



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**INDICADORES DE LA PALEOVEGETACIÓN EN LAS
SECUENCIAS EDAFOSEDIMENTARIAS
HOLOCÉNICAS DEL RIO USUMACINTA.**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

B I O L O G O

P R E S E N T A:

SARA LÓPEZ RIVERA



**DIRECTOR DE TESIS: DRA. ELIZABETH
SOLLEIRO REBOLLEDO**

2012



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

1. Datos del alumno
López
Rivera
Sara
57 56 31 84
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ciencias
Biología
305089245
2. Datos del tutor
Dra.
Elizabeth
Solleiro
Rebolledo
3. Datos del sinodal 1
Dra.
Silke
Cram
Heydrich
4. Datos del sinodal 2
Dr.
Sergey
Sedov
5. Datos del sinodal 3
Dr.
Alexander Yohan
Correa
Metrio
6. Datos del sinodal 4
Dra.
Amada Laura
Reyes
Ortigoza
7. Datos del trabajo escrito
Indicadores de la Paleovegetación en las Secuencias Edafosedimentarias
del Rio Usumacinta.
Registros de condiciones de humedad y actividad antrópica.
139 p.
2012

*Dedicada con todo mi
amor a mi familia.*

Ser completamente libre y hallarse al mismo tiempo sujeto al dominio de la ley, he aquí la eterna paradoja de la vida humana, sentida por nosotros a cada momento.

Oscar Wilde.

AGRADECIMIENTOS.

Agradezco a la UNAM y a la Facultad de Ciencias por ser mi casa de estudios y por las oportunidades no solo educativas que me brindo.

Al Instituto de Geología por haberme brindado una beca durante la elaboración de este trabajo.

A los proyectos PAPIIT IN117709, PAPIIT IN110710, CONACYT 166878 y CONACYT-DLR J010/0705/09 por el apoyo económico que brindaron para la realización del trabajo.

A la **Dra. Elizabeth Solleiro Rebolledo** por ser mi tutora al apoyarme en la elaboración del presente trabajo, por sus valiosas correcciones y enseñanzas para mejorarlo.

Al Jurado para Examen de Grado: **Dr. Alexander Correa Metrio, Dr. Sergey Sedov, Dra. Silke Cram Heydrich y a la Dra. Amada Laura Reyes**, por sus observaciones que mejoraron y enriquecieron mi tesis, y su tiempo y paciencia para revisarla.

Al Técnico Académico **Rene Alcalá**, a la **M. en C. Kumiko Miyasaka** y al **M. en C. Jaime Díaz** por el apoyo los diferentes análisis de laboratorio químicos y físicos que se efectuaron para el desarrollo de este trabajo.

Al grupo de Paleosuelos (Serafín, Tamara, Yazmin, Gildo, Gina) en especial a la **M. en C. Berenice Solís** y al **Dr. Héctor Cabadas** por su apoyo y asesorías

que me brindaron en la elaboración de la tesis y por ayudarme a resolver las dudas que tenía sobre ésta.

A la Dra. Emily McClung de Tapia por las asesorías que me brindó para la resolver problemas en la identificación de los fitolitos.

A mi familia (mis padres, mis hermanas y a mi abuelo), en especial a mí hermana Elisa por todos los momentos que hemos pasado juntos y ser mí mejor amiga, a amigos de la universidad: mi DUO (Benjamín), Issaac, Sarai, a las niñas (Gaby, Anabel, Mayra y Ursula).

INDICE.

	PÁGINA.
RESUMEN.....	1
INTRODUCCIÓN.....	3
I.1 JUSTIFICACIÓN.....	5
I.2 HIPÓTESIS.....	7
I.3 OBJETIVO GENERAL.....	7
I.3.1 Objetivos específicos.....	8
II. ANTECEDENTES.....	9
III. MARCO TEÓRICO.....	12
III.1 SUELOS CÓMO EVIDENCIAS DE ESTABILIDAD EN EL AMBIENTE Y COMO HERRAMIENTA DE RECONSTRUCCIONES PALEOAMBIENTALES.....	12
III.2 LA MATERIA ORGÁNICA DEL SUELO (MOS).....	13
III.2.1 Proceso de descomposición y mineralización de la MOS.....	16
III.3 FACTORES QUE INFLUYEN EN LA DISTRIBUCIÓN DE LA VEGETACIÓN.....	17
III.3.1 Relaciones suelo vegetación.....	18
III.3.2 Diferencias entre la vegetación C3, C4 y CAM.....	19

III.3.3 Isótopos de carbono y las firmas isotópicas del $\delta^{13}\text{C}$ en la vegetación C3, C4 y CAM en un sistema edáfico.	25
III.3.3.1 El fraccionamiento isotópico y la discriminación isotópica.	26
III.4 FITOLITOS.	27
III.4.1 Definición.	29
III.4.2 Desarrollo de los fitolitos en las plantas y su producción.	29
III.4.3 Solubilidad de los fitolitos.	33
III.4.4 Transporte y Tafonomía de fitolitos.	34
III.4.5 Ventajas y desventajas del estudio de fitolitos.	36
III.5 PERIODOS CULTURALES EN LAS TIERRAS BAJAS MAYAS.	37
IV. ÁREA DE ESTUDIO.	38
IV.1 Fisiografía y Geología.	41
IV.2 Suelo.	42
IV.3 Clima.	43
IV.4 Vegetación.	44
IV.5 Desarrollo cultural.	46
V. MÉTODO.	48
V.1 Compilación bibliográfica.	48
V.2 Campo.	48
V.2.1 Reconocimiento en campo.	48

V.2.2 Caracterización y clasificación de los suelos.....	49
V.2.3 Toma de muestras.....	49
V.3 Laboratorio.....	49
V.3.1 Secado y preparación de las muestras.....	49
V.3.2 Análisis físicos.....	50
V.3.2.1 Determinación del color del suelo.....	50
V.3.2.3 Extracción y cuantificación de fitolitos en la fracción limo.....	50
V.3.2.3.1 Morfotipos de fitolitos en los horizontes orgánicos de paleosuelos.	51
V.3.3 Análisis químicos.....	53
V.3.3.1 Determinación del porcentaje de Materia Orgánica del Suelo (% MOS), y porcentajes de Carbonatos.....	53
V.3.4 Isótoposestables de carbono.....	55
V.3.5 Obtención de pH a 1:1 en H ₂ O.....	56
V.4 Gabinete.....	56
VI. RESULTADOS.....	58
VI.I Descripción morfológica de los paleosuelos de las secuencias edafosedimentarias.	58
VI.II Morfotipos de fitolitos en los horizontes orgánicos de los paleosuelos.....	84
VI.III Abundancia relativa de fitolitos y su relación con los valores de isótopos estables de carbono.....	88
VI.IV Análisis de escalamiento multidimensional no métrico.....	100

VII. DISCUSIÓN	102
VII.I Dinámica de vegetación C4 a C3 y el clima.....	102
VII.II Impacto antrópico ¿indicios de cultivo de maíz?	106
VII.III Establecimiento cronológico de los cambios de vegetación presentes en las cubiertas edáficas, un patrón local o regional.....	108
VIII. CONCLUSIÓN	111
REFERENCIAS	114
ANEXO 1	131

FIGURAS.

Figura 1. Modelo conceptual de los procesos que experimenta la MOS desde su incorporación y sus interrelaciones (Porta, 2003).....	16
Figura 2, Corte transversal de las hojas de plantas a) C3 y b) C4. El corte de la hoja de C4 muestra la anatomía Kranz (modificado de Tipple y Pagani, 2007).	21
Figura 3. Rutas fotosintéticas de las plantas a) C3, b) C4 y c) CAM (Smith y Smith, 2001)	24
Figura 4. Histograma muestra la distribución normal de los valores isotópicos del grupo C3 y C4 (Cerling y Harris, 1999).	26
Figura 5. Localización del área de estudio dentro del Río Usumacinta (Solís <i>et. al.</i> , 2012)	40
Figura 6 Geología del área de estudio (Servicio Geológico Mexicano, 2006)	42
Figura 7 Ubicación de los sitios arqueológicos dentro del río Usumacinta (Fernández, 2005).	47
Figura 8. Foto panorámica de la sección Tierra Blanca.	59
Figura 9. Contenido de carbonatos y textura de la sección Tierra Blanca I	62
Figura 10. Foto panorámica de la sección Tierra Blanca II.....	63
Figura 11. Contenido de carbonatos y textura de la sección Tierra Blanca II.	65
Figura 12. Foto panorámica de la sección el Pochote.....	67
Figura 13. Contenido de carbonatos y textura de la sección El Pochote.	69
Figura 14. Contenido de carbonatos y textura de la sección Vicente Guerrero.	72
Figura 15. Foto panorámica de la sección Boca del Cerro.....	73
Figura 16. Contenido de carbonatos y textura de la sección Boca del Cerro.	75

Figura 17. Foto panorámica de la sección Balancán.....	76
Figura 18. Contenido de carbonatos y textura de la sección Balancán.	78
Figura 19. Fotos panorámicas del Chinikihá. a) Operación 114, b) operación 138 y c) operación 140.	80
Figura 20. Foto de la operación 114.	79
Figura 21. Contenido de carbonatos y textura de Chinikihá a) operación-138 y b) operación-140.	83
Figura 22. Abundancia relativa de los morfotipos de fitolitos y el $\delta^{13}\text{C}$ de la sección Tierra Blanca I.	89
Figura 23. Abundancia relativa de los morfotipos de fitolitos y el $\delta^{13}\text{C}$ de la sección Tierra Blanca II.	91
Figura 24. Abundancia relativa de los morfotipos de fitolitos y el $\delta^{13}\text{C}$ de la sección El Pochote.....	93
Figura 25. Abundancia relativa de los morfotipos de fitolitos y el $\delta^{13}\text{C}$ de la sección Vicente Guerrero.....	95
Figura 26. $\delta^{13}\text{C}$ de la sección Boca del Cerro.....	96
Figura 27. Abundancia relativa de los morfotipos de fitolitos y el $\delta^{13}\text{C}$ de la sección Balancán.	97
Figura 28. Abundancia relativa de los morfotipos de fitolitos y el $\delta^{13}\text{C}$ de la Operación-138 Chinikihá	98
Figura 29. Abundancia relativa de los morfotipos de fitolitos y el $\delta^{13}\text{C}$ de la Operación-140 Chinikihá.	99
Figura 30. Análisis de escalamiento multidimensional no métrico de los horizontes con contenido de fitolitos de las secciones Tierra Blanca I, II, Pochote, Vicente Guerrero, Balancán y Chinikihá.....	101

Figura 31. Análisis de correlación estratigráfica de las secciones Tierra Blanca I, II, El Pochote y Vicente Guerrero (Solís et. al. 2012).....	105
---	-----

TABLAS.

Tabla 1. Niveles porcentuales de Carbono orgánico (CO) y materia orgánica en los suelos (MOS) y su interpretación cuantitativa.....	14
Tabla 2. Diferencias entre las rutas fotosintéticas C3, C4 y CAM.....	23
Tabla 3. Patrones de producción de fitolitos y significado taxonómico en las plantas. (Modificado de Pipperno, 2006).....	30
Tabla 4. Distribución de los tipos de vegetación y usos del suelo en las microcuencas del río Usumacinta en el estado de Tabasco (SEMARNAT, 2006).....	46
Tabla 5. Los posibles orígenes taxonómicos y la anatomía C3/C4 interpretados para determinados morfotipos de fitolitos.	52
Tabla 6. Propiedades físicas y químicas Tierra Blanca I.	61
Tabla 7. Propiedades físicas y químicas Tierra Blanca II.	64
Tabla 8. Propiedades físicas y químicas El Pochote.....	68
Tabla 9. Propiedades físicas y químicas Vicente Guerrero.	71
Tabla 10. Propiedades físicas y químicas Boca del Cerro.	74
Tabla 11. Propiedades físicas y químicas Balancán.	77
Tabla 12. Propiedades físicas y químicas Chinikihá	82
Tabla 13. Abundancia cualitativa de los grupos C3, C4 y C3-C4 de fitolitos en las secciones TBI, TBII, PC, VG, BA y CHI....	84

RESUMEN.

Este trabajo se realizó en las denominadas Tierras Bajas Mayas, en las márgenes del río Usumacinta (Tabasco y Chiapas), y tuvo como objetivo hacer una reconstrucción de la vegetación, así como las implicaciones paleoecológicas durante el Holoceno tardío a partir de dos bioindicadores: la morfología de los fitolitos y la concentración de isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ dentro de la materia orgánica de paleosuelos. Así mismo, se llevó a cabo una correlación entre los patrones de cambio en la vegetación detectados con el cambio climático regional y, en particular, con el impacto antrópico. Para ello se estudiaron siete secciones (Tierra Blanca I, Tierra Blanca II, el Pochote, Vicente Guerrero, Balancán, Boca del Cerro y Chinikihá), de los cuales cuatro contienen el registro paleopedológico (Tierra Blanca I y II, Vicente Guerrero y el Pochote). Los otros sitios representan secciones afectadas por actividades humanas antiguas (Chinikihá), sin uso humano antiguo (Balancán) y sin alteración antrópica (Boca del Cerro). Se determinó la concentración de carbono orgánico para ubicar los horizontes con potencial de análisis de isotopía y fitolitos, escogiendo finalmente los horizontes A de cada paleosuelo y/o suelo.

La suma de las características morfológicas del suelo, junto con los valores de isótopos estables de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) y el análisis en el contenido de fitolitos revelaron que los suelos del Pleistoceno tardío (Gleysols de Tierra Blanca I, Balancán y el paleosuelo de Boca del Cerro) fueron formados en condiciones climáticas húmedas, ya que la vegetación que se desarrolló sobre ellos corresponde a plantas C3. Mientras que para el Holoceno tardío se observan cambios de vegetación C3 a C4. Sin embargo, este patrón no es homogéneo en el tiempo, ya que los paleosuelos del Formativo (edades entre 2000 y 3000 años AP) tienen rasgos vérticos, formados bajo condiciones estacionales-semiáridas, y cuya vegetación es predominantemente de tipo C4 (dada la firma isotópica de -16‰ y la

presencia de fitolitos de tipo C4), donde posiblemente se practicó la agricultura. Para el Clásico (250 a 700 años DC), los suelos del sitio arqueológico de Chinikihá, los de Tierra Blanca y los suelos no alterados y cercanos a la Sierra, indicaron condiciones de más humedad, aunque los indicadores que se analizaron para el estudio reflejan también actividad agrícola y desarrollo tanto de vegetación C3 como C4. Para el Postclásico nuevamente se observan condiciones de humedad similares a las del Clásico, con desarrollo de vegetación C3. Finalmente en los suelos modernos de la sección Boca del Cerro y Balancán los valores de $\delta^{13}\text{C}$ indican que la vegetación actual C3 y las condiciones climáticas corresponden a mayor humedad.

I. INTRODUCCIÓN.

Las reconstrucciones paleoambientales han tratado de ver los cambios climáticos que ha experimentado el planeta, con la finalidad de tener una buena resolución de los cambios pasados que permitan valorar el impacto de las variaciones a futuro. Estas reconstrucciones se basan en diferentes registros (sedimentos lacustres, anillos de árboles, suelos, núcleos de hielo, entre otros).

El Holoceno representa un período de gran importancia debido a la relación que tuvo con el desarrollo de las civilizaciones humanas y los cambios climáticos que enfrentó (Mayewski *et. al.* 2004). La variabilidad climática en esta Época se ha atribuido a los cambios en la insolación así como las variaciones orbitales de la Tierra y la diferencia de la radiación solar; sin dejar atrás fenómenos naturales tal como los eventos eruptivos de los volcanes.

Los paleosuelos representan, en este sentido, buenos indicadores paleoambientales, no sólo por la información que brindan sobre el clima bajo el cual se desarrollaron, sino porque en ellos se llevan a cabo múltiples actividades humanas. De hecho, los estudios paleopedológicos han demostrado su valor en cuanto a proxies paleoambientales en México (por ejemplo Sedov *et. al.* 2001, 2010; Solleiro *et. al.* 2006, 2011; Solís *et. al.* 2012), así como portadores de información del impacto antrópico (Rivera-Uria *et. al.* 2007; Sánchez, *et. al.* 2012). Todos estos estudios se basan en el concepto de la memoria del suelo (Targulian y Goriachkin, 2004), la cual se refiere al conjunto de propiedades del suelo que guardan información sobre su ambiente de desarrollo y que se conserva sin grandes cambios a lo largo del tiempo.

Por otro lado entender y conocer la vegetación del pasado es importante ya que tiene una relación bidireccional con el clima, partiendo de lo dicho anteriormente la vegetación se desarrolla en un clima específico y los isótopos estables de carbono y los fitolitos ayudan a definirlo. También a través de ellos es

posible determinar el impacto humano a su medio ambiente, ya que deja una huella registrada de dichas variaciones. Así que estos estudios junto con las propiedades del suelo pueden ayudar a discernir entre un cambio en la vegetación por los factores mencionados que afectaron el Holoceno o más bien por actividad antrópica. Dentro de los bioindicadores en el suelo que han demostrado su utilidad en la reconstrucción paleoambiental, destacan los fitolitos y los isótopos estables de carbono (Sedov *et. al.* 2003; Lounejeva *et. al.* 2006, Sánchez *et. al.* 2012).

Las tres vías existentes por las cuales las plantas realizan el proceso de fotosíntesis están fuertemente influenciadas por el clima (temperatura, intensidad luminosa) bajo el cual se desarrollan y también por la concentración del CO₂ atmosférico que esté presente. Estas tres diferentes rutas fotosintéticas (C3, C4 y CAM) se ven reflejadas en diferentes adaptaciones que presentan las plantas, desde la anatomía de las hojas, hasta las enzimas que participan en este proceso. La ruta fotosintética de las plantas C3 requiere de altas concentraciones de CO₂ y de un clima húmedo. Por el contrario las plantas C4 requieren de un clima cálido-seco y concentraciones relativamente bajas de CO₂. Finalmente el grupo CAM, que realiza ambos procesos empleados en la ruta C3 y C4, es favorecido en ambientes áridos (Teeri y Stowe 1976).

La fijación de ¹³C por parte de las plantas es menor que el ¹²C, debido a que éste último es más ligero y más afín a las enzimas que lo fijan, por lo tanto fijar ¹³C implica mayor gasto energético. No obstante, las plantas al abrir sus estomas para que entre el CO₂, permite la introducción de las formas isotópicas de CO₂, así que el ¹³CO₂ que entra a la planta posteriormente es discriminado por las enzimas que fijan de primer instancia el CO₂ atmosférico, esta discriminación es la responsable de tener valores diferentes de δ¹³C.

Con esta base teórica, a través de los estudios isotópicos, Bander (1968, 1971) junto con Smith y Epstein (1971) descubrieron la diferencia isotópica entre los grupos de plantas C3 y C4. Los valores de las firmas isotópicas de las plantas C3 están entre -35 a -22‰, con un promedio de -27‰, en cambio las plantas C4 están en el rango de -19 a -9‰ y un promedio de -12‰. El grupo CAM es una

combinación de ambos así que los valores son intermedios. Esta clara diferenciación en las firmas isotópicas ha permitido la realización de estudios paleoambientales y de paleovegetación a través de suelos antiguos que permiten analizar el carbono orgánico de la última materia orgánica depositada en el suelo, y que conserva la composición del isótopo estable de carbono.

La actividad bacteriana es la encargada de fijar el carbono de la planta al morir dejando una huella de información sobre la vegetación que existió en un momento determinado en el suelo.

Por otro lado aunque los estudios de fitolitos no estén tan avanzados como los de polen ha sido posible hacer uso de ellos para conocer la vegetación del pasado, ya que dentro de sus ventajas está su permanencia en los suelos sepultados. Aun con todos los problemas que conlleva utilizar este indicador, el usarlo como complemento al estudio de isotopía lo hace más confiable.

I.1 JUSTIFICACIÓN.

El Holoceno es un período de gran importancia en el registro geológico, a pesar de su corta duración, porque en él se da un fuerte desarrollo de las civilizaciones humanas. Asimismo, este periodo registra gran variabilidad climática. Mayewski *et. al.* (2004) hacen referencia de 50 registros paleoclimáticos distribuidos a nivel mundial que muestran seis periodos importantes de cambios climáticos (9000-8000, 6000-5000, 4200-3800, 3500-2500, 1200-1000 y 600-150 años calendáricos, años cal AP), los cuales se caracterizan por enfriamiento polar, aridez tropical y cambios en la circulación atmosférica. Las evidencias de estos cambios climáticos se han determinado en núcleos de hielo, sedimentos marinos y registros de extensión y retroceso de los glaciares (Mayewski *et. al.* (2004).

Alguno de estos intervalos es de mayor relevancia debido a su coincidencia con importantes interrupciones de eventos culturales, como lo es el periodo que abarca de 1200 a 1000 años cal AP que coincide con el colapso de la civilización

Maya. No obstante, estos cambios también han afectado a los ecosistemas, generando un gran impacto sobre ellos (Mayewski *et. al.* 2004).

La tendencia de los estudios actuales sobre reconstrucciones paleoambientales en las Tierras Bajas Mayas ha estado más vinculada al impacto del hombre en el medio, donde se ha investigado cambio al uso del suelo y los efectos de la actividad agrícola como la degradación, erosión y sedimentación entre otros. Sin embargo, la mayoría de los estudios que se han realizado en la zona se limitan a las regiones de Belice, Guatemala y Honduras (Beach, *et. al.*, 2006; Lozano, *et. al.*, 2007; Webster, *et. al.*, 2007; Beach, *et. al.*, 2009; Velez, *et. al.*, 2011) y son escasos para el sureste de México. Dadas las condiciones ambientales actuales en la región, existe una diferencia clara entre las que se tienen en Guatemala y Belice, y la porción de la Planicie Costera del Golfo, en los estados de Tabasco y Chiapas. Por lo anterior, los resultados de los trabajos mencionados no pueden ser extrapolados directamente a esta región del territorio mexicano.

Como se ha mencionado, es en el Holoceno, en el que da un fuerte desarrollo cultural y es por eso que existe un gran interés por estudios paleoambientales que cubren este periodo y su relación con investigaciones arqueológicas, que proporcionen información sobre la interacción hombre-ambiente. La mayoría de ellas se han realizados en registros lacustres, espeleotemas y son muy pocos los trabajos que versan sobre suelos.

Los suelos han sido proxies importantes gracias a la memoria edáfica que hace posible estudiar los cambios en la vegetación a través de la información que brindan los isotopos estables de carbono, impresos en la materia orgánica. Dichos isótopos permiten identificar los grupos de plantas C3, C4 o CAM que estuvieron por última vez en los horizontes superficiales, y que están relacionados a un tipo de clima específico. En estos mismos horizontes, la permanencia y estabilidad de los fitolitos por mucho tiempo en un ambiente en el que el polen es muy lábil, permite complementar la información sobre taxones específicos de plantas incluyendo la presencia de maíz.

Por esta razón este trabajo busca realizar una reconstrucción paleoambiental con base a indicadores de la vegetación, que se obtienen a partir del registro del suelo debido a una mejor preservación en éste, además de complementar el registro de la región.

I.2 HIPÓTESIS.

Dentro de los registros paleoambientales (estudiados en sedimentos lacustres, restos paleontológicos, palinológicos y glaciológicos, entre otros), destacan los paleosuelos porque sus procesos de formación están directamente relacionados con el clima y la vegetación (Dokuchaev, 1967). De hecho, el desarrollo de la biota en los horizontes más superficiales es un claro reflejo de las condiciones climáticas imperantes. Se considera que la materia orgánica del suelo integra la información sobre la vegetación desarrollada en su superficie.

El análisis de indicadores como la morfología de fitolitos y los isótopos estables de carbono, cuya composición está relacionada a la fijación fotosintética del CO₂, permitirá diferenciar grupos de plantas C3 y C4. Durante el Holoceno en el sur de México y América centra, se presenta un fuerte desarrollo cultural (Fernández *et. al.*, 2005; Johnson *et. al.*, 2007 y Dunning *et. al.* 2002), en consecuencia, con estos dos indicadores (registrados en los paleosuelos en las secuencias aluviales holocénicas del Usumacinta) será posible reconstruir la vegetación, ya sea producida por procesos naturales o antrópicos, con énfasis en las actividades agrícolas.

I.3 OBJETIVO GENERAL.

Identificación de indicadores de la paleovegetación (fitolitos e isótopos estables de carbono) en secuencias edafosedimentarias holocénicas del Rio Usumacinta, su relación con cambios en la humedad del ambiente y evidencias de la actividad agrícola.

I.3.1 Objetivos específicos.

- Llevar a cabo una descripción morfológica de las secuencias edafosedimentarias en varios sitios de las márgenes del Rio Usumacinta para identificar sitios de interés paleoambiental.
- Determinar la concentración de carbono orgánico para ubicar los horizontes con potencial de análisis de isotopía y fitolitos.
- Determinar la composición isotópica de la materia orgánica de las secuencias edafosedimentarias holocénicas para identificar los grupos de plantas C3, C4 o CAM.
- Identificar los morfotipos de fitolitos y determinar su abundancia relativa en los grupos de plantas C3, C4, C3-C4, que puedan ser correlacionables con los valores de isótopos de carbono.
- Llevar a cabo el análisis de escalamiento multidimensional no métrico (AEMNM) para correlacionar los horizontes a partir de su contenido de morfotipos de fitolitos.
- Establecer los cambios en la vegetación en la secuencia de paleosuelos, durante el Holoceno tardío y particularmente en los periodos de desarrollo cultural (Formativo, Clásico, Postclásico, dentro de la cronología Mesoamericana) a partir de la morfología, del valor del $\delta^{13}\text{C}$ y del AEMNM, incluyendo la correlación estratigráfica propuesta por Solís *et. al.* (2012).

II. ANTECEDENTES.

El Río Usumacinta es uno de los ríos más importantes de México, forma el sistema fluvial más caudaloso del país junto con el río Grijalva. Además es un límite internacional entre México y Guatemala, siendo así el séptimo río más importante en el mundo (INE, 2007). No obstante, su importancia rebasa la cuestión hidrográfica, ya que se desarrolla a sus alrededores una gran diversidad natural albergando así a una de las más importantes reservas naturales cuya conservación se ha vuelto prioridad. Finalmente, una de las civilizaciones más trascendentales del mundo pre-hispánico, la cultura Maya, se asentó en las márgenes de este río. Aunque cabe destacar, que no sólo los mayas vivieron en la cuenca del Usumacinta, sino que hay evidencias de desarrollo cultural previo, con los olmecas.

Las investigaciones realizadas al momento en esta región han tratado de comprender la relación entre el cambio climático del Holoceno tardío y el declive de la Cultura Maya clásica. Incluyendo el impacto de los habitantes sobre algunos recursos naturales de la zona como el suelo (Beach, *et. al.*, 2006; Lozano, *et. al.*, 2007; Webster, *et. al.*, 2007; Beach, *et. al.*, 2009; Velez, *et. al.*, 2011). Los principales estudios realizados están basados en secuencias lacustres (e.g. Rosenmeier *et. al.*, 2002; Hodell *et. al.*, 2005) y en una proporción menor están los registros pedológicos de las tierras bajas Mayas en los países como Belice y Guatemala (Beach *et. al.*, 2008, 2009, 2011) y en el Sureste de México sólo en la Península de Yucatán (Sedov *et. al.*, 2007; Fedick *et. al.*, 2008; Cabadas *et. al.*, 2010).

Es importante resaltar que los sedimentos aluviales reflejan periodos de inestabilidad ambiental y los periodos de estabilidad dan como resultado la formación de suelos, por esta razón el registro pedológico ha sido de gran utilidad. La combinación de señales ambientales tanto de los sistemas aluviales así como

la ocupación humana hacen posible entender los cambios ambientales y su impacto para éstas últimas, incluyendo el efecto que tiene el crecimiento poblacional en el ambiente.

Es precisamente el suelo, al guardar en su “memoria” (Targulian y Gorianchin, 2004) un registro sobre la cubierta vegetal que lo ocupa, uno de los fundamentos claves para el estudio del clima. Del mismo modo otras investigaciones buscan comprender la intensa actividad agrícola que llevaba a cabo la civilización Maya, buscando indicadores en el suelo que prevalecen por varios años. Alguno de los indicadores de este tipo son los isótopos estables de carbono y los fitolitos. Ambos indicadores se encuentran en los horizontes orgánicos del suelo y se usan como métodos indirectos para la interpretación no sólo de actividad agrícola sino como fuente de información paleoambiental. Los isótopos estables representan un indicador del tipo de vegetación C3/C4/CAM, ya que están relacionados con las rutas metabólicas de las plantas (Cerling *et. al.*, 1998). Por su parte, los fitolitos son células silícicas que se forman cuando la planta aún está viva. Cuando ésta muere, dada la resistencia al intemperismo de la sílice, permanecen en el suelo por mucho tiempo. La morfología de estas células también ayuda a clasificar el tipo de vegetación C3/C4.

Los isótopos estables de carbono en paleosuelos como indicadores de la paleovegetación han revelado ser útiles. En el valle de Teotihuacán, Lounejeva *et. al.* (2006, 2007) realiza estudios de isótopos estables de carbono con el objeto de detectar el cambio de vegetación en la zona en los últimos 20,000 años. Con relación a los estudios de isotopía Johnson (2004) utiliza este método como una evidencia de actividad agrícola de maíz en algunos ambientes del área de estudio. Donde registró valores altos de $\delta^{13}\text{C}$ -16.6‰ (76% C₄-carbon) en suelos que tenían un buen drenaje o un drenaje moderado (Johnson, 2005). Otros estudios realizados en las Tierras Bajas Mayas, Guatemala cerca de Piedras Negras y Yaxchilan (Fernández *et. al.*, 2005); también tienen valores similares a los que reporta Johnson

Con respecto a los fitolitos, su uso es más restringido, a pesar de que se ha demostrado su importancia en diferentes regiones de México (McClung, *et al.*, 2008). En el área de estudio se reportan pocos trabajos como el de Steven (2004), pero se centra en el análisis de la cerámica, sin embargo Pohl *et al.* (2007) en su análisis de fitolitos en sedimentos en San Andrés, Tabasco, reporta la presencia de maíz que confirma la expansión del cultivo de maíz para la zona tropical del Golfo de México.

III. MARCO TEÓRICO.

III.1 SUELOS CÓMO EVIDENCIAS DE ESTABILIDAD EN EL AMBIENTE Y COMO HERRAMIENTA DE RECONSTRUCCIONES PALEOAMBIENTALES.

Dokuchaev (1846-1903) fue el primero en plantear a los cinco factores como los responsables de la formación de un suelo, el material originario (mp), el relieve (r), el clima (cl), el tiempo (t) y los organismos vivos (o).

El desarrollo de un suelo ocurre bajo condiciones ambientales estables. Los periodos de estabilidad para que un suelo se forme pueden ser cortos o largos, permitiendo la formación de características diagnósticas del suelo (Jasso *et. al.*, 2002).

Los disturbios que ocurren en un ecosistema alteran los elementos abióticos, (los suelos, el relieve), y los elementos bióticos, (la flora, la fauna) que habitan ahí. No obstante, el desarrollo de los suelos y el relieve se ve de la misma forma afectada, aunque la interrupción de su desarrollo no es tan grave en comparación con los organismos.

Los eventos catastróficos en la historia geológica repercuten en la dinámica de la Tierra. Estos eventos catastróficos son evidencias de periodos de inestabilidad en el ambiente que en los suelos se ve reflejada en la interrupción de su desarrollo (Jasso *et. al.*, 2002).

Los estudios que se realizan para hacer reconstrucciones paleoambientales se basan en diferentes registros: sedimentos lacustres, fluviales, marinos y loésicos, núcleos de hielo, espeleotemas, evidencias geomorfológicas, anillos de árboles, corales, polen y paleosuelos.

Los paleosuelos se definen como los suelos formados en un paisaje del pasado, bajo condiciones ambientales diferentes a las actuales (Retallack, 1990).

Durante la génesis de un suelo se registran los factores ambientales bajo los cuales se desarrolla el mismo. En otras palabras, los suelos aportan información sobre las condiciones que prevalecían durante su formación, sin embargo, la información que guardan dichos suelos representa condiciones locales (Targulian y Goryachkin, 2004).

La información de los paleosuelos para una reconstrucción ambiental se basa en interpretaciones de los procesos que implicaron su formación, mediante las cuales pueden hacerse inferencias generales sobre la temperatura, precipitación o humedad e información sobre el tipo de vegetación que habitaba sobre estos en determinadas localidades (Bradley, 1999). Propiedades tales como: el grado de intemperismo, la mineralogía de arcillas, la presencia de yeso o carbonatos, entre otras, aportan información adicional que apoyan a los estudios paleoambientales (Porta, 2003).

Debido a que los suelos se forman *in situ* bajo condiciones ambientales específicas, es posible, a través de características directas como los isótopos de carbono y fitolitos, determinar la vegetación que habitaba sobre ellos. Dado que la vegetación es dependiente del clima, determinar el tipo de vegetación ayuda a la reconstrucción paleoclimática.

III.2 LA MATERIA ORGÁNICA DEL SUELO (MOS).

La composición de los suelos consiste, en promedio, en un 25% aire, 25% agua, 45% minerales y 5 % de materia orgánica (Porta, 2003; Buckman, 1970). De acuerdo a la SSSA (1987) la MOS es definida como la fracción orgánica del suelo, residuos de plantas animales en descomposición. Esta fracción orgánica es la más compleja, dinámica y reactiva del suelo, cabe destacar que sus propiedades físicas, químicas y biológicas contribuyen al crecimiento y desarrollo de la vegetación, debido a la función nutricional que la caracteriza (Stevenson, 1994).

Debido a que la MOS es resultado de aportaciones superficiales su contenido será mayor en la superficie, y menor en la profundidad del suelo. Lo anterior entonces, puede ser definido como una disminución regular del contenido de carbono orgánico (Núñez, 1946) que se da a lo largo del perfil de suelo. Sin embargo, si tuviéramos el caso contrario, es decir un aumento del porcentaje de materia orgánica en horizontes más profundos, este hallazgo indicaría la presencia de horizontes orgánicos enterrados, ya sea por sedimentos o por sistemas edáficos.

De acuerdo a la Tabla 1 se hace la interpretación de los datos, para los horizontes que caen dentro de los primeros 15 cm de profundidad, teniendo entonces problemas con la interpretación para aquellos horizontes sepultados por varios miles de años (SYS, 1997).

Tabla 1. Niveles porcentuales de Carbono orgánico (CO) y materia orgánica en los suelos (MOS) y su interpretación cuantitativa.

INTERPRETACIÓN	MATERIA ORGÁNICA (MO)	CARBONO ORGÁNICO (CO)
Alto	Mayor de 4.25	Mayor de 2.5
Medio	1.7 a 4.25	1 a 2.5
Bajo	Menor de 1.7	Menor a 1

La MO proviene de la vegetación (raíces, hojas, troncos) que se desarrolla *in situ*, de la macro y micro fauna (secreciones de animales). La influencia que

tiene la materia orgánica sobre el suelo se refleja en las propiedades de éste (Porta, 2003):

1. Efecto sobre el color del suelo: marrón o negro.
2. Influencia sobre las propiedades físicas.
 - a. Granulación aumentada.
 - b. Plasticidad, cohesión, reducidas.
 - c. Capacidad de retención de agua, aumentada.
3. Alta capacidad de adsorción de cationes.
 - a. Dos o tres veces superior a la de los minerales coloidales.
 - b. Cantidades del 30 al 90% del poder adsorbente de los suelos minerales.
4. Abastecimiento y asimilación de nutrientes.
 - a. Fácil remplazamiento de cationes presentes.
 - b. Nitrógeno, Fósforo y Azufre mantenidos en formas orgánicas.
 - c. Extracción de elementos de minerales por los humus ácidos.

Una de las ventajas que posee la MOS es su prevalencia en los suelos por miles de años, lo que permite hacer estudios sobre elementos tal como lo hacen con el carbono, en estudios de isotopía (Lounejeva, *et. al.*, 2006), aunque no todas las fracciones de la materia orgánica prevalecen por varios años, sino las fracciones más estables lo que hace posible esta clase de estudios. La MOS es sometida a una serie de alteraciones que varían de acuerdo a las condiciones del medio en que se desarrolle. Estos procesos de alteración se dividen en tres grupos: 1) descomposición con efectos de fragmentación y catabolismo, 2) mineralización (paso a formas inorgánicas y lábiles) y 3) humificación

(reorganización y neoformación de productos orgánicos, e.g. humus) (Porta, 2003).

