona metropolitana de la ciudad de México, se salvaguardaron dentro de la ZFET tres cuerpos de agua artificiales; el lago Nabor Carillo, el lago Churubusco y el lago de Regulación Horaria, los cuales cubren en promedio una extensión de 1176 Ha y cuyo objetivo es el control y almacenamiento de parte de las aguas que se vierten al ex-lago de Texcoco (SARH, 1983).

Así, desde el año de 1971 la ZFET ha sido administrada por dependencias de orden federal para la resolución de los problemas de salud, ambientales y económicos que se presentaron en la ciudad de México derivados de la desecación del lago, siendo los más preponderantes: las inundaciones, las tolvaneras y la pérdida de la biodiversidad de la zona. La ZFET cubre aproximadamente un área de 10, 694 Ha y se localiza al noroeste de la ciudad de México entre las coordenadas extremas UTM 2´166,000 y 2´148,000 de latitud norte y 494,000 y 508,000 longitud oeste, con una altitud promedio de 2240 msnm en donde se presentan algunas variaciones altimétricas que no rebasan pendientes de más del 1%. Su ubicación se encuentra a 15 km hacia el oriente de la Ciudad de México, a la altura del km 8 de la autopista México- Texcoco, siendo sus límites tres canales de aguas negras que van de sur a norte y un evaporador de sales en desuso, originalmente perteneciente a la empresa Sosa Texcoco, comúnmente conocido como el Caracol (Fernández Buces, 2006:60) (mapa C02).

En lo que respecta al objetivo que tiene esta investigación, cabe señalar que la condición salino-sódica de los suelos de la ZFET es un caso singular en esta temática, ya que no es común la presencia de este tipo de suelos en ambientes de naturaleza volcánica y clima templado, por lo que dicha condición ha derivado en investigaciones que bajo diferentes enfoques intentan explicar los procesos que durante la formación de la cuenca del valle de México pudieron dar origen a la naturaleza salina del lago, siendo los estudios paleontológicos los más profundos y aceptados. Cabe señalar además, que aunque los factores y procesos que promovieron la salinización de los suelos del ex-lago de Texcoco en primera instancia fueron resultado de la interacción de eventos naturales durante la evolución geológica de la cuenca del valle de México, el estado salino-sódico actual de los suelos de la ZFET es producto también del manejo que desde la época prehispánica se le dio al lago, principalmente con las obras hidráulicas

construidas para el control de las inundaciones y actualmente con las estrategias de recuperación de la zona.

Mapa C02 Localización de la ZFET



6.2 El origen salino del lago de Texcoco

Desde el punto de vista climático, es común encontrar que en regiones áridas y semiáridas se presenten suelos afectados por sales, debido principalmente a que los regímenes de lluvia en estos sitios son insuficientes para lavar los cationes liberados por el intemperismo de las rocas (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ y Na^+) (Fernández Buces, 2006), mientras que en las zonas costeras la acumulación de sales en los suelos se debe a los aportes de sales transportadas por el viento debido a la cercanía al mar, siendo estas dos las formas naturales más comunes de salinización de los suelos. No obstante, la salinización no es problema exclusivo de dichos ambientes, ya que en determinadas áreas geográficas la interacción de algunos factores climáticos, litológicos, geomorfológicos e hidrológicos pueden provocar la presencia de suelos salinos; como en el caso del lago de Texcoco.

Estudios paleontológicos y estratigráficos de la cuenca del valle de México han planteado hipótesis en las cuales se explica la naturaleza salina y sódica de los suelos de la ZFET como resultado de la combinación de diversos procesos naturales y antrópicos en los que la intensa actividad volcánica y abruptos cambios climáticos durante la formación del complejo lagunar de la cuenca, confirieron una condición salobre al lago de Texcoco (factores naturales) que al ser desecado por la implementación de diversas obras hidráulicas durante casi medio siglo dejó expuesto un amplio lecho salitroso (factores antrópicos).

Lo anterior se puede definir como **ciclos de salinización** los cuales, sostiene Porta Casanellas, López Acevedo, & Roquero de Laburu (2003), son procesos que explican la formación de suelos salinos de acuerdo al movimiento, redistribución y acumulación de las sales. Para el caso del lago de Texcoco, el ciclo continental de acumulación secundaria de sales y los ciclos antrópicos son los que mejor podrían explicar la formación de los suelos salinos y sódicos de la ZFET.

- i) **Ciclo continental de acumulación secundaria de sales:** Considera que el depósito de los elementos terrígenos puede haber estado asociado a procesos evaporíticos. Las rocas resultantes pueden contener cierta cantidad de sales solubles precipitadas que al aflorar o quedar cerca de la superficie por erosión, pueden actuar como centros de redistribución (Gaucher & Burdin, 1974). Al ser mojados por el agua de escorrentía superficial o por el agua de percolación, las sales serán movilizadas y redistribuidas. Las acumulaciones tienen lugar en las áreas deprimidas que presentan condiciones de drenaje deficiente (Porta Casanellas, López Acevedo, & Roquero de Laburu, 2003:731).

Los estudios paleoecológicos y paleoclimáticos realizados por Lozano-García en 1989 sobre la cuenca del valle de México, proponen que durante el Pleistoceno medio y superior, el lago de Texcoco se transformó de un cuerpo de agua dulce a uno de tipo salobre debido posiblemente a una combinación entre procesos de hidrotermalismo (producto de la intensa actividad volcánica de la zona), fluctuaciones climáticas (cambio de un clima templado-húmedo a uno más seco) y cambios en el drenaje de la cuenca, provocando el enriquecimiento del agua con cloruros y carbonatos de sodio (Marsal & Graue, 1969) y el contenido de sales de aguas intersticiales a diferentes profundidades en la zona de Texcoco (Hiriart & Graue, 1969 en Lozano-García, 1989: 350).

- ii) **Ciclos antropogénicos:** Las principales acciones que han dado lugar a ciclos antropogénicos de salinización son: las actividades agrícolas mal realizadas, actividades industriales y mineras (Porta Casanellas, López Acevedo, & Roquero de Laburu, 2003:733).

En ese sentido es importante mencionar, que aun cuando las condiciones ambientales de la cuenca dieron paso a la formación del lago salobre de Texcoco, el crecimiento del área metropolitana de México agravó el estado salino-sódico de los suelos al ir desecando los cuerpos de agua circundantes, los cuales depositaron sus sales en el área del lago de Texcoco, por ser topográficamente el más bajo de una serie de lagos que existieron en la cuenca (Del Castillo, 1978; Thomson, 1987 en Lozano-García, 1989). Otras de las acciones que hicieron que la concentración de sales en los suelos del ex-lago de Texcoco aumentaran, fue la contaminación atmosférica provocada por el desarrollo industrial de la región, así como la calidad del agua de riego (Guerrero Ortiz, 2008).

De acuerdo con lo anterior, los factores que favorecieron la salinización del lago de Texcoco, así como los procesos naturales y antrópicos que dieron origen a la condición salino-sódica de la ZFET se mencionan a continuación.

6.3 Factores naturales que favorecieron la salinización del lago de Texcoco

6.3.1 Geología

De acuerdo con Porta Casanellas, López Acevedo, & Roquero de Laburu (2003:730) el origen último de las sales reside en las rocas que, al verse afectado por la meteorización liberan los elementos que las constituyen. Según Ortiz Olguín (1999:44) en el caso del lago de Texcoco, el análisis de cationes Na^+ y K^+ realizado por Lozano-García en 1989, mostró que durante la etapa del Pleistoceno medio-superior, cuando el paisaje natural de la cuenca no estaba estabilizado, los minerales sin intemperizar fueron arrastrados a las zonas bajas de la cuenca,

registrados en los sedimentos lacustres como un aumento de Na^+ y K^+ y una proporción mayor de materia mineral que orgánico (Lozano-García, 1989:359).

La historia geológica de la cuenca indica que durante la etapa del Terciario en la zona ocupada hoy por el ex-lago de Texcoco se formó una fosa tectónica donde se depositaron sedimentos continentales de la formación Balsas, constituidos por clastos gruesos derivados de la erosión de las sierras calizas cretácicas y de la actividad volcánica de la época. Las formaciones geológicas de esta época (principalmente la formación Balsas) comprendieron volcanes estratificados, tobas, brechas, derrames de lavas y depósitos de lahares, por lo que se presentan diferentes tipos de rocas que afloraron principalmente en el piedemonte de las sierras que limitan la cuenca al este, oeste y norte (Fernández Buces, 2006:66) lo que permitió el almacenamiento del agua y la formación de varios lagos.

Mooser (1970, 1974 & 1978) citado en Lozano-García (1989), propone que para esa época pudieron haberse formado dos valles, uno de mayor tamaño drenando hacia el área de Cuernavaca y otro de menor superficie hacia Cuautla. Durante esta actividad ígnea surgieron aguas magmáticas sulfurosas que al reaccionar con las calizas del Cretácico produjeron grandes cantidades de sulfato de calcio, por lo que el agua acumulada paulatinamente se fue haciendo sulfatada. Posteriormente, las condiciones de intensa evaporación condujeron a la formación y depositación de grandes espesores de anhídrita (sulfato de calcio anhidro), después de lo cual sobrevinieron depositaciones de materiales volcánicos formados por lavas y materiales piroclásticos (Ortiz Olguín, 1999:45).

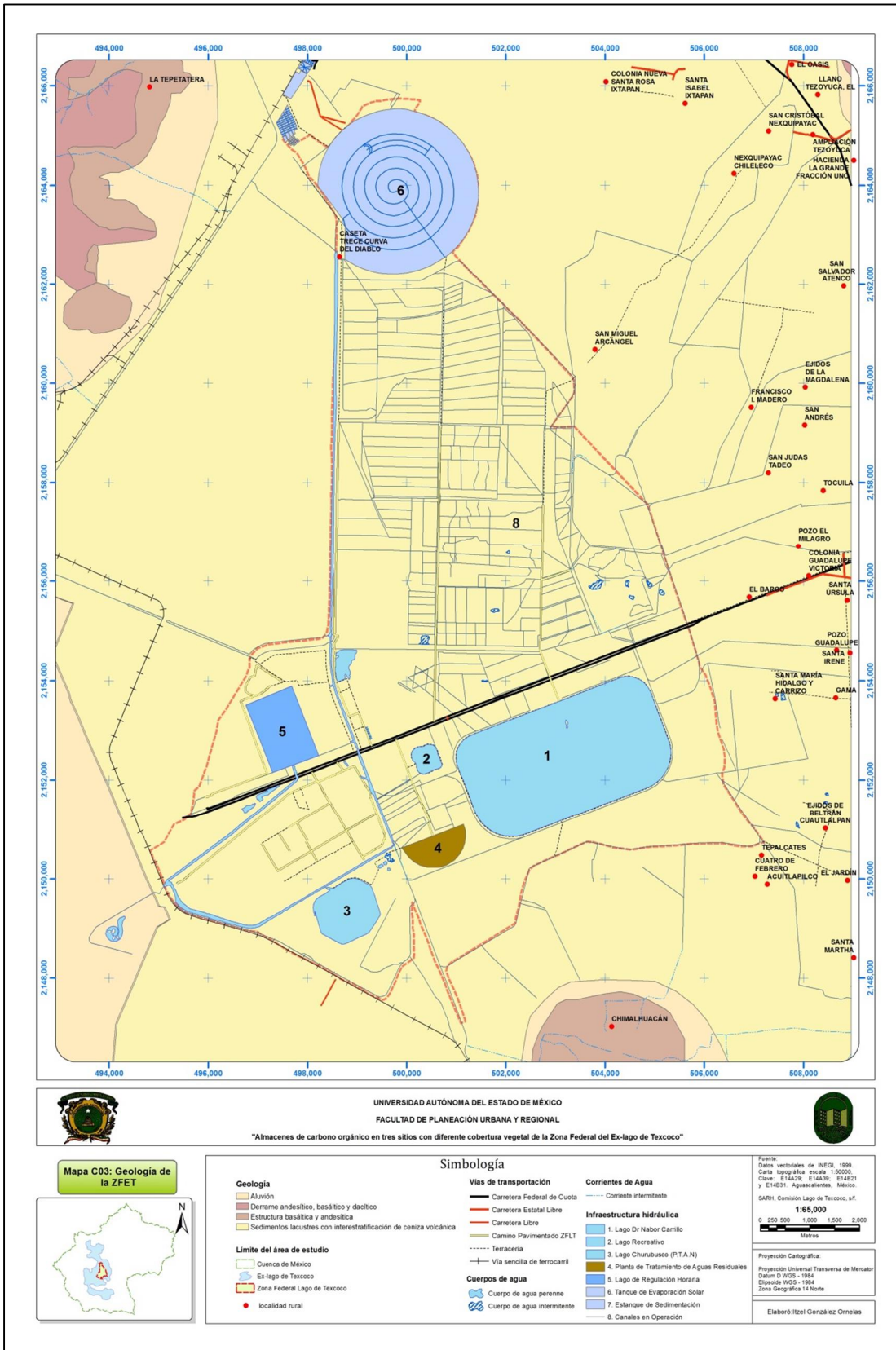
En el cuaternario la efusión de lavas produjo un represamiento del antiguo drenaje que corría hacia el sur, formando la cuenca cerrada que hoy se conoce como valle de México, cambiando drásticamente el sistema hidrológico existente. En este periodo debido a las condiciones climáticas semiáridas y a las lluvias torrenciales que arrasaban las sierras desprovistas de vegetación densa, comenzaron fuertes procesos de erosión y la formación de abanicos aluviales hacia el interior de la cuenca (formación Tarango) (SRH, 1971 en Fernández Buces, 2006:66). De tal forma que la parte central, lejos de los márgenes se fue rellenando con sedimentos limo-arenosos interestratificados con cenizas volcánicas provenientes de las erupciones de la sierra del Chichinautzin (Lozano-García, 1989:339), lo anterior se puede observar en el mapa C03 en donde el material predominante de la ZFET corresponde a dichos sedimentos lacustres con interestratificaciones de cenizas volcánicas correspondientes al Cuaternario, las cuales se distinguen por estar constituidas por sílice amorfo de tipo illita, smectita, caolinita (los cuales les confirieron una alta capacidad de retención de agua), anfíboles, cristobalita, plagioclasa, cuarzo, calcita y una cantidad apreciable de material no cristalino (Lozano-García, 1989: 351). La región se considera como una planicie aluvial-

lacustre, que se formó por sedimentos, producto de la alteración de las rocas ígneas presentes en la zona circundante al Valle de México (Del Valle, 1983 en López Ávila, Gutiérrez Castorena, Ortiz Solorio, Flores Román & Segura Castruita, 2004:3).

En algunos sectores del valle se formaron manchas delgadas de sedimentos hidrotermales, verdaderas rocas calizas originadas por la precipitación de los carbonatos y sólidos en las charcas y canales por donde se acumulaban y escurrían las aguas calientes que brotaban en varios sitios. Estos sedimentos hidrotermales se formaron al pie de algunas eminencias orográficas del norte de la zona lacustre y a ambos lados de la sierra de Santa Catarina, cuando los manantiales con aguas calientes eran muy activos. Algunos quedaron cubiertos y ahora aparecen intercalados con la arcilla como lentes de gran dureza. Se les ha encontrado en el cerro de la Estrella a unos 20 m de profundidad y con espesor de hasta menos de dos metros. En el Pocito de la Villa de Guadalupe, el Peñón de los Baños, el pie del volcán San Nicolás, entre muchos otros sitios, se encuentran esos depósitos duros calcáreos en varios niveles del subsuelo e incluso en la superficie. En el Peñón de los Baños hubo afloramiento de aguas termales hasta principios de este siglo (Santoyo Villa, Ovando-Shelley, Mooser H., & León Plata, 2005:30).

La lixiviación y traslocación de estos minerales en estratos de diferente espesor, provocaron el confinamiento y concentración de las sales en los suelos a profundidades diferentes; por ejemplo en las capas arcillosas hasta 180 m de profundidad las aguas superficiales son de tipo fósil, mientras que las aguas contenidas en los derrames de lava y capas arenosas sepultados a mayor profundidad son frescas de origen meteórico (tienen su origen en las lluvias dentro del Valle). Aunado a esto la calidad del agua en los mantos superiores (<60 m) es salina con un contenido de sólidos disueltos (54,000 ppm) que supera la salinidad del agua de mar. El 50% de las sales en esta agua corresponde a carbonatos y bicarbonatos de sodio, y el restante 50% a cloruro de sodio (Fernández Buces, 2006:66) las cuales a través del ascenso capilar de las sales (derivado de una evaporación más alta que la precipitación) han favorecido el proceso de salinización de la ZFET.

Mapa C03 Geología de la ZFET



6.3.2 Variables climáticas y meteorológicas

El clima fue uno de los factores más importantes durante la transición de la condición dulce a salobre de algunos cuerpos de agua de la planicie lacustre de la cuenca del valle México, luego de convertirse en una cuenca endorreica. Según explica Lozano-García (1989) en su estudio sobre paleoambiente y paleoflora de la cuenca del valle de México; al final del Pleistoceno medio hasta el Pleistoceno superior la cuenca presentaba una tendencia climática progresiva y moderada a la aridez, indicando que las variaciones consistieron en el cambio de un clima templado-húmedo a templado-subhúmedo. Durante las fases de menor humedad se registró un aumento del bosque de pino y en las fases más húmedas se registró polen del bosque mesófilo. Este comportamiento de la vegetación, explica Lozano-García, tuvo relación con el patrón climático y limnológico de la cuenca, ya que las evidencias de su trabajo mostraron la existencia de un lago extenso de agua dulce durante el final del Pleistoceno medio transformado en un lago salobre durante el Pleistoceno superior y Holoceno, resultado de la disminución de la precipitación pluvial en combinación probablemente con cambios en el drenaje de la cuenca e hidrotermalismo, así como una reducción del nivel lacustre durante las épocas de menor temperatura, mientras que en las épocas más templadas el nivel lacustre aumentó.

Esta hipótesis es reforzada por Santoyo Villa, Ovando-Shelley, Mooser H., & León Plata (2005:27) quienes explican que hubo evidencias de dos periodos calientes o interglaciares y dos de glaciación desde el represamiento de la cuenca de México por los basaltos de la sierra del Chichinautzin. El Yarmouth o gran interglacial que imperó hace 400,000 a 600,000 años en todo el orbe, seguido por el Illinois o tercer glacial. El tercer interglacial fue el Sangamon el cual ejerció gran influencia en el valle (estos eventos correspondientes a la época del Pleistoceno medio). Cuando nuevamente se enfrió el clima tuvo lugar la cuarta glaciación, la Wisconsin (durante la época del Pleistoceno superior), caracterizada por tres oscilaciones y dos estadales de clima moderado; terminando hace unos 10,000 años. Es entonces cuando principió el Holoceno o Reciente, periodo climático moderado, tendiendo a caliente. Siendo estas fluctuaciones climáticas uno de los factores colaboradores en la formación de los suelos salinos y sódicos de lo que alguna vez fue el lago de Texcoco.

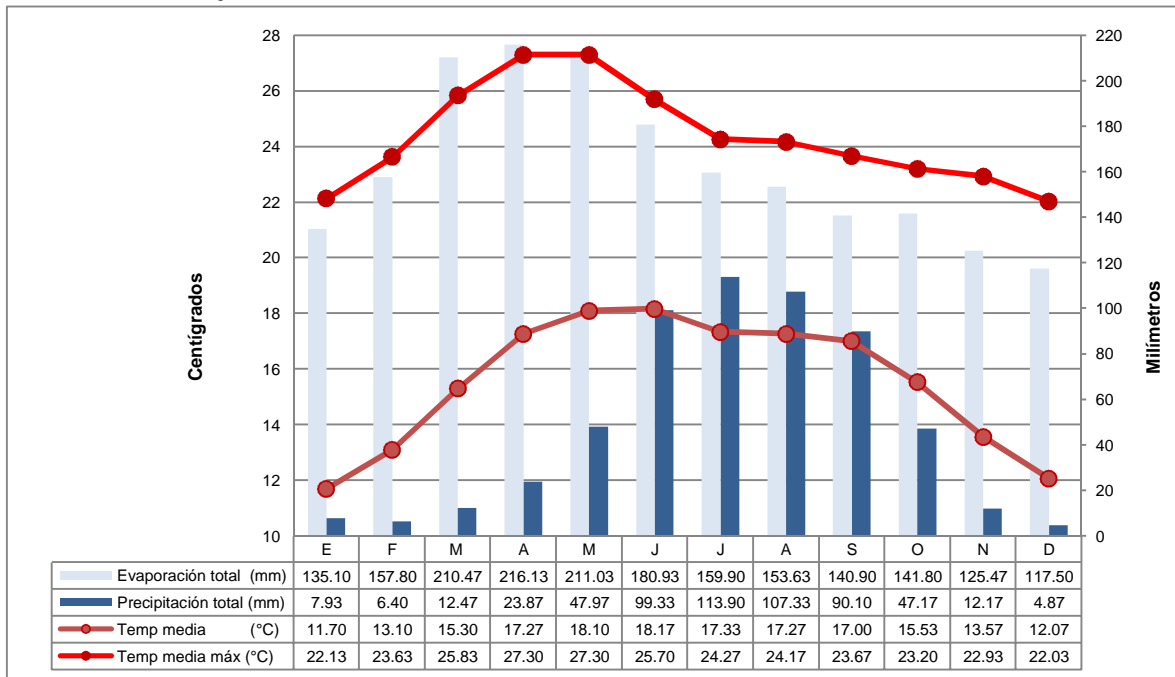
Por otra parte la precipitación, la evaporación, la radiación solar, temperatura y los vientos son algunos de los factores meteorológicos que han empeorado el proceso de salinización de la ZFET. En lo que respecta a la clasificación climática, se puede observar que la zona de estudio presenta un clima de tipo BS₁Kw

(Semiárido-templado) con una temperatura media anual entre 12°C y 18°C, una temperatura del mes más frío entre -3°C y 18°C y una temperatura del mes más cálido de 22°C (mapa C04).

