



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

**PALEOAMBIENTES DEL CUATERNARIO TARDÍO EN
SONORA A PARTIR DEL REGISTRO
PALEOPEDOLÓGICO.**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA
(GEOLOGÍA AMBIENTAL)

PRESENTA:

TAMARA CRUZ Y CRUZ

JURADO EXAMINADOR:

DR. SERGEY SEDOV
DR. LORENZO VÁZQUEZ SELEM
DRA. BEATRIZ ORTEGA GUERRERO
DRA. ELIZABETH SOLLEIRO REBOLLEDO
DRA. GUADALUPE SÁNCHEZ MIRANDA



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.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO

INSTITUTO DE GEOLOGIA
APARTADO POSTAL 70-296 CIUDAD UNIVERSITARIA
04510 MEXICO, D. F.

Cd. Universitaria a 17 de marzo de 2011.

DRA. ELSA LETICIA FLORES MÁRQUEZ
Coordinadora Programa de Posgrado en
Ciencias de la Tierra

Por medio de la presente me permito informarle que he revisado el trabajo que presenta la alumna TAMARA CRUZ Y CRUZ, para obtener el grado de Maestría en Ciencias (Geología Ambiental), el cual lleva por título: "PALEOAMBIENTES DEL CUATERNARIO TARDÍO EN SONORA A PARTIR DEL REGISTRO PALEOPEDOLÓGICO"; y considero que la tesis presentada reúne los requisitos para que el alumno pueda graduarse.

Sin más por el momento, y agradeciendo la atención que se sirva prestar a la presente, reciba un cordial saludo.

Atentamente:

Dr. Sergey Sedov
Instituto de Geología
Investigador Titular



Tel. 5622 4335
Fax. 5616 2145
www.igeograf.unam.mx
Circuito Exterior s/n,
Ciudad Universitaria,
CP 04510 México DF,
Apdo. Postal 20-850

México, D. F., a 3 de mayo de 2011

DRA. ELSA LETICIA FLORES MÁRQUEZ
COORDINADORA DEL POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA, UNAM
P R E S E N T E

Estimada Dra. Flores Márquez:

Por medio de la presente le informo que he revisado la tesis de maestría presentada por la estudiante **TAMARA CRUZ Y CRUZ**, titulada *"Paleoambientes del Cuaternario Tardío en Sonora a partir del registro paleopedológico"*.

Considero que la tesis cubre los requisitos señalados en los lineamientos académicos del Posgrado en Ciencias de la Tierra, por lo cual le comunico mi voto aprobatorio para que la alumna pueda continuar con los trámites correspondientes a su titulación.

Sin otro particular, le envío un cordial saludo.

Atentamente

Dr. Lorenzo Vázquez Selem
Integrante del Jurado



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO



Cd. Universitaria, 3 de junio 2011.

DRA. ELSA LETICIA FLORES MÁRQUEZ
Coordinadora Programa de Posgrado en
Ciencias de la Tierra

Por medio de la presente me permito informarle que he revisado el trabajo que presenta la alumna **TAMARA CRUZ Y CRUZ**, para obtener el grado de Maestría en Ciencias (Geología Ambiental), el cual lleva por título: "PALEOAMBIENTES DEL CUATERNARIO TARDÍO EN SONORA A PARTIR DEL REGISTRO PALEOPEDOLÓGICO"; y considero que la tesis presentada reúne los requisitos para que el alumno pueda graduarse.

Sin más por el momento, y agradeciendo la atención que se sirva prestar a la presente, reciba un cordial saludo.

Atentamente,

Dra. Beatriz Ortega Guerrero
Investigador Titular B



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO

INSTITUTO DE GEOLOGIA
APARTADO POSTAL 70-296 CIUDAD UNIVERSITARIA
04510 MEXICO, D. F.

Cd. Universitaria a 17 de marzo de 2011.

DRA. ELSA LETICIA FLORES MÁRQUEZ
Coordinadora Programa de Posgrado en
Ciencias de la Tierra

Por medio de la presente me permito informarle que he revisado el trabajo que presenta la alumna TAMARA CRUZ Y CRUZ, para obtener el grado de Maestría en Ciencias (Geología Ambiental), el cual lleva por título: "PALEOAMBIENTES DEL CUATERNARIO TARDÍO EN SONORA A PARTIR DEL REGISTRO PALEOPEDOLÓGICO"; y considero que la tesis presentada reúne los requisitos para que el alumno pueda graduarse.

Sin más por el momento, y agradeciendo la atención que se sirva prestar a la presente, reciba un cordial saludo.

Atentamente:

Dra. Elizabeth Solleiro Rebolledo
Instituto de Geología
Investigador Titular



Hermosillo, Sonora a 11 de junio de 2011

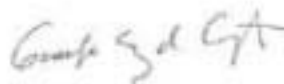
Asunto: Voto aprobatorio

Dra. Leticia Flores Márquez
Coordinadora Programa de Posgrado en Ciencias
de la Tierra

Por medio de la presente me permito informarle que he revisado el trabajo que presenta la alumna **Tamara Cruz y Cruz**, para obtener el grado de **Maestro en Ciencias**, el cual lleva por título: **"PALEOAMBIENTES DEL CUATERNARIO TARDÍO EN SONORA A PARTIR DEL REGISTRO PALEOPEDOLÓGICO"** Considero que la tesis presentada reúne los requisitos para que el alumno pueda graduarse.

Sin más por el momento, y agradeciendo la atención que se sirva prestar a la presente, reciba un cordial saludo.

Atentamente



DRA. GUADALUPE SANCHEZ MIRANDA
CENTRO INAH SONORA

Centro **INAH** Sonora • MUSEO DE SONORA

José Gerardo Pérez del Río y Pbro. Esteban Serrano; (antigua presidencia); cd. La Matanza, c.p. 83080; apartado postal 1694
teléfonos: Administración (562) 2-17-27-14; fax 2-17-05-90 • Investigación Tel./Fax (562) 2-13-12-04 • Museo de Sonora: (562) 2-17-00-07
Hermosillo, Sonora, México

PARA:

**ÁMBAR
ISIDRA
NEMESIO
OSCAR
IRINA
IVÁN
AMEYALI
BALAM**

SERAFÍN

***Porque compartimos memorias,
historias y anhelos.***

AGRADECIMIENTOS:

Agradezco especialmente a la Dra. Elizabeth Solleiro Rebolledo y a mi director de tesis, el Dr. Sergey Sedov, por la oportunidad de ingresar al universo de las ciencias de la tierra y al grupo de paleosuelos, además de las enseñanzas y todo el apoyo brindado a lo largo de mis estudios de posgrado y durante la realización de la investigación.

Asimismo, agradezco a los miembros del jurado que examinó mi tesis: Dr. Lorenzo Vázquez Selem, Dra. Beatriz Ortega Guerrero y Dra. Guadalupe Sánchez Miranda, por sus valiosos comentarios que permitieron mejorar la calidad del trabajo.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por la beca para estudios de maestría, de agosto de 2008 a julio de 2010, con el registro de becaria 268648/222142.

A la Coordinación de Estudios de Posgrado y al Instituto de Geología de la UNAM, por el apoyo durante la realización de los estudios de posgrado. Asimismo, agradezco al Instituto de Geología por la beca otorgada para la terminación de la tesis, de agosto a diciembre de 2010.

A los proyectos PAPIIT IN117709 “Paleosuelos y pedosedimentos en las secuencias aluviales de México como indicadores de cambio ambiental en el Cuaternario” y PAPIIT IN110710 “Carbonatos pedogenéticos en diversos geosistemas de México: indicadores de cambio ambiental del Cuaternario tardío”, los cuales financiaron la investigación.

Al proyecto “Sekundärkarbonate in Böden arider Gebiete Mexikos als Indikatoren spätquartärer Umweltveränderungen” financiado por DEUTSCHE FORSCHUNGSGEMEINSCHAFT (DFG-Alemania), con el que se realizó la primera etapa del trabajo de campo.

Al “Proyecto Arqueológico La Playa, Sonora” y a la Dra. Elisa Villalpando Canchola, por las facilidades otorgadas para visitar el sitio y coleccionar las muestras de las secuencias pedosedimentarias.

Al Dr. Jorge Gama, por su invaluable asesoría en los estudios de posgrado y en el proceso de la investigación.

Al M. en C. Jaime Díaz, por el apoyo, orientación y asesoría durante la realización de los análisis.

A la M. en C. Kumiko Shimada, por su apoyo para la cuantificación del Fe libre por absorción atómica y la determinación de carbono orgánico.

A la Dra. Teresa Pi, por su apoyo para el análisis e identificación de las arcillas mediante la difracción de RX.

A los Mtros. Edith Cienfuegos y Pedro Morales, del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), por el apoyo para la determinación de la composición isotópica del carbono.

Al Sr. Eligio Jiménez, por la elaboración de las secciones delgadas.

Al Dr. Héctor Cabadas, por su ayuda para la identificación de los minerales con el microscopio petrográfico.

Al M. en C. Serafín Sánchez, por sus valiosas sugerencias y comentarios durante las diversas etapas de realización de la tesis.

Al Dr. Thierry Calmus, de la Estación Regional del Noroeste, del Instituto de Geología, por el apoyo otorgado durante las salidas a campo.

Al Dr. Alejandro Terrazas y a la Mtra. Martha Benavente, por su asesoría sobre la arqueología del norte de México.

A mis compañeros del grupo de paleosuelos y a mis colegas geoarqueólogos, por el apoyo, la convivencia y la retroalimentación.

CONTENIDO:

RESUMEN	1
INTRODUCCIÓN	3
CAPÍTULO I. LAS CONDICIONES PALEOAMBIENTALES EN EL NOROESTE DE MÉXICO A LA LLEGADA DE LOS PRIMEROS POBLADORES: UN PROBLEMA A RESOLVER.	6
I.1.- Planteamiento del problema.	7
I.2.- Justificación.	8
I.3.- Hipótesis.	10
I.4.- Objetivos.	11
CAPÍTULO II.- MARCO TEÓRICO.	12
II.1.- Cambios climáticos durante el Cuaternario.	13
II.2.- Condiciones ambientales Pleistoceno-Holoceno en el Noroeste de México y Suroeste de E.U.	24
II.3.- Los paleosuelos como indicadores paleoambientales (memoria edáfica).	29
II.4.- Los primeros pobladores en la región.	31
CAPÍTULO III.- ÁREA DE ESTUDIO.	36
III.1.- Localización.	36
III.2.- Fisiografía.	37
III.3.- Geología.	38

III.4. Geomorfología	41
III.5.- Edafología.	42
III.6.- Clima.	43
III.7.- Vegetación.	43
CAPÍTULO IV.- MATERIALES Y MÉTODOS.	44
IV.1.- Análisis de campo.	44
IV.2.- Análisis de laboratorio.	47
CAPÍTULO V.- RESULTADOS	58
V.1.- Descripción de perfiles en campo.	59
V.2.- Resultados de los análisis en laboratorio.	77
CAPÍTULO VI.- DISCUSIÓN	110
VI.1. Sedimentos y procesos sedimentarios del Pleistoceno y Holoceno.	110
VI.2. Pedogénesis	114
VI.3. Condiciones ambientales predominantes durante el Pleistoceno tardío.	124
VI.4. Condiciones ambientales predominantes durante el Holoceno.	126
VI.5. Correlación con registros previos.	128
CAPÍTULO VII. CONCLUSIONES	131

FIGURAS

Figura 2.1. Esquema que muestra las reversiones magnéticas terrestres.	17
Figura 2.2. Esquema de las Etapas Isotópicas de Oxígeno registradas en un núcleo de hielo de Groenlandia.	20
Figura 2.3. Circulación atmosférica actual en la Rep. Mex.	28
Figura 2.4. Modelos de poblamiento de América.	32
Figura 3.1 Sonora: Provincias fisiográficas y áreas de estudio. 1)Desierto de Sonora, 2) Golfo de California, 3) Sierras y Valles paralelos, 4) Sierra Madre Occidental.	36
Figura 3.2. Mapa geológico del sitio de La Playa, Sonora.	40
Figura 3.3. Mapa geológico de Huebampo, Sonora.	41
Figura 4.1. Sitio arqueológico La Playa.	45
Figura 4.2. Huebampo, Sonora.	46
Figura 5.1. Esquema de los perfiles analizados.	58
Figura 5.2. Hornos 1: Suelo San Rafael.	62
Figura 5.3. Perfil Hornos 2: Suelo Boquillas.	64
Figura 5.4. Perfil Canal 2: Suelo Boquillas	66
Figura 5.5. Perfil Don 3	68
Figura 5.6. Perfil Don 2	70
Figura 5.7. Ubicación de perfiles con paleosuelos rojos en el N de Sonora.	72
Figura 5.8. Ubicación de perfiles con paleosuelos rojos en el S de Sonora.	73
Figura 5.9. Paleosuelo rojo en un corte de carretera. Perfil Carbo.	74
Figura 5.10. Paleosuelo rojo aflorando en superficie. Perfil Querobabi.	74
Figura 5.10. Perfil Kino	76
Figura 5.11. Gráficas de Textura. Canal 2, Hornos 2 y Hornos 1 de La Playa, Don 2 y Don 3 de Huebampo.	81
Figura 5.12. Susceptibilidad magnética La Playa. Canal 2, Hornos 2 y Hornos 1.	83

Figura 5.13. Hierro extractable.	85
Figura 5.14. Porcentaje de Carbonatos.	87
Figura 5.15. Porcentaje de COT.	89
Figura 5.16. Correlación de perfiles.	98
Figura 5.17. Rasgos micromorfológicos de los suelos formados en el Pleistoceno.	100
Figura 5.18. Rasgos micromorfológicos de los suelos formados en el Pleistoceno.	101
Figura 5.19. Rasgos micromorfológicos de los suelos formados en el Pleistoceno.	102
Figura 5.20. Rasgos micromorfológicos de los suelos formados en el Pleistoceno..	103
Figura 5.21. Rasgos micromorfológicos de los sedimentos.	105
Figura 5.22. Rasgos micromorfológicos de los sedimentos.	106
Figura 5.23. Rasgos micromorfológicos de los suelos desarrollados durante el Holoceno	108
Figura 5.24. Rasgos micromorfológicos de los suelos desarrollados durante el Holoceno	109
Figura 5.25. Rasgos micromorfológicos de los suelos desarrollados durante el Holoceno.	110

TABLAS

Tabla 5.1. Muestras analizadas	59
Tabla 5.2. Localización de paleosuelos rojos.	71
Tabla 5.3. Edades obtenidas por radiocarbono.	90
Tabla 5.4: Rangos de referencia del $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ (‰) para los tipos de vegetación y climas asociados.	92
Tabla 5.5. Resultados de los isótopos de Carbono de la Materia Orgánica del suelo.	92
Tabla 5.6. Resultados de la Difracción de Rx a la fracción arcilla.	94

RESUMEN

El territorio que abarca el noroeste (NW) de México y el suroeste (SW) de Estados Unidos comprende regiones que comparten condiciones geomorfológicas y climáticas similares, así como complejos culturales semejantes. En Sonora se han hallado evidencias de ocupación humana temprana por parte de grupos Paleoindios y Clovis desde el periodo Paleoindio temprano (13,000 hasta el 10,500 A.P.), en sitios como La Playa, Fin del Mundo, El Bajío y El Arenoso (Sánchez y Carpenter, 2003; Carpenter *et al.*, 2003; Terrazas, 2006), entre otros. Se considera que, como producto de los cambios ocurridos por el fin del periodo glacial más reciente, en la región se desarrollaron climas templados, con mayor diversidad y abundancia en los ecosistemas y que dichas condiciones pudieron facilitar el establecimiento de los primeros pobladores en esa región a finales del Pleistoceno y principios del Holoceno. Pese a ello, la diversidad de los ambientes locales promovidos por el cambio climático durante la transición Pleistoceno-Holoceno ocurridos en ese territorio ha sido poco estudiada, si bien existen estudios de registros ambientales en sedimentos lacustres, secuencias aluviales, rellenos de madrigueras de roedores fósiles, y estudios paleopedológicos, no existe un modelo paleoambiental que cubra esa extensión territorial, ya que la mayoría de estudios al respecto se han enfocado principalmente al centro y sureste del país.

Tales condiciones quedaron registradas en los suelos desarrollados en ese entonces, por lo que, a partir de la evaluación de los indicadores paleopedológicos en los paleosuelos existentes, será posible reconstruirlas, ya que sus registros tienen una alta resolución espacial, lo que permite reconstruir la variabilidad espacial de los paleoambientes. De tal manera que esta investigación tiene como objetivo proporcionar un panorama sobre el cambio ambiental ocurrido durante la transición Pleistoceno-Holoceno en el noroeste de México y suroeste de E.U. y discutir sobre las condiciones ambientales existentes a la llegada de los primeros pobladores a esa región, a partir de indicadores paleopedológicos.

Para ello, se tomaron muestras de secuencias edafosedimentarias aluviales en el Sitio de La Playa, municipio de Trincheras, ubicado al NW del estado de Sonora, por ser uno de los sitios con evidencias de ocupación humana de al menos 10,000 años, así como en Huebampo, al sur del estado, que muestra características morfológicas similares, con la intención de correlacionar ambas secuencias. La metodología implementada abarcó investigación bibliográfica y cartográfica, descripción de perfiles y muestreo en campo, análisis en laboratorio de los indicadores paleopedológicos -textura, susceptibilidad magnética, Fe en extracción selectiva, carbonatos, materia orgánica, difracción de Rx, composición isotópica del C, fechamientos por radiocarbono- y micromorfología.

La investigación documental corroboró la escasez de estudios paleoambientales en el área de estudio; la evaluación en campo de las secuencias edafosedimentarias en el sitio de La Playa permitió identificar las características morfológicas de al menos tres paleosuelos (separados por aluviones) que evidencian diferencias sustanciales de procesos pedogénicos involucrados en su formación (reductomorfía, carbonatación, acumulación de humus, principalmente), mismos que se muestrearon para su análisis en laboratorio. Los resultados obtenidos hasta ahora permiten diferenciar claramente tres ambientes de formación de suelo alternados con periodos de alta erosión y sedimentación. El paleosuelo más antiguo analizado muestra características reductomórficas que evidencian condiciones de precipitación abundante durante el Pleistoceno tardío, el siguiente muestra condiciones de aridez que promovieron la formación de un suelo carbonatado que data de hace unos 15,000 años (para finales del Pleistoceno) y sobre ellos tenemos una secuencia policíclica de suelos con desarrollo incipiente, que concluye con evidencias de ocupación humana fechadas en aproximadamente 3,000 años; por lo que ésta secuencia proporciona registros de los cambios ambientales durante la transición Pleistoceno-Holoceno, hasta fechas relativamente recientes.

INTRODUCCIÓN

Actualmente, los estudios sobre cambio climático han promovido el interés sobre las reconstrucciones paleoambientales, principalmente de los periodos recientes, para obtener registros sobre la evolución pasada del clima de la Tierra, que sean de utilidad para el estudio de la evolución del clima actual.

El periodo geológico más reciente es el Cuaternario, en donde han ocurrido los ciclos *glacial-interglacial*, que promovieron los procesos que generaron el relieve actual (tales como los ríos, las fluctuaciones en el nivel del mar y de los cuerpos de agua continentales), permitieron gran variabilidad en los ecosistemas, así como la expansión de los seres vivos. Durante el Cuaternario (en el Pleistoceno) aparecieron los humanos modernos, y durante la transición Pleistoceno-Holoceno migraron hacia América; tuvo lugar la extinción de la megafauna, y el clima del planeta evoluciona hasta las condiciones actuales.

De acuerdo con los modelos paleoclimáticos globales, durante el Pleistoceno tardío predominaron los climas secos (Último Máximo Glacial) en gran parte del planeta, dada la poca humedad atmosférica asociada a las bajas temperaturas planetarias, lo que se ha corroborado al estudiar secuencias pedosedimentarias de *loess-paleosuelos* en Europa y Asia (Bronger *et al*, 1998; Dodonov *et al*, 2006), cuyos periodos de predominancia de procesos de erosión/sedimentación que originaron los depósitos de loess, coinciden con los periodos glaciares. No obstante, hay evidencias que muestran que en el mismo periodo, para el SW de E.U. (Arizona y Nuevo México), y NW de México (Sonora, Chihuahua, Baja California) se desarrollaron climas templados y húmedos (Holmgren *et al*, 2003; McAuliffe *et al*, 1998; Van Devender, 1973, 1990 y 1994; Hall, 1988; Anderson, 1995; Rhode, 2001; Lozano *et al*, 2002; Nordt, 2003; Metcalfe *et al*, 2002), lo que contrasta con las tendencias generales documentadas.

Es por ello que el estudio de las tendencias particulares de la evolución del clima en el norte de Sonora revisten especial interés, puesto que en los suelos se han identificado rasgos claros de los cambios en las condiciones ambientales, con

lo que su análisis permitirá inferir las características climáticas locales durante el Pleistoceno tardío–Holoceno, las cuales no han sido tipificadas, y relacionarlas con los inicios del poblamiento en el continente.

Para ello, en este trabajo se analizan secuencias pedosedimentarias localizadas en el norte y sur de Sonora, a partir del análisis de la *memoria edáfica* (Targulian *et al*, 1996 y 2004; Bronger *et al*, 1998), partiendo de que la incidencia de los factores formadores condiciona el desarrollo de características específicas en el suelo, y las condiciones climáticas (temperatura y precipitación) inciden directamente sobre el tipo de procesos pedogénicos y su velocidad, con lo que al identificar los procesos, pueden inferirse las condiciones climáticas que predominaron durante la formación de los suelos y le confirieron sus rasgos característicos.

La investigación se realizó en dos partes: a) trabajo en campo para ubicar perfiles que contuvieran paleosuelos, describir cada uno de los horizontes identificados y coleccionar muestras para los diversos análisis de los indicadores pedológicos relacionados con el ambiente de formación de los suelos; y b) analizar las muestras obtenidas con diversas técnicas para evaluar las características físicas, químicas y micromorfológicas que permitan identificar los procesos pedogénicos involucrados en el desarrollo del suelo.

En campo se seleccionaron dos sitios, el primero en el norte de Sonora, en el sitio arqueológico de La Playa, y el segundo en el sur, en la localidad de Huebampo. Ambos sitios presentan secuencias pedosedimentarias de paleosuelos policíclicos y poligenéticos, donde los paleosuelos más profundos muestran características asociadas a climas húmedos en los que predomina el intemperismo químico, asociadas con características de climas más secos. En Huebampo, dichos paleosuelos rojos afloran en la superficie, mientras que en La Playa se encuentran debajo de un depósito sedimentario limoso sobre el que se formaron suelos cumúlicos menos evolucionados, con características comunes a ambientes secos.

Con base en esto, el objetivo principal del presente trabajo es identificar los ambientes de formación de los paleosuelos y correlacionarlos con el inicio de la

ocupaciones humanas en la región, partiendo de la hipótesis de que los primeros pobladores se desarrollaron bajo climas húmedos, tal y como se refiere en el Capítulo I, en donde se expone la problemática que origina la investigación, las hipótesis de resolución y los objetivos de la misma. En el Capítulo 2 se proporciona un panorama general sobre los cambios climáticos durante el Cuaternario, sus causas y la manera en la que se han establecido los registros indicadores de cambio climático; el concepto de suelo y de memoria edáfica como registros del ambiente y se comenta sobre los primeros pobladores de la zona de estudio. Todo ello proporcionará las bases teóricas a partir de las cuales se interpretarán los resultados. El Capítulo 3 trata sobre la ubicación y características del área de estudio, enfatizando las particularidades geológicas, de clima y vegetación actuales, que servirán de punto de partida para la interpretación. El Capítulo 4 desglosa la metodología utilizada para el desarrollo de la investigación, en donde se enumeran las actividades de campo y las técnicas analíticas propuestas para evaluar los indicadores paleopedológicos, cuyos resultados se exponen en el Capítulo 5, tanto los del trabajo de campo, como los de los análisis de laboratorio, mismos que se discuten ampliamente en el Capítulo 6, y constituyen el punto de partida para la interpretación paleoambiental.

Finalmente, en el Capítulo 7 se exponen las conclusiones obtenidas a partir del desarrollo de la investigación y se proponen las tendencias climáticas regionales prevalecientes al inicio del poblamiento en la región hace 13,000 años, así como las del momento de ocupación principal del sitio arqueológico de La Playa.

CAPÍTULO I.- LAS CONDICIONES PALEOAMBIENTALES EN EL NOROESTE DE MÉXICO A LA LLEGADA DE LOS PRIMEROS POBLADORES: UN PROBLEMA A RESOLVER.

En el estado de Sonora se han hallado evidencias de ocupación humana temprana por parte de grupos Paleoindios y Clovis, que arribaron a la región en el Cuaternario tardío y se han documentado para el Paleoindio temprano (11,650 A.P. – 10,250 A.P.) en el noroeste del estado, en sitios como La Playa, El Bajío, Fin del Mundo (Carpenter *et al.*, 2003; Sánchez, 2003; Sánchez *et al.*, 2009) y El Arenoso (Terrazas, 2006), entre otros. El sitio de La Playa, en particular, muestra evidencias humanas desde hace más de 10,000 años, entre el *Pleistoceno terminal* (ca. 12,500 – 8,500 a.C.) y *Holoceno temprano* (8,500 – 5,500 a.C.) (Carpenter *et al.*, 2003; Sánchez, 2003; Carpenter, 2009).

Se considera que las condiciones ambientales imperantes en la región en ese entonces eran más templadas y húmedas, de acuerdo con algunos estudios existentes en Arizona, Nuevo México, Chihuahua y Baja California (Holmgren *et al.*, 2003; McAuliffe *et al.*, 1998; Van Devender, 1973, 1990 y 1994; Peñalba y Van-Devender, 1998; Metcalfe *et al.*, 2002; Rhode, 2001; Lozano *et al.*, 2002; Nordt, 2003; Metcalfe, 2006, entre otros), si bien no existen estudios específicos en Sonora que permitan reconstruir las características ambientales, con lo que la información que permitiría contextualizar las características del entorno ambiental en el que los primeros grupos humanos se asentaron en la región es muy escasa, pese a que el ambiente condicionó el tipo de recursos naturales con los cuales resolvieron sus necesidades de subsistencia. Por ello, la realización de una propuesta sobre las condiciones ambientales existentes durante la transición Pleistoceno-Holoceno es indispensable para explicar de manera integral las condiciones en las que ocurrieron los inicios del poblamiento humano en la región.

Comúnmente, los estudios con fines de recrear características paleoambientales se realizan en secuencias sedimentarias, preferentemente lacustres, que por sus características permiten la preservación de elementos que sirven como indicadores de características específicas del ambiente, tales como

diversos tipos de organismos, polen, fitolitos, que pueden identificarse y, con base en ellos, establecer los diferentes tipos de ambientes.

Pero en los sitios donde no existen tales registros, es posible acceder a otro tipo de materiales que también son indicadores de ciertas características del ambiente, como los suelos y paleosuelos. Debido a que los suelos evolucionan a partir de la incidencia de los factores formadores (material parental, clima, vegetación, organismos y tiempo), los cuales promueven los diversos procesos pedogénicos, adquieren características específicas que pueden identificarse. Entre los factores formadores, el clima tiene un papel fundamental, ya que condiciona el tipo de procesos pedogénicos y su velocidad, con lo que al identificar los procesos, pueden conocerse las condiciones climáticas.

En este capítulo se plantea la necesidad de determinar las características paleoambientales de Sonora durante la transición Pleistoceno-Holoceno, con el objetivo de proporcionar un panorama del tipo de ambientes a los que se enfrentaron los primeros grupos humanos que habitaron en la región.

I.1.- PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El Cuaternario, que inició hace 2.59 millones de años (Grandstein *et al.*, 2004; International Stratigraphic Chart, 2008), y comprende al Pleistoceno y al Holoceno, se ha caracterizado por la ocurrencia de *ciclos glaciales*, que son oscilaciones entre *períodos glaciales* e *interglaciales*, mismos que se explican a través de los ciclos de Milankovitch (Pillans *et al.*, 1998; Labeyrie *et al.*, 2006). Se sabe que hace unos 21,000 años se dio el máximo del ciclo glacial más reciente, por lo que áreas extensas del Hemisferio Norte fueron cubiertas por el hielo (Vázquez, 2007). El territorio de México no fue afectado directamente por el hielo (exceptuando las zonas con altitudes de más de 3000 m, donde se formaron glaciares), pero sí por las bajas temperaturas, que provocaron condiciones climáticas sustancialmente diferentes a las actuales, las cuales han quedado registradas en las secuencias edafosedimentarias de la región.

Actualmente transcurre una época interglacial que se inició hace más de 10,000 años, en la que se ha documentado el inicio del poblamiento de gran parte del territorio mexicano por parte de grupos humanos relacionados con la cultura Clovis (Holliday *et al*, 1994; Ritter, 1991), quienes son los pobladores más tempranos registrados (Sánchez *et al*, 2009; Carpenter, 2009; Villalpando *et al*, 2004, 2005 y 2007).

Como se ha mencionado, la evolución paleoambiental del estado de Sonora ha sido poco estudiada; si bien se han encontrado evidencias de paleolagos en diversos lugares, indicativos de que existió un clima más húmedo que permitió la conformación de cuerpos lacustres y que confirió al paisaje una conformación totalmente diferente a la actual. Tales condiciones ambientales han quedado registradas en las secuencias edafosedimentarias; el análisis de los paleosuelos y de los sedimentos que conforman los paleopedocomplejos característicos de la zona, permite identificar las características distintivas derivadas de los factores ambientales que intervinieron en su formación, lográndose así su reconstrucción.

I.2.- JUSTIFICACIÓN:

El territorio que abarca el noroeste (NW) de México y el suroeste (SW) de Estados Unidos comprende regiones que comparten, además de condiciones geomorfológicas y climáticas similares, grandes complejos culturales estrechamente relacionados entre sí, por lo que puede referirse como un solo territorio de gran extensión. Los diferentes ambientes locales promovidos por el cambio climático durante la transición Pleistoceno-Holoceno ocurridos en ese territorio han sido poco estudiados, si bien existen estudios de registros ambientales en sedimentos lacustres, secuencias aluviales, rellenos de madrigueras de roedores fósiles, y estudios paleopedológicos incipientes, no existe un modelo paleoambiental que cubra esa extensión territorial, ya que la mayoría de estudios al respecto –realizados en el país– se han enfocado principalmente al centro y sureste del país. No obstante, las evidencias muestran

que durante ese periodo hubo climas más húmedos que seguramente permitieron mayor diversidad y abundancia en los ecosistemas, además de cuerpos lacustres; en contraste con una tendencia hacia climas más secos en las regiones centrales y sureñas del país; tales condiciones pudieron facilitar el establecimiento de los primeros pobladores en esa región, que ofrecía una gran diversidad de recursos que seguramente fueron apreciados y aprovechados por ellos.

La llegada de los primeros pobladores al Continente Americano¹ se ha relacionado con el periodo de transición entre el Pleistoceno y el Holoceno. El estudio de las condiciones ambientales que prevalecieron durante ese periodo permitirá contextualizar las condiciones en que se desarrollaron los primeros grupos humanos que habitaron la región comprendida entre el NW de México y el SW de E.U., una herramienta fundamental para entender los procesos de desarrollo cultural, ya que éste es directamente influido por su entorno inmediato, el cual aporta los recursos que facilitan el acomodo, apropiación y modificación del entorno.

La importancia de estudiar estos cambios radica no solamente en lograr una reconstrucción de las condiciones ambientales del región y una mayor comprensión del comportamiento paleoclimático que ha influido en la evolución y conformación del territorio actual, sino que además, por tratarse de una región con evidencias culturales tempranas como las Clovis (Carpenter, 2009), es posible relacionar las condiciones climáticas existentes al inicio del poblamiento y los cambios que en ellas se suscitaron, con los diferentes procesos de conformación y transformación de su cultura, ya que los diferentes hábitats ofrecen diferentes opciones de disponibilidad de recursos, lo que en gran medida influye en sus actividades de subsistencia y, por ende, en su evolución cultural y en sus diversas manifestaciones.

¹ Se manejan dos hipótesis de poblamiento, una postula un poblamiento más temprano, de unos 40,000 años, mientras que la otra postula un poblamiento más reciente, durante la última glaciación (Dixon, 1999; Fiedel, 1996), pero las evidencias existentes para esta región pertenecen a la transición Pleistoceno-Holoceno (Sánchez y Carpenter, 2003; Carpenter, 2009 y Sánchez *et al*, 2009).

Por ello, al documentar las variaciones climáticas que se sucedieron a partir de los inicios del poblamiento y relacionarlas con las evidencias arqueológicas y antropológicas, es posible seguir su desarrollo cultural y documentar las diferentes transformaciones que tuvieron que realizar para adaptarse a los cambios en su entorno a medida que éste se iba transformando de un sitio con clima templado, hasta las condiciones de aridez actuales.

I.3.- HIPÓTESIS:

Se ha establecido que para el Pleistoceno tardío, a nivel global predominaron los climas secos (Frencher y Dodonov, 1998; Bronger, Winter y Sedov, 1998). No obstante, a partir de estudios polínicos y de macrorestos hallados en madrigueras de roedores, se ha propuesto que en el noroeste de México se desarrollaron climas templados durante ese periodo (Rhode, 2001; Metcalfe *et al*, 2002; Lozano-García, *et al*, 2002; Nordt, 2003), lo que habría promovido diversidad en los ecosistemas que habrían permitido condiciones favorables para el establecimiento de grupos humanos en la región.

Debido a que la formación de los suelos responde a las condiciones ambientales predominantes, el estudio de las secuencias edafosedimentarias de los sitios de La Playa, al norte de Sonora, y Huebampo, en la parte sur del estado, permitirá establecer las variaciones climáticas de la región durante el Cuaternario Tardío y relacionarlas con el establecimiento de los primeros grupos humanos en la zona.

I.4.- OBJETIVOS:

OBJETIVO GENERAL:

Reconstruir las características paleoambientales que condicionaron los procesos de formación de los suelos presentes en los perfiles de los sitios de La Playa y Huebampo, Sonora, a través del análisis de las secuencias edafosedimentarias y proporcionar un panorama sobre el cambio climático ocurrido durante la transición Pleistoceno-Holoceno en el Noroeste de México, enfatizando las características ambientales en las que se desarrollaron los primeros pobladores de la región.

OBJETIVOS PARTICULARES:

- Identificar los paleosuelos presentes en las secuencias aluviales y caracterizarlos a través de sus propiedades físicas, químicas y micromorfológicas.
- Reconocer los principales procesos pedogénicos registrados en los paleosuelos, que constituyen su memoria edáfica.
- Identificar el tipo de metabolismo de las plantas (C3/C4) predominante en los paleosuelos, para determinar el tipo de vegetación.
- Con base en lo anterior, realizar inferencias sobre las condiciones climáticas presentes en el momento de formación del suelo.
- Relacionar las condiciones climáticas con los inicios de la ocupación humana en la región.

CAPÍTULO II.- MARCO TEÓRICO.

Dentro del contexto de estudios sobre el cambio climático en sus diversas manifestaciones, es conocido que las variaciones de las condiciones ambientales global y localmente son fenómenos que se han venido produciendo durante toda la evolución de la Tierra. Los factores que determinan este tipo de cambios son diversos, producto de varios fenómenos que han determinado la evolución de la corteza terrestre, los océanos, la atmósfera, la vida y, de especial interés para nosotros, la aparición y desarrollo de la especie humana.

Por ello, es importante el estudio de la evolución de los diversos ambientes que se han sucedido a lo largo del desarrollo del planeta, principalmente los de los periodos geológicos más recientes, como el Cuaternario Tardío, en donde la transición entre el Pleistoceno y el Holoceno está estrechamente relacionada con la llegada de los primeros pobladores al continente americano y con su evolución cultural. Este punto es de particular interés para establecer modelos paleoecológicos que permitan explicar los diferentes factores que inciden en las condiciones ambientales pasadas, así como el tipo de ambientes y hábitats a los que se enfrentaron los primeros pobladores, considerando que los diversos procesos de desarrollo cultural de un pueblo se ven directamente influenciados por las características de su entorno, de donde saldrán los recursos que facilitarán su adaptación, apropiación y modificación de su hábitat y de su estilo de vida.

A lo largo de su desarrollo, la especie humana ha tenido que adaptarse a las condiciones de su entorno, promovidas por las condiciones ambientales, que responden a su vez a múltiples factores derivados del funcionamiento de la geoesfera. Los cambios que por tales fenómenos ha sufrido la Tierra, han modelado el paisaje que observamos e influido en el desarrollo de la vida. Así, desde su aparición sobre la Tierra, la evolución biológica y cultural de la especie humana se ha visto fuertemente influenciada por las fluctuaciones en el clima del planeta, ya que ha tenido que enfrentarse a los diferentes ambientes que ello ha producido.

El cambio climático de grandes dimensiones más reciente, la transición entre un periodo glacial y un interglaciar, sucedió hace unos 11,700 años y coincide con la llegada de los primeros pobladores al continente americano², por lo que el presente trabajo proporcionará un panorama sobre el cambio climático ocurrido durante la transición Pleistoceno-Holoceno en el Noroeste de México y Suroeste de E.U., relacionado con las condiciones ambientales existentes a la llegada de los primeros pobladores a esa región.

II.1.- CAMBIOS CLIMÁTICOS DURANTE EL CUATERNARIO.

Se denomina *cambio climático* a la modificación de las condiciones del clima existente en una región específica, cuando alguno de los parámetros como precipitación y temperatura difieren de sus valores promedio establecidos por un periodo de tiempo prolongado –que puede ser considerado a diferentes escalas- (Magaña, 2004; Vázquez, 2007).

Las variaciones del clima local y regionalmente son fenómenos que se han producido a lo largo de la evolución del planeta, determinados por varios factores relacionados con la dinámica terrestre, principalmente los *Ciclos de Milankovich*, que determinan los grandes cambios climáticos relacionados con los periodos glacial-interglacial: 1) La variación en la excentricidad de la órbita terrestre, que sucede cada 100,000 años. La excentricidad de la órbita fluctúa entre 0.5%, cuando es prácticamente circular, hasta 6% en su máxima elongación; cuando se alcanza la excentricidad máxima, se intensifican las estaciones en un hemisferio y se moderan en el otro. 2) La variación en la inclinación del eje de rotación de la Tierra, que es de 3° y sucede cada 40,000 años, y al aumentar el ángulo de inclinación, cambia el ángulo de incidencia de la energía solar y los cambios

² De acuerdo con la Teoría del Poblamiento Tardío de América, la cual plantea que hace aproximadamente 13,500 años grupos de seres humanos procedentes de Siberia emigraron al continente americano por el puente de Beringia, entrando por Alaska, de donde emigraron hacia el Sur y constituyeron la Cultura Clovis, de la cual descienden los demás pueblos originarios de América (Dixon, 1999; Fiedel, 1996).

estacionales se vuelven más extremosos en ambos hemisferios, ocasionando veranos más cálidos e inviernos más fríos. 3) La variación en el movimiento de precesión terrestre, que se refiere al bamboleo que tiene el eje terrestre, similar al movimiento de un trompo, y que da un giro completo cada 23,000 años, determinando si el verano en un hemisferio dado cae en un punto de la órbita cercano o lejano al Sol (Pillans *et al*, 1998; Riser, 2002; Vázquez, 2007; Labeyrie *et al*, 2006).

Además de estos grandes ciclos, las condiciones climáticas son determinadas por la circulación atmosférica, cuyas fluctuaciones regulan la incidencia y retención de la energía solar y su distribución por el planeta, y la circulación oceánica, cuyo giro se relaciona directamente con las condiciones ambientales. Las fluctuaciones en la circulación atmosférica y la circulación oceánica se originan por la incidencia diferenciada de la energía solar sobre la Tierra (Stewart, 2008).

La incidencia de la luz solar es mayor en el Ecuador y mínima en los polos. En el Ecuador, la energía solar provoca que el aire se caliente, originando un movimiento de convección: el aire caliente es menos denso y asciende, formando una zona de presión baja. Conforme se aleja del Ecuador hacia el N o hacia el S, se enfría y desciende. Esto ocasiona un gradiente de presión y otra masa de aire tiene que remplazarlo, ocasionando que se forme una celda de convección. Cuando el aire ascendente del Ecuador es reemplazado por aire de latitudes más altas, se forman los vientos Alisios, que circulan desde el Trópico (situado a 30° de latitud) hacia la Zona Intertropical de Convergencia -en el hemisferio norte van de NE a SW y en el hemisferio sur de SE a NW- en donde se calientan y vuelven a ascender y circular hacia el Trópico, conformando la Celda de Hadley. De manera similar entre el Trópico y el Frente polar (a 60° de latitud), se generan los vientos del oeste, que circulan de los Trópicos hacia el Frente polar (de SW a NE en el Hemisferio norte y de NW a SE en el hemisferio sur), conformando la Celda de Ferrell. En los polos se forma otra celda de convección que corre del Polo hacia el Trópico en dirección NE-SW en el hemisferio norte y SE-NW en el hemisferio sur. El aire caliente que asciende provoca que las nubes liberen humedad, generando

las lluvias, mientras que cuando descienden, son fríos y secos, por lo que absorben humedad. Es por ello que en el Ecuador hay lluvias, mientras que en los trópicos se crean condiciones de aridez (Ramírez, 2006; Stewart, 2008).

De manera similar, el agua en los océanos es más cálida en la parte ecuatorial y más fría en los polos. La mayor parte de la energía térmica del sol se almacena en el agua oceánica. La energía solar penetra en el agua, que la almacena y la transportan desde el Ecuador hacia los polos. Al circular, el océano libera la energía muy lentamente, de forma paulatina, por todo el globo. Al calentarse, el agua superficial se expande, por lo que en el Ecuador el nivel del mar es hasta 8 cm más alto que en las latitudes medias; esta diferencia en niveles produce una pendiente que provoca el flujo del agua por gravedad. El agua fluye siguiendo la dirección del viento, pero debido al efecto de Coriolis, se desvía de la dirección original y produce las grandes corrientes circulares superficiales en las cuencas oceánicas (en dirección de las agujas del reloj en el hemisferio norte y en sentido contrario en el sur). Además del calor, la diferencia de densidades por la cantidad de sales produce movimiento en el agua, creándose la circulación termohalina. En general, las costas E de los continentes son bañadas por aguas cálidas y vientos húmedos, mientras que las costas W son más frías y secas, y sumamente productivas –por las surgencias³– (Ramírez, 2006; Stewart, 2008).

Es a través de ambos mecanismos (circulación atmosférica y oceánica) que se distribuyen el calor y la humedad sobre la superficie del planeta. Los ciclos de Milankovich transcurren en plazos muy largos, pero las variaciones atmósfera-oceano y su repercusión sobre el clima pueden ser detectadas en periodos relativamente cortos (Tonni *et al*, 1998; Vidal, 2005; Vázquez, 2007).

De entre los diferentes periodos geológicos en los que se ha dividido la historia de la evolución de la Tierra, el más reciente es el Cuaternario, que se subdivide en Pleistoceno (2.59 millones de años A.P. hasta 11,700 años A.P.) y

³ Se denomina **surgencia** al movimientos ascendentes del agua subsuperficial cercana a la costa, generados por el esfuerzo del viento, por las intensas corrientes de frontera Oeste o por otros factores. Las regiones de surgencias costeras generalmente están a lo largo de la frontera Este de los océanos, por lo que afectan a la costa Oeste de los continentes (Stewart, 2003).