III.2.1 Proceso de descomposición y mineralización de la MOS.

La actividad biológica dentro del suelo es la responsable de la descomposición de la MOS, la velocidad de descomposición de ésta variará de acuerdo a los diferentes factores como: las aportaciones de la vegetación, el clima, el drenaje del suelo. Dichos factores condicionan a la actividad biológica para su mejor eficiencia (figura 1).

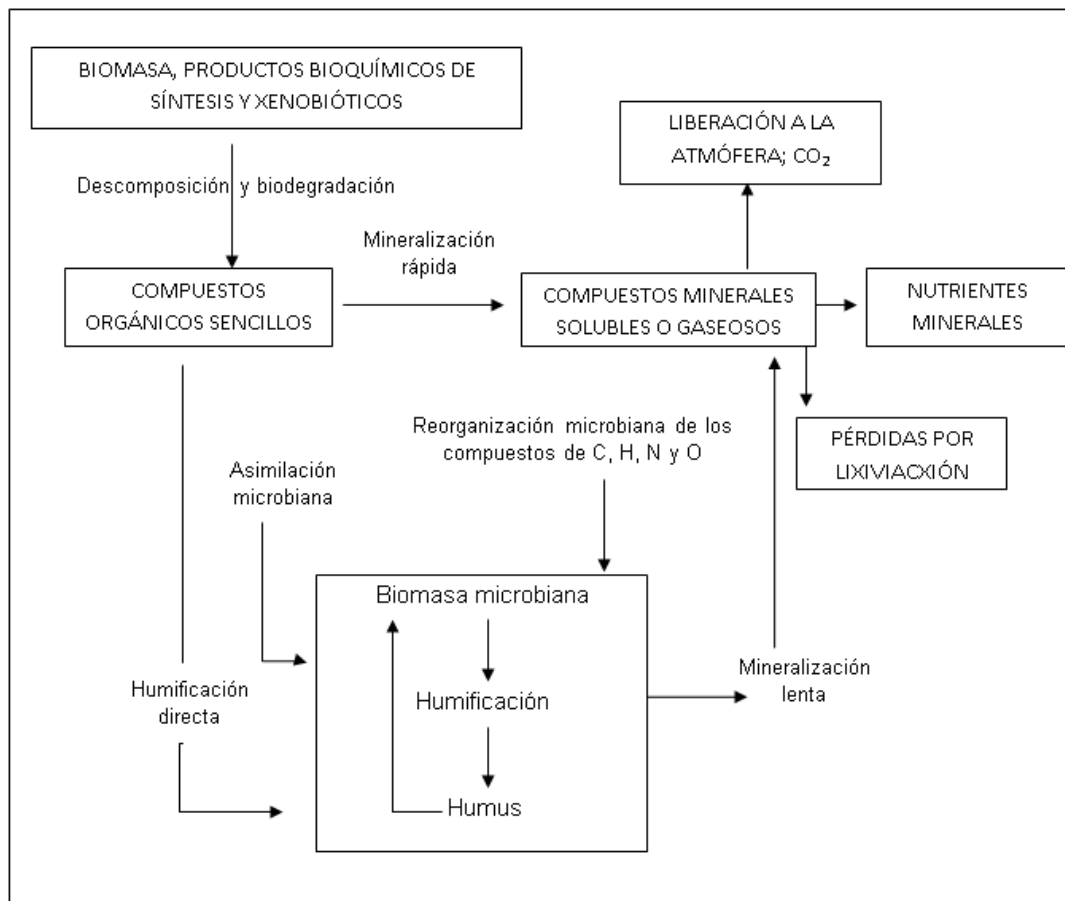


Figura 1. Modelo conceptual de los procesos que experimenta la MOS desde su incorporación y sus interrelaciones (Porta, 2003).

El proceso de descomposición implica tanto los procesos abióticos como los bióticos, que resultan en tres fenómenos: i) lixiviación (liberación de compuestos simples solubles), ii) fragmentación y iii) catabolismo. Dentro de los responsables de la descomposición de la MOS están dos grupos: a) los microorganismos que incluyen a las bacterias, hongos, actinomicetes, algas y protozoos; y la b) mesofauna edáfica que la conforman las lombrices, moluscos, nematodos y pequeños artrópodos (Porta, 2003).

Otro de los procesos que ocurre con la MOS es la mineralización que da lugar a la formación de compuestos inorgánicos y que parte de la materia orgánica fresca. Este proceso tiene dos etapas muy importantes la primera corresponde a una alta actividad biológica en la que ocurre la liberación de materiales orgánicos lábiles (azúcares, aminoazúcares, aminoácidos y ácidos orgánicos) y la segunda donde hay un decremento de esta actividad, pero se mineraliza la celulosa, hemicelulosa, quedando los materiales recalcitrantes (Porta, 2003). Finalmente este proceso forma parte importante en ciclo de nutrientes de las plantas debido a la liberación de nutrientes (Marschner, 1986)

III.3 FACTORES QUE INFLUYEN EN LA DISTRIBUCIÓN DE LA VEGETACIÓN.

La dinámica de la vegetación enfrenta constantemente cambios, ya sea por la actividad antropogénica (cambio de cobertura vegetal por la actividad agrícola, quema, introducción de nuevas especies) o por sus etapas sucesionales a las cuales está sometida. Sin embargo, los factores ambientales también forman parte al influir en las respuestas fisiológicas, por ejemplo la concentración del CO₂ atmosférico que beneficia o perjudica las diferentes vías fotosintéticas.

Sin duda los factores ambientales no actúan de manera independiente, la influencia de unos sobre otros indica la existencia de relaciones complementaria o antagónicas entre si. El clima, el sustrato edáfico y geológico, la topografía y la precipitación forman parte de estos factores ambientales que son responsables de

la distribución de la vegetación, de manera que el clima se ha considerado el factor más importante que determina dicha distribución, sin embargo existen excepciones como ocurre en aquellas asociaciones vegetales que conviven debido a los requerimientos ecológicos paralelos que presentan (Rzedowzki, 2006).

III.3.1 Relaciones suelo vegetación.

La relación que existe entre un sistema edáfico y la vegetación se conoce porque esta última es partícipe de la génesis de un suelo reflejándose en la aportación de la materia orgánica, interviniendo en los procesos de intemperismo, construyendo el sistema poroso y participando en la cohesión de las partículas. El papel de barrera que tiene la vegetación para el suelo se ha considerado como indirecto ya que el sistema radicular de las plantas media la erosión, la infiltración, la escorrentía y el régimen de humedad (Porta, 2003). En otras palabras la vegetación ayuda a la regeneración del sistema edáfico.

El beneficio que recibe el suelo por parte de la vegetación no es unidireccional, sino que el sistema suelo y vegetación puede verse de manera bidireccional, ya que el suelo también contribuye al crecimiento de la vegetación, siendo un agente de aprovisionamiento. Un crecimiento favorable en la vegetación es producto de la asimilación de los elementos esenciales, que deben estar de forma disponible para las plantas y en concentraciones óptimas; estos elementos esenciales se encuentran dentro del sistema edáfico de forma soluble (Buckman, 1970).

La interacción de ambos agentes (vegetación y suelo) no es de carácter pasivo, estructuras de las plantas como son las raíces y pelos radicales están constantemente en contacto con las superficies coloidales del suelo. La actividad microbiana ha sido partícipe de esta interacción que ayuda a la adsorción por parte de las raíces y pelos radicales de las plantas (Buckman, 1970).

III.3.2 Diferencias entre la vegetación C3, C4 y CAM.

Dentro de estos tres grupos existen diferencias fisiológicas y bioquímicas, por lo tanto es comprensible encontrar que las tasas de asimilación de CO₂ en las plantas C4 sean superiores en comparación a las plantas C3 (López, 1991). Los grupos son favorecidos dependiendo de la concentración del CO₂ atmosférico que esté presente (Pérez *et. al.*, 2008). Por esta razón el origen de la vía fotosintética C4 es consecuencia de una disminución en la concentración de CO₂ atmosférico que limitó el proceso de fotosíntesis, y viceversa las plantas C3 se ven favorecidas en el aumento de la concentración de CO₂ atmosférico.

El registro isotópico de dientes de mamíferos reflejó una importante expansión del grupo de plantas C4 hace entre 7 y 5 millones de años que corresponde a finales del Mioceno y principios del Plioceno (Morgan *et. al.* 1994; Passey *et. al.* 2002). Por lo tanto las enzimas que están implicadas en la ruta C4, que resulta ser más joven que la ruta C3, se adaptaron para funcionar ante las bajas concentraciones de CO₂ atmosférico y se originaron a partir de enzimas preexistentes, pero no utilizadas en la fotosíntesis de las plantas C3 (Pérez *et. al.*, 2008).

Debido a las diferencias entre los 3 grupos de plantas y a los numerosos estudios que muestran que la distribución de las plantas C4 está fuertemente correlacionada a las temporadas de verano, es un hecho que los taxones de éstas plantas se ven favorecidas con la precipitación (Teeri y Stowe 1976). Por lo tanto los cambios estacionales y de CO₂ han estado implicados en los mecanismos de la distribución y la cantidad de las plantas C4 durante el Último Máximo Glacial (Huang *et. al.* 1999; 2001).

Tanto la temperatura como la intensidad luminosa son determinantes para la existencia de las tres rutas metabólicas mencionadas. Muchas de las especies cultivables pertenecen al grupo de las plantas C3 como la soya, el trigo, el girasol

y la mayoría de los árboles, mientras que dentro del grupo de las C4 se encuentra el maíz, el sorgo y algunas gramíneas; finalmente algunos representantes de plantas del grupo CAM se encuentra la familia de las Cactáceas, Bromeliáceas, Orquidáceas y Liliáceas (Dajoz, 2002; Koch, 1998). Perteneciendo así el 89% de las plantas al grupo C3, el 10% a las CAM y finalmente el 1% a las C4.

La asimilación de CO₂ entre estos tres grupos de plantas tiene similitudes y diferencias dadas por la anatomía que caracteriza a sus hojas, así mismo, las adaptaciones que tienen para este proceso son ideales para el ambiente donde se desarrolla cada uno de los grupos. Comparando el proceso fotosintético entre las C3 y las C4, se logra observar que la fotorrespiración tiene una menor frecuencia en las C4 que en las C3, ambas realizan el ciclo de Calvin, pero el aceptor primario de CO₂ en C3 es la ribulobifosfato (RuBP) y la enzima que participa es rubisco (RuBP carboxilasa/oxigenasa), en tanto a las C4 el fosfoenolpiruvato (PEP) es el primer aceptor primario de CO₂, y la enzima que fijan el CO₂ es PEP carboxilasa y rubisco. El primer producto de la fijación de CO₂ por parte de las C3 es un compuesto de tres carbonos llamado 3PG, en C4 se obtiene un compuesto de cuatro carbonos llamado oxalacetato. El sitio donde ocurre el ciclo de Calvin ocurre en células de mesófilo en las C3 y en células de la vaina del haz conductor en las C4. Finalmente, la afinidad que tiene la carboxilasa por el CO₂ en las C3 es moderada en comparación a las C4 que es elevada (Curtis et. al., 2008) (figura 3).

En el caso de las CAM la fijación de CO₂ ocurre durante la noche, cuando los estomas están abiertos y la pérdida de agua es menor. El fosfoenolpiruvato (PEP) reacciona con el CO₂ para la formación del ácido málico que se almacenará en las vacuolas, y que posteriormente será liberado durante el día para descarboxilarse y liberar CO₂ para integrarlo al ciclo de Calvin, es muy evidente que este grupo de plantas comparte ambos mecanismo de fijación de CO₂ de las C3 y C4 (Curtis et. a., 2008).

Comparando la anatomía entre estos grupos de vegetación (figura 2), es de saberse que están muy relacionados a las diferentes rutas fotosintéticas que llevan acabo. La figura 2 muestra las diferencias entre los grupos C3 y C4 en una

sección transversal de las hojas. Las hojas de las plantas C3 tienen un tipo de células con cloroplastos, el mesófilo, a diferencia de las C4 que muestra dos clases de células con cloroplastos, las células del mesófilo y las de la vaina del haz (anatomía Kranz), ya que esta clase de ruta fotosintética requiere de ambos tipos de células (Taíz y Zeiger, 2006)

Las células del parénquima de las plantas C3 se organizan en dos tejidos distintos: la capa empalizada y el parénquima esponjoso y existen espacios aéreos evidentes.

La anatomía de las células está adaptada para llevar acabo de manera eficiente el proceso de fotosíntesis, por esta razón las hojas de las plantas C4 poseen venas que se encuentran muy juntas y están rodeadas cada una por una capa de células de la vaina del haz, al mismo tiempo estas están rodeadas por las células del mesófilo llenando y reduciendo los espacios aéreos, acortando la distancia para que el CO₂ se difunda (Vaclav, 1997).

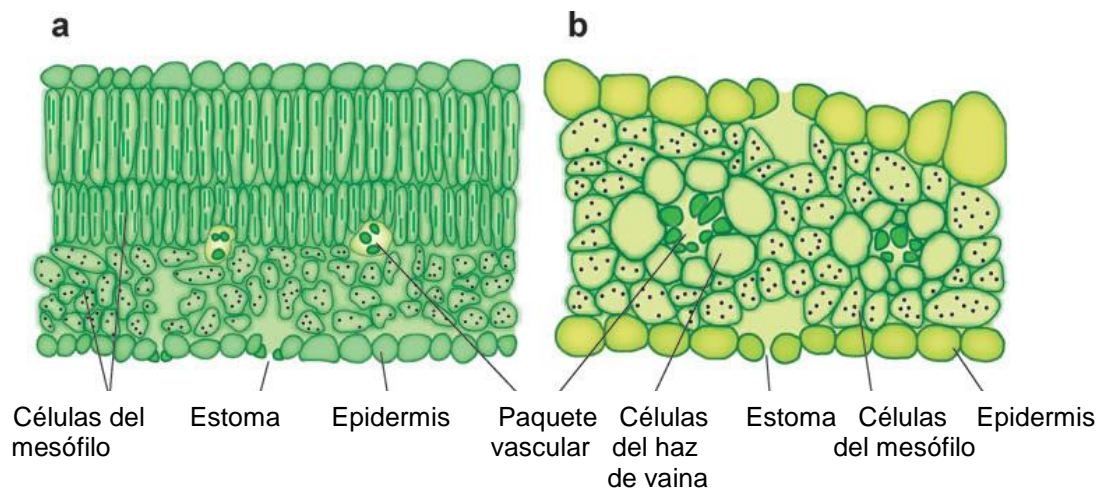


Figura 2. Corte transversal de las hojas de plantas a) C3 y b) C4. El corte de la hoja de C4 muestra la anatomía Kranz (modificado de Tipple y Pagani, 2007).

Craig (1953,1954) y Baertschi (1953) hicieron un hallazgo al descubrir un grupo de plantas midiendo los valores de $\delta^{13}\text{C}$ (C3). Los valores en los que oscilaba este grupo se encontraban entre -25 y -35 ‰ (O'Leary, 1988), más tarde Bander (1968, 1971) junto con Smith y Epstein (1971) descubrieron la diferencia isotópica que existe entre los grupos de planta C3 y C4 (O'Leary, 1988) (figura 4). Las firmas isotópicas de las plantas C3 están entre -35 a -22 ‰, con un promedio de -27 ‰, en cambio las plantas C4 están en el rango de -19 a -9 ‰ y un promedio de -12 ‰. Finalmente las CAM que resultan ser una combinación de ambas ya que por las noches sus valores son de 11 ‰ similares a las plantas C4 y durante el día -28 ‰ que son valores similares a las C3 tienen un rango de -28 a -10 ‰ (Lounejeva, *et. al.*, 2006; Midwood, 1998; O'Leary, 1988; Staddon, 2004; Smith y Epstein, 1970; Koch, 1998). Aunque las CAM en regiones aridas tienen $\delta^{13}\text{C}$ similares a las plantas C4, mientras que en regiones más húmedas sus valores son intermedios entre las plantas C3 y C4 (Ehleringer y Monson, 1993).

Sin embargo, las firmas isotópicas de estos grupos de vegetación no son las únicas diferencias, en la Tabla 2 se enlista una serie de discrepancias, que hacen posible diferenciar a las plantas C3 de las C4 y de las CAM.

El contraste isotópico de los grupos de plantas mencionados, se debe a la diferente forma de fijar el CO_2 en su metabolismo, y las enzimas que participan para ello. Sin embargo, el establecimiento de estos grupos de vegetación y su distribución geográfica responde a la cantidad de CO_2 atmosférico y a una preferencia climática. Así, las plantas C3 se distribuyen en climas templados, las C4 en climas cálidos y las CAM en climas áridos (López, 1991).

El análisis isotópico de carbono ha sido usado con gran éxito para explorar los cambios en la vegetación en un rango de escalas de tiempo. A pesar de lo anterior las inferencias acerca de los cambios de la vegetación usando esta técnica en paleosuelos tiene una baja resolución temporal, además de considerar siempre la translocación del carbono orgánico que puede modificar la firma

isotópica en el suelo, por estas razones es sugerido siempre el uso de otras técnicas que acompañen estos estudios (Koch, 1998).

Tabla 2. Diferencias entre las rutas fotosintéticas C3, C4 y CAM.

CARACTERÍSTICAS	C3	C4	CAM
Anatomía de la hoja ¹	Sin una vaina del haz bien definida para células fotosintéticas	Vaina del haz bien organizada rica en organelos	Por lo común sin células en palizada con grandes vacuolas en células del mesófilo
Enzima carboxilante ¹	Rubisco	PEP carboxilasa, después rubisco	Oscuridad: PEP carboxilasa Luz: sobretodo rubisco
Temperatura óptima para la fotosíntesis ¹	15-25°C	30-47°C	~35°C
Primer producto de la fijación de CO ₂ ²	PGA (compuesto de tres carbono)	Ácido oxalacético (compuesto de cuatro carbonos)	-----
Sitio donde ocurre el ciclo de Calvin ²	Células del mesófilo	Células de la vaina del haz conductor	Células del mesófilo
Fotorrespiración ²	Frecuentemente mayor	Frecuentemente menor. Solo en la vaina del haz	Detectable al caer la tarde.
δC ¹³	-22 a -35‰	-9 a -19‰	-10 a -28‰
Clima donde habitan	Húmedo	Cálido y seco	Desértico
Ejemplos	Soja, el trigo, el girasol, árboles, berza, todas las algas.	Maíz, el sorgo, algunas gramíneas, especies de origen tropical.	Familia de las Cactáceas, Bromeliáceas, Orquidáceas y Liliáceas, Asclepiadáceas y Mesembriantemáceas.

¹ Modificado de la Tabla que aparece en Curtis (2008)

² Fuente Tabla modificada por Salisbury et. al, 1994 de Black, 1973

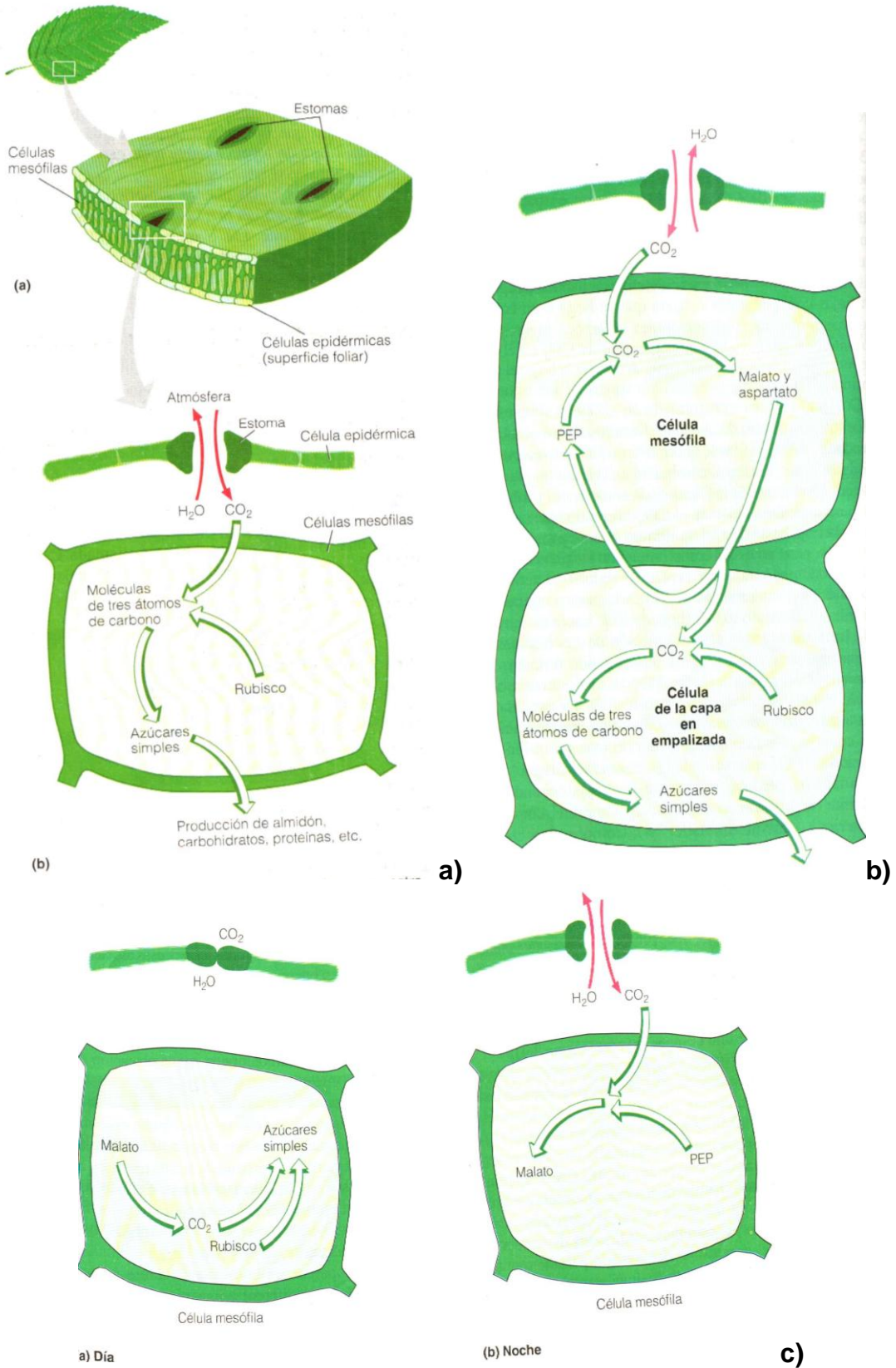


Figura 3. Rutas fotosintéticas de las plantas a) C3, b) C4 y c) CAM (Smith y Smith, 2001).

III.3.3 Isótopos de carbono y las firmas isotópicas del $\delta^{13}\text{C}$ en la vegetación C3, C4 y CAM en un sistema edáfico.

Los estudios sobre isótopos estables han sido de gran importancia en el área científica ya que permiten inferir la evolución de las diferentes formas de vida y el establecimiento de estas en la Tierra (Guerrero y Berlanga, 1952). El carbono es un elemento esencial en la vida, la información que ha brindado su ciclo se utiliza en el entendimiento de las relaciones geósfera-atmósfera-biosfera (Lounejeva, *et. al.*, 2006).

El uso de los isótopos estables (C, N, O, H) se ha incrementado en las últimas tres décadas. El elemento carbono se manifiesta en la atmósfera en tres variantes ^{12}C , ^{13}C y ^{14}C , y se encuentran en concentraciones diferentes ($^{12}\text{C}=98.989\%$, $^{13}\text{C}=1.108\%$ y $^{14}\text{C}<10^{-12}\%$) (Lambers *et. al.*, 1998; Michener y Lajtha, 2007).

Entre los diferentes usos que se le ha encontrado a los isótopos estables están: 1) identificar las fuentes de contaminantes, 2) inferir procesos por ejemplo de nitrificación, 3) estimar las tasas de rotación del carbono en el suelo, 4) determinar entradas (porcentajes) proporcionales que una presa contribuye a la dieta de su depredador, 5) confirmar, rechazar o restringir los modelos derivados de la utilización de otras técnicas 6) proxies para reconstruir el paleoambiente y las condiciones paleoecológicas (Lounejeva, *et. al.*, 2006; Lambers *et. al.*, 1998; Michener y Lajtha, 2007; (Cerling *et. al.*, 1989; Ambrose y Sikes, 1991; Cerling y Quade, 1993; Kingston *et. al.*, 1994; Quade y Cerling, 1995; Latorre *et. al.*, 1997; Fox and Koch, 2003).

Por esta razón el carbono y sus isótopos implicados en la fijación de CO_2 por organismos fotolitótrofos y quimiolitótrofos, permiten entender con mayor detalle ciertos procesos. La existencia de las tres vías fotosintéticas dentro de la vegetación (ciclo de Calvin-Benson, C4- ciclo de Hatch-Slack y CAM -metabolismo ácido de las crasuláceas), está relacionada con las diferentes formas de fijación y

la incorporación de los isótopos de carbono a la materia orgánica del suelo (Midwood y Boutton, 1998).

Dicho en otras palabras, los registros obtenidos de isótopos de carbono de la materia orgánica del suelo indican la existencia de ciertos tipos de vegetación (Midwood y Boutton, 1998), (figura 4). Los valores isotópicos de carbono que se miden en la materia orgánica del suelo para poder identificar el grupo de vegetación que se desarrolló *in situ*, se obtienen a partir de la relación $R = \frac{^{13}\text{CO}_2}{^{12}\text{CO}_2}$.

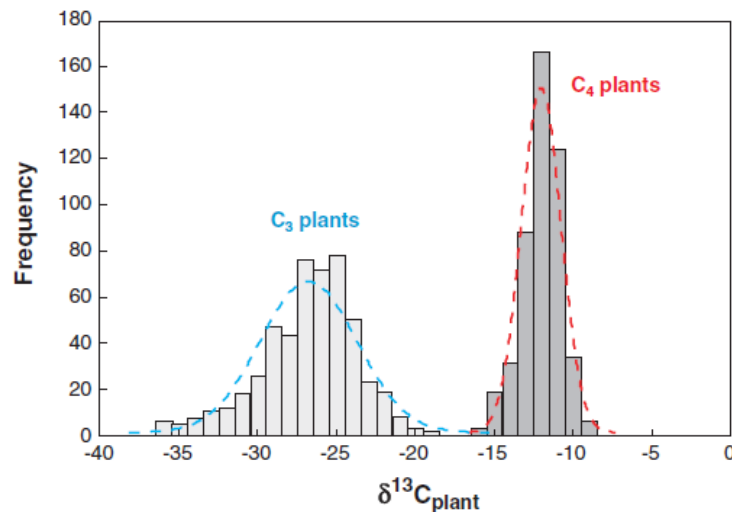


Figura 4. Histograma muestra la distribución normal de los valores isotópicos del grupo C3 y C4 (Cerling y Harris, 1999).

III.3.3.1 El fraccionamiento isotópico y la discriminación isotópica.

El fraccionamiento isotópico más importante es el que proviene de los procesos químicos y biológicos, ambos son complejos pero el último implica una complejidad mayor. De esta forma “el fraccionamiento isotópico es aquel proceso de equilibrio de un elemento y/o isótopo, que ocurre en la naturaleza como resultados de los procesos físicos, químicos y biológicos; esta separación origina

pequeñas diferencias en la abundancia de los elementos y/o isótopos en varios compuestos provenientes de procesos físicos, como la difusión o la evaporación” (Lau Luyo, 1995).

De los tres isótopos de carbono ya mencionados, la materia viva incorpora en su mayor parte el ^{12}C , y en menores proporciones ^{13}C y ^{14}C . La preferencia hacia el ^{12}C (isótopo ligero) aún no se conoce a detalle, sin embargo, se cree que dicha preferencia podría estar relacionada a la afinidad de las moléculas y el menor gasto energético que involucra fijar este isótopo en comparación a los restantes (Guerrero y Berlanga, 1952), llevando lo anterior el comienzo de la discriminación isotópica.

Teniendo en cuenta que los valores de ^{13}C en las plantas son menores con respecto a los valores atmosféricos, se habla de una discriminación isotópica hacia el ^{13}C lo cual es posible debido a que, este último, es más pesado en relación al ^{12}C , pues los enlaces químicos que forma son más fuertes y la diferencia de masas permite que la difusión se lleve a cabo con mayor lentitud (O’Leary, 1988). Por esta razón la enzima que lleva a cabo esta discriminación en las diferentes vías fotosintéticas es la rubisco, ya que reacciona con mayor facilidad con el ^{12}C que con el ^{13}C , es decir que discrimina contra el isótopo pesado. Esta enzima es importante en este proceso ya que su participación en las rutas fotosintéticas es fundamental, dentro de estas tres rutas fotosintéticas la discriminación hacia el ^{13}C es mayor en las C3, seguida por la ruta C4 y finalmente las CAM. Finalmente la discriminación isotópica en la incorporación biológica del carbono implica dos procesos: a) la captación y difusión intracelular de CO_2 y la fijación fotosintética de este gas (Guerrero y Berlanga, 1952).

III.4 FITOLITOS.

Los fitolitos sirven como indicadores para los estudios paleoambientales y arqueobotánicos, ya que dejan su registro en el suelo, principalmente en horizontes orgánicos (McClung, *et al.*, 2008; Rovner, 1983, 1988) prevaleciendo

así por varios años (Porta, 2003). La formación de estas estructuras es el resultado de la interacción, que existe, entre las plantas y el suelo. Aunado a esto son considerados componentes estables de los horizontes de sedimentos o de los suelos mismos (Rovner, 1988; Twiss, 1980; Pironon *et. al.*, 1999), cabe mencionar que no sólo en los suelos y sedimentos se han reportados registros sobre la presencia de los fitolitos, sino que existen, además, registros que reportan su presencia dentro de núcleos profundos de mares (Bukry, 1987) y de lagos (Piperno, 1985).

El estudio de estas partículas ha ayudado a comprender mejor la formación de los suelos, adicionando una reconstrucción de la paleovegetación. Algunos autores hacen referencia que la presencia de estas estructuras en los horizontes A, de perfiles pedológicos, son indicadores de paleosuelos sepultados (McClung, *et. al.*, 2008). Aportan información sobre la vegetación y algunos procesos pedogenéticos durante el cuaternario (Piperno and Becker, 1996; Fredlund and Tieszen, 1997; Alexandre *et. al.*, 1997; Delhon *et. al.*, 2003; Piperno and Jones, 2003). Es por esto que los paleobotánicos consideran que los fitolitos tienen un papel importante, así como el polen, en las reconstrucciones de la paleovegetación.

El sílice (Si) junto con el aluminio (Al) y otros elementos son capaces de proveer el material principal para la neoformación de silicatos durante el último proceso diagenético. De acuerdo con Wüst and Bustin (2003) los ambientes ácidos donde se acumula turba, ambientes tropicales, muchos de los minerales de sílice neoformados pueden ser el resultado de la sílice biogénica (fitolitos).

Dentro del campo de la arqueología se han desarrollado diversos estudios sobre los fitolitos, tal interés por estas partículas silíceas está basado en reportar taxones de importancia cultural e importancia ecológica. Algunos ejemplo de importancia cultural son el maíz, la calabaza, *achira*, los plátanos, la juncia y palmas, por el contrario algunos grupos de importancia ecológica pertenecen a las subfamilias de las Gramineae tales como la subfamilia Cyperaceae, Palmae, Marantaceae y Compositae. Por esta razón la identificación de fitolitos de los

grupos mencionados permiten no sólo tener una visión ecológica o cultural sino ampliar esta relación con motivos para entender mejor la dinámica del paleoambiente y las poblaciones (Pearsall, 1989).

III.4.1 Definición.

El vocablo griego “**fitolito**” significa “**planta de piedra**”, es el término más común y mejor empleado para referirse a estos fósiles de sílice, pero dentro de la literatura se han usado diferentes términos para referirse a ellos como: fitolitos de ópalo, ópalo de plantas y sílica opalina (Piperno, 2006). Desde otra perspectiva los fitolitos son microfósiles botánicos que proporcionan información acerca del paleoambiente e información arqueobotánica (McClung, *et .al*, 2008; Rovner, 1983, 1988).

III.4.2 Desarrollo de los fitolitos en las plantas y su producción.

La silicificación que ocurre en las células de las plantas no es homogénea y completa, esto significa que podemos encontrar dos categorías de fitolitos de acuerdo al grado de silicificación: 1) aquellos que tienen una silicificación completa, siendo excelentes replicas de la célula madre que es silificada, y 2) el grupo con un grado de silicificación incompleto, que implica moldes no tan buenos como el primer grupo de la célula madre que se silifica (Piperno, 1991).

El clima ambiental de crecimiento, la naturaleza del suelo, la cantidad de agua en el mismo, la edad de la planta y su afinidad taxonómica son factores que se han relacionado al grado de desarrollo de los fitolitos (Piperno, 2006).

La composición de estas estructuras puede ser silíceas u oxalato de calcio. Debido a que las muchas plantas absorben varios elementos de la solución del suelo a través de la raíz, la formación de los fitolitos comienza con la absorción de ácido monosilícico (H_4SiO_4), incluyendo también depósitos de calcio particularmente

el oxalato de calcio, el fosfato de calcio y el carbonato de calcio. El transporte hacia los órganos aéreos es por el flujo de la transpiración a través del xilema, tejido conductor responsable de transportar el agua a lo largo de la planta (Piperno, 2006; Lanning 1961).

Los sitios más comunes donde se forman los fitolitos dentro de una planta son: 1) el tejido subepidérmico de hojas, 2) la epidermis o la capa más exterior que cubre a las semillas y frutos y por último la 3) epidermis de brácteas, yemas (Piperno, 2006); por esta razón es común hallarlos desde las raíces, la madera hasta las inflorescencias de las plantas. Aunque tienen una distribución amplia en el reino de las plantas no todas las familias son productoras de fitolitos, de acuerdo a la Tabla 3 de Piperno (2006), se propone 5 categorías de acuerdo a la cantidad de producción de fitolitos que se han reportado. Se observa, aunque no todos, los grupos con alta producción y aquellos en la que es muy baja o casi nula.

Tabla 3. Patrones de producción de fitolitos y significado taxonómico en las plantas. (Modificado de Piperno, 2006)

I. Familias donde la producción es usualmente alta, fitolitos específicos en familias son comunes y formas de subfamilias y géneros específicos también ocurren

- **Pteridophytes: Cyatheaceae (helechos arborescentes), Equisetaceae (juncos y colas de caballo), Hymenophyllaceae (epifitas), Selaginellaceae.**
- **Angiospermas basales: Annonaceae, Magnoliaceae (magnolias).**
- **Monocotiledoneas: Arecaceae (palmas), Bromeliaceae (familia de las piñas), Commelinaceae, Costaceae, Cyperaceae³, Heliconiaceae*⁺³, Marantaceae*⁺ (bosque de hierbas tropicales), Musaceae* (bananas), Orchidaceae**

³ * Estructuras reproductoras (frutos o semillas) también producen altas cantidades de fitolitos diagnósticos.

** La producción en los fitolitos es a veces más común en inflorescencias que en las hojas.

+ Órganos subterráneos (raíces, rizomas, cormos, y tubérculos) pueden contribuir a altas cantidades de fitolitos diagnósticos.

(orquídeas), Poaceae (pastos, maíz, arroz), Zingiberaceae (la familia del jengibre).

- Dicotiledoneas: Acanthaceae, Aceraceae, Asteraceae*, Boraginaceae*, Burseraceae*(árboles tropicales), Chrysobalanaceae*(árboles tropicales), Cucurbitaceae*, *Lagenaria*, *Citrullus*, *Cucumis*, y *Sicana*, Dilleniaceae, Moraceae*, Podostemaceae, Ulmaceae*, Urticaceae.

II. Familias donde la producción podría no ser muy alta en varias de sus especies estudiadas, pero ocurre donde formas de familias y géneros específicos o formas diagnósticas de crecimiento específico de hábitats.

- Pteridophytes: Polypodiaceae (algunas especies herbáceas).
- Gimnospermas: Cupressaceae (juniperus, cedros), Pinaceae (pinos, abetos), Taxaceae, Taxodiaceae (sequoias, cipreses).
- Monocotiledoneas: Flagellariaceae, Joinvilleaceae, Restionaceae.
- Dicotiledoneas: Capparaceae, Dipterocarpaceae (sureste de África árboles tropicales), Euphorbiaceae*, Fagaceae, Flacourtiaceae.