Los datos promedio de precipitación y la evaporación reportados para el periodo 1951-2010 de las estaciones meteorológicas con clave 9068, 15041, 15061, 15138, 15145 y 15383, correspondientes al cuadrante de la ZFET se ilustran en los mapas C05 y C06, en ellos se puede observar que la evaporación anual oscila entre los 1000 y 1259 mm cubriendo la mayor porción de la ZFET con excepción de la parte suroeste, en donde se nota una reducción gradual de la evaporación hasta llegar a los 116 mm. Por otro lado, en lo que respecta a la precipitación anual dentro de la ZFET, esta alcanza valores entre los 450 a 650 mm. En ese sentido, tal y como explica Fernández Buces (2006), la evaporación excede a la precipitación todo el año, lo que ha promovido de forma conjunta con otros factores, la salinización de su superficie.

El comportamiento temporal (mensual) de la evaporación, precipitación y temperatura, para el mismo periodo de tiempo, se puede observar en la gráfica 6.3.2, que fue elaborada con base en los datos promedio de las estaciones meteorológicas: Plan Lago de Texcoco (15145), Lago Nabor Carrillo (15383) y Gran Canal (15041) ubicadas dentro de la ZFET.

Gráfica 6.3.2 Promedios mensuales de temperatura, precipitación y evaporación en el área de la ZFET en el periodo 1951-2010



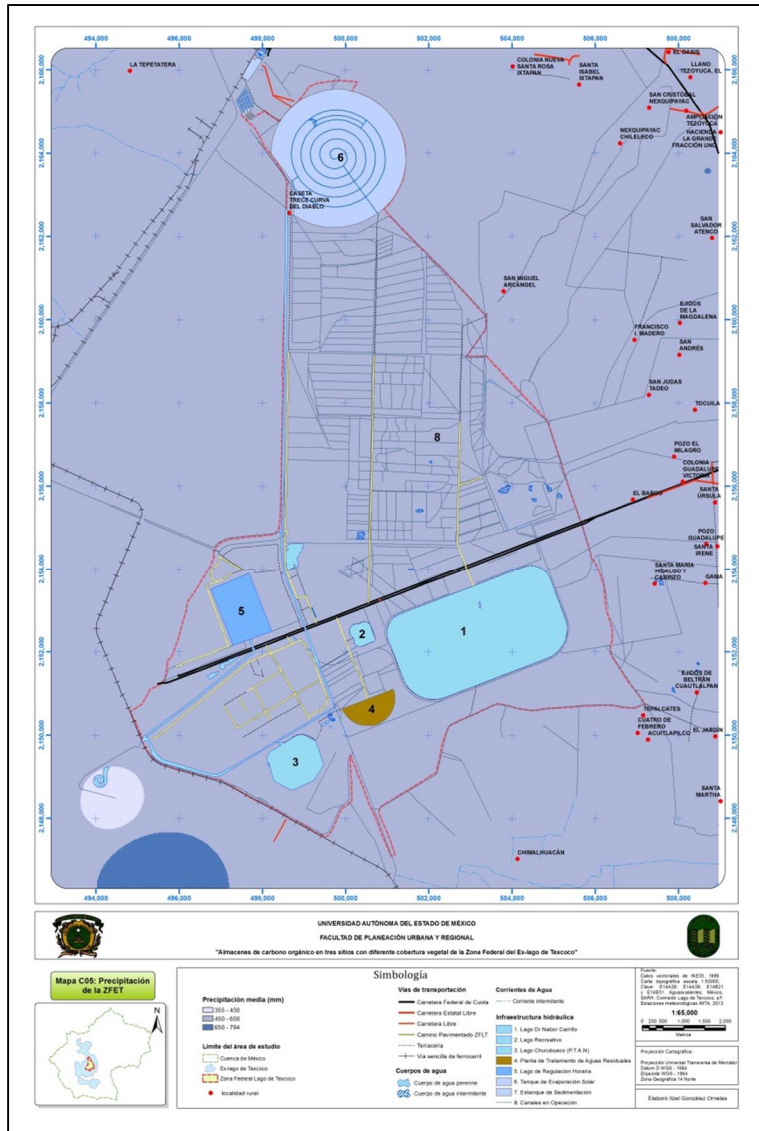
Fuente: Elaborado propia con base en datos históricos del IMTA, 1996

En lo que respecta a la evaporación media mensual, es evidente que los valores de esta variable son mayores que los de las precipitaciones de todos los meses del año; con un periodo de evaporación máxima bien marcado entre los meses de Marzo, Abril y Mayo, coincidiendo desde luego con los meses de máxima temperatura alcanzados, siendo Abril el mes más seco de todo el año por presentar el máximo valor de evaporación (216.13 mm) y temperatura (27.30°C), aunque también el mes de Diciembre presenta condiciones promotoras de un clima seco como son: la precipitación más baja del año (4.87 mm), en contraste con una alta evaporación aun cuando es la menor del año (117.50 mm) y la menor temperatura media máxima del año (22.03°C).

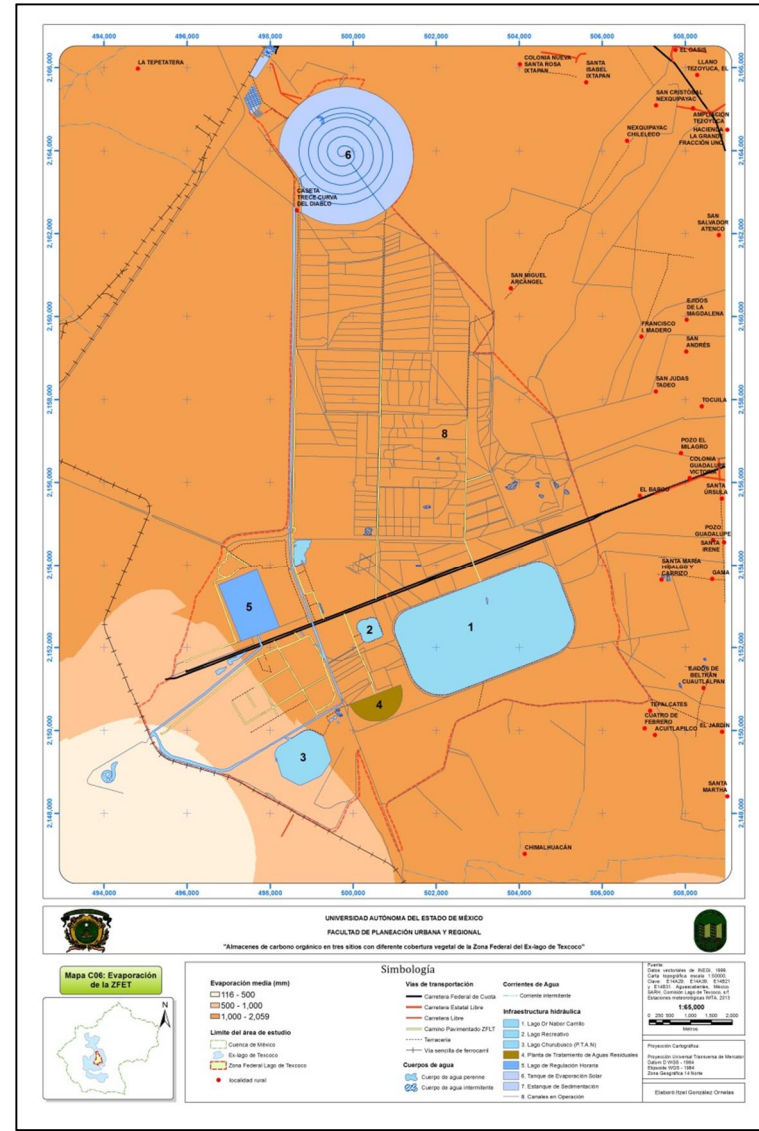
En cuanto a la precipitación, anualmente se presentan en promedio 96.87 días con lluvia, lo que es equivalente a decir, que cerca de 26.53% del año llueve en la zona. Sin embargo, los días con lluvia no se distribuyen equitativamente entre los 12 meses del año; por el contrario, se concentran principalmente entre los meses de Junio, Julio, Agosto y Septiembre al presentarse en promedio 62.7 días con lluvia (lo que equivale a 64.72% del total de días que llueven al año), coincidiendo así mismo con los meses en los que se presentan los valores más altos de precipitación de la zona; siendo Julio el mes más húmedo del año, debido a que representa el máximo valor de precipitación (113.90) y el mayor número de días con lluvia (17.5), aun cuando la evaporación sigue siendo alta (159.90 mm).

Finalmente, en lo que respecta a la variable de temperatura, es importante mencionar que las curvas tanto de temperatura media y temperatura media máxima, presentan un comportamiento similar, característico por presentar valores altos de temperatura que pueden llegar desde los 22.03°C en el mes de menor temperatura máxima (Diciembre) hasta alcanzar los 27.3°C entre los meses más cálidos correspondientes a Abril y Mayo.

Mapa C05 Precipitación de la ZFET



Mapa C06 Evaporación de la ZFET



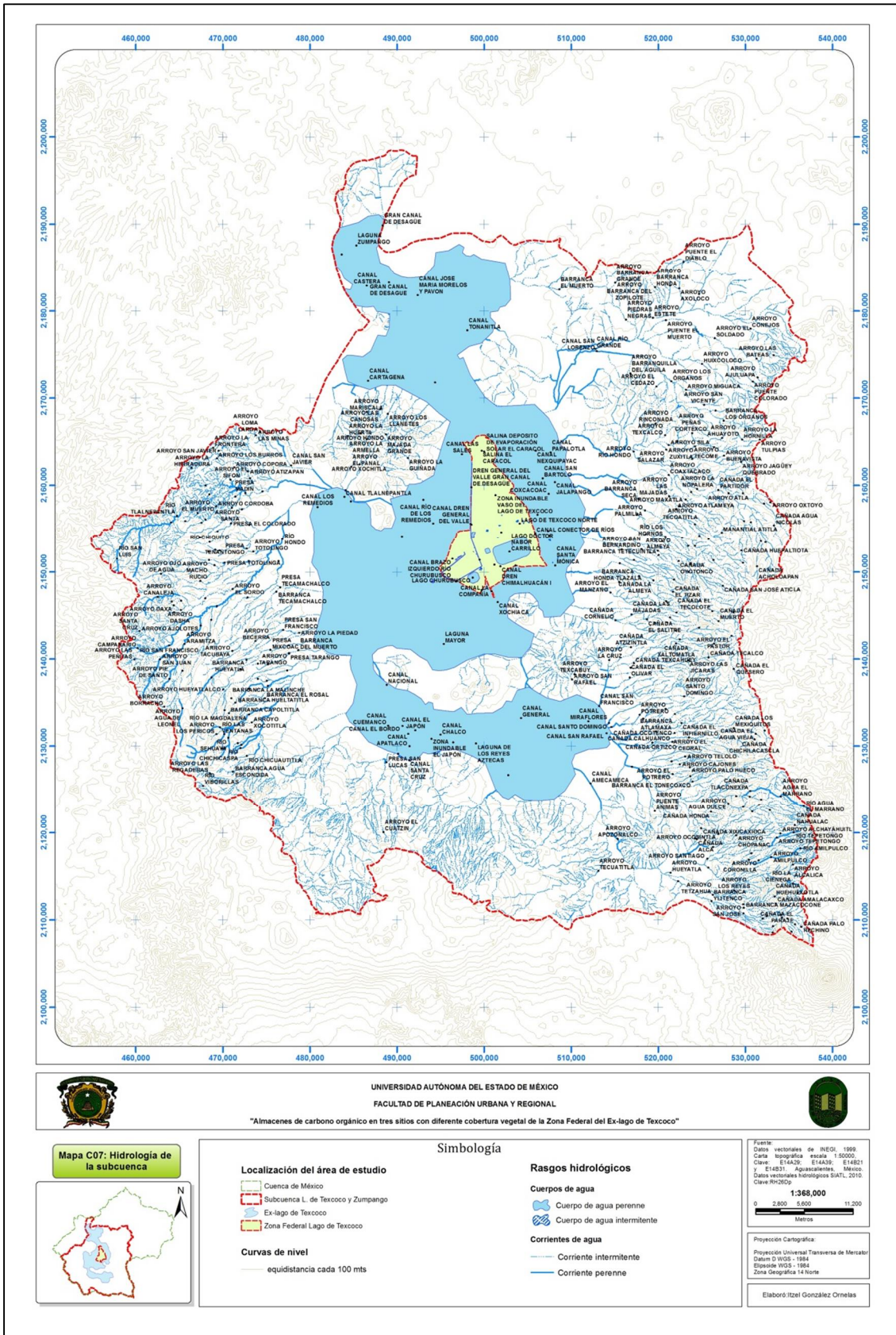
Por otra parte, los fuertes vientos de la región actuaron como una forma secundaria de transportar el material que dio origen a la condición salina y sódica de la ZFET. Santoyo Villa, Ovando-Shelley, Mooser H., & León Plata (2005:21) mencionan que el polvo que transportan las tolvaneras año tras año, consiste en vidrio pumítico muy fino meteorizado, que al depositarse en el lago central, se hidrata en un ambiente a menudo alcalino para formar una arcilla compresible, con elevado contenido de agua. Además, los vientos de la zona provocan una mayor evaporación, provocando la precipitación de las sales en las capas superficiales de los suelos.

Los vientos que afectan la zona se pueden clasificar en tres tipos: de altura, rasantes y convectivos (Macías, 1982 en Guerrero Ortiz, 2008:42). Los vientos de altura llegan del W y provienen de la Sierra del Ajusco, a una altura aproximada de 3,000 msnm. Los vientos rasantes proceden del NE, SSE, N y NW y son los causantes de la mayor parte de la erosión de la superficie del lago. Dentro de éstos, los vientos del NE son vientos polares que entran a la zona del ex lago y salen por Amecameca o Tlalnepantla, y parten rumbo al Valle de Toluca. Los vientos del SSE provienen del antiguo lago de Chalco, los vientos del N provienen de las montañas y son vientos fríos que corren de norte a sur por la noche, y los vientos del NW provienen de Pachuca. Finalmente los vientos convectivos se producen durante las horas de mayor calor provocando remolinos que arrastran grandes cantidades de polvo y plantas secas. De todos los anteriores, los vientos dominantes son los del NE y SSE, con velocidades máximas de 2.3 a 4.1 m/s. Le siguen en importancia los vientos convectivos, que son los que ocasionan las tolvaneras que han afectado la Ciudad de México (SRH, 1971; SARH, 1981(a) & Cruickshank, 1995 en Fernández Buces, 2006:64-65).

6.3.3 Hidrología superficial

Otro de los factores que se piensa pudieron intervenir en el proceso de salinización del lago de Texcoco fue la presencia de un drenaje superficial denso, que durante la formación de la cuenca del valle de México alimentó los cuerpos de agua de la planicie lacustre del valle de México con aguas que contenían cantidades significativas de sales solubles de las estructuras volcánicas circundantes (mapa C07). Tal y como lo explica Gutiérrez Castorena, Stoops G., & Ortíz Solorio (1998:11) las laderas de la cadena montañosa que rodea al ex-lago de Texcoco están formadas por rocas ígneas y tobas volcánicas, sobre las tobas existe un material localmente denominado tepetate blanco, el cual se caracteriza por presentar altos contenidos de carbonato de calcio (Gutiérrez y Ortiz, 1992); siendo muy probable que los escurrimientos superficiales que atravesaban al tepetate blanco desprendieran y transportaran al calcio en forma de catión o como bicarbonato y lo depositaran en el lago, donde adquirieron rasgos específicos de acuerdo con las condiciones ambientales.

Por otra parte, De la Peña (1985) citado en Guerrero Ortiz (2008:14) señala que la calidad del agua de riego es otro de los factores que pueden provocar la salinización de los suelos, ya que toda agua que se utilice para riego tiene cierta cantidad de sales solubles. La zona del ex lago de Texcoco es alimentada por los ríos Churubusco (el de mayor caudal del sistema e ingresa por bombeo de la planta del lago), la Compañía (aguas del dren Xochiaca, Chimalhuacán I y II y Cd. Nezahualcóyotl), el Papalotla (más caudaloso de la zona oriente), los ríos Xalpango y Coxcacaco (que requieren manejo y control), el río de los Remedios (con flujo irregular dado que sus aguas descargan en el Gran Canal de Desagüe), el río San Juan Teotihuacan (con aguas casi nulas en el estiaje pues se aprovechan en los ejidos al NE), el río Texcoco (que funciona como drenaje sanitario), y los ríos San Bernardino, Chapingo, Coatepec y Santa Mónica; todos ellos con un aporte menor que los anteriores (Fernández Buces, 2006: 68). Aunque las obras de infraestructura hidráulicas dentro de la ZFET han permitido el tratamiento parcial de las aguas que ingresan a la zona, es probable que la calidad de estas aguas estén contribuyendo a la salinización de los suelos, ya que estas son utilizadas durante la época de estiaje para inundar las áreas desprovistas de vegetación como una estrategia para el control de las tolvaneras o bien se pierden por evaporación.



Mapa C07 Hidrología de la subcuenca del lago de Texcoco

6.3.4 Estratigrafía y edafología

En general, su secuencia estratigráfica está formada por depósitos lacustres arcillosos y arcillo-arenosos, originados en un lago represado por la gran presa del Chichinautzin, formada en los últimos 600,000 años (Santoyo Villa, Ovando-Shelley, Mooser H., & León Plata, 2005:21). Los suelos del ex lago de Texcoco, son suelos jóvenes que carecen de horizontes de diagnóstico debido a que la reciente desecación del lago ha dejado expuesto un lecho lacustre de características salinas en el cual los procesos pedogenéticos han sido escasos, además de presentar discontinuidades litológicas (identificados por la presencia de sedimentos finamente estratificados, cambios de color y límites abruptos entre estratos) observables en el perfil de la zona del caracol (fotografía 6). Dicho argumento es sustentado por Gutiérrez Castorena, Stoops G., & Ortiz Solorio (1998) quienes señalan que estos rasgos indican que durante la formación del lago de Texcoco, los procesos que pudieron dar origen a los suelos fueron de tipo lacustre y después de su desecación se han hecho presentes procesos de tipo pedogenéticos.

Fotografía 6 Deposición diferenciada de sedimentos lacustres en un perfil de la zona del caracol



Fuente: Trabajo de campo (04/09/13)

Los análisis edáficos realizado por Castruita et. al. (2000) en el centro del ex lago de Texcoco revelaron que la composición mineralógica de estos suelos está conformada por esmectitas, metahalositas y kaolinitas. De acuerdo con el mismo autor, estas arcillas son heredadas del material parental y reafirman el carácter depositario de estos suelos, ya que, a excepción de las esmectitas, el ambiente

actual no corresponde al reportado para su formación. Según De Conink y Van Ranst (1992) en Castruita et. al. (2000:36), las esmectitas se forman en ambientes confinados ricos en bases y drenaje pobre, condición que se presenta en el ex lago de Texcoco. Las kaolinitas se forman en condiciones de humedad moderada y buen drenaje y la metahalosita se desarrolla por la alteración de los feldespatos en materiales. Además, Rodríguez (1999) en Castruita et. al. (2000:36) encontró que el intemperismo de las tobas volcánicas, localmente denominadas como tepetates, produce grandes cantidades de esmectitas, si el ambiente es seco, o bien kaolinitas y metahalosita, si es húmedo. Por otra parte, Fernández Buces (2006) reporta que este tipo de material se encuentra mayormente a una profundidad entre <1.0 m y hasta 20 m como una capa típicamente lacustre denominada localmente como jaboncillo. Mientras que, Gutiérrez et al. (2000) en López Ávila, Gutiérrez Castorena, Ortiz Solorio, Flores Román & Segura Castruita, (2004) reportaron la presencia de estratos endurecidos cementados naturalmente por carbonato de calcio y sílice amorfa en la ribera del ex lago de Texcoco, formando cristales de silicato de sodio.

En ese sentido, es evidente el origen salino de estos suelos; sin embargo, las estrategias implementadas desde 1970 para la recuperación de la ZFET han permitido disminuir la concentración de las sales y con ello forestar parcialmente esta zona. No obstante, el microrelieve, el drenaje interno, la cercanía al manto freático y las zonas de confinamiento de las sales han hecho más difícil la recuperación de la porción del Caracol, dejando los suelos de esta área expuestos a procesos más agresivos de erosión, evaporación y pérdida de humedad. Fernández Buces (2006) reporta que la deshidratación del jaboncillo produce grietas que pueden tener hasta 5 cm de ancho, por las que se desliza material de estratos superiores. Sin embargo, se puede decir que dicha condición se ha agravado en la zona del caracol, ya que durante el trabajo de campo se pudieron observar algunas grietas cercanas a los 20 cm de ancho y 50 cm de profundidad (fotografía 7 y 8).

López Ávila, Gutiérrez Castorena, Ortiz Solorio, Flores Román & Segura Castruita (2004) explica que este comportamiento de las arcillas es derivado del arreglo de sus agregados (materiales amorfos silíceos en forma de esferas opalinas) los cuales tienen una gran capacidad para retener agua (en promedio de 314% a 246%) y una alta superficie específica ($475 \text{ m}^2/\text{cm}^{-1}$; Del Valle, 1983). Sin embargo, al ser secadas y rehidratadas las arcillas, su capacidad de retención de humedad disminuye significativamente (en promedio 53%) por colapsamiento de partículas, la cual es derivada de la dispersión que provoca la alta concentración de sales en estos suelos (Gutiérrez Castorena, Stoops G., & Ortiz Solorio, 1998) (fotografía 9 y 10).