Holoceno (11,700 años A.P.) que se mantiene hasta el presente (Grandstein *et al.*, 2004; International Stratigraphic Chart, 2008; Vázquez, 2007).

El Cuaternario es de particular interés debido a que en él se han observado mayor dinamismo y movilidad en el planeta que en los periodos anteriores, evidenciados por registros de variaciones climáticas significativas que promovieron la evolución del relieve actual a través de diversos procesos tales como la formación de ríos y fluctuaciones en los niveles del mar y de los cuerpos de agua continentales; que conllevaron a la variabilidad en los ecosistemas y la expansión de los seres vivos (Riser, 2002; Grandstein *et al.*, 2004; Vázquez, 2007).

Las condiciones climáticas del Cuaternario están condicionado por varios elementos: los Ciclos de Milankovich y la evolución tectónica del Cenozoico, que implicó procesos tales como el desarrollo de la Corriente Circumpolar Antártica que favoreció el crecimiento del casquete polar Antártico, ocasionada por la separación de los continentes Antártico y Australiano y entre Sudamérica y la Antártida (38 millones de años A.P.); la formación de la zona de Indonesia (30 millones de años A.P.), el cierre del Mar de Tetis (14 millones de años A.P.) y la formación del Istmo de Panamá (3 millones de años A.P.) que modificaron las grandes corrientes ecuatoriales; y el levantamiento de las grandes mesetas del Tíbet y del SE de Norteamérica (últimos 10 millones de años), que perturbaron y modificaron la circulación atmosférica. Tales procesos promovieron la formación de casquetes polares en el Hemisferio Norte, creando características geomórficas que no se han modificado sustancialmente en los últimos 3 millones de años; no obstante lo cual, durante los últimos 130,000 años las condiciones climáticas terrestres han tenido oscilaciones drásticas que van de condiciones frías (glaciales) a cálidas (interglaciales) de forma cíclica (Riser, 2002; Imbrie, 1993; Bull, 1991; Labeyrie *et al.*, 2006; Vázquez, 2007).

II.1.1.- El Pleistoceno

El inicio del Cuaternario –y del Pleistoceno- coincide con la inversión del campo magnético de la Tierra⁴ conocido como Gauss-Matuyama, ocurrido hace 2.59 millones de años (McDougall *et al*, 1966 y 1972), pasando de un periodo de polaridad normal (Gauss) a uno de polaridad inversa (Matuyama). Dicho campo volvió a revertirse hace aproximadamente 780,000 años, en lo que se conoce como límite Brunhes-Matuyama (McDougall *et al*, 1966; Opdyke *et al*, 1977, pasando nuevamente a un periodo de polaridad normal que predomina hasta la actualidad (Figura 2.1).

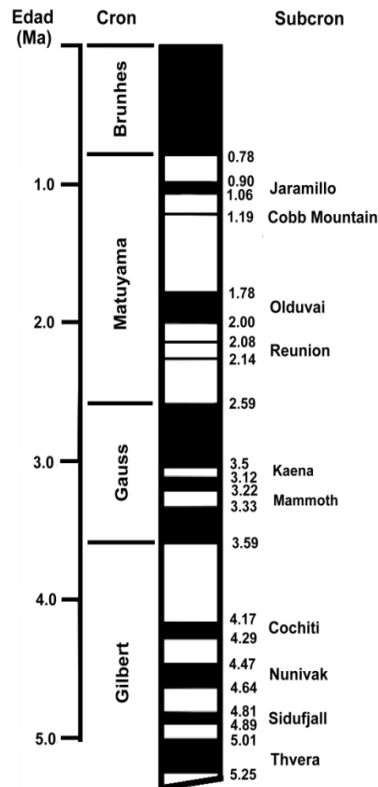


Figura 2.1. Esquema que muestra las reversiones del campo magnético terrestre y su temporalidad (modificado de Mankinen y Wentworth, 2003).

⁴ Se han documentado cambios en la polaridad del campo magnético terrestre de ocurrencia periódica (varía de cientos a miles de años), en los cuales las posiciones del polo norte y sur magnético se intercambian.

Se han documentado al menos cuatro periodos glaciales, todos ellos en el Pleistoceno, denominados en Europa, del más antiguo al más reciente: *Günz*, *Mindel*, *Riss* y *Würm*. En América, dichos ciclos se conocen como: *Nebraska*, *Kansas*, *Illinois* y *Wisconsin*, respectivamente. Asimismo, los periodos interglaciales conocidos para Europa son: *Gunz-Mindel*, *Mindel-Riss*, *Riss-Würm* y *Holoceno*, que en América se denominan: *Aftniano*, *Yarmouth*, *Sangamon* y *Holoceno* (Tabla 2.1.). Durante las glaciaciones los casquetes polares crecieron y los hielos avanzaron hacia al paralelo 40 en algunas zonas, consecuentemente, al estar el agua congelada sobre los continentes, el nivel de los mares se redujo aproximadamente 120 metros, mientras que en los interglaciales aumentaron su nivel por el derretimiento de las capas de hielo. Dichas oscilaciones en las condiciones climáticas globales glacial-interglacial incidieron directamente en las condiciones climáticas locales de cada región y en la variabilidad de los ecosistemas (Vázquez, 2007).

La evidencia más notable de las variaciones climáticas relacionadas con la ocurrencia de los periodos glaciales, se ha obtenido por la determinación de las variaciones en la concentración de isotópos estables de oxígeno en los registros marinos, que demostraron cambios en la temperatura de la Tierra y proporcionaron las bases para gran parte de nuestra comprensión de los climas del pasado. Los registros de isotópos de oxígeno se han utilizado para estimar las temperaturas del agua en el pasado, el tamaño de las capas de hielo y las variaciones locales de la salinidad (Wright, 2000).

Los isotópos estables de oxígeno utilizados en las reconstrucciones paleoclimáticas, son ^{16}O y ^{18}O . El átomo de ^{16}O es el isótopo de oxígeno más abundante en el sistema océano-atmósfera, ya que constituye ~ 99.75% de los átomos de oxígeno total, mientras que el isótopo ^{18}O constituye ~ 0.2%. Para determinar las relaciones de isotópos de oxígeno a partir de materias diversas, se comparan las proporciones de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ con un estándar (*SMOW Standar Mean*

Ocean Water o PDB *Pee Dee Belemnite*⁵), que proporciona los valores de referencia (Wright, 2000).

La relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en el sistema atmósfera-océano no es uniforme, presenta variaciones espaciales y temporales entre el H_2^{18}O y el H_2^{16}O , dependiendo de la temperatura (Craig y Gordon, 1965; Wright, 2000). En general, el agua se evapora en las latitudes bajas y se transporta y se precipita en latitudes altas. Durante la evaporación, ocurre un fraccionamiento entre las moléculas de H_2^{18}O y H_2^{16}O ; las moléculas de H_2^{16}O del vapor de agua se concentran, dejando el agua enriquecida en moléculas de H_2^{18}O . Por el contrario, durante la condensación se concentra el H_2^{18}O en la precipitación (lluvia o nieve), enriqueciendo las nubes (vapor de agua) en H_2^{16}O . Los valores $\delta^{18}\text{O}$ resultantes de las precipitaciones varían en función de la temperatura del aire. En consecuencia, hay grandes variaciones regionales en el valor $\delta^{18}\text{O}$ que son predecibles en función de la precipitación y la temperatura (Dansgaard, 1964; Wright, 2000).

Los registros de $\delta^{18}\text{O}$ de núcleos de sedimentos marinos muestran cambios sincrónicos que pueden utilizarse como herramienta de correlación. Los registros marinos de $\delta^{18}\text{O}$ del Cuaternario reflejan principalmente cambios de temperatura y del volumen del hielo asociados con los ciclos glacial-interglacial. Las bajas temperaturas y un aumento del volumen del hielo durante los intervalos de glaciares provocaron un aumento en el $\delta^{18}\text{O}$ (valores negativos); por el contrario, las temperaturas más cálidas y bajos volúmenes de hielo causaron la disminución del $\delta^{18}\text{O}$ (valores negativos).

⁵ El estándar PDB (*PeeDee Belemnite*) corresponde a un fósil marino del Cretácico (*Belemnitella americana*) de la formación "PeeDee" en Carolina del Sur, E.U. (Guerrero y Berlanga, 2000).

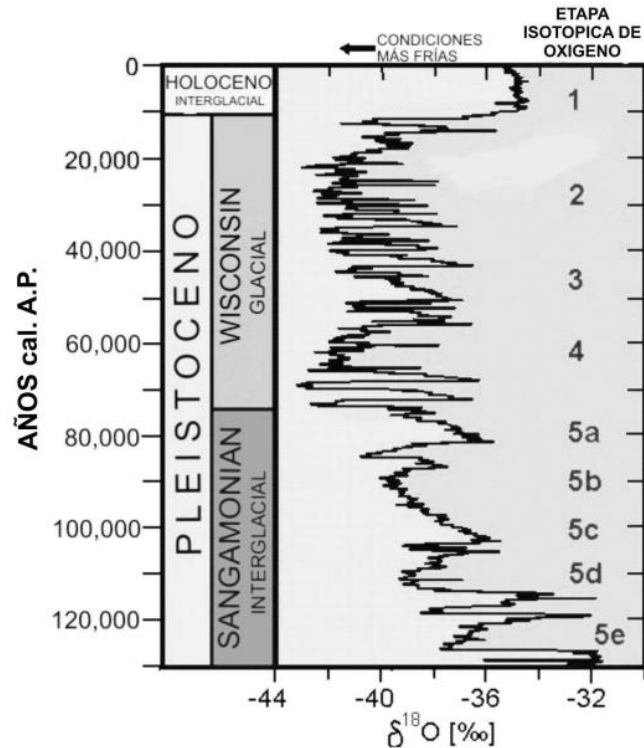


Figura 2.2.- Esquema de las Etapas Isotópicas de Oxígeno registradas en un núcleo de hielo de Groenlandia. Puede observarse que la Etapa 5 se ha dividido en 5 subetapas que indican periodos de cambio de temperatura de mucho menor magnitud (Modificado de Johnsen *et al*, 1995).

A partir de las variaciones isotópica registradas en sedimentos marinos, se han establecido las etapas isotópicas de oxígeno (EIO), designándose las fases cálidas con números impares, contando hacia atrás a partir del Holoceno y las etapas frías con números pares. Por lo tanto, la Etapa Isotópica 1 se refiere al interglacial actual y la Etapa Isotópica 2 se refiere al último glacial (Emiliani, 1955).

De éste modo, las etapas isotópicas registradas durante los últimos 130,000 años parten de la *etapa isotópica de oxígeno 5*, que se da al término del interglacial Sangamon, hace aprox. 120,000 años A.P., en esta etapa se observó un descenso en la temperatura global abrupto (Imbrie *et al*, 1984; Martinson *et al*, 1987). En la *Etapa isotópica de oxígeno 4* se desarrollan las condiciones más frías desde el final del interglacial Sangamon, hace 70,000 años A.P., por lo que se le denomina pleniglacial inferior. El norte de Europa y Canadá se cubrieron de

gruesas capas de hielo. La *etapa isotópica de oxígeno 3* inicia entre los 60,000 y 55,000 años A.P., las condiciones ambientales se tornaron más cálidas (aunque más frías que las actuales). En las regiones tropicales se registran condiciones de humedad, mientras que las latitudes medias desarrollaron condiciones de aridez mayor a las actuales. La *etapa isotópica de oxígeno 2* inicia hace 30,000 años A.P. En ésta se inició otra fase de enfriamiento extremo, con descenso en las temperaturas, expansión de las zonas desérticas y aumento de las grandes masas de hielo. Tales condiciones frías y áridas de extremaron entre los 21,000 y 17,000 años A.P., en el denominado pleniglacial superior, dentro del cual se desarrolla el Último Máximo Glacial hace 21,000 años A.P. Se designa como *etapa isotópica de oxígeno 1* al Holoceno, en donde se desarrolló una alternancia de condiciones frías y cálidas, con transiciones bruscas y en poco tiempo marcadas por periodos *estadiales* – fríos -, e *interestadiales* – cálidos - (Emiliani, 1955; Imbrie *et al*, 1984; Martinson *et al*, 1987).

El periodo glacial más reciente (Wisconsin/Würm) inicia hace 67,000 años, caracterizado por un descenso abrupto en la temperatura global. Durante éste período, las regiones forestales en Norteamérica se expandieron, las masas de hielo continentales aumentaron hasta cientos de metros de espesor y hubo una tendencia global a la aparición de climas más secos en las latitudes medias, por la disminución de agua libre en la atmósfera. El máximo enfriamiento sucedió entre los 21,000 y 17,000 años A.P., durante el Último Máximo Glacial, que a nivel global provocó la formación de desiertos y semidesiertos en grandes extensiones y una disminución drástica de las regiones boscosas (Vázquez, 2007). El enfriamiento extremo provocado por el UMG terminó por los 14,000 años A.P., presentándose un aumento rápido de la temperatura y la humedad, evidenciados en registros del Pacífico Este, China Central, Siberia Occidental y el Mar Árabe.

Hacia el final de Pleistoceno se inicia un nuevo periodo interglacial, por lo que la temperatura global se incrementa y los hielos comienzan a retraerse hacia los polos. No obstante, hay registros de una fase de enfriamiento climático, en

contraste con la entrada al periodo interglacial, que corresponde a un *estadial*⁶, denominado *Younger Dryas*, que ocurrió entre 12,700 y 11,500 AP (Bond *et al*, 1992; Heine, 1994; Alley, 2000).

Durante la transición del *Younger Dryas* al Holoceno, ocurrieron una serie de calentamientos que duraron menos de cinco años cada uno; con una rápida elevación de la concentración de metano en la atmósfera, por lo que se ha propuesto que el calentamiento y humedad en el clima se presentaron a escala global (Bond *et al*, 1992; Heine, 1994; Alley, 2000).

Los estudios paleoambientales en secuencias pedosedimentarias de loess-paleosuelos en algunas regiones de Eurasia como Tadjikistan, China, India (Bronger *et al.*, 1989; Dodonov *et al.*, 2006) y de América, como la pampa Argentina o las Grandes Planicies en E.U. ((Kemp y Zárata, 2000; Fucks y Deschamps, 2008; Jacobs y Mason, 2007) resultan ser archivos detallados sobre cambios climáticos durante el Pleistoceno –aunque no tan precisos como otros registros paleoecológicos- mostrando periodos de transición de fases de clima árido a húmedo y viceversa, en los que los paleosuelos se desarrollaron durante las épocas interglaciares / interestadiales, mientras que los procesos de formación de loess se correlacionan con el aumento de condiciones áridas relacionadas con los periodos glacial/ estadial (Dodonov *et al.*, 2006; Bronger *et al.*).

Es durante el Pleistoceno que aparecen los humanos modernos y, a finales del mismo, durante la transición Pleistoceno-Holoceno, se expanden hacia el continente Americano. También para el Pleistoceno tardío – Holoceno temprano tiene lugar la extinción de la megafauna, la cual está relacionada con los cambios climáticos contrastantes que ocurrieron en ese periodo, por una parte, y con la expansión de los grupos humanos constituidos por sociedades cazadoras-recolectoras que explotaron los recursos faunísticos a gran escala (Rivet, 1995; Dixon, 2001).

⁶ El *estadial* o es un fenómeno de enfriamiento climático de menores dimensiones que los ocurridos en los grandes ciclos glacial-interglacial, y que tiene lugar en periodos de tiempo menores. Dichos fenómenos se han evidenciado en núcleos de hielo de Groenlandia, en sedimento marinos del Atlántico Norte y en polen de Europa y Norteamérica (Bond *et al*, 1993).

II.1.2.- El Holoceno.

El Holoceno es la época geológica más reciente y comprende los últimos 11,500 años. Comienza a partir del final del *Younger Dryas*, cuando se desarrollan temperaturas más cálidas, que originaron la retracción de masas de hielo hacia los polos y, en consecuencia, el ascenso en el nivel de los mares, dando a la superficie del planeta su conformación actual (Vázquez, 2007; International Stratigraphic Chart, 2008). El Holoceno está caracterizado por condiciones ambientales variables durante los últimos 10,000 años.

Durante este periodo, se desarrollan nuevamente bosques en latitudes altas, superándose rápidamente la tendencia hacia condiciones frías y áridas. A nivel global esta tendencia es hacia temperaturas más cálidas y húmedas que durante el periodo anterior (Arroyo-Cabrales *et al*, 2008; Lozano, 2007; Lozano y Vázquez 2005; Metcalfe *et al*. 2000; Metcalfe 2006).

En Norteamérica, durante la transición glacial a interglacial, las especies de bosques templados migraron al norte, debido al retraimiento del casquete Laurentino. De manera similar, los bosques templados y tropicales migran altitudinalmente en las zonas montañosas, debido al calentamiento y la retracción de los glaciares de montaña (Lozano, 2007; Ortega, 2008).

Diversas investigaciones han mostrado que en el Holoceno temprano predominaron condiciones ambientales de mayor humedad que las actuales, y que el clima moderno se estabiliza hace cerca de 4,000 ¹⁴C años AP (Metcalfe, 2006). No obstante, los mecanismos no se desarrollaron de modo uniforme en todo el mundo. Un factor importante de variación térmica que actuó a lo largo de este periodo, fue la disminución paulatina de la insolación veraniega en el hemisferio norte, que tuvo un máximo al inicio del Holoceno, cuando finalizó el *Younger Dryas*. La insolación veraniega en el hemisferio norte era entonces un 8 % superior a la actual, mientras que la de invierno era un 8 % inferior. Por lo tanto, al comienzo del Holoceno, hace unos 11,500 años, la diferencia de insolación en el hemisferio norte entre los veranos y los inviernos era bastante mayor que la diferencia que existe en la actualidad, por lo que los veranos eran más cálidos y

los inviernos más fríos. Los cambios de este reparto estacional de la radiación solar repercutieron de diversa manera en la evolución de la circulación atmosférica y de la humedad continental (Uriarte, 2009).

Durante la transición Pleistoceno-Holoceno se realiza una importante migración de grupos humanos desde Asia a América, cuyos vestigios constituyen las evidencias más antiguas de ocupación humana en el área de estudio (Rivet, 1995; Dixon, 2001; Taylor *et al.*, 1996). Durante el Holoceno se lleva a cabo la dispersión de los grupos humanos por todo el continente americano; generándose las condiciones que promovieron los diversos procesos de establecimiento y desarrollo de las sociedades que poblaron los distintos territorios que conforman al país, entre las que se incluye el área estudiada (Rivet, 1995; Dixon, 2001), como se verá en el apartado siguiente.

II.2.- CONDICIONES AMBIENTALES PLEISTOCENO-HOLOCENO EN EL NOROESTE DE MÉXICO Y SUROESTE DE E.U.

Hace aproximadamente 21,000 años tuvo lugar el Último Máximo Glacial, por lo que extensas áreas del Hemisferio Norte fueron cubiertas por gruesas capas de hielo –en el Hemisferio sur, el crecimiento del hielo se vio limitado por el mar, por lo que fue mucho menor- (Vázquez, 2007). Si bien la mayor parte del territorio de México no fue afectado directamente por el hielo, sí sufrió el impacto de las bajas temperaturas, que provocaron condiciones climáticas sustancialmente diferentes a las actuales, las cuales han quedado registradas en las secuencias edafosedimentarias.

En la región que abarca el noroeste de México y suroeste de E.U., las investigaciones sobre el cambio climático ocurrido durante el periodo de transición Pleistoceno-Holoceno en el país no son muy abundantes, si bien en el Suroeste de Estados Unidos destacan los estudios realizados a partir del análisis de rellenos de más de 2000 madrigueras de roedores (*packrat*), que han permitido reconstruir los cambios en la vegetación del Cuaternario tardío, realizados

principalmente en el área fronteriza entre los estados de Arizona y Nuevo México, en E.U., y Sonora y Chihuahua, en México, como los realizados en Playas Valley (Holmgren *et al.*, 2003; McAuliffe *et al.*, 1998; Van Devender, 1973, 1990 y 1994; Metcalfe, 2002 y 2006). Los microfósiles hallados muestran que durante el último período glacial, estas regiones fueron generalmente ocupadas por bosques de pinos piñoneros asociados con enebros, encinos y arbustos. Durante el Pleistoceno, la región de las tierras altas de Arizona fue ocupada por bosques de chaparral (*Pinus*, *Juniperus* y *Quercus*). Durante el Pleistoceno tardío se desarrollaron bosques mixtos de coníferas (Van Devender, 1990). Los sitios al norte de la Cuenca del Mogollón fueron dominados por *Picea* (picea), *Pseudotsuga* (abeto de Douglas) y *Pinus*, indicadores de densos bosques mixtos de coníferas regionales (Hall, 1988; Anderson, 1995), todos ellos asociados a climas más templados y con mayor precipitación que en la actualidad. Algunos microfósiles del Holoceno registran los cambios secuenciales en la vegetación de estos bosques a matorral desértico moderno durante los últimos 11.000 años (McAuliffe, 1998).

Estudios similares se han realizado para obtener inferencias paleoambientales en la Sierra de San Francisco y en Cataviñá, Baja California, donde las evidencias de ca. 10,200 años A.P., muestran restos de enebro de California (*Juniperus californica*) y otros taxones ahora asociado con el sur de California (Rhode, 2002). Con base en las tolerancias climáticas de enebro de California y otras especies, se propone que el centro de Baja California experimentó un clima templado de tipo mediterráneo, con al menos el doble de la precipitación invernal en la región que el actual (Rhode, 2002; Peñalba y Van-Devender, 1998).

También se han realizado estudios de registros polínicos en la cuenca de San Felipe, Baja California Norte, que han mostrado que, para el periodo de 44,000 al 13,000 años A.P., la zona estaba cubierta por bosques de pino piñonero y chaparrales, ambos asociados a climas templados (Lozano-García *et al.*, 2002). En la cuenca de Guaymas, del Golfo de California, las diferencias en los patrones sedimentarios entre el sílice biogénico y los carbonatos, han permitido establecer

intervalos de cambios ambientales, identificando que entre 14,700 y 12,700 años A.P., hubo un periodo de condiciones cálidas y húmedas similares a las actuales, en el que se observaron incremento de sílice biogénico y disminución de carbonatos; mientras que durante el *Younger Dryas*, entre 12,700 y 11,700 años A.P., se observan incremento de carbonatos y disminución de sílice biogénico, (Barron *et al.*, 2004; Dean, 2006).

Existen también estudios de paleosuelos del Cuaternario tardío en secuencias aluviales en el norte de Chihuahua (Nordt, 2003), en donde a partir de indicadores paleopedológicos se realizan inferencias sobre las condiciones climáticas; además de investigaciones en secuencias sedimentarias de un paleolago en Babícora, Sonora (Metcalf *et al.*, 2002), que muestra condiciones de humedad con mayores precipitaciones en la transición Pleistoceno-Holoceno, que permitieron la formación de un cuerpo de agua. La secuencia del lago también muestra que el ambiente del Holoceno temprano fue considerablemente más húmedo que el del presente (Metcalf *et al.*, 2002).

Estas variaciones climáticas indicadas por los registros paleoecológicos, paleopedológicos y sedimentológicos, han sido explicadas a partir de los fenómenos que se suscitaron por el cubrimiento de grandes masas de hielo durante el UMG (entre 21,000 y 17,000 años A.P.), que provocó que en todo el territorio prevalecieran temperaturas más bajas que las actuales, con una disminución de unos 6 °C (Lachniet y Vázquez 2005; Arroyo-Cabrales, 2008); una atmósfera y unos océanos más fríos por la acción de los hielos provocaron una disminución en la tasa de evaporación, con la consecuente disminución de la precipitación pluvial, por lo que las lluvias anuales en el centro, el sur y el sureste de México, que ocurren fundamentalmente en verano, disminuyeron considerablemente (Guilderson *et al.*, 1994; Caballero-Miranda *et al.*, 2002, Arroyo-Cabrales, 2008). Consecuentemente, los lagos del centro de México presentaron niveles en general bajos, tal y como lo indican los registros palinológicos, a pesar de la reducción en la evaporación asociada al marcado descenso térmico. Aparentemente, algo similar ocurrió en la Península de Yucatán (Heine, 1994).

En contraste, el norte de México, tuvo un aumento sustancial en la

precipitación pluvial, debido a las fluctuaciones atmosféricas que modificaron las grandes corrientes de aire, llevando las lluvias hacia esa zona. El aumento en la lluvia, con temperaturas bajas y menor evaporación, provocó un incremento de la humedad y la formación de cuerpos de agua embalsada en las grandes zonas planas con drenaje escaso o nulo del altiplano septentrional, actualmente desérticas, alrededor de los cuales se desarrollaba una vegetación propia de ambientes templados húmedos (Arroyo-Cabrales, 2008).

Al inicio del Holoceno, las temperaturas se elevaron gradualmente a medida que disminuían las masas de hielo, con lo que el patrón regional de precipitación pluvial también disminuyó progresivamente, hasta su configuración actual, debido al desplazamiento de la Franja Intertropical de Convergencia hacia el Norte, con el consecuente aumento de las lluvias de verano sobre gran parte del sur del país; mientras que en el norte de México, el descenso de la lluvia provocó un descenso en los niveles lacustres y, en general, condiciones de aridez en el Altiplano septentrional y el noroeste del país –Sonora y Baja California-. (Arroyo-Cabrales, 2008). Los registros sedimentarios en la cuenca de Guaymas, muestran que al inicio del Holoceno (11,600 – 10,000 años A.P.), disminuyeron los carbonatos de calcio, así como los aportes terrígenos, lo que pudiera relacionarse con la aridización en el continente. El régimen de lluvias moderno, con un invierno seco dominado por los vientos del NW y en verano húmedo influido por el monzón, comenzó a desarrollarse hace 9,000 años (Barron *et al.*, 2004).

Actualmente, la región del NW de Sonora en donde se ubica el área de estudio (La Playa, N del poblado de Trincheras), se localiza a 30° de latitud N, por lo que se encuentra en la zona de limítrofe entre la Celda de Hadley (vientos Alisios) y la Celda Celda de Ferrel (vientos del Oeste). En esa latitud, los vientos divergen en las partes bajas y convergen en las partes altas, a donde llegan fríos y secos y descienden, conformando zonas de alta presión (las celdas subtropicales de alta presión). Es por ello una zona asociada a cielo despejado y poca humedad, creándose climas áridos.

Además de ello, las oscilaciones climáticas actualmente están influidas por las diferencias estacionales de la circulación atmosférica, como puede observarse

en la Figura 2.3. En invierno, la principal fuente de humedad llega del Pacífico Norte, con vientos fríos y secos. En verano, la zona se ve fuertemente influida por la acción del monzón de Norteamérica, que se forma en el Pacífico; la principal fuente de humedad proviene del sur, con vientos más cálidos y húmedos, por lo que la precipitación es diferente en ambas estaciones, con cambios de temperatura extremos.

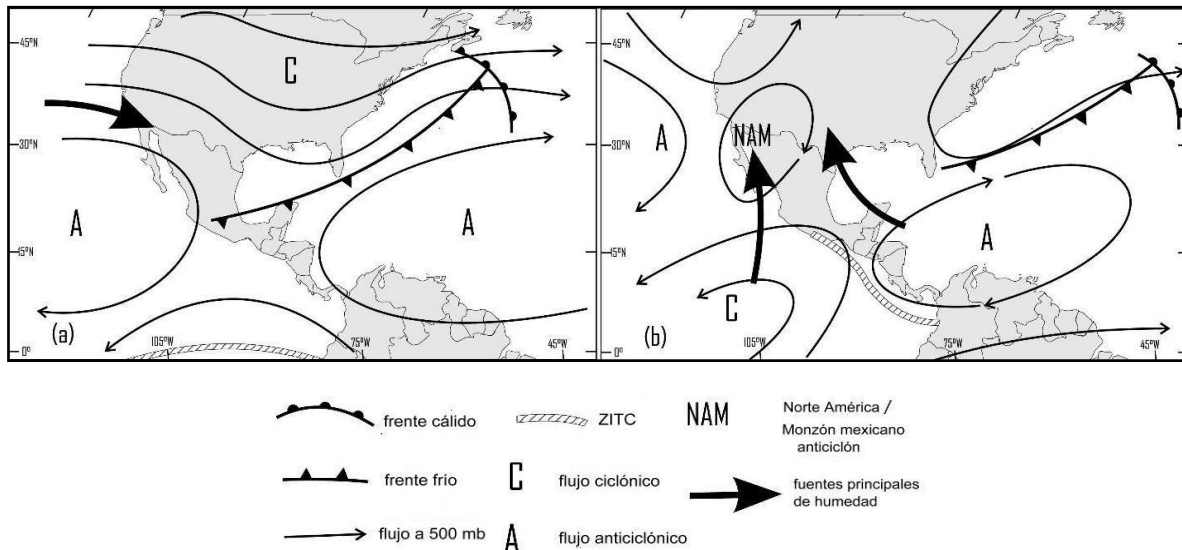


Figura 2.3. Circulación atmosférica actual en la República Mexicana. a) En invierno, b) en verano. (Tomado de Metcalfe, 2006).

Durante el UMG, los casquetes polares alcanzaron su máximo crecimiento, en Norteamérica se formó el casquete Laurentino, que abarcó la parte NE del continente, provocando que el frente polar, actualmente ubicado a 60° de latitud N, se moviera hacia el Sur, con el consecuente reacomodo de la zona de divergencia de los vientos Alisios y los vientos del Oeste (Metcalfe, 2006; Arroyo-Cabrales, 2008). Ello permitió que estos últimos llevaran la humedad hacia esa zona, estableciéndose un régimen lluvioso, que confirió mayor estabilidad al paisaje y permitió el desarrollo de suelos profundos y bien desarrollados.

Cuando la glaciación comenzó a retraerse, hace unos 18,000 años, las

franjas de divergencia donde se forman las zonas de alta presión, con aire seco y frío, se movieron nuevamente hacia el N, conforme fue disminuyendo el manto de hielo, por lo que el clima de la región comenzó a aridizarse otra vez.

Dentro de esta tendencia global hacia el calentamiento, hace 12,700 años ocurrió un estadal de corta duración (aprox. 1000 años) conocido como *Younger Dryas*, en el cual los climas se enfriaron nuevamente, aunque no con la magnitud de una glaciación. El *Younger Dryas* terminó abruptamente hace 11,700 años, dando paso al Holoceno. En Sierra Bacha, Sonora, el registro polínico (de 9,970 a 320 años AP) indica que esa región el Holoceno temprano fue más húmedo y frío que en la actualidad –aunque bastante menor que en el Pleistoceno tardío-; y el Holoceno medio, muy probablemente también presentó mayor humedad que en la actualidad, la cual fue disminuyendo hasta llegar a las condiciones cálidas y secas actuales (Anderson y Van Devender, 1995; Metcalfe, 2006; Ortega, 2008).

II.3.- LOS PALEOSUELOS COMO INDICADORES PALEOAMBIENTALES (MEMORIA EDÁFICA).

Tradicionalmente, los estudios más utilizados en la reconstrucción de paleoambientes son los realizados a partir del análisis de depósitos glaciares, que guardan registro de las condiciones ambientales locales y globales, o de depósitos sedimentarios, que proporcionan una visión regional del ambiente, con una alta resolución temporal (Targulian *et al*, 1996 y 2004; Lachniet y Vázquez 2005). Menos común es el estudio de paleosuelos con los mismos objetivos: proveer información local de las condiciones ambientales al momento de la formación del suelo analizado. (Targulian *et al*, 1996 y 2004; Bronger *et al*, 1998).

Partiendo de que el *suelo* es un cuerpo natural que evoluciona *in situ* a partir de la incidencia de los factores formadores –material parental, clima, relieve, organismos y tiempo- y de que tales factores promueven la intensidad y duración de los diversos procesos pedogénicos que le confieren al suelo características morfológicas específicas, es factible considerar que al evaluar dichas características, es posible realizar inferencias sobre sus ambientes de formación

(Foth, 1997; Targulian *et al*, 1996 y 2004; Bronger *et al*, 1998). Durante su evolución, los suelos almacenan información sobre los factores ambientales – temperatura y precipitación- y los procesos que han estado actuando durante un periodo de pedogénesis (procesos pedogenéticos).

Los principales mecanismos de *memoria del suelo* y formación de registro son aquellos conjuntos de procesos pedogenéticos que quedan impresos en su fase sólida. Cuando se lee el registro de un suelo desarrollado bajo un tipo de clima, es importante considerar la diversidad de los suelos producida por los factores formadores, que son los que condicionan los tipos de procesos y su duración. Los *procesos pedogenéticos* pueden clasificarse con base en sus propiedades cronológicas específicas, como son duración, velocidad y tiempo característico. El *tiempo característico* de un proceso pedogenético determinado se refiere al periodo en el que se alcanza un estado estático o de cuasi-equilibrio con el ambiente, de tal forma que produce propiedades pedogénicas perdurables en el tiempo (Targulian *et al*, 1996; Arnold *et al.*, 1990).

Los *tiempos característicos* de diferentes procesos pedogenéticos son variados; Targulian y Krasilnikov (2007) los agrupan de acuerdo con su velocidad en rápidos (10-100 años) -acumulación de materia orgánica, gleyzación, salinización, estructuración-, intermedios (1000-10,000 años) -iluvación, queluvación, andosolización- y lentos (más de 10,000 años) -ferralitización, alitización, intemperismo profundo-. Es precisamente la incidencia y duración de éstos procesos lo que confiere al suelo sus características distintivas.

Los suelos se desarrollan sobre la superficie, por lo que cuando algún proceso ocasiona su sepultamiento, los diversos procesos de pedogénesis se interrumpen, pero los rasgos que imprimieron al suelo quedan registrados, conformando su memoria edáfica. Al cabo de mucho tiempo, este suelo formado bajo condiciones diferentes a las actuales se transforma en *paleosuelo* y sus características perdurables pueden tipificarse y a partir de ellas inferir los factores ambientales que condicionaron su desarrollo, lo que permite considerarlos como indicadores paleoambientales.

En México, la mayoría de los estudios de paleosuelos aplicados a estudios

paleoambientales se ha realizado en el centro del país, en secuencias volcánicas del Cuaternario superior, en la sierra de Chichinautzin, el Nevado de Toluca, Tlaxcala y Morelos (Solleiro *et al.*, 1995; Sedov *et al.*, 2001 y 2003; Jasso *et al.*, 2002; Sedov y Solleiro, 2001; Solleiro *et al.*, 2003; Cabadas, 2007; Solís, 2010). En contraste, el estudio del desarrollo de suelos en secuencias aluviales es escaso, pese a su amplia distribución en el norte del país, de las que se ha obtenido la mayor parte de los restos fósiles pleistocénicos, por lo que su estudio facilita el acercamiento al estudio de los ambientes del pasado en esa amplia región.

También se han aplicado estudios paleopedológicos a la reconstrucción ambiental de sitios con ocupación humana, como el Valle de Teotihuacan (Cabadas, 2004; Gama *et al.*, 2004; Lounejeva *et al.*, 2007; Rivera *et al.*, 2008; Solleiro *et al.*, 2006; entre otros), para coadyuvar a la evaluación del impacto antrópico sobre el suelo; además de proponer las características ambientales predominantes que pueden asociarse con las ocupaciones humanas (Solís, 2010).

II.4.- LOS PRIMEROS POBLADORES EN LA REGIÓN.

El inicio de la ocupación humana en América sigue siendo motivo de debate, pero en general, se han considerado dos teorías principales:

1) La teoría del *poblamiento tardío o reciente*, que considera que el ser humano llegó a América desde Asia, a través del estrecho de Bering, durante el final de la última glaciación, por lo que tiene una antigüedad de *circa* de 13,500 años. Esta teoría se basa en la consideración de que el descenso en el nivel del mar permitió que emergiera una franja de tierra firme, a través de la cual habrían podido pasar los primeros migrantes que llegaron a América (Montané, 1987; Dixon, 2001; Schurr, 2008). Existen dos variantes en este sentido: una de ellas postula la formación de un corredor libre de hielo a través del manto Laurentino, que ya había comenzado a retraerse, que permitió el paso del hombre hacia el continente *circa* de 11,000 AP; aunque existen sitios en E.U. con fechas mucho

más tempranas (13,500 años AP). La segunda hipótesis propone que el avance de los seres humanos hacia América se realizó siguiendo la costa W del continente entre el 20,000 y el 15,000 AP. Esta hipótesis se sustenta en la evidencia de que la costa oeste de Norteamérica estuvo libre de hielo, como producto del retraimiento de los glaciares, desde hace aproximadamente 13,500 años (Dixon, 2001; Waters, 2007; Schurr, 2008). En ambos casos, la cultura más antigua formalmente definida es la Clovis (Figura 2.4).

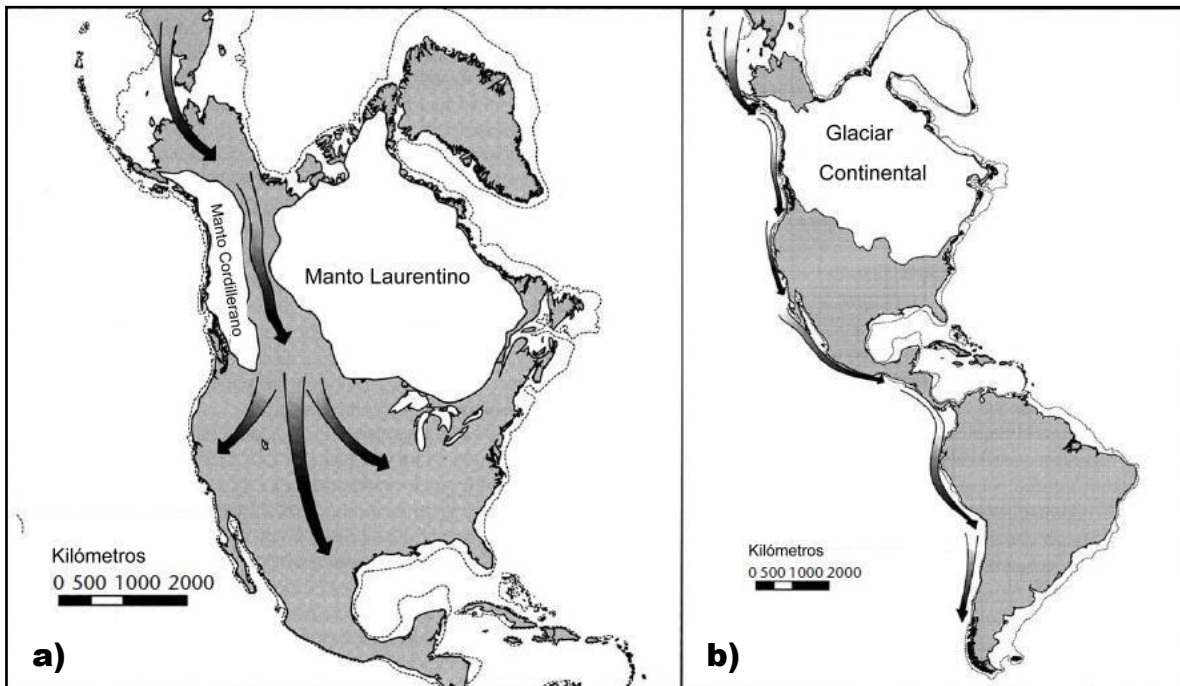


Figura 2.4. a) Modelo de poblamiento de América por un corredor libre de hielo al interior del continente, que permitió el paso desde Asia. b) Modelo de poblamiento bordeando la costa Oeste de Norteamérica. (Modificado de Schurr, 2008).

2) La teoría del *poblamiento temprano*, que sostiene que el hombre llegó a América en periodos anteriores a la última glaciación, con hipótesis muy diversas que proponen hasta 50.000 años (Hayden, 1967 y 1976; Montané, 1987; Dixon, 2001; Schurr, 2008). Esta teoría se basa en evidencias de ocupaciones más tempranas hacia el sur del continente, conformadas por grupos con culturas diferentes a la Clovis (Pre-clovis), de los cuales el sitio de Monte Verde, Chile, es considerado como el sitio de ocupación humana más antiguo del continente. Monte Verde presenta evidencias culturales de al menos 12,500 años, si bien se

han propuesto fechas de 33,370+/-530 y de 33,020 años (Dixon, 2001; Dillehay, 2004).

En el SW de E.U. y NW de México las evidencias más tempranas se han documentado en la transición Pleistoceno-Holoceno, en sitios como Clovis, Nuevo México, (*circa* 13,500 y 12,900 años A.P.); Aubrey, Texas (*circa* 11,570 años A.P.) y Murray Springs, Arizona en E.U. (*circa* 10,890 años A.P.) (Taylor *et al.*, 1996). En la Península de Baja California se han encontrado puntas Clovis (Rancho San Joaquín, Rancho El Batequí), así como en Chihuahua y Durango (Villalpando *et al.*, 2004, 2005 y 2007; Acosta, 2008; Carpenter, 2009; Carpenter *et al.*, 2003; Sánchez y Carpenter, 2003). En Sonora también han hallado evidencias Clovis en sitios como Aigame, Las Peñitas, El Gramal, Upanguaymas, Tastiota, Fin del Mundo y El Bajío -considerado como el más grande e importante de la región- (Carpenter *et al.*, 2003; Sánchez y Carpenter, 2003; Sánchez *et al.*, 2009). Por su parte, en la región de El Arenoso-El Sásabe se han encontrado evidencias paleoindias (Terrazas, 2006).

Asimismo, se han establecido ocupaciones humanas en La Playa desde el *Pleistoceno terminal* (ca. 12,500 – 8,500 a.C.) y el *Holoceno temprano* (8,500 – 5,500 a.C.) (Carpenter *et al.*, 2003; Sánchez y Carpenter, 2003; Carpenter, 2009; Villalpando *et al.*, 2007).

Dentro de los modelos de poblamiento, se ha considerado que en éste periodo las condiciones ambientales eran más templadas y húmedas, permitiendo la formación de grandes cuerpos de agua y vegetación propia de zonas templadas (por ejemplo, bosques mixtos de coníferas, chaparral), lo que facilitó el acomodo de los grupos humanos. En términos culturales este periodo se conoce como Paleoindio temprano, que abarca aproximadamente desde el 13,000 hasta el 10,500 A.P. (Taylor *et al.*, 1996; Acosta, 2008; Gaines, 2006); y muestra la existencia de al menos dos grupos culturales diferentes.

El más importante –en cuanto a presencia- lo constituye los Clovis, conformado por grupos o bandas familiares de cazadores-recolectores, reconocidos por la elaboración de puntas de proyectil acanaladas, relacionadas con la caza de megafauna (mamutes, mastodontes, camélidos), aunque además

aprovechaban mamíferos más pequeños, algunas plantas y posiblemente alimentos marinos. Si bien el rango temporal de su aparición (11,050 al 10,800 años A.P. con base en fechamientos por radiocarbono) es muy debatido (Holliday *et al.* 1994; Ritter, 1991; Waters, 2007), sus evidencias materiales se han localizado principalmente en las playas y dunas de los antiguos lagos pluviales y en las cercanías de las fuentes de agua; se sabe que establecieron campamentos efímeros, pues su movilidad dependía de sus patrones de subsistencia (caza y recolección, aprovechamiento de ecosistemas vecinos) y de la necesidad de obtención de materia prima para la elaboración de sus herramientas y puntas de proyectil (Holliday *et al.*, 1994; Waters, 2007). Como se ha mencionado, en el estado de Sonora, las evidencias de ocupación Clovis son abundantes.