III. Familias donde la producción podría ser de común a abundante en algunos géneros, pero el significado taxonómico parece ser limitado en número.

- Angiospermas basales: Aristolochiaceae, Chloranthaceae, Hernandiaceae, Piperaceae.
- Dicotiledoneas: Combretaceae, Loranthaceae, Menispermaceae, Sapoteceae, Verbenaceae.

IV. Familias donde la producción varía substancialmente entre las diferentes subfamilias y tribus y formas donde el valor taxonómico parece ser limitado.

- Dicotiledoneas: Clusiaceae, Fabaceae (legumbres), Malvaceae (algodón), Sterculiaceae (chocolate)

V. Familias donde los fitolitos no han sido observados aún o donde la

producción no es común o rara y usualmente no tienen significado taxonómico.

- **Gimnospermas:** Araucariaceae, Cycadaceae, Gnetaceae, Podocarpaceae.
 - **Angiospermas basales:** Myristicaceae, Nymphaeaceae (lirio acuático), Winteraceae.
 - **Monocotiledoneas:** Agavaceae (agaves), Alismataceae, Amaryllidaceae, Araceae, Burmanniaceae, Cyclanthaceae, Dioscoreaceae, Eriocaulaceae, Hydrocharitaceae, Iridaceae, Juncaceae^{**3}, Liliaceae, Pontederiaceae, Potamogetonaceae, Smilacaceae, Triuridaceae.
 - **Dicotiledoneas:** Amaranthaceae, Apiaceae, Apocynaceae, Araliaceae, Asclepiadaceae, Bignoniaceae, Bixaceae, Bombaceae, Cactaceae, Campanulaceae, Caricaceae (papaya), Cartonemataceae, Chenopodiaceae, Convolvulaceae, Ericaceae, Guttiferae (mamey), Juglandaceae, Labiatae, Lacisternaceae, Lauraceae, Lecythidaceae, Lentibulriaceae, Loganiaceae, Malphigiaceae, Mayacaceae, Melastomataceae, Meliaceae, Myrtaceae, Myrsinaceae, Olacaceae, Oxalidaceae, Pedaliaceae, Polygonaceae, Primulaceae, Proteaceae, Ranunculaceae, Rhamnaceae, Rosaceae, Rubiaceae, Rutacea, Selicaceae, Sapindaceae, Saxifragaceae, Solanaceae, (papas, jitomates, pepinos) Theaceae, Tiliaceae, Typhaceae, Vitaceae, Violaceae, Xyridaceae, Zygophyllaceae.
-

III.4.3 Solubilidad de los fitolitos.

Los compuestos orgánicos y silíceos son frágiles y pueden alterarse con el tiempo, además las interacciones de la temperatura y el agua causan intemperismo (Pironon, 199). Dentro de la solución del suelo puede hallarse la sílice de forma soluble, la concentración a la que se halla es variable debido al ambiente en el que se deposita, Por ejemplo se sabe que su concentración es mayor en los suelos de ambientes tropicales (Vallejo, 2002).

Sin duda alguna, el intemperismo es responsable de las variaciones en la concentración de fitolitos, sobre todo el que actúa en los minerales silicatados, así que en los suelos tropicales su lavado es rápido y su residencia corta, ya que la vegetación que se encuentra creciendo absorbe; y en ocasiones reabsorbe la Si cuando se trata de fitolitos disueltos. Cabe mencionar que las raíces de las plantas llegan a disolver directamente a los fitolitos (Alexandre *et. al.*, 1997; Farmer *et. al.*, 2005; Gérard *et. al.*, 2008).

La disolución de algunos tipos de fitolitos también es responsable de la presencia de la Si en el suelo, siendo un reservorio de Si más fácil de obtener para la vegetación, que esperar el intemperismo de minerales silicatados. Acevedo (1998) destaca tres factores como responsables de la solubilidad de los fitolitos: i) la temperatura, ii) el pH y iii) el tamaño de la partícula. Además de los factores ya mencionados es importante considerar que la solubilidad más alta se da en la sílice amorfa.

El pH, puede permitir que la Si se adhiera a otros elementos como los es el hierro (Fe) y aluminio (Al), sin embargo puede hallarse de forma libre como en los bosques tropicales; la disolución está más relacionada a pH alcalinos superiores a 9 (Karkanis, 2010; Piperno, 1988,2006). Osterrieth *et. al.* (2009) resalta que la presencia de apéndices en los fitolitos son muy delicados a la abrasión, así que la disolución es más fácil gracias a la fragmentación por la bioturbación y el transporte.

Finalmente Fraysse *et. al.* (2009) demostró la similitud de las tasas de disolución de diferentes muestras de plantas. No obstante entre los 70's y 80's Bartoli, Wilding (1980) y Wilding, Drees (1974) realizaron experimentos en los cuales se comparó, de una misma plantas, los fitolitos que provenían de diferentes sitios, mostrando la existencia de una diferencia de estabilidad entre ellos. Por lo que no puede descartarse la idea que existen diferentes tasas de disolución entre los diversos morfotipos de fitolitos (Cabanés *et. al.*, 2011).

III.4.4 Transporte y Tafonomía de fitolitos.

La acumulación de los fitolitos se da en los horizontes más superficiales del suelo, por esta razón su máxima acumulación está entre los 2 -5 cms superficiales. A pesar de su acumulación en los primeros horizontes, no puede dejarse a un lado la migración de los mismos que se da en los horizontes porosos, y que posteriormente pueden acumularse en horizontes más compactos y densos (Vallejo, 2002).

La preservación y acumulación de los fitolitos se ha considerado el resultado del tipo de minerales del material parental, la composición de la vegetación y la posición topográfica, que de acuerdo a Bobrova y Bobrov (1997), influyen en el régimen hidrotérmico del suelo.

Los fitolitos quedan expuestos en la superficie cuando la planta que los contenía muere, dando inicio a la desintegración de la materia orgánica del suelo, así los tejidos que resguardan a los fitolitos se degradan y éstos quedan expuestos al transporte y daño por éste (Madella y Lancelotti 2011); Piperno, 2006). El fuego, erosión eólica interna son algunos factores que ayudan a la desintegración de los tejidos vegetales. Así la descomposición del humus introduce a los fitolitos en el suelo, produciendo un registro local de la vegetación. A pesar de lo ya mencionado sobre el fuego y fuertes procesos erosivos, el viento es responsable de introducir a los fitolitos a la atmósfera e hidrosfera, donde el

transporte a largas distancias es posible (Mulholland y Rapp, 1992; Folger et. al, 1967; Parmenter et. al. 1974, Piperno, 1988).

Twiss (1983,1987) analizó partículas de fitolitos en el polvo atmosférico y estudios recientes realizados en Argentina revelaron la presencia de diversos morfotipos de fitolitos en el aire, como consecuencia de la falta de la cobertura vegetal y algunas actividades antropogénicas en los suelos provocó que quedaran expuestos. No obstante, las concentraciones de los fitolitos en el aire son de carácter estacional; por ejemplo, en las temporadas de lluvias la precipitación afecta la presencia de los fitolitos en el aire al hacer un lavado de las partículas suspendidas evitando la dispersión de las mismas, por lo contrario en la temporada de quema de pastos y arado la concentración de estas partículas en el aire se incrementan (Latorre et. al., 2011).

La movilidad de los fitolitos dentro de un perfil de suelo y en sedimentos ha sido de gran controversia pues algunos autores lo consideran insignificante (Alexandre et. al., 1997,1999; Hart and Humphreys et. al., 2003), por lo contrario Fisher et. al. (1995) lo considera un proceso estacionario. Cabe mencionar que la tasa de transporte de los fitolitos en un perfil de suelo dependerá de las características del mismo Fishkis et. al. (2010). A pesar de lo anteriormente mencionado no se considera que los fitolitos tengan un gran potencial para viajar a través del perfil.

Dentro del transporte de los fitolitos, cabe destacar, que son considerados partículas pesadas, por esta razón se les impide que su viaje sea a grandes distancias, el mismo transporte puede llevar a la desarticulación de los fitolitos o a la formación de conjuntos. La formación de estos conjuntos se ha asociado a ambientes desérticos y ambientes con mayor precipitación o con escorrentías importantes Madella y Lancelotti (2011).

Se sabe que su concentración disminuye profundidad, de manera que la mayor cantidad está en el horizonte A. Su transporte está condicionado por la porosidad, la bioturbación y expansión-contracción de arcillas (Pearsall, 1989,

Humphreys, 2003). Fisher *et. al.* (1995) considera la movilidad de los fitolitos es despreciable debido a que tienen tallas largas. Sin embargo, su translocación de los fitolitos a lo largo de un perfil de suelo favorece aquellos de tallas pequeñas con respecto a los que son grandes. Por esta razón la morfología de los fitolitos también es fundamental para entender no únicamente el transporte que sufren, sino el intemperismo que actúa sobre ellos; por ejemplo las células más largas son más susceptibles a ataques físicos y químicos con respecto a las células cortas que hablan de un grado mayor de preservación Madella y Lancelotti (2011).

A pesar de ser considerados los fitolitos un registro *in situ*, el transporte por parte de los agentes dispersantes como el agua, el viento y la biota pueden llegar afectar las reconstrucciones ambientales, por lo tanto es indispensable considerar este problema en el momento de hacer estos estudios paleoambientales, no sólo por la movilidad de las partículas a lo largo de los suelos o paleosuelos, sino que los mismos agentes de transporte generan una fuerte abrasión en la superficie de las partículas produciendo fragmentación en los apéndices y puntos débiles imposibilitando su identificación.

III.4.5 Ventajas y desventajas del estudio de fitolitos.

Aunque el estudio de los fitolitos no es tan avanzado como el del polen, ya que éste último tiene 100 años más de investigación, es posible encontrar ventajas el estudiarlos como un proxy paleoambiental frente a otros indicadores paleobotánicos (Piperno, 2006).

Los fitolitos se conservan muy bien en suelos y sedimentos a diferencia del polen, que es mayormente estudiado en sedimentos lacustres y tiene una mayor movilidad por el viento, debido a que es más ligero. Otras de las ventajas de los fitolitos son: a) su durabilidad y su conservación dentro de los suelos con pH superiores a 9, b) la taxonomía que ha permitido diferenciar familias, subfamilias y en ocasiones taxones, c) una alta producción dentro de la planta que permite hacer analogías con las plantas actuales (Rovner, 1971; Twiss, 1980) d) su

aplicación a diversos tipos de restos arqueológicos como muestras de suelo y sedimentos, restos humanos o de fauna (coprolitos, piezas dentales etc.) (Cummings 1989; Danielson 1993; Middleton y Rovner 1994) y artefactos cerámicos (Calvo *et. al.* 1995).

Sin embargo, existen dos problemas relevantes en estos estudios: a) diferentes taxones producen formas similares de fitolitos (redundancia) y b) un mismo taxón produce diferentes morfotipos (multiplicidad) (Albert, 1995; Rovner 1971; Mulholland, Rapp y Ollendorft, 1988, Pearsall, 1989). Aunado a esto no todas las plantas son productoras de fitolitos, la producción en algunos taxones llega a ser muy bajo o casi nula (Piperno 1988). Un ejemplo de multiplicidad en los fitolitos son las subfamilias Pooideae y Panicoideae, específicamente en las especies *Zea* y *Aristida* (Mulholland, Rapp y Ollendorft, 1988). Ejemplos del segundo problema que involucra la redundancia están las subfamilias Bambusoideae, Arundinoideae y Chloridoideae (Watson, Clifford y Dallwitz, 1985).

Del mismo modo el transporte y la tafonomía de estas partículas son una desventaja en los estudios de reconstrucciones ambientales como se describió anteriormente. Adicionando problemas como son el desarrollo de una buena taxonomía, el procesamiento de las muestras, su cuantificación y el impacto del ambiente sobre la producción de fitolitos (Pearsall, 1989).

III.5 Periodos Culturales en las Tierras Bajas Mayas

La región de Tierras Bajas de la cultura Maya se distribuyó sobre la Península de Yucatán zonas bajas de México, Guatemala y Belice. Hace 4000 años antes del presente, los Mayas se establecieron en las Tierras Bajas. Los periodos más importantes para los Mayas corresponden al Pre-Clásico (2200 AC- 250 DC) en el cual los centros urbanos florecieron, el Clásico (250 DC- 900 DC) donde comenzó el aumento en la población y una complejidad en la cultura, y posteriormente un colapso a finales del clásico y principios del Post-Clásico (900 DC- 1500 DC) (Dunning *et. al.*, 2012).

IV. ÁREA DE ESTUDIO.

El río Usumacinta junto con el río Grijalva se caracteriza por ser parte del sistema fluvial más caudaloso del país, además de ser límite natural entre las fronteras de México y Guatemala (figura 5). Aunado a su importancia hidrológica (centrada en los desbordamientos que enfrenta su cauce debido a la intensa precipitación anual), se encuentra rodeado por una gran diversidad natural, siendo asilo de la reserva de la Selva Lacandona. Destaca además por albergar sitios arqueológicos de la antigua cultura maya (periodo clásico Maya) (Yaxchilán, Piedras negras entre otros).

La cuenca del Rio Usumacinta se extiende casi en su totalidad entre los territorios de los estados de Chiapas y Tabasco en México, y cerca de la mitad del de Guatemala; la superficie cubierta de esta cuenca es de alrededor de 122000km². Nace en la confluencia de los ríos, el Chixoy o Salinas y el de la Pasión, en Guatemala. La unión de dichos ríos genera el canal principal de la parte más alta (en relación a su topografía) del Usumacinta que sigue su curso de sureste-noroeste. El río Usumacinta posee una longitud de 1200km y un caudal de 1.500 m³/s, el cual representa aproximadamente el 80 por ciento de las aguas que se vierten por los ríos continentales de México y Centroamérica al Golfo de México

Cerca del gran Cañón de Boca del Cerro el río continúa su curso en una serie de canales primarios y afluentes, en consecuencia la región posee un sinnúmero de bajos, humedales y pantanos, para finalmente alcanzar el curso del río Grijalva, y su posterior desembocadura en el delta del Puerto de la Frontera de Tabasco (Golfo de México).

La antigüedad del río Usumacinta se puede constatar a través de la presencia de meandros, lagunas y barras. Está dividido en tres zonas, alto, medio y bajo Usumacinta, el área de estudio corresponde al medio y bajo Usumacinta, y se

concentra en su mayoría dentro del estado de Tabasco, dentro de una zona de planicie.

En las márgenes del Usumacinta se describieron y muestrearon 3 secciones denominadas Tierra Blanca, Pochote, Vicente Guerrero y Balancán (Figura 5); otra más en la llanura de inundación, Balancán. En el sitio arqueológico de Chinikihá se estudió un perfil; correspondiente a esta zona y aledaña a ella una sección más Boca del Cerro.



Coordinates UTM
Pedostratigraphic section:

Tierra Blanca I 641218mE, 1961148mN	El Pochote 633601mE, 1963970mN
Tierra Blanca II 640922mE, 1961163mN	Vicente Guerrero 646377mE, 1965503mN

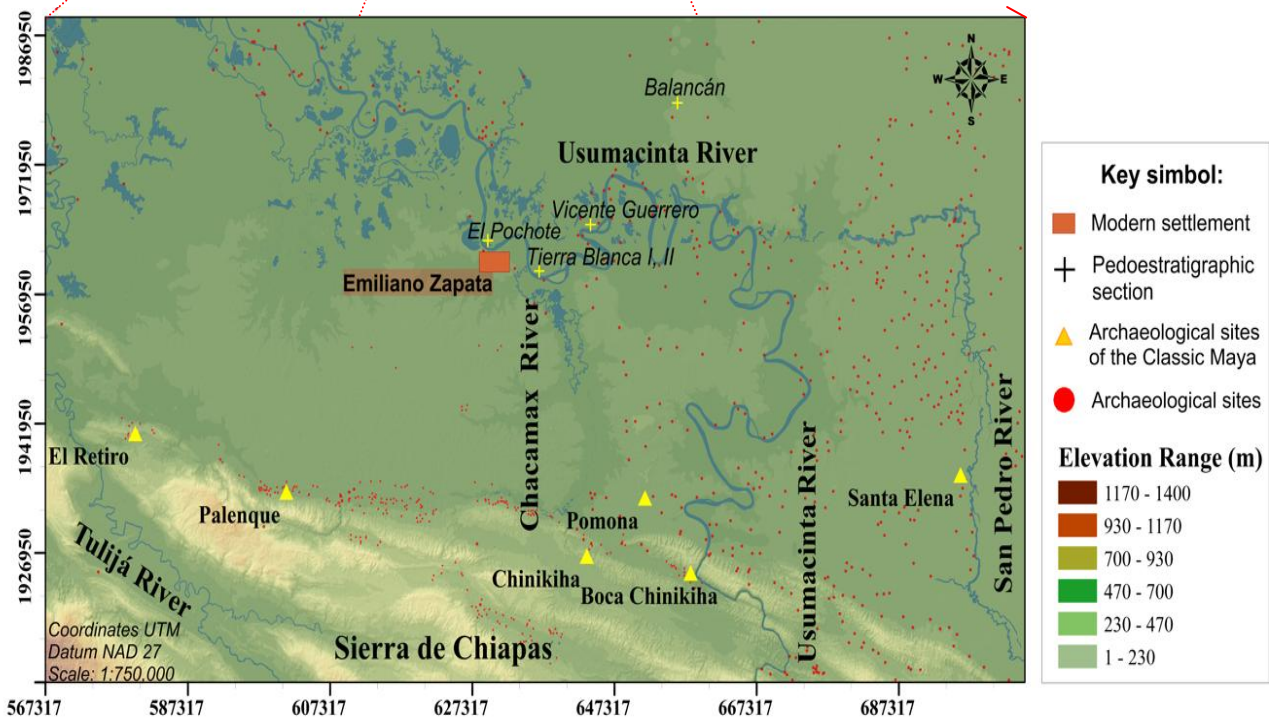


Figura 5. Localización del área de estudio dentro del Río Usumacinta. (Solís, 2012)

IV.1 Fisiografía y Geología.

Los meandros del río Usumacinta, sobre los que se asienta la zona de estudio, están conformados por un relieve cárstico entre cuyas elevaciones existen cañadas y pequeños valles. La región sur de la Llanura Costera del Golfo y el norte del Cinturón Chiapaneco de Pliegues y Fallas, determinan la geomorfología del sitio de estudio. La primera región se caracteriza por tener un escaso relieve, con altitudes menores a 100m, en donde se manifiestan planicies extensas de inundación y lagunas distribuidas sobre todo en el estado de Tabasco. Dentro de su estratigrafía existen depósitos (lutitas-areniscas) del Terciario Inferior (Paleoceno), sobreyaciendo concordantemente a rocas carbonatadas del Mesozoico y el Terciario (figura 6).

El origen de las cuencas del sureste, incluyendo aquéllas de las que forma parte el río Usumacinta, están íntimamente ligadas con lo que se conoce como Orogenia Chiapaneca o Cascadiana y que generó las estructuras al sur de la zona de estudio (Morán, 2000). El Cinturón Chiapaneco de Pliegues y Fallas está constituido por rocas carbonatadas que varían en edad desde el Jurásico tardío hasta el Paleógeno, mismas que fueron deformadas durante el Mioceno tardío dando lugar a un conjunto de pliegues orientados NW-SE. Después de este evento de plegamiento, como resultado del desalojo de grandes volúmenes de sal y arcilla, se formaron cuencas que se desarrollaron en una dirección perpendicular a la sierra formada.

Después de la deformación de la Orogenia Chiapaneca, comenzó el aporte de sedimentos provenientes del Macizo o Batolito de Chiapas durante el Plioceno y el Pleistoceno. La tectónica reciente ha dado lugar a una serie de fallas normales que conforman el relieve de horst (terrazas elevadas) y grabens (depressiones).

en Chinikihá y Boca del Cerro .Fluvisoles en el Pochote y Tierra Blanca localmente Phaeozems.

IV.3 Clima.

Dentro del Estado de Tabasco se pueden apreciar tres tipos de clima de acuerdo a la clasificación de Koeppen (1948) Af (cálido húmedo con lluvias todo el año), Am (cálido húmedo con lluvias abundantes en verano) y Ax (cálido subhúmedo con lluvias en verano), los dos primeros predominan en 95% en el territorio de Tabasco. Su distribución varía de acuerdo a diversos factores ambientales tales como el relieve, la vegetación, etc. el primer clima Af (w) se distribuye en la Sierra de Chiapas y Guatemala. El clima Am (w) se encuentra dentro de la planicie de la Llanura del Golfo. El tercer clima Ax se localiza en la parte noroeste del estado, siendo su distribución menor en comparación con los otros dos climas (SEMARNAT, 2006). La precipitación anual en el estado de Tabasco es alrededor de 2111-2406 mm. La temperatura promedio es de 26°, en los meses calurosos llega hasta 44° y en los meses fríos es de 15°.

Dentro del clima que caracteriza el estado de Tabasco, Am (w) se presenta periodos marcados de precipitación y sequías. El primer periodo se conoce como el temporal que abarca los meses de Junio a Septiembre, donde la precipitación es de tipo conectivo-orográfico, resultado de los vientos alisios del Este y Noreste, las lluvias son generalmente de corta duración, sin embargo en el mes de junio y agosto son moderadamente fuertes e intensas en el mes de septiembre, lo que da como resultado temperaturas altas durante el día y la noche. Una propiedad de este periodo es la sequía intraestival o canícula, que abarca la mitad de julio y agosto, se caracteriza por las altas temperaturas y días secos que ocurren dentro de una fase húmeda (SEMARNAT, 2006).

A partir del mes de octubre, se presentan los nortes (segundo periodo), su origen se debe a los intercambios de aire ciclónico que se aleja por el Mar Caribe y Golfo de México, de la misma forma ocurren los frentes fríos provenientes de los

vientos del Noreste de EUA y Canadá. El periodo de duración de los nortes va del mes de Septiembre al mes de Febrero, no obstante los meses más lluviosos en el año corresponde a Septiembre y Octubre, posterior a estos meses hay un descenso en las lluvias y un aumento en febrero (SEMARNAT, 2006).

Finalmente el periodo de secas abarca el fin de mes de Febrero y el inicio de Junio, las temperaturas se elevan, por consiguiente, la etapa de lluvias se presenta en número escaso y aisladamente. Los vientos presenciales son cálidos que van del sur al sureste. Por consiguiente, en ocasiones se presentan, en número escaso y aisladamente lluvias (SEMARNAT, 2006).

IV.4 Vegetación.

La vegetación de acuerdo a Rzedowski (1990) que se desarrolla en la zona pertenece en su mayoría al bosque tropical perennifolio, en menores proporciones a éste también se desarrolla bosque de coníferas y encinos, bosque espinoso y más hacia la zona de desembocadura del río, perteneciente al delta, crece vegetación acuática y subacuática. Sin embargo, el impacto antropogénico ha disminuido y cambiado los porcentajes de distribución de los diferentes tipos de vegetación, adicionando un cambio en el uso de suelo de bosques a actividad agrícola (Tabla 4)

La distribución del bosque tropical perennifolio está restringida a las zonas intertropicales del Nuevo y Antiguo mundo. Se desarrolla en altitudes entre 0 y 1000 m, en ocasiones se encuentra en altitudes de 1500 m como en algunas partes del estado de Chiapas.

La preferencia del bosque tropical perennifolio sobre un substrato geológico no está muy bien definida, sin embargo se han ligado más a calizas que a otro tipo de rocas. Se le ha observado en terrenos kársticos, con un drenaje muy rápido y suelos someros. Se desarrollan mejor en terrenos planos ondulados con suelos aluviales, sin embargo se les ha observado sobre laderas con fuerte pendiente.

Cercana a la zona de estudio y en una menor proporción Rzedowski (2006) describe una vegetación que denominó con el nombre de bosque espinoso, dicha vegetación se caracteriza por formar mosaicos junto con otros tipos de vegetación, lo que la hace difícil cartografiar. Dentro de las características generales de las regiones donde se desarrolla esta clase de vegetación está la altitud entre 0 y 2200 m, temperatura, de 17 a 29°C, precipitación, de 350 a 1200mm. Por consiguiente también es característico su desarrollo en terrenos planos con baja inclinación. Los suelos sobre los que se desarrolla el bosque espinoso son profundos y ricos en materia orgánica, con coloraciones oscuras, en algunas regiones son someros y ricos en arcillas, los cuales están sobre rocas lutitas o calcáreas, y algunos poseen características de un gley (se inundan periódicamente) (Rzedowski, 2006).

Hacia el sur cerca de la localidad de Chinikihá, límite entre el estado de Tabasco y Chiapas la vegetación cambia a bosque de coníferas y encinos, en México es muy frecuente encontrar bosques mixtos de *Quercus* y *Pinus*. Dentro de las características generales que tienen las zonas donde se desarrolla este tipo de vegetación se encuentra la precipitación que oscila entre 600 y 1200mm, la temperatura más frecuente es de 12 a 20°C.

Los bosques de coníferas comprenden varias categorías de las cuales los pinares son los que se encuentran cercanos al área de estudio, y en este caso cerca de la localidad de Chinikihá. Esta vegetación como se mencionó anteriormente es común encontrarla compartiendo su espacio junto con los encinares, en forma de bosques mixtos.

Finalmente cerca de la zona de desembocadura del río Usumacinta (Golfo de México) crece vegetación de tipo acuática y subacuática, la cual se desarrolla en suelos que permanecen bajo el agua, es decir suelos que permanentemente están saturados de agua, o como lo dice su nombre ligados al medio acuático. Se le encuentra desde el nivel del mar hasta más de 4000m de altitud de acuerdo con Rzedowski (2006). Este tipo de vegetación no requiere de un drenaje eficiente.

Tabla 4. Distribución de los tipos de vegetación y usos del suelo en las microcuencas del río Usumacinta en el estado de Tabasco (SEMARNAT, 2006).

Tipo de vegetación o uso del suelo	Superficie (ha)
Cuerpos de agua	39955
Asentamientos humanos e infraestructura	2526
Vegetación hidrófila	132330
Vegetación secundaria	109167
Bosques tropicales	39364
Selvas	62412
Pastizales	442337
Plantaciones	6218
Agricultura de temporal	434
Total	834836

IV.5 Desarrollo cultural.

El río Usumacinta es conocido no solo por su biodiversidad sino por la información arqueológica que resguarda. Los sitios arqueológicos que se localizan cerca al río y a las zonas aledañas corresponden al periodo Clásico Maya (250-900 DC.), tales como Yaxchilán, Ponomá, Bonampak y Piedras Negras. No obstante, el desarrollo de estas culturas se dio en lo que corresponde a la cuenca del Alto Usumacinta (figura 7), (Fernández *et. al.* 2005; Johnson *et. al.*, 2007, 2007 y Dunning *et. al.*, 2002)

La preferencia de los asentamientos humanos en el Alto Usumacinta de acuerdo a los arqueólogos (Aliphath, 1996) se debió a la estabilidad que presentaba el río y a la facilidad del acceso a estas zonas, que hoy día igual que antes muestran una belleza cultural.

Extensión Hipotética de las Ciudades Mayas del Periodo Clasico en el Río Usumacinta, Chiapas

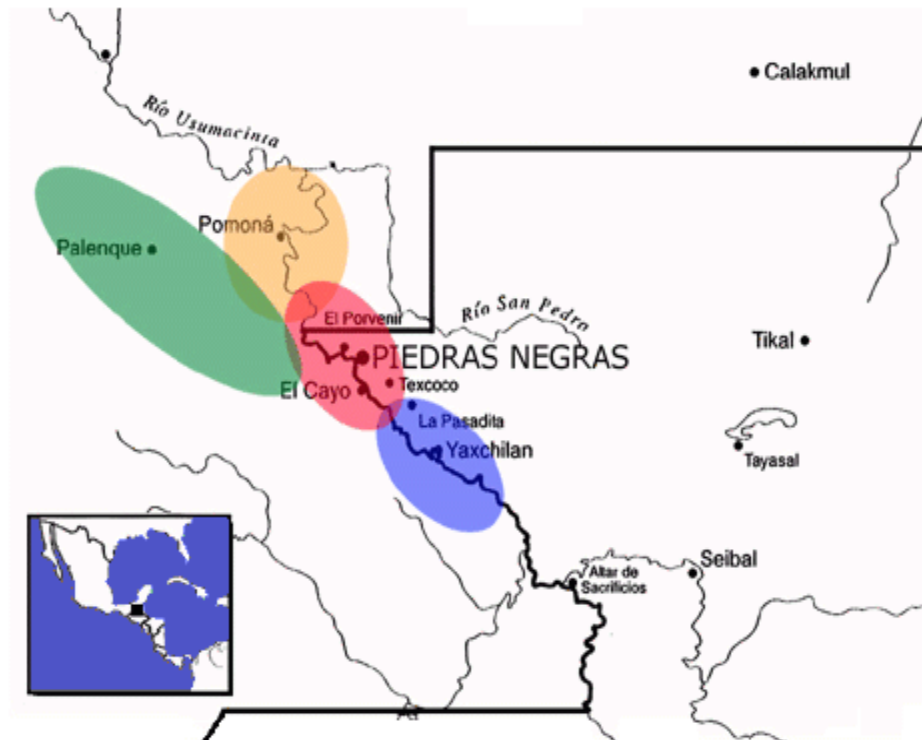


Figura 7. Ubicación de los sitios arqueológicos en las márgenes del río Usumacinta (Fernández, 2005).

V. MÉTODO.

El trabajo de investigación se desarrollo en cuatro módulos: 1) compilación bibliográfica, 2) trabajo de campo, 3) trabajo de laboratorio y 4) gabinete.

En los siguientes subíndices se busca desarrollar las técnicas empleadas para cada uno de los módulos planteados.

V.1 Compilación bibliográfica.

Dentro de este apartado se integraron todos los conceptos teóricos planteados en el capítulo II del marco teórico, que incluye los temas de isótopos de carbono y fitolitos como bioindicadores de la materia orgánica para las reconstrucciones de la vegetación y paleosuelos como indicadores de estabilidad en el ambiente. Así mismo, involucra los antecedentes de investigaciones en el área de estudio que incluyeron el uso de la carta geológica y edafológica Tenosique E15-9, para conocer las asociaciones de suelos que registra el INEGI, los sedimentos y rocas en los que se encuentran las secuencias edafosedimentarias. En el caso de la carta geológica, la información utilizada fue la brindada por el Servicio Geológico Mexicano (2006). La carta edafológica es la correspondiente a INEGI (1993).

V.2 Campo.

Reconocimiento de campo.

La primera parte consistió en identificar los puntos geográficos dentro de la zona de estudio (figura 5), donde se hicieron los levantamientos de suelo para su descripción, caracterización y toma de muestras de estos. Las secciones Tierra

blanca I (TBI) y II (TBII), Vicente Guerrero (VG), Boca del Cerro (BC), Balancán (BA), Chinikihá (CHI) y el Pochote (PC)) que reciben el nombre de acuerdo a la localidad más cercana de donde se hizo el levantamiento. Estos sitios están predeterminados debido a que el presente trabajo forma parte de un proyecto de investigación que se desarrolla en paralelo a éste (Solís et. al, 2012) Su localización se hizo a partir de un sistema de posicionamiento global (GPS).

Caracterización y clasificación de los suelos.

La caracterización y clasificación de los horizontes de paleosuelos de cada sección se hizo de acuerdo a la Base Referencial del Recurso Suelo (WRB, 2006) con base en sus características morfológicas. Algunos de los criterios de la WRB son la presencia horizontes diagnósticos, estructura en el suelo, recubrimientos arcillosos y huellas de raíces.

Toma de muestras.

De acuerdo a los análisis se considero tomar dos tipos de muestra: 1) análisis químicos y físicos (incluyendo extracción de fitolitos) y 2) dataciones de ^{14}C . Para análisis físicos (textura por Solís et. al., 2012) y químicos se colectaron 2kg de muestra por cada uno de los horizontes genéticos de suelos modernos y paleosuelos. Es importante tomar en cuenta que el muestreo de los horizontes se realizó de manera ascendente desde los horizontes más profundos hasta los más superficiales, para evitar la contaminación de las muestras subyacentes Para los fechamientos por ^{14}C se colectó 1kg de los horizontes A.

V.3 Laboratorio.

V.3.1 Secado y preparación de las muestras.

Las muestras para análisis físicos y químicos se colocaron en el cuarto de temperatura controlada para extraer la humedad. Las muestras se tamizaron por un tamiz con 2mm de apertura.

Para los estudios de materia orgánica e isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ se molieron de 15 a 20g de muestra en un mortero de ágata, además de homogenizar el tamaño de partícula pasando por el tamiz de 250mm No. 60.

V.3.2 Análisis físicos.

V.3.2.1 Determinación del color del suelo.

Los colores se determinaron en cada uno de los horizontes muestreados con base en la carta de colores de Munsell (2000). Se determino la coloración en húmedo y en seco.

V.3.2.3 Extracción y cuantificación de fitolitos en la fracción limo.

La extracción de estas células de sílice consiste en la obtención de la fracción limo donde la mayor parte de los fitolitos tienen el mismo tamaño que estas partículas. Las muestras escogidas para este análisis corresponden a los horizontes orgánicos (horizontes A, AB), sin embargo se hizo el análisis en algunos horizontes C para ver si había fitolitos transportados. El método consistió en pesar 10 g de muestra. En un frasco de plástico de capacidad de 500 ml adicionando 10 ml de hexametáfosfato de sodio, para dispersar los agregados y las partículas de arena, limo y arcilla, y 400 ml de agua destilada, seguido de una agitación mecánica durante 24 h.

Posteriormente la muestra se paso por un tamiz de $53\mu\text{m}$ para separar las arenas de los limos y arcillas. El residuo que correspondió a las fracciones de limo y arcilla se depositó en una probeta con una capacidad de 1l agitando aproximadamente 2 minutos y dejando reposar 24 h. El sobrenadante resultante correspondió a la fracción arcilla, la cual se decantó, finalmente la fracción que quedo en el fondo correspondió a los limos, los cuales se guardaron en seco para su análisis posterior (Flores et al., 2010).

La cuantificación e identificación de la morfología de los fitolitos se hizo en un microscopio petrográfico. El montaje de las muestras se realizó por inmersión en glicerina, con un índice de refracción 1.48 (superior al índice de refracción del ópalo de los fitolitos e inferior al registrado para el vidrio volcánico, lo que permite su discriminación).

De acuerdo a Gol'yeva (1997) se realizó un conteo de 200-300 partículas de fitolitos por horizonte. Así mismo para aquellas muestras en las que el número de morfotipos no llegaron a 200-300 partículas, el análisis para el conteo se hizo a partir de laminillas cuadriculadas, (2 laminillas por horizonte, cada una con 80 cuadritos de 5mm de área para tratar de homogenizar el esfuerzo de muestreo; Birks & Gordon, 1985).

El registro de los morfotipos de fitolitos se realizó mediante la fotografía digital auxiliada por el software Image Pro Plus v. 5.1.

V.3.2.3.1 Morfotipos de fitolitos en los horizontes orgánicos de los paleosuelos.

Para clasificar a los morfotipos en plantas C3 o C4 se hizo una clasificación mixta en la cual se utilizó las clasificaciones propuestas por diferentes autores como son Twiss (1992), Fredlund y Tieszen (1994), Klein y Geis, 1978, Kondo *et al.*, 1994, Brown, 1984, Piperno, 1988, 2006, Runge, 1999, Paersall, 1989, Iriarte, 2003.

Los fitolitos estudiados para este trabajo fueron divididos en dos grupos, árboles y pastos, éstos últimos se clasificaron de acuerdo a del Puerto (2006), Twiss (1992), Kondo *et al.* (1994) y Piperno (2006); para la identificación de coníferas se utilizó los morfotipos descritos por Klein y Geis, (1978), (tabla 5). Los fitolitos fueron diferenciados de acuerdo a los grupos de plantas C3, C4 y C3-C4 que ya se han reportado en la bibliografía (ver ANEXO 1).

Los morfotipos almohada y apuntada no se han definido aún a que grupos de plantas pertenecen específicamente, ya que se presentan tanto en el grupo de C3 y C4. Del morfotipo buliforme sólo se sabe que estas células silifican bajo condiciones de alta humedad. Con base en esto podemos incluirlas dentro del grupo de plantas con fotosíntesis C3 debido a que están en ambientes de humedad.