Fotografía 7 y 8 Dimensiones de algunas grietas encontradas en la zona del Caracol



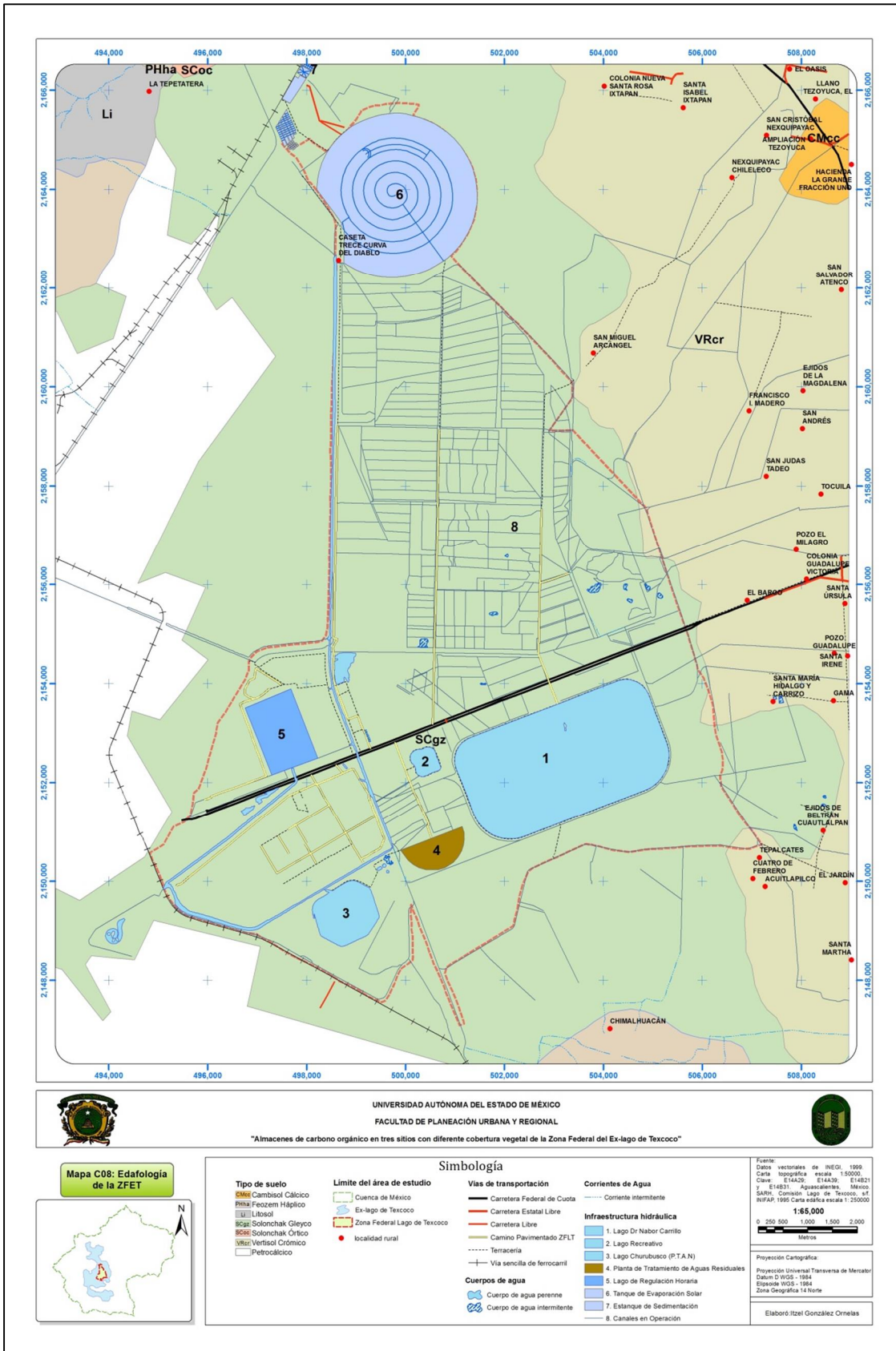
Fuente: Trabajo de campo (04/10/13)

Fotografía 9 y 10 Formación de grietas en los suelos de la zona del Caracol por procesos de deshidratación y rehidratación de las arcillas



Fuente: Trabajo de campo (04/09/14)

Los suelos del ex-lago son considerados como Solonchacks gléycos, según la clasificación de la FAO (mapa C08), aunque también se les conoce como suelos salino-sódicos, álcali negro o jaboncillo y la composición media de las sales indica que un 94% son sales de sodio (González, s/f: 33) principalmente NaCl y Na₂CO₃.



Mapa C08 Edafología de la ZFET

Los Solonchaks son suelos que tienen alta concentración de sales solubles en algún momento del año, además están ampliamente confinados a zonas climáticas áridas y semiáridas y regiones costeras en todos los climas (IUSS, 2007:91). Sin embargo, existen casos especiales en que son otros factores los que inciden en la salinización de los suelos. En el caso de la ZFET, las principales características que provocaron el confinamiento y distribución de las sales en los suelos del área de estudio fueron: las propiedades fisicoquímicas del material lacustre, el nivel freático y composición salina de las aguas, el drenaje interno y el elevado índice de evaporación.

6.3.5 Características generales de los suelos de la ZFET

El estudio agrológico de la SRH (1976) reconoce dos zonas dentro de la actual ZFET, correspondientes a la zona con vegetación de pastizal y la zona sin vegetación. Los suelos en la primera son profundos, con topografía casi plana, se reportan texturas medias y gruesas a lo largo del perfil con frecuentes intercalaciones de estratos de arena, grava y ceniza volcánica (fotografía 11 y 12). La variación en el contenido de sales solubles y sodio en los primeros 30 cm es muy alta, de 0 a 200 dS/m⁻¹ y de 0 a 90% de sodio intercambiable. El jaboncillo se encuentra por debajo de los 30 cm de la superficie y el manto freático a más de 2m, sin embargo algunas zonas permanecen inundadas buena parte del año ya que el drenaje superficial e interno es deficiente. Son suelos con un epipedón mólico originado por la alta densidad del pasto salado *Distichlis spicata* (L) Greene (Fernández Buces, 2006:70).

Fotografía 11 y 12 Perfil de suelo y paisaje de la zona reforestada



Fuente: Trabajo de campo (02/10/13)

En las zonas sin vegetación correspondientes a las partes más bajas y frecuentemente inundadas, se encuentran suelos descubiertos o en algunos casos con manchones poco densos de a) *D. spicata*, *Suaeda nigra* (Raf.) Macbride y b) *Sesuvium portulacastrum* (L) (fotografía 13 y 14). Estos suelos son muy profundos, de topografía comúnmente plana aunque se han encontrado de manera dispersa montículos de hasta 2 m de altura en algunos sitios, así como pequeñas depresiones. El jaboncillo se localiza muy próximo a la superficie por lo que las texturas son predominantemente limoso-arcillosas, con estratos de arena intercalados en los horizontes y depósitos ocasionales de arena en la superficie acarreados por el viento (SRH, 1976).

Fotografía 13 y 14 Vegetación dispersa en la zona del Caracol

a) *D. spicata*, *Suaeda nigra* (Raf.)



b) *Sesuvium portulacastrum* (L)



Fuente: Trabajo de campo (04/10/13)

El color de los horizontes varía de café, amarillo, rojo, gris, verde y negro, presentando manchas y motas como resultado de características de oxidación/reducción y un manto freático a poca profundidad (fotografía 15 y 16). Estos suelos presentan generalmente salinidad de 100-200 dS/m⁻¹ y un porcentaje de sodio intercambiable de 70 a 90%, con drenaje superficial e interno muy deficiente (Fernández Buces, 2006:71).

Fotografía 15 y 16 Perfil del suelo y paisaje en la zona del Caracol



Fuente: Trabajo de campo (04/10/13)

6.3.6 Vegetación

La acumulación excesiva de sales en los suelos afecta el crecimiento de las plantas restringiendo la diversidad vegetativa a especies que han desarrollado estrategias de colonización y tolerancia a cierto grado de salinidad y sodicidad en los suelos, las cuales se clasifican como especies halófitas y glicófitas. En el ex-lago pueden distinguirse varias comunidades vegetales: pirul (*Schinus molle*), lentejilla (*Lemna giba*), pasto salado (*Distichlis spicata*), romerito (*Suaeda nigra*) y eucalipto (*Eucaliptus spp.*) (Rzedowski y Huerta, 1985 en González, s/f: 34).

6.4 Factores antrópicos que favorecieron la salinización del lago de Texcoco

La modificación antrópica más importante ocurrida sobre la planicie lacustre, fue sin duda la fundación de Tenochtitlán en 1325 (Gutiérrez de MacGregor, González Sánchez, & Zamorano Orozco, 2007:42). Desde entonces, el lago fue objeto de diversas obras tendientes a proteger de la inundación la ciudad de Tenochtitlán y de separar sus aguas dulces (lagos de Xochimilco y Chalco), de sus aguas salobres (Texcoco, Zumpango y Xaltocan) siendo las primeras grandes obras hidráulicas: el albarradón de Nezahualcóyotl y el dique de Ahuizótl, los cuales cambiaron drásticamente el régimen hidrológico de la cuenca. Sin embargo a la llegada de los españoles estas y otras obras hidráulicas fueron destruidas.

Durante la época de la Colonia la población asentada en la ciudad de México creció y con ello los problemas derivados de las inundaciones se volvieron más

apremiantes. En ese sentido, en 1609 Enrico Martínez propuso la construcción de un túnel de 7 kilómetros de largo a 50 metros de profundidad para el control de las inundaciones provocadas por el crecimiento del río de Cuautitlán, conocido como el "Cajón de Nochistongo". Sin embargo, la gran inundación del 21 de Septiembre de 1629 puso sobre la mesa de discusión el viejo proyecto del rey de España de trasladar la metrópoli de la Nueva España a un lugar más alto (Puebla), sin que tuviera eco por los grandes intereses económicos ya asentados en el comercio y las tierras del valle (Iracheta Cenecorta, 2000).

Para la época de la Independencia, la ciudad de México aún no contaba con obras adecuadas que pudieran alejar las aguas pluviales y de desecho de las zonas urbanas. Hasta entonces, el desagüe de la ciudad se efectuaba a través de imperfectas atarjeas y conductos desaguadores que componían el sistema de caños de cajas con pendientes mal calculadas, con capacidad insuficiente y que eran muy difíciles y costosas de mantener sin azolverse. Este sistema conducía las aguas por el canal de la Merced hacia el lago de Texcoco, donde no tenían otra salida sino la evaporación natural (Valenzuela Franco, 2012:37). Estas obras se continuaron en 1894 y 1954 con el túnel de Tequisquiac (Ortiz Olguín, 1999: 48). Finalmente con las obras del Drenaje Profundo de la Ciudad de México (1967-1975) se eliminó totalmente el agua en la zona del lago, quedando al descubierto una extensa superficie con suelos que eventualmente fueron concentrando sales, hasta adquirir en la década de los 70's las condiciones de extrema afectación por sales y sodio, que persisten en la actualidad (Fernández Buces, 2006:62).

La desecación sufrida por el lago de Texcoco dejó al descubierto sedimentos fuertemente salinos y sódicos, los cuales constituyen un obstáculo para el establecimiento vegetal. Puesto que la superficie se encontraba expuesta a la erosión eólica, se creó la Comisión del Lago de Texcoco con el fin de efectuar trabajos de mejoramiento de la zona, dando énfasis al drenaje de los suelos para abatir los mantos freáticos, efectuar lavados del suelo y llevar a cabo labores de pastización y forestación. De este modo, en la actualidad la mayor parte del lecho del ex-lago de Texcoco se encuentra libre de agua la mayor parte del año, y sólo algunos sitios muy localizados se inundan durante la época de lluvias, o permanecen inundados todo el año (Ortiz Olguín, 1999:49). En ese sentido, se puede decir que las problemáticas derivada de la desecación del lago de Texcoco obligaron a las instituciones públicas a actuar para la recuperación de la zona; siendo así, la implementación de diversas estrategias durante poco más de 40 años lograron una mejora en la calidad de los suelos reflejado en sus propiedades físicas y químicas, las cuales son características imperantes en la presente investigación para explicar el comportamiento del carbono orgánico de dichos suelos.

7. RESULTADOS

7.1 Descripción ambiental y morfológica de los perfiles de suelo de tres sitios con diferente densidad vegetal en la ZFET

En el apartado de anexos de este trabajo, se presenta a manera de cuadro los resultados de la descripción ambiental y morfológica de tres perfiles correspondientes a los tres sitios de muestreo que se seleccionaron para caracterizar las principales propiedades edáficas de las áreas con diferente cobertura vegetal de la Zona Federal del ex-lago de Texcoco (ZFET). Dichas descripciones se hicieron con base en los criterios establecidos en *la guía para la descripción de perfiles de suelo de la FAO*.

Del análisis de dicha información se desprende que en la ZFET la gran actividad volcánica de la zona, aunada a una serie de procesos exógenos, provocó durante periodos geológicos prolongados la deposición de sedimentos de diferente composición, en donde los estratos discontinuos y el tamaño de los sedimentos indican que muchos de los procesos de cambio dentro de la cuenca pudieron ser violentos y sucesivos, dando lugar a la formación de suelos poligenéticos, en la actualidad poco desarrollados debido a la reciente desecación del lago.

En ese sentido, se puede decir que los suelos de la ZFET son relativamente jóvenes, de origen lacustre y en los que el material parental, conocido localmente como jaboncillo, de textura arcillosa y arcillo-limosa y características tixotrópicas, al parecer constituye la principal fuente de sales de estos suelos, en donde el jaboncillo a baja profundidad presenta una mayor concentración de sales (zona desnuda), que las que presentaron el jaboncillo a mayor profundidad (zona de pastizal y reforestada). Aunado a esto, el trabajo realizado por Fernández Buces (2006) en la zona de Texcoco señala que el jaboncillo tiene una alta concentración de arcilla de tipo esmectita, las cuales se expanden bajo condiciones de hidratación, conformando superficies prácticamente impermeables, y se contraen bajo condiciones de baja hidratación formando grietas que frecuentemente son rellenadas por material de horizontes sobreyacentes, haciendo más heterogénea la distribución de texturas a lo largo del perfil.

7.1.1 Análisis del perfil de suelo en la zona reforestada (ZR)

En lo que respecta a la zona reforestada con bosque de Tamarix y pastos (ZR) se observó un perfil moderadamente profundo, de drenaje moderado y color café grisáceo a grisáceo oscuro. De estructura migajosa a prismática con presencia de raíces en los primeros centímetros del perfil y una cobertura vegetal densa en la

superficie, sin presencia de afloramientos rocosos ni evidencia de erosión significativa.

En el perfil se identificaron cuatro horizontes, con un régimen de humedad parcialmente húmeda hasta los 15 cm; a %capacidad de campo+de los 15 a los 30 cm y totalmente húmeda por debajo de esta profundidad; el cual se asocia al periodo de lluvias de los meses anteriores al muestreo y a la cercanía del manto freático, hallado a los 80 cm de la superficie. Aunado a esto, las clases texturales, el tipo de estructuras formadas y el porcentaje poroso de los horizontes, indican que las condiciones más adecuadas para el lavado de las sales superficiales y el desarrollo vegetativo de especies halófitas y glicófitas se encuentra en los primeros 30 cm de profundidad, ya que de acuerdo con la información obtenida de la ficha descriptiva de este perfil, por debajo de esta profundidad la presencia de raíces se vuelve más escaso, el drenaje más lento, el espacio poroso más reducido y el tamaño de las partículas más pequeñas, características que se asocian principalmente a problemas por asfixia radicular, derivados de una alta concentración de sales. Esta aseveración es sustentada por Juárez Sanz M., Sánchez Andreu J., & Sánchez Sánchez A. (2006) quienes sostienen que la asfixia radicular de las plantas es resultado de un fenómeno conocido como anaerobiosis, el cual consiste en un proceso de saturación del suelo, derivado de la dispersión de los coloides y la degradación del suelo por la presencia de sodio intercambiable (PSI) en concentraciones mayores del 15% y pH por encima de 8.5 explicables con la teoría de la doble capa difusa. De acuerdo con dichos autores al no ser posible la formación de agregados en el suelo, el espacio poroso se reduce y la vulnerabilidad a la compactación se hace más latente; al compactarse el suelo, el volumen, tamaño y porcentaje de los poros puede llegar a ser tan bajo que en condiciones de saturación el espacio disponible de los microporos del suelo solo puede ser ocupado por H₂O, la cual es retenida por mayor tiempo en el suelo por efecto de capilaridad y una lenta permeabilidad; provocando que en el suelo no exista espacio disponible para el O₂ el cual es necesario para el intercambio gaseoso que permite la respiración entre el suelo y las raíces de las plantas (proceso de aeración) provocando con ello la llamada asfixia radicular.

Asimismo, es probable que por debajo de los 30 cm de profundidad, los sedimentos encontrados correspondan al material parental de los suelos (jaboncillo) debido a que las características químicas y físicas que presentan son similares a las que refiere Fernández Buces (2006) sobre este material, siendo las más relevantes, una textura limosa, la presencia de motas amarillentas dispersas que refieren a procesos de óxido-reducción derivados de una fluctuación entre periodos de humedad y sequías intensas, en un perfil que por su naturaleza gléyca se distingue por una coloración grisácea; además de mantener una buena

estructura en los pedos, lo cual indica que la presencia del catión sodio no parece ser predominante en estos suelos, a diferencia de los carbonatos. Cabe señalar que no se presentan grietas en estos horizontes debido a que la cercanía con el manto freático mantiene hidratadas las partículas del suelo, mientras que la vegetación superficial ayuda a regular la temperatura y retener la humedad del suelo, reduciendo la precipitación de las sales en la superficie.

Aun cuando las estrategias de manejo implementadas han promovido una recuperación parcial de la zona a través de la forestación con especies resistentes a la salinidad y el lavado superficial de las sales; los resultados porcentuales de materia orgánica obtenidos de laboratorio indican que en promedio y de acuerdo a los valores de referencia que marca la NOM-021-2000 de SEMARNAT; el contenido de materia orgánica del perfil es bajo (3.09% M.O.) con una mayor concentración en los primeros 10 cm de profundidad.

7.1.2 Análisis del perfil de suelo en la zona de pastizal (ZP)

Lo que destaca en la zona de pastizal reforestado con pasto salado (ZP), es el desarrollo de una vegetación secundaria densa, interrumpida por una serie de manchones dispersos totalmente desprovistos de vegetación, en los que al parecer existe una mayor acumulación de sales que en las zonas vegetadas, probablemente derivado de un drenaje subterráneo deficiente aunado a zonas de confinamiento en donde las concentraciones de las sales son mayores y los procesos de erosión más evidentes. Esta deducción se hace tomando en cuenta los argumentos dados por Santoyo V., Ovando S., Mooser H. & León P. (2005) quienes sostienen que durante la formación y desecación del lago de Texcoco, la traslocación de diferentes minerales en estratos de diferente espesor, provocaron el confinamiento y concentración de las sales de los suelos a diferentes profundidades.

En general, el perfil presenta cierta consistencia en las características de los horizontes; siendo moderadamente profundo, escasamente drenado, de color café grisáceo oscuro a gris verdusco oscuro, producto de un desarrollo de ambiente gléyco. La estructura del perfil fue de granular a prismática y los agregados presentaron una estabilidad mayor por debajo de los primeros 10 cm de profundidad, caracterizados por una textura arcillosa. Todo el perfil fue friable y poroso, con una abundante presencia de raíces hasta los primeros 30 cm de profundidad. Por otra parte, los resultados de laboratorio indican que en promedio, el porcentaje de materia orgánica del perfil fue muy bajo (2.17% M.O.), con una concentración mayor entre los 30 y 70 cm de profundidad, probablemente como resultado de la traslocación de complejos órgano-minerales de los horizontes superiores. Esta deducción se hace considerando que dentro del perfil predominan

las arcillas y que de acuerdo con L. Bohn, L. McNeal & A. O'Connor (1993) las arcillas montmorillonitas (presentes en estos suelos) tienen capacidad de adsorción particularmente alta para las moléculas orgánicas y son notablemente efectivas para proteger a los constituyentes nitrogenados contra el ataque de los microorganismos.

7.1.3 Análisis del perfil de suelo en la zona desnuda (ZD)

En lo que respecta a la zona desnuda (ZD) lo más sobresaliente del perfil fue sin duda, la gran heterogeneidad y discontinuidad de los sedimentos, producto posiblemente de la deposición simultánea y alternada de materiales de diferente composición y origen que fueron y han sido expuestos a continuos procesos de cambio tales como los procesos de oxidación y reducción, visiblemente notorios por la presencia de motas y manchones de colores rojizos, ócricos y amarillento en los horizontes; aunado a una condición hipersalina, en donde el jaboncillo, constituido por una alta concentración de sales, aflora prácticamente en la superficie en forma de costras salinas dispersas.

En general, el perfil fue profundo (140cm de profundidad), aun cuando son horizontes someros (hasta 10cm de espesor), con un drenaje deficiente y con una fuerte capacidad de retención de humedad, las cuales se encuentran íntimamente relacionadas a la abundante presencia de microporos en prácticamente todo el perfil, así como a una textura predominantemente arcillo-limosa que al retener el agua con más fuerza, provoca el encharcamiento y falta de aeración del suelo. La estructura es principalmente débil, derivado de una condición salina, sódica y alcalina grave, que además de aumentar la susceptibilidad de estos suelos a la erosión, ha inhibido el desarrollo vegetativo de la zona; siendo la evidencia más clara, la nula presencia de raíces en el perfil.