En el noroeste de México, se ha identificado un conjunto de artefactos líticos pre-Clovis, definidos como Complejo Malpaís (Hayden 1967, 1976; García, 2005; Gaines, 2006). Los artefactos Malpaís consisten en herramientas burdas de piedra (principalmente cortadores y raspadores), con gruesas pátinas, que se han encontrado en antiguas terrazas aluviales y superficies relictos del Pleistoceno. El complejo Malpaís está representada por un conjunto de sitios que se distribuyen en el noroeste de Sonora, como El Pinacate y La Playa (Hayden, 1976; Sánchez y Carpenter, 2003), y se ha propuesto una cronología que va desde los 37,000 AP, hasta el 4,000 AP (Hayden, 1976; Carpenter *et al.*, 2003; Sánchez y Carpenter, 2003; Gaines, 2006). Sin embargo, actualmente no hay fechas radiométrica asociada con los artefactos Malpaís.

En La Playa, Sonora, se han localizado en superficie y asociados a un área donde afloran paleosuelos pleistocénicos, artefactos líticos sobre cantos, como tajadores retocados unifacial y bifacialmente, raspadores, buriles, perforadores y percutores, un gran número de desechos de talla (lascas y núcleos), manufacturados principalmente sobre basalto y diorita, con una gruesa pátina. Estos artefactos han sido considerados como componentes del Complejo Malpaís/San Dieguito (Carpenter *et al.*, 2003; García, 2005), aunque tampoco han sido fechados.

Cuando se inicia el nuevo período interglacial, el retroceso de los casquetes polares a los límites actuales origina grandes cambios ambientales que disminuyen las precipitaciones de nieve y lluvia en el norte del país, acentuándose los cambios estacionales, con la consecuente extinción de los grandes animales que habían servido de sustento a los grupos cazadores-recolectores. Existe un debate sobre si la extinción de la megafauna se relaciona más con los cambios climáticos o con la caza masiva por parte de los grupos humanos (Ritter, 1991; Acosta, 2008). La tendencia gradual a un clima cada vez más seco produjo cambios en el ecosistema, obligando a los grupos humanos a cambiar sus patrones de subsistencia, para lo cual se desarrollaron nuevos artefactos - implementos de molienda, instrumentos para la caza de mamíferos pequeños y aprovechamiento de moluscos-. Además, el establecimiento en sitios interiores a la costa se vio condicionado por la disponibilidad de agua y de recursos vegetales.

Si consideramos la teoría del poblamiento costero (Dixon, 2001), es muy probable que las superficies de ocupación y gran parte de las evidencias materiales de estos primeros grupos hayan desaparecido debido a las transformaciones del paisaje originadas por el aumento en el nivel del mar al final de la glaciación, puesto que el retraimiento de los mantos glaciares fue lento y paulatino, concluyendo hasta hace 5,000 años. También es posible que parte de su cultura material haya sido reutilizada y transformada por los grupos humanos posteriores.

CAPÍTULO III.- ÁREA DE ESTUDIO

3.1. LOCALIZACIÓN

El estado de Sonora se encuentra en el noroeste de la República Mexicana, colindando hacia el norte con Arizona, EU; al oeste con el Golfo de Baja California y el estado de Baja California Norte, al este con el estado de Chihuahua y al sur con el estado de Sinaloa (Figura 3.1).

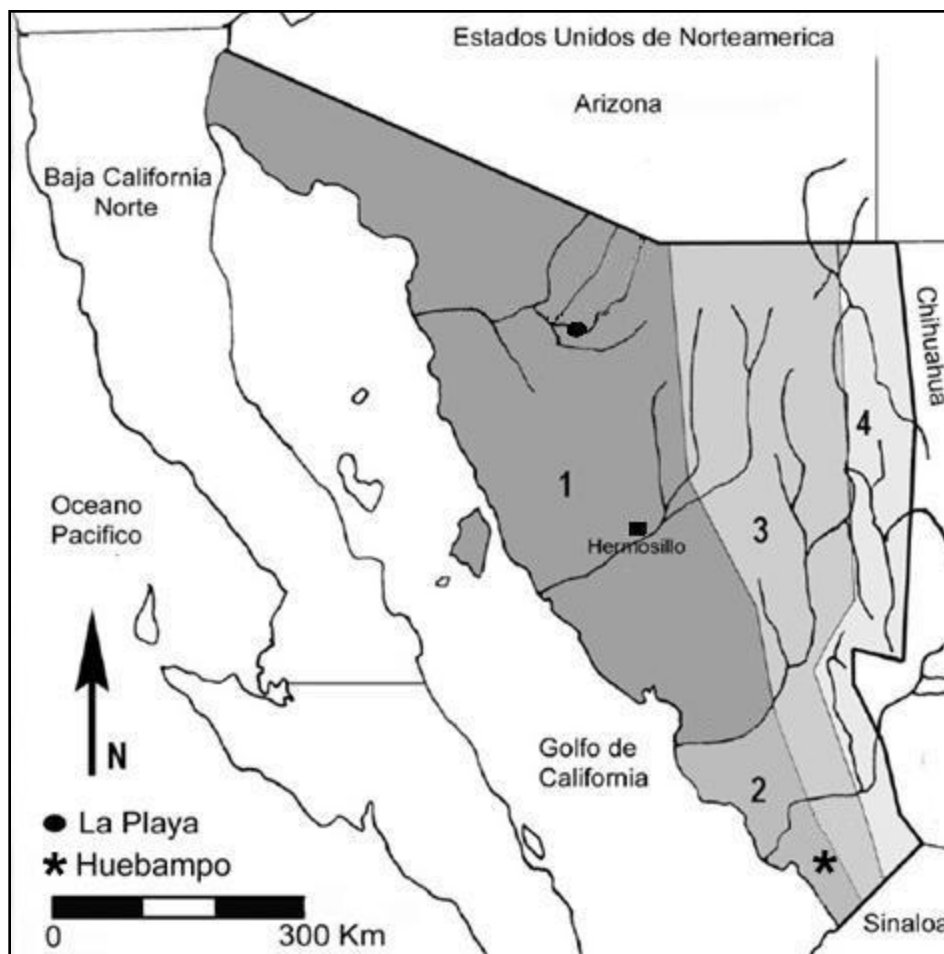


Figura 3.1 Localización del estado de Sonora, delimitación de las provincias fisiográficas: 1) Desierto de Sonora, 2) Golfo de California, 3) Sierras y Valles paralelos, 4) Sierra Madre Occidental. Se indican las localidades de estudio (Modificado de Carpenter *et al.*, 2003).

De este amplio territorio, se eligieron dos localidades para realizar el estudio, una en el N y otra en el S (Figura 3.1). En la parte norte, el sitio arqueológico de La Playa, ubicado al N del poblado de Trincheras, dentro del municipio del mismo nombre, a 115 m snm, ocupando un área de aproximadamente 12 km², que se distribuyen sobre un abanico aluvial formado en el piedemonte de la Sierra Boquillas (Figura 3.2), la cual abarca un área de 4 km de largo (NW-SE) y 2 km de ancho (SW-NE) (Villalpando, 2004; García, 2005; Carpenter; 2009).

En la parte Sur, se seleccionó una localidad aledaña al poblado de Huebampo, perteneciente al municipio municipio de Navojoa; a 50 m snm (INEGI, 2002).

3.2. FISIOGRAFÍA

En Sonora existen cuatro provincias fisiográficas (Fig. 3.1.): la Sierra Madre Occidental, la de las Sierras y Valles paralelos, la del Desierto de Sonora y la del Golfo de California (Escárcega, 1985).

La Playa se ubica en la provincia del Desierto de Sonora, que cubre aproximadamente el 50 % del estado y se caracteriza por ser una región de llanuras que descienden lentamente hacia la costa, desde una altura de 1000-700 m, hasta el nivel del mar (Escárcega, 1985; INEGI, 2002).

Dentro del Desierto de Sonora, se localiza la región hidrológica número ocho (Sonora Norte); formada por la cuenca del río Concepción, que abarca los ríos Alisios, Magdalena, Altar, Asunción, Boquillas y Concepción (Pérez, 1985). La corriente fluvial principal en la región de La Playa es el río Magdalena y sus tributarios. En el sitio La Playa se encuentra el arroyo Barranca El Ocuca o Boquillas, afluente del Río Magdalena, que atraviesa al sitio de E a W por su parte norte.

La región de Huebampo se localiza en la Provincia Golfo de California, que es atravesada por el río Mayo de NE SW, cuyos afluentes provienen de la sierra de Álamos.

3.3. GEOLOGÍA

La geología de Sonora se caracteriza por la presencia de un basamento cristalino proterozoico de rocas ígneas intrusivas, gneis y esquistos metamorfizados en facies de anfobolita, expuestos al N del estado, principalmente al S de Caborca.

En las parte N y NE aflora una secuencia deformada de rocas volcánicas y sedimentarias en facies de esquistos verdes (Valencia, 2007).

Hacia el S, cerca de la latitud de Hermosillo, las rocas cristalinas proterozoicas son escasas, si bien se hallan también en el centro del estado. Sobre esas rocas se superpuso una gruesa secuencia de rocas sedimentarias de plataforma marina, con edades del fin del Proterozoico y Paleozoico, que abundan en la región central del estado (Valencia, 2007).

Los afloramientos de rocas paleozoicas terminan abruptamente hacia la mitad S del estado, debido a la presencia de grandes cuencas de tipo abanico, alargadas en dirección E-W, que fueron colmatadas por los primeros sedimentos clástico-continentales de Sonora durante el Triásico tardío. Esos sedimentos definen al Grupo Barranca. Más hacia el S, se observan nuevamente afloramientos de rocas sedimentarias de cuenca marina profunda del Paleozoico (Valencia, 2007). Figura 3.2.

3.3.1. Geología de La Playa.

En el área existen una serie de lineamientos estructurales NW-SE y N-S, cortado por otros sistemas menores de rumbo NE-SW y E-W.

Los lomeríos aledaños al sitio y asociados al abanico aluvial, se componen de rocas sedimentarias plegadas. El sitio se asienta sobre un abanico aluvial (sedimentos aluviales del Cuaternario) formado entre dos cadenas de lomeríos separados por el río Boquillas, que fluye al N del aluvión, de NE-SW. Los lomeríos están formados por materiales de limolita-arenisca-conglomerado del Jurásico en las partes altas y por conglomerados del Terciario en las partes bajas, lo cual ha permitido su fácil erosión, tanto hídrica como eólica, en forma laminar, por lo que se encuentran sumamente erosionados y con poca altitud con respecto a la planicie aluvial, que está a 510 msnm, mientras que los lomeríos tienen cimas de entre 550-600 msnm (Figura 3.3).

El conglomerado se compone principalmente por cuarzo, pedernal, caliza y rocas ígneas. La arenisca es la roca dominante en los cerros de la sierra de Boquillas, se encuentra intercalada entre los conglomerados y las lutitas. Se compone básicamente de cuarzos y fragmentos de pedernal. Se reporta la presencia de arenisca que contiene hematita en cantidades significativas (McLaurin *et al.*, 2007).

Al N del sitio, se encuentran lomeríos de limolita-arenisca-conglomerado del Jurásico y de conglomerado del Terciario, al igual que al E y SE. Al SW y E del sitio, se encuentra material aluvial del Cuaternario. También al SW, hay afloramientos de Andesita del Terciario y uno de caliza-arenisca del Paleozoico (INEGI, 2002). La pendiente general del terreno va de NE a SW (Figura 3.3).

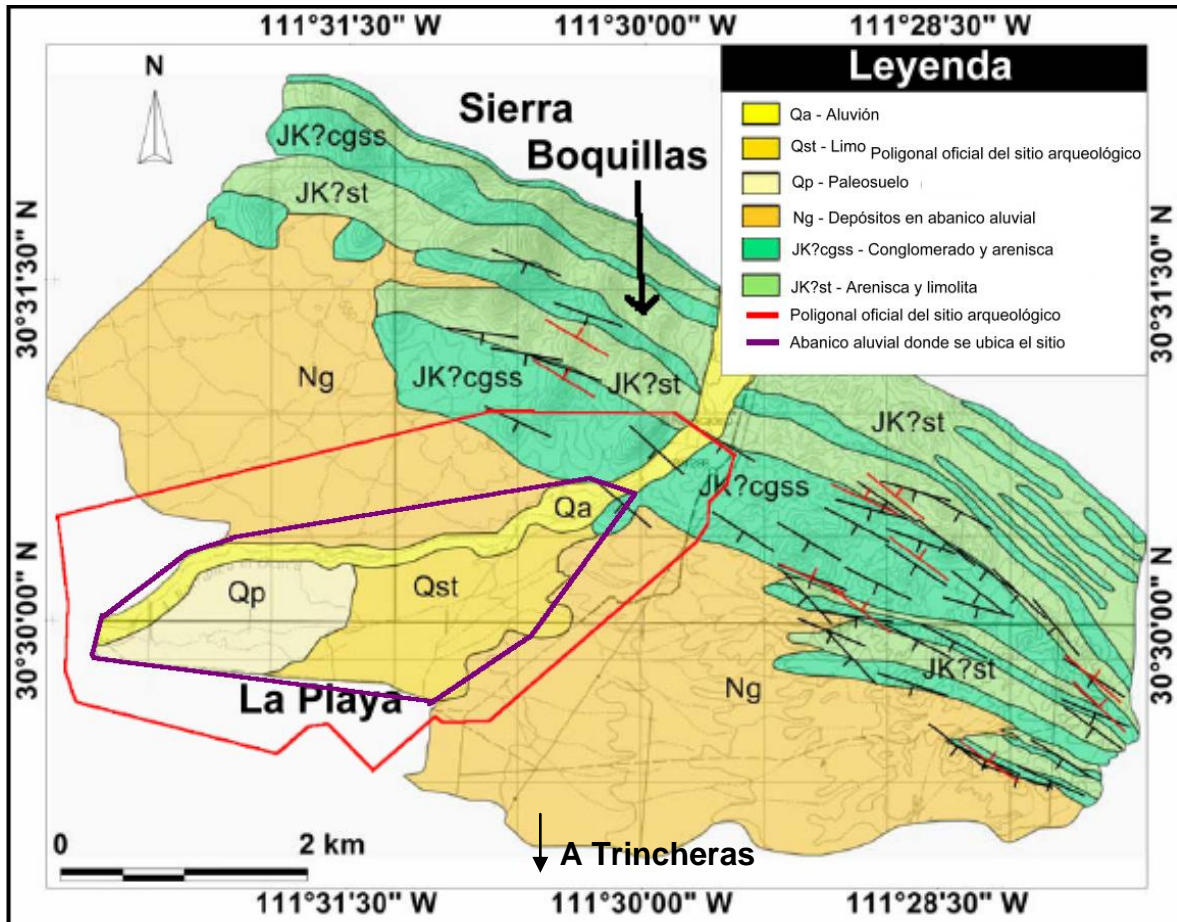


Figura 3.2. Mapa geológico del sitio de La Playa, Sonora. Hacia el sur del sitio se ubica el poblado de Trincheras (fuera del mapa), y hacia el NE, lo delimita la Sierra de Boquillas (Modificado de Villalpando, 2007)

3.3.2. Geología de Huebampo.

En la región de Huebampo, la geología de la parte NE, E y SW consta de rocas sedimentarias continentales Csc del Neógeno (Mioceno), que se componen por depósitos clásticos de cuencas fluviolacustres, materiales coluviales y de abanicos aluviales; hacia el SE hay afloramientos de rocas metamórficas *TRmet* del Triásico (Mesozoico), al NW afloran rocas sedimentarias marinas Ps del Carbonífero (Paleozoico), al N hay rocas ígnea extrusiva volcano continentales *Tof*

del Paleógeno (Cenozoico) y hacia el S, W y NW se encuentran depósitos aluviales del Cuaternario Qc (carta Geológica de la Rep Mex, UNAM). Figura 3.4.

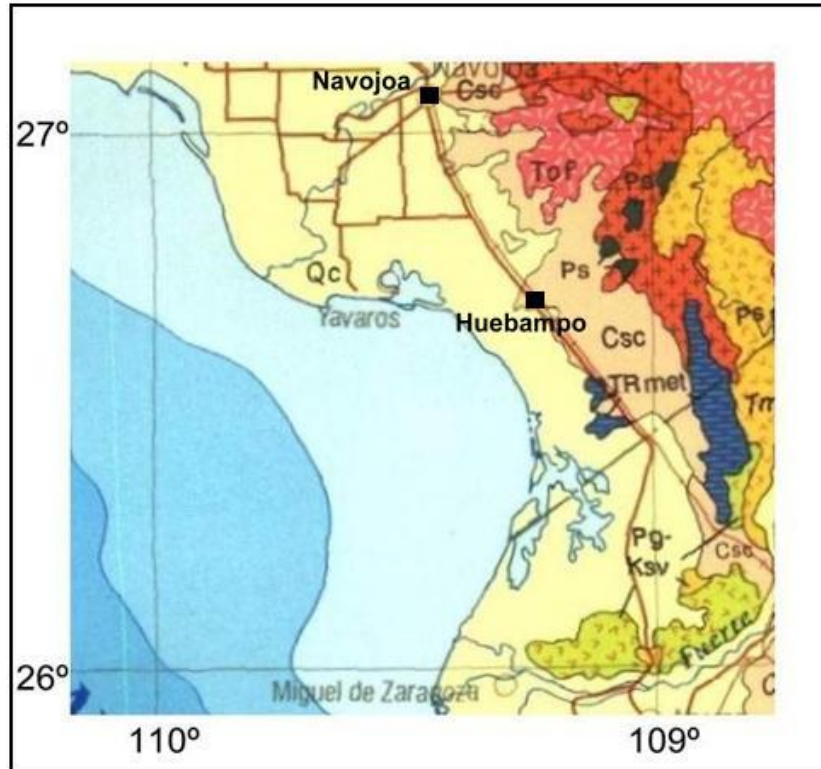


Figura 3.3 Mapa geológico de Huebampo, Sonora. El sitio de muestreo se encuentra aledaño a la población.
(Mod. de la Carta Geológica de la Rep Mex, UNAM).

3.4. GEOMORFOLOGÍA

Ambos sitios se asientan sobre depósitos aluviales del Cuaternario, en forma de abanico o proluviación.

El sitio arqueológico de La Playa se distribuye sobre un abanico aluvial de grandes dimensiones formado en el piedemonte SW de la Sierra de Boquillas, con una pendiente ligera que va de NE a SW. Los perfiles Hornos 1 y Hornos 2 se ubican en la parte medial del abanico, que ha sido denominada Área de Hornos Alineados, por encontrarse en ella elementos culturales de ése tipo (Carpenter *et*

al, 2003). El perfil Canal 2 se ubica en el ápice o desembocadura del abanico, en el Área del Canal (Carpenter *et al*, 2003). El abanico es delimitado al N por el Río Boquillas y presenta erosión en cárcavas en varios puntos, lo que ha permitido el afloramiento de los paleosuelos.

Los perfiles Don 2 y Don 3 de Huebampo, se localizan sobre la parte distal de un abanico aluvial con pendiente muy ligera (aprox. 10°) de NE a SW. El área donde afloran los paleosuelos constituye una zona semiplana.

3.5. EDAFOLOGÍA⁷

Las principales unidades de suelo en la región del Golfo de California, que abarca la costa este de la península de Baja California y su parte central, el estado de Sonora (excepto el extremo sur) y el suroeste del estado de Chihuahua, son: Regosoles 39 %; Calcisoles 24 % y Leptosoles -antes Litosoles y Rendzinas, Feozems 5 %; Vertisoles 3 %; Cambisoles 2 %; Solonchaks 2 %; y Luvisoles, 2 %.

Las principales unidades de suelo en la región del Pacífico central, que comprende: sur de Sonora, Sinaloa, suroeste de Chihuahua, Nayarit, y el borde oeste de Durango, son: Regosoles 33 %; Leptosoles 14 %; Feozems 14 %, los cuales son usados principalmente para cultivar hortalizas y granos finos, principalmente bajo riego; Cambisoles 12 %; Vertisoles 10 % se desarrollaron bajo climas tropicales y sub-tropicales con estaciones lluviosas y secas alternadas, y en la mayoría de los casos son fértiles; Calcisoles 8 %; Solonchaks 6 %; Luvisoles 3 % y Acrisoles 3 %.

⁷ Información tomada de:
http://www.fao.org/ag/AGP/agpc/doc/Counprof/spanishtrad/Mexico_sp/Mexico_sp.htm#2.SOILS

3.6. CLIMA

La Playa se encuentra dentro de la región climática **Golfo de California, con un clima predominante $BS_0h'(h)x'$** (seco semicálido), una temperatura media anual entre 18° y 22° C con oscilación muy extremosa entre invierno y verano (más de 14° C). La precipitación media anual va de escasa a moderada (200 - 400 mm), con un régimen de lluvias intermedio entre verano e invierno. Los meses más secos son abril y mayo; mientras que el más cálido es julio (Vidal, 2005).

Huebampo pertenece a la Región climática **Pacífico Central $BS_0(h')w$** (semiseco cálido con lluvias en verano); su temperatura media anual es de aproximadamente 22° C, con una oscilación anual extremosa entre invierno y verano (de 7° a 14° C). La precipitación media anual va de escasa a moderada (entre 300 y 700 mm). El mes más cálido es julio (Vidal, 2005).

3.7. VEGETACIÓN

La vegetación predominante en La Playa es del tipo matorral desértico representado por: mezquites (*Prosopis* spp); palo verde (*Cercidium* spp), palo fierro (*Oloseya tesota*), nopales y choyas (*Opuntias*), ocotillo (*Fouquieria splendens*), sahuaros (*Carnegiea gigantea*), pitahayas (*Lemaireocereus turberi*), vinoramas (*Acacia anianteccea*), cirios y uña de gato (*Mimosa* spp), vegetación característica de sierras bajas y lomeríos (Pérez, 1996; INEGI, 2002; en; García, 2005). En la región de Huebampo predominan matorral xerófilo y pastizales, además de zonas agrícolas (INEGI, 2002).

CAPÍTULO IV.- MATERIALES Y MÉTODOS.

La metodología involucró investigación documental para recopilar la información que conforma el marco teórico y los antecedentes del área de estudio; trabajo de campo que comprendió: recorrido de los sitios seleccionados, uno al norte y otro al sur de Sonora, la descripción de los perfiles en campo y la obtención de las muestras para análisis de laboratorio.

Al concluirse los análisis de laboratorio, se realizó un segundo recorrido de campo en la región norte de Sonora para establecer un área de distribución de suelos con características similares que permitieran realizar un diagnóstico regional.

IV.1.- ANÁLISIS DE CAMPO.

Como se ha mencionado, se seleccionaron dos localidades para realizar el estudio, una en el norte y otra en el sur del Estado. En el norte se eligió el sitio arqueológico de La Playa, perteneciente al municipio de Trincheras, que está en un área de aproximadamente 12 km², sobre depósitos aluviales en abanico formados en el piedemonte de la Sierra Boquillas (García, 2005; Carpenter; 2009), y en el sur se seleccionó una localidad aledaña al poblado de Huebampo, perteneciente al municipio de Navojoa (INEGI, 2002), que también se localiza sobre abanicos aluviales.

Los sitios de descripción y muestreo se seleccionaron con base en la identificación de paleosuelos con rasgos morfológicos sustancialmente diferentes a los que se esperarían para suelos desarrollados bajo condiciones climáticas similares a las actuales, los cuales son muy parecidos en ambos sitios. Por ello, se consideraron idóneos para obtener la información que permitiera reconstruir las características ambientales predominantes al momento de su formación.

Los perfiles de los suelos se describieron en campo de acuerdo con lo establecido por la WRB (1998) y la FAO-UNESCO (1994) para la identificación, descripción y clasificación de horizontes a partir de sus características

morfológicas, tales como profundidad, límite de horizonte, color, materia orgánica, textura, estructura, compactación, porosidad, presencia de rasgos pedogénicos característicos (cutanes, acumulaciones, concreciones, entre otros).

En La Playa se describieron tres perfiles que muestran secuencias edafosedimentarias (Figura 4.1), en los que se identificaron al menos tres paleosuelos separados por depósitos aluviales y se tomaron muestras de cada uno de los horizontes para los diferentes análisis de laboratorio y para la elaboración de secciones delgadas (muestras inalteradas):

- Perfil Hornos 1, con coordenadas N 30° 29'58" y W 111° 31'44.6"
- Perfil Hornos 2, con coordenadas N 30° 30'1.9" y W 111° 31'42.7"
- Perfil Canal 2, con coordenadas N 30° 30'22.8" y W 111° 30'29.1"

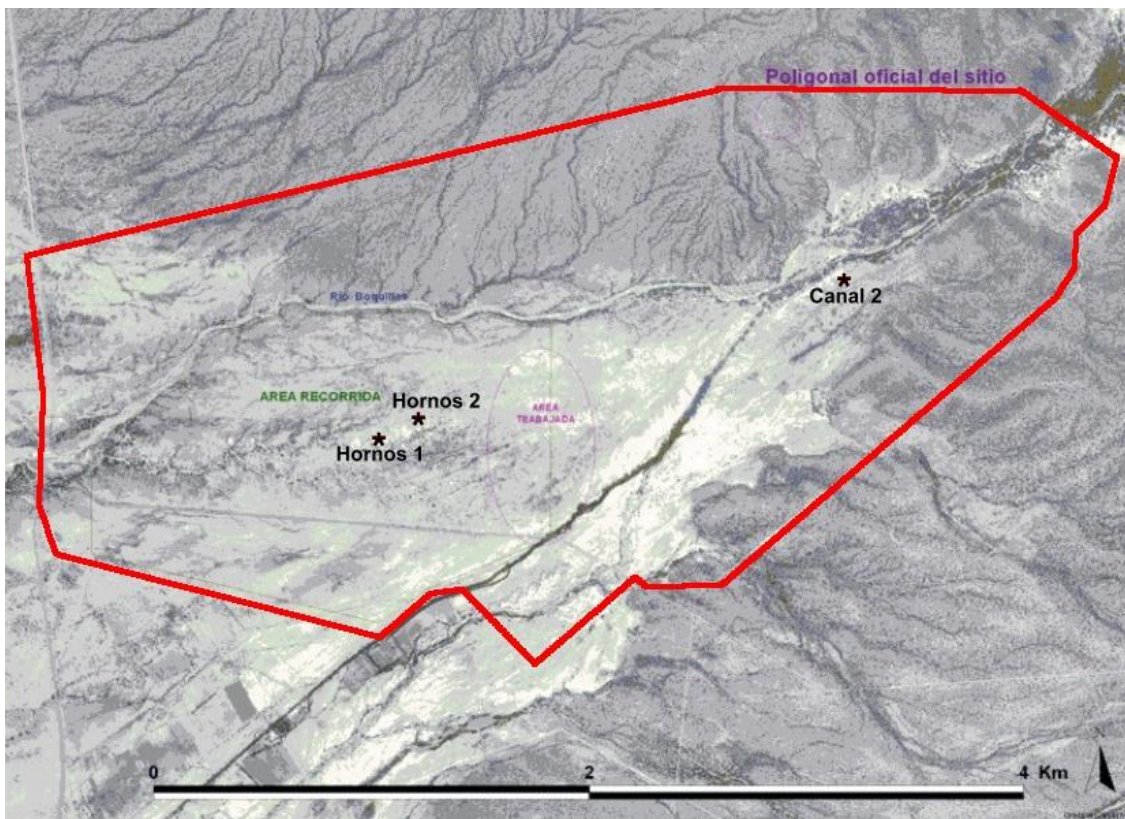


Figura 4.1. Sitio arqueológico La Playa, en rojo la poligonal oficial que delimita al sitio; en negro, la localización de los perfiles de donde proceden las muestras. (Modificado de Villalpando, 2004).

En Huebampo se describieron dos perfiles (Figura 4.2) en los que se identificaron al menos dos paleosuelos alternando con depósitos aluviales.

- Perfil Don 2, con coordenadas N 26° 42'02.4" y W 109° 15'48.9"
- Perfil Don 3, con coordenadas N 26° 42'01.1" y W 109° 15'47"



Figura 4.2. Huebampo, Sonora. En rojo el área de muestreo; en negro, localización de los perfiles de donde proceden las muestras.

Para el recorrido adicional, se realizó un trayecto por la región norte del estado, partiendo de Hermosillo y visitando sitios aledaños a los poblados de Carbo, Magdalena de Kino y Querobabi donde se localizaron paleosuelos con características similares a las de los paleosuelos de La Playa, de los cuales se ubicaron las coordenadas y se describieron en campo.

Cerca de Magdalena de Kino se localizó un perfil al que denominamos Perfil Kino, en el que se observan las características de los paleosuelos aún preservadas, cuya descripción se incluye en el Capítulo de resultados.

- Perfil Kino, con coordenadas N 30° 42'23.75"; W 111° 07'52.42"

IV.2.- ANÁLISIS DE LABORATORIO.

Para analizar las muestras de paleosuelos, se utilizaron técnicas específicas para evaluar los indicadores paleopedológicos que constituyen la memoria edáfica y que proporcionan información específica de los procesos pedogénicos permanentes que predominan en cada tipo de suelo, mismos que pueden relacionarse con el clima (temperatura y precipitación), entre ellos: color en húmedo y en seco; textura (cuantificación de fracciones de arena, limo y arcilla), mineralogía de las arcillas, susceptibilidad magnética, determinación de carbonatos; carbono total; Fe en extracción selectiva por ditionito, difracción de Rx, composición isotópica del C y micromorfología. Además se realizaron fechamientos por radiocarbono para conocer la edad de algunos rasgos de los paleosuelos.

IV.2.1.- Preparación de las muestras.

Todas las muestras fueron secadas a temperatura ambiente y posteriormente tamizadas con una de malla de 2 mm, para separar la fracción fina del suelo (arenas, limos y arcillas), que es la que se utiliza para las diferentes técnicas analíticas.

IV.2.2.- ANÁLISIS FÍSICOS.

IV.2.2.1.- Color.

El color del suelo está dado por su contenido mineralógico y de materia orgánica, y puede ser indicativo de procesos pedogénicos; comúnmente, los colores negros se deben a la materia orgánica humificada, los colores rojizos a amarillos indican abundancia de óxidos de hierro, originados por procesos de intemperismo e iluviación; los colores grises evidencian condiciones reductoras;

coloraciones blancas indican procesos de acumulación de sales, generalmente carbonatos.

La determinación de color se realizó con base en los criterios establecidos por la WRB (1998) y la FAO-UNESCO (1994), por el método de comparación con la Carta de Colores Munsell (1992), en seco y en húmedo.

IV.2.2.2- Textura.

La *textura* se refiere a la proporción relativa de arena, limo y arcilla, que incide en las propiedades del suelo, tales como estructura, densidad, compactación, distribución y tamaño de poros, retención de humedad, capacidad de aireación, superficie específica, entre otras. La predominancia de un tamaño de partícula en el suelo permite identificar diferente incidencia de procesos pedogénicos en los suelos, así como aspectos sedimentológicos en las secuencias aluviales.

La textura se determinó separando las fracciones finas por sedimentación (arenas, limos y arcillas), para lo cual se eliminaron los diferentes cementantes del suelo que promueven la agregación de las partículas –materia orgánica humificada, carbonatos y óxidos de Fe-, con la finalidad de dispersarlas para poder separarlas por tamaños.

La materia orgánica se eliminó agregando una solución de peróxido de hidrógeno al 10% a cada una de las muestras y calentándolas en baño maría durante varias horas para acelerar la reacción. Los carbonatos se eliminaron agregando una solución de HCl 5M. Los óxidos de Fe se eliminaron de la muestra extrayéndolos mediante una reacción de reducción inducida con citrato-bicarbonato y ditionito de sodio (Mehra y Jackson, 1960).

Una vez eliminados los cementantes, se separaron las diferentes fracciones con base en las diferencias en la velocidad de sedimentación de las partículas de la muestra en una columna de agua (Ley de Stocks). Finalmente, las fracciones obtenidas son pesadas para obtener el porcentaje de cada una de ellas en las muestras previamente pesadas. Todas las pesadas se realizaron en seco.

IV.2.2.3.- Susceptibilidad magnética.

La susceptibilidad magnética de un material es una medida de su capacidad de magnetizarse por un campo magnético externo (Dearing *et al*, 1996). La susceptibilidad magnética de un suelo refleja la presencia y concentración de minerales magnéticos, tales como los óxidos de Fe (magnetita, hematita, goethita, entre otros.). Las propiedades magnéticas en los suelos no sólo dependen de los minerales heredados de los materiales parentales, sino de los procesos pedogenéticos como la meteorización y la neoformación de minerales biogénicos (Ortega *et al.*, 2004).

Los óxidos de Fe en un suelo se forman por intemperismo de los minerales primarios, por lo que pueden ser indicativos de procesos pedogénicos desarrollados bajo condiciones climáticas específicas que promuevan la formación de óxidos de Fe, lo cual es más intenso en condiciones de abundante precipitación y temperaturas cálidas.

Para realizar el análisis, se colocaron cada una de las muestras perfectamente secas en cubos de 8 cm³. La medición de la susceptibilidad magnética a baja y alta frecuencia (LF y HF) se realizó con un susceptímetro Bartington MS2, en los laboratorios del Instituto de Geofísica de la UNAM.

IV.2.3.- ANÁLISIS QUÍMICOS.

IV.2.3.1.- Determinación de carbonatos.

Los carbonatos presentes en el suelo pueden ser heredados del material parental (a los que se considera primarios) o ser producto de procesos pedogénicos (a los que se considera secundarios). Los carbonatos pedogénicos en el suelo se relacionan directamente con las características ambientales, ya que en ambientes en donde la evaporación excede a la precipitación, los carbonatos secundarios tienden a acumularse en el suelo, en forma de concreciones o

depósitos laminares. La cantidad, forma y localización de los carbonatos pedogénicos puede relacionarse con características ambientales específicas.

Para este trabajo, se pesó la muestra seca y se le adicionó una solución de HCl 5M, hasta destruir totalmente los carbonatos (cuando ya no hay ninguna reacción). Posteriormente, la muestra se lavó y secó en estufa para volverla a pesar. El porcentaje de carbonatos se determinó por diferencia de pesos entre el peso de la muestra antes de la destrucción de carbonatos y su peso después de ser tratada con HCl.

IV.2.3.2.- Determinación de carbono orgánico total (COT).

El carbono orgánico total del suelo proviene de la materia orgánica humificada, por lo que su cuantificación permite calcular el contenido de materia orgánica y evaluar algunas propiedades del suelo, ya que ésta influye sobre varias de sus características: color, agregación, plasticidad, cohesión, capacidad de retención de humedad, intercambio catiónico y aniónico, disponibilidad de N, P y S, actividad biológica, por lo que influye directamente en la realización de varios procesos pedogénicos. La humificación del suelo depende en gran medida de las características ambientales, por lo que la evaluación del contenido de materia orgánica permite también realizar inferencias sobre el ambiente de formación del suelo, además de su grado de evolución.

Para analizar las muestras, se eliminó el C inorgánico haciéndolo reaccionar con HCl 5M y se molieron en mortero de ágata hasta el tamaño de los limos, se secaron en estufa a 105° C y se determinó su contenido de humedad (%) por diferencia de peso.

Posteriormente, se analizaron por duplicado en el Departamento de Edafología del Instituto de Geología, utilizando un analizador elemental CHNS/O Perkin Elmer 2400 series II, en modo CHN bajo las siguientes condiciones analíticas: helio como gas acarreador, a una temperatura de combustión de 980° C y temperatura de reducción de 640° C, con un detector de conductividad térmica.

IV.2.3.3.- Fechamientos por ^{14}C .

El C se produce en la atmósfera superior por el bombardeo cósmico que incide sobre el N atmosférico de manera continua. El C tiene tres isótopos: el ^{12}C , el ^{13}C , que son estables, y el ^{14}C , que es inestable y que tiene un decaimiento radiactivo, con una vida media de 5730 años. En la atmósfera, el C se combina con el oxígeno formando el CO_2 atmosférico, que es asimilado por las plantas a través de la fotosíntesis y es incorporado por los animales al alimentarse de ellas (Libby, 1955; Walker, 2005).

Los seres vivos asimilan carbono (sus tres isótopos) constantemente, por lo que su contenido de ^{14}C está en equilibrio con el atmosférico. Cuando el organismo muere, deja de asimilar C, con lo que contenido de ^{14}C comienza a disminuir. Entonces, conociendo la actividad de ^{14}C inicial, la actividad de ^{14}C de la muestra y el tiempo de vida media del ^{14}C , podemos saber cuánto tiempo ha pasado desde el momento de la muerte del organismo a fechar (Libby, 1955; Walker, 2005).

En el caso de los suelos, puede fecharse el C contenido en la materia orgánica humificada o el proveniente de los carbonatos secundarios formados por pedogénesis. El C contenido en la materia orgánica del suelo nos proporciona la fecha última de la pedogénesis, ya que la incorporación de la M.O. al suelo ocurre en superficie en relativamente poco tiempo (décadas a cientos de años).

Para éste trabajo, se fechó una muestra de horizonte A de la secuencia policíclica y las concreciones de carbonatos de un horizonte Btgk subyacente, las cuales fueron procesadas por espectrometría de aceleración de masas (AMS) en los laboratorios de Beta Analytic de Miami, Florida, E.U.

IV.2.3.4.- Determinación de la composición isotópica del C de la materia orgánica del suelo y de los carbonatos.

Los tres isótopos: el ^{12}C , ^{13}C y ^{14}C , son absorbidos por las plantas dentro del CO_2 atmosférico, y asimilados a través de la fotosíntesis, aunque de manera diferenciada, dependiendo de su metabolismo. Si bien la abundancia de los

isótopos estables en la naturaleza permanece constante, existe un enriquecimiento o empobrecimiento relativo de los diferentes isótopos conforme pasan de un reservorio a otro, lo que se denomina "fraccionamiento". Los enlaces entre isótopos ligeros son más débiles y por tanto se rompen más fácilmente, por lo que más fácilmente forman parte en procesos biológicos y climáticos. La fijación biológica de CO₂ discrimina contra ¹³C, por lo que los valores δ ¹³C del material celular biosintetizado son "más negativos" que el sustrato de carbono utilizado (Walker, 2005; Guerrero y Berlanga, 2000).

Se conocen tres vías fotosintéticas principales: el ciclo de Calvin-Benson o C3, donde las plantas C3 fijan el CO₂ con la enzima *rubisco* (ribulosa-1,5-bisfosfato carboxilasa oxigenasa) y opera en el 85 % de las plantas, predominando en los ecosistemas terrestres asociado a climas húmedos – 500 a 1000 mm de precipitación media anual, o mayores-; el ciclo de Hatch-Slack, o C4, que representan menos del 5 % de las fanerógamas. Las plantas C4 tienen un paso inicial en la fijación donde el *fosfoenolpiruvato* (PEP) aporta más carbono a la *rubisco* para la fijación de CO₂, asociadas a climas cálidos y secos (alta temperatura y poca humedad – de 200 – 400 mm al año-; y el ciclo fotosintético CAM, (*Crassulacean acid metabolism*), que predomina en los ecosistemas desérticos –menos de 200 mm al año-, con plantas que tienen la capacidad de cambiar de una fotosíntesis C3 durante el día a otra C4 durante la noche, por lo que su fraccionamiento isotópico es intermedio entre las plantas C3 y las C4 (Guerrero y Berlanga, 2000).

Los valores de δ ¹³C referidos en ‰ (δ ¹³C) se calculan respecto al estándar PDB (*PeeDee Belemnite*), que corresponde a un fósil marino del Cretácico (*Belemnitella americana*) de la formación "PeeDee" en Carolina del Sur, E.U. La mayoría de plantas C3 tienen valores de δ ¹³C entre -24 a -30 ‰. La PEP *carboxilasa* discrimina menos que la *rubisco*, por lo que los valores de δ ¹³C en plantas C4 se sitúan entre -10 y -16 ‰. En plantas CAM, los valores oscilan entre -10 a -22 ‰. Así, las diferencias en los valores de composición isotópica sirven para saber si una planta tiene fotosíntesis C4 o C3 o CAM (Guerrero y Berlanga, 2000).

El ^{13}C del suelo proviene de la incorporación de la materia orgánica vegetal a la fracción mineral por la acción de los microorganismos, que lo asimilan de las plantas y lo incorporan al suelo a través de la respiración y en forma de humus.

Entonces, la abundancia relativa de plantas con metabolismo C3 o C4 puede ser indicativa de condiciones climáticas específicas, por lo que un cambio en dicha abundancia puede relacionarse con cambios en las condiciones ambientales, con lo que su cuantificación permite examinar dichas variaciones en la secuencia de paleosuelos estudiada.

El análisis se realizó a las muestras que contuvieron las cantidades más elevadas de carbono orgánico (horizontes de humificación preferentemente), las cuales fueron decarbonatadas con HCl 5M y molidas en mortero de ágata hasta polvo fino. Para el análisis se utilizó 1 g de cada una de las muestras, que se procesaron en el Laboratorio de Espectrometría de Masas de Isótopos Estables del Instituto de Geología de la UNAM.

Asimismo, los carbonatos pedogénicos o secundarios contienen una señal isotópica que puede relacionarse con el tipo de vegetación del suelo. Los carbonatos secundarios se forman a partir del CO_2 que se encuentra circulando en el espacio poroso del suelo, producido por la respiración de los organismos que se han alimentado de los restos vegetales, por lo que lo han incorporado a su metabolismo y luego desechado a la microatmósfera del suelo. Cuando el agua de la lluvia (H_2O) se incorpora al suelo, reacciona con el CO_2 del suelo formando anhídrido carbónico (H_2CO_3), que provoca la disolución de los carbonatos primarios presentes en el suelo (CaCO_3) formando bicarbonatos $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, que son lixiviados hacia las partes bajas y posteriormente precipitados cuando el agua se evapora, conformando acumulaciones de carbonatos secundarios (CaCO_3), que pueden ser concreciones de diversos tipos sobre el espacio poroso, o en forma laminar. Los carbonatos formados en ecosistemas con vegetación C3 tienen valores del $\delta^{13}\text{C}$ que oscilan entre -9 a -12 ‰; mientras que los que se forman bajo vegetación C4 tienen valores entre 1 – 3 ‰ (Cerling, 1984 y 1999). Es decir, que el fraccionamiento del $\delta^{13}\text{C}$ de los carbonatos, difiere del de la materia orgánica en aproximadamente 15 unidades.

IV.2.3.5.- Extracción selectiva de Fe con citrato-bicarbonato-ditionito.