El morfotipo cruz es un grupo mixto, debido a que las formas de los fitolitos no permiten diferenciarse y saber si pertenecen a fitolitos de hojas de maíz o corresponden a la familia Panicoideae. Por esta razón se encuentra dentro de los grupos de planta C3-C4, ya que el maíz es una planta C4 y la familia Panicoideae pertenece tanto a las plantas C3 y C4.

Tabla 5. Los posibles orígenes taxonómicos y la anatomía C3/C4 interpretados para determinados morfotipos de fitolitos.

Morfotipo	Posible origen taxonómico	C3-C4	Bibliografía
Largos y pequeños Tablas	Tipos de coníferas	C3	(Klein y Geis, 1978)
Silla larga	Bambusoideae	C3	(Kondo <i>et. al.</i> , 1994)
1. Quilla 2. Cónica 3. Óvalos, rectángulos y cuadrados trapezoides 4. Trapecio ondulado largo 5. Trapecio recto largo Piramidal	Pooideae	C3	(Twiss <i>et. al.</i> 1992), (Fredlund y Tieszen, 1994,4997), (Brown, 1984)
Sillas de montar/ cruz/ mancuernas/ tipo stipa./ tipo stipa.	Arundineae	C3	(del Puerto; 2006), (Twiss, 1992)
Esferas ornamentadas con picos.	Arecaceae	C3	(Piperno, 1988;) (Runge, 1999),

Abanicos/ Buliformes	Todos los órdenes de monocotiledóneas y en especial en la familia de las gramíneas.	*4	(Twiss, 1992)
Silla corta Rondel/ silla elipsoide	Chloridoideae	C4	(Twiss <i>et. al.</i> 1992), (Kondo <i>et. al.</i> 1994).
Largos y delgados bilobados	Aristidae	C4	(Piperno, 2006)
1. Rondel 2. Rondel ondulado superior 3. Rondel rizado superior 4. Rondel decorado la mitad.	<i>Zea mays</i>	C4	(Paersall, 1989), (Piperno, 2006), (Iriarte, 2003)
Forma irregular con espacios en el interior	Cyperaceae	C3-C4	(Piperno, 2006)
Cruz	Posibles maíz y Panicoideae	C3-C4	(Piperno, 2006)
Elongados : 1. Ornamentados 2. lisos	Fitolitos de Pastos	C3-C4	(Twiss <i>et. al.</i> , 1969)
Forma de pesas (dumbbel) y cruz Bilobados/polilobados	Panicoideae	C3-C4	(Twiss <i>et. al.</i> 1992), (Kondo <i>et. al.</i> 1994).
Almohadas (formas cuadradas o rectangulares)	Aún no definido	C3-C4	(Twiss, 1992)
Apuntada	Tricomas	C3-C4	(Twiss, 1992)

V.3.3 Análisis químicos.

V.3.3.1 Determinación del porcentaje de Materia Orgánica del Suelo (% MOS), y porcentajes de Carbonatos.

Se seleccionaron las muestras a partir de las descripciones morfológicas que correspondían a horizontes A, AB o BA de suelos y paleosuelos. El tratamiento para el análisis de MOS consistió en moler suelo en el mortero de

⁴ * Aún no se define el grupo de plantas al que pertenecen, sin embargo se sabe que éstas células Buliformes silifican bajo condiciones de humedad altas (Rovner, 1988)

ágata pasando por una segunda malla de 250 mm del No. 60, obteniendo aproximadamente 15 a 20 g. En la balanza analítica de este peso solo se uso 1g para el análisis, guardando los restantes 3 gramos.

Para la determinación de la materia orgánica se hizo bajo un analizador elemental CHN/O Perkin Elmer 2400 series II en el Laboratorio de Edafología Ambiental del Departamento de Edafología del Instituto de Geología, UNAM. Las muestras analizadas se hicieron por duplicado bajo las siguientes condiciones: Helio como gas acarreador, temperatura de combustión 980°C, temperatura de reducción 640°C, conductividad térmica como detector y la acetanilida como compuesto de calibración.

Los resultados reportados bajo este método corresponden al porcentaje de carbono total en las muestras, sin embargo éstas tuvieron un tratamiento previo de HCl al 0.5 M durante 24 h para la remoción de carbonatos (se agregaron de 10 a 25 ml de HCl por muestra dependiendo la cantidad de carbonatos presentes en ellas).

Para la obtención del porcentaje de carbono orgánico y materia orgánica se hicieron los siguientes cálculos:

% de carbonatos=	$\frac{\text{Peso inicial} - \text{Peso final}^5}{\text{Peso inicial}} \times 100 \dots \text{ec.1}$
% de carbono orgánico=	$\frac{(100 - 100\% \text{ carbonatos})}{100} \times \% \text{ de Carbono total} \dots \text{ec.1.1}$
% de materia orgánica (MO)=	$(\% \text{ de carbono orgánico} \times 1.724^6) \dots \text{ec.1.2}$

⁵ Corresponde a los valores de la muestra en g antes de la destrucción de carbonatos (peso inicial) y después de ésta (peso final).

⁶ Corresponde al factor de conversión de la MOS (Núñez, 1946).

La destrucción de carbonatos se hizo de acuerdo al método de Midwood *et. al.* (1998) para ello se tomó el peso inicial de la muestra (entre 1 y 2 gr) y el final (después del tratamiento de HCl) a 105°C, la cantidad de HCl al 0.5 M que se adicionó vario entre 5 a 30 ml, dependiendo la cantidad de carbonatos presentes en la muestra. Para evitar perder material en cada uno de los enjuagues con agua destilada y retirar el exceso de HCl de la muestra se hizo en una centrifugadora a 6000rpm durante 5 minutos hasta que el pH de las muestras estuviera entre 6 y 7.

El porcentaje de carbonatos se obtuvo por diferencia de peso, se destruyeron los carbonatos mediante el método descrito anteriormente, pero la concentración del HCl fue de 5%.

V.3.4 Isótopos estables de carbono.

Para esta técnica se seleccionaron los horizontes con mayor contenido de materia orgánica, esto se hizo a partir de los valores obtenidos de porcentaje de carbono orgánico total, la mayoría de ellos corresponden a horizontes A. De las muestras trabajadas para materia orgánica de los 4g que se obtuvieron se usó 1g. En las muestras que se escogieron para este análisis se utilizó el método de combustión de Sofer (1980) modificado, para la preparación de las muestras (ver Sedov *et. al.*, 2003), y un espectrómetro de masas de triple colector (Finnigan MAT250), donde se analiza la relación de $\delta^{13}\text{C}$ en los isótopos estables de la materia orgánica. El lote de muestra fue acompañado por materiales de referencia: PEF-1 y sucrosa ANU de NIST NBS-22. El estudio fue realizado en el Laboratorio de Isótopos Estables del Departamento de Geoquímica del Instituto de Geología de la UNAM.

Las diferencias isotópicas entre varios materiales son pequeñas y los valores de la composición isotópica son reportados por una expresión estándar que fue aceptada internacionalmente:

$$\delta^{13}\text{C} = 1000 * (\text{IR}_{\text{muestra}} - \text{IR}_{\text{VPDB}}) / \text{IR}_{\text{VPDB}} \dots \text{ec.2}$$

donde $\text{IR} = {}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}$ y $\text{IR}_{\text{VPDB}} = 0.0112372$ que corresponde a la relación isotópica del CO_2 del carbonato, de un molusco cretácico de la Formación Pee Dee en Carolina del Sur, EE.UU. *Beleminitella americana*. El valor de $\delta^{13}\text{C}$ es expresado en partes por mil.

Los valores se reportan con relación al estándar ya que el valor de $\delta^{13}\text{C}$ es de $0^0/_{00}$, por lo tanto los valores negativos reflejarán menos ${}^{13}\text{C}$ con relación al estándar y los valores positivos implicarán que hay mayor cantidad de ${}^{13}\text{C}$ que el estándar.

V.3.5 Obtención de pH a 1:1 en H₂O.

La lectura del pH se hizo bajo la solución de agua destilada con una relación de suelo: solución de 1:1.

Se pesaron 25g de cada muestra y se agregaron 25ml de H₂O destilada (1:1) en un frasco y se agitó en el agitador mecánico durante 20min. Previamente al uso del potenciómetro se calibró con soluciones buffer de pH 7. Para la correcta lectura se agitó cada muestra por 30s antes de realizarla, posteriormente se introdujo el electrodo a la muestra, después de 1min el valor obtenido del potenciómetro se consideró el valor correcto del pH (NRCS, 2004).

V.4 Gabinete.

Para este análisis y ordenamiento de los resultados se utilizaron diferentes software principalmente procesadores de texto y hojas del cálculo (Microsoft Office 2007) y de diseño gráfico (Corel Draw 2010), C2 Pollen Program para las gráficas y R para el análisis estadístico.

Se hizo un análisis de escalamiento multidimensional no métrico para el análisis de fitolitos que consistió en evaluar si la vegetación reportada por los morfotipos analizados en los horizontes de diferentes paleosuelos es un evento local o regional, y poder correlacionar a los paleosuelos no solo por las características morfológicas sino también por el contenido de morfotipos de fitolitos. Este análisis se realizó para buscar las mejores posiciones de los objetos (los horizontes con contenido de fitolitos) en un espacio de 15 dimensiones que se asemejen a sus posiciones según sus distancias originales. El valor del estrés es una medida de la no bondad del ajuste, mientras mayor sea la diferencia entre las disparidades y las distancias, mayor será el stress y por tanto peor será el modelo, lo anterior se refleja al tener valores de stress superiores a 20. Para dicho análisis se utilizó el programa R de estadística.

VI. RESULTADOS.

VI.I Descripción morfológica de los paleosuelos de las secuencias edafosedimentarias.

Tierra Blanca I.

La sección de Tierra Blanca (figura 8) se encuentra ubicado dentro del Municipio de Emiliano Zapata, aledaño a éste se encuentra el sitio arqueológico también denominado Tierra Blanca, las coordenadas geológicas en las que se ubica son 17°44'2.7" N, 91° 40'5.3" a una altitud de 15 msnm. De acuerdo a las características morfológicas se determinaron tres unidades: Unidad I, Unidad II y Unidad III, para esta sección.

La Unidad III contiene cuatro paleosuelos. El paleosuelo 4 muestra los horizontes 4G, 4G2, 4G3 los cuales son arcillosos, con estructura en bloques subangular, es de color gris con moteados y concreciones de hierro. 4G y 4G2 muestran cutanes de estrés, en tanto 4G3 es más compacto y se distingue por acumulaciones de manganeso dendrítico.

El paleosuelo 5 (5Bg1 y 5Bg2), en general, es de color pardo grisáceo con moteados rojizos, las caras de los peds son de color rojizo, la estructura es en bloques subangulares grandes y friables. En 5Bg2 se observa una matriz moteada de color pardo y manganeso en forma dendrítica.

El siguiente paleosuelo formado por los horizontes 6G/6Gk, presenta rasgos gléycos, es arcilloso y con estructura en bloques subangulares grandes, el color que domina es gris-pardo, con concreciones de hierro, presencia de cutanes de estrés, concreciones de carbonatos y de manganeso dendrítico. El horizonte 6Gk presenta concreciones de carbonatos menores a 1cm. El último paleosuelo lo

constituyen 4 horizontes 7G/7Bkg/7Bg/7BCgk, el primero de los horizontes es gléyco, su estructura es prismática gruesa que rompe en bloques subangulares, hay presencia de películas de manganeso y facetas de fricción.

La Unidad II está separada de la superior por 1.5 m de sedimento limoso con estratificación cruzada. Se observan grietas de desecación tanto en la cima del sedimento como en la base de esta unidad. Existe una superficie de erosión entre los estratos intermedios.

La Unidad I tiene dos paleosuelos (2, 3). El primero de ellos está formado por los horizontes 2A/2AB/2C, con abundantes tepalcates, su estructura es de tipo bloques subangulares que rompen a prismas pequeños, es muy compacto, poco poroso y el color de la matriz es gris oscuro. Hay abundante materia orgánica quemada. En este suelo se encontró un entierro humano con cerámica, por lo que se le asocia con el Postclásico Maya.

El siguiente paleosuelo corresponde a los horizontes 3A/3AB/3BC, de coloración gris oscuro y una textura limosa, la estructura corresponde a bloques subangulares finos, muy compactos, con fuertes rasgos vérticos.



Figura 8. Foto panorámica de la sección Tierra Blanca, Municipio Emiliano Zapata, Tabasco.

La superficie actual está formada por un horizonte AC de origen coluvio-aluvial, poco pedogenizado.

Propiedades químicas y físicas. Los valores de pH de esta sección oscilan entre 6.84 y 7.67. Lo que significa que el pH de la sección es neutro y moderadamente básico. Los horizontes 2A y 4G son los que presentan valores de pH por debajo de 7, por el contrario 2C es el horizonte con el valor más alto de pH con 7.70.

El contenido de carbonatos de la sección Tierra Blanca I, de manera general es menor del 10%. Sin embargo, en el horizonte 7BCgk se observa la mayor abundancia con un valor de 26.63% y mientras que el horizonte 4G tiene un contenido muy bajo con un valor de 1.03%. No se observa una tendencia de aumentar de acuerdo a la profundidad el porcentaje de carbonatos. Sin embargo, es claro que el paleosuelo 7 tiene valores más elevados dentro de la unidad III y el paleosuelo 2, dentro de la unidad I posee concentraciones similares en sus horizontes, mayores, que en el resto de los materiales (Tabla 6).

Tabla 6. Propiedades físicas y químicas de la sección Tierra Blanca I.

Paleosuelos	H _z . ^{**7}	Profundidad (cm)	Color Húmedo (Munsell)	pH (H ₂ O,1:1)	% Carbonatos g 100g	% MOS. ^{*6} g 100g ⁻¹
	AC	0-20	10YR 3/2	7.05	3.26	2.26
Paleosuelo 2	2A	20-52	10YR 3/2	6.98	4.84	1.12
	2AB	52-80	10YR 4/2	7.54	4.74	-
	2C	80-140	2.5Y 3/2	7.70	4.35	-
Paleosuelo 3	3A	140-155	2.5Y 5/1	7.56	2.50	0.61
	3AB	155-170	2.5Y 5/3	7.43	1.31	-
	3BC	170-185	2.5Y 6/3	7.14	1.25	-
Sed. limoso	-	185-451	2.5Y 6/4	7.35	2.10	-
Paleosuelo 4	4G	451-519	2.5Y 6/6	6.84	1.03	-
Paleosuelo 5	5Bg	519-556	10YR 6/8	7.53	2.55	-
Paleosuelo 6	6G	556-590	10YR 5/8	7.45	1.93	-
	6Gk	590-625	10YR 5/6	7.11	2.81	-
Paleosuelo 7	7Gk	625-678	10YR 6/6	7.67	1.82	-
	7Bkg	678-758	10YR 5/6	7.45	7.56	-
	7BCgk	758-814	10YR 6/6	7.38	26.63	-

La materia orgánica es mayor para el horizonte AC y menor para los horizontes 2A y 2C, los porcentajes no superan el 5%, siendo el máximo de 2.26% y el mínimo de 0.61.

⁷ * MOS: materia orgánica del suelo; ** Hz: horizonte.

Con respecto a la textura el paleosuelo 2 tiene mayor contenido de arena que los demás, pero la fracción limo es la que predomina. Los paleosuelos 5-7 son más arcillosos. El paleosuelo 4 es el de mayor contenido de limo. Finalmente el paleosuelo 8 es muy diverso, sin embargo es mayor su contenido de arcillas y tiene baja concentración de arena (figura 9).

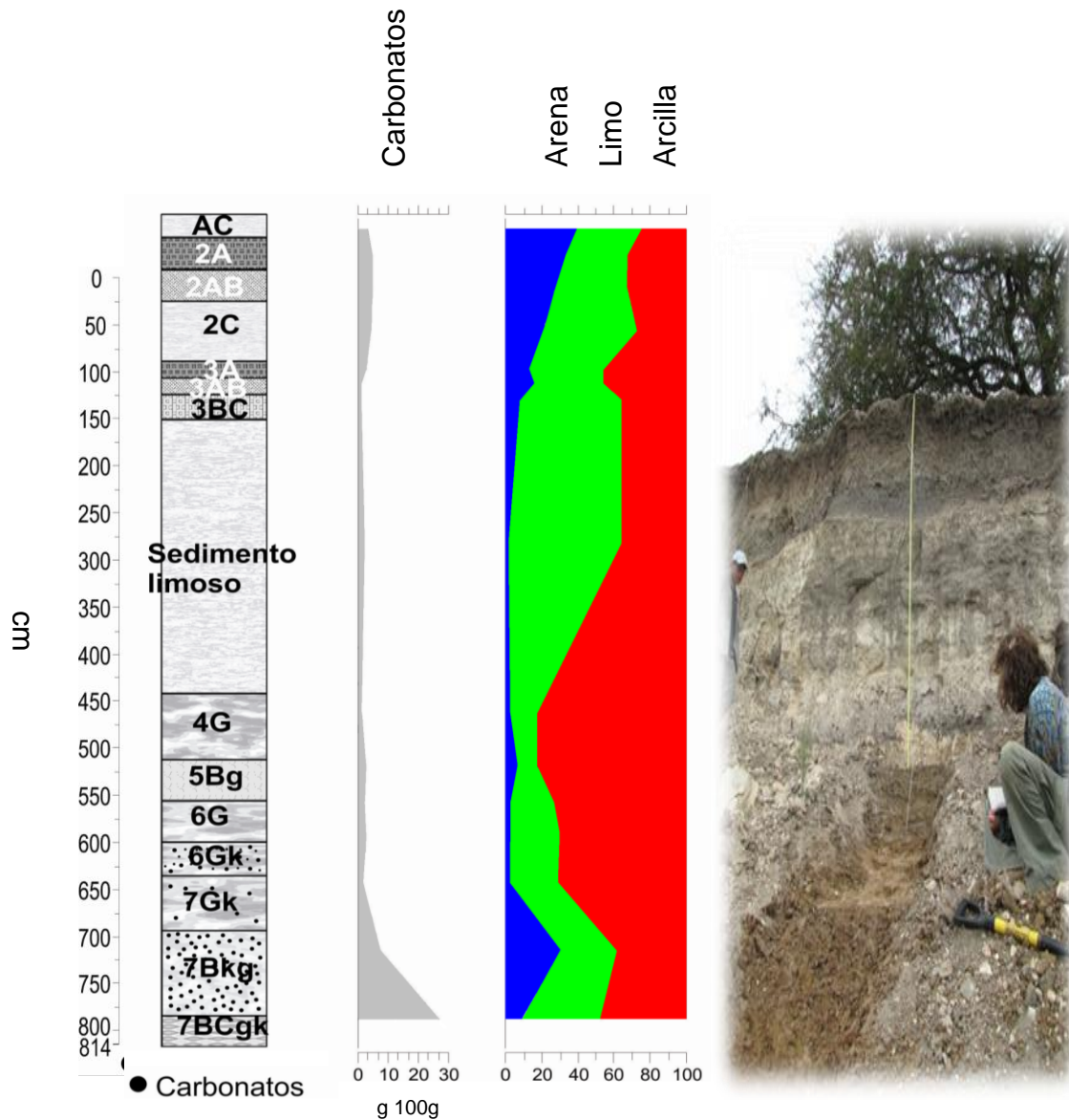


Figura 9. Contenido de carbonatos y textura de la sección Tierra Blanca I.

Tierra Blanca II.

En esta sección se encontró un mayor número de paleosuelos que se correlacionan con la unidad I de la sección Tierra Blanca I, pero aquí no aparecen los paleosuelos de la unidad III ni el sedimento de la unidad II (figura 10).

El paleosuelo más profundo (5) tiene los horizontes 5Ass/5Bss/5BC/5C, y se caracteriza por su color oscuro, estructura en bloques subangulares, textura arcillosa y cutanes de estrés que evidencian rasgos vérticos.

El horizonte 5BC es un sedimento areno-limoso no estratificado. En todo la sección destaca la presencia de cerámica que fue identificada como perteneciente al periodo Formativo (2000 AC. al 200 AC.).Le sobreyace un material retrabajado con pocos rasgos de pedogénesis (4Ck).

Los paleosuelos sobreyacentes 3A/3C y 2A/2AC tienen un desarrollo menor que el 5, pero aquí se detecta la presencia de cerámica del Clásico Maya (250-900 DC.) en 3A/3C y del Post-clásico Maya (900 DC al 1521 AC.) en 2A/2AC lo que permite enmarcar su edad fácilmente.



Figura 10. Foto panorámica de la sección de Tierra Blanca II.

Propiedades químicas y físicas. El pH de la sección es moderadamente básico, con sus excepciones en el horizonte AC y 4Ck que son ligeramente ácidos con un valor de 6.32 y 6.22 respectivamente. Los horizontes 3C y 5C tienen los valores más altos con pH básicos de 8.10 y 8.16.

En comparación con la sección Tierra Blanca I, donde el contenido de carbonatos no rebasaba el 10% a excepción del horizonte 7BCgk, la sección de Tierra Blanca II es más rico al presentar varios horizontes (AC, 2AC, 3A, 3 y 4Ck) con valores mayores. Sin embargo, es muy claro que el paleosuelo 5 tiene proporciones menores (Tabla 7).

Tabla 7. Propiedades físicas y químicas Tierra Blanca II.

Paleosuelos	H _z .** ⁶	Profundidad (cm)	Color Húmedo (Munsell)	pH (H ₂ O, 1:1.)	% Carbonatos g 100g	% MOS.* ⁶ g 100g ⁻¹
	AC	0-100	10YR 4/2	6.32	11.16	-
Paleosuelo 2	2A	100-130	2.5Y 4/2	7.64	4.58	1.26
	2AC	130-195	10YR 4/3	6.50	12.62	-
Paleosuelo 3	3A	195-210	2.5Y 5/3	7.92	14.86	0.49
	3C	210-270	2.5Y 5/3	8.10	16.39	-
Paleosuelo 4	4Ck	270-290	2.5Y 3/3	6.22**	16.18**	-
	5Ass	290-315	2.5Y 4/1	7.75	4.33	0.84
Paleosuelo5	5Bss	315-340	2.5Y 5/3	7.76	3.90	-
	5BC	340-365	2.5Y 5/3	7.66	3.48	-
	5C	365-515	2.5Y 5/2	8.16	3.99	-

**Los valores marcados en negritas, muestran la incongruencia que existe entre el contenido alto de carbonatos y un valor de pH bajo que indica acidez. Ésta se debe a que los carbonatos presentes son duros y no alcanzan a disolverse cuando se mide el pH con la técnica usada.

El porcentaje de MOS es mayor en el horizonte 2A, y menor en el 3A, con valores menores al 5%, 1.26% y 0.49% respectivamente.

La textura es más arcillosa en el paleosuelo 5 sobre todo en los primeros dos horizontes (5Ass y 5Bss) que lo conforman, en los paleosuelo 2-4 predomina la fracción limo y es muy poca la arena, solamente el horizonte AC rebasa el 50% en contenido de arenas con 61.83% (figura 11).

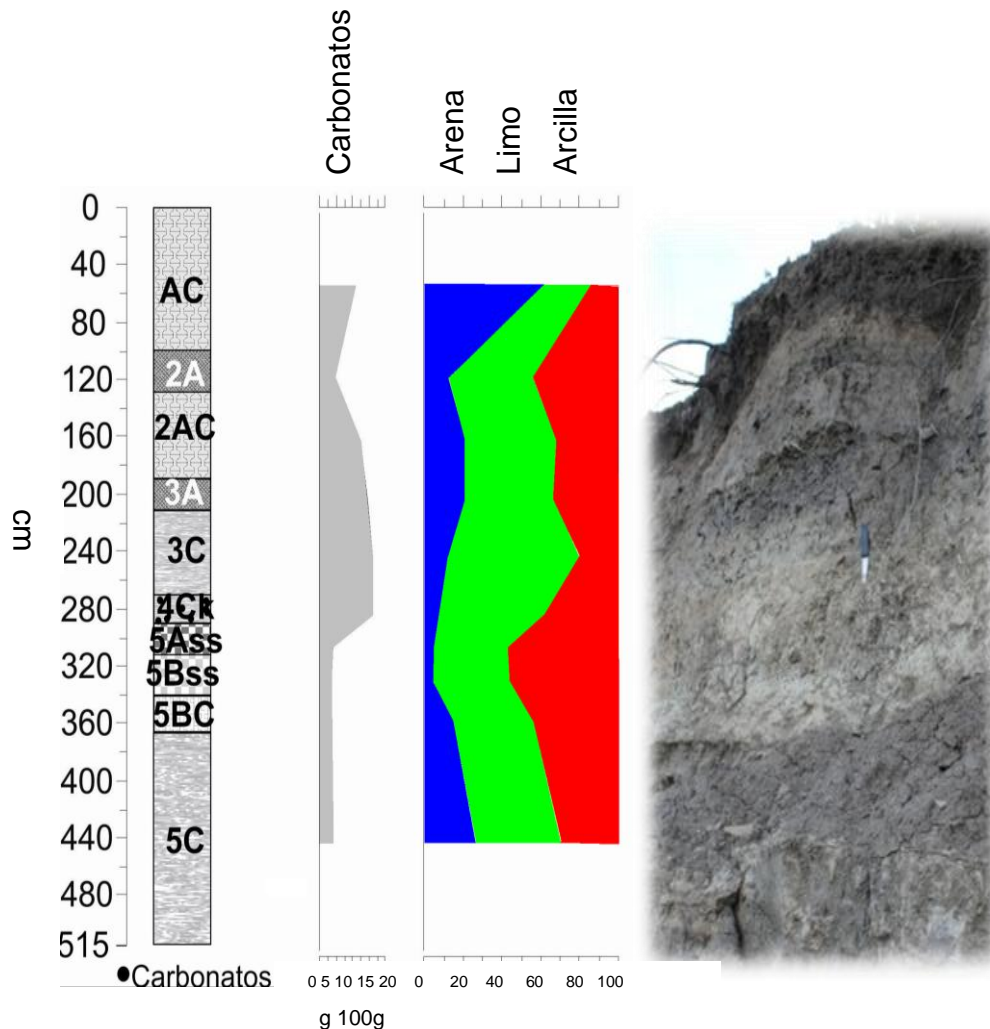


Figura 11. Contenido de carbonatos y textura de la sección Tierra Blanca II.

El Pochote.

La sección se localiza dentro de las coordenadas 17°45'36.2" N, 91°44'23.2" E y a una altura de 15 msnm. Para un mejor análisis se dividió a la sección en dos unidades. La primera Unidad es la más joven y los paleosuelos que posee están mal desarrollados. La Unidad II muestra paleosuelos de color oscuro (figura 12).

La Unidad I está constituida por tres paleosuelos (2,3 y 4), con horizontes A/AC en cada uno, poco estructurados, arenosos, de color pardo claro y con algunos rasgos reductomórficos. En el paleosuelo 4 hay carbón.

La Unidad II la conforman tres paleosuelos con rasgos fuertes de gleyzación. El primer paleosuelo tiene un perfil de tipo 5Bg/5Bgk/5BCg, sus colores son pardos, moteados, con estructura en bloques subangulares; se observan concreciones pequeñas de hierro, con fragmentos de carbón, y una textura limo-arenosa.

El segundo paleosuelo está representado por los horizontes 6A/6Bg1/6Bg2, siendo el horizonte 6A de color gris muy oscuro, con una estructura columnar que rompe a prismática muy bien desarrollada, en la matriz se observan concreciones pequeñas de carbonatos en los bioporos, pero los carbonatos no son parte de la matriz, dentro de este mismo perfil se observan restos de moluscos (conchas y caracoles), concreciones de hierro y cutanes de estrés.

Los horizontes 7Ass/7Bg forman parte del séptimo paleosuelo que es menos desarrollado que el anterior, el horizonte 7Ass es color gris oscuro, tiene una estructura en bloques subangulares que rompen a granular, slickensides, pocas concreciones de hierro, la textura es arcillosa, aunque la matriz no contiene carbonatos existen pequeñas concreciones de carbonato de calcio.

Los horizontes 8Ass y 8Bg tienen características gléycas, con moteados rojizos y concreciones de hierro. El horizonte 8Ass es muy oscuro y de estructura

en bloques angulares, es muy compacto y denso; por otro lado el horizonte 8Bg tiene una estructura subangular en bloques. El último horizontes 8G tiene una estructura en bloques subangulares, slickensides, concreciones de hierro y los bioporos presentes están rellenos de material pardo



Figura 12. Foto panorámica de la sección El Pochote.

Propiedades químicas y físicas. A diferencia de las dos secciones anteriores el pH aquí tiene valores más homogéneos oscilando de neutro a moderadamente alcalino (Tabla 8).

El porcentaje de carbonatos es más alto en El Pochote que en Tierra Blanca. El valor más alto está en 7Ass/7Bg con aproximadamente 19%, en tanto que los menores se ubican en 8Ass con 1.49% (Tabla 8).

No se encontró material cerámico en esta sección.

Tabla 8. Propiedades físicas y químicas El Pochote.

Paleosuelos	H _z . ^{**6}	Profundidad (cm)	Color Húmedo (Munsell)	pH (H ₂ O, 1:1.)	% Carbonatos g 100g	% MOS. ^{*6} g 100g ⁻¹
	C	0-38	2.5Y 4/4	7.85	12.79	-
Paleosuelo 2	2AC	38-50	10YR 4/4	7.77	16.12	0.54
	2C	50-71	2.5Y 4/4	7.92	5.03	-
Paleosuelo 3	3A	71-88	2.5Y 4/3	7.68	9.52	-
	3C	88-120	2.5Y 4/3	7.77	8.01	-
	4A	120-160	2.5Y 5/3	7.68	14.95	0.84
Paleosuelo 4	4AC	160-176	2.5Y 4/4	7.46	13.64	-
	4C	176-326	2.5Y 4/3	7.76	10.51	-
Paleosuelo 5	5Bg	326-356	2.5Y 4/3	7.87	7.12	-
	6Bgk	356-446	2.5Y 4/4	7.66	11.54	-
Paleosuelo 6	6 BCg	446-476	2.5Y 5/4	7.65	8.62	-
	7Ass	476-528	2.5Y 4/2	7.37	19.01	1.47
Paleosuelo 7	7Bg	528-616	2.5Y 5/3	7.86	18.54	-
	8Ass	616-628	2.5Y 4/1	7.58	1.49	1.21
Paleosuelo 8	8Bg	628-672	2.5Y 5/3	7.27	9.59	-
	8G	672-702	2.5Y 4/2	7.18	3.10	-

A diferencia de las secciones anteriores donde el porcentaje de la MOS era menor en los horizontes profundos, en este sección ocurre todo lo contrario, los horizontes ricos en MOS con valores de 1.47% y 1.21% corresponden a 7Ass y 8Ass en cambio los horizontes superiores no rebasan el 1% con valores de 0.54% (2AC) y 0.84% (4A).

Los paleosuelos 3 y 5 tienen mayor contenido de arenas junto con el horizonte 2AC del paleosuelo 2 y el horizonte C. La mayor concentración de arcillas está en los paleosuelos 6-8, que también son ricos en limos, mientras que su contenido de arenas es muy bajo. El paleosuelo 4 por lo contrario predomina la fracción limo y una baja concentración en las arenas (Figura 13).

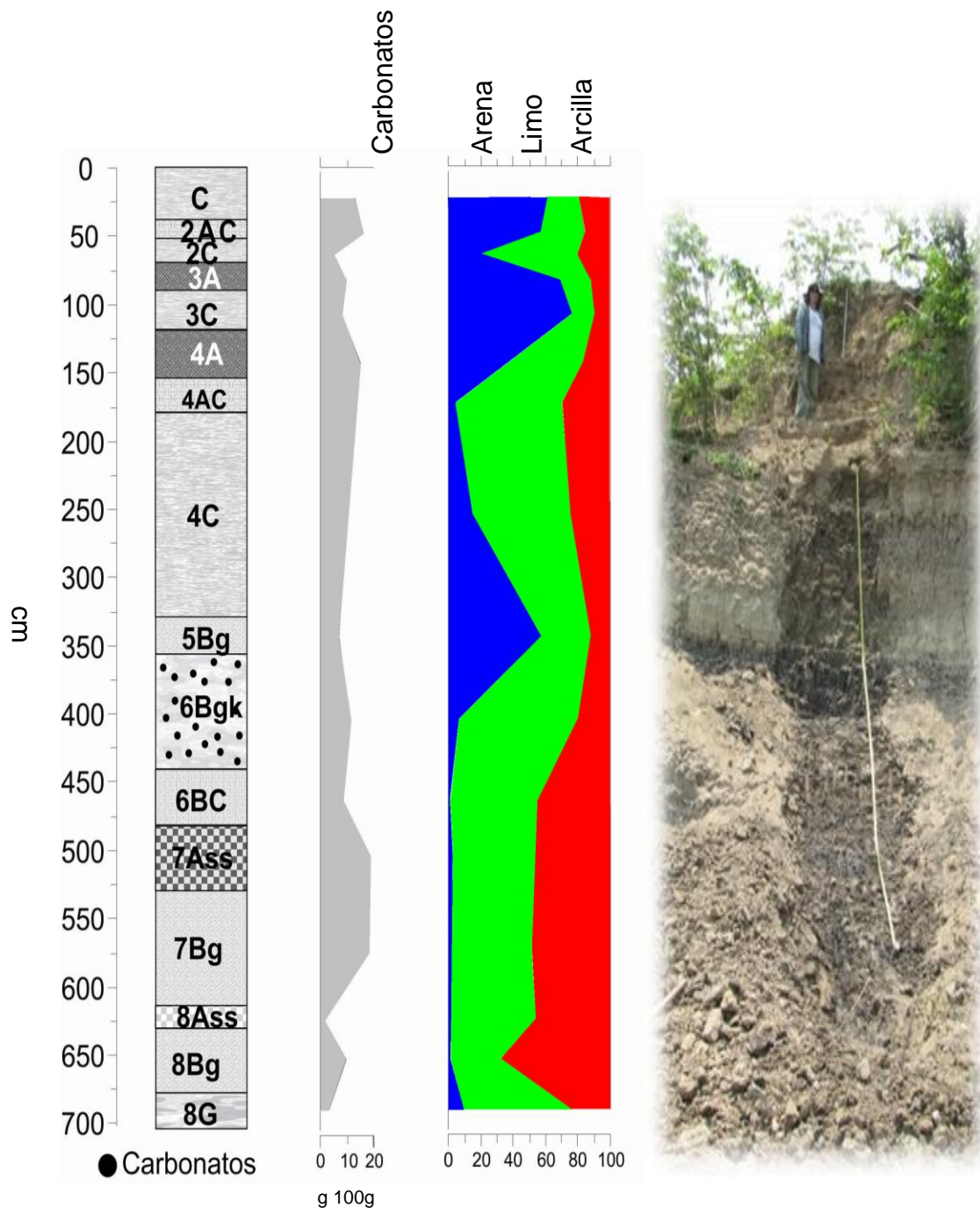


Figura 13. Contenido de carbonatos y textura de la sección El Pochote.

Vicente Guerrero.

Cinco paleosuelos se muestran en esta sección (figura 14), con poco grado de desarrollo, sepultados por un aluvión moderno (C).

El primer paleosuelo 2Ag/2ACg se caracteriza por la presencia de gasterópodos y bivalvos, el horizonte 2Ag es duro, de color pardo-grisáceo, con carbonatos en concreciones y en la matriz, la estructura es columnar, su textura es limo-arenosa, presenta moteados y muestra rasgos gléycos.

Los horizontes 3A/ 3BCg forman parte del siguiente paleosuelo, el primer horizonte tiene una estructura en bloques subangulares, concreciones de carbonatos, es poroso, dentro de los poros se observan coprolitos y la matriz muestra restos de gasterópodos. El siguiente paleosuelo lo constituyen los horizontes 4Ah/ 4B_{agk}, que se caracteriza por una estructura columnar, es de color gris oscuro, duro, con concreciones de hierro y carbonatos, abundantes restos de gasterópodos; se observa carbón, cutanes de estrés y textura arcillosa.

Finalmente el último paleosuelo lo conforman los horizontes 5Ag_k/ 5C; el primero es de color pardo claro, la estructura es prismática que rompe a granular, se observaron concreciones pequeñas de hierro, restos de gasterópodos, la matriz está carbonatada, huellas de raíces y fragmentos de carbón, algunos rasgos vérticos, moteado y textura limo-arenosa.

Propiedades químicas y físicas. El pH de la sección es moderadamente básico. El mínimo está en el horizonte 4Ah con 7.42, y el máximo con 7.91 del horizonte C del aluvión superficial.