No obstante, el manejo de la zona a través del lavado de los suelos y la aplicación de mejoradores químicos han permitido el desarrollo ralo de especies halófitas con una fuerte resistencia a dichas condiciones. Por otra parte, el color gris verdusco de los horizontes, es indicativo de un ambiente gley interrumpido por procesos alternos de óxido-reducción, debido a la fluctuación del nivel freático calculada entre los 100 y 220 cm de profundidad. Mientras que las motas dispersas de color negro dentro del perfil pueden corresponder a la presencia de manganeso y/o de materia orgánica, una aseveración inferida por la naturaleza volcánica del material parental y por el efecto que provoca la presencia de sodio en el suelo, ya que de acuerdo con (Richards, 1990 en Guerrero Ortiz, 2008: 16) cuando la sodicidad del suelo es alta, la materia orgánica dispersa puede acumularse en la superficie del suelo como especie de manchones aceitosos oscuros, en cuyo caso se le puede reconocer en el campo, por esta característica.

El porcentaje promedio de materia orgánica calculado es muy bajo (2.27%) con los valores más altos de concentración entre los 70-140 cm de profundidad, probablemente por la traslocación de arcillas, las cuales tienen una mayor capacidad de retención de elementos, de acuerdo con Lozano-García (1989).

7.1.4 Conclusión de los perfiles

De lo anterior se puede concluir que, aunque no se encontraron evidencias de cementación en ninguno de los horizontes de los tres perfiles descritos (debido a que el muestreo se realizó durante la época de lluvias), es claro que existe una concentración de sales lo suficientemente significativa como para inhibir el desarrollo de las comunidades vegetativas, debido a los efectos intrínsecos que provocan las sales en la eficiencia fotosintética de las plantas, así como en las propiedades de los suelos. Características que resultan más evidentes en el sitio de muestreo de la zona desnuda (ZD) en donde la salinidad y sodicidad han inhibido la productividad y capacidad de descomposición de la materia orgánica de los suelos, haciendo que el potencial de captura de carbono de estos sea poco prometedor. Mientras que en los otros dos sitios la presencia de vegetación, aunada a horizontes superficiales con estructuras de tipo migajosa, angular y subangular, texturas de tipo franco-arenosa y con abundantes macroporos indican condiciones más favorables para el desarrollo de la vegetación y por ende de la materia orgánica depositada en los suelos, la cual se ve reflejada en un mayor porcentaje de carbono orgánico secuestrado que en los horizontes subyacentes.

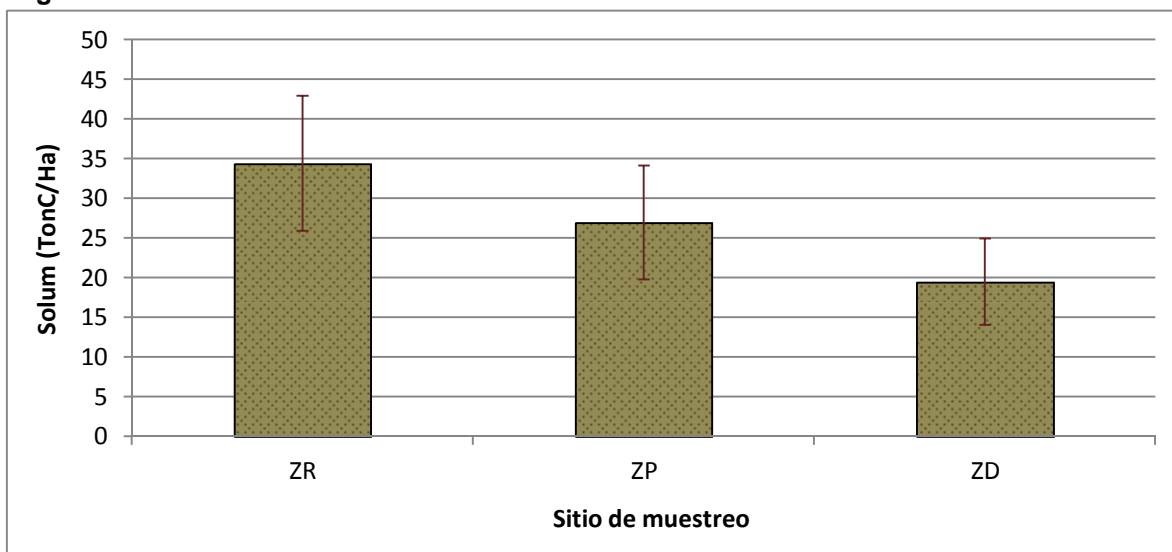
7.2 Almacenes de carbono orgánico en la biomasa y el solum de tres sitios con diferente cobertura vegetal en la ZFET

El cálculo de los almacenes de carbono se realizó considerando tres sitios de muestreo diferenciados por su densidad vegetativa, en los cuales se tomaron muestras de herbáceas dentro de un metro cuadrado y muestras de suelo a 20 cm de profundidad. El almacén de carbono orgánico total se obtuvo de la suma de estos componentes.

7.2.1 Almacenes de carbono en el solum de los sitios de muestreo

De acuerdo con el valor promedio de cada sitio de muestreo, se pudo observar que el contenido de carbono orgánico secuestrado en los primeros 20 cm de profundidad del suelo fue mayor en la zona reforestada (ZR); mientras que la zona de pastizal (ZP) presenta un valor intermedio y la zona desnuda (ZD) contuvo la menor cantidad de carbono secuestrado de los tres sitios (gráfica 7.2.1). Si consideramos que en los ecosistemas terrestres, la vía más importante del flujo del carbono atmosférico a la vegetación y al suelo es por medio de la fotosíntesis y la descomposición de la materia orgánica; la cual es más activa cercana a la superficie del suelo (Ordóñez Díaz: 2008); entonces resulta evidente que la zona reforestada sea la que tenga una mayor capacidad de captura de carbono, ya que es en éste sitio donde se observa una mayor densidad y diversidad de vegetación así como una capa orgánica superficial de mayor espesor; lo que se puede traducir en un ambiente más estable, promotor de la fijación de carbono; ya sea en forma de biomasa (dependiente de la eficiencia fotosintética de las especies) o como componentes derivados de la descomposición de la materia orgánica (la cual depende de la diversidad y capacidad de los microorganismos para descomponer y/o mineralizar la materia orgánica). Mientras que la zona desnuda representa el sitio con menor capacidad de retención de carbono, debido a la presencia de una capa orgánica superficial somera y poco productiva. En ese sentido; dicho patrón de comportamiento confirma la relación típica esperada entre el carbono orgánico capturado y la densidad vegetativa de la zona; esto quiere decir, una relación positiva y directamente proporcional entre ambas variables; derivado desde luego, de las características físicas y químicas intrínsecas del suelo.

Gráfica 7.2.1. Almacenes de carbono en el solum de tres sitios con diferente densidad vegetal



** Los límites verticales representan la desviación estándar del almacén*

Fuente: Elaboración propia con base a cálculos estadísticos

Aunado a esto, los resultados de las medidas de dispersión de cada zona, indican que existe una mayor variabilidad entre los datos de la zona desnuda lo que significa que este sitio mantiene una alta heterogeneidad; en contraste con la zona reforestada, en donde los datos de almacenes de carbono demuestran que esta es la zona más homogénea y por tanto más estable dentro de la ZFET (tabla 7.2.1). No obstante, al considerar el valor relativo de los datos de coeficiente de variación de cada sitio se pudo notar que pese al ejercicio comparativo entre los valores de los sitios; en general existe una fuerte dispersión entre los datos con respecto a la media aritmética de cada zona, lo que representa una alta heterogeneidad en la ZFET; derivada principalmente de la reciente desecación del lago, así como de las incipientes acciones ecológicas y ambientales para el mejoramiento de la calidad de los suelos.

Tabla 7.2.1. Almacenes de carbono en el solum de tres sitios con diferente densidad vegetal de la ZFET

	ZR	ZP	ZD
	TonC/Ha (20 cm de profundidad)		
Perfil:	43.02	31.07	20.82
	50.05	24.72	21.73
	41.09	27.93	20.70
Y1:	37.52	17.16	18.55
	25.65	34.69	27.69
	32.38	25.44	24.00
Y2:	39.04	37.06	18.63
	26.67	38.03	21.06
	32.98	32.71	18.61
Y3:	21.68	19.88	4.83
	25.09	15.00	16.25
	37.56	19.90	20.51
Y4:	*	30.16	*
	*	21.52	*
	*	28.96	*
X	34.39	26.95	19.45
	8.51	7.20	5.45
	24.7%	26.7%	28.0%

* *sin dato* \bar{X} *media aritmética;* σ *desviación estándar;**V coeficiente de variación*

Fuente: Elaboración propia con base a resultados de laboratorio y análisis estadísticos

El valor promedio de carbono orgánico capturado en el solum de la ZFET fue de 26.93 TonC/Ha con un coeficiente de variación de 5.69%. Este contenido es menor al reportado por IPCC (2003b) quien sostiene que en suelos volcánicos de regiones templadas los valores oscilan entre 70 y 130 TonC/Ha⁻¹ dentro de los primeros 30 cm de profundidad; mientras que la FAO-UNESCO (1974) en Pérez

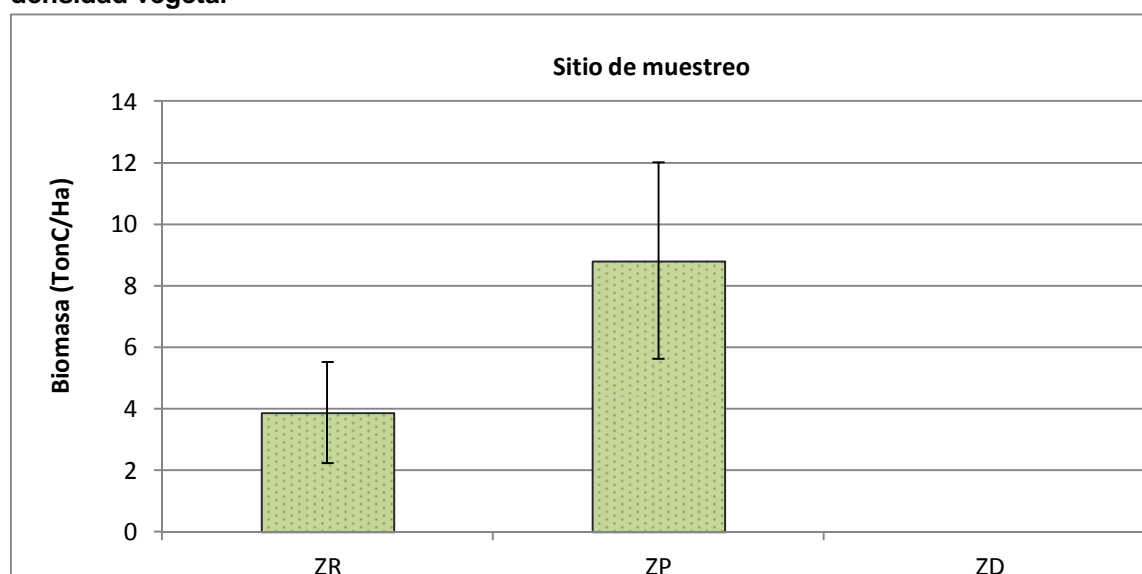
Ramírez (2009), sostiene que los andosoles contienen $11.4 \text{ TonC/Ha}^{-1}$ a la misma profundidad; lo que en este caso rebasaría el contenido esperado.

7.2.2 Almacenes de carbono orgánico en la biomasa de los sitios de muestreo

Dentro de la ZFET la dominancia de plantas poco desarrolladas y de presencia rala, como los pastos salados y especies de tipo arbustivas; indican que en general, el potencial de captura de carbono en el compartimento de la biomasa es bajo, debido a la eficiencia fotosintética de las especies para capturar y transformar el carbono en formas orgánicas, así como su capacidad para adaptarse a ambientes salino/sódicos.

En ese sentido y con base en los resultados obtenidos del muestreo realizado, se pudo observar una relación directa y positiva entre el contenido de carbono orgánico capturado y la densidad de biomasa de cada sitio de muestreo (gráfica 7.2.2) en donde la zona de pastizal registró el máximo valor promedio alcanzado (8.81 TonC/Ha) debido a que en este sitio se cosechó la mayor cantidad de biomasa por área, mientras que en la zona reforestada la cantidad de carbono orgánico secuestrado fue de 3.87 TonC/Ha , lo cual representa poco menos de la mitad del carbono capturado en la zona de pastizal y finalmente en la zona desnuda no se obtuvieron datos del almacén, debido a la ausencia de una cobertura vegetal.

Gráfica 7.2.2. Almacenes de carbono orgánico en la biomasa de tres sitios con diferente densidad vegetal



* Los límites verticales representan la desviación estándar del almacén

Fuente: Elaboración propia con base a cálculos estadísticos

Asimismo, los valores obtenidos de la desviación estándar y el coeficiente de variación de este grupo de datos indican que existe una alta dispersión entre los resultados obtenidos de cada sitio analizado (tabla 7.2.2), lo que representa al igual que en los datos de captura de carbono en el solum, una alta heterogeneidad.

Tabla 7.2.2. Almacenes de carbono en la biomasa de tres sitios con diferente densidad vegetal de la ZFET

	ZR	ZP	ZD
TonC/Ha (Biomasa en herbáceas)			
Y1:	2.74	3.87	*
	5.39	7.68	*
	6.25	12.62	*
Y2:	2.36	11.94	*
	4.39	9.02	*
	3.78	7.75	*
Y3:	1.74	*	*
	5.71	*	*
	2.45	*	*
X	3.87	8.81	*
	1.65	3.20	*
	42.7%	36.3%	*

* *sin dato*

\bar{X} *media aritmética;*

σ *desviación estándar;*

V *coeficiente de variación*

Fuente: Elaboración propia con base a resultados de laboratorio y análisis estadísticos

7.2.3 Carbono orgánico total secuestrado por sitio de muestreo y su participación porcentual con respecto al total

El contenido total de carbono orgánico acumulado en los componentes de los almacenes indica que de los tres sitios de muestreo, la zona reforestada (ZR) es el área con mayor potencial de captura de carbono (tabla 7.2.3), principalmente en la fracción mineral del suelo donde se concentra el mayor porcentaje de carbono orgánico de este sitio (90%). Por otra parte, en la zona de pastizal (ZP) el carbono total acumulado presentó un valor cercano al total acumulado de la zona

reforestada (ZR) gracias a una concentración mayor de carbono en el almacén de la biomasa, el cual fue de 25% en comparación con la zona reforestado que fue de solo 10% en el mismo compartimento. Mientras que en la zona desnuda (ZD) se presentó la menor acumulación de carbono en ambos almacenes, concentrando en 100% del contenido de carbono secuestrado en la fracción mineral del suelo. En conclusión, el compartimento con mayor capacidad para capturar carbono es el solum.

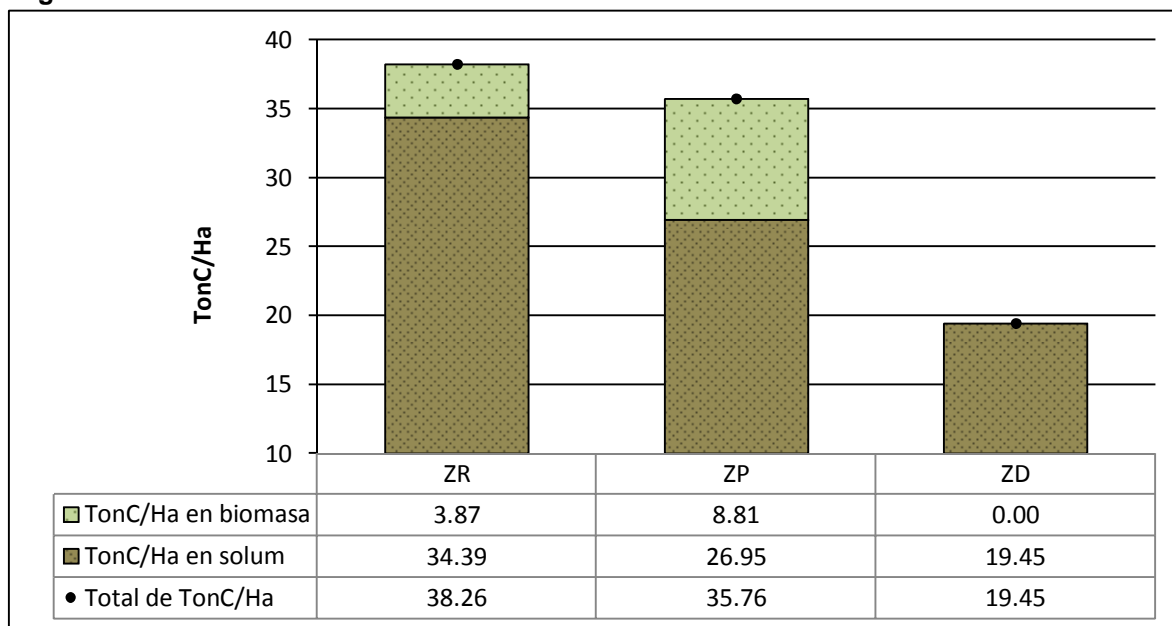
Tabla 7.2.3. Distribución porcentual de los almacenes de carbono en tres sitios con diferente cobertura vegetal dentro de la ZFET

Sitio de muestreo	Biomasa (herbáceas)	Suelo (solum)	C orgánico Total
(TonC/Ha)			
ZR	3.87 (0.10)	34.39 (0.90)	38.26
ZP	8.81 (0.25)	26.95 (0.75)	35.76
ZD	* *	19.45 (1.00)	19.45

* *sin dato*

Fuente: Elaboración propia con base a cálculos estadísticos

Considerando estos resultados, se puede decir que el patrón de comportamiento para la acumulación de C en los compartimentos de la biomasa y suelo del área de estudio se encuentra relacionado de manera significativa con la presencia y concentración de sales en los suelos, debido a los efectos que provoca en sus propiedades físicas y químicas.

Gráfica 7.2.3. Carbono orgánico total secuestrado en tres sitios con diferente densidad vegetal de la ZFET

Fuente: Elaboración propia con base a cálculos estadísticos

En ese sentido; la concentración de C en el almacén de la fracción mineral del suelo se vincula con el espesor de la capa orgánica superficial; mientras que la concentración de C en el almacén de la biomasa depende de la densidad de las comunidades vegetales de cada sitio (gráfica 7.2.3), lo que explica porque la zona reforestada (ZR) tiene el mayor potencial de captura de carbono en el compartimento del solum y la zona de pastizal (ZR) en la biomasa; mientras que la zona desnuda (ZD) representa el valor más bajo en ambos almacenes debido a la concentración más alta de sales de los sitios muestreados.

7.2.4 Potencial de la ZFET para la captura de carbono orgánico de acuerdo al área de influencia y los almacenes de carbono de los sitios de muestreo

El potencial de captura de carbono orgánico de la ZFET se calculó como el producto de la adición de los almacenes totales de carbono de cada sitio, multiplicado por su área de influencia (tabla 7.2.4). Los resultados obtenidos indicaron que dentro de los límites de la ZFET el valor total de captura de carbono fue de 257,666.98 toneladas en un área de aproximada de 10,694.20 hectáreas; de los cuales 65% correspondieron a la zona reforestada (ZR), 29% al área del pastizal (ZP) y solo 6% a la zona desnuda (ZD).

Tabla 7.2.4. Participación porcentual de los almacenes de carbono de tres sitios con diferente densidad vegetal de la ZFET

	ZR	ZP	ZD	SinVeg	Total
Almacenes (TonC/Ha)	38.26	35.76	19.45	*	
Área total (Ha)	4349.46 (0.41)	2088.79 (0.20)	851.24 (0.08)	3404.71 (0.32)	10694.20
Toneladas de C capturado	166415.28 (0.65)	74696.04 (0.29)	16555.66 (0.06)	* *	257666.98

* *sin dato*

Fuente: Elaboración propia con base a cálculos estadísticos

Cabe destacar; que pese a los trabajos constantes de reforestación y lavado de sales realizados en la ZFET durante más de 40 años para la recuperación de los suelos, todavía existe una porción significativa que se encuentra desprovista de vegetación (40%) la cual es indicio de una mayor concentración de sales y por ende una menor capacidad para la captura de carbono en estas zonas. De manera que, la aplicación de estrategias para la desalinización de estos suelos seguirá siendo imperante para garantizar una mejor calidad edáfica que permitirá la colonización de comunidades florísticas y faunísticas, promotoras de una mayor fijación del carbono atmosférico, prioritaria en las políticas ambientales por los servicios ambientales que ofrece.

7.3 Propiedades químicas y físicas de tres sitios con diferente densidad vegetal en la ZFET

Como parte de los objetivos específicos de este estudio, se planteó la necesidad de determinar las propiedades físicas y químicas de las muestras por sitio con la finalidad de generar un diagnóstico sobre la condición salina y/o sódica de los suelos y con base a esto, explicar su correlación con los resultados obtenidos de los almacenes de carbono. En ese sentido, las propiedades químicas contempladas fueron: la proporción de materia orgánica en las muestras, su conductividad eléctrica, el porcentaje de sodio intercambiable, el pH, así como los aniones y cationes solubles presentes. Las propiedades físicas fueron la clase textural, el porcentaje de porosidad, la densidad aparente y el color.

7.3.1 Propiedades químicas de los sitios de muestreo

En la ZFET la calidad y productividad de los suelos se ve afectada de manera significativa por la concentración de cantidades suficientes de sales que inhiben el desarrollo de las comunidades vegetales y alterar las propiedades físicas y químicas de los suelos, lo que en consecuencia reduce la cantidad de C orgánico capturado en los almacenes. En lo que respecta a las propiedades químicas, los resultados de la conductividad eléctrica (CEe), el porcentaje de sodio intercambiable (PSI) y el pH, indican el grado de salinidad, sodicidad y alcalinidad respectivamente; mientras que los resultados de los aniones y cationes solubles permiten conocer la concentración y participación específica de las sales que constituyen la muestra.