Los óxidos de Fe presentes en el suelo pueden ser heredados del material parental, o pueden deberse a procesos pedogénicos como el intemperismo y la neoformación de minerales, por lo que su determinación permite evaluar rasgos pedogénicos predominantes, los cuales pueden asociarse con condiciones ambientales que promuevan el intemperismo y la formación de óxidos de Fe, (humedad y temperatura). La formación y acumulación de óxidos de Fe en el suelo también depende del tiempo de evolución de la pedogénesis. El Fe que se presenta en forma de óxidos hidratados, que no forma parte de la estructura de silicatos laminares y que es soluble en reductante, se conoce como *hierro libre*. Este Fe aumenta con el intemperismo, por lo que es indicativo de pedogénesis (Buol *et al.*, 1981). En este análisis se extrajeron y cuantificaron los óxidos de Fe libres, reduciéndolos con ditionito de sodio y quelatándolos con citrato de sodio en una solución amortiguadora de citrato, con base en Mehra y Jackson (1960).

Para el análisis, se muele la muestra en mortero de ágata hasta lograr un polvo fino, después de lo cual se pone 1 g de suelo por cada muestra en tubos de ensaye de 100 ml, se les agrega solución de citrato de sodio 0.24 M y de bicarbonato de sodio 0.2 M a cada uno, se ponen a baño maría hasta los 75°C y se adicionan 0.4 g de ditionito de sodio. Se deja reaccionar 15 minutos en el baño maría y posteriormente se centrifuga por 5 minutos a 5000 rpm, decantándose el sobrenadante a un matraz aforado de 100 ml. Se repite la operación hasta extraer todo el Fe (la muestra cambia de color a gris pálido) y una vez obtenida toda la solución en el matraz, se le agregan 10 ml de sulfato de magnesio, se afora a 100 ml con agua destilada y se filtra.

El filtrado se analizó en un espectrómetro de absorción atómica *Perkin Elmer Modelo 3110*, del Departamento de Edafología del Instituto de Geología de la UNAM.

IV.2.4.- IDENTIFICACIÓN DE ARCILLAS POR DIFRACCIÓN DE RX.

Los minerales de la arcilla presentes en el suelo pueden deberse a dos fuentes: una, ser un rasgo heredado de un material parental rico en arcillas; o haberse formado *in situ* por pedogénesis, misma que está condicionada por la incidencia de los factores formadores (material parental, relieve, organismos, clima y tiempo), que diferencian el tipo y duración de los procesos pedogénicos. El contenido y tipo de arcillas que se forman y acumulan en el suelo depende directamente del tipo de procesos pedogénicos y de su duración, por lo que la identificación de los minerales de la arcilla presentes en los suelos estudiados puede ser relacionada con los procesos que la originaron y con las condiciones ambientales en las que se llevan a cabo tales procesos.

Por ejemplo, en las regiones húmedas templadas, donde predomina el intemperismo físico y químico moderado, se acumulan arcillas 2:1 (esmectíticas), por la disolución incongruente de los filosilicatos; mientras que en regiones tropicales húmedas el intemperismo químico es muy intenso y hay una acumulación de arcillas 1:1 (caolinita). De la misma manera, en las regiones semiáridas con cambios estacionales, se forman arcillas 2:1. (Buol, 1981; Foth, 1997).

Para este trabajo, la identificación de los minerales de la arcilla de cada una de las muestras se realizó por difracción de Rayos X. La difracción de rayos X es un fenómeno físico producido por la interacción de un haz de rayos X, de una determinada longitud de onda, con una sustancia cristalina. El fenómeno de la difracción puede describirse con la Ley de Bragg, que predice la dirección en la que se da interferencia constructiva entre haces de rayos X dispersados coherentemente por un cristal. Cada mineral produce un difractograma característico, a partir del cual se identifican.

Las muestras se hidrataron con agua destilada y se homogeneizaron para montarlas en un portamuestras de vidrio; para ello, se colocó sobre el cristal 1 ml de la muestra, la cual se dejó secar a temperatura ambiente, obteniéndose una película homogénea de arcillas orientadas, y se procesaron en el Laboratorio de Difracción de Rayos X del Departamento de Geoquímica del Instituto de Geología

de la UNAM. Los difractogramas se obtuvieron en un Difractómetro Shimadzu XRD-6000 equipado con filtro de Ni, tubo de cobre y monocromador.

IV.2.5.- MICROMORFOLOGÍA

La micromorfología de suelos permite evaluar los procesos pedogénicos que han intervenido en la formación del suelo que constituyen su memoria edáfica, con lo que es posible realizar inferencias sobre las condiciones existentes al momento de formación del suelo y cómo se han ido modificando a lo largo de su desarrollo (Stoops *et al.*, 2010).

Para éste análisis, las muestras deben estar inalteradas, por lo que se colectaron en campo conservando la estructura y orientación.

Las muestras se procesaron en el Taller de Laminación del área de Paleosuelos, en el Instituto de Geología, como se describe a continuación.

IV.2.5.1.- Impregnación de las muestras.

Para el análisis micromorfológico se elaboraron secciones delgadas de cada uno de los horizontes estudiados, a partir de las muestras inalteradas que se colectaron en campo. Para conservar las características físicas del suelo (estructura, distribución de poros, compactación, cutanes, concreciones, huellas de bioturbación, entre otras) se seca la muestra al aire libre y luego se impregna con resina (resina *Cristal* con monómero de estireno a la que se agrega peróxido de metil etil cetona K-200 como catalizador), la cual se introduce en una cámara de vacío, con una presión de 22 atmósferas, para que la resina ocupe todo el espacio poroso. Después de deja fraguar lentamente a la sombra dos semanas y se expone a la luz solar hasta que haya consolidado. Finalmente se calienta en una estufa a una temperatura de 60°C durante 3 días más.

IV.2.5.2.- Elaboración de las láminas.

Una vez consolidada la muestra, se corta el bloque con un disco con polvo de diamante lubricado con agua y se pule con lijas de distintos tamaños de grano (80, 120, 220, 360, 600, 1000), para montarlo en un portaobjetos (*Lauka*, de 76X52mm y 1-1.2 mm de espesor) previamente esmerilado. Se monta sobre el portaobjetos se realiza con resina *Cristal*, dejando secar por 12 horas, para cortarla a 2 mm de ancho, con una microcortadora (*Beuhler*, con disco de polvo de diamante). Finalmente, se desbasta la muestra con distintos abrasivos (600 y 1000), para terminar el pulido con alúmina utilizando un paño.

IV.2.5.3.- Descripción de rasgos micromorfológicos indicadores de procesos.

Las secciones delgadas se observaron con un microscopio petrográfico *Olympus América*, utilizando luz transmitida y nicoles cruzados, para identificar y describir los siguientes rasgos, de acuerdo con los criterios de la WRB:

- a) Tipo de matriz
- b) Rasgos pedogénicos:
 - Materia orgánica fresca y/o degradada
 - Materia orgánica humificada
 - Cutanes (de arcilla, Mn, humus)
 - Manchas, nódulos y/o concreciones de Fe y Mn
 - Carbonatos primarios y secundarios
 - Intemperismo (figuras de ataque en minerales, lixiviación, entre otros).

CAPÍTULO V. RESULTADOS

La evaluación en campo de las secuencias pedosedimentarias en el sitio de La Playa permitió identificar las características morfológicas de al menos tres paleosuelos separados por aluviones, que evidencian diferencias sustanciales de procesos pedogénicos involucrados en su formación (reductomorfía, carbonatación, acumulación de humus, principalmente). Los paleosuelos más profundos carecen de horizonte A (Figura 5.1).

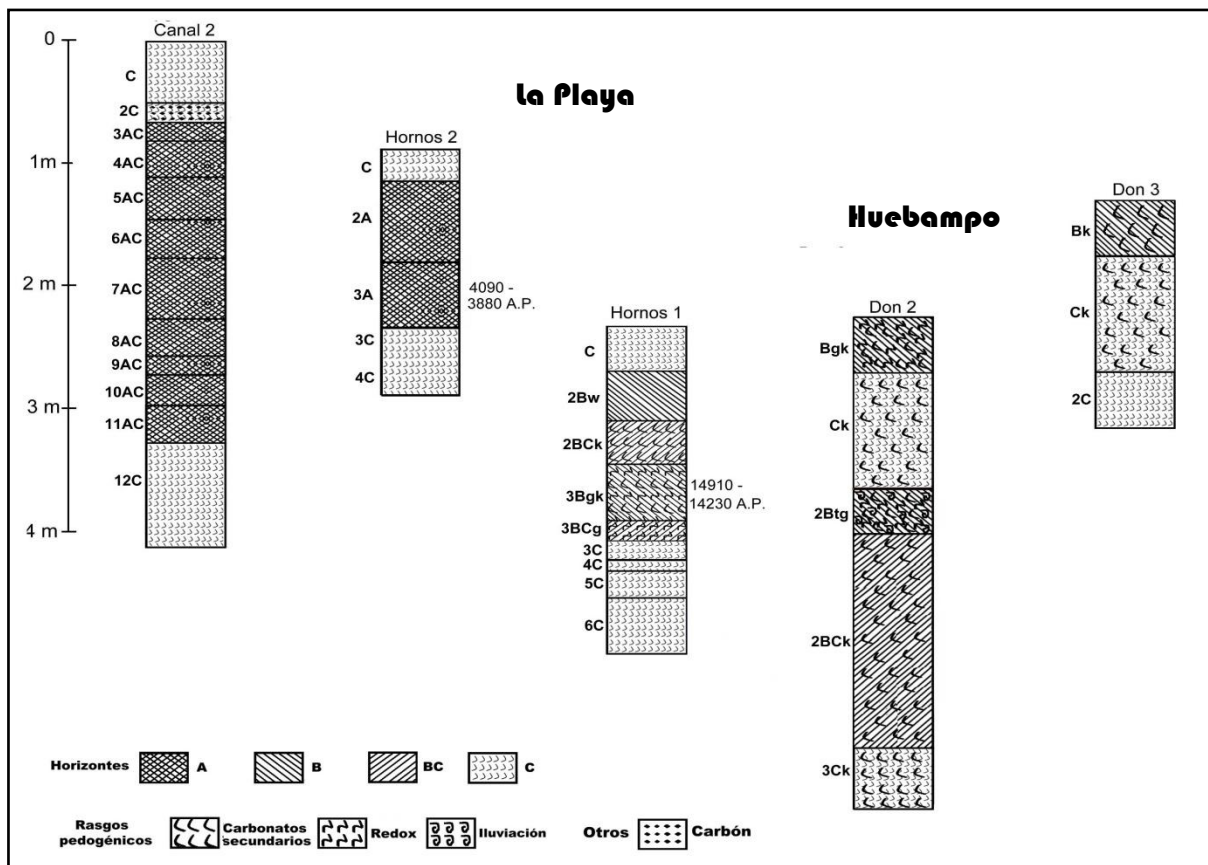


Figura 5.1. Esquema de los perfiles analizados. En La Playa, perfiles Canal 2, Hornos 1 y 2; en Huebampo, perfiles Don 2 y Don 3. Se indican los rasgos morfológicos observados en campo y las fechas ^{14}C obtenidas.

Las secuencias edafosedimentarias en Huebampo muestran tres eventos de formación de suelo seguidos de periodos de alta erosión que provocaron la pérdida de los horizontes superficiales A, seguidos de periodos de deposición de sedimentos aluviales, que evidencian procesos pedogénicos de iluviación, carbonatación, óxido-reducción, principalmente (Figura 5.1), como se describen a continuación.

V.1. DESCRIPCIÓN DE PERFILES EN CAMPO

En la Tabla siguiente (5.1) se presentan la designación de perfiles y horizontes utilizados para este estudio, así como su localización geográfica.

Tabla 5.1. Muestras analizadas.

Localidad	Coordenadas N	Coordenadas W	Altitud	Perfil	Horizonte
La Playa	30° 30'22.8"	111° 30'29.1"	524 msnm	Canal 2	C
					2C
					6AC
	30° 30'1.9"	111° 31'42.7"	514 msnm	Hornos 2	8AC
					8AC
					10AC
	30° 29'58"	111° 31'44.6"	510 msnm	Hornos 1	12C
					Ck
					2 A
Huebampo	26° 42'01.1"	109° 15'47"	54 msnm	DON3	3 A
					3A _(i)
					3C
				DON2	C
					2Bw
					2BCk
	3Bgk				
	3BCgk				
	3Ck				
	Bk				
	Ck				
	Bgk				
	Ck				

Localidad	Coordenadas N	Coordenadas W	Altitud	Perfil	Horizonte
Huebampo					2Btgk 2BCK 3Ckk
Magdalena de Kino	30° 42'23.75"	111° 07'52.42"	748 msnm	Kino	AB 2Bw 2BC 2BCK 3Ck 4C

Localidad 1: La Playa

Perfil Hornos 1

Se localiza en la parte central del abanico aluvial, en la pared de una gran cárcava. Sus coordenadas geográficas son: N 30° 29'58"; W 111° 31'44.6", a 510 msnm.

I. Información general acerca del suelo.

- a. Material parental: aluvión
- b. Humedad en el perfil: menos del 20% (muy baja).
- c. Grado de erosión: altamente erosionado
- d. Clase de erosión: hídrica y eólica
- e. Influencia humana: antropizado, hay asentamientos humanos desde hace 3000 años (Villalpando et al, 2004, 2005 y 2007).

II. Descripción breve del perfil.

Se describió un corte en el terreno, hasta una profundidad de 2.65 m (Figura 5.2). La capa superior es sedimento limoso que subyace al suelo del perfil Hornos 2 (Figura 5.2). El perfil muestra una secuencia de dos paleosuelos, en los cuales no hay presencia del horizonte A. El primer suelo tiene un desarrollo moderado, con un horizonte 2Bwk⁸, seguido de un horizonte 2BCk. El segundo suelo, que subyace al primero, también es de desarrollo moderado, que muestra propiedades estagnicas, además de los carbonatos, formado por los horizontes 3Bgk y 3BCgk. Ambos suelos se formaron sobre una secuencia de sedimentos diversos, como gravas, arenas y limos.

⁸ Se denominó a este paleosuelo como suelo San Rafael, debido a la cercanía con el rancho del mismo nombre.

III. Descripción del perfil


	Horizonte	Espesor (cm)	Características / observaciones
	C	0 – 40	Color en seco 10 YR 7/3 <i>pardo muy pálido</i> y en húmedo 10 YR 5/3 <i>pardo</i> , textura limosa, consistencia en seco: duro, color gris, su matriz no efervesce al HCl, pero en la parte inferior hay concreciones vermiformes que si efervescen (últimos 2-3 cm), textura franco-limosa, contacto claro y plano.
	2Bw	40 – 80	Color en seco 7.5 YR 5/4 <i>pardo</i> y en húmedo 7.5 YR 4/6 <i>pardo fuerte</i> , textura areno-arcillosa, estructura en bloques subangulares pequeños, consistencia en seco: duro, matriz un poco más arcillosa que no efervesce al HCl, pocas formas vermiformes que si efervescen; textura franca, contacto gradual e irregular.
	2BCK ⁹	80 – 115	Color en seco 7.5 YR 7/3 <i>rosa</i> y en húmedo 7.5 YR 5/3 <i>pardo</i> , estructuras en bloques subangulares gruesos, consistencia en seco: duro, más arenoso. Muestra fuerte reacción al HCl; textura franco-limosa, el contacto es claro e irregular
	3Bgk	115 – 160	Color en seco 7.5 YR 7/2 <i>gris rosado</i> y en húmedo 7.5 YR 5/3 <i>pardo</i> , estructura en bloques pequeños bien desarrollada, consistencia en seco: duro, manchas de Mn, la matriz no efervesce al HCl, carbonatos en tubos y concreciones, duros; textura franco-limosa, contacto gradual e irregular.
	3BCg	160 – 175	Color en seco 10 YR 7/3 <i>pardo muy pálido</i> y en húmedo 10 YR 5/3 <i>pardo</i> , estructura en bloques grandes, en algunas partes aún conserva laminación, textura franco-limosa, consistencia en seco: duro, concreciones pequeñas y escasas de Fe y Mn, fuerte efervescencia en toda la matriz, con pocas formas vermiformes de carbonatos. Contacto difuso.
	3C	175 – 190	Color en seco 10 YR 6/3 <i>pardo pálido</i> y en húmedo 10 YR 4/4 <i>pardo amarillento oscuro</i> , muchos carbonatos en la matriz, textura franco-limosa, consistencia en seco: duro. Contacto claro y plano.
	4C	190 – 197	Sedimento fluvial compuesto de gravas redondeadas en una matriz fina de arena, hay reacción leve al HCl en la matriz, no así en la grava. Contacto claro y plano
5C	197 – 220	Sedimento fluvial arenoso, no muestra reacción al HCl. Contacto claro y plano.	
6C	220 – 265	Sedimento aluvial limoso.	

Figura 5.2. Hornos 1: Suelo San Rafael

⁹ **k** indica una acumulación de carbonato de calcio pedogenéticos visibles (menos del 50 por ciento, en volumen). Las acumulaciones de carbonatos se producen como filamentos, revestimientos, masas, nódulos, carbonatos diseminados, u otras formas (Soil Taxonomy, 2010:318). Es equiparable con el sufijo **cc** (WRB, 2007) que indica que el suelo tiene un horizonte cálcico o concentraciones de carbonatos secundarios dentro de los primeros 100 cm a partir de la superficie .

Perfil Hornos 2

Este perfil se ubica en la parte central del abanico aluvial, en un relieve plano, a unos metros del perfil anterior y en un nivel más alto. Sus coordenadas geográficas son: N 30° 30' 1.9"; W 111° 31' 42.7", con una altitud de 514 msnm.

I. Información general acerca del suelo.

- a. Material parental: coluvio-aluvial.
- b. Humedad en el perfil: menos del 20% (muy baja).
- c. Grado de erosión: altamente erosionado
- d. Clase de erosión: hídrica y eólica
- e. Influencia humana: antropizado, hay asentamientos humanos documentados desde hace 3000 años (Villalpando et al, 2004, 2005 y 2007).

II. Descripción breve del perfil.

Se describió un pedestal que muestra un suelo que ha perdido por erosión su horizonte superficial (Figura 5.3). La capa superior es material sedimentario limo-arenoso, debajo del cual se observó un suelo cumúlico profundo, de 200 cm, que muestra dos horizontes A (2A y 3A) con acumulación de carbonatos, seguido de un horizonte C que también tiene acumulaciones de carbonatos.

El suelo se desarrolló sobre una capa de material sedimentario limoso que sobreyace a un suelo anterior que se describe en el perfil siguiente (Hornos 1).

III. Descripción del perfil

4090-
3880
Cal A.P.



Horizonte	Espesor (cm)	Características/observaciones
C	0 – 20	Color en seco 10 YR 6/3 <i>pardo pálido</i> y en húmedo 10 YR 4/2 <i>pardo grisáceo oscuro</i> , textura franco-arenosa, compactado, consistencia en seco: duro, fuerte efervescencia con HCl, laminado, fracturado verticalmente. Contacto claro y plano
2A	20 – 70	Color en seco 7.5 YR 6/2 <i>gris rosado</i> y en húmedo 7.5 YR 4/2 <i>pardo</i> , textura franco-limosa, estructura en bloques subangulares pequeños y granular consistencia en seco: duro, carbonatos vermiculares finos pero abundantes, con fuerte reacción al HCl. En la parte inferior del horizonte, es más claro y los bloques más gruesos. Contacto difuso e irregular.
3A	70 – 110	Color en seco 7.5 YR 6/2 <i>gris rosado</i> y en húmedo 7.5 YR 4/2 <i>pardo</i> , textura franco-limosa, estructura bien desarrollada en bloques angulares gruesos, consistencia en seco: duro, carbonatos vermiculares frecuentes, reacción fuerte al HCl en los carbonatos secundarios, débil en la matriz. Muy poroso. Contacto difuso e irregular.
3C	110– 160	Color en seco 10 YR 6/3 <i>pardo pálido</i> y en húmedo 10 YR 4/2 <i>pardo grisáceo oscuro</i> , muy compactado, textura franca, poco estructurado, consistencia en seco: duro, efervesce con HCl, formas vermiculares menos frecuentes, delgadas, poroso, menos que horizonte anterior. Contacto difuso e irregular.
4C	160– 200	Color en seco 10 YR 7/3 <i>pardo muy pálido</i> y en húmedo 10 YR 5/3 <i>pardo</i> , textura franco-limosa, consistencia en seco: duro, no efervesce en la parte superior, pero si en la inferior, aunque ligeramente. En contacto con el suelo pardo San Rafael (Hornos 1)

Figura 5.3. Perfil Hornos 2: Suelo Boquillas

Perfil Canal 2

Este perfil se localiza a un lado del río Boquillas, ubicado al SW de la sierra de Boquillas. Sus coordenadas geográficas son: N 30° 30'22.8"; W 111° 30'29.1", a 524 msnm. Por su cercanía con la Sierra, se denominó a este grupo de suelos como Suelo Boquillas.

I. Información general acerca del suelo.

- a. Material parental: coluvio-aluvial.
- b. Humedad en el perfil: menos del 20% (muy baja).
- c. Grado de erosión: altamente erosionado, se observan cárcavas.
- d. Clase de erosión: hídrica y eólica
- e. Influencia humana: antropizado, hay asentamientos humanos documentados desde hace 3000 años (Villalpando *et al.*, 2004, 2005 y 2007).

II. Descripción breve del perfil.

Se describió un corte del terreno hasta una profundidad de 4.10 m (Figura 5.4). Se trata de una secuencia pedosedimentaria, en donde sobre el sedimento aluvial se formó un suelo policíclico profundo (de 65 a 325 cm) formado por una secuencia de horizontes AC, desarrollados a partir de material coluvio-aluvial erodado de las partes superiores, en los que la pedogénesis ha prevalecido, provocando la formación de un suelo cumúlico. Sobre este suelo se encuentra una capa de sedimento quemado –con posible ocupación humana- y más depósitos sedimentarios, debido a su ubicación en la geoforma (zona de acumulación de los materiales erodados de la sierra de Boquillas).

III. Descripción del perfil



Horizonte	Espesor (cm)	Características/observaciones
C	0 – 50	Color en seco 10 YR 7/3 <i>pardo muy pálido</i> y en húmedo 10 YR 5/4 <i>pardo amarillento</i> , Sedimento limoso de color muy claro, laminado. Efervesce al HCl. Contacto claro y plano.
2C	50 – 65	Color en seco 10 YR 6/3 <i>pardo pálido</i> y en húmedo 10 YR 3/3 <i>pardo oscuro</i> . Material quemado de color oscuro con abundantes formas vermiculares de carbonatos, es duro, consolidado. Fuerte reacción al HCl. Textura limosa. Contacto claro y plano.
3AC	65-80	Color en seco 10 YR 7/2 <i>gris claro</i> y en húmedo 10 YR 4/3 <i>pardo</i> , estructura en bloques subangulares. Contiene materia orgánica. Textura franco-limosa. Contacto difuso e irregular.
4AC	80-110	Color en seco 10 YR 7/2 <i>gris claro</i> y en húmedo 10 YR 4/3 <i>pardo</i> , estructura en bloques subangulares, consistencia en seco: duro. Se observa poca materia orgánica. Textura franco-arenosa. Contacto difuso e irregular.
5AC	110-145	Color en seco 10 YR 7/2 <i>gris claro</i> y en húmedo 10 YR 4/3 <i>pardo</i> , estructura en bloques subangulares, consistencia en seco: duro. Abundancia de materia orgánica, fragmentos de carbón. Textura franco-limosa. Contacto difuso e irregular.
6AC	145-175	Color en seco 10 YR 7/2 <i>gris claro</i> y en húmedo 10 YR 4/3 <i>pardo</i> , estructura en bloques subangulares, consistencia en seco: duro. Abundancia de materia orgánica, fragmentos de carbón. Efervesce al HCl. Textura franco-limosa. Contacto difuso e irregular.
7AC	175-225	Color en seco 10 YR 7/2 <i>gris claro</i> y en húmedo 10 YR 4/3 <i>pardo</i> , estructura en bloques subangulares, consistencia en seco: duro. Con poca materia orgánica, fragmentos de carbón. Textura franco-arenosa. Contacto difuso e irregular.
8AC	225-255	Color en seco 10 YR 6/2 <i>gris parduzco claro</i> y en húmedo 10 YR 4/3 <i>pardo</i> , estructura en bloques subangulares, consistencia en seco: duro. Contiene materia orgánica y carbón. Efervesce al HCl. Textura franco-arcillo-limosa. Contacto difuso e irregular.
9AC	255-270	Color en seco 10 YR 7/2 <i>gris claro</i> y en húmedo 10 YR 4/3 <i>pardo</i> , estructura en bloques subangulares consistencia en seco: duro. Con materia orgánica. Textura franco-limosa. Contacto difuso e irregular.
10AC	270-295	Color en seco 10 YR 7/2 <i>gris claro</i> y en húmedo 10 YR 4/2 <i>pardo grisáceo oscuro</i> , estructura en bloques subangulares, consistencia en seco: duro. Contiene materia orgánica. Efervesce al HCl. Textura franco-limosa. Contacto difuso e irregular.
11AC	295-325	Color en seco 10 YR 7/2 <i>gris claro</i> y en húmedo 10 YR 4/3 <i>pardo</i> , estructura en bloques subangulares, consistencia en seco: duro. Con materia orgánica. Textura franco-limosa. Contacto difuso e irregular.
12C	325 – 410	Color en seco 10 YR 6/3 <i>pardo pálido</i> y en húmedo 10 YR 3/3 <i>pardo oscuro</i> , sin estructura, compacto, consistencia en seco: duro. Efervesce al HCl. Material sedimentario franco-arenoso

Figura 5.4. Perfil Canal 2: Suelo Boquillas

Localidad 2: Huebampo, Sonora.

Perfil Don 3

El perfil se localizó sobre la carretera, pasando la estación Don en dirección NW, rumbo a Navojoa, cerca de la vía del tren, al S del poblado de Huebampo. Sus coordenadas geográficas son: N 26° 42'01.1", W 109° 15'47", con una altitud de 54 msnm. El terreno en ésta zona es plano y se utiliza para el cultivo de maíz.

I. Información general acerca del suelo.

- a. Material parental: aluvión.
- b. Condiciones de humedad en el perfil: menos del 20% (muy baja).
- c. Grado de erosión: alta, no hay horizonte A.
- d. Clase de erosión: hídrica y eólica.
- e. Influencia humana: colinda con la carretera y con campos cultivados.

II. Descripción breve del perfil.

Se trata de un suelo moderno (Figura 5.5) desarrollado sobre una secuencia de paleosuelos que se describen en el perfil siguiente (Don 2). El suelo moderno ha perdido el horizonte A, por lo que sólo muestra los horizontes Bk y Ck y se ha formado a partir de material aluvial. Ambos horizontes presentan acumulación de carbonatos.

En esta sección, debajo del suelo, se encontraron restos del caparazón fosilizado de una tortuga en una matriz de sedimento areno-limoso.

III. Descripción del perfil



Horizonte	Espesor (cm)	Características/observaciones
Bk	0 - 45 cm	Color en seco 7.5 YR 4/4 <i>pardo</i> y en húmedo 7.5 YR 4/6 <i>pardo fuerte</i> , con carbonatos en la matriz y en concreciones, estructura en bloques subangulares, consistencia en seco: duro. Textura franco-arcillosa. Contacto difuso e irregular.
Ck	45 - 140	Color en seco 7.5 YR 6/3 <i>pardo claro</i> y en húmedo 7.5 YR 5/4 <i>pardo</i> , muestra concreciones de carbonatos sobre el material aluvial. Textura franco-arcillo-arenosa, consistencia en seco: duro. Contacto claro y plano.
2C	140 -	Sedimento aluvial de textura gruesa (arenas media a finas). En éste estrato se encontró una tortuga fosilizada a 156 cm de profundidad.

Figura 5.5. Perfil Don 3

Perfil Don 2

El perfil se localizó a unos metros del perfil anterior (Don 3). Sus coordenadas geográficas son: N26° 42'02.4"; W 109° 15'48.9", con una altitud de 54 msnm. El terreno es plano y tiene un uso agrícola, con maíz y palmeras.

I. Información general acerca del suelo.

- a. Material parental: aluvión.
- b. Humedad en el perfil: menos del 2% (muy baja).
- c. Grado de erosión: alta, el suelo moderno ha sido removido, dejando expuestos en superficie los paleosuelos.
- d. Clase de erosión: hídrica y eólica.
- e. Influencia humana: colinda con la carretera, con la vía del tren y con campos cultivados.

II. Descripción breve del perfil.

El perfil muestra al menos dos ciclos de formación de suelo (Figura 5.6), en donde el primer paleosuelo tiene menor grado de desarrollo que el segundo, lo cual indica un tiempo de pedogénesis diferente, pero en ambos casos lo suficientemente largo para la formación de horizontes B. En el primer paleosuelo, el horizonte Bstk evidencia procesos redox y acumulación de carbonatos y el horizonte Ck tiene pocos rasgos pedogenéticos; mientras que en el paleosuelo más profundo se observa un horizonte 2BCk que indica mayor alteración del material parental, además de un horizonte de iluviación 2Btstk con características estagnicas.

Debajo de los paleosuelos, se encuentra una capa de sedimento aluvial de textura gruesa y enriquecido por carbonatos 3Ck.

III. Descripción del perfil



Horizonte	Espesor (cm)	Características/observaciones
Bgk	0 – 45 cm	Color en seco 10 YR 6/4 <i>pardo amarillento claro</i> y en húmedo 10 YR 5/4 <i>pardo amarillento</i> , estructura en bloques subangulares, consistencia en seco: duro, abundantes manchas de Mn y concreciones de carbonatos, la matriz no reacciona al HCl. Textura franco-arcillo-arenosa. Contacto claro e irregular.
Ck	45 – 140	Color en seco 7.5 YR 6/4 <i>pardo claro</i> y en húmedo 7.5 YR 5/4 <i>pardo</i> , es una mezcla de fragmentos rocosos de tamaño arena gruesa – grava, fragmentos pequeño redondeados, contiene carbonatos. Textura franco-arenosa, consistencia en seco: duro. Contacto claro e irregular
2Btgk	140 – 175	Color en seco 7.5 YR 5/4 <i>pardo</i> y en húmedo 7.5 YR 4/4 <i>pardo</i> , estructura prismática bien desarrollada, manchas de Mn, delgados recubrimientos arcillosos, la matriz no reacciona al HCl. Concreciones de carbotantos. Textura franco-arcillo-arenosa, consistencia en seco: duro. Contacto difuso.
2Bck	175 – 350	Color en seco 7.5 YR 5/4 <i>pardo</i> y en húmedo 7.5 YR 4/4 <i>pardo</i> , se compone de fragmentos rocosos del tipo granito, anfibolita, granodiorita, gneis, principalmente, y algunos fragmentos de hueso. Partículas tamaño arena de medias a finas. Contiene carbonatos. Textura franco-arcillosa, consistencia en seco: duro. Contacto claro y plano.
3Ck	350 – 400	Es un material franco-arenoso, de color en seco 10 YR 8/3 <i>pardo muy pálido</i> y en húmedo 10 YR 5/4 <i>pardo amarillento</i> , de consistencia en seco: duro contiene carbonatos en la matriz.

Figura 5.6. Perfil Don 2

V.1.1.- RECORRIDO ADICIONAL EN EL NORTE DE SONORA

Para complementar los datos obtenidos, se realizó un recorrido adicional en la región Norte de Sonora, partiendo de Hermosillo y yendo hacia el Norte, por las localidades de Carbo, Querobabi y Magdalena de Kino.

Durante el trayecto, se observaron perfiles en los cortes de las carreteras con suelos de características semejantes al paleosuelo rojo observado en La Playa (suelo San Rafael, figura 5.2), que se muestran en la Tabla 2. Los paleosuelos están desarrollados sobre sedimentos aluviales y evidencian procesos pedogénicos similares a los del suelo San Rafael, por lo que es factible considerar su correlación estratigráfica con los suelos San Rafael y Don 2 (Figuras 5.5 y 5.6).

Tabla 5.2. Localización de paleosuelos rojos.

Perfil	Coordenadas Geográficas	Coordenadas UTM	Altitud (msnm)	Observaciones
Carbo 1	29°41'26.60" N	517314 m E	593	12.89 km al E de Carbo
	110°49'15.73" W	3284529 m N		
Carbo 2	29°41'10.76" N	520048 m E	590	15.58 km al E de Carbo
	110°47'34.03" W	3284046 m N		
Querobabi	30° 0'57.10" N	503383.17 m E	667	5.74 km al SE de Querobabi
	110°57'53.70" W	3320543.41 m N		
Kino	30° 42'23.75" N	487434 m E	748	18.32 km al NW de Magdalena de Kino
	111° 07'52.42" W	3397093 m N		

En la figura 5.7 se muestra la localización de los paleosuelos rojos identificados en los perfiles aledaños a Magdalena de Kino, Carbó y Querobabi, expuestos por los cortes de carretera, con el sitio La Playa como referente. Como puede apreciarse, todos se encuentran sobre depósitos aluviales en abanico.

De éstos, se incluye la descripción en campo del perfil aledaño a Magdalena de Kino (perfil Kino) que mostró mejor conservadas sus características pedogénicas y mayor similitud con las del suelo San Rafael.



Figura 5.7. Ubicación de perfiles con paleosuelos rojos en el N de Sonora (se indica el nombre del perfil). Todos se encuentran sobre depósitos aluviales (Imagen obtenida con *Google Heart* y modificada).

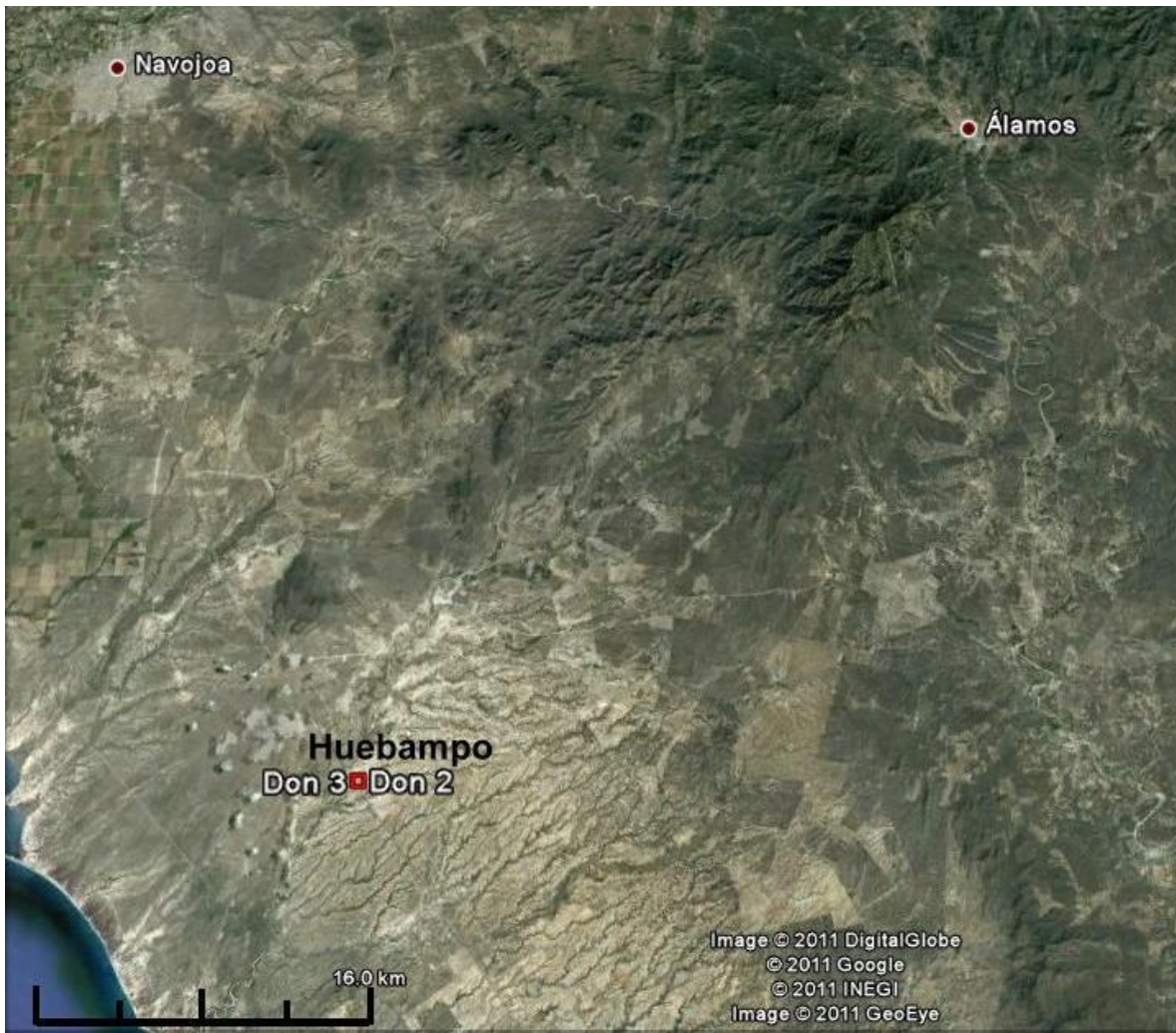


Figura 5.8. Ubicación de perfiles con paleosuelos rojos en el S de Sonora. Ambos se encuentran en la parte distal de un gran abanico aluvial (Imagen obtenida con *Google Heart* y modificada).



Figura 5.9. Paleosuelo rojo en un corte de carretera. Perfil Carbo.



Figura 5.10. Paleosuelo rojo aflorando en superficie. Perfil Querobabi.

Perfil Kino

El perfil se localizó en un corte de la carretera que va de Magdalena de Kino hacia Tubutama, Sonora. Sus coordenadas geográficas son: N 30°42'23.75"; W 111° 7'52.42", a 748 msnm; a 18.32 km al NW de Magdalena de Kino. El terreno es plano.

IV. Información general acerca del suelo.

- f. Material parental: aluvión.
- g. Humedad en el perfil: menos del 2% (muy baja).
- h. Grado de erosión: alta, el suelo moderno ha sido removido, dejando expuestos en superficie los paleosuelos.
- i. Clase de erosión: hídrica y eólica.
- j. Influencia humana: colinda con la carretera.

V. Descripción breve del perfil.

El perfil muestra dos ciclos de formación de suelo intercalados con ciclos erosivos, en donde el primer suelo tiene menor grado de desarrollo que el segundo por un tiempo de pedogénesis menor (Figura 5.10). El primer paleosuelo consta de un horizonte AB, que evidencia un suelo con desarrollo moderado en el que ya se están formando minerales secundarios que comienzan a diferenciarse conformando un horizonte de transición. En el segundo suelo se observa mayor evolución de los rasgos pedogénicos. El suelo carece del horizonte orgánico, pero conserva el horizonte 2Bw, que indica procesos de intemperismo y neoformación de minerales secundarios. Enseguida hay un horizonte 2BC que es un horizonte de transición entre el horizonte B y el material geológico en donde éste último ha sido afectado en gran medida por la pedogénesis, le subyace un horizonte 2BCK que evidencia además procesos de acumulación de carbonatos neoformados. Debajo de los paleosuelos, se encuentran depósitos de sedimentos aluviales de texturas gruesas y enriquecidos por carbonatos.

III. Descripción del perfil



Horizonte	Espesor (cm)	Características / observaciones
AB	0 – 15	Color <i>pardo pálido grisáceo</i> , textura limo-arenosa, estructura en bloques subangulares medianos que rompen a bloques subangulares pequeños, consistencia en seco: friable, agregados compactos y suaves, la matriz no efervesce al HCl, contacto claro y horizontal.
2Bw	15 – 47	Color <i>pardo rojizo</i> , textura areno-limosa, estructura en bloques angulares medianos que rompen a bloques angulares pequeños; algunos presentan cutanes de estrés; consistencia en seco: duro, matriz más fina, no reacciona al HCl, contacto gradual e irregular.
2BC	47 – 80	Color <i>pardo pálido</i> , muy compactado, estructuras en bloques subangulares gruesos, textura areno-limosa, pero más gruesa que la del horizonte anterior, consistencia en seco: duro. Contiene gravas redondeadas. Contact gradual e irregular.
2Bck	80 – 150	Color <i>pardo pálido</i> (se vuelve más claro hacia la base), muy compactado, estructuras en bloques subangulares gruesos, consistencia en seco: duro, textura arenosa. Contiene concreciones de carbonatos abundantes, en la parte superior del horizonte se observan rizoconcreciones gruesas y hacia la parte inferior concreciones vermiculares finas y películas en la parte interna de los agregados. Contacto difuso e irregular.
3Ck	150 – 205	Color <i>pardo muy pálido</i> . Depósito sedimentario compactado, de consistencia friable, con material bien clasificado. Textura arenosa fina. La matriz está carbonatada, con fuerte reacción al HCl. Contacto difuso e irregular.
4C	205 –	Color en seco <i>pardo pálido</i> . Material sedimentario muy compactado, textura gruesa, consistencia en seco: duro.

Figura 5.11. Perfil Kino

V.2.- RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS EN LABORATORIO

V.2.1. ANÁLISIS FÍSICOS

V.2.1.1. COLOR

La identificación del color permite observar que, en el sitio La Playa, el horizonte 3Bgk del paleosuelo más profundo del perfil Hornos 1, muestra una coloración grisácea debida a la reducción del Fe, lo cual indica que el suelo estuvo saturado de agua, lo que promovió condiciones anóxicas y la ocurrencia de procesos gleyicos. El horizonte subyacente 3BCgk muestra un color pardo, con motas de colores rojizos y negros por las concreciones de óxidos de Fe y Mn que evidencian procesos estagnicos, lo que indica una alternancia en las condiciones oxidantes y reductoras, promovidas por fluctuaciones en el contenido de agua en el suelo.

Los horizontes sobreyacentes 2BCK y 2Bwk del mismo perfil, muestra coloraciones pardas por los óxidos de Fe, que se formaron y acumularon en condiciones oxidantes, lo que indica que para este periodo de pedogénesis el suelo ya no estuvo saturado de agua, pero la precipitación fue suficiente para favorecer el intemperismo químico y la formación del horizonte B.

Los horizontes de los suelos cumúlicos 3AC–11AC y 2A–3A de los perfiles Canal 2 y Hornos 2, respectivamente, de La Playa, muestran coloraciones grisáceas asociadas a la presencia de materia orgánica, aunque en poca proporción, lo que indica que la pedogénesis es incipiente y que la materia orgánica se ha mineralizado.

Los horizontes de los paleosuelos de Huebampo: Bk del perfil Don 3 y Bstk y 2Btstk del perfil Don 2, son también pardos por la formación de óxidos de Fe, que indican la presencia de precipitación importante durante un periodo de pedogénesis prolongado. También presentan procesos estagnicos, evidenciados por manchas oscuras producidas por los cutanes de Mn; lo que indica fluctuaciones estacionales en el contenido de agua del suelo.

V.2.1.2. TEXTURA

V.2.1.2.1. Huebampo

La evaluación de la textura de cada uno de los horizontes corroboró la diferenciación de los mismos realizada en campo, además de aportar información sobre las características físicas regidas por las propiedades texturales, como el espacio poroso, capacidad de aireación, drenaje y agregación, principalmente.

