



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA**

**GEOARQUEOLOGÍA Y CAMBIOS AMBIENTALES DEL
PLEISTOCENO TARDÍO - HOLOCENO EN EL NOROESTE DE MÉXICO: UN
ENFOQUE PALEOPEDOLÓGICO.**

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
DOCTORA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

TAMARA CRUZ Y CRUZ

COMITÉ TUTOR:

Dr. Sergey Sedov (Director), Instituto de Geología, UNAM

Dr. Lorenzo Vázquez Selem, Instituto de Geografía, UNAM

Dr. Alejandro Terrazas Mata, Instituto de Investigaciones Antropológicas, UNAM

JURADO EXAMINADOR:

Dr. Sergey Sedov, Instituto de Geología, UNAM

Dra. Ana María Soler Arechalde, Instituto de Geofísica, UNAM

Dr. Alejandro Terrazas Mata, Instituto de Investigaciones Antropológicas, UNAM

Dra. Guadalupe Sánchez Miranda, ERNO, Instituto de Geología, UNAM

Dr. Rafael Antonio López Martínez, Instituto de Geología, UNAM

Ciudad de México, agosto 2016.



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

Cruz-y-Cruz, Tamara. (2016). Geoarqueología y cambios ambientales del Pleistoceno tardío - Holoceno en el noroeste de México: un enfoque paleopedológico. Tesis de Doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México.

PARA MI FAMILIA:

ÁMBAR

BALAM

AMEYALI

AKTSINÍ'

OSCAR

IRINA

IVÁN

NEMESIO

ISIDRA

...Mis raíces y mis alas.

Esta investigación fue posible gracias al apoyo de las siguientes instituciones y proyectos:



Coordinación de Estudios de Posgrado.
Posgrado en Ciencias de la Tierra.



Departamento de Edafología.
Beca para terminación de tesis.



PAPIIT IN108714 (Dr. Sedov)
PAPIIT IN403407 (Dr. Terrazas)
PAPIIT IN400611 (Dr. Terrazas)
PAPIIT IN117709 (Dra. Solleiro)
PAPIIT IN110710 (Dra. Solleiro)



Beca estudios de posgrado.

CONACYT 128042 (Dr. Terrazas)
CONACYT 166878 (Dra. Solleiro y Dr. Sedov)
CONACYT 236623 (Dra. Solleiro)



Proyecto Arqueológico La Playa.
Proyecto Arqueológico Poblamiento temprano en el noroeste
de Sonora: región El Arenoso - El Sásabe (PTNOS).
Proyecto Geoarqueología y Tecnología Lítica de los sitios
Paleoindios de Sonora



Proyecto Geoarqueología y Tecnología Lítica de los sitios
Paleoindios de Sonora



AGRADECIMIENTOS:

Como su nombre lo indica, este es un trabajo interdisciplinario que contó con una participación diversa que posibilitó la realización de una investigación geoarqueológica, por lo cual agradezco profundamente a todos los involucrados:

En primer lugar, a mi tutor, el Dr. Sergey Sedov, por todas sus enseñanzas durante mi formación académica, así como por su apoyo y asesoría durante las diferentes etapas de la investigación y en la realización de la tesis.

A mi comité tutorial: Dr. Lorenzo Vázquez Selem y Dr. Alejandro Terrazas Mata, por sus enseñanzas, asesorías y orientación durante mis estudios de posgrado, así como para el desarrollo de la investigación y la revisión de la tesis.

A la Dra. Elizabeth Solleiro Rebolledo, por todo el apoyo brindado para la realización de mis estudios de posgrado y el desarrollo de la investigación.

A la Dra. Guadalupe Sánchez Miranda, por su asesoría en las diversas etapas de la investigación y en la revisión de la tesis.

A la Dra. Ana María Soler Arechalde y al Dr. Rafael Antonio López Martínez, por la revisión y corrección de la tesis.

A la Mtra. Elisa Villalpando Canchola (Proyecto Arqueológico La Playa), al Dr. Vance T. Holliday (Proyecto Geoarqueología y Tecnología Lítica de los sitios Paleoindios de Sonora; Argonaut Archaeological Research Fund) y a la Mtra. Martha Elena Benavente Sanvicente (Proyecto Arqueológico PTNOS), por las facilidades otorgadas para acceder a las secuencias pedosedimentarias del Pleistoceno-Holoceno asociadas a las ocupaciones humanas y yacimientos paleontológicos en los sitios arqueológicos del noroeste de Sonora.

Al Dr. Víctor Adrián Pérez Crespo, y a la M. en C. Rosa Elena Tovar Liceaga, por su colaboración para los estudios paleontológicos.

Al Dr. Jorge Gama Castro, por la invaluable asesoría y el entusiasmo brindados durante mis estudios.

A la M. en C. Kumiko Shimada, por su apoyo para la cuantificación de hierro (Fe_d) y la determinación de carbono orgánico total (COT) en las muestras.

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

Al M. en C. Pedro Morales Puente y a la M. en C. Edith Cienfuegos Alvarado, del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), por el apoyo para la determinación de la composición isotópica del carbono.

Al M. en C. Jaime Díaz Ortega, por el apoyo para la realización de los análisis pedológicos y la elaboración de las secciones delgadas.

A la M. en C. Irina Cruz y Cruz, por su apoyo para la revisión del manuscrito.