Considerando los valores promedio de CEe, PSI y pH de los sitios de muestreo (tabla 7.3.1) y con base a los parámetros establecidos para la clasificación de los suelos afectados por la presencia de sales y sus tablas interpretativas (apartado de metodología inciso 5.4.6). Se puede decir que la muestra testigo¹ presenta una condición salina; sin problemas de sodicidad y un pH cercano a la neutralidad, por lo que se considera el sustrato con las características más favorables para el desarrollo de la vegetación; aun cuando la proporción relativa del catión sodio y el anión cloruro presentan los valores más altos con respecto a la concentración total de las sales solubles de la muestra (47% y 52% respectivamente).

En lo que respecta a la ZR, los resultados de estas variables indican problemas de salinidad y sodicidad, además de una muy ligera alcalinidad. Y aunque dichas condiciones han inhibido el crecimiento de varios cultivos sensibles, el valor del pH (7.86) ha ayudado a controlar algunos de los efectos nocivos generados por la

¹ *Nota: La muestra testigo es una sustrato tomado de los viveros de la ZFLT*

sodicidad, como la dispersión de las partículas coloidales, lo que ha permitido mantener la estabilidad de los agregados, la permeabilidad del suelo y la solubilidad de algunos nutrientes. Mientras que la proporción de los aniones presentes en la muestra, reiteran que las características de este suelo son más de tipo salina que sódicas; siempre y cuando se considere válido el argumento de Fernández Buces (2006), el cual sostiene que en suelos salinos, el cloruro, el sulfato y a veces el nitrito constituyen los aniones de mayor importancia.

Por otra parte, se observó que los valores medios de CEe (879.33 dS/m^{-1}) y PSI (96.41%) de la ZP rebasaron exponencialmente los parámetros máximos establecidos para dichas variables; lo cual alude a una condición hipersalina e hipersódica de las muestras, agravada por un valor alto de pH (9.62) que marca una fuerte alcalinidad. Si basáramos nuestra conclusión únicamente en los principios teóricos de este estudio y estos resultados, nos apresuraríamos a decir que el desarrollo de cualquier planta dentro de este sitio es simplemente imposible; sin embargo, el trabajo de campo realizado en la zona de muestreo, demostró la existencia de comunidades vegetales halófitas y glicófitas, predominantemente de la especie *D. Spicata* y *S. Torreyana*, las cuales presentan características fenológicas y fisiológicas (ampliamente documentadas en el estudio de Fernández Buces, 2006) que les han permitido ser particularmente tolerantes a estos ambientes hipersalinos, haciendo posible la colonización vegetal de este espacio.

En contraste, la diversidad y densidad florística de la ZD es evidentemente menor que los otros sitios de muestreo, solo unas pocas especies vegetales como la *Suaeda nigra* (romerito) y *Sesuvium portulacastrum* (SRH, 1976) han sido capaces de soportar las condiciones hipersalinas de este sitio. Considerando esto, se esperaría que dentro de esta zona, los valores de CEe, PSI, pH y los constituyentes de las sales solubles del suelo (aniones y cationes), presentaran los valores más altos de todas las muestras, ya que el grado de la salinidad se ve reflejado en el desarrollo de las comunidades vegetales (y en este caso en el porcentaje de materia orgánica). Sin embargo, los valores promedio obtenidos de MO (2.04%), PSI (96.53%) y pH (9.5) de las muestras de suelo de la ZD indicaron un nivel general de salinidad muy similar al de la ZP debido la estrecha similitud que presentan los datos, lo que supone un comportamiento contrario al esperado en la relación salinidad-crecimiento de las plantas.

El análisis de la CEe, así como la concentración de los constituyentes de las sales solubles pueden explicar (solo considerando las propiedades químicas) por qué aun cuando las características de PSI y pH de ambas zonas son parecidas, el desarrollo de la cobertura vegetal es diferente. Los valores de CEe indican que existe una concentración de sales solubles mucho mayor en la ZD que en la ZP

(1451.33 dS/m⁻¹ y 879.33 dS/m⁻¹ respectivamente), en donde la comparación de los valores absolutos de los aniones y cationes solubles señalaron una relación de proporcionalidad de tipo 2:1; esto quiere decir, que la concentración de los constituyentes de las sales solubles del suelos de la ZD representan casi dos veces el valor de las sales solubles presentes en la muestra de la ZP, aun cuando su concentración relativa es proporcionalmente semejante (ver tabla 7.3.1).

En resumen, la condición salina y sódica de la ZFET se definió como el producto de la relación de proporcionalidad existente entre las sales solubles de las muestras caracterizadas por una mayor concentración porcentual del anión cloruro (Cl⁻) y el catión sodio (Na⁺), las cuales son consideradas, según Juárez Sanz, Sánchez Andreu, & Sánchez Sánchez (2006) como las sales más solubles de la naturaleza y por ende, como las principales causantes de los efectos adversos en las propiedades físicas, químicas y biológicas de estos suelos.

Asimismo, es importante señalar, que las propiedades químicas analizadas sí correlacionan la concentración de las sales solubles con la productividad de los suelos y estos a su vez restringen el potencial de captura de carbono de los almacenes; el cual se ve reflejado en la proporción de materia orgánica capturada. Lo cual indica que existe una relación indirecta entre el carbono capturado y las características que permiten categorizar un suelo afectado por sales; aunque claro, cómo sus características son propiedades que emergen de las redes de interacción de las partes, no son explicables por ninguna de ellas.

Tabla 7.3.1 Propiedades químicas en los primeros 20 cm de profundidad de suelo para tres sitios con diferente densidad vegetal

Muestra (0-20 cm)	MO (%)	CEe (dS/m ⁻¹)	pH	PSI (%)	Cl ⁻	NO ³⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺
					(ppm)						
Testigo	5.25	7.17	6.32	3.05	202.91	25.99	92.27	150.90	48.27	75.83	24.92
	5.26	5.93	6.85	2.43	137.51	37.38	100.86	101.96	52.66	95.65	25.23
	5.38	6.54	6.66	4.08	115.35	38.70	120.55	212.07	48.27	95.88	30.92
X	5.30	6.55	6.61	3.18	151.92 (0.52)	34.02 (0.12)	104.56 (0.36)	154.98 (0.47)	49.73 (0.16)	89.12 (0.28)	27.02 (0.08)
	0.07	0.62	0.27	0.84	45.53	6.98	14.50	55.17	2.53	11.51	3.38
	1.3%	9.5%	4.1%	26.2%	30.0%	20.5%	13.9%	35.6%	5.1%	12.9%	12.5%
ZR	5.28	9.21	7.97	23.59	226.10	119.39	171.27	575.04	78.99	45.45	16.90
	5.86	10.02	7.78	18.97	128.12	263.97	132.41	978.79	149.20	21.60	12.53
	5.37	11.73	7.83	17.67	270.24	123.09	305.34	448.61	61.44	35.90	16.62
X	5.50	10.32	7.86	20.08	208.15 (0.36)	168.82 (0.30)	203.00 (0.34)	667.48 (0.81)	96.54 (0.12)	34.32 (0.05)	15.35 (0.02)
	0.31	1.29	0.10	3.11	72.74	82.43	90.73	276.91	46.44	12.00	2.45
	5.7%	12.5%	1.3%	15.5%	34.9%	48.8%	44.7%	41.5%	48.1%	35.0%	15.9%
ZP	2.55	856.00	9.73	95.82	31173.50	171.43	4065.25	32626.43	1590.10	12.06	6.38
	2.49	458.00	9.65	96.67	11442.50	671.04	3522.60	34801.52	2106.37	10.94	6.15
	2.50	1324.00	9.49	96.74	38441.00	59.21	10937.50	35889.07	7021.24	6.68	6.52
X	2.51	879.33	9.62	96.41	27019.00 (0.80)	300.56 (0.02)	6175.12 (0.19)	34439.01 (0.91)	3572.57 (0.09)	9.89 (0.0)	6.35 (0.0)
	0.04	433.47	0.12	0.51	13970.49	325.71	4133.26	1661.26	2997.77	2.84	0.19
	1.4%	49.3%	1.3%	0.5%	51.7%	108.4%	66.9%	4.8%	83.9%	28.7%	2.9%

ZD	2.00	1442.00	9.52	97.41	51030.00	604.75	7638.50	30995.11	8776.55	5.25	9.78
	2.10	1586.00	9.54	96.04	44320.00	346.68	6841.25	38607.94	7021.24	3.68	12.30
	2.03	1326.00	9.44	96.14	52640.00	724.45	9410.00	30451.33	7021.24	6.35	11.51
X	2.04	1451.33	9.50	96.53	49330.00	558.63	7963.25	33351.46	7606.34	5.09	11.20
					(0.85)	(0.01)	(0.14)	(0.81)	(0.19)	(0.0)	(0.0)
	0.05	130.25	0.05	0.76	4412.83	193.07	1314.81	4560.36	1013.43	1.34	1.29
	2.6%	9.0%	0.6%	0.8%	8.9%	34.6%	16.5%	13.7%	13.3%	26.3%	11.5%

Fuente: Elaboración propia con base en cálculos estadísticos

7.3.2 Propiedades físicas de los sitios de muestreo

Como ya se ha mencionado, los principales problemas asociados a la condición salina de los suelos son las alteraciones de la toma de agua (efecto osmótico) y nutrientes de las plantas (fitotoxicidad por una relación iónica desfavorable). Mientras que en suelos de características sódicas y alcalinas, la concentración dominante del catión Na^+ , aunado a la presencia de carbonatos y bicarbonatos, provoca efectos desfavorables en las propiedades físicas, principalmente relacionadas a la estructura del suelo. De acuerdo con Juárez Sanz, Sánchez Andreu, & Sánchez Sánchez (2006) con un PSI mayor de 40% la estructura del suelo es destruida completamente dando como consecuencia una ruptura y dispersión completa del material.

Las propiedades físicas evaluadas en este estudio, nos permitieron diagnosticar la condición estructural de los sitios de muestreo y con ello determinar el grado de influencia que ejercen estas propiedades en el desarrollo de la vegetación; desde luego no olvidando, qué dichas características se encuentran íntimamente influenciadas por el grado de concentración de las sales solubles presentes en cada sitio, siendo los principales indicadores de la dispersión de los agregados, el PSI y el valor de pH.

En ese sentido, con base en los resultados de PSI y pH de la muestra testigo, se concluye que no se presentan problemas por sodicidad y alcalinidad en esta muestra, de manera que sus características físicas reflejan una condición favorable en su estructura, mucho mejor que los otros sitios de muestreo. Los resultados de la tabla 7.3.2, indican que esta muestra tiene una textura franca, con un porcentaje de porosidad mayor al 50%, una densidad aparente baja y un color pardo grisáceo muy oscuro con un porcentaje de materia orgánica del 5.30%. Dichas cualidades indican que este sustrato presenta una buena permeabilidad y estabilidad de agregados, favorables para el buen drenaje y aeración de estos suelos.

En la ZR las condiciones sódicas de la muestra: PSI (20.08%) y pH (7.86) señalan ciertas restricciones para formar estructuras estables en estos suelos. Sin embargo, gracias a las estrategias de recuperación de los suelos, ha sido posible el establecimiento de algunas comunidades vegetales y la deposición de materia orgánica, lo cual ha permitido el desarrollo de estructuras migajosas y bloques subangulares, indicativos de una buena relación entre el material coloidal y los silicatos, promoviendo además la formación de agregados más estables y resistentes; mientras que la abundancia de poros finos de tipo intersticial con un porcentaje del 62.81% y una densidad aparente baja, son indicativos de una

buena aeración y drenaje, características favorables en el desarrollo de las raíces de las plantas y el lavado de las sales.

En la ZP los altos valores de PSI (96.41%) y pH (9.62) alteran significativamente la estabilidad de los agregados del suelo; sin embargo, las acciones de reforestación, lavado de suelos y aplicación de mejoradores químicos que durante más de 30 años se han realizado en esta zona han permitido la acumulación de materia orgánica (2.51%) que aunque es mínimo, en suelos afectados por sales resulta verdaderamente significativo para promover el mejoramiento ecológico y estructural de los suelos. Siendo las propiedades físicas de esta muestra, la evidencia que sustenta dicha aseveración, observable en una textura franco-arenosa que da lugar a una estructura granular, con una porosidad de 56.39% de tipo vesicular y en forma de canales, además de una densidad aparente baja; siendo estas características físicas benéficas para el desarrollo de especies vegetales con capacidades especializadas para adaptarse a ambientes salinos.

2-Tabla 7.3.2 Propiedades físicas en los primeros 20 cm de profundidad de suelo para tres sitios con diferente densidad vegetal

Muestra (0-20 cm)	Textura (%)			Porosidad (%)	DA (g/cm ³)	Color
	<u>arena</u>	<u>arcilla</u>	<u>limo</u>			
	Franco					
Testigo	43.6	24.4	32	60.55	0.86	2.5Y 3/2
	43.6	24.4	32	49.44	0.85	Pardo
	43.6	24.4	32	61.89	0.80	grisáceo
X	43.6	24.4	32	57.29	0.84	
	*	*	*	6.83	0.03	
	*	*	*	11.9%	3.8%	
	Franco-arenoso					
ZR	71.20	14.40	14.40	66.40	0.70	10YR 2/1
	71.20	14.40	14.40	59.26	0.74	Negro
	71.20	14.40	14.40	62.77	0.66	
X	71.20	14.40	14.40	62.81	0.70	
	*	*	*	3.57	0.04	
	*	*	*	5.7%	5.5%	
	Franco-arenoso					
ZP	61.20	18.40	20.40	55.14	1.05	10YR 3/1
	61.20	18.40	20.40	60.66	0.86	Gris
	61.20	18.40	20.40	53.38	0.96	oscuro
X	61.20	18.40	20.40	56.39	0.96	
	*	*	*	3.80	0.10	
	*	*	*	6.7%	10.1%	
	Franco arcillo-arenoso					
ZD	51.20	24.40	24.40	62.56	0.90	10YR 5/1
	51.20	24.40	24.40	60.43	0.89	Gris
	51.20	24.40	24.40	60.79	0.88	
X	51.20	24.40	24.40	61.26	0.89	
	*	*	*	1.14	0.01	
	*	*	*	1.9%	1.2%	

* *Sin dato*

Fuente: Elaboración propia con base en cálculos estadísticos

Por otra parte, si observamos cuidadosamente los resultados obtenidos de las propiedades físicas y químicas de la ZR y los comparamos con los de la ZP, podremos notar un comportamiento típico entre su condición salina/sódica, las

propiedades físicas y la densidad vegetal. Es decir, como la ZR presenta una menor concentración de sales, lo lógico es que presente una mejor estructura que la ZP y por ende una mayor capacidad productiva en los suelos, reflejada en la cantidad de carbono capturado. En ese sentido, los principios teóricos que sustentan este estudio y que explican dicho comportamiento entre las variables son correctos, a mayor concentración de sales solubles en los suelos, menor capacidad productiva de los suelos.

Sin embargo, en lo que respecta a la ZD, algunos de los resultados de las propiedades físicas son particularmente interesantes, ya que difieren por muy poco de los resultados obtenidos de la ZR y la ZP, lo que sugeriría un comportamiento similar en las cualidades estructurales de los suelos; algo que no se ve reflejado en la realidad, ya que la concentración de sales en la ZD rebasa exponencialmente la de las otras dos zonas y la cobertura vegetal es francamente inexistente. Luego entonces, este comportamiento atípico en las propiedades físicas de la ZD nos obliga a cuestionar, cuáles son los atributos específicos que podrían explicar esta condición.

En general, podemos observar que la ZD presenta una textura franco arcillo-arenosa, lo cual sugiere una mayor proporción de arcillas que los otros sitios de muestreo; aunado a una condición de saturación derivada de prolongados periodos de inundación con agua tratada procedente del lago Nabor Carrillo. Como se mencionó anteriormente, estas características son particularmente importantes pues podrían explicar porque el contenido de materia orgánica de esta muestra difiere por muy poco a la muestra de la ZP, aun cuando la densidad de la cobertura vegetal entre ambos sitios es totalmente opuesta.

En ese sentido, se debe suponer que la materia orgánica capturada en la ZD procede de los componentes presentes en el agua de riego, más que de la biomasa producida en la zona y que la composición textural juega un papel importante para lograr la adsorción de estos componentes orgánicos, sí consideramos como verdadero el argumento de D. Foth (2006) quien sostiene que los suelos con una mayor proporción relativa de partículas de arcilla tienen una mayor área superficial, lo que les permite tener una mejor capacidad de retención del agua y de adsorción de nutrientes.

Por otra parte, el porcentaje de porosidad relativamente alto (61.26%), aunado a un valor de densidad aparente bajo (0.89 g/cm^3), sugiere una buena permeabilidad de los suelos; sin embargo, la constitución textural de la muestra señala que el tamaño de los poros es predominantemente pequeño debido a la proporción relativa de las partículas (microporos); lo que promueve el ascenso capilar de agua con una alta concentración de sales. Además de una mayor capacidad de

retención del agua y un drenaje más lento, generando problemas por anaerobiosis en los suelos y restricciones para el desarrollo de la vegetación; evidente por la ausencia total de raíces en el perfil.

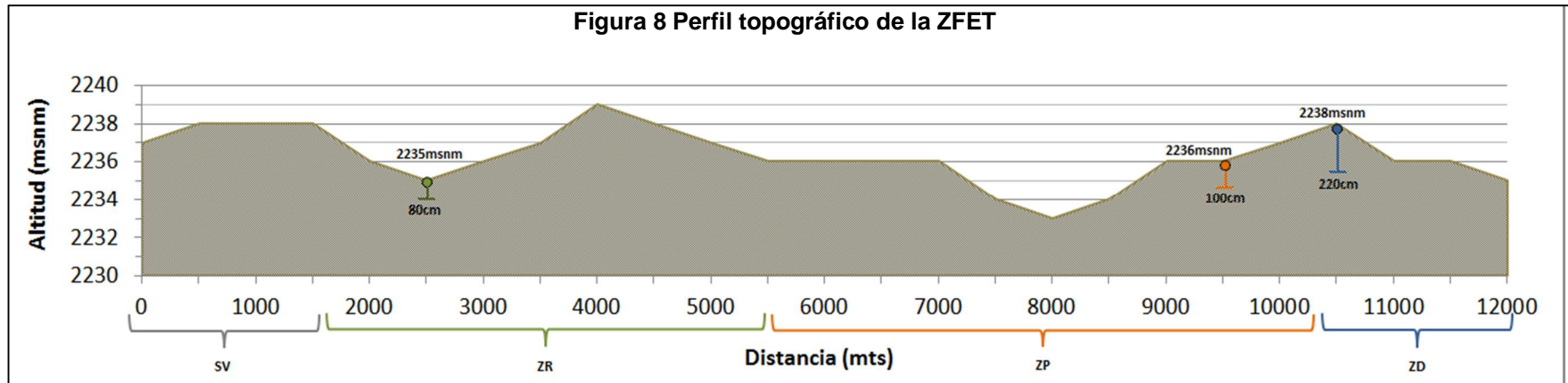
8. DISCUSIÓN DE RESULTADOS

Como ya se ha mencionado en el capítulo descriptivo del sitio de estudio, la condición salino-sódica de los suelos de la ZFET se explica como el cúmulo de procesos y factores (naturales-antrópicos) promotores de la concentración de sales solubles en estos suelos. Producto de la intensa y cambiante actividad climática y volcánica, que durante la formación de la cuenca del Valle de México dio origen al lago salobre de Texcoco; posteriormente desecado por la construcción de diversas obras hidráulicas que de manera progresiva dejaron expuesto un lecho lacustre de características sódico-salinas que actualmente se encuentra en proceso de recuperación.

Sin embargo; aun cuando aparentemente la zona de estudio estuvo sometida a los mismos procesos de formación y transformación, la variabilidad y heterogeneidad entre los datos obtenidos de las propiedades físicas y químicas de los sitios de muestreo, sugieren que la concentración de las sales solubles en realidad se encuentra en función de las características particulares de cada sitio, principalmente de aquellas que han provocado el movimiento, redistribución y acumulación de las sales.

Tratar de correlacionar todos los factores, procesos y variables que se considera, juegan un papel importante para explicar la variabilidad espacial de las sales solubles en los sitios de muestreo y su influencia en las propiedades físicas y químicas de las muestras; así como su relación con la capacidad de captura de carbono de los almacenes, no es francamente una tarea simple. En un intento por sintetizar la interpretación de dichas características se ha elaborado la figura 8 en donde se ilustra el perfil topográfico de la zona de estudio, los puntos donde fueron trazados los perfiles de suelo y la profundidad a la cual se encontró el manto freático.

El comportamiento observado de dichas variables indica una relación directa y positiva entre la altitud y la profundidad del manto freático; es decir, conforme aumenta la altitud también aumenta la profundidad del manto freático, un comportamiento que bien podría deducirse como resultado de la respuesta hidrológica subterránea de la zona; la cual se ha dicho, contiene agua fósil de composición fuertemente salina (Santoyo Villa, Ovando-Shelley, Mooser H., & León Plata, 2005). Considerando estas características, los valores más elevados de salinidad deberían corresponder a la ZR ya que el manto freático se encuentra más cercano a la superficie; sin embargo, como ya se ha probado la ZD es el sitio con mayor afectación por la presencia de sales.