Todos los horizontes son predominantemente arenosos, con un mínimo de 37.4% y un máximo de a 62.7 %. Los porcentajes mayoritarios de la fracción arena se observan en los horizontes Ck (53.2 %) y 2Ck (62.7 %). La arena crea espacios porosos grandes (macroporos), por lo que tiene una buena circulación de aire, baja capacidad de retención de agua, con un drenaje interno rápido y un calentamiento también rápido, lo que favorece el intemperismo y la lixiviación de compuestos. No obstante, los horizontes contienen arcillas (más del 16 %) y carbonatos, lo que ha favorecido su compactación y modificado sus características físicas, permitiendo el desarrollo de una textura franca¹⁰.

La fracción arcilla es más abundante en los horizontes Bk (35.2 %), 2Bgk (24.5 %), 3Btg (33.1 %) y 3BC (22.4 %), por lo que influye enormemente en sus características. Los suelos arcillosos tienen poros pequeños (microporos), por tanto, tienen alta capacidad de retención de agua, la aireación es baja, calentamiento lento, baja permeabilidad, velocidad de infiltración baja y alta capacidad de intercambio iónico.

Todos los horizontes de suelo contienen arcillas en porcentajes altos, mientras que el sedimento contiene sólo el 4 %, lo que permite considerar que las arcillas son producto de la pedogénesis. Ello es indicativo un tiempo de evolución de suelos de larga duración (de miles de años).

¹⁰ **Textura franca** indica que el suelo tiene una mezcla relativamente uniforme, en términos cualitativos, de arena, limo y arcilla (Foth, 1997).

V.2.1.2.2. La Playa

La evaluación de la textura permitió corroborar la diferenciación de horizontes realizada en campo. En el perfil Canal 2 la mayor cantidad de arena se encuentra en la base del perfil, en el estrato de sedimento aluvial arenoso (57.2 %). Los cambios texturales abruptos en el contenido de arena de los horizontes AC demuestran discontinuidades litológicas (Figura 5.11), confirmando que se trata de un suelo policíclico que se ha desarrollado a partir de materiales coluvio-aluviales predominantemente limosos erodados de las partes altas de la sierra de Boquillas, que se han agregado en momentos diferentes, sin interrumpir totalmente la pedogénesis. El aporte constante de nuevos depósitos aluviales no ha permitido suelos muy evolucionados, por lo que el proceso pedogénico principal ha sido la incorporación de materia orgánica. No obstante, se observa un porcentaje de arcillas moderado dentro de los horizontes (entre 23.7 % y 36.1 %) que contrasta con los valores bajos contenidos de los sedimentos (3 % y 3.8 %, los más bajos). En los perfiles Hornos 2 y 1, que forman parte de la misma secuencia, el sedimento superficial es areno-limoso con poca arcilla. La secuencia de horizontes A presenta cambios considerables en los porcentajes de las fracciones entre cada uno de ellos, principalmente las arcillas -que varían de 6.4 % hasta 23.1 %-, seguidos del contenido de limos, que fluctúan entre 53.3 % y 66.2% (Figura 5.11), lo que indica que también se trata de un suelo policíclico, en donde la pedogénesis se ha visto interrumpida parcialmente por nuevas deposiciones de materiales aluviales erodados de la sierra, originando un nuevo periodo de formación de suelo. En esta secuencia se determinaron en campo dos horizontes 2A y 3A, de éste último se tomaron dos muestras, la segunda de ellas (3A_(i)) corresponde a una inclusión dentro del horizonte 3A. El horizonte C de este suelo tiene una textura franca, con predominancia de limos, al igual que los horizontes A.

Los paleosuelos subyacentes consisten en horizontes B y C, con texturas francas con predominancia de limos, excepto en el 2Bw, cuya fracción mayoritaria es la arena (43.2 %) y contiene también un porcentaje importante de arcillas (24.4

%), que disminuye drásticamente en el horizonte que le subyace 2BCk (8.2 %), con lo que puede considerarse que las arcillas del 2Bw son pedogénicas. Enseguida se observa una discontinuidad litológica que confirma otro periodo de formación de suelo, en el cual también hay predominancia de fracciones medias a finas en el horizonte 3Bgk, cuyo porcentaje varía un poco con respecto al 3BCg, que contiene más arenas y menos limos, aunque la cantidad de arcillas se mantiene, tal vez porque las arcillas se han lixiviado. El horizonte C subyacente presenta mayor cantidad de arcillas (16.2 %).

En general, las texturas de los materiales muestran predominancia de limos. Gran parte de la fracción limo puede ser heredada del material parental, ya que en la micromorfología se observó que todas las láminas se tiene prácticamente los mismos componentes minerales (minerales primarios como cuarzos, plagioclasas, micas, entre otros) y el tamaño de las partículas así como sus características morfológicas son muy semejantes (arenas finas y limos de finos a gruesos, principalmente). Incluso se observaron fragmentos de limos cementados que provienen de rocas sedimentarias de la sierra de Boquillas, con lo que la granulometría fina de los suelos es en gran medida un rasgo heredado del material parental.

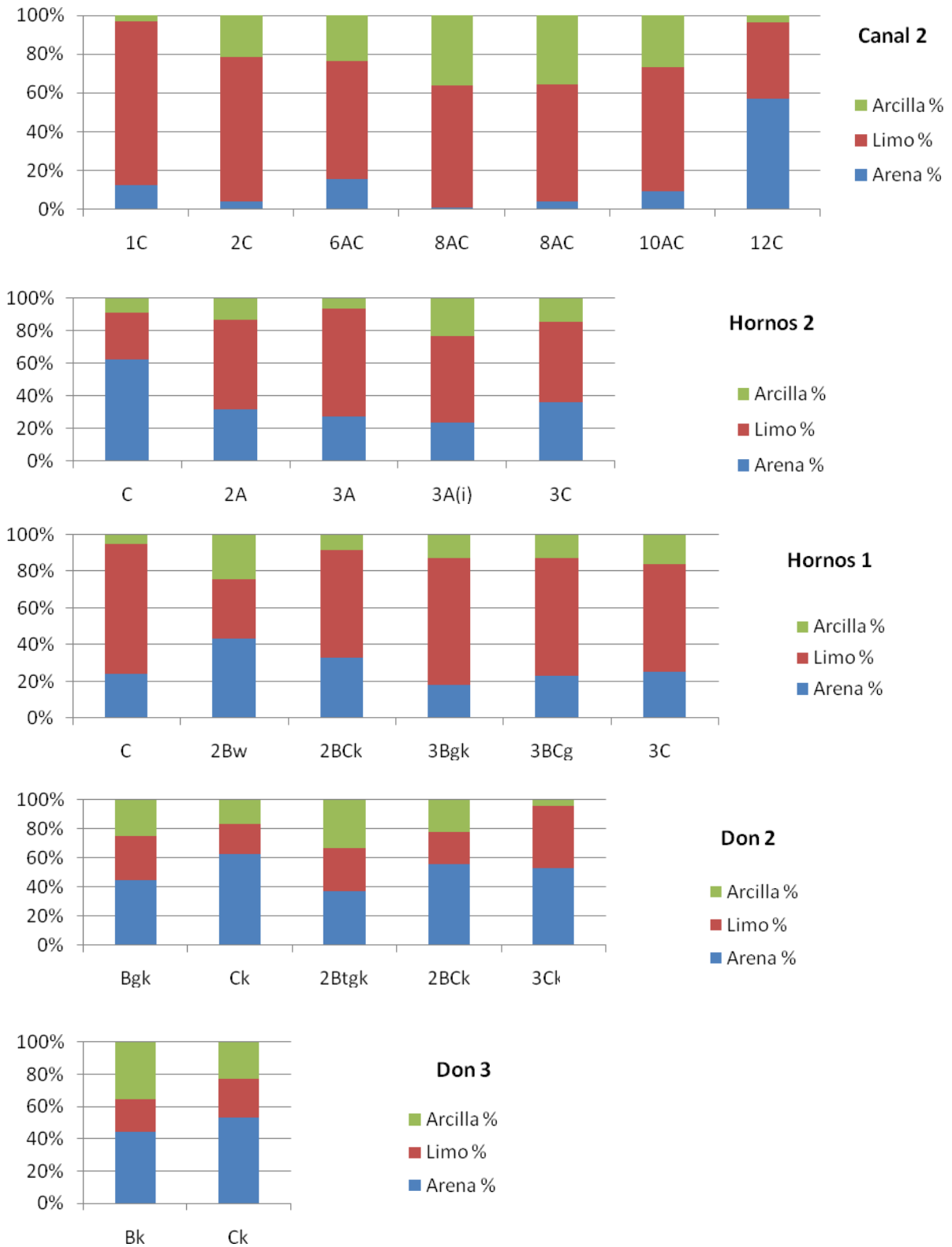


Figura 5.11. Gráficas de Textura. Canal 2, Hornos 2 y Hornos 1 de La Playa, Don 2 y Don 3 de Huebampo.

V.2.1.3. SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

La susceptibilidad magnética evalúa la capacidad de un material de ser magnetizado por un campo magnético externo. En éste caso, las respuestas magnéticas de los perfiles evaluados (Hornos 1 y 2 y Canal 2, de La Playa) muestran incrementos en algunos perfiles de suelos y en algunos estratos sedimentarios, como se describe a continuación.

Los puntos máximos de susceptibilidad magnética se observaron en los depósitos sedimentarios. En el perfil Canal 2 la mayor respuesta se obtuvo en el estrato areno-limoso de la base de la secuencia; y en general las respuestas mayores se observaron en los estratos limosos subyacentes a la secuencia de horizontes AC. Los horizontes de suelo muestran una susceptibilidad menor, obteniéndose ahí las lecturas más bajas. El suelo quemado muestra susceptibilidad similar a la de los horizontes AC (Figura 5.12).

En los perfiles Hornos 2 y 1 observamos el máximo de susceptibilidad en el estrato limoso superficial. La susceptibilidad disminuye en los horizontes A mostrando un mínimo en los sedimentos subyacentes y volviendo a incrementar en el horizonte 2Bw del segundo paleosuelo, en donde se obtuvo la máxima respuesta, lo que puede asociarse con la presencia de óxidos de Fe, muy probablemente, neoformados por pedogénesis (lo cual se corroboró con la micromorfología, que se describe más adelante); y disminuye al mínimo en los horizontes subyacentes 3B_{gk}, que muestran características gleycas por la reducción del Fe, con lo que disminuye su susceptibilidad, además de que el horizonte contiene carbonatos, que también son de baja a nula susceptibilidad. Un tercer incremento se observó en la base del perfil Hornos 1, en los sedimentos compuestos de grava (Figura 5.12).

La mayor respuesta magnética de los estratos se relaciona con su contenido mineralógico heredado del material geológico de la zona, puesto que la sierra de Boquillas se compone de rocas sedimentarias clásticas como conglomerados de litología variada, limolitas y areniscas, por lo que es factible que los sedimentos contengan minerales ferromagnesianos con alta susceptibilidad magnética.

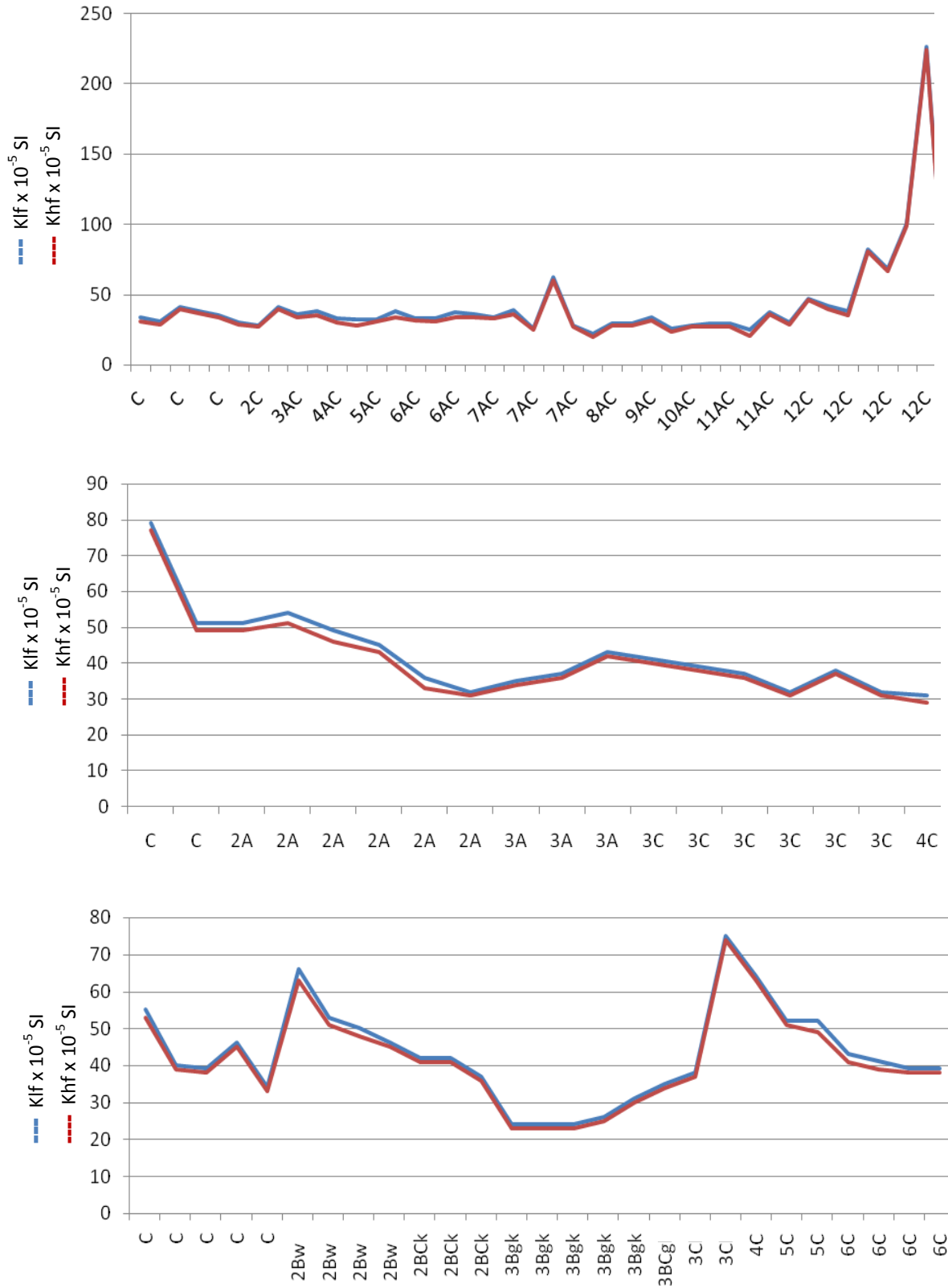


Figura 5.12. Susceptibilidad magnética La Playa. Canal 2, Hornos 2 y Hornos 1. Como se observa en las curvas, la Klf y la Khf se comportan de manera muy similar.

V.2.2. ANÁLISIS QUÍMICOS

V.2.2.1. HIERRO LIBRE (EXTRACTABLE CON DITIONITO DE SODIO)

Los óxidos de Fe presentes en el suelo pueden ser heredados del material parental, o pueden deberse a procesos pedogénicos como el intemperismo y la neoformación de minerales, que dependen de las condiciones ambientales que los promuevan, (humedad y temperatura). La formación y acumulación de óxidos de Fe en el suelo también depende del tiempo de evolución de la pedogénesis.

En los suelos de Huebampo (Figura 5.13), el contenido de Fe extractable es mayor en los horizontes B (Bk, Bgk, 2Btgk y 2BCk), por lo que podemos considerar que responde al avance de la pedogénesis, que ha intemperizado los minerales del material parental, favoreciendo el desarrollo de horizontes de acumulación de minerales secundarios. El nivel máximo se presenta en el horizonte Bk (7.07 mg/g), y se observa una disminución significativa en los horizontes 2Bgk (3.98 mg/g) y 3Btg k(4.12 mg/g), relacionada con los procesos redox que sufrieron durante su evolución; no obstante, su contenido es mayor que el de los horizontes C y los sedimentos, con excepción del horizonte más profundo 3BC, en donde se observa un valor más alto (4.66 mg/g).

En los perfiles de La Playa (Figura 5.13), el contenido máximo de Fe extractable se observó en el horizonte 6AC del suelo policíclico del perfil Canal 2 (5.4 mg/g), probablemente formado a partir de material edáfico erodado de las partes altas de la Sierra de Boquillas, o producto de la lixiviación de los mismos, ya que los suelos se encuentran al piedemonte, en la zona de acumulación.

En los perfiles Hornos 2 y Hornos 1, los contenidos mínimos de Fe extractable se observaron en los sedimentos y los horizontes C, mientras que aumentaron en los horizontes del suelo cumúlico 2A (4.13 mg/g) y 3A_(i) (4.12 mg/g)), dándose el contenido máximo en el horizonte 2Bw (4.65 mg/g), por lo que se relaciona directamente con el grado de pedogénesis. En los horizontes subyacentes el contenido de óxidos de Fe disminuye, con un mínimo en el 3Bgk (2.75 mg/g) debido a los procesos de gleyzación que redujeron y movilizaron al Fe, que al ser lixiviado emigró a los horizontes que le subyacen, por lo que hay un incremento en el horizonte 3Ck (3.58 mg/g), que se encuentra en la base del perfil.

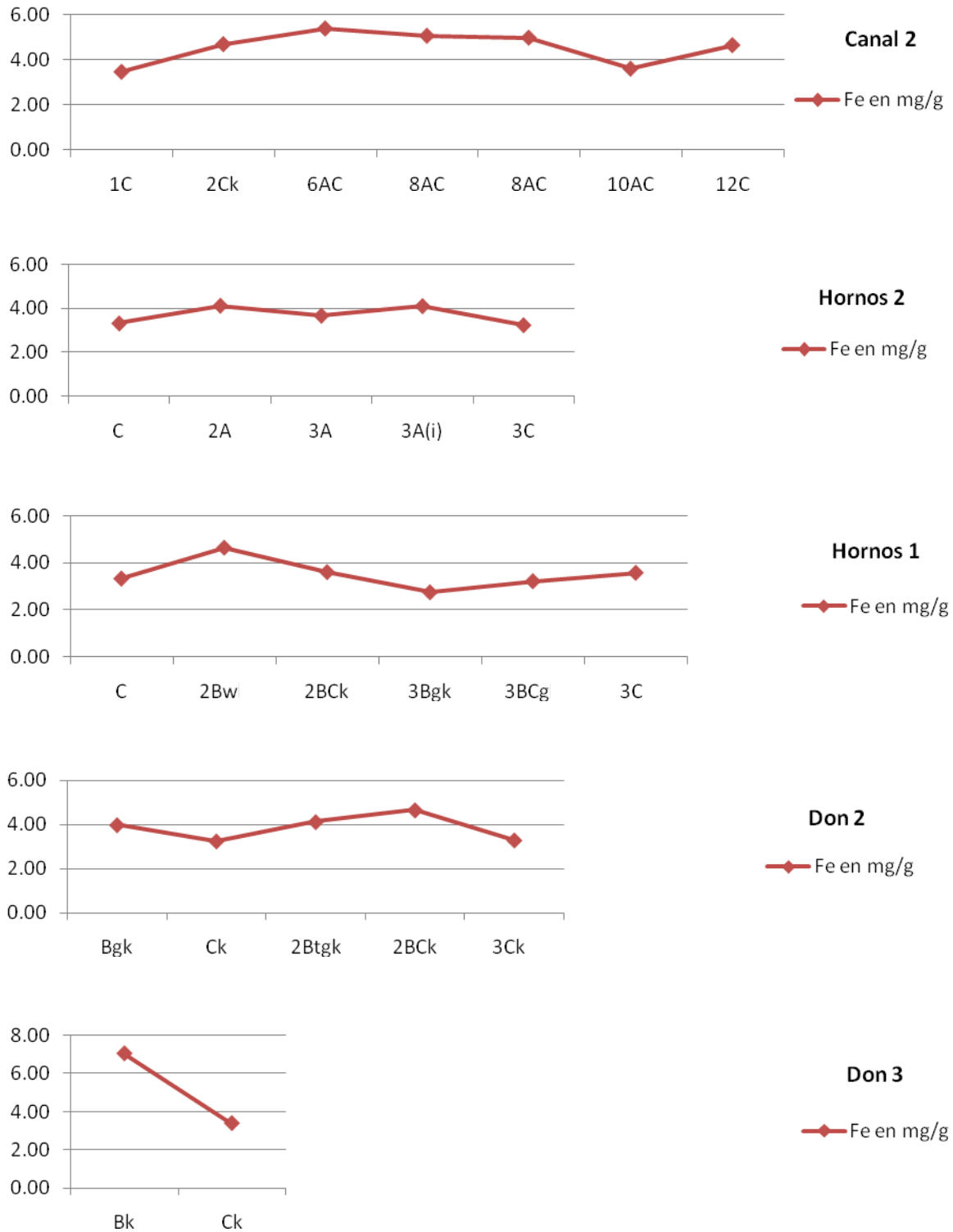


Figura 5.13. Hierro extractable. Canal 2, Hornos 2 y Hornos 1, La Playa; Don 2 y Don 3, Huebampo.

V.2.2.2. CARBONATOS

Los carbonatos presentes en el suelo pueden ser heredados del material parental, si éste contiene carbonatos, o ser producto de procesos pedogénicos.

Los carbonatos pedogénicos en el suelo se relaciona con el ambiente: cuando la evaporación excede a la precipitación, tienden a acumularse en el suelo carbonatos secundarios, que forman concreciones o depósitos laminares. También hay acumulación de carbonatos en las zonas influidas por las fluctuaciones del manto freático, que al aumentar su nivel y saturar el suelo de agua, lleva sales en solución las cuales precipitan cuando el nivel del agua disminuye, depositándose en los poros del suelo.

En los perfiles de Huebampo (Figura 5.14), todos los horizontes contienen carbonatos, aunque en baja proporción. Los niveles mínimos se observaron en los horizontes B sepultados (2Bgk y 3Btgk), aunque en el horizonte Bk se incrementan debido que está expuesto en superficie y las condiciones climáticas semiáridas favorecen la acumulación de carbonatos en dicho horizonte. En general, los horizontes Ck de los suelos subyacentes contienen más carbonatos, pero el máximo contenido (22.3 %) se obtuvo en el sedimento areno-limoso que se encuentra en la base de la secuencia.

En los perfiles de La Playa (Figura 5.14) todos los horizontes se encuentran carbonatados, pero las cantidades mayores de carbonatos se observaron en los paleosuelos más profundos, dándose el contenido máximo en el horizonte 3Bgk (13 %). El horizonte sobreyacente inmediato 2BCk también contiene gran cantidad de carbonatos (12.34 %), tanto primarios como secundarios.

En general, los horizontes de los suelos cumúlicos (A y AC) contienen menos carbonatos que los horizontes de los suelos subyacentes, parte de ellos heredados del material parental, lo que indica diferentes condiciones de formación.

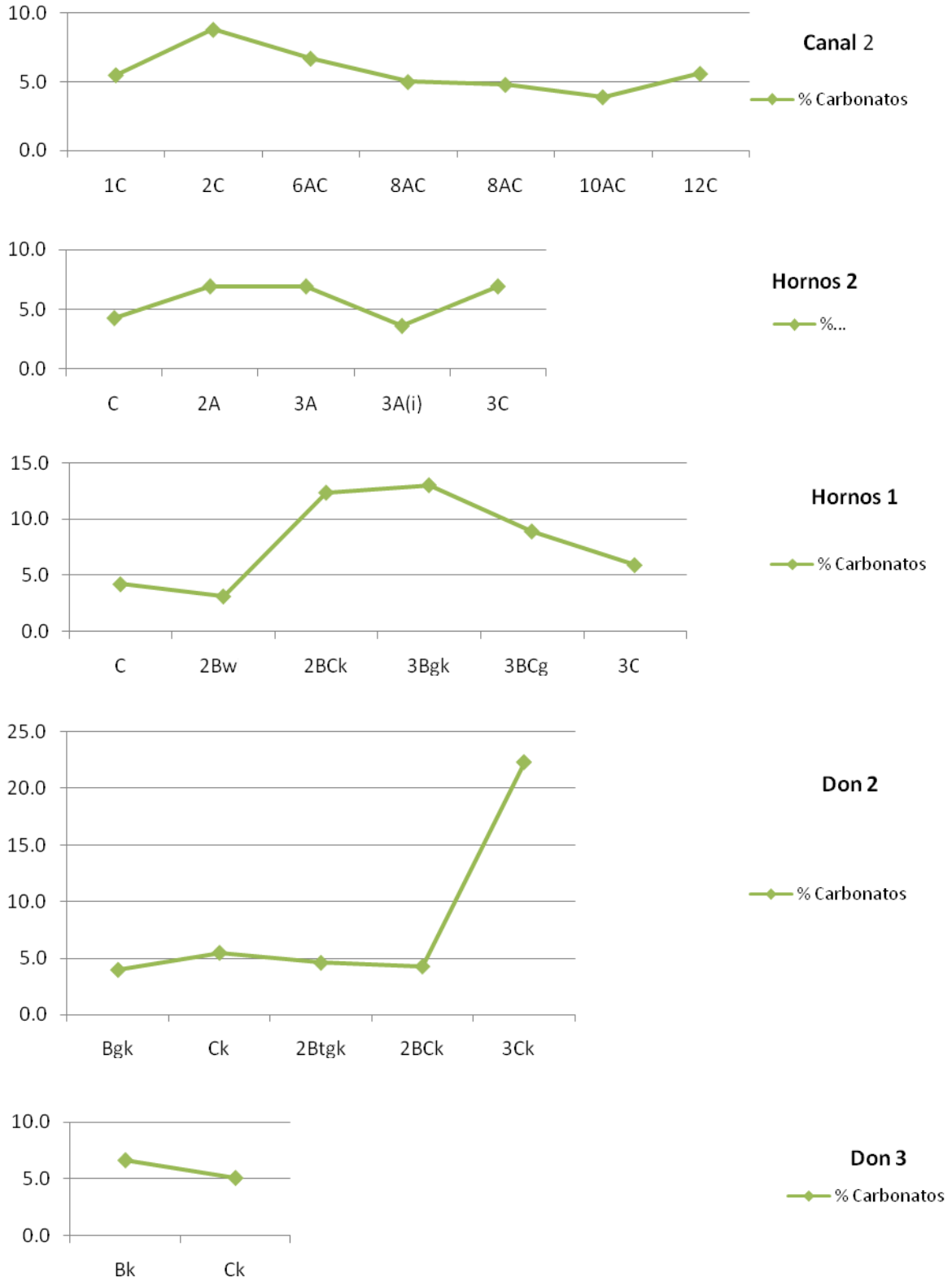


Figura 5.14. Porcentaje de Carbonatos. Canal 2, Hornos 2 y Hornos 1, La Playa; Don 2 y Don 3, Huebampo.

V.2.2.3. CARBONO ORGÁNICO TOTAL

El carbono orgánico (COT) del suelo proviene de la descomposición de la materia orgánica (MO), por lo que su cuantificación permite calcular el contenido de MO y evaluar algunas propiedades del suelo, ya que ésta influye sobre varias de sus características: color, agregación, plasticidad, cohesión, capacidad de retención de humedad, intercambio catiónico y aniónico, disponibilidad de N, P y S, actividad biológica, por lo que influye directamente en la realización de varios procesos pedogénicos. La acumulación de la materia orgánica en el suelo depende en gran medida de las características ambientales, que regulan los diversos procesos de descomposición, humificación y mineralización.

En las muestras analizadas, el contenido de COT es extremadamente pobre (menos del 1%), aún en los horizontes A, probablemente debido a que la materia orgánica se ha mineralizado totalmente; o a que originalmente no era abundante en el suelo (Figura 5.15).

En los suelos de Huebampo, el contenido es muy pobre, pero se observa un incremento en el horizonte B del perfil Don 3, probablemente debido a que actualmente es un horizonte superficial, por lo que ya está siendo afectado por procesos pedogénicos actuales de modo incipiente y ha comenzado a acumular materia orgánica degradada.

El mayor contenido de COT se encuentra en el pedocomplejo del perfil Hornos 2 de La Playa, en el horizonte 2A, que es el más reciente de la secuencia y estuvo en superficie antes de ser sepultado por un depósito de sedimentos limosos.

El otro punto máximo de COT se encuentra en el sedimento quemado del perfil Canal 2, marcadamente más abundante que en los horizontes AC del resto de la secuencia.

Los paleosuelos más antiguos muestran contenidos mínimos, debido a que sólo se conservan los horizontes B y C, de por sí pobres en materia orgánica.

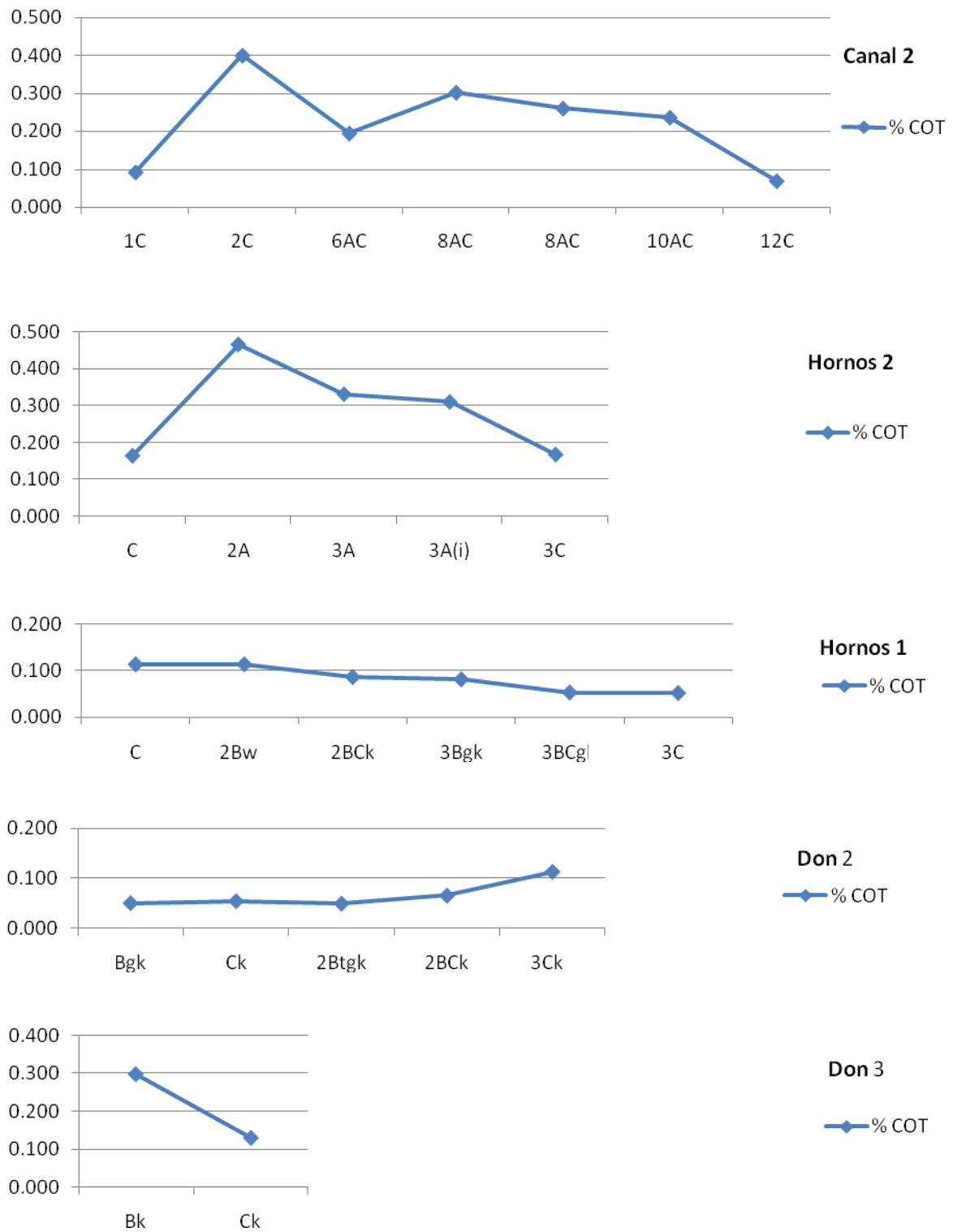


Figura 5.15. Porcentaje de COT. Canal 2, Hornos 2 y Hornos 1, La Playa; Don 2 y Don 3, Huebampo.

V.2.2.4. FECHAMIENTOS POR RADIOCARBONO.

Se fecharon por radiocarbono dos muestras de las secuencias de La Playa (Ver Tabla 5.3). Se seleccionaron los perfiles Hornos 1 y 2, que es donde se observa la secuencia de paleosuelos más completa.

Del perfil Hornos 2, se fecharon ácidos húmicos del horizonte 3A, que proporcionaron la datación del último periodo de pedogénesis de éste horizonte, ya que el proceso de descomposición disminuye drásticamente con el sepultamiento. La edad obtenida es de 4090 – 3880 cal. A.P., lo que sitúa a estos suelos en el Holoceno tardío.

Del perfil Hornos 1, por carecer de horizonte A se utilizaron las concreciones de carbonatos del horizonte 3Bgk del paleosuelo más profundo. Las concreciones de carbonatos se forman por lixiviación de compuestos que son removidos por el agua y precipitados en los poros, por lo que son posteriores a la formación del suelo sobre el cual se depositan. La edad obtenida oscila entre 14910 – 14230 cal. A.P., de lo que se desprende que los paleosuelos que constituyen la secuencia del perfil se formaron en el Pleistoceno.

Tabla 5.3. Edades obtenidas por radiocarbono.

Muestra	Perfil	Material	Edad convencional	Edad calibrada (2 Sigma Calibration)
3A	Hornos 2	Materia orgánica	3660 +/- 40 AP	Cal a.C. 2140 - 1930 (Cal AP 4090 - 3880)
3Bgk	Hornos 1	Carbonatos (Concreciones)	12490 +/- 60 AP	Cal a.C. 12960 - 12280 (Cal AP 14910 - 14230)

No se realizaron fechamientos de las muestras de Huebampo como parte de éste trabajo; no obstante, existen fechas proporcionadas por el análisis de las concreciones de carbonatos de un paleosuelo subyacente a los analizados –que

no forma parte de ésta investigación-, que arrojaron antigüedades de 27,500 años A.P. y de 31,840 años A.P. (Pustovoytov *et al.*, 2010). Considerando que la formación de un horizonte Bt de un suelo involucra procesos pedogénicos cuyo tiempo característico oscila entre los 1,000-10,000 años aproximadamente, es factible considerar la formación de los paleosuelos de los perfiles Don 2 y Don 3 utilizados para este estudio, como eventos posteriores a la fecha obtenida de los carbonatos pedogénicos de los paleosuelos más profundos, pero todavía desarrollados durante el Pleistoceno. Ello permite establecer una correlación con los procesos de formación de suelos observados en La Playa.

V.2.2.5. ISÓTOPOS DE CARBONO.

El ^{13}C de la materia orgánica del suelo proviene de la incorporación de la materia orgánica vegetal a la fracción mineral por la acción de los microorganismos, que lo asimilan de las plantas y lo incorporan al suelo a través de la respiración y en forma de humus.

Se analizó la composición isotópica de las muestras con mayor contenido de COT, que son básicamente horizontes A y AC (8 muestras) y en los paleosuelos carentes de horizonte A, se utilizaron los horizontes 2Bwk y Bk con algún porcentaje de COT. Las primeras siete muestras provienen de La Playa y la última de Huebampo.

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos oscilan entre -16.95 y -19.80 ‰, lo que permite considerar que el tipo de vegetación predominante durante los diferentes periodos de formación de los paleosuelos estudiados contó con un metabolismo CAM, cuyos referentes tiene un rango de: -10 a -22 ‰. (Ver Tabla 3), que refieren a climas áridos y semiáridos.

Tabla 5.4: Rangos de referencia del $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ (‰) para los tipos de vegetación y climas asociados.

Metabolismo/ vegetación	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ (‰) (Guerrero y Berlanga, 2000).	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ (‰) (Cerling, 1999)	Referente climático
C3	-24 a -30 ‰	-20 a -35 ‰	Climas húmedos
C4	-10 a -16 ‰	-10 a -14 ‰	Climas cálidos y secos
CAM	-10 a -22 ‰	Intermedios entre C3 y C4	Climas desérticos

Tabla 5.5. Resultados de los isótopos de Carbono de la Materia Orgánica del suelo.

Perfil	Profundidad (cm)	Horizonte	TOC (%)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ (‰)	Descripción
Canal 2	50-65	2C	0,409	-18,21	materia orgánica
Canal 2	225 - 255	8AC	0,302	-18,59	materia orgánica
Canal 2	225 - 255	8AC	0,262	-18,84	materia orgánica
Canal 2	270 - 295	10AC	0,236	-18,40	materia orgánica
Canal 2	145 - 175	6AC	0,193	-19,60	materia orgánica
Hornos 2	20 - 70	2A	0,455	-18,94	materia orgánica
Hornos 2	70 - 110	3A	0,328	-17,51	materia orgánica
Hornos 2	70 - 110	3A _(i)	0,31	-16,95	materia orgánica
Hornos 1	40 - 80	2Bw	0,112	-19,80	materia orgánica
Don 3	0 - 45	Bk	0,296	-17,36	materia orgánica

V.2.3. DIFRACCIÓN DE RX A LA FRACCIÓN ARCILLA

Se analizó la fracción arcilla de cada una de las muestras, las que se orientaron sobre un portaobjetos circular de vidrio. La identificación fue realizada por la Dra. Teresa Pi, del Instituto de Geología de la UNAM.

Las 26 muestras de arcilla estudiadas presentan una cristalinidad intermedia-alta. La mineralogía de arcilla de todas las primeras 18 muestras es muy similar (ver gráfico comparativo) ya que en todas se encuentran los mismos picos y con intensidad muy similar.

Por lo que respecta a los minerales del grupo de los filosilicatos, en las muestras estudiadas se observan 3 picos importantes a $\approx 7\text{Å}$, $\approx 10\text{Å}$ y $\approx 14-15\text{Å}$. El pico de $\approx 14-15\text{Å}$ es el más importante y pertenece a un mineral del grupo de las **esmectitas** -(arcillas expandibles)-, casi puro. El pico de $\approx 10\text{Å}$ pertenece a una **mica** probablemente de tipo **ilita** y el pico a $\approx 7\text{Å}$ es de un mineral del grupo de la

caolinita. En la mayor parte de las muestras el grupo mineral predominante es el de las esmectitas.

En los suelos, los minerales arcillosos se forman debido al intemperismo de los minerales primarios del tipo de las micas. El K^+ que enlaza las láminas de la estructura de la mica se hidrata, con lo que incrementa el espacio basal y se alteran sus características, formándose ilitas (2:1). Cuando el intemperismo continúa, los iones de K^+ son removidos, formándose arcillas expandibles como la montmorilonita (2:1). Al intemperizarse, la montmorilonita se descompone y pierde una lámina de sílice, quedando en relación 1:1 y conformando caolinita, que es el producto final de la descomposición, por lo que se asocia a suelos con una evolución de miles de años (Buol *et al*, 1981; Retallack, 2001).

Bajo ciertas condiciones, las esmectitas pueden transformarse nuevamente en ilitas. Se consideran dos casos de ilitización de las esmectitas: el primero se da en los suelos poco evolucionados de regiones áridas, con fuerte estacionalidad de lluvias y de secas. Aunque también existen paleosuelos ilíticos que se formaron en ambientes con vegetación de bosque. Esto último se explica por la alteración de las esmectitas después de que el suelo es sepultado, promoviendo la formación de ilitas. Para que ello ocurra, es necesario que existan en la matriz del suelo minerales potásicos, como la microclina y plagioclasas, que pueden ser hidrolizadas por soluciones ricas en ácido carbónico, liberando potasio, el cual se une a la esmectita y forma ilita. El potasio puede ser aportado además por aguas subterráneas enriquecidas por el potasio lixiviado de los suelos superficiales (Retallack, 2001).

En todas las muestras de La Playa el tipo de arcilla predominante es la esmectita, seguida de ilita. También contienen caolinita, en muy poca cantidad y de alta cristalinidad, por lo que probablemente ésta es litogénica, es decir, se trata de un rasgo heredado del material parental, ya que la caolinita muy cristalina se forma en condiciones de enterramiento a través de mucho tiempo.

Los difractogramas muestran que la ilita es escasa o nula en los estratos sedimentarios, viéndose incrementadas en los horizontes de suelo. Son, por tanto, un rasgo pedogénico.

En Huebampo, la arcilla predominante es también esmectita, pero a diferencia de La Playa, casi no hay illitas, además de que son de menor resolución, es decir, menos cristalinas. Aquí los minerales no están en estado puro.

Enseguida se muestran las tablas con los resultados obtenidos para cada una de las muestras.

Tabla 5.6. Resultados de la Difracción de Rx a la fracción arcilla.

MUESTRA PERFIL	PICOS A TEMPERATURA AMBIENTE	PICOS CON ETILENGLICOL	PICOS 300°C	PICOS 400°C	PICOS 550°C	FASE IDENTIFICADA
Canal 2 C	14.7Å 10.1Å 7.2Å	16.3Å 10.0Å 7.2Å			≈10Å ≈10Å X	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita. Mica probablemente de tipo illita . Arcilla de tipo caolinítico .
Canal 2 2C	14.4Å 9.9Å 7.1Å	16.8Å 9.9Å 7.2Å			≈10Å ≈10Å X	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita. Mica probablemente de tipo illita . Arcilla de tipo caolinítico .
Canal 2 6AC	14.6Å 10.2Å 7.3Å	16.5Å 10.1Å 7.2Å			≈10Å ≈10Å X	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita. Mica probablemente de tipo illita . Arcilla de tipo caolinítico .
Canal 2 8AC	14.3Å 10.2Å 7.4Å	16.9Å 9.9Å ≈7.3Å			≈10Å ≈10Å X	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita. Mica probablemente de tipo illita . Arcilla de tipo caolinítico .
Canal 2 8AC	13.9Å 10.3Å 7.4Å	≈16.9Å 10.0Å 7.3Å			≈10Å ≈10Å X	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita. Mica probablemente de tipo illita . Arcilla de tipo caolinítico .
Canal 2 10AC	14.8Å 10.2Å 7.3Å	16.8Å 9.9Å 7.3Å			≈10Å ≈10Å X	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita. Mica probablemente de tipo illita . Arcilla de tipo caolinítico .
Canal 2 12C	14.8Å 10.2Å 7.3Å	≈16.8Å 10.0Å 7.3Å			≈10Å ≈10Å X	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita. Mica probablemente de tipo illita . Arcilla de tipo caolinítico .