Pocos horizontes están por debajo del 10% en su contenido de carbonatos como son 4Ah y 2ACg (4.83 y 9.76), los demás sobrepasan el 10% hasta llegar a

21.34%, que es el valor más alto reportado para esta sección, que corresponde al horizonte 5Agk (Tabla 9).

Tabla 9. Propiedades físicas y químicas Vicente Guerrero.

Paleosuelos	H _z . ^{**6}	Profundidad (cm)	Color Húmedo (Munsell)	pH (H ₂ O, 1:1.)	% Carbonatos g 100g	% MOS. ^{*6} g 100g ⁻¹
	C1	0-100	2.5Y 4/4	7.91	12.4	-
Paleosuelo 2	2Ag	100-128	2.5Y 4/3	7.73	12.55	-
	2ACg	128-146	2.5Y 4/3	7.86	9.76	-
Paleosuelo 3	3A	146-180	2.5Y 5/4	7.78	15.55	0.86
	3BCg	180-200	2.5Y 5/3	7.70	11.60	-
Paleosuelo 4	4Ah	200-260	2.5Y 4/3	7.42	4.83	1.23
	4BAgk	260-290	2.5Y 4/4	7.62	14.55	-
Paleosuelo 5	5Agk	290-360	10YR 5/4	7.77	21.34	0.49
	5C	360-440	10YR 4/4	7.84	15.80	-

El valor más alto de MOS es del horizonte 2Ag (1.37%) y el mínimo es de 0.49% en el horizonte 5Agk, no hay una tendencia de disminuir en los horizontes más profundos, sino más bien se intercala un valor alto y uno bajo.

En todos los paleosuelos predomina la fracción limo, estos tienen valores bajos de arenas e intermedios de arcillas, pero los valores de arcillas no superan los porcentajes de los limos, a excepción del horizonte 3BCg que tiene un mayor contenido de arenas y el horizonte 5C que tienen mayor proporción de arcillas (figura 14).

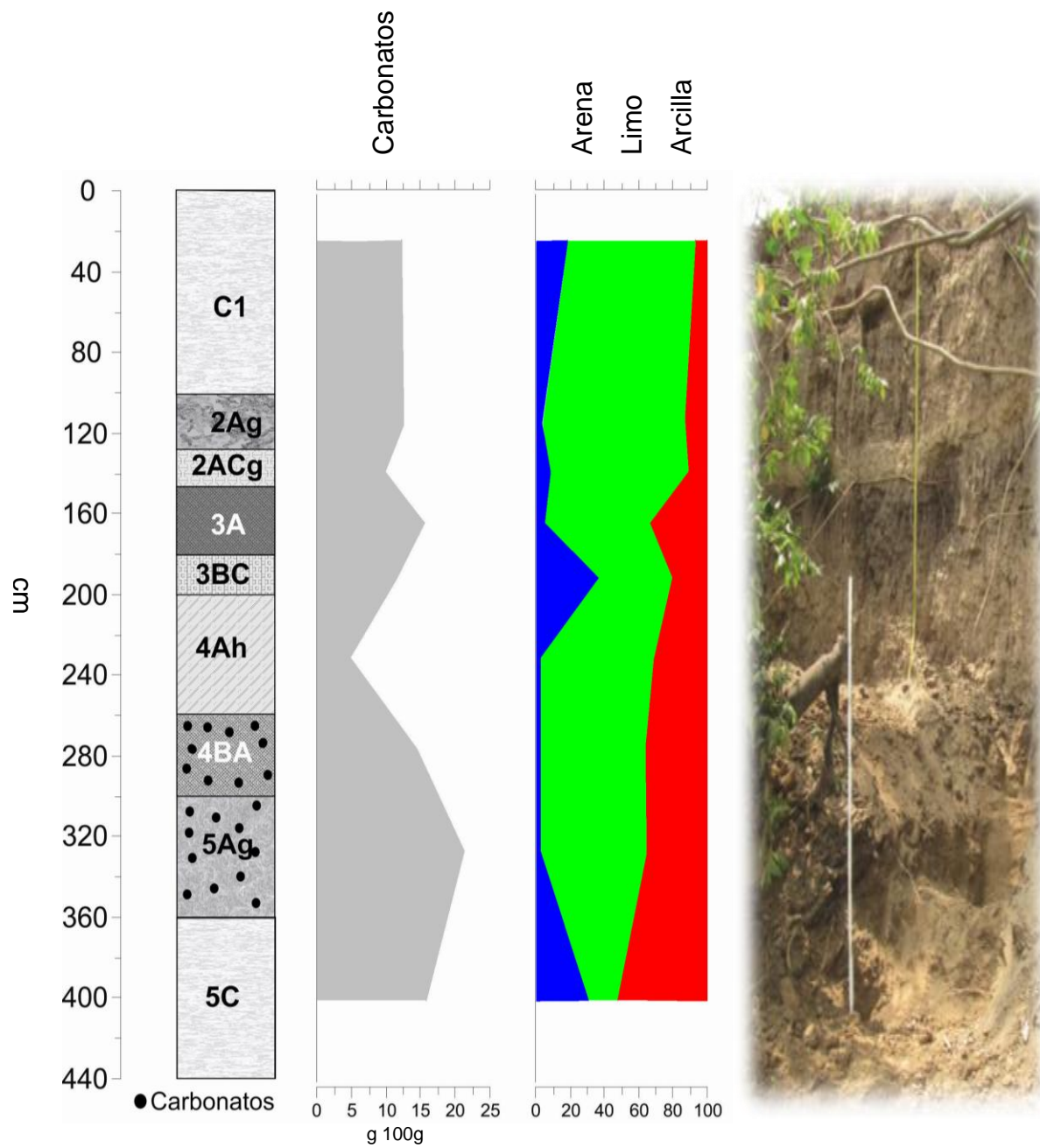


Figura 14. Contenido de carbonatos y textura de la sección Vicente Guerrero.

Boca del Cerro

La sección Boca del Cerro se localiza en el Alto Usumacinta, cerca de la Sierra de Chiapas, en una posición de piedemonte. La sección muestra un suelo moderno y un paleosuelo, separados por un sedimento coluvial (figura 15).

El perfil del suelo moderno es A/C, siendo el horizonte A de color gris muy oscuro, con una estructura granular y un alta abundancia de raíces. El horizonte C es un coluvión de coloración pardo amarillento con abundantes fragmentos de rocas.

El horizonte 2Btk corresponde al paleosuelo, su estructura es en bloques subangulares, la coloración de la matriz es pardo-rojiza; se observó la presencia de cutanes delgados, la textura es arcillosa, con abundantes carbonatos que penetran en el aluvión inferior. En la base de la sección se encuentran sedimentos coluvio-aluviales.



Figura 15. Foto panorámica de la sección Boca del Cerro.

Propiedades químicas y físicas. El pH de la sección es básico, con valores superiores a los 7.5 e inferiores a los 8.5, el valor máximo está en horizonte 2Btk con 8.44 y el mínimo con 7.51 en el horizonte A.

La sección Boca del Cerro presenta los contenidos más altos de carbonatos. El máximo valor es de 87.25% que corresponde al horizonte C seguido por 45.11% del horizonte A y 30.27% en el horizonte 2Btk. El valor mínimo es de 4.27 en el horizonte 2C2 (Tabla 10).

Tabla 10. Propiedades físicas y químicas Boca del Cerro.

Hz.**6	Profundidad (cm)	Color Húmedo (Munsell)	pH (H ₂ O, 1:1.)	% Carbonatos g 100g	% MOS.*6 g 100g ⁻¹
A	0-70	10YR 3/2	7.51	45.11	4.85
C	70-130	7.5YR 6/6	8.06	87.25	-
2Btk	130-190	7.5YR 6/6	8.44	30.27	0.43
2C1	190-205	7.5YR 5/6	7.99	8.52	-
2C2	205-280	7.5YR 5/8	8.38	4.27	-

En cuanto al contenido de MOS es mayor en el horizonte A, ya que la materia orgánica disminuye con la profundidad de la sección y corresponde al horizonte que está actualmente en la superficie recibiendo las aportaciones de los organismos, por esta razón el máximo es de 4.85% (A), mientras que el horizonte 2Btk que pertenece a un paleosuelo tiene el mínimo con 0.43%.

El mayor contenido de arenas se observa en los horizontes 2C1 y 2C2, 44.62 y 71.30%. La presencia de arcillas se ve reflejada en la formación de horizontes Bt, de esta forma la mayor acumulación de arcillas para Boca del Cerro está en el horizonte 2Btk y parte del horizonte 2C1 con 52.14 y 41.68%. Los horizontes A y C1 son más ricos en la fracción limo (figura 16).

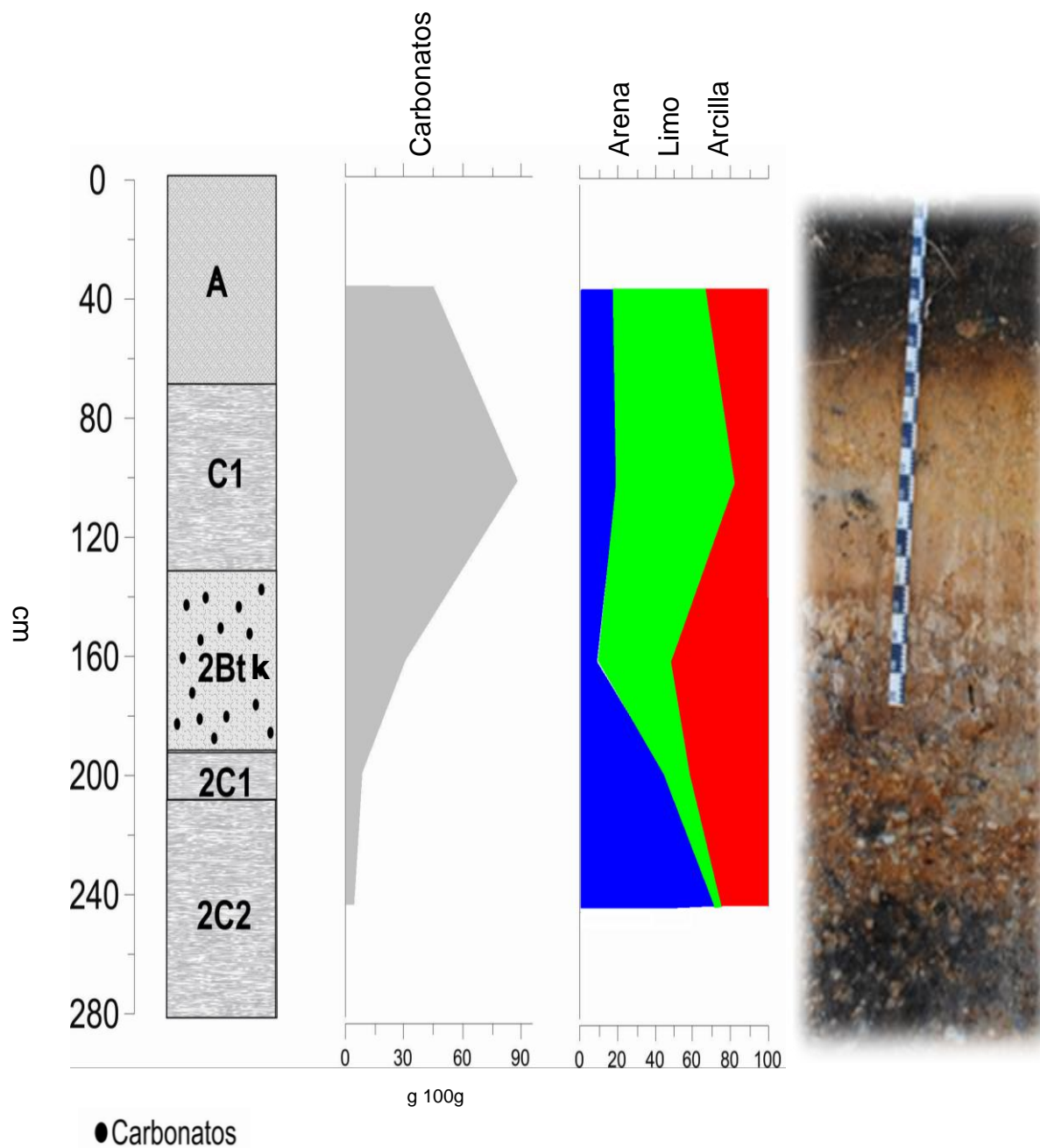


Figura 16. Contenido de carbonatos y textura de la sección Boca del Cerro.

Balancán.

La sección de Balancán se encuentra dentro de la planicie de inundación. Si se observan paleosuelos, sino un perfil monogenético con fuertes rasgos gléycos (figura 17).

El suelo que caracteriza esta sección tiene fuertes rasgos gléycos, está conformado por los horizontes A/Bg/G1/G2; el horizonte Bg tiene un estructura en bloques subangulares medianos, la coloración de la matriz es grisáceo con moteados rojos y amarillos ocres.

En la superficie de los peds se observa una coloración gris pardo-rojizo, es muy duro pero moderadamente friable, la textura es areno-limosa con cutanes de estrés. A mayor profundidad es menos friable.

El horizonte G1 es de color gris verdoso, con moteados de color ocre y pardo-rojizo, manchas de manganeso en la matriz, rasgos vérticos (slickensides), es más duro y menos friable, con una textura limo-arenosa, la estructura es en bloques subangulares que rompen a columnar con huella de raíces. El último horizonte G2 es verdoso, con moteados en las superficies de los peds, en las grietas sobre las paredes hay segregaciones continuas de material rojizo, más friable, menos duro y más limoso. Con la profundidad aumenta el moteado ocre y se observan concreciones de hierro suave y cutanes de estrés.



Figura 17. Foto panorámica de la sección de Balancán.

Propiedades químicas y físicas. Los valores de pH esta sección son los más bajos con relación a todos las demás secciones estudiadas, son menores a 6. Por lo que el pH de la sección es moderadamente ácido, el valor más alto es de 5.99 del horizonte G2 y el mínimo de 5.14 perteneciente al horizonte Bg.

Al igual que el pH el contenido de carbonatos es el más bajo de todos las secciones, los horizontes la sección de Balancán no superan el 2% de carbonatos, la mayoría está por debajo este valor. El más alto es de 1.47% del horizonte A y el más bajo es del horizonte G2 con 0.24%. En síntesis la sección de Balancán está empobrecida en carbonatos, y se observa una ligera tendencia de disminuir en el contenido de carbonatos de acuerdo a la profundidad de la sección, situación que no se tiene en las secciones anteriores (Tabla 11).

Tabla 11. Propiedades físicas y químicas Balancán.

Hz.** ⁶	Profundidad (cm)	Color Húmedo (Munsell)	pH (H ₂ O, 1:1.)	% Carbonatos g 100g	% MOS.* ⁶ g 100g ⁻¹
A	0-10	7.5YR 3/2	5.44	1.47	3.47
Bg	10-104	2.5YR 5/6	5.14	0.95	-
G1	104-153	10YR 6/8	5.72	0.71	-
G2	153-260	2.5Y 7/3	5.99	0.24	-

La fracción limo es la de menor porcentaje. El horizonte A es más arenoso, tiene menor cantidad de arcilla que los demás horizontes y es el más limoso. El horizonte Bg tiene el mayor contenido de arcillas y un menor contenido en arenas y arcillas. En los horizontes G1 y G2 domina la arcilla (figura 18).

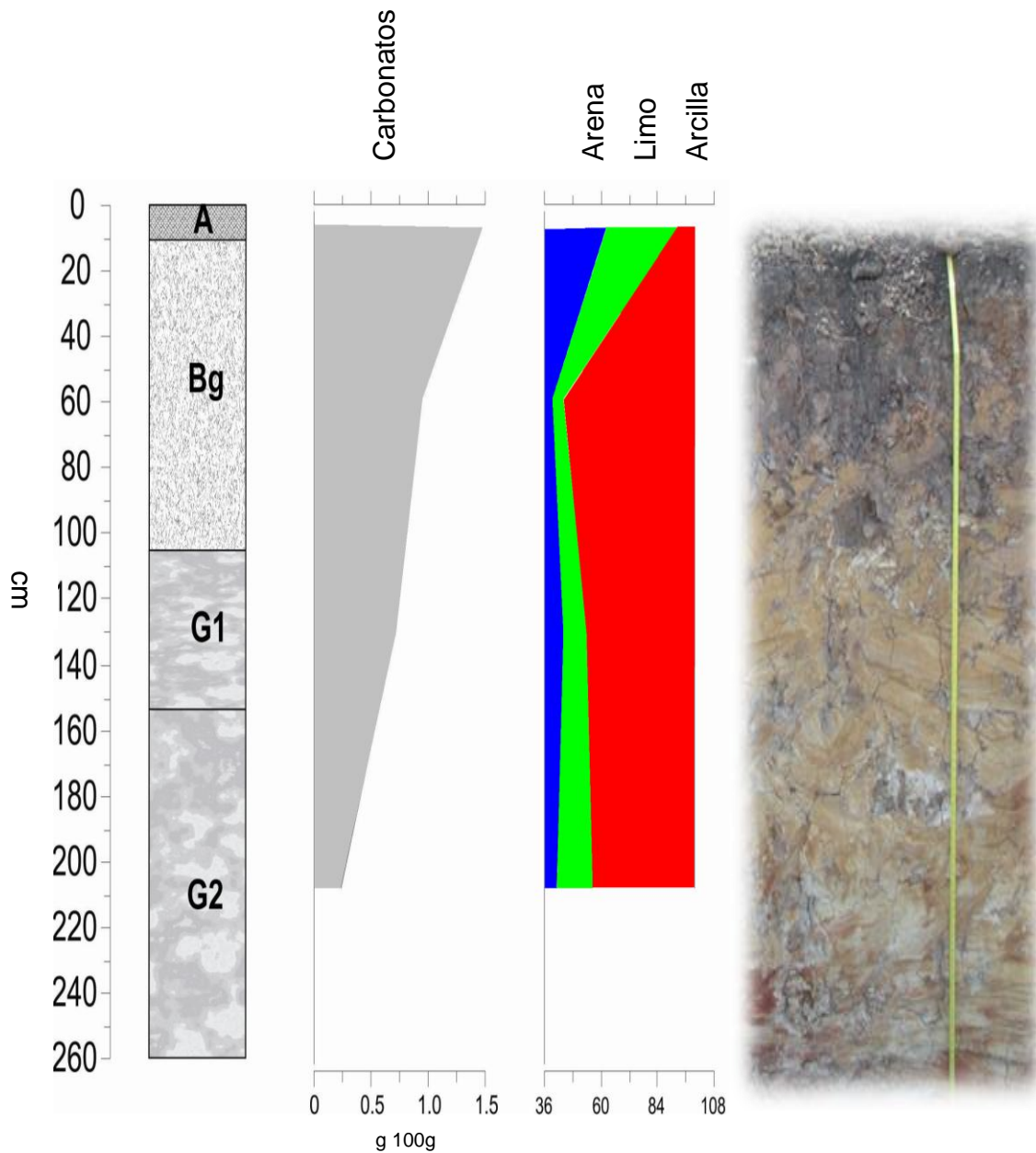


Figura 18. Contenido de carbonatos y textura de la sección Balancán.

Chinikihá

En este sitio arqueológico se estudiaron la operación 114, 138 y 140 (así denominadas por los arqueólogos –Dr. Rodrigo Liendo) (figura 19).

La operación 114 corresponde con un basurero (5J) y con un relleno cultural, de donde se obtuvieron 2 muestras, ubicadas en 2 niveles, de 40 a 70cm (L4-M4) y de 77-97 (L5) (figura 20).

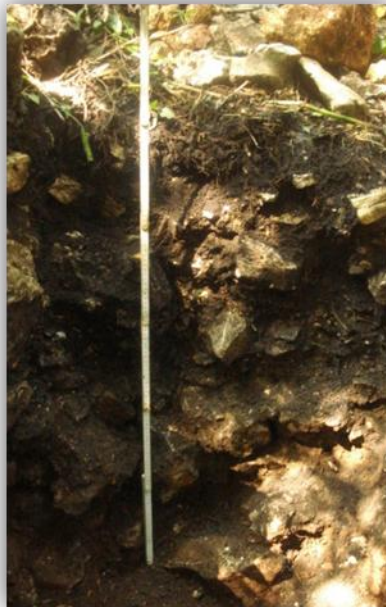


Figura 20. Foto de la operación 114.

La operación 138 está conformada por 4 horizontes, uno de los cuales forma parte de un relleno, el horizonte A es de color pardo oscuro, compacto y presenta huellas de raíces; el horizonte AC, es de color pardo-claro, a diferencia del primer horizonte se caracteriza por la presencia de cerámica, presenta raíces y forma parte del relleno de la estructura. El último horizonte, 2A, se caracteriza por

ser de coloración pardo-oscuro, de estructura granular, sin presencia de cerámica y con una textura limo-arcillosa.

Dentro de los horizontes que conforman la operación 140, el horizonte A es menos compacto que los otros, el ABw es de color pardo, muy duro y compacto, presenta fragmentos de material ajeno a la matriz (pedosedimento), por debajo de este horizonte está el horizonte C (relleno), es similar al horizonte 2Bt que se desarrolla por debajo de éste, pero es más compacto, duro y de color más oscuro, además de la presencia de rocas y cerámica. El horizonte 2Bt se divide en inferior y superior, es de color pardo rojizo, brillante, es muy arcilloso con cutanes de iluviación, friable y con una estructura de bloques subangulares.



Figura 19. Fotos panorámicas del Chinikihá. a) Operación 114, b) operación 138 y c) operación 140.

Propiedades químicas y físicas. CHI-114 .Los valores de pH de la operación CHI-114 están entre 7 y 8, el pH en general es moderadamente básico, el valor

máximo es de 7.96 y está en el Tabla J5 que corresponde al basurero, en cambio 7.35 es el valor mínimo, siendo el Tabla L4-M4 quien posee este valor.

El contenido de carbonatos supera el valor de las demás secciones, estando por debajo de la sección Boca del Cerro que reportó un valor de 87.25. Esta operación solo cuenta con dos valores, donde el más alto es de 67.99 del Tabla J5 y 34.16 el mínimo del Tabla L4-M4 (Tabla 12).

Propiedades químicas y físicas. CHI-138. El pH de la operación es neutro a moderadamente básico, ya que sus valores están entre 7 y 8. El horizonte A es el que tiene el valor mínimo con 7.04 y la capa de relleno presenta el máximo con 7.93.

La capa de Relleno reporta el contenido más alto de carbonatos en comparación con los demás horizontes, seguida de esta capa el horizonte 2A contiene el 17.46 en porcentaje de carbonatos y el horizonte con el menor contenido es el horizonte A (Tabla 12).

Propiedades químicas y físicas. CHI-140. La operación CHI-140 puede dividirse en dos grupos, el primero conformado por los horizontes A y ABw que tienen pH ligeramente ácido, con valores de 6.29 y 6.49, que son los mínimos en esta operación, y el segundo con valores de pH entre 7 y 8 que corresponden a moderadamente básicos, donde el valor máximo es de 7.79 del horizonte 2Bt(s).

El contenido en carbonatos a diferencia de las otros dos operaciones no supera el 10%, en otras palabras no hay horizontes con porcentajes muy altos como se vio anteriormente, el máximo es de 6.58% del horizonte A y el mínimo de 3.17 del horizonte 2Bt(s) (Tabla 12).

Tabla 12. Propiedades físicas y químicas Chinikihá

Operación	H _z . ** ⁶	Profundidad (cm)	Color Húmedo (Munsell)	pH (H ₂ O, 1:1.)	% Carbonatos g 100g	% MOS.* ⁶ g 100 ⁻¹
Operación CHI-114	J5 BASURERO	40-77	7.5YR 3/2	7.96	67.99	-
	L4-M4	-	7.5YR 3/3	7.35	34.16	-
	L5	87-97	7.5YR 3/4	7.55	-	-
Operación CHI-138	A	0-10	7.5YR 2.5/2	7.04	8.33	9.34
	AC	10-35	7.5YR 2.5/3	7.49	13.86	-
	RELLENO	35-90	7.5YR 3/3	7.93	50.73	-
	2A	90-100	7.5YR 2.5/2	7.55	17.46	5.41
Operación CHI-140	A	0-18	7.5YR 3/4	6.29	6.58	7
	ABw	18-29	5YR 3/4	6.49	3.44	-
	Relleno	29-61	5YR 3/4	7.01	5.02	-
	2Bt (s)	61-70.5	5YR 3/4	7.72	3.17	-
	2Bt (i)	70.5-80	5YR 3/4	7.49	5.62	-

CHI-138. La fracción arcilla es la dominante en toda la operación, el horizonte 2A contiene un 71.25% de esta fracción. Y la fracción limo es la segunda más abundante, teniendo así que la operación está empobrecido en arenas (figura 21, a).

CHI-140. Es muy arcilloso, más en el horizonte 2Bt, que es resultado de la iluviación de arcillas, con un valor de 75.65%, está empobrecido con relación a la fracción arena, pero el contenido de limo es ligeramente alto, a excepción del horizonte C que es más limo que arcilla en un 56.27%(figura 21, b).

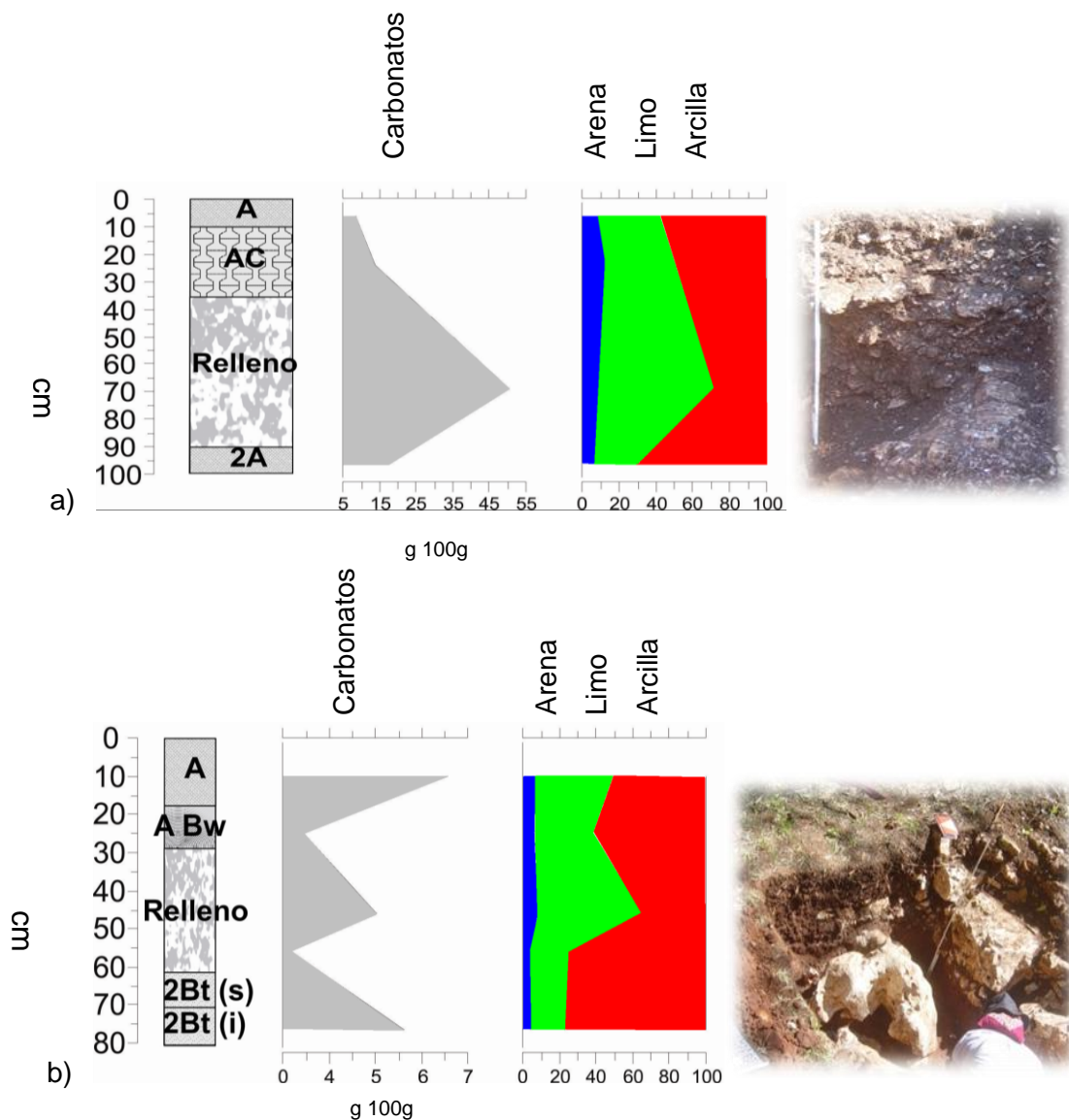


Figura 21. Contenido de carbonatos y textura de la operación Chinikihá a) operación-138 y b) operación-140.

VI.II Morfotipos de fitolitos en los horizontes orgánicos de los paleosuelos.

En la tabla 13 se muestra la abundancia cualitativa de los grupos C3, C4 y/o C3-C4 que se encontraron en los paleosuelos y suelos de las secciones estudiadas (horizontes orgánicos). Los paleosuelos de la sección TBII son los únicos que tienen ausencia de fitolitos que corresponden a vegetación C4. El grupo C3-C4 domina en paleosuelos de BA y PC, por el contrario el grupo C3 domina en los paleosuelos de las secciones TBI, VG y en los paleosuelos de PC y en las operaciones de CHI los grupos C3 y C3-C4 están en la misma proporción.

Tabla 13. Abundancia cualitativa de fitolitos característicos de los grupos C3, C4 y C3-C4 de las secciones TBI, TBII, PC, VG, BA y CHI.

SECCIONES EDAFOSEDIMENTARIAS	C3	C4	C3-C4
TBI⁸	XXX	X	XX
TBII	XXX	-	XXX
PC	XX	X	XXX
VG	XXX	X	XX
BA	XX	X	XXX
CHI	XXX	X	XXX

(XXX)→ muy abundante, (XX)→ abundante, (X), poco abundante, (-) → ausencia

⁸ TBI (Tierra Blanca I), TBII (Tierra Blanca II), PC (Pochote), VG (Vicente Guerrero), BA (Balancán) y CHI (Chinikihá).

Tierra Blanca I.

Se observaron quince morfotipos de fitolitos en la sección de Tierra Blanca I. Para analizar los grupos C3 y C4 registrados en cada sección, pueden omitirse los grupos que pertenecen a plantas C3-C4 (Pastos, Almohadas, Apuntada, Cruz y Panicoideae) ya que están presentes en todas las secciones además de que no ofrecen información clara, debido a que no son diagnósticos en comparación con los otros morfotipos.

Solamente nueve grupos son representativos y significativos, de los cuales se observa que domina el grupo C3 (Coníferas, Bambusoideae, Pooideae, Arundineae y Arecaceae), (tabla 13). Aunque algunos morfotipos son similares, es posible distinguirlos por su talla, tal es el caso de las familias Bambusoideae, Panicoideae, Aristidae y Arundineae, también cabe destacar que sólo se distinguió el morfotipo cruz, debido a la dificultad que se presentó para poder determinar si este tipo pertenecía a *Zea mays* o a la familia Panicoideae. Sin embargo si fue posible identificar los morfotipos pertenecientes a la categoría de plantas C4 (Chloridoideae, *Zea mays* y Aristidae) se nota la presencia de maíz (*Zea mays*) para esta sección.

Tierra Blanca II

Están presentes nueve morfotipos, siguiendo con el mismo análisis realizado para la sección anterior, solo cinco grupos son significativos, al omitir los grupos mixtos de C3-C4 (Almohada, Apuntada, Pastos y Panicoideae), los cinco grupos pertenecen a la categoría C3 (Coníferas, Arecaceae, Bambusoideae, Buliformes y Pooideae). A diferencia del resto de las secciones analizadas esta sección tiene ausencia de los grupos C4 (tabla 13).

El Pochote.

Es uno de las secciones que tiene la mayoría de los grupos taxonómicos, presentando quince de ellos. De los cuales seis de ellos son mixtos, C3-C4 (Almohada, Cruz, Apuntada, Panicoideae y Pastos), y los restantes nueve son C3 o C4 (tabla 13). La categoría C3 (Coníferas, Bambusoideae, Buliformes, Pooideae, Arundineae y Arecaceae), es la que domina (tabla 13) de la misma forma que en las secciones anteriores, pero está presente el grupo C4 (Chloridoideae, Aristidae y *Zea mays*). Nuevamente se tiene el morfotipo cruz, y se enfatiza la presencia de *Zea mays*.

Vicente Guerrero.

De los morfotipos estudiados diez grupos se encontraron en la sección de Vicente Guerrero, tres de ellos son mixtos, C3-C4 (Pastos, Almohadas y Apuntada) de los restantes dos pertenecen a la categoría C4 (Chloridoideae y Aristidae) y los otros cinco son C3 (Bambusoideae, Coníferas, Arecaceae, Buliformes y Arundineae), dominando ésta última categoría en la sección (tabla 13).

Balancán.

De los doce grupos representados en la sección, cinco de ellos son mixtos, C3-C4 (Panicoideae, Almohada, Apuntada, Cruz y Pastos), cinco más son C3 (Coníferas, Arecaceae, Bambusoideae, Arundineae y Buliformes) y los dos restantes son C4 (Chloridoideae y Aristidae). En resumen solo siete de los doce grupos son los más significativos, omitiendo los grupos que son mixtos, finalmente la categoría de las plantas C3 domina (tabla 13).

Chinikihá.

La operación de Chinikihá está conformado por ocho grupos observados, tres grupos pertenecen a la categoría mixta (Pastos, Almohadas y Apuntada), cuatro grupos son C3 (Coníferas, Arecaceae, Arundineae y Buliformes), y solo uno pertenece a las C4 (Chloridoideae). Dominan los grupos C3 (Tabla 13).

VI.III Abundancia relativa de fitolitos y su relación con los valores de isótopos estables de carbono.

Tierra Blanca I.

A partir del conteo de partículas de fitolitos, se ha obtenido su abundancia relativa. Esta sección tiene las categorías C3, C4 y mixto, C3-C4. Las familias con mayor contenido son Arecaceae y las coníferas (C3); mantienen su alta concentración a lo largo de la sección en los horizontes orgánicos. La familia Arundineae, Panicoideae y la especie *Zea mays* tienen proporciones bajas. En los horizontes 2A, 2AB y 3A se observó el morfotipo de la especie *Zea mays*. No se distingue un patrón definido en cuanto a la disminución de la abundancia de las familias a lo largo de la sección.

Los valores obtenidos del $\delta^{13}\text{C}$ corresponden a plantas C3 e influencia de plantas C4. El horizonte AC tiene un valor -21.90‰ cercano a -22‰ que es el mínimo de las plantas C3, los otros horizontes están por arriba de este valor y justamente en ellos (2A y 3A) se reportó la presencia del morfotipo de maíz, una especie C4, con valores de -20.21‰ y -19.40‰ respectivamente, lo que indica la presencia de plantas C4 para estos dos horizontes, posiblemente evidencia de cultivo de maíz (figura 22).