Zona reforestada (ZR)



Zona de pastizal (ZP)



Zona desnuda (ZD)

La explicación de este contradictorio comportamiento reside en la suma de las correlaciones entre las variables analizadas. En primera instancia, de una posible mayor concentración de sales en el manto freático de la ZD; la cual al estar constituido predominantemente por sales de cloruros y sulfatos de sodio, presenta una mayor solubilidad que las otras sales presentes en la muestra, lo que promueve en época de estiaje un movimiento ascendente mayor por efecto capilar, ocasionando la formación de depósitos de precipitados de sales (costras) que se acumulan sobre la superficie. Mientras que la dominancia de arcillas expandibles de tipo esmectita y caolinita (Lozano-García, 1989) de alta capacidad de retención de agua y la predominancia de microporos, podrían explicar porque estos suelos tienen una lenta permeabilidad aun cuando su porcentaje de porosidad es alto. En ese sentido, es común que estos suelos presenten problemas por aeración debido a un mal drenaje, en el que el espacio poroso es saturado de agua, reduciendo la disponibilidad de oxígeno necesaria para la respiración de los microorganismos y las raíces de las plantas. Mientras que la dominancia del catión sodio y la presencia de carbonatos provocan toxicidad, una alta presión osmótica y una fuerte deficiencia de nutrientes, explicables según los principios teóricos planteados por Juárez Sanz, Sánchez Andreu & Sánchez Sánchez (2006) sobre la salinidad en los suelos, solo superable por algunas especies halófitas de la zona, según Fernández Buces (2006).

Por otra parte, aun cuando la ZR presentó problemas por la presencia de sales, la implementación de estrategias para la remediación del suelo, como el uso de mejoradores químicos, el lavado de sales y la aplicación de sustratos orgánicos han reducido los valores de PSI, pH y CE, lo que ha hecho posible introducir diferentes comunidades vegetativas y mejorar sus propiedades físicas, a través del mejoramiento en la estructura del suelo, lo que ha permitido incrementar el tamaño y porcentaje del espacio poroso, permitiendo una mayor movilidad del agua y aire, una mayor disponibilidad de nutrientes y un drenaje más rápido; características que inciden y se reflejan en el contenido de carbono orgánico secuestrado por los almacenes. Mientras que la ZP se caracterizó por presentar los valores con mayor coeficiente de variación, lo que indica una mayor heterogeneidad en las propiedades de los suelos; posiblemente derivados de un confinamiento disperso de las sales en los depósitos subterráneos, en donde es posible que el drenaje sea deficiente.

En ese sentido, si retomamos los principios teóricos de este trabajo, recordaremos que de acuerdo con estos, el potencial de captura de carbono en un sistema suelo-planta-atmósfera depende básicamente de dos mecanismos: a) de la eficiencia fotosintética de las plantas para capturar y transformar el carbono atmosférico a formas orgánicas (biomasa) y b) de la capacidad de los

microorganismos del suelo para descomponer la materia orgánica (necromasa) y transformarla a formas de carbono lábil o carbono estable. Luego entonces, se entiende que dentro del ciclo del carbono, en un sistema suelo-planta-atmosfera el carbono atmosférico solo puede ser secuestrado de manera temporal en la flora (viva o muerta) y en la fracción mineral del suelo, de manera que, cuanto mayor es la estabilidad y calidad ecológica de los suelos; mayor es el potencial de captura de carbono.

Sin embargo, como ya se ha podido comprobar en este trabajo, la fluctuante y severa concentración de sales solubles presentes en los suelos de la ZFET afecta las propiedades intrínsecas del suelo (propiedades químicas y físicas). Las cuales a su vez, alteran de manera directa e indirecta la capacidad de captura de carbono en el compartimento de la biomasa y la fracción mineral del suelo; observables en los tres sitios de muestreo y los cuales se podría considerar, reflejan las tres etapas de recuperación o fases evolutivas que ha tenido la ZFET.

Las restricciones observadas en el compartimento de la biomasa por la presencia de sales solubles en los suelos, se vio reflejada en el pobre desarrollo de los estratos vegetales superiores, debido principalmente a los efectos tóxicos y osmóticos generados en las plantas. Mientras que en la fracción mineral del suelo, los valores de pH fuertemente alcalinos y la alta concentración del catión sodio se considera, fueron los factores promotores para la formación de suelos estructuralmente débiles y moderadamente desarrollados, haciendo que las características físicas del suelo fueran desfavorables para el desarrollo de las raíces de las plantas, generando un ambiente de competencia entre los organismos existentes, lo cual se traduce en menos materia orgánica y por ende menos carbono orgánico capturado.

Entonces, con base al argumento anterior, es válido afirmar que entre la concentración de sales solubles, las propiedades intrínsecas del suelo y el potencial de captura de carbono orgánico en los sitios de muestreo de la ZFET existe una fuerte correlación, solamente comprensible como un todo y no explicable por ninguna de sus características particulares.

9. CONCLUSIONES

En conclusión, la predominancia de material tixotrópico y la evidencia de suelos someros y poco evolucionados dentro de la ZFET indican que los procesos pedogenéticos del lugar todavía no han sido lo suficientemente prolongados como para permitir el desarrollo de una capa superficial orgánica que brinde la estabilidad ecológica que requieren los suelos para reducir los efectos nocivos por la presencia de sales. En parte por la reciente desecación del lago (desde el punto de vista del tiempo geológico) y por la complejidad que representan los suelos salinos y sódicos para su recuperación.

Sin embargo, las estrategias permanentes y constantes por mejorar la calidad de los suelos dentro de la ZFET han permitido recuperar parcialmente la cobertura vegetal de la zona, observando un cambio gradual en la concentración salina y sódica de los suelos, aun cuando sus características intrínsecas siguen siendo muy heterogéneas y sensibles a los cambios ambientales. Siendo la ZR la que representa el área mayormente recuperada y de mejor calidad edáfica; mientras que la ZP se encuentra parcialmente recuperada y la ZD refleja de manera más fiel las características originales de lo que antes fuera el lago de Texcoco.

En ese sentido, los almacenes de carbono orgánico en la biomasa y fracción mineral del suelo de la ZFET actúan como importantes reservorios de carbono, los cuales están condicionados por las características físicas, químicas particulares que la concentración y composición de las sales solubles provoca en estos suelos. Tomando en cuenta este argumento, aunado a los fundamentos teóricos de la investigación y su concordancia con los resultados obtenidos sobre captura de carbono, la caracterización de las propiedades físicas y químicas de las muestras y la descripción morfológica de los perfiles, podemos concluir que la hipótesis planteada es parcialmente correcta. La concentración de las sales solubles en los suelos de la ZFET si puede ser considerado un factor que altera el potencial de captura de carbono de estos suelos; aunque de manera indirecta, ya que la variabilidad en los resultados del carbono capturado por sitio obedece a sus propiedades intrínsecas particulares, las cuales se modifican por la distribución en la concentración y tipo de sales presentes en los sitios de muestreo.

En ese sentido, la cantidad de carbono capturado en la biomasa y la fracción mineral del suelo, no es sino el resultado de una red de interacciones de reciprocidad y procesos simultáneos no explicables por ninguna de ellos de manera aislada. En donde las estrategias de manejo y restauración de estos suelos durante más de 40 años han modificado de manera gradual la calidad de

estos suelos, permitiendo el establecimiento de algunas especies vegetales, promoviendo con ello la captura de carbono.

10. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Acosta, Etchevers, Monreal, Quednow, & Hidalgo. (Del 18 al 20 de Octubre de 2001). Simposio Internacional Medición y Monitoreo de la Captura de Carbono en Ecosistemas Forestales. *Un método para la medición del carbono en los compartimentos subterráneos (raíces y suelo) de sistemas forestales y agrícolas en terrenos de ladera en México*. Valdivia, Chile.
- Aguilar Santelises, A., Etchevers Barra, J. D., & Castellanos Ramos, J. Z. (1987). *Análisis químico para evaluar la fertilidad del suelo*. México: Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo.
- Álvarez Arteaga, G., García Calderón, N., Krasilnikov, P., & García Oliva, F. (2013). Almacenes de carbono en bosques montanos de niebla de la Sierra Norte de Oaxaca, México. *Agrociencia (47)*, 171-180.
- Bautista Zúñiga, F., Luna Pabello, V., & Durán de Bazua, C. (1995). El suelo, un reactor químico muy interesante . En *Ecoquímica* (págs. 226-230). México.
- Caballero, M., Lozano, S., Vásquez, L., & Ortega, B. (2010). Evidencias de cambio climático y ambiental en registros glaciales y en cuencas lacustres del centro de México durante el último máximo glacial. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 359-377.
- Conagua (Comisión Nacional del Agua). (2005). *Proyecto Lago de Texcoco: rescate hidroecológico*. México: Conagua.
- D. Foth, H. (1996). *Fundamentos de la ciencia del suelo*. México: Continental S.A. de C.V.
- Fernández Buces, N. (Junio de 2006). Variabilidad espacial de la salinidad y su efecto en la vegetación en el Ex-lago de Texcoco: implicaciones para su monitoreo por percepción remota. *Tesis Doctoral. Instituto de Geología*. México, D.F.: Universidad Nacional Autónoma de México.
- González Vicente, C. (s/f). Informe Proyecto del vaso del ex-lago de Texcoco. *Establecimiento de vegetación en el vaso del ex-lago de Texcoco*.
- Guerrero Ortiz, R. (2008). *Mesembryanthemum crystallinum* L. como restaurador de los suelos salinos del ex-lago de Texcoco. *Tesis de Licenciatura. Facultad de Estudios Superiores Zaragoza*. México, D.F.: Universidad Nacional Autónoma de México.
- Gutiérrez Castorena, M., Stoops G., G., & Ortiz Solorio, C. (1998). Carbonato de Calcio en los suelos del ex-lago de Texcoco. *Terra Latinoamericana (16)*, 11-19.
- Gutiérrez de MacGregor, M., González Sánchez, J., & Zamorano Orozco, J. J. (2007). Formas del relieve en la cuenca de México.
- IPCC (Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático). (2005). *Orientación sobre las buenas prácticas para uso de la tierra, cambio de uso de tierra y silvicultura*. Suiza: Organización Meteorológica Mundial.
- Iracheta Cenecorta, A. (2000). El agua y el suelo en la zona metropolitana del Valle de México . *Sao Paulo en perspectiva (14)*, 63-69.

- ISRIC (International Soil Reference and Information Centre). (2002). *Procedures for Soils Analysis*. Wageningen the Netherlands: ISRIC.
- IUSS (International Union of Soil Sciences). (2007). *Base Referencial Mundial del Recurso Suelo*. Roma: Informe sobre Recursos Mundiales de Suelos. FAO.
- J. Jaramillo, V. (2004). El ciclo global del carbono. En J. Martínez, & A. Fernández, *Cambio climático: una visión desde México* (págs. 77-86). México: Secretaria de Medio Ambiente y Recursos Naturales.
- Jandal R. (2001). Medición de tendencias en el tiempo de almacenamiento de carbono del suelo. *Simposio Internacional Medición y monitoreo de la captura de carbono en ecosistemas forestales*.
- Juárez Sanz, M., Sánchez Andreu, J., & Sánchez Sánchez, A. (2006). Capítulo 5. Fracción orgánica del suelo, humus, origen, composición y dinámica. En *Química del suelo y medio ambiente* (págs. 145-208). Alicante: Publicaciones de la Universidad de Alicante.
- Juárez Sanz, M., Sánchez Andreu, J., & Sánchez Sánchez, A. (2006). Capítulo 9. Funciones de la materia orgánica del suelo. En *Química del suelo y medio ambiente* (págs. 293-315). Alicante: Publicaciones de la Universidad de Alicante.
- Juárez Sanz, M., Sánchez Andreu, J., & Sánchez Sánchez, A. (2006). Capítulo 1. El suelo agrícola, composición, formación y evolución. En *Química del suelo y medio ambiente* (págs. 11-37). Alicante: Publicaciones de la Universidad de Alicante.
- Juárez Sanz, M., Sánchez Andreu, J., & Sánchez Sánchez, A. (2006). Capítulo 17. Salinidad y suelos salinos. En *Química del suelo y medio ambiente* (págs. 589-631). Alicante: Publicaciones de la Universidad de Alicante.
- Juárez Sanz, M., Sánchez Andreu, J., & Sánchez Sánchez, A. (2006). Capítulo 2. Textura y estructura del suelo. En *Química del suelo y medio ambiente* (págs. 39-53). Alicante: Publicaciones de la Universidad de Alicante.
- Krasilnikov, P. (2011). Capítulo 1. Distribución espacial de los suelos y los factores que la determinan. En P. Krasilnikov, F. Jiménez Nava, T. Reyna Trujillo, & N. García Calderón, *Geografía de suelos de México* (págs. 1-40). México: Universidad Nacional Autónoma de México.
- L. Bohn, H., L. MacNeal, B., & A. O'Connor, G. (1993). *Química del suelo*. México: Limusa.
- López Ávila, G., Gutiérrez Castorena, M., Ortiz Solorio, C., Flores Román, D., & Segura Castruita, M. (2004). Sedimentos del ex-lago de Texcoco y su comportamiento con la aplicación de materiales calcáreos y compactación. *Terra Latinoamericana* (22), 1-10.
- Lozano-García, S. (1989). Palinología y paleoambientes Pleistocénicos de la cuenca de México. *Geofísica Internacional* (28), 335-362.
- Luna Guido, M., Beltrán Hernández, R., Solís Ceballos, N., Hernández Chávez, N., Mercado García, F., Catt, J., y otros. (2000). Chemical and biological characteristics of alkaline saline soils from the former Lake Texcoco as affected by artificial drainage. *Biol Fertil Soils*, 102-108.

- Martínez H., E., Fuentes E., J. P., & Acevedo H., E. (2008). Carbono orgánico y propiedades del suelo. *J. Soil Sc. Plant Nutr.*, 68-96.
- Monroy M., F. (s/f). Características geotécnicas del Valle de México. *Tema I*. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Montero, G., Ruíz, R., & Muñoz, M. (2005). Introducción. En *Producción de biomasa y fijación de CO₂ por los bosques españoles* (págs. 15-24). Madrid: Instituto Nacional de Investigación y Tecnología Agraria y Alimentaria Ministerio de Educación y Ciencia.
- Ordóñez Díaz, J. A. (2008). Tesis Doctoral. Instituto de Ecología. *Emisiones y captura de carbono derivadas de la dinámica de cambio en el uso del suelo en los bosques de la región purépecha*. México, D.F.: Universidad Nacional Autónoma de México.
- Ortiz Olguin, M. (1999). Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias. *Acumulación de iones y desarrollo de halófitas en suelos salino-sódicos del ex-lago de Texcoco, México*. México, D.F.: Universidad Nacional Autónoma de México.
- Palacios Roji, S. (2008). Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias. *Estimación del contenido de carbono en mantillo del ejido de San Pedro Jacuaro en Michoacán, México*. México, D.F.: Universidad Nacional Autónoma de México.
- Palma Marroquín, A. A. (2011). Tesis de Licenciatura. Facultad de Estudios Superiores de Iztacala. *Estimación de biomasa y carbono de Pinus pseudostrobus en San José del Rincón, Estado de México*. Edo. México: Universidad Nacional Autónoma de México.
- Pérez Ramírez, S. (2009). Tesis de Maestría en Manejo Integral del Paisaje. Centro de Investigación en Geografía Ambiental. *Los reservorios de carbono en los bosques de San Juan Xoconusco, Reserva de la Biosfera mariposa monarca*. México, D.F.: Universidad Autónoma del Estado de México.
- Porta Casanellas, J., López Acevedo, M., & Roquero de Laburu, C. (2003). *Edafología para la agricultura y el medio ambiente*. México: S.A. Mundi-Prensa Libros.
- Ramírez Coutiño, V. Á. (Junio de 2013). Evaluación de propiedades surfactantes de los ácidos húmicos extraídos en compostas/vermicompostas y su aplicación en procesos de lavado de suelo contaminado con hidrocarburos poliaromáticos. *Tesis Doctoral en Ciencia y Tecnología con especialidad en Ingeniería Ambiental*. Santiago, Querétaro: Centro de Investigación y Desarrollo Tecnológico en Electroquímica, S.C.
- Rodríguez C., R., & Ochoa A., C. (1989). Estudio geoelectrico del sistema acuífero de la cuenca de México. *Geofísica Internacional* (28), 191-205.
- Sánchez de P., M., Prager, M. M., Naranjo, E. R., & Sanclemente, E. Ó. (2012). El suelo, su metabolismo, ciclaje de nutrientes y prácticas agroecológicas. *Agroecología* (7), 19-34.
- Santoyo Villa, E., Ovando-Shelley, E., Mooser H., F., & León Plata, E. (2005). Generalidades sobre los suelos. En *Síntesis geotécnica de la cuenca del Valle de México* (págs. 27-32). México: TGC.
- SARH (Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos). (1983). Proyecto Texcoco. México.

- Segura Castruita, M., Gutiérrez Castorena, M., Ortiz Solorio, C., & Gómez D., D. (2000). Suelos arcillosos de la zona oriente del Estado de México. *Terra Latinoamericana* (18), 35-44.
- SEMARNAT (Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales). (2003). Norma Oficial Mexicana NOM-021-SEMARNAT. México.
- Siebe, C., Reinhold, J., & Stahr, K. (2006). Manual para la descripción y evaluación ecológica de suelos en el campo.
- SRH (Secretaría de Recursos Hidráulicos). (1976). *Regeneración del Valle de México*. México.
- Valenzuela Franco, F. (Septiembre de 2012). Compilación de textos jornadas estudiantiles de sociología. *La desecación de la cuenca del Valle de México*. México, D.F.: Universidad Nacional Autónoma de México.

BIBLIOGRAFÍA CARTOGRÁFICA

- CONABIO (Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad). (1998). *Datos vectoriales en formato shp*. Recuperado el 15 de Mayo de 2014, de Portal de Geoinformación Sistema Nacional de Información sobre Biodiversidad: <http://www.conabio.gob.mx/informacion/gis/>
- IMTA (Instituto Mexicano de Tecnología del Agua). (1996). *Extractor rápido de información climatológica*. Recuperado el 17 de Mayo de 2014, de Portal de geoinformación Catálogo de metadatos geográficos: http://www.conabio.gob.mx/informacion/metadatos/gis/estclimgw.xml?_xsl=/db/metadatos/xsl/fgdc_html.xsl&_indent=no
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). (2010). Recuperado el 15 de Mayo de 2014, de SIATL-Simulador de Aguas de Cuencas Hidrográficas: http://antares.inegi.org.mx/analisis/red_hidro/SIATL/#

ANEXO A

Descripción morfológica de tres perfiles de suelo

Anexo 1. Ficha descriptiva del perfil de suelo de la zona reforestada (ZR)

I. Información acerca del sitio de muestra

- a) **Número de perfil:** 1
- b) **Nombre del suelo:** zona reforestada con Tamarix y pasto (ZR)
- c) **Clasificación a nivel de generalización amplia:** FAO: Solonchak Gléycó de textura fina.
- d) **Fecha de observación:** 05 de Septiembre del 2013
- e) **Autores de la descripción:** M. en C. Patricia Mireles Lezama y M. en C. Abel Ibáñez Huerta
- f) **Ubicación:** El perfil 1 se localizó a los 2°153,879 m latitud norte y 500,549 m longitud oeste. Su ubicación se encuentra aproximadamente a 800 metros de distancia de uno de los accesos de la ZFET entrando por la carretera federal de cuota (Peñón-Texcoco) en dirección noreste-suroeste.
- g) **Altitud:** 2235 msnm
- h) **Forma del terreno:** La forma de la superficie del terreno es casi plana con pequeños montículos dispersos, correspondiente a una planicie aluvial-lacustre de fondo de Valle.
- i) **Pendiente donde el perfil está situado:** El perfil se orientó en dirección sur en una pendiente entre 0 y 2%
- j) **Vegetación o uso de suelo:** La zona se encuentra constituida principalmente por vegetación secundaria, caracterizada por una cobertura vegetal densa pero con baja diversidad de especies de hojas perennes con dominancia del bosque de Tamarix chinensis y juniperina (introducido); en combinación con pastos salados del género Distichlis Spicata (endémicos del lugar). Dada su política de restauración de la zona y la baja productividad de estos suelos, no se presenta un uso productivo ni comercial.
- k) **Clima:** Semiárido-templado. Durante la descripción del perfil se registró una temperatura ambiente de 20°C y el estado del tiempo fue soleado-despejado, con reporte de lluvia ligera en las últimas 24 horas.

II. Información general acerca del suelo

- a) **Material de partida:** Sedimentos lacustres y aluviales con interestratificación de ceniza volcánica derivados de la alteración y depositación del material ígneo presente en la zona circundante del valle de México (tobas, brechas, derrames de lava y depósitos de lahares principalmente de material andesítico y basáltico) conocido localmente como **aboncillo**.
- b) **Drenaje:** Moderadamente bien drenado (clase 3)
- c) **Condiciones de humedad del suelo:** Parcialmente húmedo a los 15 cm de profundidad y totalmente húmedo por debajo de ésta. Su condición es

atribuida a la precipitación de los meses anteriores y a la surgencia de las aguas de la capa freática.

- d) **Profundidad de la capa freática:** A partir de los 80 cm de profundidad
- e) **Presencia de piedras en la superficie o afloramientos rocosos:** Clase 0
- f) **Evidencia de erosión:** No presenta erosión
- g) **Presencia de sales o álcali:** Aunque no se presentó encostramiento salino en la superficie de los suelos, la presencia de especies halófitas y glicófitas, así como la inhibición en el desarrollo y crecimiento de cultivos indican que estos suelos se encuentran moderadamente afectados por las sales (clase 2). En lo que respecta a la sodicidad, los valores calculados en campo de pH (en promedio de 8) indican una afectación por álcali.
- h) **Influencia humana:** La evidencia más clara es la forestación y reforestación del área.

III. **Breve descripción del perfil:** perfil moderadamente profundo, drenaje moderado, de color café grisáceo a grisáceo oscuro. De estructura migajosa a prismática con presencia de raíces en los primeros centímetros del perfil y una cobertura vegetal densa en la superficie. Se identificaron 4 horizontes.