MUESTRA	PICOS A TEMPERATURA AMBIENTE	PICOS CON ETILENGLICOL	PICOS 300°C	PICOS 400°C	PICOS 550°C	FASE IDENTIFICADA
Hornos 2 C	14.10 Å 9.9 Å 7.1 Å	16.3 Å 10.1 Å 7.1 Å			≈10Å ≈10Å X	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita. Mica probablemente de tipo illita . Arcilla de tipo caolinítico .
Hornos 2 2A	13.6 Å 10.2 Å 7.3 Å	17 Å 10.0 Å 7.2 Å	7.2 Å	7.2 Å	≈10Å ≈10Å X	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita. Mica probablemente de tipo illita . Arcilla de tipo caolinítico
Hornos 2 3A	14.7 Å 10.0 Å 7.2 Å	15.8 Å 9.9 7.2 Å			≈10Å ≈10Å X	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita Mica probablemente de tipo illita . Arcilla de tipo caolinítico
Hornos 2 3A(i)	13.8 Å 10.1 Å 7.4 Å	16.7 Å 10.0 7.2 Å			≈10Å ≈10Å X	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita Mica probablemente de tipo illita . Arcilla de tipo caolinítico .
Hornos 2 3C	14.6 Å 10.2 Å 7.2 Å	17 Å 10.0 Å 7.2 Å			≈10Å ≈10Å X	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita. Mica probablemente de tipo illita . Arcilla de tipo caolinítico .
Hornos 1 C	14.8 Å 10.3 Å 7.20 Å	16.8 Å 10.0 Å 7.4 Å	7.2 Å	7.2 Å	≈10Å ≈10Å X	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita. Mica probablemente de tipo illita . Arcilla de tipo caolinítico .
Hornos 1 2Bw	14.6 Å 10.1 Å 7.6 Å	15.9 Å 9.7 Å 7.1 Å	7.2 Å	7.2 Å	≈10Å ≈10Å X	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita. Mica probablemente de tipo illita . Arcilla de tipo caolinítico .
Hornos 1 2Bck	14.0 Å 10.2 Å 7.2 Å	16.9 Å 9.9 Å 7.3 Å	7.2 Å	7.2 Å	≈10Å ≈10Å X	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita. Mica probablemente de tipo illita . Arcilla de tipo caolinítico .
Hornos 1 3Bgk	15.8 Å 10.1 Å 7.6 Å	16.0 Å 10.0 Å 7.2 Å			≈10Å ≈10Å X	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita. Mica probablemente de tipo illita . Arcilla de tipo caolinítico .

MUESTRA	PICOS A TEMPERATURA AMBIENTE	PICOS CON ETILENGLICOL	PICOS 300°C	PICOS 400°C	PICOS 550°C	FASE IDENTIFICADA
Hornos 1 3BCgk	14.3 Å 9.9 Å 7.1 Å	14.8 Å 10.1 Å 7.2 Å			≈10 Å ≈10 Å X	<i>Esmectita</i> probablemente de tipo montmorillonita. Mica probablemente de tipo <i>illita</i> . Arcilla de tipo <i>caolinítico</i> .
Hornos 1 3Ck	14.6 Å 10.2 Å 7.2 Å	16.9 Å 10.1 Å 7.2 Å	7.2 Å	7.2 Å	≈10 Å ≈10 Å X	<i>Esmectita</i> probablemente de tipo montmorillonita. Mica probablemente de tipo <i>illita</i> . Arcilla de tipo <i>caolinítico</i> .
Don 2 Bgk	14.8 Å ((10.1 Å)) 7.2 Å	16.7 Å ((9.9 Å)) 7.3 Å			≈10 Å (≈10 Å) X	<i>Esmectita</i> probablemente de tipo montmorillonita. Mica probablemente de tipo <i>illita</i> . Arcilla de tipo <i>caolinítico</i> . Se observa un cambio importante respecto a las muestras anteriores. Prácticamente desaparece el pico de mica.
Don 2 Ck	14.3 Å (9.7 Å) 7.1 Å	16.3 Å ((10.1 Å)) 7.2 Å	7.2 Å	7.2 Å	≈10 Å ≈10 Å X	<i>Esmectita</i> probablemente de tipo montmorillonita. Mica probablemente de tipo <i>illita</i> . Arcilla de tipo <i>caolinítico</i> . (Muy similar a la muestra 20).
Don 2 2Btgk	14.2 Å ((11.7 Å)) ((10.1 Å)) 7.3 Å	14.5 Å ((12)) (9.8 Å) 7.2 Å	7.2 Å	7.2 Å	≈10 Å ¿? ≈10 Å X	<i>Esmectita</i> probablemente de tipo montmorillonita. Posibles trazas de Interestratificado con mica Mica probablemente de tipo <i>illita</i> . Arcilla de tipo <i>caolinítico</i> . (Muy similar a la muestra 20 y 21).
Don 2 2Bck	14.3 Å ((11.9 Å)) ((10.6 Å)) 7.4 Å	16.0 Å ((11.6 Å)) ((10.4 Å)) 7.2 Å			≈10 Å ¿? ≈10 Å X	<i>Esmectita</i> probablemente de tipo montmorillonita. Posibles trazas de Interestratificado con mica Mica probablemente de tipo <i>illita</i> . Arcilla de tipo <i>caolinítico</i> . Muy similar a la muestra 22.

MUESTRA	PICOS A TEMPERATURA AMBIENTE	PICOS CON ETILENGLICOL	PICOS 300°C	PICOS 400°C	PICOS 550°C	FASE IDENTIFICADA
Don 2 3Ck	15.1 Å ((11.7 Å)) 7.2 Å	16.2 Å ((11.7 a 12.1Å)) ((9.8Å)) 7.1 Å	7.2 Å	7.2 Å	≈10Å ¿? ≈10Å X	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita. Posibles trazas de Interestratificado con mica Mica probablemente de tipo illita . Arcilla de tipo caolinítico . Muy similar a la muestra 23.
Don 3 Bk	15.5Å 7.4 Å	17.1 Å 7.4 Å	7.2 Å	7.2 Å	≈10Å X	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita. Arcilla de tipo caolinítico . Los picos a 10-11Å desaparecen totalmente.
Don 3 Ck	15.2Å 7.1 Å	17.1 Å 7.4 Å	7.2 Å	7.2 Å	≈10Å X	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita. Arcilla de tipo caolinítico . Muy similar a la muestra 25

V.2.3.1. CARACTERIZACIÓN DE ESMECTITAS EN MUESTRA NO ORIENTADA DE LA FRACCIÓN ARCILLA

Muestra **6AC** Canal 2: 060 cerca de 1.50: montmorillonita dioctaédrica

Muestra **2Bw** Hornos 1: 060 cerca de 1.50: montmorillonita dioctaédrica

Muestra **Bgk** Don 2: 060 cerca de 1.50: montmorillonita dioctaédrica

Muestra **Ck** Don 3: 060 cerca de 1.49: montmorillonita dioctaédrica. La esmectita presenta menor cristalinidad que la identificada en las muestras anteriores.

V.2.4. CORRELACIÓN DE PERFILES.

Con base en las características de los paleosuelos proporcionadas por los análisis de campo y laboratorio, además de los fechamientos radiométricos, se realizó la correlación de los perfiles, proponiéndose que los paleosuelos de Canal 2 y Hornos 2 corresponden al Holoceno, mientras que los de Hornos 1, Don 2 y Don 3, son relictos del Plioceno (Figura 5.16).

VI.2.4. CORRELACIÓN DE PERFILES.

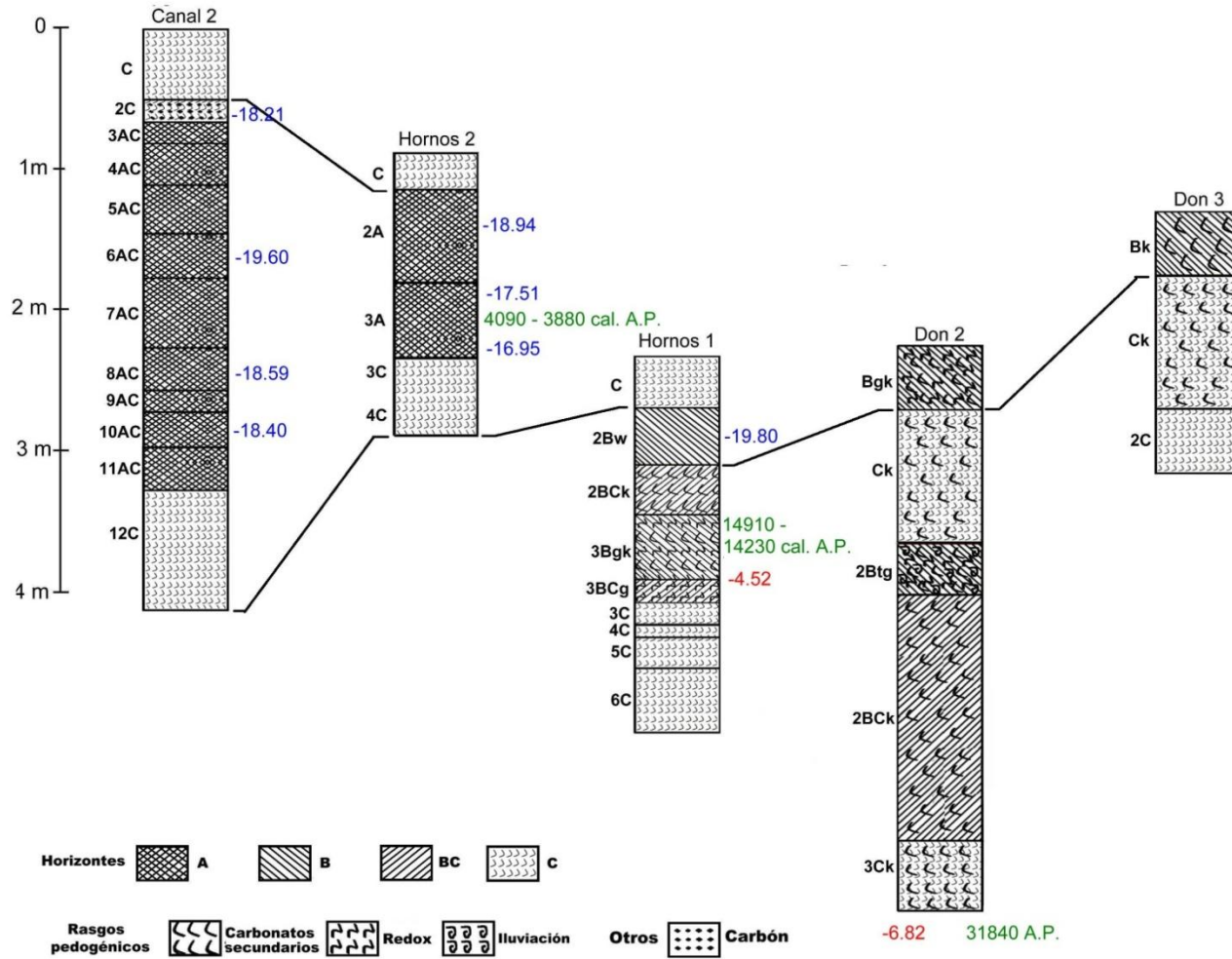


Figura 5.16. Correlación de perfiles, con base en los resultados obtenidos. En azul $\delta^{13}C$ de la M.O., en rojo el $\delta^{13}C$ de los carbonatos y en verde los fechamientos.

V.2.5. MICROMORFOLOGÍA

V.2.5.1. MICROMORFOLOGÍA DE LOS SUELOS PLEISTOCÉNICOS

En general, los suelos evaluados correspondientes al Pleistoceno (Hornos 1 y Don 2) evidencian los mismos rasgos pedogénicos entre sí, lo que indica que son producto de factores formadores muy similares.

En todos los casos, la matriz se compone de materiales mal clasificadas y poca madurez textural, por lo que las partículas son angulares e irregulares (Figs. 5.17 a y 5.19 c, d y e).

La composición mineralógica es predominantemente rica en cuarzos y feldespatos (Fig. 5.17 b) así como piroxenos muy alterados (Fig. 5.17f), micas (Figs. 5.17 c y d) y anfíboles (Fig. 5.17 c), de origen volcánico; cristales de clorita, epidota (Figs. 5.17 c y e) y glaucofana (Fig. 5.18d), de origen metamórfico; también contiene carbonatos microcristalinos (micrita) en la matriz (Figs. 5.18 a y b; 5.19 e y 5.20 a), y en los poros (Fig. 5.19 b; 5.20 b, e y f), debido a procesos de carbonatación.

Los minerales muestran mayor alteración por intemperismo, aunque sigue siendo moderado; algunos muestran una capa o halo de arcillas alrededor, rellenando los espacios interpartículas (Figs. 5.18 a, b y f) y otros muestran figuras de ataque.

Hay carbonatos revistiendo los poros, asociados a concreciones de óxidos de Fe (procesos redox). Algunas de estas concreciones parecen estar sobre los carbonatos (Figs. 5.18 c, d, e, f, 5.20 a, b, c, d, e y f).

Hay zonas de acumulación de arcilla y evidencias de procesos de óxido-reducción, tales como concreciones de óxidos de Fe y Mn en la matriz, además de nódulos de Fe y revestimientos de Mn en poros.

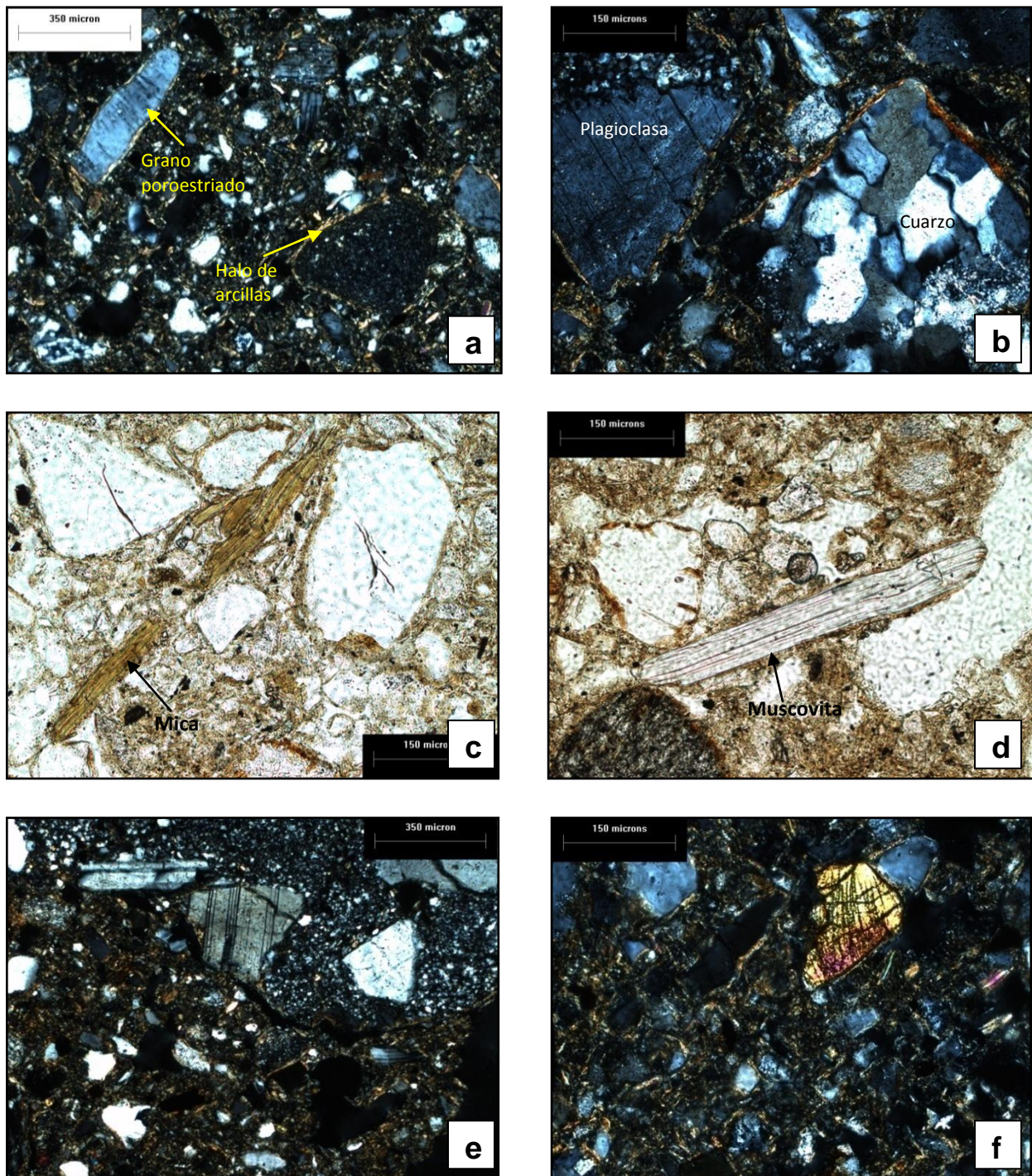


Figura 5.17. Rasgos micromorfológicos de los suelos formados en el Pleistoceno. a) Matriz: material mal clasificado, anguloso; se observan granos poroestriados (2Bw). Arcillas alrededor de los granos, producto del intemperismo); b) Cuarzo y plagioclasa alterándose (2Bw); c) Mica poco alterada (2Bw); d) Mica blanca (muscovita) poco alterada (2Bw); e) Contacto roca ígnea intrusiva y matriz arcillosa estriada (2Bw), y f) Piroxeno alterado, se observan las arcillas relleno el espacio interpartícula (10x nícoles cruzados) (2Bw).

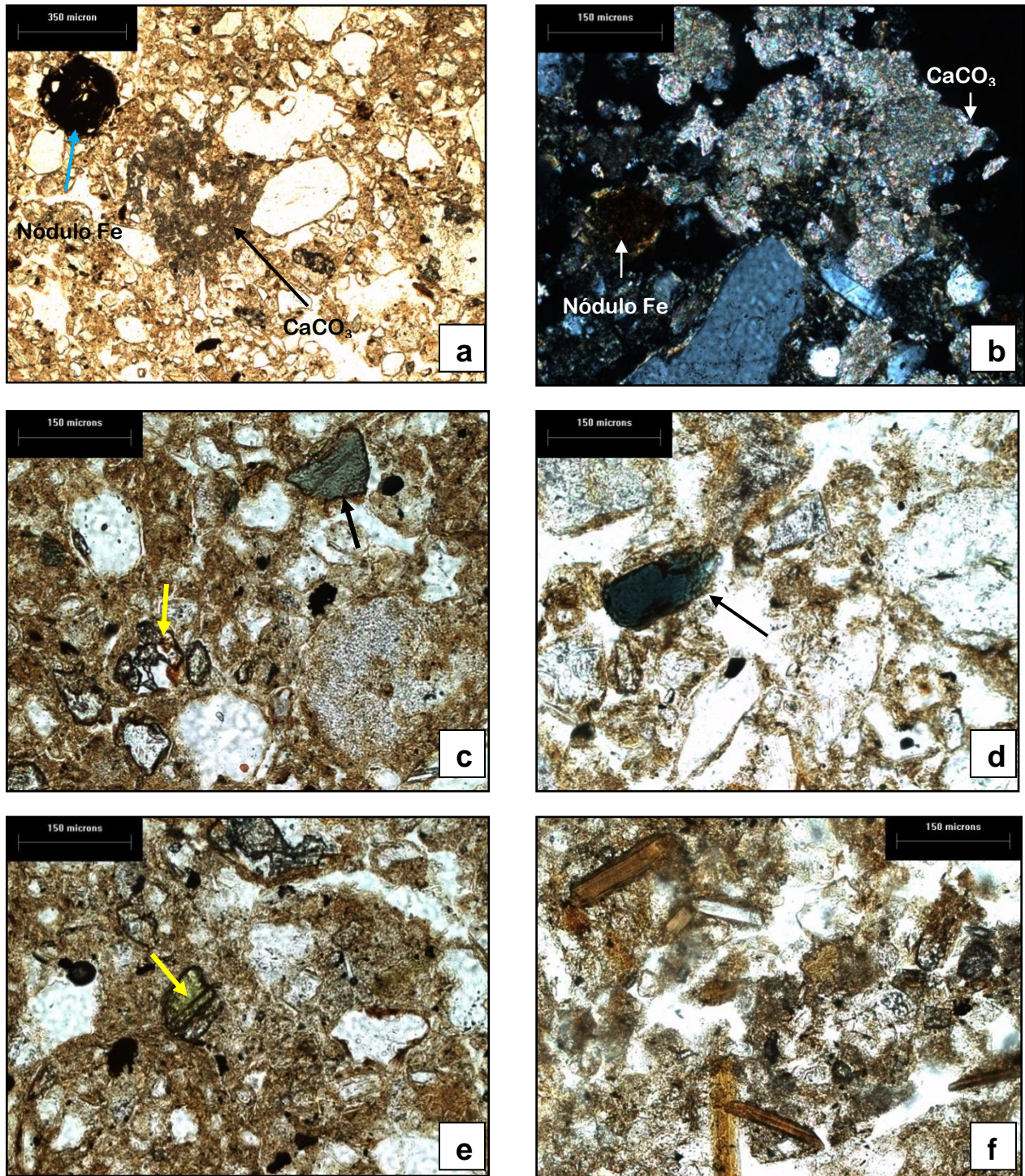


Figura 5.18. Rasgos micromorfológicos de los suelos formados en el Pleistoceno. a) Carbonatos y nódulo de Fe (4x luz polarizada) (2Bw); b) Carbonatos (10x nicoles cruzados) (2Bw); c) Anfíboles y epidota (10x) (2Bw); d) Glaucofana entre el sedimento (2Bw); e) Epidota pistachita (10x) (2Bw), y f) Micas intemperizadas (2BCK).

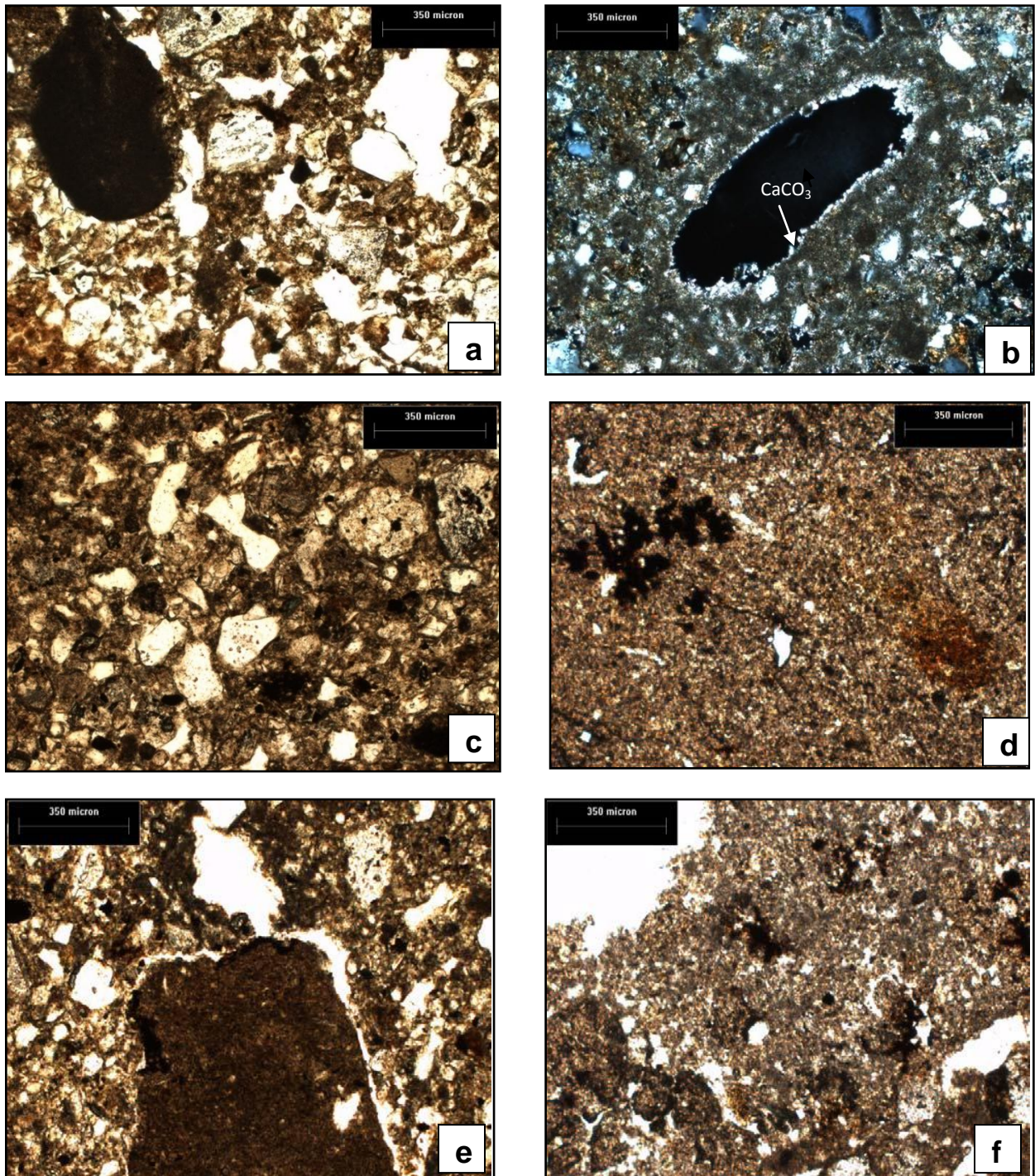


Figura 5.19. Rasgos micromorfológicos de los suelos formados en el Pleistoceno. a) Fragmento de caliza retrabajado; se observa la granulometría variable (2Bck); b) Carbonatos en poro (2Bck); c) Matriz: partículas gruesas y fragmentos rocosos angulosos, con rasgos redox (3Bgk); d) Matriz: partículas medianas con concreciones de Fe y Mn y acumulación de arcillas (3Bgk); e) Matriz gruesa con carbonatos y agregado de suelo con rasgos redox (3Bgk), y f) Carbonatos asociados a poros con acumulaciones dendríticas de Fe y Mn (3Bgk).

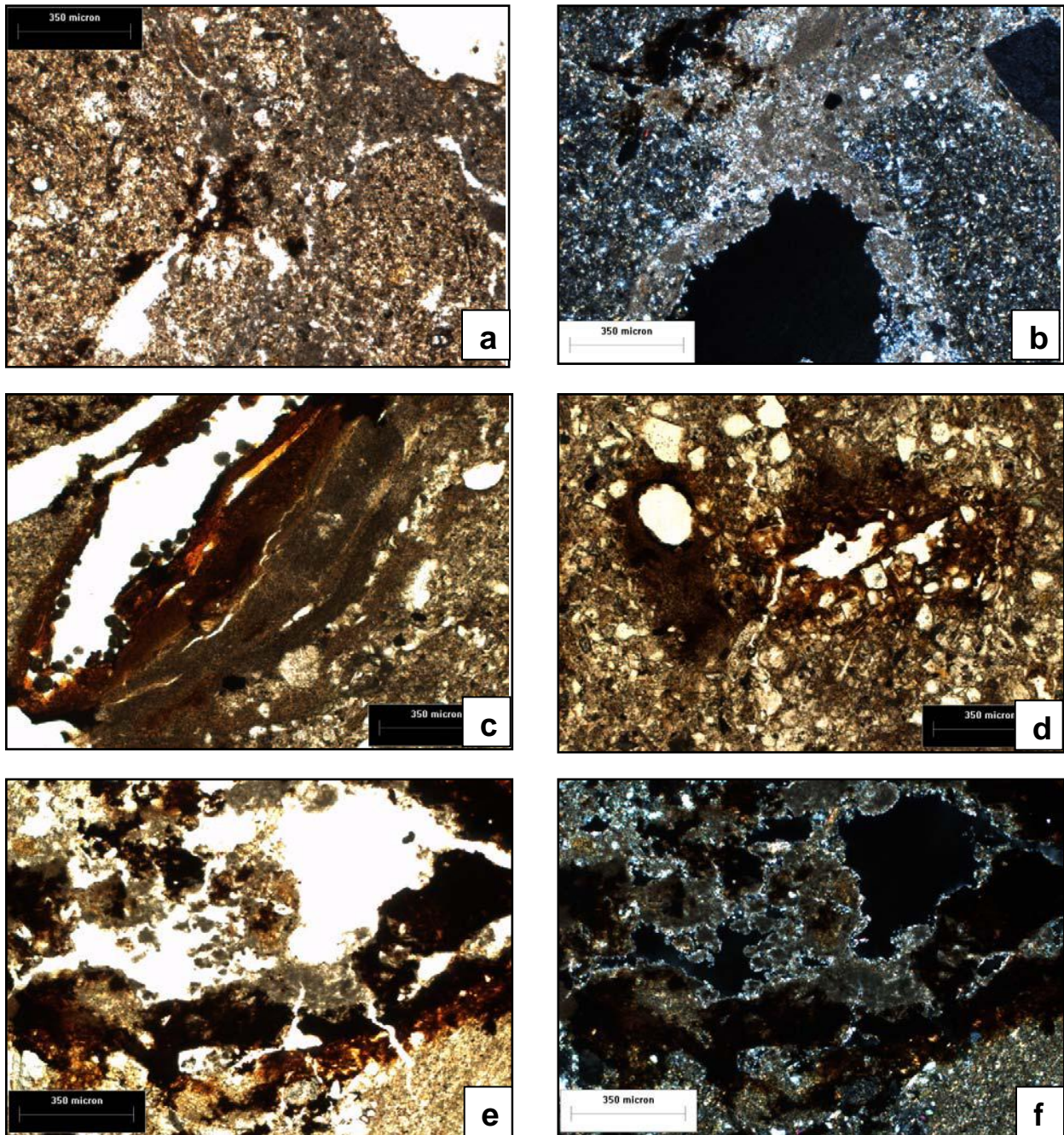


Figura 5.20. Rasgos micromorfológicos de los suelos formados en el Pleistoceno. a) Matriz carbonatada, con zonas de acumulación de arcilla y rasgos redox (3Bgk); b) Carbonatos en poros y óxidos de Fe (3Bgk); c) Poro relleno por material fino con laminaciones, arcillas orientadas y bioturbación (3BCgk); d) Manchas de óxidos de Fe (3BCgk); e) Carbonatos y concreciones de Fe y Mn (3BCgk), y f) Carbonatos y concreciones de Fe y Mn, con nódulos cruzados (3BCgk).

V.2.4.2. MICROMORFOLOGÍA DE LOS SEDIMENTOS¹¹

Entre las secuencias de suelos del Holoceno y los del Pleistoceno se encuentran sedimentos limosos, una parte de los cuales aflora en la superficie en las áreas donde los suelos holocénicos han sido erosionados. Dichos estratos se componen de partículas mal clasificadas, del tamaño de arenas finas a limos, angulosas (Fig. 5.21a y b). Predominan los cuarzos, y en menor medida encontramos micas, feldespato potásico y anfíbol -poco abundante-, de origen ígneo. El material presenta laminaciones con cambios abruptos texturales (Fig. 5.21a y b) y zonas de granulometría más fina. Hay carbonatos en la matriz (primarios), con algunas zonas ya cementadas por micrita ($\sim 5\mu$), así como carbonatos secundarios en poros (Fig. 5.21d).

En algunas zonas se observan arcillas retrabajadas (Fig. 5.21f), que están pobremente orientadas, sin birrefringencia, con un poco de materia orgánica y óxidos de Fe. La acumulación de arcillas en ciertas zonas puede deberse a la iluviación de arcillas (Fig. 5.21c) provocado por el flujo lateral. También hay presencia de micas sumamente alteradas (Fig. 5.22b), por lo que algunas zonas de arcilla podrían deberse a la descomposición de las micas y su transformación en arcillas. La presencia de micas y anfíboles (Figs. 5.22a y b) indica que el intemperismo ha sido moderado.

Se observan zonas donde los carbonatos se mezclan con arcillas en la matriz, lo que indica que es un material retrabajado. Hay material alóctono con rasgos pedogénicos (Fig. 5.21 d) incorporado al sedimento (zonas con textura más fina, mezcla de arcillas, materia orgánica, óxidos de Fe). También se observaron fitolitos (Fig. 5.22 f) y fragmentos de epidota, que es un mineral de origen metamórfico. Hay bioturbación reciente (Fig. 5.22 e), debido a que el material está actualmente en superficie.

En general, todo el material se relaciona con la geología de la zona (Rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas).

¹¹ La descripción micromorfológica de los sedimentos interestratificados en las secuencias de paleosuelos tiene la finalidad de evaluar su grado de edafización, por lo que no se realizará una descripción sedimentológica, sino de rasgos pedológicos.

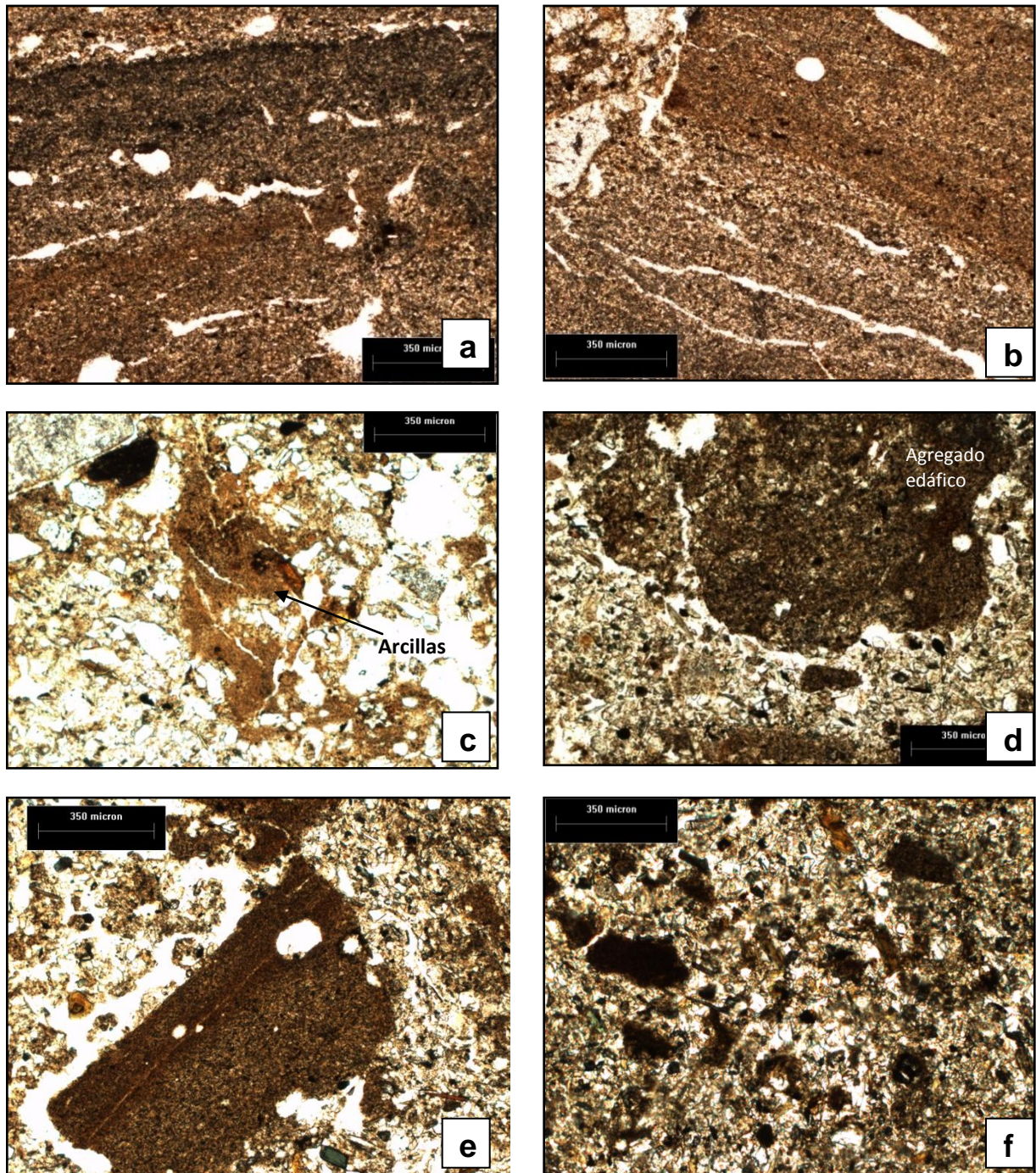


Figura 5.21. Rasgos micromorfológicos de los sedimentos que conforman los horizontes C de los suelos. a) Partículas finas con laminaciones (4x); b) Laminaciones, se observan los cambios abruptos en la granulometría de los estratos (4x); c) Iluviación de arcilla (4x); d) Fragmento suelo retrabajado (4x); e) Fragmento de la superficie compactada de un estrato. Material retrabajado, y f) Arcilla retrabajada (4x).

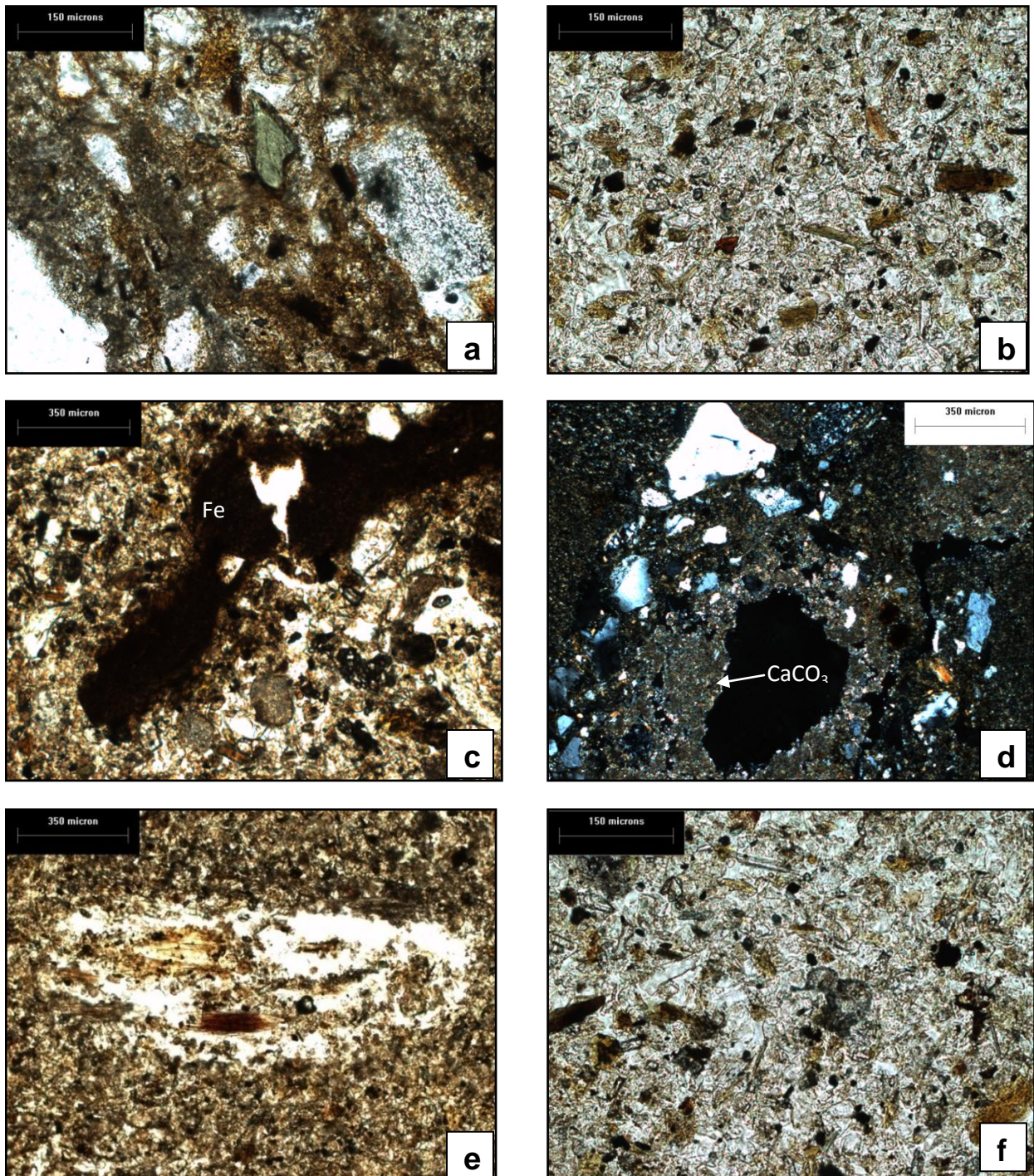


Figura 5.22. Rasgos micromorfológicos de los depósitos sedimentarios. a) Anfíbol (10x); b) Micas alteradas; c) Rasgos redox (concreciones de Fe); d) Carbonatos en poros con arenas gruesas (4x nícoles cruzados); e) Bioturbación reciente, asociada a la raíz, y f) Vista general de partículas con fitolitos.

V.2.4.3. MICROMORFOLOGÍA DE LOS SUELOS HOLOCÉNICOS

Los suelos de los perfiles que corresponden al Holoceno (Hornos 2 y Canal 2) muestran características pedogénicas similares que permiten ubicarlos en el mismo periodo de desarrollo. Todos son horizontes A con desarrollo incipiente.

La matriz se compone en todos los casos de material mal clasificado, de poca madurez textural, predominantemente limosos, con inclusiones de microagregados edáficos de Fe y arcilla (Fig. 5.23a y b). Las partículas son angulosas e irregulares, lo que indica poca evolución, se trata por tanto de suelos que se desarrollaron a partir de sedimentos aluviales erodados de la Sierra de Boquillas.

En la mineralogía, predominan los cuarzos, pero también se observan micas (Fig. 5.23d), feldespatos (Fig. 5.23f), algunos minerales asociados a procesos metamórficos como clorita y esquistos. Los minerales muestran diversos grados de intemperismo.

Contienen carbonatos, tanto en la matriz como en los poros (Figs. 5.23f, 5.24c, 5.24d, 5.24e, 5.24f, 5.25a y 5.25c), lo que evidencia intemperismo y lixiviación, pero no son muy abundantes, lo que indica que los procesos son incipientes, por lo que los suelos tienen poca evolución.

Se observan acumulaciones de materia orgánica humificada en la matriz – muy escasa, con tonalidad grisácea- y en los poros, que indica procesos de humificación y lixiviación (Figs. 5.23e, 5.24a y b).

También hay rasgos redox, principalmente asociados a grietas y en la matriz, en forma de acumulaciones de óxidos de Fe y Mn (Figs. 5.24c, 5.25 a y c).

En todos los horizontes se observan los mismos procesos: intemperismo, humificación, lixiviación, carbonatación y óxido-reducción incipiente.

Algunos horizontes contienen fragmentos de carbón, principalmente los de Canal 2 (Fig. 5.25b).