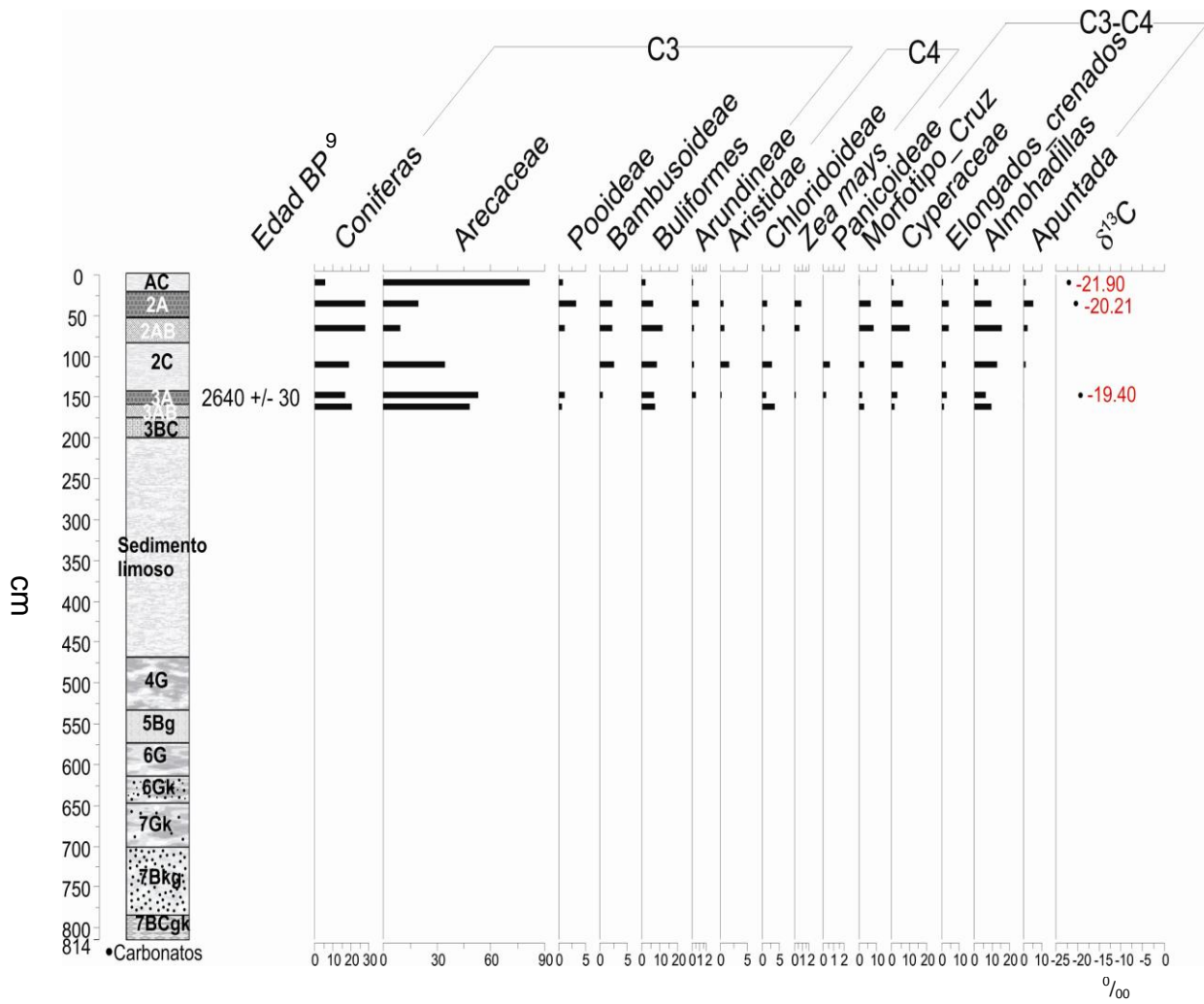


Figura 22. Abundancia relativa de los morfotipos de fitolitos¹⁰ y el $\delta^{13}\text{C}$ de la sección Tierra Blanca I.

⁹ BP, Before Present

¹⁰ El conteo fue de 200-300 partículas por horizonte (ver el capítulo V. Método, V.3.2.3 Extracción y cuantificación de fitolitos en la fracción limo)

Tierra Blanca II.

Únicamente se observa la categoría de plantas C3 y C3-C4. El grupo de coníferas es el más abundante en los horizontes analizados. La familia Arecaceae disminuye en los horizontes más profundos, y de la categoría mixta, C3-C4, el morfotipo Almohada aumentan ligeramente en los horizontes más profundos. Otro morfotipo que resalta por su abundancia son los Buliformes. La familia Bambusoideae es la que contiene una abundancia relativa baja. El grupo Pooideae solo se presentó en el horizonte 3A y estuvo ausente en los demás. El morfotipo Apuntada solamente se presentó para el horizonte 5Ass.

Los valores del $\delta^{13}\text{C}$ indican la presencia de plantas C3 y C4, excepto en el horizonte 2A que tiene un valor de -22.65‰ , el cual está dentro del rango de las plantas C3 (-22‰ a -35‰). El horizonte 3A tiene un valor más positivo, el cual está más cercano al rango de las plantas C4 (-9‰ a -19‰), lo que indica una mezcla entre la vegetación C3 y C4. A diferencia de los horizontes ya mencionados, el horizonte 5Ass tiene un valor de -16.5‰ similar al rango de la vegetación C4, evidencia de la existencia de plantas C4 para este horizonte, No obstante, en el registro de fitolitos no se encontró la presencia de maíz ni de cualquier otra especie perteneciente al grupo de plantas C4 (figura 23).

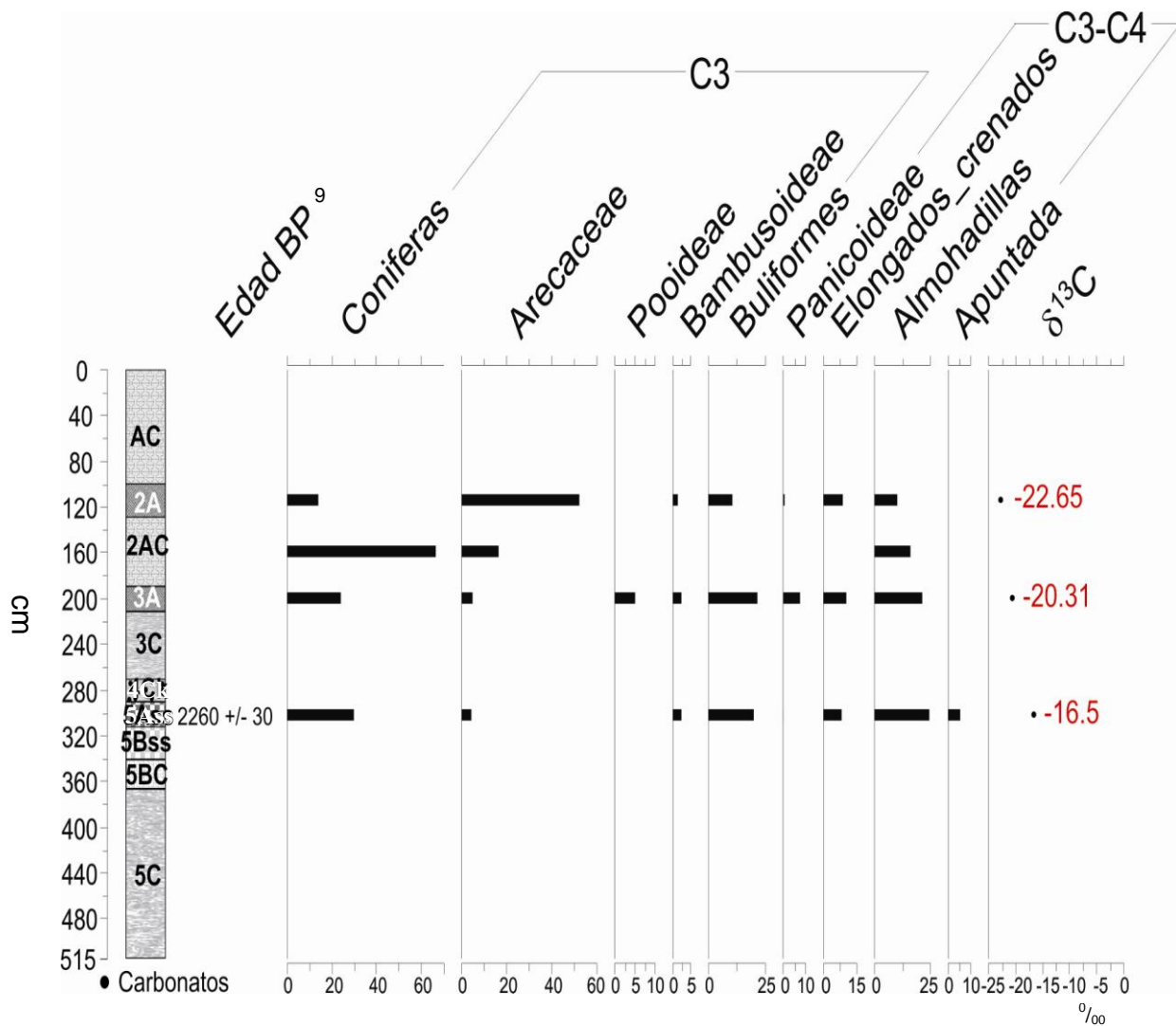


Figura 23. Abundancia relativa de los morfotipos de fitolitos¹¹ y el $\delta^{13}\text{C}$ de la sección Tierra Blanca II.

¹¹ El conteo se hizo a través del método de laminilla (ver el capítulo V. Método, V.3.2.3 Extracción y cuantificación de fitolitos en la fracción limo).

El Pochote.

Los grupos más abundantes son las coníferas, los pastos (Elongados crenados), almohadas y los Buliformes, además de estar presentes en todos los horizontes analizados. A lo largo de la sección se ve un incremento de las coníferas en los horizontes más profundos, aunque en estos últimos no hay tantos grupos de fitolitos

En los horizontes del 2AC y 4A se observó el morfotipo correspondiente al maíz, en cambio sus valores de $\delta^{13}\text{C}$ están más asociados a la presencia de plantas C3, -22.93‰ y -21.93‰ , respectivamente. Por el contrario, los horizontes inferiores 7Ass y 8Ass tienen valores de plantas tipo C4 con valores de $\delta^{13}\text{C}$ de -17.6‰ y -17.58‰ (figura 24), en los cuales el morfotipo de maíz no se observó, aunque si está presente el morfotipo cruz C3-C4, que corresponde a C3-C4, con posibilidades de ser maíz o de la familia Panicoideae.

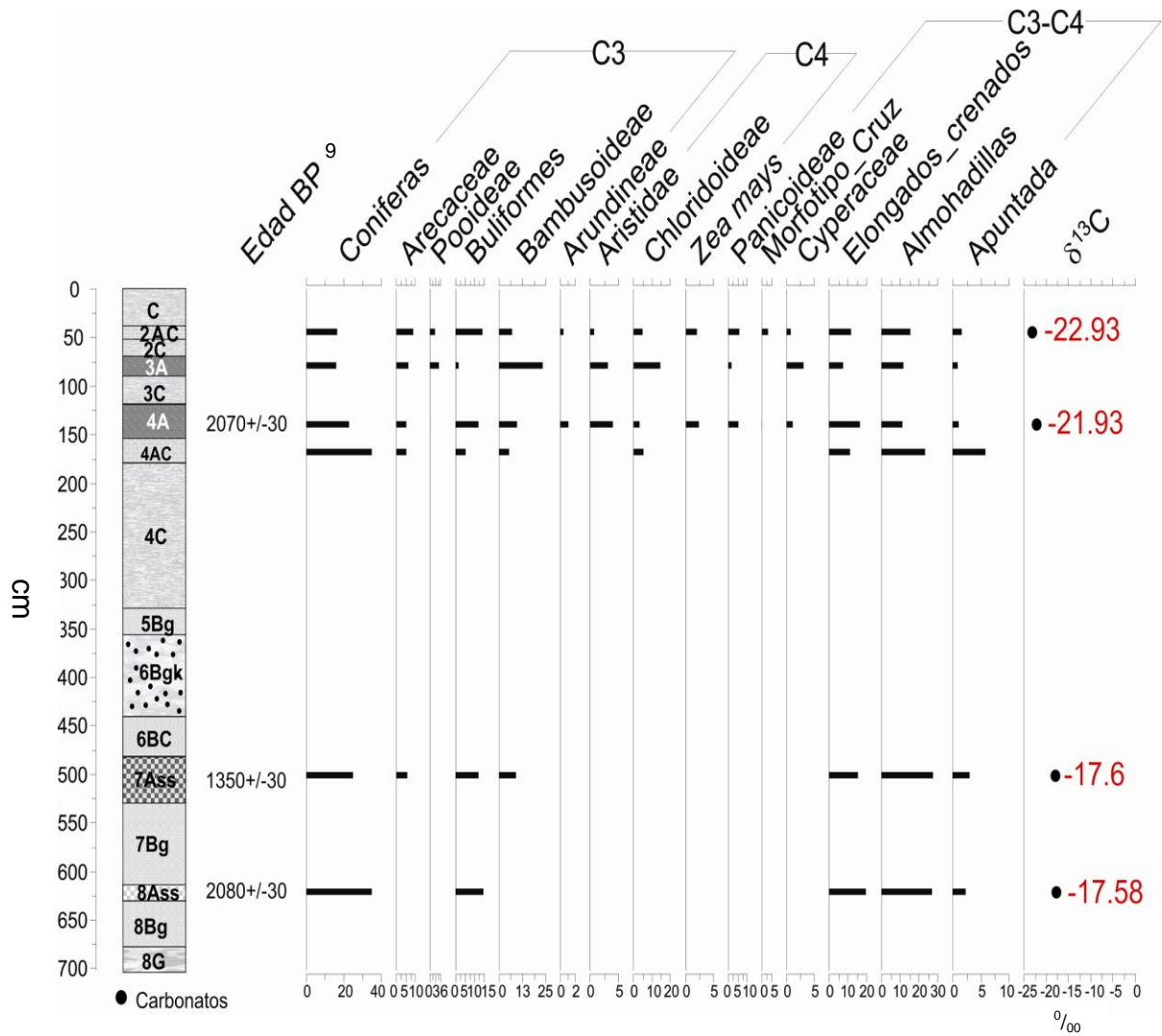


Figura 24. Abundancia relativa de los morfotipos de fitolitos¹¹ y el $\delta^{13}\text{C}$ de la sección El Pochote.

Vicente Guerrero.

A diferencia de las demás secciones, aquí no hay un grupo específico de fitolitos que se distribuya en todos los horizontes, a pesar de lo anterior existe un horizonte en el que solo se observó la presencia de una familia de fitolitos, el horizonte 4Ah con la familia Arundineae. Las familias menos comunes que se restringen a un solo horizonte (C1) son Aristideae y Chloridoideae. En cambio si puede observarse que los morfotipos Almohada, Apuntada, Buliformes y las coníferas son los más abundantes, reiterando que aunque no estén en todos los horizontes, cuando se presentan lo hacen en grandes cantidades.

Los valores del $\delta^{13}\text{C}$ pertenecen a plantas C3, excepto el valor del horizonte 5Agk, -20.29‰ , que está más cercano al valor de las plantas C4 (-9‰ a -19‰), aunque podría ser una pequeña mezcla de ambas categorías de plantas C3 y C4. Los horizontes 2Ag, 3A 4Ah tienen valores respectivamente de -23.37‰ , -23.48‰ y -22.4‰ (figura 25).

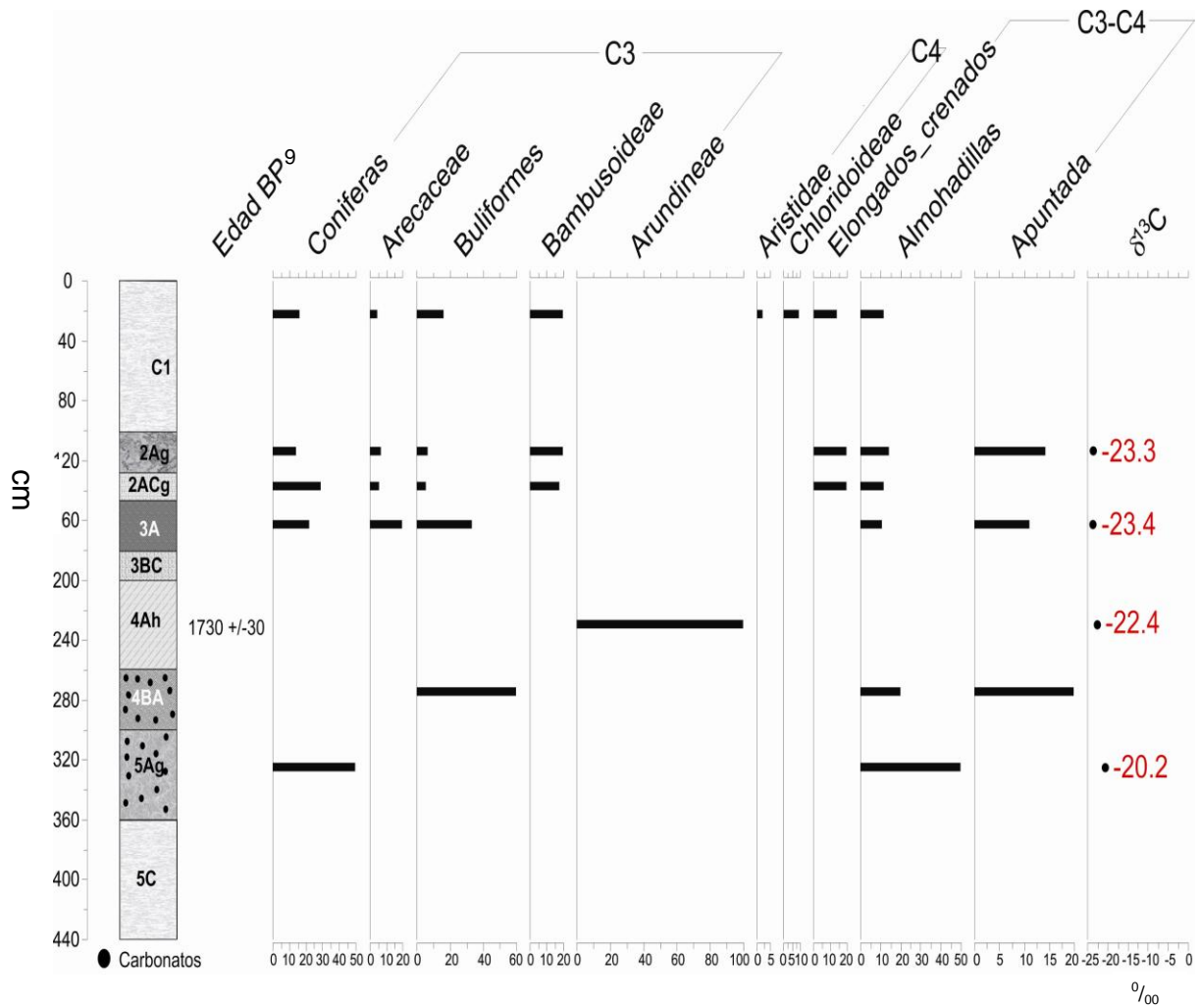


Figura 25. Abundancia relativa de los morfotipos de fitolitos¹¹ y el $\delta^{13}\text{C}$ de la sección Vicente Guerrero.

Boca del Cerro.

La sección Boca del Cerro no fitolitos diagnósticos, debido a que el horizonte A pertenece al suelo moderno y posiblemente la formación de fitolitos aún no se ha concluido, por lo que solo se presenta los análisis que se muestran en la figura 26.

Sin embargo, aún con la ausencia de los fitolitos, los valores del $\delta^{13}\text{C}$ de los horizontes A y 2Btk están dentro del rango de la categoría C3 de plantas (-22 a -35‰), siendo el suelo moderno el que tiene valor más negativo con -26.06‰(figura 26).

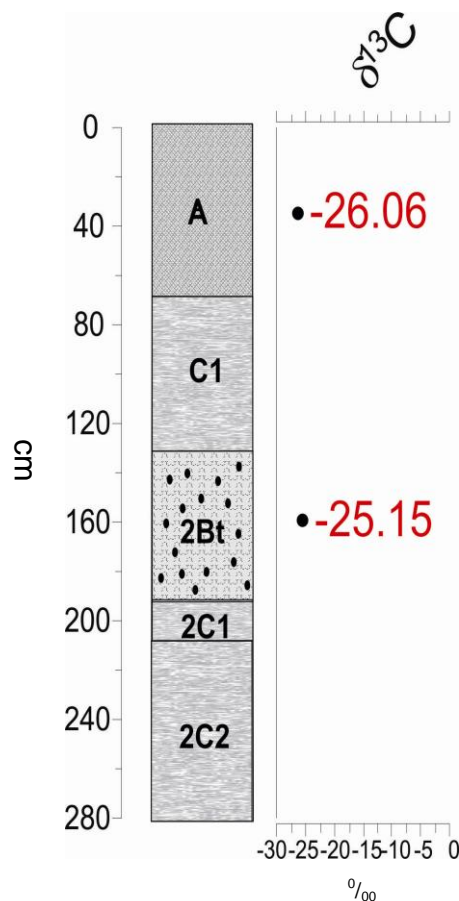


Figura 26. $\delta^{13}\text{C}$ de la sección Boca del Cerro.

Balancán.

En la sección de Balancán se observaron fitolitos de plantas C3, C4 y C3-C4, de los cuales el grupo más abundante son las coníferas (C3) y el menos presente el la familia Aristidae (C4). El valor del $\delta^{13}\text{C}$ (-21.91‰) está más cercano al de las plantas C3 (-22‰ a -35‰) (figura 27), aunque podría decirse que hay una pequeña influencia de vegetación C4 que es casi nula. Es difícil entender la presencia de fitolitos en el horizonte A de la sección Balancán en comparación con el horizonte A de la sección de Boca del Cerro si ambos corresponden a suelos modernos, es posible que el proceso de producción de fitolitos sea más lenta, junto con una cubierta vegetal no perdurable.

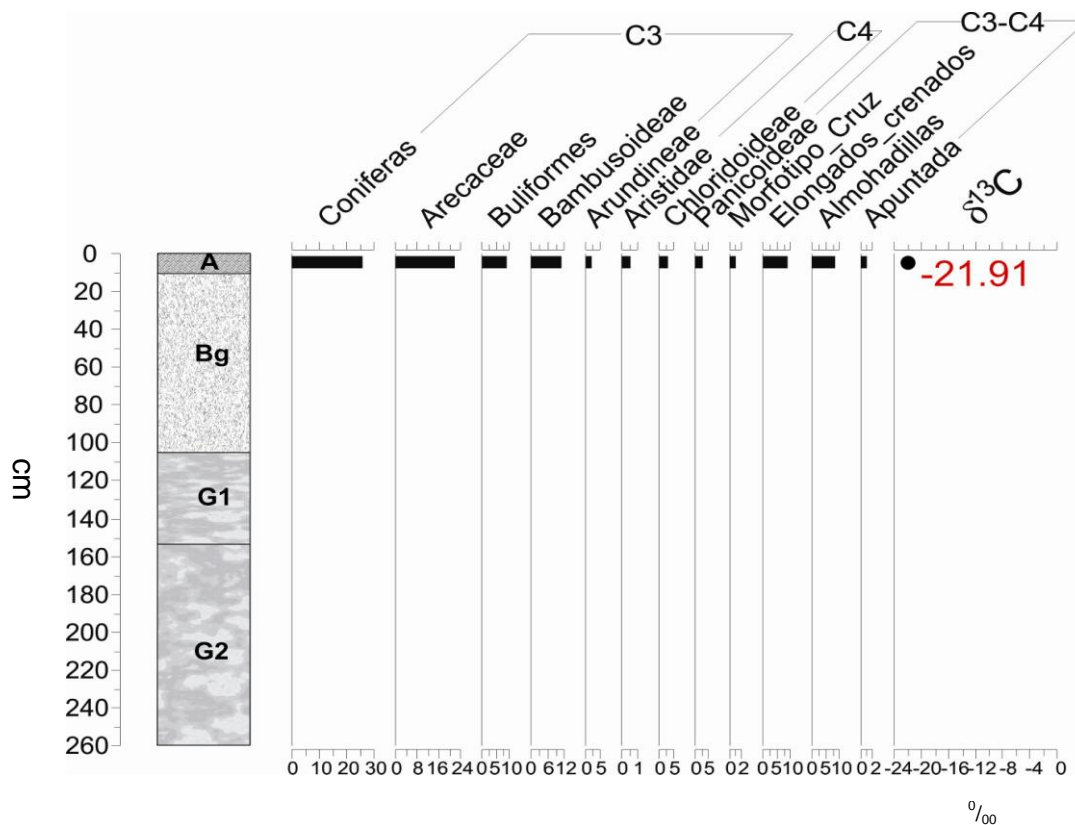


Figura 27. Abundancia relativa de los morfotipos de fitolitos¹¹ y el $\delta^{13}\text{C}$ de la sección Balancán.

Chinikihá

Operación CHI-138.

El morfotipo Buliformes está en los 3 horizontes analizados, y solamente las familias Arecaceae y Chloridoideae está en el horizonte A, el horizonte 2A es el más pobre en cuanto a contenido de familias y morfotipos de fitolitos. Y los morfotipos más abundantes son las almohadas, pastos (Elongados crenados) y los Buliformes.

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de los horizontes A y 2A están dentro del rango de las plantas C3 (-22‰ a -35‰), el valor más bajo corresponde al 2A con -25.96‰ (figura 28).

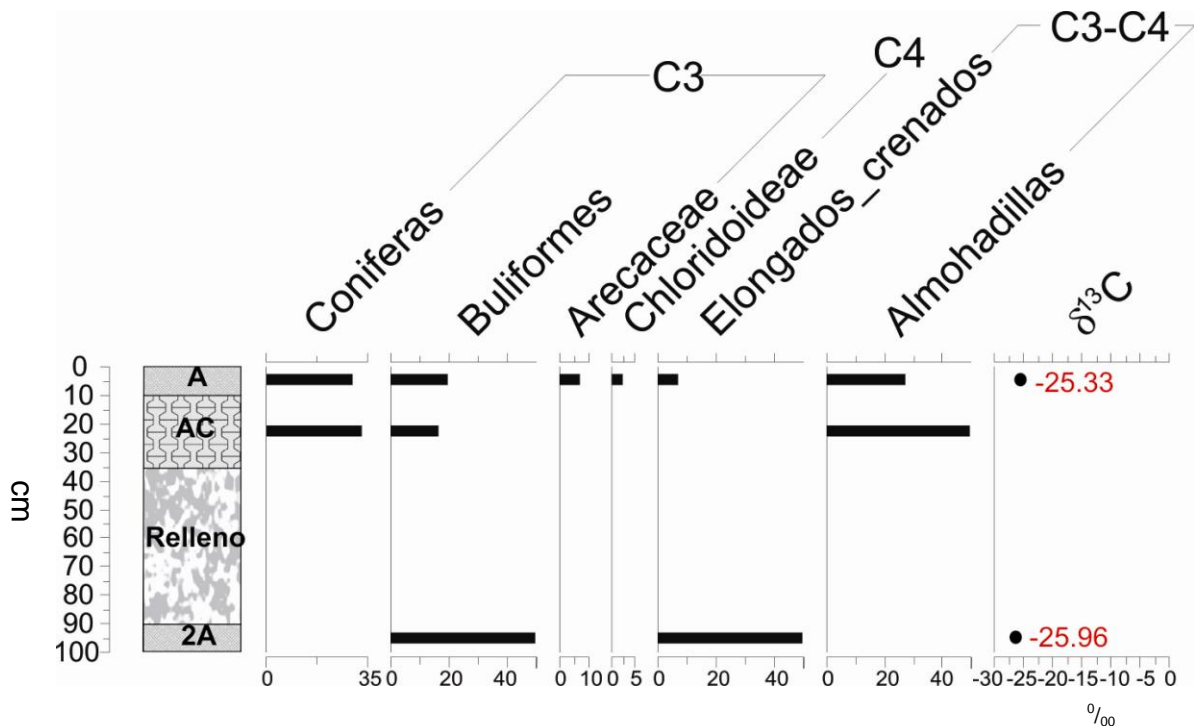


Figura 28. Abundancia relativa de los morfotipos de fitolitos¹¹ y el $\delta^{13}\text{C}$ de la Operación-138 Chinikihá.

Operación CHI-140.

El contenido de fitolitos es pobre comprando con las secciones anteriores, el morfotipo Buliforme y las coníferas son los más abundantes, tanto la familia Arundineae y el morfotipo Apuntada solo están dentro de la capa Relleno. El contenido de pastos decrece con la profundidad.

El valor del $\delta^{13}\text{C}$ del horizonte A corresponde a la categoría de plantas C3, y el contenido de MOS es el segundo más alto de todos los horizontes analizados con un valor de 7% (figura 29).

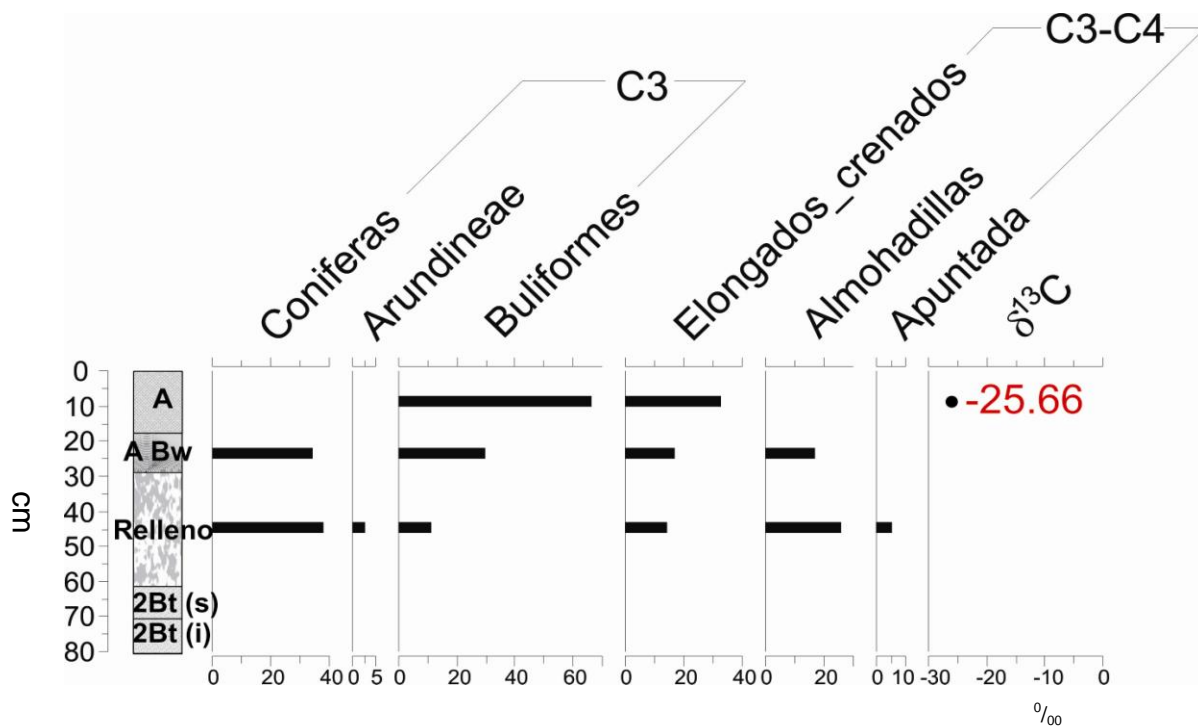


Figura 29. Abundancia relativa de los morfotipos de fitolitos¹¹ y el $\delta^{13}\text{C}$ de la Operación-140 Chinikihá.

VI.IV Análisis de escalamiento multidimensional no métrico.

El análisis busca reflejar si hay variación dentro de una misma sección y si hay similitudes entre los diferentes horizontes de secciones distintas con base en el contenido de fitolitos. Se pueden distinguir tres grupos, obtenidos a partir de la distancia mínima que hay entre los horizontes. El Stress del modelo obtenido para el trabajo es de 10, lo que indica que las distancias entre las muestras son muy parecidas a las originales (ver capítulo V. Método apartado V.4 Gabinete). Las letras corresponden a los horizontes y a las secciones al que pertenecen (figura 30).

Los grupos (a, b y c) fueron obtenidos a través de la mínima distancia entre los horizontes, entre más cercanos indican una relación en el contenido de fitolitos entre los diferentes horizontes de secciones diferentes. En el grupo “a”, se observa que los paleosuelos 2 (horizontes analizados: 2A y 2C) y 3 (3A y 3AB) de TBI mantienen relación en su contenido de fitolitos, pero también están relacionados con el horizonte 2A del paleosuelo 2 de TBII, el horizonte 3A del paleosuelo 3 de VG y con el horizonte A de la sección de Balancán.

El grupo “b”, sólo está conformado por el paleosuelo 2 de VG (2Ag, C, 2ACg) y el horizonte 3A del paleosuelo 3 de PC. Que se separan del grupo “c”, el cual está conformado por horizontes de las secciones PC, TBI, TBII y CHI. Es el grupo con mayor número de horizontes que comparten su contenido de fitolitos, puede observarse que los horizontes analizados de los paleosuelos 2, 4, 7 y 8 de la sección PC guardan relación, aunado a lo anterior también tienen relación con el horizonte 2AB de la sección TBI, aunque parece que el horizonte está más cerca del grupo “a”, pero la distancia es más corta hacia el grupo “b”, por esta razón fue agrupado dentro de este grupo. Los paleosuelos 3 y 5 de la sección TBII también están relacionados, aunque el horizonte 5Ass (paleosuelo 5) está más cerca de los horizontes de la operación CHI.

A pesar de tener un valor de stress de 10, que indica que el arreglo del modelo obtenido está dentro del límite de ser aceptado, existen horizontes que quedaron completamente aislados de los grupos como son TBI Ap, TBII 2AC, VG 4Ah, VG 4BAgk, VG 5Agk, CHI 2A, CHI A, CHI J5 y CHI AC. En su mayoría horizontes de la sección de Vicente Guerrero y Chinikihá. Posiblemente atribuido a la falta de fitolitos en éstos horizontes y/o la deficiencia en la identificación de los morfotipos. Además de indicar que no existe un evento regional de desarrollo de la misma vegetación ya que los suelos no se desarrollaron bajo la misma temporalidad, bajo las mismas condiciones de relieve que influyeron fuertemente en los suelos y la vegetación.

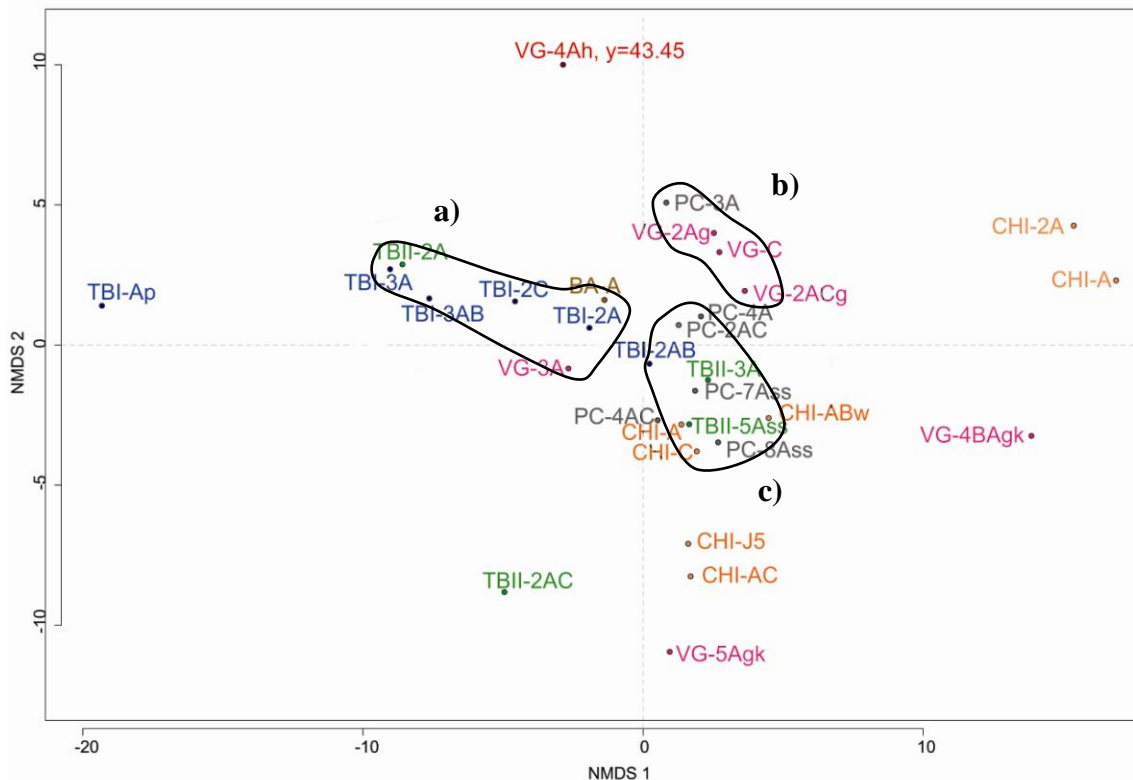


Figura 30. Análisis de escalamiento multidimensional no métrico de los horizontes orgánicos con contenido de fitolitos de las secciones estudiadas.¹²

¹² (TBI) Tierra Blanca I, (TBII) Tierra Blanca II, (PC) Pochote, (VG) Vicente Guerrero, (BA) Balancán, (CHI) Chinikihá.

VII. DISCUSIÓN.

VII.I Dinámica de vegetación C4 a C3 y las condiciones de humedad.