IV. Descripción de los horizontes del suelo

<p>Horizonte (0-10 cm)</p>	<ul style="list-style-type: none"> a) Color: (i) húmedo: negro (2.5Y 2.5/1) (ii) seco: sin dato b) Manchas de color: sin manchas de color c) Textura: franco-limoso d) Estructura: migajosa de tamaño fino y desarrollo débil e) Consistencia: (i) mojado: ligeramente adherente (Adhesividad) (ii) húmedo: muy friable f) Plasticidad: plástico g) Cutanes: Sin registro de dato h) Cementación: sin evidencia i) Poros: muchos poros, finos (0.5-2mm) y de tipo vesicular j) Contenido de fragmentos de rocas y minerales: Sin evidencia k) Contenido de nódulos minerales: Sin datos l) Capas endurecidas: Sin evidencia m) Contenido de carbonatos y sales solubles: calcáreo, con efervescencia visible de HCl n) Restos de la actividad humana: sin evidencia o) Rasgos de origen biológico: caparzones de caracol degradado
--	--

	<p>p) Contenido de raíces: muy abundantes de tamaño finas (<2mm) y medias (2-5mm)</p> <p>q) Naturaleza del límite con el horizonte subyacente: difuso >15cm; topografía suave</p> <p>r) pH: 8</p> <p>s) Número de la muestra tomada para el análisis: (S711/13)</p>
<p>Horizonte (10-30cm)</p>	<p>a) Color: (i) húmedo: café grisáceo muy oscuro (2.5Y 3/2) (ii) seco: sin dato</p> <p>b) Manchas de color: sin manchas de color</p> <p>c) Textura: limo-arenoso</p> <p>d) Estructura: bloques subangulares de tamaño fino y medio con desarrollo moderado</p> <p>e) Consistencia: (i) mojado: muy adherente (adhesividad) (ii) húmedo: firme</p> <p>f) Plasticidad: muy plástico</p> <p>g) Cutanes: Sin registro de dato</p> <p>h) Cementación: sin evidencia</p> <p>i) Poros: poros frecuentes, de tipo intersticial y tamaño fino (0.5-2mm)</p> <p>j) Contenido de fragmentos de rocas y minerales: Sin evidencia</p> <p>k) Contenido de nódulos minerales: Sin registro de dato</p> <p>l) Capas endurecidas: Sin evidencia</p> <p>m) Contenido de carbonatos y sales solubles: calcáreo, con efervescencia visible de HCl</p> <p>n) Restos de la actividad humana: Sin evidencias Rasgos de origen biológico: Sin evidencias</p> <p>o) Contenido de raíces: frecuentes de tamaño finas (<2mm), medias (2-5mm) y gruesas (>5mm)</p> <p>p) Naturaleza del límite con el horizonte subyacente: difuso >15cm; de topografía ondulada</p> <p>q) pH: 8</p> <p>r) Número de la muestra tomada para el análisis: (S712/13)</p>

<p>Horizonte (30-75cm)</p>	<p>a) Color: (i) húmedo: gris muy oscuro (2.5Y 3/1) (ii) seco: gris oscuro (5Y 4/1)</p> <p>b) Manchas de color: manchas amarillentas oscuras (2.5Y 4/2) frecuentes (entre 2 y 20% de la superficie expuesta), de tamaño medianos (entre 5 y 15 mm de diámetro)</p> <p>c) Textura: limosa</p> <p>d) Estructura: prismática, de tamaño muy grueso (> 50 mm) y desarrollo muy fuerte</p> <p>e) Consistencia: (i) mojado: Adherente (Adhesividad) (ii) húmedo: firme</p> <p>f) Plasticidad: plástico</p> <p>g) Cutanes: Sin registro de dato</p> <p>h) Cementación: sin evidencia</p> <p>i) Poros: poros frecuentes, finos (0.5-2mm) y de tipo vesicular</p> <p>j) Contenido de fragmentos de rocas y minerales: Sin evidencia</p> <p>k) Contenido de nódulos minerales: Sin registro de datos</p> <p>l) Capas endurecidas: Sin evidencia</p> <p>m) Contenido de carbonatos y sales solubles: No calcáreo, sin efervescencia visible del HCl</p> <p>n) Restos de la actividad humana: sin evidencias Rasgos de origen biológico: sin evidencias</p> <p>o) Contenido de raíces: escasas, de tamaño finas (<2mm) y medias (2-5mm)</p> <p>p) Naturaleza del límite con el horizonte subyacente: claro (2 a 5cm); de topografía suave</p> <p>q) pH: 9</p> <p>r) Número de la muestra tomada para el análisis: (S713/13)</p>
<p>Horizonte (75-100cm)</p>	<p>a) Color: (i) húmedo: gris oscuro (2.5Y 4/1) (ii) seco: gris (2.5Y 5/1)</p> <p>b) Manchas de color: sin manchas de color</p> <p>c) Textura: arcillo-limosa</p> <p>d) Estructura: bloques angulares de tamaño medio (10-20 mm) con desarrollo moderado</p> <p>e) Consistencia: (i) mojado: muy adherente (adhesividad) (ii) húmedo: friable</p> <p>f) Plasticidad: muy plástico</p> <p>g) Cutanes: Sin registro de dato</p> <p>h) Cementación: sin evidencia</p> <p>i) Poros: pocos poros, de tipo intersticial y vesicular, de tamaño fino (entre 0.5 y 2 mm)</p> <p>j) Contenido de fragmentos de rocas y minerales: Sin evidencia</p>

	<p>k) Contenido de nódulos minerales: Sin registro de dato</p> <p>l) Capas endurecidas: Sin registro de dato</p> <p>m) Contenido de carbonatos y sales solubles: No calcáreo, sin efervescencia visible de HCl</p> <p>n) Restos de la actividad humana: Sin evidencias</p> <p>Rasgos de origen biológico: Sin evidencias</p> <p>Contenido de raíces: pocas (1-2) y finas (<2mm)</p> <p>o) Naturaleza del límite con el horizonte subyacente: sin registro de dato</p> <p>p) pH: 8</p> <p>q) Número de la muestra tomada para el análisis: (S714/13)</p>
--	---

V. Interpretación de la descripción.

Los efectos derivados de la presencia de sales en estos suelos parecen menos severos en los primeros dos horizontes que en los horizontes subsecuentes. Lo cual puede indicar una menor acumulación de sales en los horizontes superficiales, probablemente por efecto del lavado consecutivo de los suelos y sus características estructurales que han propiciado una mayor permeabilidad y un drenaje subterráneo más rápido. No obstante, los valores de pH pueden señalar una tendencia a la sodicidad de los horizontes, reflejado en el desarrollo y crecimiento de la vegetación del lugar. Aun así, la forestación y reforestación de la zona ha ayudado a reducir las concentraciones de sales en estos suelos actuando como una cubierta que conserva la humedad del suelo y reduce la surgencia superficial de las sales, minimizando los procesos de erosión y actuando como fuente productora de materia orgánica.

Anexo 2. Ficha descriptiva del perfil de suelo de la zona de pastizal (ZP)

I. Información acerca del sitio de muestra

- a) **Número de perfil:** 2
- b) **Nombre del suelo:** zona de pastizal reforestado con pasto salado (ZP)
Clasificación a nivel de generalización amplia: FAO: Solonchak Gléyco de textura fina.
- c) **Fecha de observación:** 04 de Septiembre del 2013
- d) **Autores de la descripción:** M. en C. Abel Ibáñez Huerta y P.C.A. Jhovany Quintana Mondragón
- e) **Ubicación:** El perfil 2 se localizó a los 2°16'11.499 m latitud norte y 99°50'06.12 m longitud oeste. Su ubicación se encuentra aproximadamente a 8.3 Km de distancia de uno de los accesos de la ZFET entrando por la carretera federal de cuota (Peñón-Texcoco) en dirección noreste-suroeste.
- f) **Altitud:** 2236 msnm
- g) **Forma del terreno:** La forma de la superficie del terreno es casi plana, correspondiente a una antigua Ciénega localizada en una planicie aluvial-lacustre denudativa.
- h) **Pendiente donde el perfil está situado:** El perfil se orientó en dirección norte en una pendiente entre 0 y 2%
- i) **Vegetación o uso de suelo:** cubierta dispersa de pastos salados, intercalada con manchones de suelo descubierto. Dada su baja productividad por la presencia de sales, no se presenta un uso productivo ni comercial en estos suelos.
- j) **Clima:** De acuerdo a la clasificación climática, la zona corresponde a un clima semiárido-templado. Durante la descripción del perfil el estado del tiempo fue nublado, con reporte de lluvia en las últimas 24 horas.

II. Información general acerca del suelo

- a) **Material de partida:** Sedimentos lacustres y aluviales con interestratificación de ceniza volcánica derivados de la alteración y depositación del material ígneo presente en la zona circundante del valle de México (tobas, brechas, derrames de lava y depósitos de lahares principalmente de material andesítico y basáltico) conocido localmente como **aboncillo+**.
- b) **Drenaje:** Escasamente drenado (clase 1)
- c) **Condiciones de humedad del suelo:** Húmedo en su totalidad
- d) **Profundidad de la capa freática:** A partir de los 100 cm de profundidad
- e) **Presencia de piedras en la superficie o afloramientos rocosos:** clase 0
- f) **Evidencia de erosión:** ligera, de tipo hídrica laminar y de tipo eólica por depositación de arenas y sales en las áreas desprovistas de vegetación
- g) **Presencia de sales o álcali:** Fuertemente afectados por sales (clase 3)
- h) **Influencia humana:** infraestructura de riego por goteo

- III. **Breve descripción general del perfil:** perfil profundo, escasamente drenado, de color café grisáceo oscuro a gris verdusco oscuro, producto de un desarrollo de ambiente gléyco. De estructura granular a prismática y en la que los agregados presentan una estabilidad mayor por debajo de los primeros 10 cm de profundidad, caracterizados por el predominio de arcillas. Todo el perfil es friable y poroso con una abundante presencia de raíces en los primeros 30 cm y reduciendo en densidad al aumentar la profundidad del perfil.

IV. **Descripción de los horizontes del suelo**

<p>Horizonte (0-10 m)</p>	<p>a) Color: (i) húmedo: café grisáceo oscuro (10YR 4/2) (ii) seco: gris oscuro (2.5Y 4/1) b) Manchas de color: sin evidencia c) Textura: franco-arcilloso d) Estructura: granular de tamaño fino (5 a 10 mm) y desarrollo moderado e) Consistencia: (i) mojado: muy adherente (Adhesividad) (ii) húmedo: friable f) Plasticidad: muy plástico g) Cutanes: Sin registro de dato h) Cementación: sin evidencia i) Poros: frecuentes poros, finos (0.5-2mm) y de tipo vesicular j) Contenido de fragmentos de rocas y minerales: Sin evidencia k) Contenido de nódulos minerales: Sin registro de dato l) Capas endurecidas: sin evidencia m) Contenido de carbonatos y sales solubles: fuertemente calcáreo, con efervescencia muy visible de HCl n) Restos de la actividad humana: sin evidencia o) Rasgos de origen biológico: sin evidencia p) Contenido de raíces: muy abundantes de tamaño finas (<2mm) y medias (2-5mm) q) Naturaleza del límite con el horizonte subyacente: claro (2-5cm); topografía suave r) pH: sin registro de dato s) Número de la muestra tomada para el análisis: (S607/13)</p>
---	---

<p>Horizonte (10-30cm)</p>	<p>a) Color: (i) húmedo: negro (gley1 2.5/N) (ii) seco: gris oscuro (gley1 4/N)</p> <p>b) Manchas de color: sin evidencia</p> <p>c) Textura: arcillo-limoso</p> <p>d) Estructura: bloques angulares de tamaño medio (10-20mm) y con desarrollo fuerte</p> <p>e) Consistencia: (i) mojado: muy adherente (adhesividad) (ii) húmedo: muy firme Plasticidad: muy plástico</p> <p>f) Cutanes: traslocación de material fino en las grietas</p> <p>g) Cementación: sin evidencia</p> <p>h) Poros: poros frecuentes, de tipo vesicular y canales; de tamaño medio (2-5mm)</p> <p>i) Contenido de fragmentos de rocas y minerales: Sin evidencia</p> <p>j) Contenido de nódulos minerales: Sin registro de dato</p> <p>k) Capas endurecidas: Sin evidencia</p> <p>l) Contenido de carbonatos y sales solubles: no calcáreo; sin efervescencia visible de HCl</p> <p>m) Restos de la actividad humana: sin evidencia</p> <p>n) Rasgos de origen biológico: sin evidencia</p> <p>o) Contenido de raíces: frecuentes, de tamaño finas (<2mm), medias (2-5mm) y gruesas (>5mm)</p> <p>p) Naturaleza del límite con el horizonte subyacente: claro (2-5cm); de topografía suave</p> <p>q) pH: sin registro de dato</p> <p>r) Número de la muestra tomada para el análisis: (S608/13)</p>
--	---

<p>Horizonte (30-70cm)</p>	<p>a) Color: (i) húmedo: grisáceo oscuro (gley1 2.5/10Y) (ii) seco: gris (gley1 5/N)</p> <p>b) Manchas de color: sin evidencia</p> <p>c) Textura: arcillo-limoso</p> <p>d) Estructura: prismática, de tamaño muy grueso (> 50 mm) y desarrollo moderado</p> <p>e) Consistencia: (i) mojado: muy adherente (Adhesividad) (ii) húmedo: muy firme</p> <p>f) Plasticidad: muy plástico</p> <p>g) Cutanes: evidencia de cutanes entre agregados</p> <p>h) Cementación: sin evidencia</p> <p>i) Poros: muy pocos (1-2), de tamaño finos (0.5-2mm) a medios (2-5mm) y de tipo intersticial y vesicular</p> <p>j) Contenido de fragmentos de rocas y minerales: sin evidencia</p> <p>k) Contenido de nódulos minerales: sin registro de dato</p> <p>l) Capas endurecidas: sin evidencia</p> <p>m) Contenido de carbonatos y sales solubles: ligeramente calcáreo, con reacción leve del HCl</p> <p>n) Restos de la actividad humana: sin evidencia</p> <p>o) Rasgos de origen biológico: sin evidencia</p> <p>p) Contenido de raíces: frecuentes, de tamaño finas (<2mm) a medianas (2-5mm)</p> <p>q) Naturaleza del límite con el horizonte subyacente: claro (2 a 5cm); de topografía suave</p> <p>r) pH: sin registro de dato</p> <p>s) Número de la muestra tomada para el análisis: (S609/13)</p>
<p>Horizonte (70-100cm)</p>	<p>a) Color: (i) húmedo: gris verdusco (gley1 5/10Y) (ii) seco: gris claro (gley1 7/N)</p> <p>b) Manchas de color: sin evidencia</p> <p>c) Textura: franco-limoso</p> <p>d) Estructura: bloques subangulares, de tamaño medio (10-20 mm) con desarrollo débil</p> <p>e) Consistencia: (i) mojado: adherente (adhesividad) (ii) húmedo: friable</p> <p>f) Plasticidad: plástico</p> <p>g) Cutanes: sin evidencia</p> <p>h) Cementación: sin evidencia</p> <p>i) Poros: pocos (2-5), de tipo vesicular y de tamaño grueso (5-20 mm)</p> <p>j) Contenido de fragmentos de rocas y minerales: sin evidencia</p> <p>k) Contenido de nódulos minerales: Sin registro de dato</p> <p>l) Capas endurecidas: Sin evidencia</p>

	<p>m) Contenido de carbonatos y sales solubles: No calcáreo, sin reacción del HCl</p> <p>n) Restos de la actividad humana: sin evidencia</p> <p>o) Rasgos de origen biológico: sin evidencia</p> <p>p) Contenido de raíces: pocas (1-2) y finas (<2mm)</p> <p>q) Naturaleza del límite con el horizonte subyacente: sin registro de dato</p> <p>r) pH: sin registro de dato</p> <p>s) Número de la muestra tomada para el análisis: (S610/13)</p>
--	---

V. Interpretación de la descripción.

Al parecer existe una mayor acumulación de sales en puntos específicas del suelo, probablemente derivado del drenaje subterráneo y las zonas de confinamiento de las sales; superficialmente identificados como zonas desprovistas de vegetación en las que los procesos de erosión son más evidentes. En general, el perfil presenta cierta constancia en las características de los horizontes; sin embargo, en lo que respecta al desarrollo de las raíces y a la porosidad, es claro que estas se vuelven menos abundantes conforme aumenta la profundidad.

Anexo 3. Ficha descriptiva del perfil de suelo de la zona desnuda (ZD)

I. Información acerca del sitio de muestra

- a) **Número de perfil:** 3
- b) **Nombre del suelo:** suelo desnudo (ZD)
Clasificación a nivel de generalización amplia: FAO: Solonchak Gléyco de textura fina.
- c) **Fecha de observación:** 04 de Septiembre del 2013
- d) **Autores de la descripción:** M. en C. Abel Ibáñez Huerta, P.C.A. Jhovany Quintana Mondragón y P.C.A. Itzel González Ornelas
- e) **Ubicación:** El perfil 3 se localizó a los 2°162,975 m latitud norte y 500,496 m longitud oeste. Su ubicación se encuentra aproximadamente a 9.8 Km de distancia de uno de los accesos de la ZFET entrando por la carretera federal de cuota (Peñón-Texcoco) en dirección noreste-suroeste.
- f) **Altitud:** 2239 msnm
- g) **Forma del terreno:** La forma de la superficie del terreno es casi plana, localizada en una planicie de inundación
- h) **Pendiente donde el perfil está situado:** El perfil se orientó en dirección este en una pendiente entre 0 y 2%
- i) **Vegetación o uso de suelo:** Área desprovista de vegetación. Utilizada en el pasado para la extracción de sosa cáustica por la empresa Sosa Texcoco
- j) **Clima:** De acuerdo a la clasificación climática, la zona corresponde a un clima semiárido-templado. Durante la descripción del perfil se registró una temperatura ambiente de 14°C y el estado del tiempo fue nublado, con reporte de lluvia en las últimas 24 horas

II. Información general acerca del suelo

- a) **Material de partida:** Sedimentos lacustres y aluviales con interestratificación de ceniza volcánica derivados de la alteración y depositación del material ígneo presente en la zona circundante del valle de México (tobas, brechas, derrames de lava y depósitos de lahares principalmente de material andesítico y basáltico) conocido localmente como **aboncillo**.
- b) **Drenaje:** Muy escasamente drenado (clase 0)
- c) **Condiciones de humedad del suelo:** Húmedo hasta los 80 cm y saturado por debajo de esta profundidad
- d) **Profundidad de la capa freática:** A partir de los 220 cm de profundidad
- e) **Presencia de piedras en la superficie o afloramientos rocosos:** clase 0
- f) **Evidencia de erosión:** severa, de tipo hídrica laminar y de tipo eólica por depositación de arenas y sales

- g) **Presencia de sales o álcali:** Totalmente afectado (condición hipersalina), con presencia de costras salinas dispersas en la superficie y limitada vegetación de tipo halófito
- h) **Influencia humana:** infraestructura hidráulica en desuso y construcción de camino lateral

III. **Breve descripción general del perfil:** perfil profundo, de drenaje deficiente, gris verdusco indicativo de un ambiente gléyico, interrumpido por procesos de óxido-reducción, evidente entre los 50 y 120 cm de profundidad. La estructura es débil en todo el perfil, posiblemente derivado de una condición sódica y alcalina grave, que además ha inhibido el desarrollo vegetativo de la zona; siendo la evidencia más clara, la nula presencia de raíces en todo el perfil. La homogeneidad en las características de los horizontes puede indicar un reciente proceso de desarrollo pedológico en el suelo.