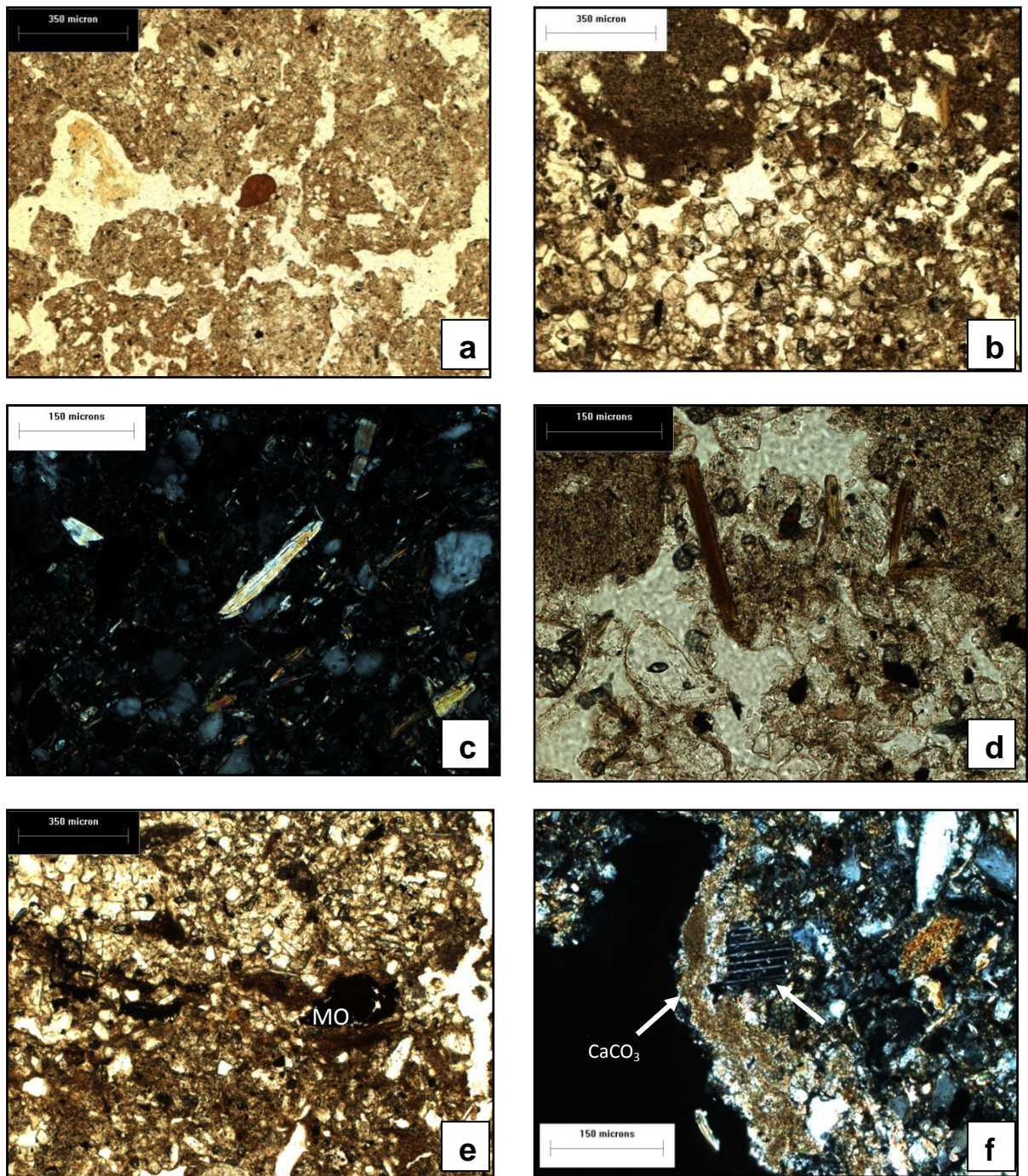


Figura 5.23. Rasgos micromorfológicos de los suelos desarrollados durante el Holoceno. a) Matriz de granulometría variable, con materia orgánica y pápula, b) Matriz. Material mal clasificado, las partículas son angulosas y hay microagregados edáficos (6AC); c) Muscovita (6AC); d) Micas alterándose (6AC); e) Materia orgánica relleno el poro (6AC), y f) Se observan una plagioclasa y carbonatos asociados a poros (6AC).

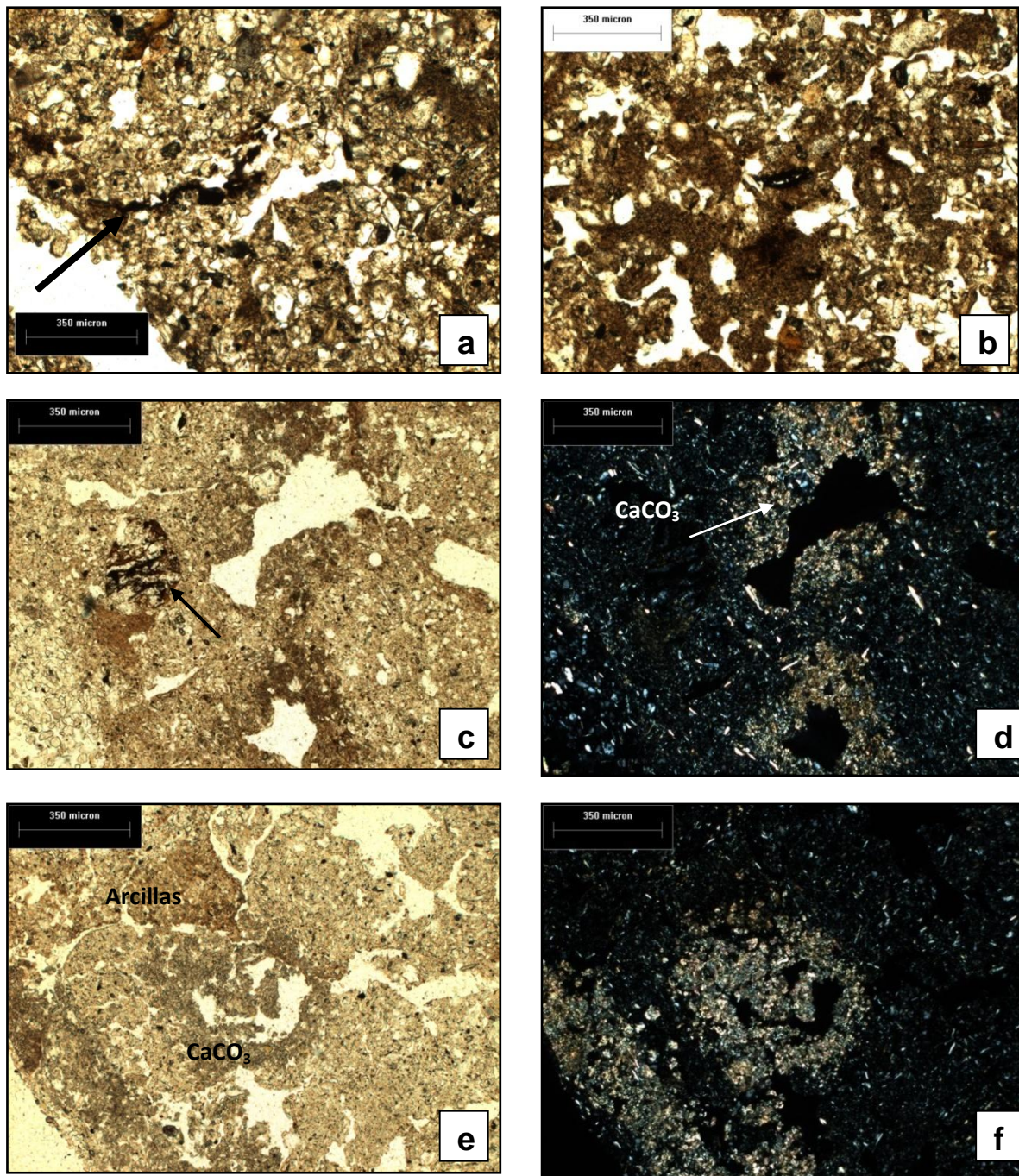


Figura 5.24. Rasgos micromorfológicos de los suelos desarrollados durante el Holoceno. a) Materia orgánica en poro (6AC); b) Materia orgánica en poro y zonas de granulometría fina (6AC); c) Matriz. Se observan partículas mal clasificadas y angulosas. Minerales alterados con acumulaciones de óxidos de Fe; d) Carbonatos asociados a poros; e) Áreas enriquecidas con carbonatos asociadas a áreas arcillosas, y f) Las arcillas no están orientadas, por lo que es un material retrabajado.

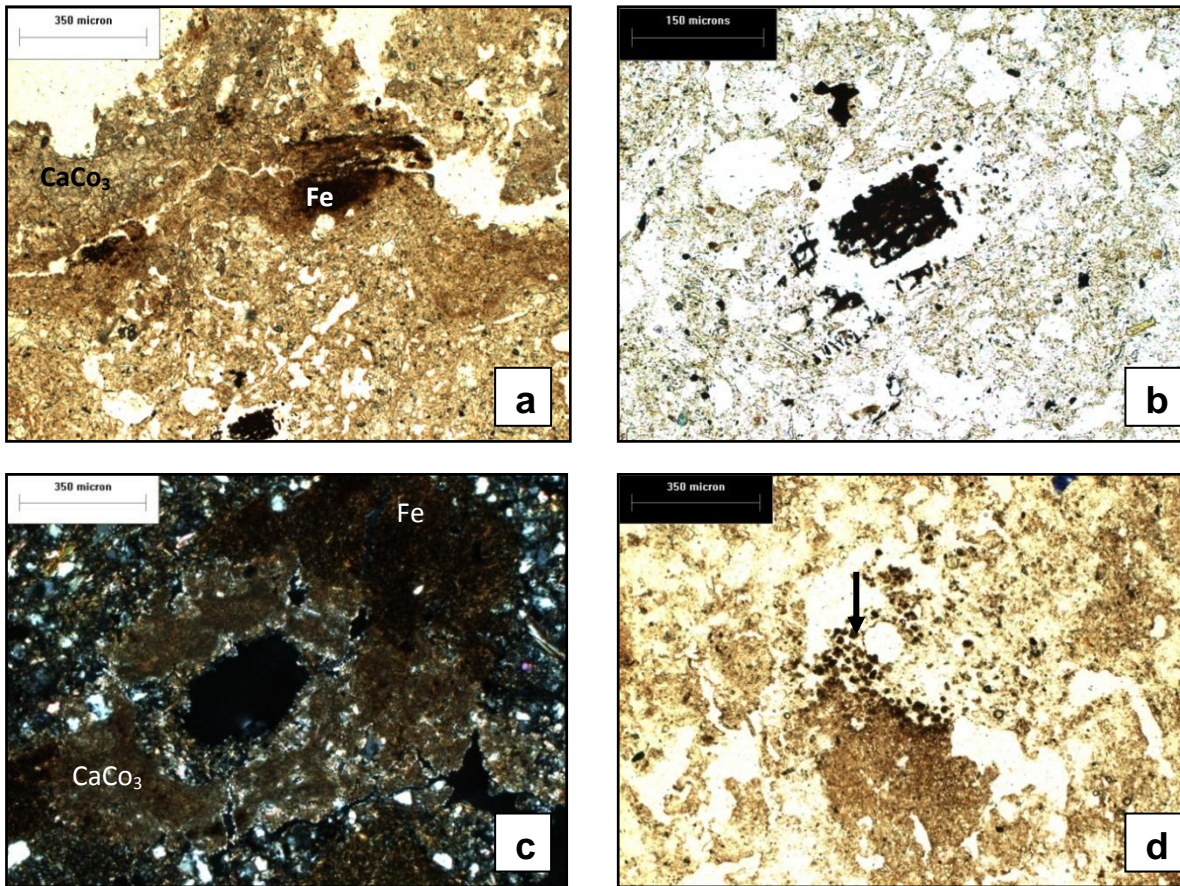


Figura 5.25. Rasgos micromorfológicos de los suelos desarrollados durante el Holoceno. a) Concreciones de óxidos de Fe asociadas a carbonatos; b) Resto vegetal carbonizado, se observa la estructura del tejido; c) Carbonatos en poro y concreciones de Fe asociadas (6AC), y d) Bioturbación.

CAPÍTULO VI. DISCUSIÓN

En este capítulo se discuten los procesos que conformaron los materiales analizados -sedimentos, suelos holocénicos y suelos pleistocénicos-, con base en sus características físicas, químicas y morfológicas, obtenidas con los análisis.

VI.1. SEDIMENTOS Y PROCESOS SEDIMENTARIOS DEL PLEISTOCENO Y HOLOCENO

Los sedimentos que forman parte de las secuencias pedosedimentarias (horizontes C), muestran características morfológicas similares entre sí, lo que permite considerar un mismo origen.

La capa superficial **C** de Hornos 2 se evidencia por la acumulación de materiales gruesos y medianos, principalmente arenas (62.7 %) y limos (28.3 %). Presenta el máximo de susceptibilidad magnética para ese perfil (79×10^{-5} SI If y 77×10^{-5} SI hf), lo que indica que contiene minerales con alta respuesta a un campo magnético, el cual pudiera estar asociados a los óxidos de Fe extraídos con ditionito, pero que por su contenido tan bajo (3.32 mg/g, Figura 5.12) no es probable. Por lo tanto la fuente de esta señal debe estar en el material parental. Contiene carbonatos, aunque en poca cantidad (4.25%), y un contenido muy pequeño de materia orgánica (0.16 % de COT). El horizonte **2Ck** de la parte baja de Hornos 2 contiene carbonatos secundarios (6.9 %) que fueron lixiviados de los horizontes superiores y formaron concreciones en los poros. Las cantidades de COT (0.168 %) y de Fe libre (3.24 mg/g) son bastante menores que en los horizontes sobreyacentes, lo que indica que no hay pedogénesis, ya que la formación y acumulación de materia orgánica humificada es el primer proceso pedogénico que sucede. Las secciones delgadas mostraron que el Fe libre procede del material edáfico re TRABAJADO -microagregados- inmerso en la matriz (Fig. 5.19 d) y que ha sufrido procesos de reducción-oxidación (Fig. 5.20 c), que formaron algunos manganos y concreciones de Fe oxidado.

El estrato superficial **C** de Canal 2 es un material mal clasificado y de poca madurez textural (por lo que se considera como un sedimento aluvial y no de origen eólico), predominantemente limoso, que contiene carbonatos en un 5.5%; así como Fe libre (3.49 mg/g) heredado del material edáfico retrabajado (ver la micromorfología en el Cap. 5); el contenido de COT 0.091 % es extremadamente bajo, lo que muestra que no hay pedogénesis. El segundo estrato **2C** de Canal 2 es también sedimento aluvial con evidencia de exposición al fuego, el cual está endurecido y posee restos de carbón vegetal de coloración oscura. El Fe libre aumenta con respecto al estrato anterior (4.71 mg/g), pero la micromorfología (Cap. 5) muestra que proviene en gran medida de los restos de suelo incluidos en la matriz, evidencia de un suelo previo que se erosionó y redepositó como parte del sedimento. Se observó un contenido de carbonatos importante (8.8 %), muy probablemente por efecto del calentamiento que favoreció su precipitación. El carbono orgánico (0.4 %) es el más alto del perfil, seguramente por el contenido de carbón vegetal producto de la quema, aunque sigue siendo muy bajo. Las características muestran una pedogénesis incipiente, por lo que los procesos principales que se observan son el intemperismo y procesos de óxido-reducción, que han formado concreciones de óxidos de Fe (ver descripción micromorfológica en el Cap. 5).

El estrato superficial **C** de Hornos 1 se compone de materiales aluviales (ver descripción micromorfológica en el Cap. 5) predominantemente limosos, afectado por el intemperismo moderado de los minerales. También se observan rastros de bioturbación reciente, ya que está expuesto en superficie. Contiene cierta cantidad de Fe libre (3.33 mg/g), que proviene de los microagregados edáficos inmersos en la matriz. Tiene una carbonatación incipiente sobre los poros (sus carbonatos totales son 4.2%); el bajo contenido de carbono orgánico (0.113 %) muestra que no hay pedogénesis. Hacia la parte baja del perfil, el horizonte **4Ck** se constituye también de material coluvio-aluvial. La micromorfología muestra que ha sido afectado por el intemperismo, con algunos rasgos redox incipientes – concreciones de Fe y Mn- (ver Capítulo 5). Contiene más Fe libre (3.58 mg/g) que los horizontes sobreyacentes (3Bstk y 3BCstk), seguramente por la lixiviación de

éstos hacia las partes bajas debida a los procesos redox, aunque también contiene microagregados edáficos en la matriz que podrían ser la fuente del Fe. La cantidad de carbonatos (5.9%) es menor que en el horizonte sobreyacente y el porcentaje de arcillas es más alto, lo que indica una discontinuidad litológica con respecto al paleosuelo que le sobreyace. El COT (0.052 %) indica que no contiene materia orgánica.

El horizonte **Ck** de Don 3 también muestra procesos de acumulación de carbonatos (5.07% de carbonatos totales) e intemperismo incipiente. Contiene 3.39 mg/g de Fe libre, que puede deberse al material edafizado que forma parte del depósito (no se observó la micromorfología). Contiene 0.131 % de COT, que muestra que no hay pedogénesis. El horizonte **Ck** de Don 2 se compone de partículas gruesas; muestra procesos de intemperismo y de acumulación de carbonatos (5.5 %). Contiene menos arcillas, menos Fe libre (3.24 mg/g) y muy poco carbono orgánico (0.54 %), indicativo de que no hay pedogénesis. La capa más profunda que se observó **3Ck** en Don 2 se constituye por sedimentos gruesos, mal clasificados, afectados por el intemperismo y la carbonatación (ver descripción micromorfológica en el Capítulo 5). El contenido de carbonatos es de 22.3%, seguramente por estar en la parte más baja del perfil, donde se acumulan los materiales lixiviados de los horizontes superiores. Ello indica que el aporte de agua ha sido limitado, puesto que los carbonatos se lixiviaron y acumularon en las partes bajas. El Fe libre (3.29 mg/g) disminuye con respecto al horizonte sobreyacente, pero no desaparece, y el carbono orgánico es bajo (0.113 %), pero aumenta un poco con respecto a los anteriores, lo cual indica una discontinuidad litológica.

Los sedimentos difieren de los horizontes de suelo en el contenido de arcillas, con valores mínimos (C₁₋₃ % y 3Ck-3.8 %, en Canal 2). En algunos estratos el contenido de arcillas es mayor (C-9 % y 2C-14.2 % de Hornos 2), pero éstas provienen del material pedogénico retrabajado que contiene, por lo que son producto de procesos pedogénicos anteriores. Ello implica que la cubierta edáfica preexistente en las zonas más altas fue erodada y redepositada como parte de los sedimentos aluviales que conforman el abanico.

La difracción de Rx mostró que la arcilla predominante en los sedimentos es la esmectita (montmorilonita, ver Cap. 5), con un poco de caolín heredado del material parental, e illita, ésta última en cantidades muy poco significativas.

En general, la morfología de las partículas observada en las secciones delgadas (ver Capítulo 5), muestra que se trata de partículas mal clasificadas (de granulometría variable), con predominio de limos, algunos fragmentos rocosos y microagregados edáficos que provienen de suelos preexistentes en las partes altas y que fueron erodados y redepositados. Las partículas tienen poca madurez textural, esto es, que sus características morfológicas han sido poco modificadas por la erosión (Corrales *et al*, 1977) pues presenta gran angulosidad, con caras y aristas claramente visibles, lo que indica que su transporte ha sido corto, por lo que proceden del intemperismo del material geológico aledaño al sitio, lo que se confirma con los minerales observados en las secciones delgadas (ver Capítulo 5), todos acordes con la geología del lugar (ver Capítulo 3).

Son, por tanto, depósitos aluviales erodados de las partes superiores de la sierra de Boquillas y depositado en las partes bajas formando un abanico. La restricción del sedimento limoso hacia las partes bajas, y su circunscripción en el abanico indica también que el medio de transporte y depositación fue hídrico.

Como se desprende de las características comentadas, los mecanismos de sedimentación durante el Pleistoceno y el Holoceno fueron muy similares, las diferencias se circunscriben únicamente a la duración de los intervalos de sedimentación, que son de larga duración entre uno y otro en el Pleistoceno, dado que entre un periodo de erosión/sedimentación y otro, se sucedieron periodos de pedogénesis lo suficientemente prolongados para la formación de suelos bien desarrollados, con horizontes bien diferenciados, entre ellos horizontes B, características que involucran miles de años; mientras que para el Holoceno se vuelven mucho más dinámicos, puesto que los suelos son cumúlicos y con poco desarrollo. En contraste, los procesos pedogénicos sí presentan claras diferencias, como se verá en el apartado siguiente.

VI.2. PEDOGÉNESIS

VI.2.1. SUELOS PLEISTOCÉNICOS DE LA PLAYA Y HUEBAMPO

Los resultados muestran que durante el Pleistoceno se desarrollaron suelos policíclicos y poligenéticos. La morfología de las partículas observada en las secciones delgadas (ver Capítulo 5) muestra que se formaron a partir de materiales coluvio-aluviales erodados principalmente de las partes superiores de las sierras, depositados en forma de abanico. Al igual que en los suelos holocénicos, los sedimentos son mal clasificados, con poca madurez textural, predominantemente limosos, que al alcanzar cierta estabilidad, originaron al menos dos suelos con características claramente diferenciadas. Estas características se ven favorecidas además por su posición en la geoforma, ya que se encuentran en la zona de acumulación de sedimentos aluviales, por lo que reciben los aportes de las zonas con posiciones más altas. En ambos casos (La Playa y Huebampo), la ausencia del horizonte A indica un proceso de erosión que provocó la pérdida de la superficie del suelo.

En La Playa, el horizonte **2Bw**, tiene como procesos pedogénicos principales intemperismo y formación de arcillas y óxidos de Fe *in situ*, indicativos que el suelo tuvo un desarrollo moderado antes de ser sepultado. El contenido de Fe libre alto (4.65 mg/g) y la susceptibilidad magnética también alta, confirman la formación de minerales secundarios *in situ*. La determinación de carbonatos (3.12% de carbonatos totales) y la micromorfología muestran que los carbonatos han sufrido procesos de lixiviación. El COT (0.113 %) muy bajo indica que no contiene materia orgánica. El horizonte **2Bck** marca una transición entre el *solum* y el material parental; los principales procesos pedogénicos observados en las secciones delgadas (ver Cap. 5) son la afectación del material por intemperismo, una formación incipiente de arcillas y carbonatación. El aumento en el contenido de carbonatos (12.34%) y su acumulación en los poros (ver micromorfología) indica procesos de lixiviación de los horizontes sobreyacentes. El contenido de Fe pedogénico es menor que en el horizonte anterior (3.61 mg/g), lo que coincide con la disminución en la susceptibilidad magnética. Su contenido de carbono orgánico

(0.086 %) es muy escaso, indicativo de que no hay incorporación de materia orgánica. En el horizonte **3Bgk**, se observaron procesos óxido-reductivos que le ha dado características estagnicas, (concreciones de Fe y Mn dendríticas en la matriz -ver Capítulo 5-); además de la acumulación de carbonatos secundarios por lixiviación (13%). Ambos procesos indican la alternancia de condiciones ambientales de mayor humedad con ambientes más secos. La pseudogleyización ocurre en condiciones anóxicas originadas por la saturación del suelo con agua, lo que pone en movimiento al Fe y al Mn reducidos, alternadas con periodos de desecación que los oxidan y precipitan. La formación y acumulación de carbonatos ocurre igualmente en ambientes de alternancia, en donde hay periodos de humedad que movilizan los carbonatos y periodos de escasez de agua en donde precipitan (Buol *et al*, 1997). El incremento de carbonatos en este horizonte y su acumulación en los poros indican procesos de lixiviación de los horizontes superiores. El contenido de Fe disminuye (2.75 mg/g) por los procesos redox que favorecen su lixiviación, en consecuencia, la susceptibilidad magnética también muestra una disminución marcada. El COT tan bajo (0.081 %) indica que no hay materia orgánica. El horizonte **3BCgk** es una transición entre el suelo y el material parental coluvio-aluvial, mismo que se encuentra afectado por procesos pedogénicos, principalmente el intemperismo que ha afectado a los minerales (ver micromorfología en el Cap. 5) y procesos de óxido-reducción, que le han dado características estagnicas, como lo muestran las concreciones de óxidos de Fe y Mn observadas en las secciones delgadas. También se observa la acumulación de carbonatos en los poros (carbonatos totales 8.9 %), aunque su contenido es un poco menor que en el horizonte anterior. El contenido de Fe libre (3.22 mg/g) aumenta con respecto al horizonte sobreyacente debido a que ha recibido el Fe lixiviado por la óxido-reducción, por lo que la susceptibilidad magnética incrementa igualmente. El extremadamente bajo contenido de COT (0.053 %) indica que no contiene materia orgánica.

En Huebampo, en Don 3 se observó un horizonte **Bk**, cuyos procesos pedogénicos principales son la formación de arcillas –contiene más del 27%- y otros minerales secundarios -óxidos de Fe- *in situ* por la acción del intemperismo

(Fe libre 7.07 mg/g), así como la acumulación de carbonatos secundarios (los carbonatos totales son un 6.6 %). El carbono orgánico es muy bajo (0.298 %), pero mayor que en el horizonte subyacente, lo que seguramente se debe al aporte de la vegetación actual por su ubicación en la superficie.

En Don 2 el horizonte superficial **Bgk**, presenta como procesos pedogénicos principales la formación de arcillas y otros minerales secundarios *in situ* productos del intemperismo (contiene más del 20% de arcillas y 3.98 mg/g de Fe libre); la ocurrencia de procesos de óxido-reducción que le han dado características estagnicas –concreciones de Fe y Mn- demuestra que el suelo se formó en un ambiente estacional con periodos de saturación de agua que permitieron que el Fe y el Mn se redujeran y movilizaran, alternado con periodos de menor precipitación pluvial, en donde se oxidaron y precipitaron formando concreciones. También hay procesos de carbonatación en los poros (contiene 4 % de carbonatos totales), en donde la alternancia entre periodos húmedos que permiten que los carbonatos sean removidos por la acción del agua, con periodos de sequía en donde los carbonatos son precipitados por la pérdida de agua, promueven la formación de las concreciones (Buol *et al*, 1997). El COT 0.05 es muy bajo, por lo que no hay materia orgánica. El horizonte **2Btgk** corresponde a un periodo de pedogénesis anterior, que fue afectado por procesos erosivos que removieron el horizonte A superficial. Es un horizonte de acumulación de arcillas (contiene más del 30%); la micromorfología muestra que hay arcillas relleno el espacio interpartícula y en forma de cutanes en poros (ver Cap. 5). Los procesos principales son la iluviación de arcillas y óxidos de Fe –su contenido de Fe libre (4.12 mg/g) es mayor que el de **Bgk**-, además de procesos de óxido-reducción, que desarrollaron características estagnicas –concreciones de óxidos de Fe y Mn-, hay también una incipiente acumulación de carbonatos en los poros (4.62% de carbonatos totales). El COT es muy bajo (0.049 %), muestra de que no hay materia orgánica. El horizonte **2Bck** es un horizonte de transición entre el material parental (aluvial, de acuerdo con la morfología de las partículas descrita en el Cap. 5) y el *solum*. El proceso principal es el intemperismo – en las secciones delgadas los minerales están muy alterados y fragmentados- del material parental,

permitiendo la formación de un suelo, así como la incipiente acumulación de carbonatos (contiene 4.3 % de carbonatos totales). El análisis micromorfológico muestra zonas de acumulación de arcilla y concreciones de óxidos de Fe y Mn en la matriz, además de nódulos de Fe y revestimientos de Mn en poros, lo que indica procesos redox incipientes. Su contenido de Fe libre (4.66 mg/g) es el más alto del perfil, lo que se debe a la lixiviación de los horizontes superiores originada por la óxido-reducción. No contiene materia orgánica (COT 0.065 %).

De acuerdo con los resultados observados en los paleosuelos del Pleistoceno, los principales procesos pedogénicos registrados son: el intemperismo, la formación de arcillas, procesos de óxido reducción, acumulación de óxidos de Fe, la iluviación y la carbonatación.

Los periodos de pedogénesis son mayores, en una escala de miles de años, ya que los procesos que conllevan a la formación de horizontes B con las características observadas, tienen un tiempo característico de entre 1000-10000 años, aproximadamente (Targulian y Goryachkin, 2004). Ello indica que la alternancia entre los periodos de estabilidad-inestabilidad en el paisaje que condicionaron los procesos de pedogénesis y de erosión-sedimentación, que provocaron la pérdida de los horizontes superficiales y depositaron nuevos materiales, ocurrió en periodos de miles de años.

En todos los horizontes de suelo y en los depósitos sedimentarios, tanto de La Playa como de Huebampo, el tipo de arcilla predominante es la esmectita, cuya formación se asocia con ambientes estacionales donde se alternan condiciones de precipitación pluvial abundante con condiciones de precipitación escasa. Las ilitas identificadas pueden relacionarse directamente con la pedogénesis, puesto que se encuentran principalmente en los horizontes de los paleosuelos. Ello implica que se formaron a partir de la ilitización de esmectitas preexistentes; este proceso de formación ocurre en ambientes con cambios estacionales de condiciones de sequía y precipitación muy marcados, por lo que se asocia igualmente a ambientes semiáridos (Retallack, 2001).

La caolinita es escasa y de alta cristalinidad, lo que indica que es diagenética, ya que la caolinita muy cristalina se forma en condiciones de

enterramiento a través de mucho tiempo. Por tanto, son heredadas del material parental, que es principalmente de origen sedimentario (ver la geología del sitio de estudio en el Capítulo 2).

En Huebampo, la arcilla dominante es también esmectita, pero a diferencia de La Playa, casi no hay ilitas, además de que son de menor resolución, es decir, menos cristalinas. Aquí los minerales no están en estado puro, sino muy probablemente interestratificados, lo que sucede típicamente en regiones semiáridas con cambios estacionales muy marcados.

En el perfil Kino, se evidencian los mismos rasgos de pedogénesis de larga duración, intercalados con periodos de erosión en los que se perdió el horizonte A. El primer paleosuelo presenta un horizonte AB, de desarrollo moderado. En el segundo se observa una mayor evolución de los rasgos pedogénicos: en el horizonte 2Bw hay procesos de intemperismo y neoformación de minerales secundarios. En el horizonte 2BC el material geológico ha sido afectado por intemperismo y el horizonte 2BCK evidencia, además, procesos de acumulación de carbonatos neoformados. Debajo de los paleosuelos, se encuentran depósitos de sedimentos aluviales de texturas gruesas y enriquecidos por carbonatos.

VI.2.2. SUELOS HOLOCÉNICOS DE LA PLAYA

De acuerdo con la morfología de las partículas observada en las secciones delgadas (ver descripción micromorfológica en el Capítulo 5), el material parental de los suelos se constituye por materiales coluvio-aluviales erodados de las partes superiores de la Sierra de Boquillas y depositado en las partes bajas formando un abanico –mal clasificados, de poca madurez textural, inmersos en una matriz fina-predominantemente limoso, que al ser depositado y alcanzar cierta estabilidad (peni-estable), desarrolla suelos policíclicos. Estas características se ven favorecidas además por su posición en la geoforma, ya que se encuentran en el piedemonte de la Sierra, que es la zona de acumulación.

En **Hornos 2**, los horizontes **2A** y **3A**, evidencian como proceso principal la incorporación de la materia orgánica, que se aprecia en la microestructura en

forma de organes¹² (ver Capítulo 5), lo que formó suelos incipientes con una estructura en bloques subangulares pequeños, misma que ha perdido la coloración negra característica por efecto de la pérdida de materia orgánica después del sepultamiento (Retallack, 2001), como lo muestra su bajo contenido de COT (2A 0.465 % y 3A 0.331 %). El contenido de Fe (2A 4.13 mg/g y 3A 3.68 mg/g) pedogénico se incrementa con respecto al sedimento sobreyacente, pero la micromorfología muestra que ha sido aportado en gran medida por los microagregados edáficos (ver descripción micromorfológica en el Capítulo 5). También evidencia procesos de acumulación de carbonatos secundarios (el contenido total de carbonatos es de 6.9% en ambos casos) en algunos poros y procesos redox incipientes (concreciones de óxidos de Fe muy escasas). La muestra **3A_(i)** corresponde a una inclusión dentro del horizonte **3A**, que se muestreó para análisis por presentar características diferentes, mismas que se han corroborado con los resultado. Al igual que en el anterior, el COT (0.310 %) es muy bajo, por la pérdida de materia orgánica. El Fe (4.12 mg/g) libre incrementa un poco con respecto a **3A** y los carbonatos disminuyen (3.6%); el contenido de arcillas es mucho mayor (23.1 %, contra 6.4 % del anterior). Tales características indican que parte del material pedogénico del horizonte ha sido retrabajado.

En **Canal 2**, el pedocomplejo formado por los horizontes **3AC, 4AC, 5AC, 6AC, 7AC, 8AC, 9AC, 10AC y 11AC**, presenta características muy similares entre ellos y con los de Hornos 2. La profundidad y el desarrollo de la secuencia de horizontes muestran la sucesión de periodos de inestabilidad muy cortos intercalados con periodos de estabilidad relativamente largos que permitieron el predominio de la pedogénesis y el desarrollo de un suelo cumúlico. En todos los horizontes, el proceso pedogenético predominante es la incorporación de la materia orgánica, de la cual aún se observan rastros en algunos poros que contienen recubrimientos de humus y formación de estructura biogénica (ver descripción micromorfológica en el Cap. 5).

¹² Revestimientos de materia orgánica humificada en poros, grietas y/o la superficie de los agregados (Buol, 1981).

Los horizontes **6AC**, **8AC** y **10AC**, muestran características texturales diferentes, lo que confirma que se trata de suelos policíclicos. Contienen Fe libre (**6AC**-5.4 mg/g, **8AC**-5.08 mg/g y **10AC**-3.62 mg/g), el cual proviene principalmente de los agregados edáficos inmersos en la matriz que se observaron en la micromorfología (Cap. 5), puesto que la pedogénesis es incipiente y no se observaron otros rasgos de mayor evolución del suelo. El contenido de carbono orgánico difiere de un horizonte a otro (**6AC** 0.194 %, **8AC** 0.302 % y **10AC** 0.236 %), lo que indica tiempos de pedogénesis variables. Los carbonatos disminuyen con la profundidad, (**6AC** 6.7%, **8AC** 5% y **10AC** 3.9%), dado que no existe lixiviación hacia las partes bajas, evidenciando que los procesos son débiles y no han afectado de forma general a los diferentes subhorizontes. Todos los rasgos muestran claras diferencias entre cada uno de los horizontes, lo que demuestra que se trata de varios suelos superpuestos producto de varios periodos de pedogénesis en donde los procesos principales han sido la incorporación de materia orgánica humificada y la formación de estructura biogénica.

La evolución de este suelo cumúlico muy profundo se ha visto favorecida por la posición en el relieve, puesto que se encuentran en la zona de acumulación, donde al suelo preexistente se adicionaron materiales coluvio-aluviales erodados de la parte superior a partir de los cuales evolucionan nuevos suelos.

Los porcentajes de arcilla en los suelos son altos (**2A** 13.3%, **3A** 6.4%, **3A_(i)** 23.1%, **6AC** 23.7%, **8AC** 65.1% y **10AC** 26.7%), heredadas por una parte del material parental geológico, de por si rico en materiales finos (lutitas, limolitas –ver Cap. 3), y por otro, de los microagregados edáficos de suelos preexistentes que fueron erodados de las partes superiores. Comúnmente las arcillas se encuentran asociadas a los óxidos de Fe, por lo que proceden de la misma fuente.

La difracción de Rx mostró que las arcillas predominantes son esmectíticas, con una fracción importante de ilitas y una minoría de caolín. Los sedimentos no contienen illitas, pero son ricos en esmectitas, por lo que las ilitas se produjeron durante la evolución del suelo, por un proceso de ilitización de las esmectitas. Este proceso puede considerarse un indicador directo de las condiciones ambientales durante la pedogénesis y, como se explicó en el Capítulo 5, sucede en ambientes

semiáridos, con cambios estacionales muy marcados entre temporadas de lluvia y de sequía.

De acuerdo con los resultados de los análisis, los procesos pedogénicos principales que han promovido el desarrollo de los suelos durante el Holoceno son: el intemperismo incipiente de los minerales, la incorporación de la materia orgánica a la parte mineral y la carbonatación. Los dos primeros ocurren durante tiempos característicos de corta duración de entre 10-100 años (Targulian y Goryachkin, 2004). Se observa que durante este periodo, la dinámica de alternancia entre procesos erosivos que remueven materiales y los depositan en el abanico y los periodos de estabilidad, en los que disminuyen los aportes sedimentarios y que permiten la pedogénesis, se realizó en tiempos relativamente cortos de décadas a cientos de años. Ello promovió la formación de secuencias de suelos cumúlicos con pedogénesis incipiente.

VI.2.3. INDICADORES ISOTÓPICOS

Como se explicó en los Capítulos 4 y 5, el $\delta^{13}\text{C}$ que se encuentra en la materia orgánica del suelo (ácidos húmicos) proviene de la incorporación de la materia orgánica vegetal a la fracción mineral por la acción de los microorganismos, quienes lo incorporan al suelo a través de la respiración y en sus productos de desecho. Por tanto, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ son indicadores directos del metabolismo de las plantas de las que proceden, el cual tiene una relación directa con las condiciones ambientales predominantes, que son las que condicionan el tipo de vegetación. De ésta manera, los valores obtenidos de los paleosuelos proporcionan información sobre las condiciones ambientales predominantes al momento de su formación.

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos para Canal 2 ($-18,21\text{‰}$ en 2C, $-19,6\text{‰}$ en 6AC y $-18,59\text{‰}$ en 8AC) y Hornos 2 ($-18,94\text{‰}$ en 2A, $-17,51\text{‰}$ en 3A y $-16,95\text{‰}$ en 3A_(i)) indican que la vegetación predominante durante todos los periodos de formación de los suelos durante el Holoceno es una vegetación mixta, con plantas C3 y C4, con predominancia de C4, que refiere a ambientes semiáridos.

El $\delta^{13}\text{C}$ del horizonte 2Bw del suelo San Rafael (-19.8‰) sigue indicando predominancia de vegetación mixta, pero es más cercano al rango de las plantas C3, lo que, aunado a las demás características (intemperismo químico, formación de arcillas y óxidos de Fe, principalmente) permite postular un ambiente con mayor humedad durante la formación del suelo.

En los demás horizontes de los suelos del Pleistoceno, la ausencia de materia orgánica no permitió obtener la huella isotópica directa de la vegetación. No obstante, por parte del Proyecto de “Pedogenic carbonates in arid-semiarid regions of Mexico” (Pustovoytov *et al*, 2010) se obtuvo la composición isotópica del C de los carbonatos pedogénicos de algunos horizontes de La Playa, cerro Trincheras y Huebampo, que proporcionaron datos sobre la paleovegetación. En el horizonte 3Bgk de La Playa se tienen concreciones de 15,400 años A.P., con un valor de -4.52‰ $\delta^{13}\text{C}$. Para Cerro Trincheras, ubicado al sur de La Playa, se obtuvieron carbonatos de 9,095 años A.P., con valores de -4.59‰ $\delta^{13}\text{C}$. En ambos casos, los valores del $\delta^{13}\text{C}$ refieren a una mezcla de vegetación de plantas C3 y C4, lo que indica que para entonces había una transición entre las plantas C3 de los climas húmedos bajo los que se desarrolló el paleosuelo 3Bgk/3BCg/3C, hacia un ecosistema de vegetación abierta, compuesto probablemente por vegetación arbórea asociada con pastizales, indicando un clima con menor humedad hacia el final de la evolución de dicho suelo.

Considerando la diferencia de unidades entre las firmas isotópicas del $\delta^{13}\text{C}$ de la materia orgánica del suelo y los carbonatos pedogénicos, es posible comparar ambos resultados. Sumando a los valores del horizonte 3Bgk (-4.52‰), cuyos carbonatos proceden de la lixiviación del suelo subyacente 2Bw (-19.8‰), las 15 unidades de diferencia, la firma isotópica coincide, lo que corrobora que para el tiempo de evolución del suelo San Rafael, hay una tendencia hacia una mayor humedad en el ambiente. Esta tendencia hacia valores más bajos en la firma isotópica, relacionada con mayor humedad en el Pleistoceno, ya ha sido documentada en el Centro de México (Lounejeva, 2007), donde la diferencia en las características ambientales entre el Pleistoceno y el Holoceno es mucho más contrastante.

VI.3. CONDICIONES AMBIENTALES PREDOMINANTES DURANTE EL PLEISTOCENO TARDÍO.

En los paleosuelos pleistocénicos se observa un mayor desarrollo de rasgos relacionados con procesos pedogenéticos lentos que suceden en miles de años, tales como el intemperismo químico, la formación y transformación de minerales de la arcilla, formación y acumulación de óxidos de Fe, procesos de óxido reducción, la eluviación-iluviación de compuestos y la carbonatación.

En La Playa, el paleosuelo más antiguo (3Bgk y 3BCgk) se formó hace más de 15 mil años. Muestra características reductomórficas que pueden asociarse con un mayor aporte de agua en el sitio derivados por una parte, de una mayor precipitación, y por otra de su posición en la geoforma, dado que se encuentra en las partes más bajas, en la zona de acumulación de los drenajes superficial, subsuperficial y subterráneo que provienen de la sierra de Boquillas, por lo que estuvo directamente influido por las fluctuaciones del manto freático. En este caso particular, los sedimentos en la base del perfil compuestos por estratos de arenas y gravas pequeñas redondeadas indican la existencia de un cuerpo de agua corriente de poca energía, como un arroyo o riachuelo pequeño que se secó o cambió de curso, lo que dio a ese punto la estabilidad necesaria para la formación de un suelo. Dicho suelo continuó fuertemente influido por las fluctuaciones del manto freático, lo que le confirió rasgos reductomórficos. La acumulación de agua debió ser abundante para saturar al suelo y crear condiciones anóxicas que redujeron y movilizaron el Fe y el Mn.

A ese periodo de pedogénesis de miles de años, le siguió un periodo de alta erosión que removió el horizonte orgánico superficial, conservándose el horizonte 3Bgk debido a su mejor estructuración que lo hace menos susceptible a la erosión. A la remoción del suelo, siguió un nuevo periodo de sedimentación y un nuevo periodo de pedogénesis. El nuevo suelo ya no tuvo tanta influencia del manto freático, lo que le permitió desarrollar un horizonte 2Bw con una coloración roja. Este suelo se desarrolló también en un largo periodo de miles de años, y su pedogénesis se interrumpió por un nuevo periodo erosivo que primero removió el horizonte superficial y sepultó a los horizontes subyacentes con nuevos aportes

sedimentarios. Posteriormente, ocurrió una disminución de la precipitación que promovió la lixiviación de los carbonatos de los horizontes superficiales hacia las partes bajas y su acumulación en forma de concreciones, que se formaron hace *circa* de 15,000 años A.P., los valores del $\delta^{13}\text{C}$ refieren a una mezcla de vegetación de plantas C3 y C4, lo que indica que para entonces había una transición entre las plantas C3 (bosques de climas templados) de los climas húmedos bajo los que se desarrolló el paleosuelo 3Bgk/3BCg/3C, hacia un ecosistema de vegetación abierta, compuesto probablemente por árboles con pastos asociados, indicando un clima con menor humedad hacia el final de la evolución de dicho suelo.

En Huebampo, la situación fue similar, el paleosuelo más antiguo muestra un horizonte de iluviación con rasgos reductomórficos (2Btgk), ambos procesos asociados a una mayor humedad en el ambiente. La iluviación de las arcillas sucede en ambientes donde el aporte de agua es suficientemente importante para poner las arcillas en suspensión y permitir que migren hacia las partes bajas, donde se depositan sobre la superficie de agregados y poros. Los rasgos redox requieren que el suelo esté saturado de agua, produciéndose condiciones anóxicas que reducen al Fe y al Mn, volviéndolos lábiles y permitiendo su movilización. Para que las arcillas se depositen y el Fe y Mn reducidos precipiten, es necesario que al periodo de mucha humedad siga un periodo de pérdida de la misma, con lo que los compuestos movilizados por el agua pierden movilidad y se depositan sobre el suelo. Este cambio estacional tan marcado también promueve que se acumulen carbonatos en el suelo, en forma de láminas o concreciones.