La época del Holoceno tuvo una gran variabilidad climática además de ser uno de los períodos de gran importancia debido a la relación que tuvo con el desarrollo de las civilizaciones humanas. Este periodo se caracterizó por enfriamiento polar, aridez tropical y cambios en la circulación atmosférica. La temperatura y el régimen de perturbación son factores que controlan el balance entre la vegetación C3 y C4. De acuerdo a los resultados obtenidos en este trabajo, se propone la siguiente interpretación paleoambiental y que, de alguna manera, es concordante con la variabilidad climática del Holoceno:

Para el Pleistoceno tardío-Holoceno temprano-medio el clima era húmedo. Las evidencias encontradas para dicho argumento son: la presencia de Gleysoles en TBI, la sección de Balancán ubicado en una Terraza del Pleistoceno (Solís *et al.*, 2012; figura 31); y el horizonte sepultado 2Bt de Boca del Cerro.

Las condiciones ambientales detectadas para el Formativo (2000 AC. al 200 AC.) eran estacionales y semiáridas, las evidencias para esta afirmación son: la presencia de suelos con fuertes rasgos vérticos (estructura en bloques angulares, muy duros, cutanes de estrés, carbonatos, fracturamiento), la firma de isótopos estables de carbono (-16‰), la presencia de fitolitos (en donde se presentan morfotipos C4 y C3); es probable que algunos de estos indicadores correspondan a manejo agrícola, particularmente la firma isotópica, pues los fitolitos de maíz no fueron reconocidos plenamente).

En el Clásico Maya (250-900 DC.) así como en el Post-clásico Maya (900 DC al 1521 AC.) los rasgos en el suelo de Chinikihá como las firmas isotópicas y la presencia de fitolitos indican que las condiciones ambientales eran más húmedas que en el Formativo. Cabe destacar que estos materiales se ubican en la

sierra de Chiapas, por lo que aquí el clima es más húmedo el día de hoy, que en el Usumacinta. Por lo mismo, en las unidades que corresponden a estos periodos en el Usumacinta se encontraron fitolitos de plantas C4 así como un enriquecimiento en los valores de isótopos estables (-20‰). Es posible que esta variación se deba al cultivo de maíz, cuyo fitolito sí fue identificado.

Como punto de comparación, los sitios en los que se encontró el suelo moderno, Balancán, Boca del Cerro y los horizontes superficiales en Chinikihá coinciden con las condiciones actuales, húmedas, sobre todo, en lo referente a las firmas isotópicas (-25‰).

Estos resultados coinciden con los estudios realizados en zonas aledañas a las Tierras Bajas Mayas (Turner and Miksicek, 1984; Webster, 2002), en donde se reporta que antes del Formativo (2000 AC. al 200 AC.) la vegetación que dominaba en la zona era C3, posteriormente en el momento de su establecimiento y un incremento en la población, se vieron forzados a incrementar su producción agrícola, por esta razón los suelos con edades de esta época corresponden a plantas C4. Posteriormente, en el colapso Maya, se reportan valores del $\delta^{13}\text{C}$ intermedios entre las plantas C3 y C4. Es difícil distinguir si el cambio de la vegetación que ellos reportan es producto del clima o por la actividad humana, ya que no se muestran las evidencias directas de los indicadores de vegetación, siendo los valores de isótopos estables, un documento integral que suma las señales de diversos grupos de vegetación.

Los suelos de este estudio reflejan un cambio similar. Sin embargo, no se tienen suelos que comprueben como era la vegetación original, antes del establecimiento de los Mayas, si realmente corresponde a plantas C3. No obstante, las propiedades de los mismos coinciden con esta idea, ya que la base de la sección TBI posee Gleysols los cuales reflejan claramente mayor humedad en el Holoceno temprano. El análisis anterior concuerda con otras investigaciones realizadas que reportan condiciones de humedad (Islebe *et. al.* 1996; Mueller *et. al.* 2009) basado en el registro de polen y lacustre.

Las condiciones cambian en el Holoceno medio evidenciado por la presencia de carbonatos incluidos en los Gleysoles con edades entre 5000-6000 años AP. Esta tendencia hacia condiciones de mayor aridez se muestran en los valores de isotopos de carbono, los cuales son altos en el suelo del Formativo (~2000-3000 años AP). Sin embargo, estos valores no se pueden corroborar que correspondan con plantas C4, pues el contenido de fitolitos no lo reflejan.

Además se registra un empobrecimiento de ^{13}C en los paleosuelos superficiales, los suelos que se relacionan al periodo clásico Maya tiene valores de plantas C4-C3. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de las secciones VG, BA, CHI indican una alta influencia de la vegetación C3, hasta el suelo moderno de la sección BC que corresponde a la vegetación actual de C3.

Los cambios del $\delta^{13}\text{C}$ se pueden atribuir a los cambios climáticos que se experimentaron en el Holoceno, por la insolación, las variaciones orbitales de la Tierra y la variabilidad solar; incluyendo los fenómenos naturales tal como los eventos eruptivos de los volcanes. Además de que el régimen de humedad también es un factor que determina los cambios en el equilibrio de pastizales-bosques. Finalmente la actividad humana, debido a que los suelos con valores $\delta^{13}\text{C}$ de vegetación C4, están asociados al periodo Clásico Maya, no se descarta la posibilidad que la influencia de cultivos de maíz sea la responsable de los valores del $\delta^{13}\text{C}$.

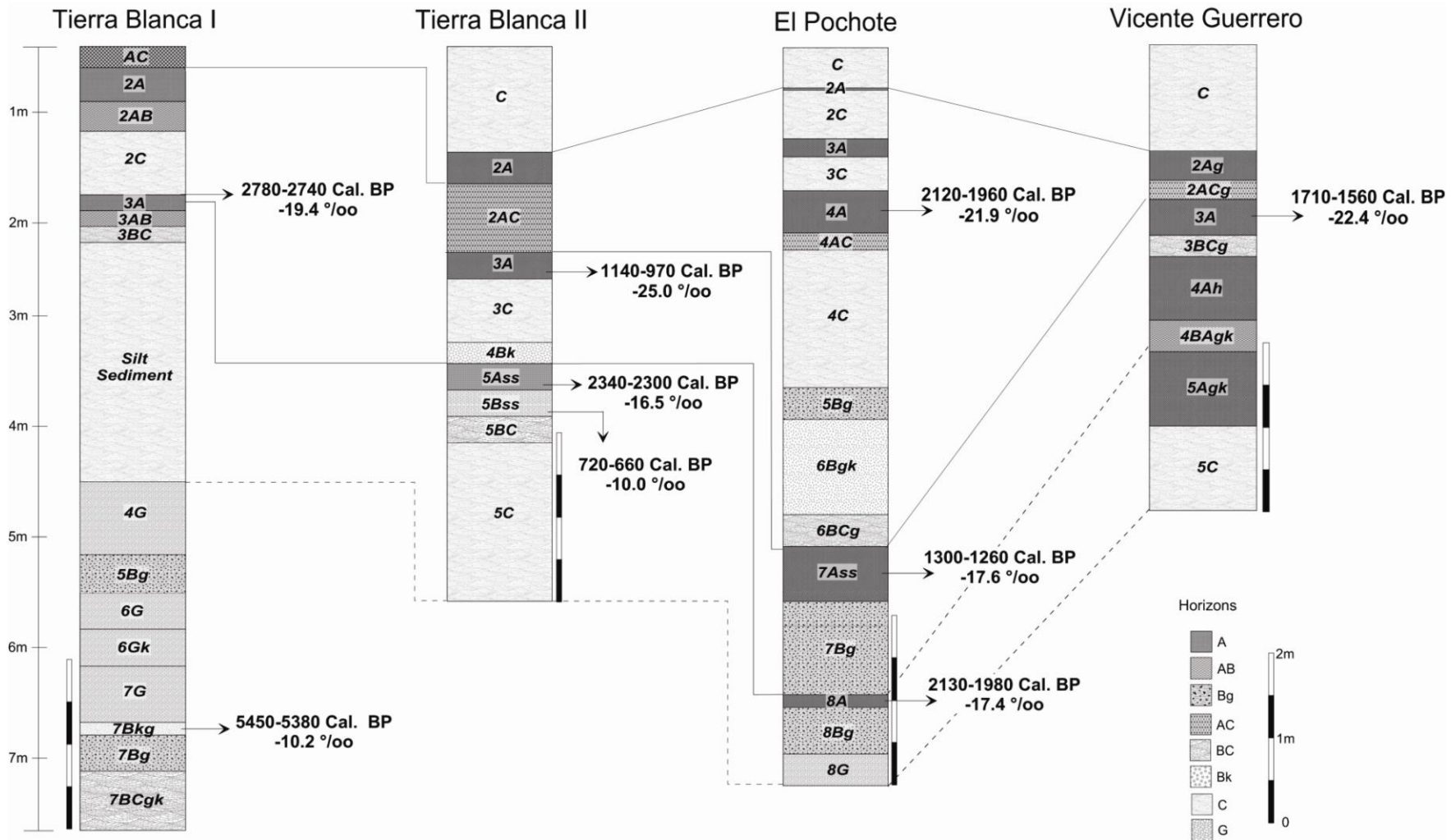


Figura 31. Análisis de correlación estratigráfica de los paleosuelos de Tierra Blanca I, II, El Pochote y Vicente Guerrero (Solís *et. al.* 2012)

VII.II Impacto antrópico ¿indicios de cultivo de maíz?

Para poder evaluar la composición de las especies de las plantas y los cambios en la vegetación de plantas C3 a C4 o viceversa es importante conocer y/o utilizar las relaciones de isótopos de carbono en un sitio particular, tanto en el registro actual como histórico. De acuerdo a los rangos de valores de $\delta^{13}\text{C}$ que se citan en la bibliografía las plantas C3 están entre -35 a $-22^0/_{00}$, con un promedio de $-27^0/_{00}$, en cambio las plantas C4 están en el rango de -19 a $-9^0/_{00}$ y un promedio de $-12^0/_{00}$, los valores obtenidos de los horizontes designados para este estudio de las secciones Tierra Blanca I (AC, 2A y 3A), Tierra Blanca II (3A y 5Ass), el Pochote (4A, 7Ass y 8Ass) y Vicente Guerrero (5Ag) indican una fuerte influencia de plantas C4.

Ya que el cultivo de maíz para los Mayas era uno de los más importantes (Turner and Miksicek, 1984; Webster, 2002) algunos estudios de paleodietas de colágeno de los huesos del periodo Clásico revelaron la presencia de maíz a través del estudio de isótopos estables de carbono (Scherer, 2004; White y Schwarcz, 1989). Otros estudios realizados en las zonas Bajas Mayas, Guatemala (Fernández *et. al.*, 2005; Johnson *et. al.* 2007 y Dunning *et. al.* 2002) revelaron la posible existencia del cultivo de maíz, dados valores del $\delta^{13}\text{C}$ entre -16 a $-21^0/_{00}$, que indican la influencia por parte de plantas C4. Es de destacar que en el estudio realizado en San Andrés, Tabasco, Pohl (2007) que confirma la expansión del cultivo de maíz en la Costa del Golfo Mexicano ≈ 7300 años BP (Pohl *et. al.* 2007).

Los valores obtenidos en este trabajo y los que se obtuvieron en Yaxchilan y Piedras Negras, Guatemala, son más negativos a comparación del valor del $\delta^{13}\text{C}$ que se reporta para el maíz que es aproximadamente de $-12^0/_{00}$. Sin embargo, existen dos posibles explicaciones: a) el fraccionamiento del litter vegetal del ^{13}C por los microorganismos del suelo y b) la mezcla del carbono en el suelo. Por esta razón los valores de -20 y $-21^0/_{00}$ no son completamente vegetación C4, pero si

hay una influencia ligera de esta vegetación, en otras palabras los horizontes con estos valores muestra la existencia simultánea de plantas C3-C4. Los horizontes con los valores más altos (-16 y $-17^{0}/_{00}$) corresponden con los paleosuelos del Formativo. Estos valores hacen pensar en una posible cultivación de maíz.

Por el contrario, la respuesta de fitolitos junto con los valores de isótopos de carbono para probar la existencia de maíz tienen una baja coincidencia, solamente en tres horizontes se observa esta relación (TBI-2A, 3A y PC-4A). Los horizontes que tienen valores del $\delta^{13}\text{C}$ aproximados de -16 y $-17^{0}/_{00}$ tienen características vérticas, debido a la presencia de arcillas expandibles y como consecuencia la formación de grietas en época de secas permite la pérdida de los fitolitos, ya que pueden moverse a lo largo de la sección, en al menos tres horizontes de dos paleosuelos se observa el mismo comportamiento de ausencia de fitolitos y los horizontes son de características vérticas, posiblemente se encuentren en horizontes más profundos.

Debido a que los fitolitos son móviles los paleosuelos son susceptibles a perder a estas células silificadas, la textura del suelo tiene una fuerte influencia en esto, pero aunque no se tenga una textura rica en arcillas la movilidad de los fitolitos está presente. Por esta razón los suelos con firmas cercanas a las C4, no presentaron fitolitos de maíz. Aunado a lo anterior se encontraron fitolitos con rasgos de disolución, una situación más que hace que algunos grupos sean fáciles de identificarse y otros no.

Otra problemática con respecto a la ausencia de los fitolitos de maíz se responde con el grupo creado con el nombre morfotipo cruz. Piperno (2006) habla sobre los problemas de estos fitolitos ya que son parecidos los fitolitos de las hojas de maíz con los fitolitos de la familia Panicoideae, por esta razón fue necesario hacer un grupo extra, en el que no se descarta la posibilidad de ambos grupos están presentes, aunque se reporta que los talla sirve para distinguirlos aún es un tema de discusión.

Tampoco podemos destacar que la firma encontrada se deba a la presencia de plantas C4 producto de climas más áridos, presentes en el Formativo el cual coincide con los rasgos encontrados en el suelo.

Finalmente, es relevante la problemática entre el registro de fitolitos junto con el de los isotopos estables de carbono para algunos horizontes, que hace que estos dos métodos no concuerden en los horizontes estudiados y que está en función de: a) la textura del suelo que influye en la movilidad de los fitolitos, b) la presencia de agua y transporte de las partículas que se refleja en el grado de su intemperismo y por lo tanto no hace posible una buena identificación de ellos, c) el grupo de fitolitos morfotipo cruz con todas las problemáticas ya descritas, por lo tanto en algunos horizontes ambos registros no empatan.

VII.III Establecimiento cronológico de los cambios de vegetación presentes en las cubiertas edáficas, un patrón local o regional.

De acuerdo con la correlación estratigráfica propuesta por Solís *et. al.* (2012), basada en los fechamientos de materia orgánica a través del método ^{14}C , evidencias de materiales culturales- cerámica y la morfología de los paleosuelos, se encontró correlación de cuatro secciones, Tierra Blanca I, Tierra Blanca II, el Pochote y Vicente Guerrero (figura 37). Dentro del área de estudio estas secciones se encuentran geográficamente cerca, por lo tanto algunas características morfológicas, contenido cerámico y su temporalidad no varían tanto, aunque los cinco factores formadores de los suelos actúan de diferente forma.

Otro método empleado en este trabajo para observar la cronología y la similitud de la vegetación entre los horizontes de la misma sección y entre las diferentes secciones fue el análisis de escalamiento multidimensional no métrico, que no mostró homogeneidad de la vegetación en todas las secciones. Este estudio junto con la cronología por ^{14}C reveló que solamente algunos horizontes de paleosuelos de secciones diferentes muestran similitud. De acuerdo a la

correlación propuesta por Solís *et. al.* (2012) el paleosuelo 2 y 3 de TBI están correlacionados con el paleosuelo 2 (sólo el horizonte 2AC), 3 y 4 de TBII, el paleosuelo 7 de PC y el paleosuelo 3 y 4 VG, relacionando lo anterior con el análisis de escalamiento multidimensional no métrico solo están relacionados los horizontes 2AB de la sección TBI con el horizonte 3A de TBII y 7Ass de PC. Y que estos forman parte del grupo “c” que se obtuvo de dicho análisis.

Otra relación que se observa a partir de lo propuesto por Solís *et. al* (2012) son los paleosuelos 2 (excepto el horizonte 2AB) y 3 de TBI con el paleosuelo 3 de VG. Aunque estos forman parte del grupo “a” propuesto en el análisis de escalamiento multidimensional no métrico. Aunque cronológicamente los horizontes mencionados tienen relación en las edades en el contenido de fitolitos se obtuvo dos agrupaciones. Aunque el estrés obtenido del análisis es menor a 20, lo que indica que refleja un arreglo muy similar a lo que se da en la naturaleza, las relaciones encontradas indican lo contrario, posiblemente esto se deba a los problemas con la identificación de los fitolitos, aunado a su movilidad y solubilidad a la que están expuestos sean los responsables de los resultados obtenidos.

A pesar de que algunos horizontes están relacionados por el contenido de fitolitos en tanto a su temporalidad y su firma isotópica indican que no son posibles dichas relaciones. Dentro de una misma sección algunos horizontes de los paleosuelos identificados si guardan relación. Por lo tanto los cambios en la vegetación dentro de esas secciones se mantienen constantes. Ejemplo de esto es la sección de TBI, en el cual los paleosuelos 2 y 3 la vegetación se mantiene constante, otro claro ejemplo es la sección PC, en el cual los paleosuelos 2, 4, 7 y 8 están agrupados dentro del mismo grupo “c” e indica que no ha cambiado la vegetación, aunque en las firmas isotópicas se observa lo contrario, ya que los paleosuelos 7 y 8 tienen mayor influencia de vegetación C4 siendo más ricos en ^{13}C aproximadamente en un 4.4‰. La sección TBII tiene el mismo problema que el PC, ya que los paleosuelos 3 y 5 de acuerdo al análisis de escalamiento multidimensional no métrico, tienen el mismo contenido de fitolitos pero las firmas

dicen que el paleosuelo 5 (5Ass) está mayormente influenciado por vegetación C3, mientras que el paleosuelo 3, es muy claro la dominancia del grupo C3 de plantas.

Finalmente en solo dos horizontes, 8Ass (PC) y 5Ass (TBII) se observa que los métodos empleados para relacionar cronológicamente los cambios en la vegetación revelan que se desarrollaron bajo la misma temporalidad (método de ^{14}C), sus firmas isotópicas son muy cercanas (-17.58‰ y -16‰), su contenido de fitolitos es muy parecido y las características morfológicas de cada uno son similares, horizontes con propiedades vérticas. Los trabajos de Dahlin *et. al.*, 1980; Pope and Dahlin, 1989, 1993; Beach *et. al.*, 2006; Dunning *et. al.*, 2006 han documentado que en otras áreas de las Tierras Bajas Mayas estos suelos con características vérticas se formaron en el mismo periodo.

Las diferentes temporalidades que se establecieron en los suelos y paleosuelos, ayudo a identificar los cambios de la vegetación. El paleosuelo de Boca del Cerro, que es uno de los más viejos ya que se formo a finales del Pleistoceno, indico que la vegetación para ese momento era C3 de acuerdo al valor del $\delta^{13}\text{C}$, posteriormente los suelos del formativo con característica vérticas indican condiciones y una alta influencia de vegetación C4.

Los suelos del Clásico se ven influenciados por la vegetación C4, no obstante la operación de Chinikihá ayudó para comparar este análisis ya que sus valores corresponden a plantas C3, sin embargo debido a su ubicación en el paisaje, que está cerca a la Sierra se encuentra protegido a cambios e indica el suelo condiciones de humedad, por lo que los suelos del Clásico con valores de vegetación C4 se atribuyen más bien a la posible actividad agrícola, aunque también es importante considerar el tiempo que fue utilizado el suelo para la agricultura ya que puede que no haya sido el suficiente para que haya habido un enriquecimiento de ^{13}C . Finalmente los suelos finalmente los suelos modernos Balancán y Boca del Cerro, indican nuevamente un cambio de vegetación hacia condiciones más húmedas que son C3.

VIII. CONCLUSIÓN.

Los paleosuelos son excelentes registros históricos que contienen información sobre la vegetación que se desarrolló sobre ellos gracias a indicadores que pueden extraerse de ellos, como los isótopos de carbono y los fitolitos. Se puede identificar los cambios en la vegetación y el impacto de la agricultura. Aún con la problemática de cada uno de los métodos, al combinarse mejora su resolución.

Dicha razón me lleva a concluir los siguientes puntos del trabajo:

- a) En los paleosuelos de Tierra Blanca I, Tierra Blanca II, el Pochote y Vicente Guerrero en el Estado de Tabasco se tienen evidencias de que se cultivó maíz, dada por las firmas isotópicas del $\delta^{13}\text{C}$ (TBII-5Ass; PC-7Ass, 8Ass; VG-5Ag) que indican la influencia de plantas C4, y la presencia de fitolitos (TBI-3A;.PC-2AC, 4A) de maíz particularmente en el Clásico Maya.

- b) La firma isotópica refleja claramente los cambios en la vegetación para este estudio. Ya que a finales del Pleistoceno, la vegetación de acuerdo al valor del $\delta^{13}\text{C}$ del paleosuelo de Boca del Cerro (2Bt con una edad de 11560+/- 50 BP) pertenecía a C3. En el Formativo, se tiene un clima estacional, semiárido, en el que la vegetación era de tipo C4 (sin que se descarte por completo el cambio por el cultivo de maíz). Para el Clásico Maya los valores del $\delta^{13}\text{C}$ son un poco menores que en el Formativo, influenciados por la presencia de plantas C4 y aquí sí, actividad agrícola

y para el Post-clásico nuevamente se ve un cambio en la vegetación (de C4 a C3) haciéndose más negativa la firma, indicando nuevamente un cambio a vegetación C3.

- c) Algunos rasgos en el suelo son indicadores paleoambientales, ya que los Gleysoles de Tierra Blanca I, Balancán y Boca del Cerro indican condiciones húmedas para el Pleistoceno tardío-Holoceno temprano-medio, en el Formativo hubo condiciones estacionales semiáridas al observar suelos vérticos, para el Clásico los suelos de Chinikihá junto con los fitolitos observados y los valores de $\delta^{13}\text{C}$ indican condiciones más húmedas y finalmente, en el Postclásico nuevamente prevalecen estas condiciones húmedas.
- d) Los rasgos vérticos en los paleosuelos impiden la preservación de los fitolitos como es el caso de los fitolitos de maíz, aunque la firma isotópica indique lo contrario. Es importante considerar que los fitolitos constantemente están en movimiento, y que presencia de suelos con arcillas expandibles facilitan su movilidad y su pérdida a lo largo de la sección, trastocándolos a horizontes más profundos.
- e) La redundancia y la multiplicidad siguen siendo problemas para la identificación de los fitolitos, la falta de una guía taxonómica de las plantas en México para la identificación dificulta los estudios, por esta razón se considera que los fitolitos debe usarse como una herramienta complementaria a otros estudios para conocer la vegetación.
- f) Los isótopos de carbono y fitolitos, se complementan para conocer la vegetación que predominó en un periodo de tiempo, debido a que cantidades relativas de concentraciones de isótopos de carbono son

retenidos en la MOS pueden ser preservados por cientos de miles de años y reflejan una composición antigua de las plantas de una localidad.

- g) Los resultados obtenidos pueden compararse con los estudios realizados por parte de Fernández *et. al.* (2005), Johnson *et. al.* (2007) y Dunning *et. al.* (2002) en temporalidad y por la similitud en la firma isotópica ya que ellos reportan para sus áreas de estudio valores que oscilan entre -16 a $-21^{0}/_{00}$ y valores más negativos en los paleosuelos y horizontes superficiales que indican un cambio de vegetación de C4 a C3. Valores superiores a $-19^{0}/_{00}$ y por debajo de $-22^{0}/_{00}$ muestra la influencia de las plantas C4 y la convivencia de plantas C3-C4.

REFERENCIAS.

- Acevedo, S., O.A., 1998, Morfogénesis de suelos con tepetate de un área del Estado de México y su incorporación al proceso productivo. México, Facultad de ciencias, UNAM, tesis doctoral.
- Albert-Cristobal, R.M, 1995, NUEVO SISTEMA DE ANÁLISIS DESCRIPTIVO PARA FITOLITOS DE SÍLICE: PYRENAE, 26, 19-38pp.
- Alexandre, A., Meunier, J.D., Colin, F., Koud, J.M., 1997. Plant impact on the biogeochemical cycle of silicon and related weathering problems: *Geochim. Cosmochim Acta.*, 3, 677-682.
- Alexandre, A., Meunier, J.D., Mariotti, A., Soubies, F., 1999, Late Holocene phytoliths and carbon-isotope record from a latosol at Salitre, South-Central Brazil: *Quaternary Research*, 51, 187–194.
- Aliphath-Fernández, M. M., 1996, Arqueología y paisaje del Alto Usumacinta: *Arqueología MEXICANA*, 22, 24-29.
- Ambrose, S.H., Sikes, N.E., 1991, Soil carbon isotope evidence for Holocene habitat change in the Kenya Rift Valley. *Science*, 253, 1402–1405.
- Bartoli, F., Wilding, L.P., 1980, Dissolution of biogenic opal as a function of its physical and chemical-properties: *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, 873-878.
- Beach, T., Dunning, N., Luzzadder-Beach, S., Cook, D.E., Lohse, J., 2006, Impacts of the ancient Maya on soil erosion in the central Maya Lowlands: *CATENA*, 65, 166-178pp.

- Beach, T., Luzzadder-Beach, L., Dunning, N., Cook, D., 2008. Human and natural impacts on fluvial and karst depressions of the Maya Lowlands: *Geomorphology*, 101, 308-331pp.
- Beach, T., Luzzadder-Beach, S., Dunning, N., Jones, J., Lohse, J., Guderjan, T., Bozarth, S., Millspaugh, S., Bhattacharya, T., 2009. A review of human and natural changes in Maya Lowland wetlands over the Holocene: *Quaternary Science Reviews*, 28, 1710-1724pp.
- Beach, T., Luzzadder-Beach, S., Terry, R., Dunning, N., Houston, S., Garrison, T., 2011. Carbon isotopic ratios of wetland and terrace soil sequences in the Maya Lowlands of Belize and Guatemala: *Catena*, 85,109-118pp.
- Birks & Gordon, 1985, *Numerical Methods in Quaternary Pollen Analysis*, H.J.B. Birks and A.D. Gordon, 1985, Academic Press.
- Bobrova, E., Bobrov, A., 1996, Phytoliths in soils: species, composition, distribution, distribution along a soil profile, and value as environmental indicators: *First European Meeting on Phytolith Research*, 1, 5-14.
- Bradley-R., S., 1999, *Paleoclimatology: reconstruction climates of the Quaternary*: San Diego, Academic Press, 613p.
- Brown, D.A., 1984. Prospects and limits of a phytolith key for grasses in the central United States: *Journal of Archaeological Sciences*, 11, 345– 368.
- Buckman, Harry O. y Nyle C. Brady, 1970, *The Nature and Properties of Soils*: New York, The Macmillan Company.
- Burt R. (Ed), 2004, *Soil Survey Laboratory Methods Manual: USA*, Soil Survey Investigations Report No. 42. Version 4.0. Natural Resources Conservation Service. United States Department of Agriculture. 700p.
- Cabadas, H.V., 2007, PALESSUELOS DEL CENTRO DE MEXICO COMO INDICADORES DE CAMBIOS AMBIENTALES OCURRIDOS DURANTE

LOS ULTIMOS 30,000 AÑOS: Méixco, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría, 168p.

- Cabadas, H., Solleiro, E., Sedov, S., Pi Puig, T., Gama-Castro, J., 2010. Pedosediments of karstic sinkholes in the eolianites of NE Yucatán: a record of Late Quaternary soil development, geomorphic processes and landscape stability. *Geomorphology* 122, 323–337pp.
- Cabanes, D., Weiner, S., Shahack-Gross, R., 2011, Stability of phytoliths in the archaeological record: a dissolution study of modern and fossil phytoliths: *Journal of Archaeological Science*, 38, 2480-2490.
- Calvo, M.; Albert, R.M.; Juan, J.; Mangado, X. y Zamora, J.E., 1995, "Estudio de complejos funerarios: reconstrucción de los patrones de dieta humana y de los ritos funerarios a través de los análisis paleoetnobotánicos y de las deformaciones microscópicas de objetos líticos por uso antrópico en el Mediterráneo Occidental". En 11rd Deia International Conference of Prehistory. Ritual, Rites and Religion, Deia, 25-30 setembre 1993. *Brithish Archaeological Report*, International Series 611. Illrd. Deya International Conference of Prehistory, volume 1, pp. 281-295.
- Curtis, H., Barnes, S., y Schnek, A., 2008,. *Biologia/ Biology*: Buenos Aires, Medica Panamericana, 114-122pp.
- Cerling TE, Harris JM, Leakey MG. 1999. Browsing and grazing in elephants: the isotope record of modern and fossil proboscideans: *Oecologia*, 120, 364–74.
- Cerling, T.E., Quade, J., 1993, Stable carbon and oxygen isotopes in soil carbonates. In: Swart, P.K., Lohmann, K.C., McKenzie, J.A., Savin, S. (Eds.), *Climate Change in Continental Isotope Records: American Geophysical Union Geophysical Monograph*, 217–231pp.

- Cerling, T.E., Quade, J., Wang, Y., Bowman, J.R., 1989, Carbon isotopes in soils and paleosols as ecology and paleoecology indicators: *Nature*, 341, 138–139.
- Cummings L. Scott, 1989, Coprolites from medieval christian Nubia: An interpretation of diet and nutritional stress. University of Colorado, Department of Anthropology, Tesis doctoral, 204.
- Dahlin, B. H., Chambers, M. E. & Foss, J. E., 1980, Project Acalches: Reconstructing the Natural and Cultural History of a Seasonal Swamp at El Mirador Guatemala; Preliminary Results. In: Provo, Utah, El Mirador, Peten, Guatemala: An Interim Report, (Ed.) R. Matheny. Publication 45. New World Archaeological Foundation, 37-58.
- Dajoz, R., 2002, *Tratado de ecología: España*, Mundi-Prensas, 600p.
- Danielson, D.R., 1993, The role of phytoliths in prehistoric diet reconstruction and dental attrition: University of Nebraska, Department of Anthropology, Tesis doctoral, 112.
- Del Puerto, Gargía-Rodríguez, F., Inda, H., 2006, Paleolimnological evidence of Holocene climatic changes in Lake Blanca, southern Uruguay: *Springer J Paleolomnol*, 36, 151-163.
- Delhon, C., Alexandre, A., Berger, J.P., Thiebault, S., Brochier, J.L., Meunier, J.D., 2003. Phytolith assemblages as a promising tool for reconstructing Mediterranean Holocene vegetation: *Quat. Res.*, 59, 48-60.
- Dokuchaev, V.V., 1967. Selected works of V.V. Dokuchaev, V. I – Russian Chernozem. Translated from Russian by N. Kaner, Israel Program of Scientific Translations, Jerusalem. 419 pp.
- Dunning, N., Beach, T., & Luzzadder-Beach, S., 2006, Environmental variability among *bajos* in the southern Maya Lowlands and its implications for ancient Maya civilization and archaeology. In: University of Arizona

Press, Lucero, L., Fash, B. (Eds.), Pre-Columbian Water Management, 111-133pp.

- Dunning, N.P, Luzzadder-Beach, S., Beach, T., Jones, J.G., Scarborough, V., Culbert, T.P., 2012, Arising from the Bajos: The Evolution of a Neotropical Landscape and the Rise of Maya Civilization: *Annals of Association of American Geographers*, 92, 267-283.
- Ehleringer JR, Monson RK, 1993, Evolutionary and ecological aspects of photosynthetic pathway variation: *Annu. Rev. Ecol. Syst*, 24, 411–39pp.
- Farmer, V.C., Delbos, E., Miller, J.D., 2005, The role of phytolith formation and dissolution in controlling concentrations of silica in soil solutions and streams: *Geoderma*, 127, 71-79.
- Fedick, S.L., Flores-Delgadillo, M., Sedov, S., Solleiro-R., E., y Mayorga, S.P., 2008. Adaptation of Maya Homegardens by “Container Gardening” in Limestone Bedrock Cavities: *Journal of Ethnobiology*, 28,290–304pp.
- Fernandez, F.G., Johnson, K.D., Terry, R.E., Nelson, S., and Webster, D, 2005. Soil Resources of the Ancient Maya at Piedras Negras, Guatemala: *Soil Science Society of America Journal*, 69, 2020-2032pp.
- Fisher, R.F., Newell Bourne, C., Fisher, W.F., 1995, Opal phytoliths as an indicator of the floristics of prehistoric grasslands: *Geoderma*, 68, 243–255.
- Fishkis, O., Ingwersen, J., Streck, T., 2009, Phytolith transport in sandy sediment: experiments and modeling: *Geoderma*, 151, 168–178.
- Flores-Delgadillo, L., Alcalá-Martínez, J.R., 2010, Manual de procedimientos analíticos, México, UNAM, Laboratorio de física de suelos, 56p.
- Fox, D.L., Koch, P.L., 2003, Tertiary history of C4 biomass in the Great Plains, USA. *Geology*, 31, 809–812pp.

- Folger-D., Burckle-L., Heezen-B., C., 1967, Opal phytoliths in a North Atlantic dust fall: *Science*, 155, 1243-1244.
- Fraysse, F., Pokrovsky, O.S., Schott, J., Meunier, J.-D., 2009, Surface chemistry and reactivity of plant phytoliths in aqueous solutions: *Chem. Geol.*, 258, 197-206.
- Fredlund, G.G., Tieszen, L.L., 1994, Modern phytolith assemblages from the North American Great Plains: *Journal of Biogeography*, 21, 321– 335.
- Fredlund, G.G., Tieszen, L.L., 1997. Phytolith and carbon isotope evidence for late Quaternary vegetation and climate change in the southern Black Hills, South Dakota: *Quat. Res.*, 47, 206 – 217.
- Gérard, F., Mayer, K.U., Hodson, M.J., Ranger, J., 2008, Modelling the biogeochemical cycle of silicon in soils: application to a temperate forest ecosystem: *Geochim. Cosmochim.*, 72, 741-758.
- Gol'yeva, A.A., 1997, Biorph analisys as a componet of the genetic and morphological study of soil: *Eurasian soil science*, 30, 927-936.
- Guerrero, R., Berlanga, M., 1952, Isótopos estables: Fundamento y aplicaciones: *Actualidad SEM*, 30, 17-23pp.
- Hart, D.M., Humphreys, G.S., 2003, Phytolith depth functions in surface regolith materials: In: Roach, I.C. (Ed.), *Advances in Regolith*. CRC LEME, 159–163.
- Huang Y, Freeman-K., H, Eglington-T., I, Street-* * Perrott FA., 1999, $\delta^{13}\text{C}$ analyses of individual lignin phenols in Quaternary lake sediments: a novel proxy for deciphering past terrestrial vegetation change: *Geology*, 27, 471–74pp.
- Huang Y, Street-Perrott FA, Metcalfe-S., E, Brenner M, Moreland M, Freeman-K., H., 2001, Climate change as the dominate control on glacial-

interglacial variations in C3 and C4 plant abundance: *Science*, 293, 1647–51pp.

- Humphreys, G.S., Hart, D.M., Simons, N.A., Field, R.J., 2003, Phytoliths as indicator of process in soils. Papers from a Conference held at the ANU, August 2001, Canberra Australia. Phytolith and Starch Research in the Australian–Pacific–Asian Regions: the State of the Art: *Terra australis*, 19, 93–104.
- INE, 2007, La cuenca de los ríos Grijalva y Usumacinta (en línea): Coyoacán, México, D.F, INE, disponible en <http://www2.ine.gob.mx/publicaciones/libros/402/cuencas.html> >, consultado 21 de Septiembre de 2012.
- Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática, 1993. Carta Edafológica Tenosique E15-9 Segunda impresión. Escala 1:250,000. Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática. Aguascalientes, México.
- Iriarte, J. 2003, Assessing the feasibility of identifying maize through the analysis of cross-shaped size and three-dimensional morphology of phytoliths in the grasslands of southeastern South America: *Journal of Archaeological Science*, 30, 1085-1094.
- Islebe, G.A., Hooghiemstra, H., Brenner, M., Curtis, J.H. & Hodell, D.A., 1996, A Holocene vegetation history from lowland Guatemala: *Holocene*, 6, 265-271.
- ICPN, Madella, M., Alexandre, A., Ball, T., 2005, International Code for Phytolith Nomenclature: *Annals of Botany*, 96, 253-260.
- IUSS Working Group WRB. 2006. World reference base for soil resources 2006. World Soil Resources Reports No. 103. FAO, Rome.