IV. Descripción de los horizontes del suelo

<p>Horizonte (0-10 m)</p>	<ul style="list-style-type: none"> a) Color: (i) húmedo: gris verdusco oscuro (gley1 4/10Y) (ii) seco: sin registro de dato b) Manchas de color: sin evidencia c) Textura: limo-arenoso d) Estructura: laminar, de tamaño medio (10-20mm) y desarrollo débil e) Consistencia: (i) mojado: ligeramente adherente (Adhesividad) (ii) húmedo: muy friable f) Plasticidad: ligeramente plástico g) Cutanes: sin registro de dato h) Cementación: sin evidencia i) Poros: muchos (>20), medios (2-5mm) y de tipo vesicular e intersticial j) Contenido de fragmentos de rocas y minerales: sin evidencia k) Contenido de nódulos minerales: sin registro de dato l) Capas endurecidas: sin evidencia m) Contenido de carbonatos y sales solubles: fuertemente calcáreo, con efervescencia muy visible de HCl n) Restos de la actividad humana: sin evidencia o) Rasgos de origen biológico: sin evidencia p) Contenido de raíces: sin evidencia q) Naturaleza del límite con el horizonte subyacente: claro (2-5cm); topografía suave r) pH: 11 s) Número de la muestra tomada para el análisis:
---	--

	(S611/13)
Horizonte (10-18/20cm)	<p>a) Color: (i) húmedo: gris verdusco muy oscuro (gley1 3/10Y) (ii) seco: gris verdusco (gley1 5/10Y)</p> <p>b) Manchas de color: sin evidencia</p> <p>c) Textura: limo-arenoso</p> <p>d) Estructura: bloques subangulares, de tamaño medio (10-20mm) y desarrollo débil</p> <p>e) Consistencia: (i) mojado: ligeramente adherente (adhesividad) (ii) húmedo: muy friable</p> <p>f) Plasticidad: plástico</p> <p>g) Cutanes: sin registro de dato</p> <p>h) Cementación: pseudomicelas de carbonato de calcio</p> <p>i) Poros: muchos (>20), medios (2-5mm) y de tipo vesicular e intersticial</p> <p>j) Contenido de fragmentos de rocas y minerales: sin evidencia</p> <p>k) Contenido de nódulos minerales: sin registro de dato</p> <p>l) Capas endurecidas: sin evidencia</p> <p>m) Contenido de carbonatos y sales solubles: fuertemente calcáreo, con efervescencia muy visible de HCl</p> <p>n) Restos de la actividad humana: sin evidencia</p> <p>o) Rasgos de origen biológico: sin evidencia</p> <p>p) Contenido de raíces: sin evidencia</p> <p>q) Naturaleza del límite con el horizonte subyacente: claro (2-5cm); topografía suave</p> <p>r) pH: 10</p> <p>s) Número de la muestra tomada para el análisis: (S612/13)</p>
Horizonte (18/20-25cm)	<p>a) Color: (i) húmedo: gris verdusco (gley1 5/10Y) (ii) seco: sin registro de dato</p> <p>b) Manchas de color: colores amarillentos en franjas que interrumpen la continuidad del horizonte</p> <p>c) Textura: arenoso</p> <p>d) Estructura: laminar, de tamaño medio (10-20mm) y desarrollo débil</p> <p>e) Consistencia: (i) mojado: no adherente (adhesividad) (ii) húmedo: suelto</p> <p>f) Plasticidad: no plástico</p> <p>g) Cutanes: sin registro de dato</p> <p>h) Cementación: sin evidencia</p> <p>i) Poros: muchos (>20), gruesos (5-20mm) y de tipo vesicular</p>

	<p>j) Contenido de fragmentos de rocas y minerales: sin evidencia</p> <p>k) Contenido de nódulos minerales: sin registro de dato</p> <p>l) Capas endurecidas: sin evidencia</p> <p>m) Contenido de carbonatos y sales solubles: ligeramente calcáreo, efervescencia débil de HCl</p> <p>n) Restos de la actividad humana: sin evidencia</p> <p>o) Rasgos de origen biológico: sin evidencia</p> <p>p) Contenido de raíces: sin evidencia</p> <p>q) Naturaleza del límite con el horizonte subyacente: claro (2-5cm); topografía suave</p> <p>r) pH: 10</p> <p>s) Número de la muestra tomada para el análisis: (S613/13)</p>
<p>Horizonte (25-35cm)</p>	<p>a) Color: (i) húmedo: gris verdusco oscuro (gle1 4/10Y) (ii) seco: gris verdusco (gley1 6/10Y)</p> <p>b) Manchas de color: sin evidencia</p> <p>c) Textura: arcillo-arenoso</p> <p>d) Estructura: laminar, de tamaño medio (10-20mm) y desarrollo moderado</p> <p>e) Consistencia: (i) mojado: muy adherente (adhesividad) (ii) húmedo: friable</p> <p>f) Plasticidad: plástico</p> <p>g) Cutanes: sin registro de dato</p> <p>h) Cementación: sin evidencia</p> <p>i) Poros: frecuentes (5-20), medios (2-5mm) y de tipo vesicular e intersticial</p> <p>j) Contenido de fragmentos de rocas y minerales: sin evidencia</p> <p>k) Contenido de nódulos minerales: sin registro de dato</p> <p>l) Capas endurecidas: sin evidencia</p> <p>m) Contenido de carbonatos y sales solubles: calcáreo, con efervescencia visible de HCl</p> <p>n) Restos de la actividad humana: sin evidencia</p> <p>o) Rasgos de origen biológico: sin evidencia</p> <p>p) Contenido de raíces: sin evidencia</p> <p>q) Naturaleza del límite con el horizonte subyacente: difuso (>15cm); topografía suave</p> <p>r) pH: 9</p> <p>s) Número de la muestra tomada para el análisis: (S614/13)</p>
<p>Horizonte (35-50cm)</p>	<p>a) Color: (i) húmedo: gris verdusco (gley1 5/10Y) (ii) seco: gris (2.5Y 5/1)</p> <p>b) Manchas de color: sin evidencia</p>

	<p>c) Textura: arcillo-limoso</p> <p>d) Estructura: bloques angulares, de tamaño medio (10-20mm) a grueso (20-50mm) y desarrollo fuerte</p> <p>e) Consistencia: (i) mojado: muy adherente (adhesividad) (ii) húmedo: friable</p> <p>f) Plasticidad: plástico</p> <p>g) Cutanes: traslocación de arcillas</p> <p>h) Cementación: sin evidencia</p> <p>i) Poros: frecuentes (5-20), finos (0.5-2mm) y de tipo vesicular</p> <p>j) Contenido de fragmentos de rocas y minerales: sin evidencia</p> <p>k) Contenido de nódulos minerales: sin registro de dato</p> <p>l) Capas endurecidas: sin evidencia</p> <p>m) Contenido de carbonatos y sales solubles: ligeramente calcáreo, efervescencia débil de HCl</p> <p>n) Restos de la actividad humana: sin evidencia</p> <p>o) Rasgos de origen biológico: sin evidencia</p> <p>p) Contenido de raíces: sin evidencia</p> <p>q) Naturaleza del límite con el horizonte subyacente: difuso (>15cm); topografía ondulado</p> <p>r) pH: 9</p> <p>s) Número de la muestra tomada para el análisis: (S615/13)</p>
<p>Horizonte (50-60cm)</p>	<p>a) Color: (i) húmedo: gris verdusco muy oscuro (gley1 3/10Y) (ii) seco: gris muy oscuro (gley1 3/N)</p> <p>b) Manchas de color: sin evidencia</p> <p>c) Textura: franco arcillo-limoso</p> <p>d) Estructura: bloques subangulares, de tamaño medio (10-20mm) y desarrollo moderado</p> <p>e) Consistencia: (i) mojado: muy adherente (adhesividad) (ii) húmedo: friable</p> <p>f) Plasticidad: muy plástico</p> <p>g) Cutanes: traslocación de arcillas</p> <p>h) Cementación: sin evidencia</p> <p>i) Poros: frecuentes (5-20), finos (0.5-2mm) y de tipo vesicular</p> <p>j) Contenido de fragmentos de rocas y minerales: sin evidencia</p> <p>k) Contenido de nódulos minerales: sin registro de dato</p> <p>l) Capas endurecidas: sin evidencia</p> <p>m) Contenido de carbonatos y sales solubles: no calcáreo, sin reacción del HCl</p> <p>n) Restos de la actividad humana: sin evidencia</p> <p>o) Rasgos de origen biológico: sin evidencia</p>

	<p>p) Contenido de raíces: sin evidencia</p> <p>q) Naturaleza del límite con el horizonte subyacente: abrupto (0-2cm); topografía suave</p> <p>r) pH: 9</p> <p>s) Número de la muestra tomada para el análisis: (S616/13)</p>
<p>Horizonte (60-70/80cm)</p>	<p>a) Color: (i) húmedo: gris verdusco muy oscuro (gley1 3/10Y) (ii) seco: gris verdusco oscuro (gley1 4/10Y)</p> <p>b) Manchas de color: sin evidencia</p> <p>c) Textura: franco-arenoso</p> <p>d) Estructura: bloques subangulares, de tamaño medio (10-20mm) y desarrollo moderado</p> <p>e) Consistencia: (i) mojado: adherente (adhesividad) (ii) húmedo: friable</p> <p>f) Plasticidad: plástico</p> <p>g) Cutanes: sin registro de dato</p> <p>h) Cementación: sin evidencia</p> <p>i) Poros: muy pocos (1-2), finos (0.5-2mm) y de tipo intersticial</p> <p>j) Contenido de fragmentos de rocas y minerales: sin evidencia</p> <p>k) Contenido de nódulos minerales: sin registro de dato</p> <p>l) Capas endurecidas: sin evidencia</p> <p>m) Contenido de carbonatos y sales solubles: calcáreo, con efervescencia visible de HCl</p> <p>n) Restos de la actividad humana: sin evidencia</p> <p>o) Rasgos de origen biológico: sin evidencia</p> <p>p) Contenido de raíces: sin evidencia</p> <p>q) Naturaleza del límite con el horizonte subyacente: abrupto (0-2cm); topografía ondulado</p> <p>r) pH: 10</p> <p>s) Número de la muestra tomada para el análisis: (S617/13)</p>
<p>Horizonte (70/80-100cm)</p>	<p>a) Color: (i) húmedo: gris verdusco (gley1 5/10Y) (ii) seco: gris verdusco (gley1 5/10Y)</p> <p>b) Manchas de color: sin evidencia</p> <p>c) Textura: arcillo-limoso</p> <p>d) Estructura: bloques angulares, de tamaño grueso (20-50mm) y desarrollo moderado</p> <p>e) Consistencia: (i) mojado: muy adherente (adhesividad) (ii) húmedo: friable</p> <p>f) Plasticidad: muy plástico</p> <p>g) Cutanes: traslocación de material fino entre las grietas</p> <p>h) Cementación: sin evidencia</p>

	<p>i) Poros: muy pocos (1-2), finos (0.5-2mm) y de tipo vesicular</p> <p>j) Contenido de fragmentos de rocas y minerales: sin evidencia</p> <p>k) Contenido de nódulos minerales: sin registro de dato</p> <p>l) Capas endurecidas: sin evidencia</p> <p>m) Contenido de carbonatos y sales solubles: no calcáreo, sin reacción del HCl</p> <p>n) Restos de la actividad humana: sin evidencia</p> <p>o) Rasgos de origen biológico: sin evidencia</p> <p>p) Contenido de raíces: sin evidencia</p> <p>q) Naturaleza del límite con el horizonte subyacente: gradual (5-15cm); topografía suave</p> <p>r) pH: 9</p> <p>s) Número de la muestra tomada para el análisis: (S618/13)</p>
<p>Horizonte (100-120cm)</p>	<p>a) Color: (i) húmedo: gris verdusco oscuro (gley1 4/10Y) (ii) seco: gris (2.5Y 5/1)</p> <p>b) Manchas de color: pocas y gruesas (>20mm) de color parduzco (10YR 4/4)</p> <p>c) Textura: arcillo-limoso</p> <p>d) Estructura: bloques angulares y subangulares, de tamaño medio (10-20mm) a grueso (20-50mm) y desarrollo moderado</p> <p>e) Consistencia: (i) mojado: muy adherente (adhesividad) (ii) húmedo: friable</p> <p>f) Plasticidad: muy plástico</p> <p>g) Cutanes: traslocación de material fino entre las grietas</p> <p>h) Cementación: sin evidencia</p> <p>i) Poros: muy pocos (1-2), finos (0.5-2mm) y de tipo vesicular</p> <p>j) Contenido de fragmentos de rocas y minerales: sin evidencia</p> <p>k) Contenido de nódulos minerales: sin registro de dato</p> <p>l) Capas endurecidas: sin evidencia</p> <p>m) Contenido de carbonatos y sales solubles: ligeramente calcáreo, efervescencia débil de HCl</p> <p>n) Restos de la actividad humana: sin evidencia</p> <p>o) Rasgos de origen biológico: sin evidencia</p> <p>p) Contenido de raíces: sin evidencia</p> <p>q) Naturaleza del límite con el horizonte subyacente: abrupto (0-2cm); topografía ondulado</p> <p>r) pH: 9</p> <p>s) Número de la muestra tomada para el análisis:</p>

	(S619/13)
Horizonte (120-140cm)	<p>a) Color: (i) húmedo: negro (gley1 2.5/N) (ii) seco: gris (2.5Y 5/1)</p> <p>b) Manchas de color: frecuentes, de tamaño medio (6-20mm) y color café oscuro (5Y 6/6 y 5Y 5/2)</p> <p>c) Textura: franco arcillo-limoso</p> <p>d) Estructura: laminar, de tamaño grueso (20-50mm) y desarrollo moderado</p> <p>e) Consistencia: (i) mojado: muy adherente (adhesividad) (ii) húmedo: friable</p> <p>f) Plasticidad: muy plástico</p> <p>g) Cutanes: mezcla de materiales (tefra y ceniza intemperizada)</p> <p>h) Cementación: sin evidencia</p> <p>i) Poros: muy pocos (1-2), finos (0.5-2mm) y de tipo vesicular</p> <p>j) Contenido de fragmentos de rocas y minerales: sin evidencia</p> <p>k) Contenido de nódulos minerales: sin registro de dato</p> <p>l) Capas endurecidas: sin evidencia</p> <p>m) Contenido de carbonatos y sales solubles: calcáreo, con efervescencia visible de HCl</p> <p>n) Restos de la actividad humana: sin evidencia</p> <p>o) Rasgos de origen biológico: sin evidencia</p> <p>p) Contenido de raíces: sin evidencia</p> <p>q) Naturaleza del límite con el horizonte subyacente: sin evidencia</p> <p>r) pH: 9</p> <p>s) Número de la muestra tomada para el análisis: (S620/13)</p>

V. Interpretación de la descripción.

Dada la condición hipersalina y sódica del perfil, el desarrollo vegetativo de la zona parece remotamente factible. No obstante, el lavado de los suelos y la aplicación de mejoradores químicos han permitido el desarrollo ralo de especies halófitas con una fuerte resistencia a dichas condiciones. La presencia de carbonatos y valores de pH altos, afectan la estructura del suelo volviéndose susceptible a la erosión, principalmente de tipo hídrica.

ANEXO B

Matriz de relaciones entre dos variables cuantitativas por el método de Pearson

Anexo 1. Coeficiente de correlación por el método de Pearson

		sitio	muestra	DA	% C	DR	% porosidad	CE	pH	PSI	Cl ⁻ (ppm)	NO ³⁻ (ppm)	SO ₄ ²⁻ (ppm)	Na ²⁺ (ppm)	K ⁺ (ppm)	Ca ²⁺ (ppm)	Mg ²⁺ (ppm)	text (%arena)	text (% arcilla)	text (% limo)
sitio	Pearson	1	.173	.561**	-.184	.455	-.007	.840**	.913**	.928**	.854**	.354	.766**	.832**	.753**	-.824**	-.532**	.138	.105	-.294
	Correlation																			
	Sig. (2-tailed)		.240	.000	.244	.058	.979	.000	.000	.000	.000	.150	.000	.000	.000	.000	.023	.862	.895	.706
muestra	N	48	48	48	42	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	4	4	4
	Pearson	.173	1	.410*	-.489*	.083	.144	.029	.145	.113	.126	.247	.089	-.012	.128	-.127	-.096	^a	^a	^a
	Correlation																			
DA	Sig. (2-tailed)	.240	.004	.001	.744	.568	.909	.566	.657	.617	.324	.727	.963	.613	.615	.706	.000	.000	.000	
	N	48	48	48	42	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	4	4	4
	Pearson	.561**	.410**	1	-.645**	.320	-.559**	.502	.590**	.657**	.483	.115	.451	.483	.344	-.333	-.355	-.399	.432	.362
% C	Correlation																			
	Sig. (2-tailed)	.000	.004	.000	.196	.016	.034	.010	.003	.043	.651	.060	.042	.162	.177	.148	.601	.568	.638	
	N	48	48	48	42	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	4	4	4
DR	Pearson	-.184	-.489*	-.645**	1	.128	.450	.191	.239	.176	.248	.247	.205	.239	.122	-.346	.000	.501	-.303	-.614
	Correlation																			
	Sig. (2-tailed)	.244	.001	.000	.692	.143	.551	.454	.585	.437	.438	.523	.454	.706	.270	.999	.499	.697	.386	
DR	N	42	42	42	42	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	4	4	4
	Pearson	.455	.083	.320	.128	1	.591**	.619**	.355	.550	.601**	.427	.597**	.644**	.543**	-.345	-.139	-.509	.662	.389
	Correlation																			
% porosidad	Sig. (2-tailed)	.058	.744	.196	.692	.010	.006	.149	.018	.008	.077	.009	.004	.020	.160	.581	.491	.338	.611	
	N	18	18	18	12	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	4	4	4
	Pearson	-.007	.144	-.559**	.450	.591**	1	.112	-.198	-.082	.128	.283	.130	.164	.171	-.010	.176	.252	-.173	-.294
CE	Correlation																			
	Sig. (2-tailed)	.979	.568	.016	.143	.010	.657	.430	.748	.614	.254	.606	.515	.498	.969	.486	.748	.827	.706	
	N	18	18	18	12	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	4	4	4
CE	Pearson	.840**	.029	.502	.191	.619**	.112	1	.783**	.899**	.965**	.598**	.961**	.955**	.931**	-.670**	-.407	-.203	.434	.042
	Correlation																			
	Sig. (2-tailed)	.000	.909	.034	.551	.006	.657	.000	.000	.000	.000	.009	.000	.000	.000	.002	.094	.797	.566	.958

Almacenes de carbono orgánico en tres sitios con diferente cobertura vegetal de la Zona Federal del ex-lago de Texcoco

	N	18	18	18	12	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	4	4	4
pH	Pearson	.913	.145	.590	.239	.355	-.198	.783	1	.957	.778	.388	.727	.752	.705	-.860	-.654	.385	-.194	-.498
	Correlation																			
	Sig. (2-tailed)	.000	.566	.010	.454	.149	.430	.000		.000	.000	.112	.001	.000	.001	.000	.003	.615	.806	.502
	N	18	18	18	12	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	4	4	4
PSI	Pearson	.928	.113	.657	.176	.550	-.082	.899	.957	1	.899	.450	.845	.878	.816	-.814	-.597	.100	.096	-.226
	Correlation																			
	Sig. (2-tailed)	.000	.657	.003	.585	.018	.748	.000	.000		.000	.061	.000	.000	.000	.000	.009	.900	.904	.774
	N	18	18	18	12	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	4	4	4
Cl ⁻ (ppm)	Pearson	.854	.126	.483	.248	.601	.128	.965	.778	.899	1	.579	.943	.964	.901	-.659	-.404	-.165	.385	.012
	Correlation																			
	Sig. (2-tailed)	.000	.617	.043	.437	.008	.614	.000	.000	.000		.012	.000	.000	.000	.003	.096	.835	.615	.988
	N	18	18	18	12	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	4	4	4
NO ⁻³ (ppm)	Pearson	.354	.247	.115	.247	.427	.283	.598	.388	.450	.579	1	.712	.512	.609	-.236	.004	-.136	.388	-.037
	Correlation																			
	Sig. (2-tailed)	.150	.324	.651	.438	.077	.254	.009	.112	.061	.012		.001	.030	.007	.345	.986	.864	.612	.963
	N	18	18	18	12	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	4	4	4
SO ²⁻ (ppm)	Pearson	.766	.089	.451	.205	.597	.130	.961	.727	.845	.943	.712	1	.932	.926	-.628	-.356	-.260	.499	.092
	Correlation																			
	Sig. (2-tailed)	.000	.727	.060	.523	.009	.606	.000	.001	.000	.000	.001		.000	.000	.005	.147	.740	.501	.908
	N	18	18	18	12	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	4	4	4
Na ⁺ (ppm)	Pearson	.832	-.012	.483	.239	.644	.164	.955	.752	.878	.964	.512	.932	1	.887	-.645	-.359	-.171	.394	.016
	Correlation																			
	Sig. (2-tailed)	.000	.963	.042	.454	.004	.515	.000	.000	.000	.000	.030	.000		.000	.004	.143	.829	.606	.984
	N	18	18	18	12	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	4	4	4
K ⁺ (ppm)	Pearson	.753	.128	.344	.122	.543	.171	.931	.705	.816	.901	.609	.926	.887	1	-.610	-.371	-.281	.520	.112
	Correlation																			
	Sig. (2-tailed)	.000	.613	.162	.706	.020	.498	.000	.001	.000	.000	.007	.000	.000		.007	.130	.719	.480	.888
	N	18	18	18	12	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	4	4	4
Ca ²⁺ (ppm)	Pearson	-.824	-.127	-.333	-.346	-.345	-.010	-.670	-.860	-.814	-.659	-.236	-.628	-.645	-.610	1	.861	-.689	.484	.800
	Correlation																			
	Sig. (2-tailed)	.000	.615	.177	.270	.160	.969	.002	.000	.000	.003	.345	.005	.004	.007		.000	.311	.516	.200

Almacenes de carbono orgánico en tres sitios con diferente cobertura vegetal de la Zona Federal del ex-lago de Texcoco

	N	18	18	18	12	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	4	4	4
Mg ²⁺ (ppm)	Pearson Correlation	-.532	-.096	-.355	.000	-.139	.176	-.407	-.654	-.597	-.404	.004	-.356	-.359	-.371	.861	1	-.962	.936	.942
	Sig. (2-tailed)	.023	.706	.148	.999	.581	.486	.094	.003	.009	.096	.986	.147	.143	.130	.000		.038	.064	.058
	N	18	18	18	12	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	4	4
text (%arena)	Pearson Correlation	.138	^a	-.399	.501	-.509	.252	-.203	.385	.100	-.165	-.136	-.260	-.171	-.281	-.689	-.962	1	-.966	-.985
	Sig. (2-tailed)	.862	.000	.601	.499	.491	.748	.797	.615	.900	.835	.864	.740	.829	.719	.311	.038		.034	.015
	N	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
text (% arcilla)	Pearson Correlation	.105	^a	.432	-.303	.662	-.173	.434	-.194	.096	.385	.388	.499	.394	.520	.484	.936	-.966	1	.907
	Sig. (2-tailed)	.895	.000	.568	.697	.338	.827	.566	.806	.904	.615	.612	.501	.606	.480	.516	.064	.034		.093
	N	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
text (% limo)	Pearson Correlation	-.294	^a	.362	-.614	.389	-.294	.042	-.498	-.226	.012	-.037	.092	.016	.112	.800	.942	-.985	.907	1
	Sig. (2-tailed)	.706	.000	.638	.386	.611	.706	.958	.502	.774	.988	.963	.908	.984	.888	.200	.058	.015	.093	
	N	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4

** . Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed).

* . Correlation is significant at the 0.05 level (2-tailed).

a. Cannot be computed because at least one of the variables is constant.