La pedogénesis de miles de años se interrumpió por un proceso erosivo que provocó la pérdida del horizonte orgánico superficial. Con la erosión, hubo también nueva sedimentación, seguida de un nuevo periodo de pedogénesis que originó un suelo con características similares (Bgk), por otros miles de años. Este segundo periodo volvió a interrumpirse por procesos erosivos, que nuevamente removieron al horizonte orgánico superficial

El tipo de arcillas pedogénicas indican ambientes estacionales extremos de temporadas secas y de lluvia; los carbonatos también indican alternancia de

lluvia y sequía, con predominancia de evapotranspiración sobre precipitación, y los procesos redox también se asocian a periodos de alternancia entre temporadas lluviosas y temporadas secas.

No obstante, la formación de horizontes B con características redox o iluviación requiere de la existencia de intemperismo químico, el cual requiere humedad, evidenciando que además de periodos de estabilidad ambiental bastante prolongados de miles de años, la formación de esos paleosuelos ocurrió bajo condiciones de mayor humedad que las actuales.

Si bien las condiciones climáticas no fueron propiamente las de un clima templado, sí se observan fluctuaciones de menor a mayor aridez, relacionadas seguramente con los cambios climáticos producidos por el paso del periodo glacial hacia el interglacial.

Como se estableció durante el recorrido adicional, en la región centro-norte de Sonora el desarrollo de paleosuelos con horizontes B bien desarrollados sobre depósitos aluviales en abanico, no se circunscribe a los sitios estudiados. La similitud de características morfológicas de los paleosuelos rojos ubicados en Magdalena de Kino, Querobabai y Carbó con los analizados en este estudio (de La Playa y Huebampo), y su ubicación dentro de la geoforma, todos sobre abanicos aluviales, permite postular que su formación ocurrió bajo condiciones ambientales similares.

Ello permite decir que las características ambientales observadas durante la formación de los paleosuelos de La Playa y Huebampo –principalmente las de La Playa- durante el Pleistoceno, fueron comunes a una amplia región.

VI.4. CONDICIONES AMBIENTALES PREDOMINANTES DURANTE EL HOLOCENO

Para el Holoceno, se observa un cambio notable en el desarrollo de los suelos: hay un mayor dinamismo en el ambiente, en donde la alternancia entre periodos de estabilidad que permiten la pedogénesis y periodos de inestabilidad en los que predomina la erosión, se realizó en tiempos relativamente cortos que

involucran cientos de años. Ello se evidencia por la formación de secuencias de suelos cumúlicos con pedogénesis incipiente.

Los pedocomplejos estudiados en los perfiles Hornos 2 y Canal 2 de La Playa indican periodos de depósito de materiales aluviales a partir de los cuales se desarrolló un suelo muy incipiente, que vio interrumpida su evolución por un nuevo aporte de sedimentos que se sumó al suelo preexistente. Este nuevo depósito comenzó a desarrollar un suelo también incipiente que tuvo poco tiempo de pedogénesis, ya que volvió a ser cubierto por nuevos depósitos sedimentarios que volvieron a originar un suelo, y así sucesivamente.

Estos suelos se formaron bajo condiciones ambientales similares a las actuales, como lo indican la poca cantidad de materia orgánica, que en ambientes áridos no se acumula en forma de humus, sino que se mineraliza; el tipo de arcillas, que muestra los mismos patrones: predominio de esmectitas, illitización de las mismas por pedogénesis; la acumulación de carbonatos, y algunos rasgos redox incipientes.

Asimismo, la composición isotópica del carbono indica vegetación mixta, compuesta por plantas con metabolismo C3 y C4; esta asociación vegetal se presenta en climas semiáridos y áridos.

En Huebampo no existen secuencias similares, pero es factible considerar un aumento en la dinámica ambiental reflejada en los procesos erosivos que han promovido que los paleosuelos pleistocénicos se encuentren en la superficie, incorporándose a los procesos de pedogénesis actuales.

El que los paleosuelos pleistocénicos afloran en la superficie actual implica que el cambio en la dinámica de transición entre pedogénesis/erosión-sedimentación/pedogénesis, que durante el Pleistoceno involucró procesos de miles de años; se activó durante el Holoceno, de manera similar a la observada en los sitios estudiados. El aumento en la dinámica erosiva y la disminución de los periodos de estabilidad ambiental que permiten la pedogénesis, aunado a la acción antrópica, han favorecido la pérdida de los suelos holocénicos por erosión, permitiendo aflorar en la superficie –o muy cerca de ella- a los suelos

desarrollados durante el Pleistoceno, los cuales se han reincorporado al ciclo pedogénico actual, sirviendo como material parental para nuevos suelos.

VI.5. CORRELACIÓN CON REGISTROS PREVIOS.

Como se vió en el Capítulo 2, los estudios paleoambientales en el NW de México (Baja California y Chihuahua) y SW de E. U., en algunas sitios de Arizona y Nuevo México (Holmgren *et al.*, 2003; McAuliffe *et al.*, 1998; Van Devender, 1973, 1990 y 1994) realizados a partir de análisis de depósitos sedimentarios en madrigueras de roedores (*packrat*), han permitido documentar los cambios en la vegetación del Cuaternario tardío, que van de una predominancia de plantas C3, a plantas de tipo C4, lo que indica ambientes más húmedos durante el Pleistoceno tardío. Los microfósiles muestran que durante el último período glacial, estas regiones sustentaron bosques de pinos piñoneros con enebros, encinos y arbustos. Las tierras altas de Arizona tuvieron bosques de chaparral con *Pinus*, *Juniperus* y *Quercus* durante el Pleistoceno; mientras que para el Pleistoceno tardío se desarrollaron bosques mixtos de coníferas (Van Devender, 1990). Los sitios al norte de la cuenca del Mogollón fueron dominados por *Picea* (picea), *Pseudotsuga* (abeto de Douglas), y *Pinus*, indicadores de densos bosques mixtos de coníferas regionales (Hall, 1985; Anderson, 1993). En la sierra de San Francisco, en Cataviñá, y en la cuenca de San Felipe, Baja California, los registros polínicos indican que, para el periodo de 44,000 al 13,000 años A.P., la zona estaba cubierta por bosques de pino piñonero y chaparrales, ambos asociados a climas templados (Lozano-García *et al.*, 2002; Rhode, 2001). Para el norte de Chihuahua, secuencias aluviales en sitios como Babícora, muestran condiciones de mayor humedad para el Pleistoceno, mientras que para el Holoceno se registran cambios secuenciales en la vegetación de estos bosques a matorral desértico durante los últimos 11.000 años (McAuliffe, 1998; Nordt, 2003; Metcalfe *et al.*, 1997).

Con base en ello, se ha propuesto que durante el Último Máximo Glacial, en el Norte de México ocurrió un aumento en la precipitación, debido a que los

vientos del oeste se desplazaron hacia el sur por el crecimiento de los casquetes polares, llevando la humedad atmosférica hacia esas regiones, con lo que hubo un incremento en las lluvias. Las bajas temperaturas y la evaporación menor, provocaron un incremento de la humedad efectiva, por lo que las zonas planas y sin drenaje, como las del Altiplano septentrional, actualmente áridas, estuvieron cubiertas por cuerpos de agua, alrededor de los cuales se desarrollaba una vegetación propia de climas templados (Arroyo-Cabrales *et al*, 2008; Lozano, 2007).

Con el retraimiento de la glaciación (18,000 – 11,000 años A.P.) hubo un aumento gradual de la temperatura, a veces interrumpido por fases cortas de clima frío (estadales), que se acentuó a partir del 11,000 A.P., hasta adquirir las condiciones actuales. El calentamiento de la atmósfera y de los océanos repercutió directamente en la distribución del calor en los continentes, puesto que la Franja Intertropical de Convergencia se desplazó hacia el norte, aumentando las lluvias en verano en la parte sur del país. Igualmente, los vientos del oeste dejaron de alcanzar el norte de México, provocándose un descenso en las precipitaciones y una tendencia a la aridización en el NW del país. Actualmente sobre esta franja se encuentra la zona de divergencia entre la Celda de Hadley y la Celda de Ferrel, donde los vientos llegan a la pedósfera sin humedad, originando climas secos (Arroyo-Cabrales *et al*, 2008; Lozano-García y Vázquez-Selem, 2005; Metcalfe *et al*, 2000; Metcalfe, 2006).

No obstante, en el suroeste de Arizona, a partir del análisis de la evolución de las unidades geomórficas que componen los abanicos aluviales del piedemonte de las Montañas Gila, se ha propuesto la predominancia de climas semiáridos en ese sitio para el Pleistoceno tardío -12,000 años A.P.- (Bull, 1991).

La evidencia obtenida en este estudio indica que los paleosuelos más antiguos de La Playa se formaron durante el Pleistoceno tardío –hace más de 14 mil años–, donde las condiciones ambientales y la posición en la geoforma –en la zona de acumulación- promovieron el desarrollo de horizontes 3Bg y 2Bw, que implican mayor humedad que durante el Holoceno. Las arcillas y los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de la materia orgánica refieren a climas con cambios estacionales muy

marcados, en donde la temporada de avenidas presentaba lluvias con precipitación abundante. En los suelos posteriores, se observa una disminución en la precipitación, que permitió la lixiviación de los carbonatos hacia las partes bajas del perfil en forma de concreciones, hace aproximadamente 15 mil años. Ello implica que para finales del Pleistoceno Tardío, en la zona de estudio ya se habían desarrollado condiciones semiáridas, contrariamente a lo que se ha documentado para el Noroeste de Chihuahua y el Noreste de Baja California; lo que se corrobora con los valores de $\delta^{13}\text{C}$ que indican una cobertura vegetal mixta, el tipo de arcillas presentes en los paleosuelos, y la geomorfología, ya que los abanicos aluviales, encuentran condiciones óptimas para su formación en las zonas semiáridas donde la cobertura vegetal es escasa, lo que favorece los procesos erosivos del agua durante la época de lluvias.

Tales condiciones de semiaridez se mantuvieron en el Holoceno, y hasta la actualidad en el sitio, aunque no con la misma magnitud, puesto que durante el desarrollo de los paleosuelos cumúlicos holocénicos (suelo Boquillas), aunque sucedieron intervalos de sedimentación, predominó la pedogénesis, lo que implica un ambiente más estable que el actual, aunque no necesariamente de mucha mayor humedad, tal y como lo demuestran los análisis realizados. De acuerdo con otros registros, en el Holoceno temprano hubo una gran disminución de la humedad ambiental con respecto a las condiciones prevalecientes en el Pleistoceno; si bien la misma continuó siendo mayor que la actual, la que fue disminuyendo paulatinamente, al tiempo que aumentaba la temperatura, hasta llegar a las condiciones modernas, que se establecieron hace aproximadamente 4,000 años (Anderson y Van Devender, 1995; Metcalfe, 2006; Lozano, 2007; Uriarte, 2009; entre otros); dichas tendencias se observan en el suelo Boquillas, aunque no con tanto contraste en las condiciones ambientales.

CAPÍTULO VII. CONCLUSIONES

1. El recorrido en campo en el Norte y Sur de Sonora (La Playa, Kino, Carbo, Querobabi, Huebampo, entre otros), permitió identificar que en gran parte del territorio del Estado afloran suelos rojos que se integran al paisaje actual, ya sea soportando la vegetación, o como matriz fina de depósitos sedimentarios coluvio-aluviales. Un común denominador de estos suelos es la ausencia del horizonte orgánico superficial, quedando los horizontes B y C como testigos de la pedogénesis. Los horizontes B muestran, además de la abundancia de óxidos de Fe, una buena estructuración en bloques angulares, abundancia de minerales arcillosos, procesos de óxido-reducción, lixiviación y acumulación de concreciones de carbonatos en los poros. La distribución sobre un amplio territorio, permite considerar la validez regional de la reconstrucción ambiental de formación que se propone con este trabajo.
2. Las condiciones climáticas actuales en Sonora son predominantemente semiáridas. El desarrollo de suelos con horizonte B sucede en ambientes donde la humedad ambiental es suficiente para promover el intemperismo químico que favorezca la formación de minerales secundarios como las arcillas y los óxidos de Fe. Por tanto, los suelos rojos arcillosos que afloran en la superficie actualmente, se formaron bajo condiciones climáticas diferentes.
3. En los sitios analizados, se observaron secuencias de paleosuelos poligenéticos formados durante el Pleistoceno Tardío (*circa* 14910 - 14230 A.P.) -suelos con desarrollo bueno a moderado (Bg, 2Btgk, 2Bw, 3Bgk)-; y el Holoceno -suelos policíclicos de desarrollo incipiente (2A, 3A, 3AC-11AC)- que muestran evidencias de las características locales del cambio climático durante la transición Pleistoceno-Holoceno. En La Playa se

describieron los perfiles “tipo”: para el Pleistoceno el *Suelo San Rafael*, y para el Holoceno el *Suelo Boquillas*. Los análisis realizados permitieron evaluar las características de los paleosuelos, estableciéndose dos ambientes de formación de suelo claramente diferenciados para el Pleistoceno Tardío y el Holoceno.

4. Los análisis realizados comprobaron su potencial para evaluar los indicadores paleoambientales de los suelos. Los resultados muestran que las secuencias se componen de suelos policíclicos y poligenéticos desarrollados a partir de depósitos coluvio-aluviales, que incluyen material edáfico retrabajado. Hay una mayor evolución de los paleosuelos del Pleistoceno con respecto a los del Holoceno, además de una alternancia de procesos que indican periodos de mayor humedad que favorecieron el intemperismo químico, con periodos de menor humedad que favorecieron la lixiviación de carbonatos en los suelos y su acumulación en las partes bajas, esto es, cambios en el dinamismo de los procesos de estabilidad e inestabilidad ambiental, que para el Pleistoceno se calculan en miles de años, mientras que durante el Holoceno involucran sólo cientos de años. Ello permitió establecer que los paleosuelos de los últimos 15,000 años se formaron en ambientes con cambios estacionales de condiciones de sequía y precipitación muy marcados, con escasa cubierta vegetal, lo que favoreció la erosión de los materiales y la formación del abanico aluvial. En todos los casos, el agente de transporte fue hídrico, como lo muestran las características morfológicas de las partículas.
5. Las evidencias más tempranas de ocupación humana en el SW de E.U. y NW de México la constituyen los artefactos relacionados con grupos Paleoindios y Clovis, en sitios como Clovis, Nuevo México, (*circa* 13,500 y 12,900 años A.P.); Aubrey, Texas (*circa* 11,570 años A.P.) y Murray Springs, Arizona (*circa* 10,890 años A.P.), en E.U. (Taylor *et al*, 1996, Dixon, 2001). En Sonora estos grupos se asentaron en la región durante la

transición entre el Pleistoceno tardío-Holoceno temprano; la ocupación Clovis en Sonora está ampliamente documentada en sitios como Áigame, Las Peñitas, El Gramal, Upanguaymas, Tastiota, Fin del Mundo, El Bajío y La Playa (Carpenter *et al.*, 2003; Sánchez y Carpenter, 2003; Sánchez *et al.*, 2009); en la región El Arenoso-El Sásabe se han encontrado evidencias paleoindias (Terrazas, 2006); así como evidencias pre-Clovis en El Pinacate y La Playa, por lo que los resultados de este estudio permitirán ampliar la comprensión de las características de los diferentes ambientes en los que ocurrieron tales ocupaciones.

6. Las condiciones de aridez han favorecido los procesos erosivos y la pérdida de los suelos holocénicos, como es el caso del Suelo Boquillas descrito en La Playa, provocando el afloramiento en la superficie actual de los suelos pleistocénicos. Entonces, los paleosuelos del Pleistoceno semejantes al Suelo San Rafael, igualmente descrito en La Playa, se constituyen como indicadores de que las superficies de ocupación de los probables grupos humanos que habitaron el territorio ha sido removida. Por tanto, los artefactos producidos por la actividad humana que se encuentran sobre paleosuelos rojos han sido redepositados, perdiendo con ello las relaciones contextuales primarias.

7. Con base en los resultados obtenidos, puede considerarse que el cambio ambiental entre el Pleistoceno Tardío y el Holoceno Temprano en los sitios estudiados fue de un ambiente con alta precipitación, evidenciada en suelos de más de 15,000 años A.P., hacia una pérdida de humedad, que para el final del Pleistoceno (14910 - 14230 A.P.) promovió procesos de lixiviación de los carbonatos y la formación de concreciones, a diferencia de otros sitios en los que aún predominaban las condiciones templadas (Baja California, Chihuahua, Arizona y Nuevo México); por lo que los grupos humanos que pudieron haberse asentaron en la región durante el final del Pleistoceno Tardío (*circa* de 13,000 años A.P.) debieron desarrollarse en

ambientes propios de climas semiáridos con cambios estacionales muy marcados.

8. Para La Playa, el análisis de los paleosuelos permite considerar que al momento de la ocupación principal del sitio, fechada en *circa* de 3,000 años A.P., las características ambientales generales del sitio fueron muy semejantes a las condiciones que prevalecen en las zonas semiáridas en la actualidad (sin considerar la degradación acelerada actual).

BIBLIOGRAFÍA

Acosta Ochoa, Guillermo

2008 La cueva de Santa Marta y los cazadores-recolectores del Pleistoceno final - Holoceno temprano en las regiones tropicales de México. Tesis Doctoral, FFyL-IIA-UNAM, México, D.F. Vol I, 206 pp.

Alley, Richard B.

2000 "The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland", en: *Quaternary Science Reviews*. Vol. 19, No. 1, pp. 213–226.

Anderson R. S. y T. R. Van Devender.

1995 "Vegetation history and paleoclimates of the coastal lowlands of Sonora, Mexico-pollen records from packrat middens", en: *Journal of Arid Environments* 30, pp. 295-306.

Arnold, R W., Szabolcs, I., Targulian, V.O (eds.)

1990 Global Soil Change: Laxenburg, Austria, International Institute for Applied Systems Analysis, 110 p.

Arroyo-Cabrales, J., A. Carreño, S. Lozano-García; *et al.*

2008 "La diversidad en el pasado"; en: Capital natural de México, vol. I: Conocimiento actual de la biodiversidad. Conabio, México, pp. 227-262.

Barron, John A., Bukry, David y James L. Bischoff.

2004 "High resolution paleoceanography of the Guaymas Basin, Gulf of California, during the past 15 000 years.", en: *Marine Micropaleontology*, No. 50, pp. 185-207

Bond, G., Broecker, W.S., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., and Bonani, G.

1993 "Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice", en: *Nature*, v. 365, p. 143-147.

Bronger, A., R. Winter y S. Sedov.

1998. Weathering and clay mineral formation in two Holocene soils and in buried paleosols in Tadjikistan: towards a Quaternary paleoclimatic record in Central Asia", en: *Catena* No. 34, pp. 19–34

Bull, W. B.

1991 Geomorphic Responses to Climatic Change. Oxford University Press.

Buol, S. W., Hole, F. D. y R. J. McCracken.

1981 Génesis y clasificación de suelos. 1ª. Ed, en español, Ed. Trillas, México.

Cabadas Baez, Héctor.

2007 Paleosuelos del Centro de México como indicadores de cambios ambientales ocurridos durante los últimos 30,000 años. Tesis Maestría en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, UNAM, 168 pp.

Carpenter Slavens, John.

2009 “La Playa, Sonora”, en: *Arqueología Mexicana*, Vol. XVII, No. 97, pp.50-53.

Carpenter, J., G. Sánchez y E. Villalpando.

2003 “Sonora Prececerámica: del Arcaico y del surgimiento de las aldeas agrícolas”, en: *Arqueología*, No. 29, INAH. pp. 5-30.

Carta Geológica de la Rep Mex, UNAM

Cerling, T. E.

1984 “The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate”, en: *Earth and Planetary Science Letters*, 71 pp. 229-240.

1999 “Paleorecords of C4 plants and ecosystems”, en: Sage, R. F. y R. K. Monson (eds). 1999. C4 plant biology. Academic Press, San Diego, California, USA. pp. 445–469

Craig, H., and L.I. Gordon.

1965 “Deuterium and oxygen-18 variations in the oceans and marine atmosphere”, en: Tongiorgi, E., ed., Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures, Spoleto: Consiglio Nazionale delle Ricerche, Laboratorio di Geologica. Nucleare, Pisa, pp. 1-122.

Dansgaard, W.

1964 “Stable isotopes in precipitation”, en: *Tellus*, V.16, pp. 436-468.

Dansgaard, W., Johnsen, S., Clausen, H., Dahl-Hensen, D., Gundestrup, N., and Hammer, C.U.

1982 North Atlantic climate oscillations revealed by deep Greenland Ice Cores, in Hansen, J.E., and Takahashi, T. (eds.), Climate Processes and Climate Sensitivity. AGU Geophysical Monograph, v. 29, p. 288-298.

Dean, Walter E.

2006 “The Geochemical Record of the Last 17,000 Years in the Guaymas Basin, Gulf of California”, en: *Chemical Geology*, No. 232, pp. 87–98

Dearing, J.A., Hay, K.L., Baban, S.M.J., Huddleston, A.S., Wellington, E.M.H., Loveland, P.J.,

1996 “Magnetic susceptibility of soil: an evaluation of conflicting theories using a national data set”, en: *Geophysical Journal International*, 127, 728–734.

Dillehay, Tom.

2004 Monte Verde. Un Asentamiento Humano del Pleistoceno Tardío en el Sur de Chile. Colección Serie Universitaria, LOM Ediciones, Universidad Austral de Chile, 173 pp.

Dixon, E. James.

2001 "Human colonization of the Americas: timing, technology and process", en: *Quaternary Science Reviews*. No. 20, pp. 277-299.

Dodonov A. E., Sadchikova T. A., Sedov S., Simakova A. N. y Zhou L. P.

2006 "Multidisciplinary approach for paleoenvironmental reconstruction in loess-paleosol studies of the Darai Kalon section, Southern Tajikistan", en: *Quaternary International*, No. 152-153, pp. 59-69

Eissman, L.,

1994 "Grundzüge der Quartärgeologie Mitteldeutschlands (Sachsen-Anhalt, Südbrandenburg, Thüringen)" en: Das Quartär Mitteldeutschlands (eds. L. Eissmann and T. Litt.). Altenburger Naturwiss. Forsch., Altenburg 7, pp. 55-135.

Emiliani, C.,

1955 "Pleistocene temperatures", en: *Journal of Geology*, V. 63, pp. 539-578.

Escárcega, J. A.

1985 "Geología de Sonora"; en: Hopkins, A. (ed). Historia General de Sonora I. Periodo Prehistórico y Prehispánico. Gobierno del Estado de Sonora. Pp.27-108.

FAO-UNESCO

1994 World Reference Base for Soil Resources. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, 161 pp.

Fiedel, Stuart J.

1996 Prehistoria de América, Editorial Crítica, Barcelona.

FitzPatrick, E. A.

1985. SUELOS. Su formación, clasificación y distribución. 2a. impresión. CECSA, México, 430 pp.

Foth, Henry D.

1997 Fundamentos de la ciencia del suelo 7ª. reimp. CECSA, México, 433 pp.

Frencher y Dodonov.

1998 "Loess chronology of the Middle and Upper Pleistocene in Tadjikistan", en: *Geol Rundsch* 87, pp. 2-20.

Fucks, Enrique y Cecilia M. Deschamps.

2008 "Depósitos continentales cuaternarios en el noreste de la Provincia de Buenos Aires", en: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. No. 63 (3), pp. 326 – 343.

Gaines, Edmund P.

2006 Paleoindian geoarchaeology of the Upper San Pedro River Valley, Sonora, Mexico. Thesis Master of Arts. University of Arizona. 141 pp.

García, Cristina

2005 Lascas, raspadores, choppers y percutores con pátina. La industria lítica del componente Malpaís del sitio arqueológico La Playa, Sonora. Tesis de Licenciatura, Escuela Nacional de Antropología e Historia, México.

Grandstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G. (eds.)

2004 A geologic time scale. Cambridge, Cambridge University Press, 589 p.

Guerrero, Ricardo y Mercedes Berlanga.

2000 "Isótopos estables: fundamento y aplicaciones", en: *Actualidad SEM - Boletín Informativo de la Sociedad Española de Microbiología* N° 30. Universidad Complutense, Madrid, pp. 17-23.

Guilderson, T.P., R.G. Fairbanks y J.L. Rubenstone.

1994 "Tropical temperatures variations since 20 000 years ago: Modulating interhemispheric climate change", en: *Science* 263, pp. 663-665.

Hall, W.E., T.R. Van Devender y C.A. Olson.

1988 "Late Quaternary Arthropod Remains from Sonoran Desert Packrat Middens, Southwestern Arizona and Northwestern Sonora", en: *Quaternary Research* 29, pp. 277-293.

Hayden, J.

1967 "A Summary Prehistory and History of the Sierra Pinacate, Sonora, Mexico", en: *American Antiquity*, No. 32, pp. 335-344.

1976 "Pre-Altithermal Archaeology in the Sierra Pinacate, Sonora, Mexico", en: *American Antiquity*, No. 41, pp. 274-289.

Heine, Klaus

1994 "The late-glacial moraine sequences in Mexico: is the evidence for the Younger Dryas event"; en: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, No. 112, pp. 13-123

- Holliday V.C., Haynes Jr. C.V., Hofman J.L., Meltzer D.L.
1994 "Geoarchaeology and Geochronology of the Miami (Clovis) Site, Southern High Plains Texas", en: *Quaternary Research*, No.41, pp. 234–244.
- Holmgren, Camille A., M. Cristina Pen; Kate A. Rylander y Julio L. Betancourt.
2003 "A 16,000 14 C yr B.P. packrat midden series from the USA–Mexico Borderlands"; en: *Quaternary Research*, No. 60, pp. 319–329.
- Imbrie, J., Mix, A. C., Martinson, D.G.
1993 "Milankovitch theory viewed from Devils Hole", en: *Nature*, v. 363, p. 531-533.
- Imbrie, J., Hays, J. D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., et al.
1984 "The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record", en: Berger, A. L., Imbrie, J., Hays, J. D., Kukla, G., and Saltzman, B., (eds.), *Milankovitch and Climate* (Pt. I): Dordrecht (Reidel), p. 269-305.
- INEGI
2002 Carta Geológica Trincheras H12A78, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. Escala 1:50,000.
- International Stratigraphic Chart, 2008.
- Jacobs, Peter M. y Joseph A. Mason
2007 "Late Quaternary climate change, loess sedimentation, and soil profile development in the central Great Plains: A pedosedimentary model", en: *GSA Bulletin*; Vol. 119; No. 3-4; pp. 462-475.
- Jasso, Carolina, Sergey Sedov, Elizabeth Solleiro y Jorge Gama
2002 "El desarrollo de los paleosuelos como índice de la estabilidad del paisaje. Un ejemplo del centro de México", en: *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía*, UNAM, Núm. 47, pp. 20-35.
- Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dansgaard, W., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., y Tauber, H.
1995 "The Eem stable isotope record along the GRIP ice core and its interpretation", en: *Quaternary Research*, No. 43, pp. 117-124.
- Kemp, R.A. y Zárate, M.A.
2000 "Pliocene pedosedimentary cycles in the southern Pampas, Argentina", en: *Sedimentology* No. 47, pp. 3-14.
- Labeyrie, L., Skinner, L., Cortijo, E.
2006 "Sub-Milankovitch (DO/Heinrich) Events"; en: Elias, S.A. (ed.), *Encyclopedia of Quaternary Science, Vol. III*, Elsevier, 1964-1974.

- Lachniet M. S. y Vázquez Selem. L.
2005 “Last glacial equilibrium lines altitudes in the circum-Caribbean (Mexico, Guatemala, Costa Rica, Colombia, and Venezuela)”, en: *Quaternary International*, No. 138-139, pp. 129-144.
- Libby, W. F.
1955 Radiocarbon Dating, 2nd ed., Univ. of Chicago Press, Chicago, Ill.
- Lounejeva Baturina, P. Morales Puente, E.Cienfuegos Alvarado, S. Sedov y E. Solleiro Rebolledo.
2007 “Late Quaternary Environment in the Teotihuacan Valley, México, Inferred from $d^{13}C$ in soils”., en: *SAS Bulletin*. pp. 6-11.
- Lozano García, M. Socorro
2007 “Evidencia de cambio climático: cambios en el paisaje”, en: A. Fernández B. y Julia Martínez (comp.). Cambio climático: una visión desde México. 3ª. Reimp. INE, SEMARNAT, México, pp. 65-76.
- Lozano-García, M. S., B. Ortega-Guerrero y S. Sosa-Nájera
2002 “Mid-to Late Wisconsin Pollen Record of San Felipe Basin, Baja California”, en: *Quaternary Research*. No.58, pp. 89–92.
- Magaña Rueda, V.
2004 “El cambio climático global: comprender el problema”, en: Fernández B. y Julia Martínez (coord.). Cambio climático: una visión desde México. 1ª. Ed. INE, México, 525 pp.
- Mankinen, Edward A. y Wentworth, C. M.
2003 Preliminary paleomagnetic results from the Coyote Creek outdoor classroom Drill Hole, Santa Clara Valley, California. U.S. Department of the Interior U.S. Geological Survey, California, 32 pp.
- Martínez Lira, Patricia.
2008 Estudio de los restos óseos de fauna del sitio arqueológico La Playa, en Sonora. Tesis Licenciatura en Antropología con especialidad en Arqueología. Departamento de Antropología, UDLA-Puebla.
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C. y Shackleton, N.J.
1987 “Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy”, en: *Quaternary Research* 27, pp. 1-29.
- McAuliffe Joseph R. y Thomas Van Devender.
1998. “A 22,000-year record of vegetation change in the north-central Sonoran Desert” , en: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. No. 141, pp. 253-27.

McDougall, I. y H. Wensink.

1966 "Paleomagnetism and geochronology of the Pliocene-Pleistocene lavas in Iceland", en: *Earth and Planetary Science Letters*, No. 1, pp. 232-236.

McDougall, I. y Aziz-Ur-Rahman

1972 "Age of the Gauss-Matuyama boundary and of the Kaena and Mammoth events", en: *Earth and Planetary Science Letters*, No. 14, pp. 367-380.

McLaurin, Brett; Kula, Joe y Aaron Hirsch

2007 "Resumen de las Actividades Geológicas La Playa, Sonora, México. Diciembre 2005 – Mayo 2006", en: Villalpando, Elisa; John Carpenter y James Watson. Proyecto Arqueológico La Playa, VIII Informe, Temporadas 2005 y 2006.

Mehra, O. P., y M. L. Jackson

1960 "Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate", en: *Clays and clays minerals*, No. 7, pp. 317-327.

Metcalf, Sarah; Alison Say; Stuart Black; Robert McCulloch y Sarah O'Hara

2002 "Wet Conditions during the Last Glaciation in the Chihuahuan Desert, Alta Babicora Basin, Mexico"; en: *Quaternary Research* No. 57, pp. 91-101.

Metcalf, S.

2006 "Late Quaternary Environments in Mexico". Annals of the Missouri Botanical Garden Volume 93, Number 2.

Meyer, Edward R.

1973 "Late Quaternary paleoecology of the Cuatro Ciénegas basin, Coahuila, Mexico", en: *Ecology*, No. 54, pp. 982-985.

Montané Martí, Julio C.

1988 "El Poblamiento Temprano de Sonora". En: González Jácome, Alba (comp). Orígenes del Hombre Americano (Seminario). Secretaria de Educación Pública. México. pp. 83-116.

Morales M., J. J.

2006 Las arenas de La Playa (SON F:10:3): Estudio de Composición Cerámica. Tesis Licenciatura en Antropología con especialidad en Arqueología, UDLA-Puebla; 128 pp.

Munsell.

1990 Munsell, Soil Color Charts. Macbeth Division of Koll Morgan Corporation Baltimore, Maryland.

- Muscheler, R; Kromer, B; Björck; Svensson; Friedrich; Kaiser y Southon.
2008 "Tree rings and ice cores reveal ^{14}C calibration uncertainties during the Younger Dryas", en: *Nature Geoscience* No. 1, pp. 263 – 267.
- Nordt, Lee
2003 "Late Quaternary fluvial landscape evolution in desert grasslands of northern Chihuahua, Mexico"; en: *Geological Society of America Bulletin* No. 115, pp. 596-606.
- Opdyke, N. D., Lindsay, E. H., Johnson, N. M. y T. Downs.
1977 "The Paleomagnetism and Magnetic Polarity Stratigraphy of the Mammal-Bearing Section of Anza Borrego State Park, California", en: *Quaternary Research* No. 7, pp. 316-329.
- Ortega-Guerrero, Beatriz; Sergey Sedov, Elizabeth Solleiro-Rebolledo y Ana Soler
2004 "Magnetic mineralogy in Barranca Tlalpan exposure paleosols, Tlaxcala, Mexico", en *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 21, núm. 1, 2004, p. 120-132.
- Ortega-Rosas, C.I., Peñalba, M.C. y J. Guiot.
2008 "Holocene altitudinal shifts in vegetation belts and environmental changes in the Sierra Madre Occidental, Northwestern Mexico, based on modern and fossil pollen data.", en: *Review of Palaeobotany and Palynology*. 20 pp.
- Peñalba, M. C. & Van-Devender, T. R.
1998 "Cambios de vegetación y clima en Baja California, México, durante los últimos 20,000 años", en: *Geología del Noroeste* (Publicación de la Estación Regional del Noroeste del Instituto de Geología - UNAM), 2(2): 21-23.
- Pérez, R. G.
1985 "Geografía de Sonora", en en: Hopkins, A. (ed). Historia General de Sonora I. Periodo Prehistórico y Prehispánico. Gobierno del Estado de Sonora. Pp.111-172.
- Pillans, B., Chappell, J., Naish, T.R.,
1998 "A review of the Milankovitch climatic beat: template for Plio–Pleistocene sea-level changes and sequence stratigraphy"; en: *Sedimentary Geology* No. 122, pp. 5–21.
- Pustovoytov, K., Sauer, D., Sedov, S., Solleiro, E., Stahr, K.
2010 " ^{14}C age and stable isotope composition of pedogenic carbonates in arid-semiarid regions of Mexico", ponencia presentada en: 2ND WÜRZBURG-MEXICO-WORKSHOP "Human impact on climate and landscape in Mexico" Institute of Geography.

Ramírez, Jenine T.

2006 "Corrientes oceánicas", en: *Revista de investigación en ciencias matemáticas*. Universidad Interamericana de Puerto Rico, abril de 2006.

Retallack, J.,G.

2001 Soils of the Past. An introduction of paleopedology. Blackwell Science.

Rhode, David

2002 "Early Holocene Juniper Woodland and Chaparral Taxa in the Central Baja California Peninsula, Mexico", en: *Quaternary Research*. No.57, pp. 102–108.

Richard, J. Hebda, Barry G. Warner et Robert A. Cannings

1990 "Pollen, Plant Macrofossils, and Insects from Fossil Woodrat (*Neotoma Cinerea*) Middens in British Columbia"; en: *Géographie physique et Quaternaire*, Vol. 44, No. 2, pp. 227-234.

Riser, J.A.M.

2002 Quaternary geology and the environment. Serie Springer-Praxis books in geophysical sciences. Springer, New York, 290 pp.

Ritter, E.W.

1991 "Los Primeros Bajacalifornianos: Enigmas cronológicos, ecológicos y socioculturales"; en: *Estudios Fronterizos*. Revista del Instituto de Investigaciones Sociales, UABC. No. 24–25, pp. 175–216.

Rivera Uria, Yazmín, Sergey Sedov, Solleiro R. E., Pérez P. J., McClung E., González A. y Gama C. J.

2008 "Degradación ambiental en el valle Teotihuacan: evidencias geológicas y paleopedológicas", en: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, No. 59(2), pp. 203-217.

Rivet, Paul

1995 Los orígenes del hombre americano. México. Fondo de Cultura Económica, Colección popular, No. 20.

Sánchez Miranda, Guadalupe; Edmund P. Gines y Vance Holliday

2009 "El Fin del Mundo, Sonora. Cazadores Clovis de megafauna del Pleistoceno Terminal", en: *Arqueología Mexicana*, Vol. XVII, No. 97, pp.46-49.

Sánchez, Guadalupe y John P. Carpenter

2003 "La ocupación del Pleistoceno Terminal/Holoceno Temprano en Sonora, México", en: Noroeste de México, CONACULTA-INAH, México: 27-34.

Schurr, Theodore G.

2008 The Peopling of the Americas as Revealed by Molecular Genetic Studies". In: Encyclopedia of Life Sciences (ELS). John Wiley & Sons, Ltd: Chichester.

Sedov, S., Solleiro R. E., Morales P. P., Arias, H. A., Vallejo G. E. y 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", en: *Quaternary International*, No. 106-107, pp. 169-184.

Sedov, S., Solleiro R. E., Gama C. J., Vallejo, G. E. y González, V. A.

2001 "Buried paleosols of the Nevado de Toluca: an alternative record of Late Quaternary environmental change in central Mexico", en: *Journal of Quaternary Science*, No. 16 (4), pp. 375-389.

Siebe, C., Jahn, R. y K. Stahr.

2006 Manual para la descripción y evaluación ecológica de suelos en el campo. 2ª. Ed. UNAM. 70 pp.

Solís Castillo, Berenice.

2010 Toposecuencia de paleosuelos volcánicos como herramientas para la reconstrucción paleoambiental en el Cuaternario Tardío en Tlaxcala. Tesis Maestría en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, UNAM, 144 pp.

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", en: *Quaternary Internacional*, No. 156-157, pp. 13-31.

Solleiro R. E., Gama C. J. y Palacios M. S.

1995 "Late Pleistocene Paleosols from Chichinautzin Group in the Transmexican Volcanic Belt, México". Simposio Universitario de Edafología. Facultad de Ciencias, UNAM, pp. 17-18.

Solleiro R. E., Sedov, S., Gama C. J., Flores, R. D. y Escamilla S. G.

2003 "Paleosol-sedimentary sequences of the Glacis de Buenavista, Central Mexico: interaction of Late Quaternary pedogenesis and volcanic sedimentation", en: *Quaternary International*, No. 106-107, pp.185-201.

Stewart, Robert H.

2008 Introduction to Physical Oceanography. Department of Oceanography, Texas A & M University, 345 pp.

Stoops, Marcelino y Mees (eds.)

2010 Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths. 1a. Ed. Elsevier. Oxford. 720 pp.

Targulian V. O. y Solokova T. A.

1996 "Soils as a biotic/abiotic natural system: a reactor, memory and regulator of biospheric interactions", en: *Eurasian Soil Science*, No. 29, pp. 30-38

Targulian, Victor O. y Sergey V. Goryachkin

2004 "Soil memory: Types of record, carriers, hierarchy and diversity", en: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 21, No. 1, pp. 1-8

Targulian, V. O., Krasilnikov. P. V.

2007 "Soil system and pedogenic processes: Self-organization, time scales, and environmental significance", en: *Catena*.

Taylor, Robert, C.V. Haynes Jr. y Michael Struiver

1996 "Clovis and Folsom age estimates: Stratigraphic context and radiocarbon calibration", en: *Antiquity*, No. 70(269), pp. 515-525.

Terrazas Mata, Alejandro y Martha Benavente.

2006 Poblamiento temprano en el noroeste de Sonora: región El Arenoso - El Sásabe. Informe técnico temporada 2006. Archivo Técnico del INAH. 99 pp.

Terrazas Mata, Alejandro.

2007 Poblamiento temprano en el noroeste de Sonora: región El Arenoso - El Sásabe. Informe técnico de actividades 2007. Archivo Técnico del INAH. 78 pp.

Tonni, Eduardo; Alberto Cione y Ricardo Pasquali

1998 "Los climas del cuaternario: causas y consecuencias", en: *Ciencia hoy*, Vol. 8, No. 45.

Urban, B.

1995 "Palynological evidence of younger Middle Pleistocene Interglacials (Holsteinian, Reinsdorf, Schöningen) in the Schöningen open cast lignite mine (eastern Lower Saxony/Germany)", en: *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, No. 52, pp. 175-186.

Uriarte, Antón

2009 Historia del Clima de la Tierra. 2ª ed., Editorial: Eusko Jaurlaritza. País Vasco. 306 pp.

Valencia Moreno, Martín

2007 "Los batolitos de Sonora", en: *Investigación y Ciencia*, pp. 42-49.

Van Devender, T.R.,

1973 Late Pleistocene Plants and Animals of the Sonoran Desert: A Survey of Ancient Packrat Middens in Southwestern Arizona. Ph.D. Dissertation, Univ. of Arizona, Tucson.

- Van Devender, T.R.,
1990 "Late Quaternary vegetation and climate of the Sonoran Desert, United States and Mexico". In: Betancourt, J.L., Van Devender, T.R., Martin, P.S. (Eds.), Packrat Middens: The Last 40,000 Years of Biotic Change. University of Arizona Press, Tucson, pp. 134–165.
- Van-Devender, T. R., T. Burgess; J. Piper y R. Turner
1994 "Paleoclimatic implications of Holocene plant remains from the Sierra Bacha, Sonora, Mexico", en: *Quaternary Research* No. 41, pp. 99-108.
- Vázquez Selem, Lorenzo
2007 "Investigaciones de los glaciares y del hielo de los polos", en: A. Fernández B. y Julia Martínez (comp.). Cambio climático: una visión desde México. 3ª. Reimp. INE, SEMARNAT, México, pp. 53-63.
- Vidal Zepeda, Rosalía.
2005 Las regiones climáticas de México. Instituto de Geografía, UNAM, México, 206 pp.
- Villalpando, Elisa y John Carpenter.
2004 Proyecto Arqueológico La Playa, VI Informe, Temporada 2003. Análisis de los materiales arqueológicos. 234 pp.
2005 Proyecto Arqueológico La Playa, VII Informe Temporada 2004. Análisis de los materiales arqueológicos. 284 pp.
- Villalpando, Elisa; John Carpenter y James Watson.
2007 Proyecto Arqueológico La Playa, VIII Informe, Temporadas 2005 y 2006. 116 pp.
- Walker, Mike.
2005 Quaternary Dating Methods. Chapter 2 Radiometric Dating 1: Radiocarbon Dating. John Wiley & Sons Ltd, England. 279 pp.
- Waters, Michael R., y Thomas W. Stafford Jr.
2007 "Redefining the Age of Clovis: Implications for the Peopling of the Americas", en: *Science*, Vol. 315, pp. 122-1126.
- WRB
1998 World Reference Base for Soil Resources. World Soil Resources Reports 84. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome.
- Wright, James Doyle.
2000 "Global climate change in marine stable isotope records", en: Noller, J.S., J.M. Sowers, y W.R. Lettis (eds). Quaternary Geochronology: Methods and Applications to Paleoseismology, AGU Reference Shelf Series Volume 4, pp. 427-433

Zagwijn, W. H.

1996 "The Cromerian Complex Stage of the Netherlands and correlation with other areas in Europe", en: Turner, Ch. (ed.) The Early Middle Pleistocene in Europa. Balkema, Rotterdam, pp.145-172.