- Jasso-Castañeda, C., Sedov, S., Solleiro-Rebolledo, E., Gama-Castro, J, 2002, El desarrollo de paleosuelos como índice de estabilidad del paisaje: Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM 47, 20-35pp.
- Jenny, H., 1941, Factors of soil Formation: New York, McGraw Hill, 281pp.
- Johnson, K. D, 2004, THE APPLICATION OF PEDOLOGY, STABLE CARBON ISOTOPE ANALYSES AND GEOGRAPHIC INFORMATION SYSTEMS TO ANCIENT SOIL RESOURCE INVESTIGATIONS AT PIEDRAS NEGRAS, GUATEMALA: Utha, USA, Brigham Young University, Tesis de maestría, 64p.
- Johnson, K., Terry, R.E., Jackson, M.W., Golden, C., 2007, Ancient soil resources of the Usumacinta River Región, Guatemala: Journal of Archaeological Science, 34, 1117-1129.
- Johnson, K., Wright, D.R., Terry, R.E., 2007, Application of Carbon Isotope Analysis to Ancient Maize Agriculture in the Petexbatún Region of Guatemala: Wiley Interscience, 22, 313-336.
- Karkanias, P., 2010, Preservation of anthropogenic materials under different geochemical processes: a mineralogical approach: Quat. Int., 214, 63-69.
- Kingston, J.D., Marino, B.D., Hill, A., 1994. Isotopic evidence for Noegene hominid paleoenvironments in the Kenya Rift Valley: Science, 264, 955–958pp.
- Klein, R.L., Geis, J.W., 1978. Biogenic silica in the Pinaceae: Soil Science, 126, 145–156pp.
- Koch-L., P., 1998, ISOTOPIC RECONSTRUCTION OF PAST CONTINENTAL ENVIRONMENTS: Annual Review. Earth Planet, 26, 573-613pp.

- Kondo, R., Childs, C., Atkinson, I., 1994, Opal Phytoliths of New Zealand: Canterbury, Manaaki Whenua Press, 85pp.
- Lambers, H., Stuart, F., Pons, T.L., 1998, Plant Physiology Ecology, New York, Springer, 10-81pp.
- Lanning, F.C., 1961, Calcite in *Lesquerella ovalifolia* trichomes. Science, 133, 380.
- Latorre, C., Quade, J., McIntosh, W.C., 1997. The expansion of C4 grasses and global change in the late Miocene: stable isotope evidence from the Americas. Earth and Planetary Science Letters, 146, 83–96.
- Latorre F., Fernández-H., M., Osterrieth, M.L., 2011, First report of phytoliths of phytoliths in the air of Argentina: Springer.
- Lau-Luyo, M., 1995, El fraccionamiento isotópico: MAGISTRI Y DOCTORES, 11, 9-10.
- López, J., 1991, *FIJACIÓN Y MOVILIZACIÓN BIOLÓGICA DE NUTRIENTES Vol. I:* España, Consejo Superior de Investigaciones Científicas .
- Lounejeva-Baturina, E., Morales-Puente, P., Cabadas-Báez, H.V., Cienfuegos-Alvarado, E., Sedov, S., Vallejo-Gómez, E., Solleiro-Rebolledo, E., 2006, Late Pleistocene to Holocene environmental changes from $\delta^{13}\text{C}$ determinations in soils at Teotihuacan, México: Geofísica Internacional, 45, 85-98pp.
- Lozano-García, Ma. del S., Caballero, M., Ortega, B., Rodríguez, A., Sosa, S., 2007, Tracing the effects of the Little Ice Age in the tropical lowlands of eastern Mesoamerica: PNAS, 104, 16200–16203.
- Marschener, H., 1986, Mineral Nutrition in Higher Plants: London, Academic Press, 672p.

- Mayewski-A., Rohling-E., E., Stager-Curt, J., Karlén, W., Maasch-A., K., Meeker, D.L., Meyerson-A., E., Gasse, F., Kreveld-Van, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schineider-R., R., Steig-J., E., 2004, Holocene climate variability: QUATERNARY RESEARCH,62, 243-255pp.
- McClung de Tapia, E., Cabadas-Báez, H.V., Vallejo-Gómez, E., Gama-Castro, J., Solleiro-Rebolledo, E., Sedov, S., 2008, PHYTOLITHS AS INDICATORS OF PALEOSOLS AND GRASSLAND VEGETATION IN THE TEOTIHUACAN VALLEY MEXICO: Korstanje, M.A., Babot, M. del P. Matices Interdisciplinarios en Estudios Fitolíticos y de Otros Microfósiles, BAR International Series 1870, 67-76pp.
- Medalla, M., Lancelotti, C., 2011, Taphonomy and phytoliths: A user manual: Quaternary International, XXX, 1-8.
- Michener, R., Lajtha, K., 2007, Stable Isotopes in Ecology and Environmental Science, USA, Blackwell Publishing, 1-50pp.
- MIDDLETON, W. y ROVNER, 1, 1994, Extraction of opal phytoliths from herbivor dental calculus: Journal of Archaeological Science, 21, 469-473.
- Midwood-J., A., Boutton-W., T., 1998, SOIL CARBONATE DESCOMPOSITION BY ACID HAS LITTLE EFFECT ON $\delta^{13}\text{C}$ OF ORGANIC MATTER: Soil Biol. Biochem, 30, 1301-1307pp.
- Morgan-M., E, Kingston-J., D, Marino-B., D, 1994. Carbon isotopic evidence for the emergence of C4 plants in the Neogene from Pakistan and Kenya: *Nature*, 367,162–65pp.
- Mueller, A.D., Islebe, G., Hillesheim, M.B., Grzesik, D.A., Anselmetti, F.S., Ariztegui, D., Brenner, M., Curtis, J.H., Hodell, D.A., & Venz, K.A., 2009, Climatic drying and associated forest decline in the lowlands of northern Guatemala during the late Holocene: Quaternary Research, 71, 133–141.

- Mullholland, SC, Rapp-G., Jr. 1989, Characterization of grass phytoliths for archaeology analysis: *Materials Research Society Bulletin*, 14, 36-19pp.
- Mullholland, SC, Rapp-G., Jr. 1992, A Morphology Classification of Grass Silica-Bodies: *Phytolith Systematic*, 1, 65-89pp.
- Núñez-Solís, J., 2000, *Fundamentos de edafología: Costa Rica*, EUNED, 118-119pp.
- O'Leary-H., M., 1988, Carbon Isotopes in Photosynthesis: *Bioscience*, 38, 328-336pp.
- Osterrieth, M., Madella, M., Zurro, D., Alvarez, M.F., 2009, Taphonomical aspects of silica phytoliths in the loess sediments of the Argentinean Pampas: *Quat. Int.*, 193, 70-79.
- Parmenter, C., Folger, D. W., 1974, Eolian biogenic detritus in deep sea sediments; A possible index of equatorial ice age aridity: *Science*, 184: 695-698.
- Passey-B., H, Cerling-T., E, Perkins-M., E, Voorhies-M., R, Harris-J., M, Tucker ST., 2002, Environmental change in the Great Plains: an isotopic record from fossil horses: *J. Geol.*, 110, 123–40pp.
- Pearsall, D. M. ,1989, *Paleoethnobotany: USA*, Academic Press, 340-341pp.
- Pérez-Raya, J.C, Mancilla-Aguirre, 2008, Aparición y evolución de las ftonsíntesis C4: *Revista chapingo. Serie ciencias forestales y del ambiente*, 14, 45-50pp.
- Piperno-R., D., 1991, The Status of Phytolith Analysis in the American Tropics: *Journal of World Prehistory*, 5, 155-191
- Piperno-R., D., 1985, Phytolith analysis of geological sediments from Panama. *Antiquity*, 59, 13-19.

- Piperno, D.R., 1988, *Phytolith Analysis: An Archeological and Geological Perspective*: San Diego, Academic Press.
- Piperno-R., D., 2006, *PHYTOLITHS: USA*, ALTAMIRA PRESS, 1-43, 187-210pp.
- Piperno, D.R., Becker, P., 1996, Vegetational history of a site in the central Amazon Basin derived from phytolith and charcoal records from natural soils: *Quat. Res.*, 45, 202-209.
- Piperno, D.R., Jones, J.G., 2003, Paleoeological na archaeological implications of a Late Pleistocene/Early Holocene record of vegetation and climate from the pacific coastal plain of Panama: *Quat. Res.*,1, 79-87.
- Pironon, J., Meunier, J.D., Alexandre, A., Mathieu, R., Mansuy, L., Grosjean, A., Jarde, E., 1999, Individual characterization of phytoliths: experimental approach and consequence on paleoenvironment understanding In: France, " The phytoliths : applications in Earth Science and Human History "Meunier *et. al.* edit. Gordon y Breach pub, 329-341.
- Pohl, M. E., Piperno-R., D., Pope-O., K., Jones-G., J, 2007, Microfossil Evidence for Pre-columbian Maize Dispersals in the Neotropics froms San Andrés, Tabasco, México: *Proceedings of the National Academy of Sciences USA*, 104, 6870-6875pp.
- Pope, K.D. & Dahlin B.H., 1989, Ancient Maya Wetland Agriculture: New Insights From Ecological and Remote Sensing: *Journal of Field Archaeology*, 16, 87-106.
- Pope, K.D. & Dahlin B.H, 1993, Radar Detection and Ecology of Ancient Maya Canal System: *Journal of Field Archaeology*, 20, 379-383.
- Porta, J., López, A. M., y Roquero, C., 2003, *Edafología PARA LA AGRICULTURA Y EL MEDIO AMBIENTE*: España, MUNDI-PRENSA, 265-219pp.

- Quade, J., Cerling, T.E., 1995, Expansion of C4 grasses in the Late Miocene of Northern Pakistan: evidence from stable isotopes in paleosols: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 115, 91–116.
- Retallack-G., J., 1990, *Soil of the past. An introduction to paleopedology*: London, Unwyn-Hyman, Inc, 540p.
- Rivera-Uria, Ma. Y., Sedov, S., Solleiro-Rebolledo, E., Pérez-Pérez, J., McClung, E., González, A., y Gama-Castro, J., 2007, “Degradación ambiental en el valle de Teotihuacán: evidencias geológicas y paleopedológicas”. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana (Sociedad Geológica Mexicana)*, 59, 203-217.
- Rovner, I., 1971, Potential of opal phytoliths for use in paleoecological reconstruction: *Quaternary Research*, 1, 343-359pp.
- Rovner, I., 1983, Multi-disciplinary sense and nonsense: Is a science of phytoliths really necessary? Paper presented at the 149th AAAS Annual Meeting, Detroit, Michigan.
- Rovner, I., 1988, Macro- and micro-ecological reconstruction using plant opal phytolith data from archaeological sediments: *Geoarchaeology*, 3, 155-163.
- Runge, F., 1999, The opal phytolith inventory of soils in central Africa—quantities, shapes, classification, and spectra: *Review of Palaeobotany and Palynology*, 107, 23– 53.
- Rzedowski. J., 2006, *Vegetación de México*: México, 1ra. Edición digital. Comisión Nacional para el conocimiento y Uso de la Biodiversidad, 504p.
- Salisbury, F.B., 1994, *Fisiología vegetal*: México, Editorial Iberoamericana, 249-274pp.
- Sánchez, S., Solleiro-Rebolledo, E., Sedov, S., McClung de Tapia, E., Golyeva, A., Prado, B., Ibarra-Morales, E. 2012. The Black San Pablo paleosol of the Teotihuacan Valley, Mexico: pedogenesis, aptitude,

utilization in ancient agricultural and urban systems. En prensa
Geoarchaeology Journal.

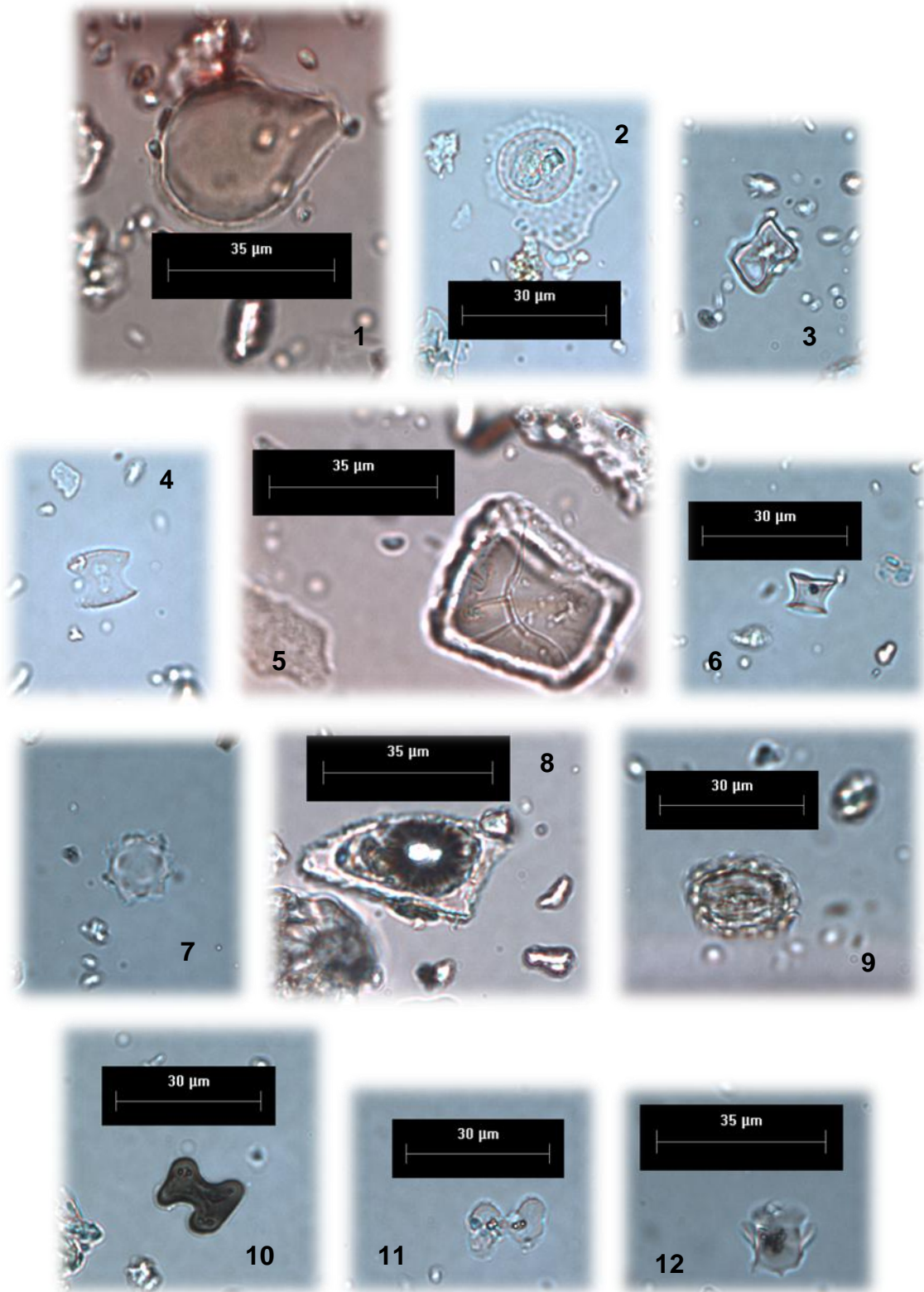
- Scherer, A.K., 2004, Dental Analysis of Classic Period Population Variability in the Maya Area: Ph.D dissertation, Texas, A&M University.
- Sedov, S., Solleiro-Rebolledo, E., Gama-Castro, J.E., Vallejo-Gómez, E., González-Velázquez, A., 2001, Buried paleosols of Nevado de Toluca: an alternative record of Late Quaternary environmental change in Central Mexico: *Journal of Quaternary Science*, 16,375-389.
- Sedov, S., Solleiro-R., E., Morales-P., P., Arias-H., A., Vallejo-G., E., Jasso-C., C., 2003, Mineral and organic components of the buried paleosols of the Nevado de Toluca, Central Mexico as indicators of Paleoenvironments and soil evolution: *Quaternary International*, 106-107, 169-184.
- Sedov, S., Solleiro-R, E., Fedick-S., L., Gama-C., J., Palacios-M., S., Vallejo-G., E., 2007, Soil genesis in relation to landscape evolution and ancient sustainable land use in the northeastern Yucatan Peninsula, Mexico: *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem*, 112, 115–126pp.
- Sedov, S., Lozano-García, S., Solleiro-Rebolledo, E., McClung de Tapia, E., Ortega-Guerrero, B., Sosa-Nájera, S., 2010, Tepexpan revisited: A multiple proxy of local environmental changes in relation to human occupation from a paleolake shore section in Central Mexico: *Geomorphology*, 122, 309–322.
- SEMARNAT, 2006, Programa de Ordenamiento Ecológico del Estado de Tabasco (en línea), México, Tabasco, SEMARNAT, disponible en: <http://www.semarnat.gob.mx/temas/ordenamientoecologico/Paginas/OrdenamientoEcol%C3%B3gico.aspx>, consultado el 20 de Julio de 2012.
- Servicio Geológico Mexicano, 2006. Carta Geológico-Minera Tenosique E15-9 Chiapas, Tabasco y Campeche. Escala 1:250,000. Secretaría de Economía. Pachuca, México.

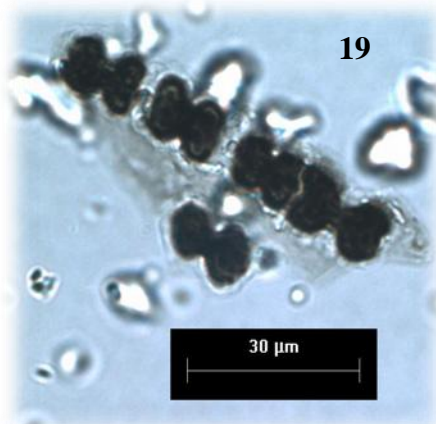
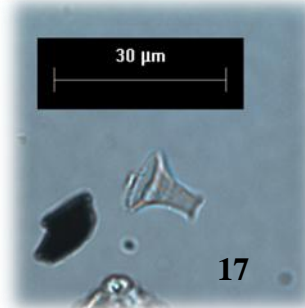
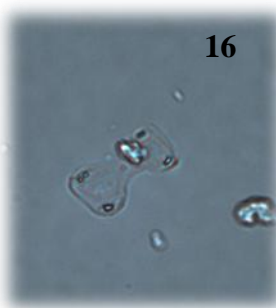
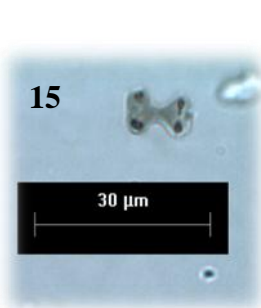
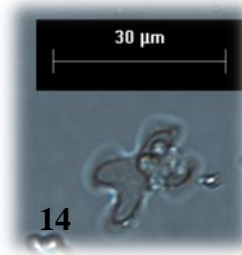
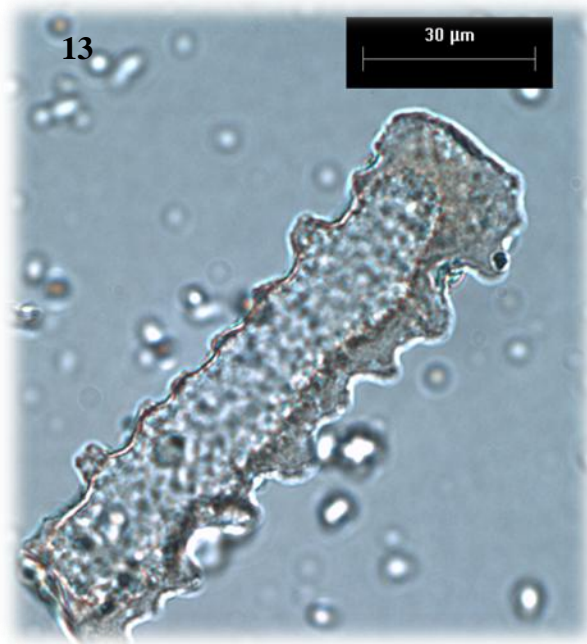
- Smith, B.N., Epstein, S., 1970, Two Categories of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ Ratios for Higher Plants: *Plant Physiology*, 47, 380-384pp.
- Smith, R.L., Smith, T.M., *Ecología*: Madrid, Pearson Educación, 664p.
- Solís-Castillo, B., Solleiro-Rebolledo, E., Sedov, S., Liendo, R., Ortiz-Pérez, M. A., López-Rivera, S., 2012. Paleoenvironment and human occupation in Maya lowlands at Usumacinta River, Mexico. *Sometido a Geoarchaeology Journal*.
- Solleiro-Rebolledo, E., Sedov, S., McClung, E., Cabadas, H., Gama-Castro, J., Vallejo-Gómez, E., 2006, Spatial variability of environment change in the Teotihuacan valley during late Quaternary: paleopedological inferences: *Quaternary International*, 156-157, 13-31.
- Solleiro-Rebolledo, E., Sycheva, S., Sedov, S., McClung de Tapia, E., Rivera-Uria, Y., Salcido-Berkovich, C., Kuznetsova, A., 2011. Fluvial processes and paleopedogenesis in the Teotihuacan Valley, México: Responses to late Quaternary environmental changes. *Quaternary International* 233: 40-52.
- Staddon, P.L., 2004, *Carbon isotopes in functional soil ecology*: ELSEVIER, 19, 148,154pp.
- Stevenson-F., J., 1994, *Humus chemistry: Genesis, composition, reactions*: New York, John Wiley and Sons, 443p.
- SYS, C., 1977, *Regional pedology; tropical soils*, Ghent, Belgium, State University of Ghent, ITC ,(vol1),113p.
- Taiz, L., Zeiger, E., 2006, *Fisiología vegetal*, Vol. 1: Barcelona, Universitat Jaume 1, 576p.
- Targulian-O., V., Goryachkin-V, S., 2004, Types of record, carries, hierarchy and diversity: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21, 1-8pp.

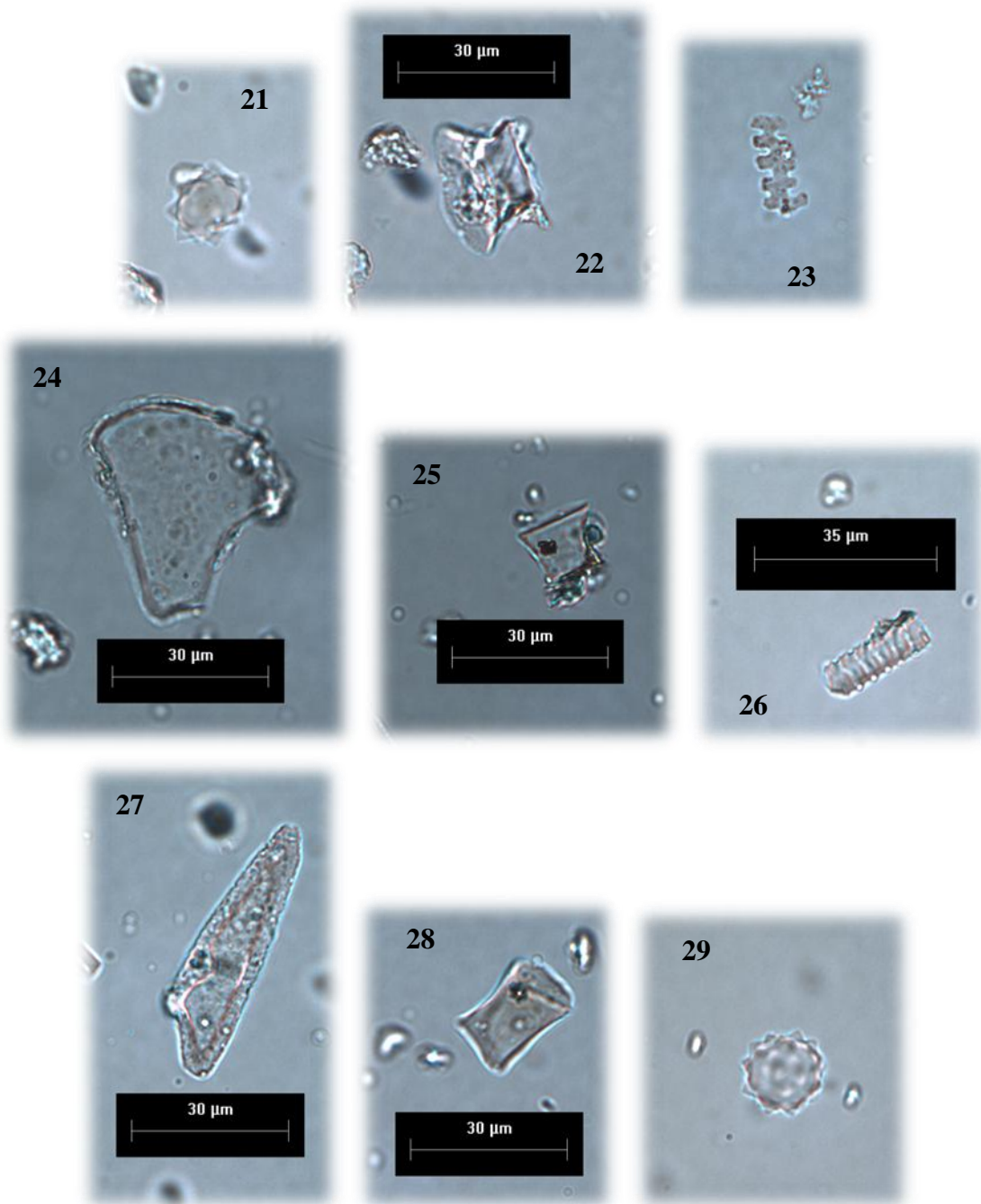
- Teeri-J., A, Stowe-L., G. 1976, Climatic patterns and the distribution of C4 grasses in North America: *Oecologia*, 23, 1–12pp.
- Timothy-Beach, Luzzadder-Beach, S., Dunning, N., Cook, D., 2008, Human and natural impacts on fluvial and karst depressions of the Maya Lowlands: *Geomorphology*, 101, 308-331pp.
- Tipple, B.J., Pagani, M., 2007, The Early Origins of Terrestrial C4 Photosynthesis: *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 35, 435-61pp.
- TurnerII, B.L., Miksicek, C.H., 1984, Economic plant species associated with pre-historic agriculture in the Maya Lowlands: *Economic Botany*, 38, 179-193.
- Twiss, P.C., 1980, Opal phytoliths as indicators of C₃ and C₄ grasses: *Abstracts with Programs, Geological Society of America*, 12, 17.
- Twiss, P.C., 1992, Predicted world distribution of C₃ and C₄ class phytoliths: *New York, Plenum Press Vol. 1*, 350p.
- Van Reeuwijk-L. P, 1992, Procedures for soil analysis: Wageningen (4^o edición), *International Soil Reference and Information Centre*, 4-11pp.
- Vaclav, S., *Cycles of life. Civilization and the Biosphere: Scientific, American Library*, 20-25pp.
- Vallejo-Gómez, E., 2002, *Morfología e intemperismo de fitolitos, en suelos modernos y paleosuelos de la parte central del eje neovolcánico: México, Insituto de Geología, UNAM, tesis doctoral*, 105p.
- Velez-I., M., Curtis-H., J., Brenner, M., Escobar, J., Leyden-W., B., Popenoe de Hatch, M, 2011, Environmental and Cultural Changes in Highland Guatemala Inferred from Lake Amatitlán Sediments: *GEOARCHAEOLOGY: AN INTERNATIONAL JOURNAL*, 26, 346-364pp.

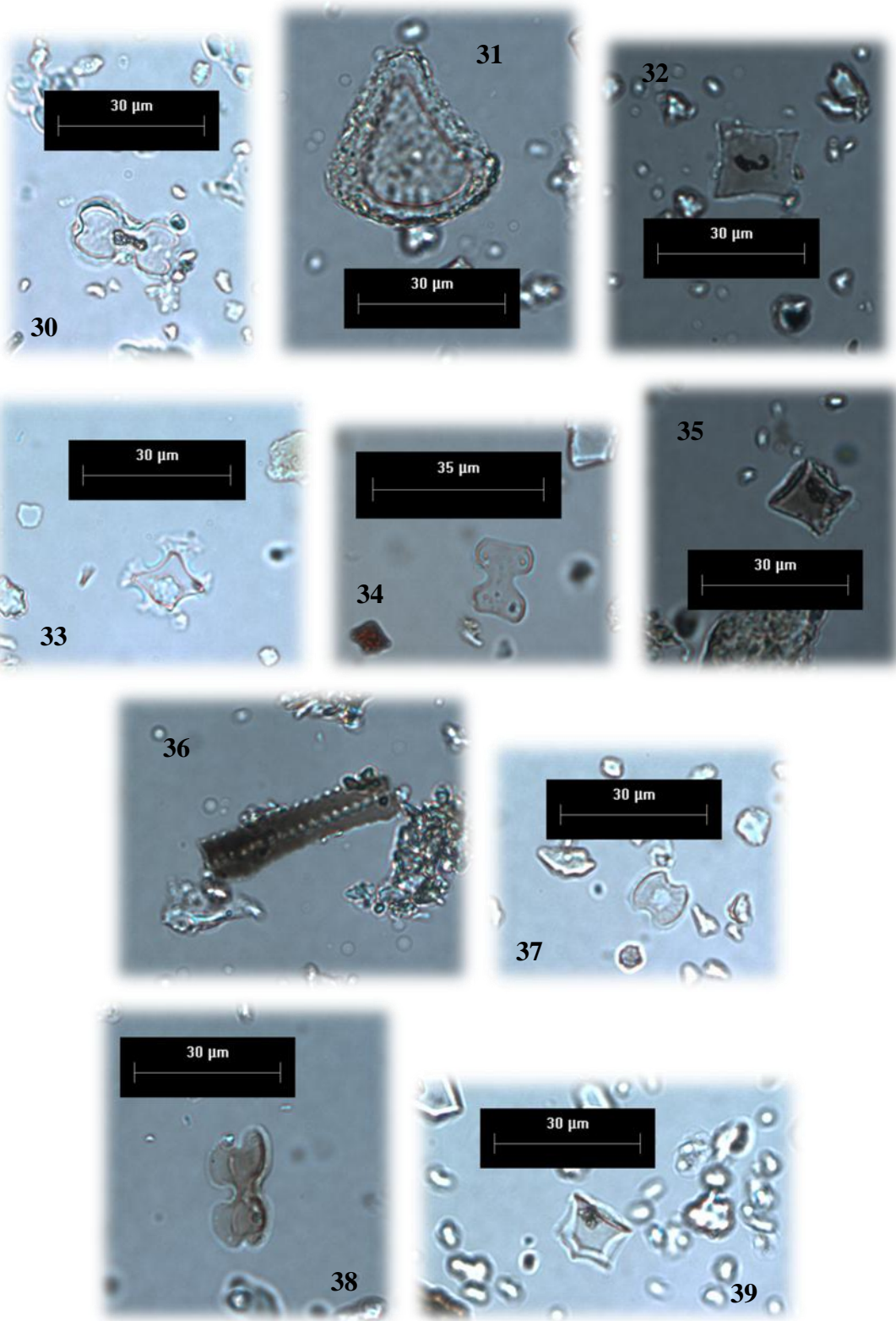
- Vos, Jean de, 1996, Donde abundaron los monos sagrados, Semblanza del río Usumacinta: Arqueología MEXICANA, 22, 54-63.
- Watson, L., Clifford, HT and Dallwitz, MJ, 1985, The classification of Poaceae: Subfamilies and supertribes: Australian Journal of Botany, 33, 433-484.
- Webster, D., 2002, The Fall of the Ancient Maya: London, Thamesand HudsonLtd.
- Webster-W., J., Brook-A., G., Railsback-Bruce, L., Cheng, H., Edwards-Lawrence, R., Alexander, C., Reeder-P., P., 2007, Stalagmite evidence from Belize indicating significant droughts at the time of Preclassic Abandonment, the Maya Hiatus, and the Classic Maya collapse: PALAEO, 250, 1-17pp.
- White, C.D., Schwarcz, H.P., 1989. Ancient Maya diet as inferred from isotopic and chemical analyses of human bone: Journal of Archaeological Science, 16, 451-474.
- Wilding, L.P., Drees, L.R., 1974, Contributions of forest opal and associated crystalline phases to fine silt and clay fractions of soils: Clays Clay Miner., 22, 295-306.
- Wust, R.A.J., Bustin, R.M., 2003. Opaline and Al–Si phytoliths from a tropical mire system of West Malaysia: abundance, habit, elemental composition, preservation and significance. Chem. Geol., 200, 267-292.

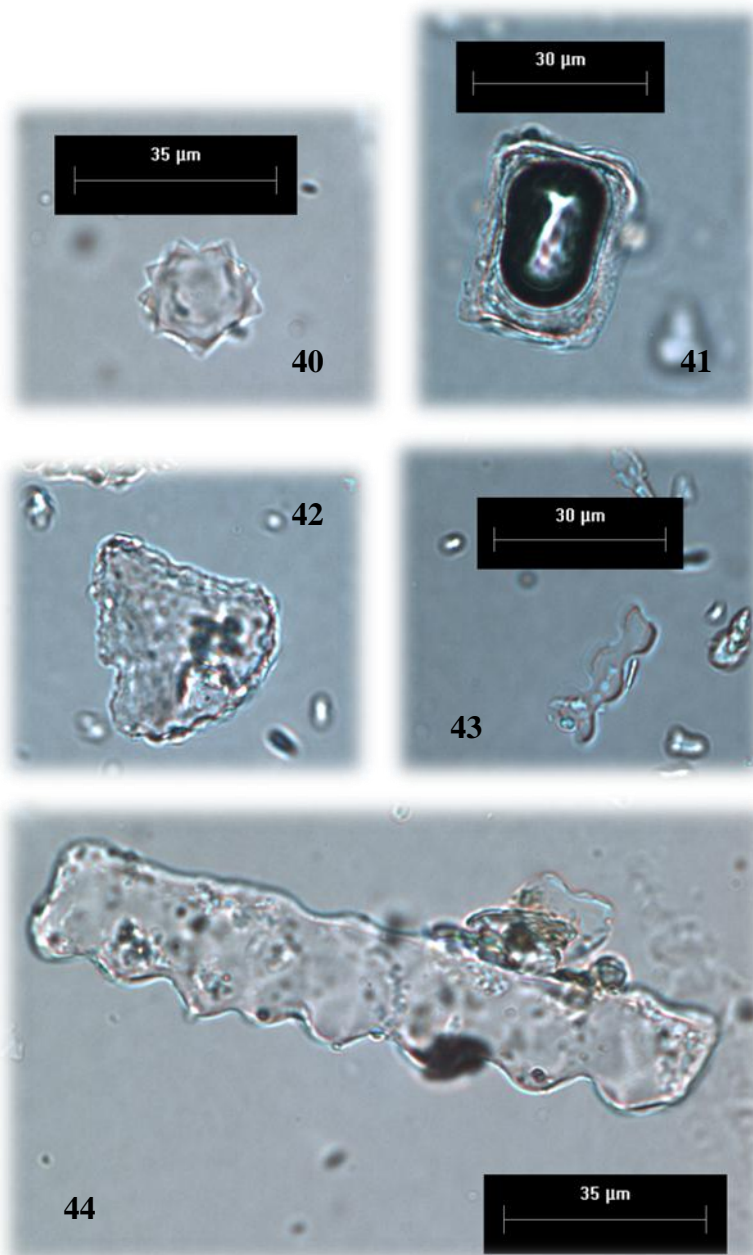
ANEXO 1.
Fotografías de Morfotipos











Fotografías de algunas representaciones de morfotipos de fitolitos. 1, 24, 31, 42) Buliforme; 2) Cyperaceae; 3) Bambusoideae; 4, 37) Chloridoideae; 5, 41) cuadrado, tipo de conífera; 6, 9, 22) *Zea mays*; 7, 21, 29, 40) Arecaceae; 8, 27) Apuntada; 10, 11, 15, 16, 18, 19, 30, 34, 38, 43) Panicoideae; 12, 14, 33) morfotipo cruz; 13, 20, 23, 26, 36, 44) Elongado crenado; 17) Pooideae; 25, 32, 39) morfotipo trapezoide; 28, 35) Arundineae. Microscopio petrográfico, objetivo 40x.