A los coautores de las publicaciones derivadas de la investigación: Dr. Sergey Sedov, Dra. Guadalupe Sánchez Miranda, Dr. Konstantin Pustovoytov, Dra. Elizabeth Solleiro Rebolledo, Dra. Beatriz Ortega Guerrero, Dra. Teresa Pi Puig, Dr. Alejandro Terrazas Mata, Dr. Víctor Adrián Pérez Crespo, M. en C. Rosa Elena Tovar Liceaga, Dr. John Carpenter, Dr. Joaquín Arroyo Cabrales y M. en C. Hermenegildo Barceinas Cruz, por su valiosa colaboración para la realización de las mismas.

A María Luisa Reyes Ochoa y a Gloria Benítez Alba, por el apoyo en los trámites académicos y administrativos durante mi estancia en el posgrado.

A los colegas geocentíficos del PCT, con quienes compartí experiencias enriquecedoras y de mucho aprendizaje que me ayudaron a crecer académica y personalmente.

A los colegas arqueólogos, con quienes comparto el gusto por el estudio del pasado y la pasión por desentrañar las *historias en la tierra*.

CONTENIDO:

RESUMEN	4
ABSTRACT	6
INTRODUCCIÓN	8
1. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LA INVESTIGACIÓN	
1.1. Geoarqueología y paleoambiente	10
1.2. Planteamiento del problema	11
1.3. Justificación	13
1.4. Hipótesis	14
1.5. Objetivo general	14
1.6. Objetivos particulares	15
2. MARCO TEÓRICO	
2.1. Cambio climático e indicadores paleoambientales	16
2.2. Suelo, factores formadores y procesos pedogenéticos	23
2.3. Paleosuelos y paleoambiente	33
3. ANTECEDENTES	
3.1. Antecedentes paleoambientales del NW de México	35
3.2. Antecedentes arqueológicos del NW de Sonora	39
3.3. Antecedentes paleontológicos del NW de Sonora	43
4. MATERIALES Y MÉTODOS	
4.1. Área de estudio	45
4.2. Metodología	47
5. RESULTADOS	51
5.1. Late Pleistocene - Holocene palaeosols in the north of Sonora, Mexico: chronostratigraphy, pedogenesis and implications for environmental history.	52
5.2. Spatial variability of Late Pleistocene - Early Holocene soil formation and its	76

relation to early human paleoecology in Northwest Mexico.

5.3. Paleosol (organic matter and pedogenic carbonates) and paleontological $\delta^{13}\text{C}$ records applied to the paleoecology of Late Pleistocene - Holocene in Mexico. 91

6. DISCUSIÓN

6.1. Cubierta pedológica del Pleistoceno tardío – Holoceno. 114

6.2. Variaciones climáticas del Pleistoceno – Holoceno en el NW de Sonora. 119

6.3. Geoarqueología y paleoambiente en el NW de Sonora durante el Pleistoceno tardío – Holoceno. 121

6.4. Tendencias de pedogénesis del Pleistoceno tardío – Holoceno a nivel global 124

7. CONCLUSIONES 129

8. REFERENCIAS 132

ANEXO 1 146

ANEXO 2 175

FIGURAS Y TABLAS:

Figura 1. Detalle del último ciclo glacial con base en la temperatura de verano del agua superficial en el Atlántico a 53° N, estimada a partir de los foraminíferos planctónicos. Se señalan los estadios isotópicos marinos (MIS) y el último máximo glacial.	19
Figura 2. Variaciones de temperatura durante el Holoceno.	22
Figura 3. Duración de los tiempos característicos de los procesos pedogenéticos.	31
Figura 4. Tiempos característicos (TC) de los principales horizontes y propiedades diagnósticas utilizadas por la WRB	31
Figura 5. 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.	40
Figura 6. Cronología de los grupos Paleoindios del N de México y SW de EU.	40
Figura 7. Puntas Clovis del sitio arqueológico Fin del Mundo, Sonora.	42
Figura 8. Área de estudio.	46
Tabla 1. Correlación de inferencias paleoambientales del NW de Sonora, con registros preexistentes.	127
Tabla 2. Tendencias de pedogénesis en el Pleistoceno – Holoceno a nivel global.	128

RESUMEN

Investigaciones de los últimos 15 años en el NW de Sonora, en sitios como El Arenoso (Terrazas, 2007; Terrazas y Benavente, 2013), La Playa (Carpenter *et al.*, 2003 y 2005), Fin del Mundo (Sánchez, 2010; Sánchez *et al.*, 2014), El Bajío y El Ágame (Gaines *et al.*, 2009; Sánchez, 2010) han dejado de manifiesto que grupos humanos comenzaron a habitar esta región desde finales del Pleistoceno. Las inferencias paleoambientales para las regiones aledañas indican que durante ese periodo predominaron los climas templados, que habrían constituido el hábitat de los primeros pobladores y de la fauna pleistocénica en la región. Sin embargo, la información derivada del estudio de los paleosuelos del sitio arqueológico La Playa indicó condiciones más secas, por lo que se realizó un estudio a nivel regional para establecer las condiciones paleoambientales regionales.

Como parte del estudio, se caracterizaron las propiedades físicas y químicas de los paleosuelos que constituyen la memoria del suelo y que permitieron inferir sus ambientes de formación. Ello permitió identificar los paleosuelos del Pleistoceno y diferenciarlos de los suelos del Holoceno, con lo que se pudo establecer la variabilidad espacial de la cubierta pedológica de finales del Pleistoceno. Esa información se complementó con el análisis de otros indicadores paleoambientales, como los isótopos estables de carbono y la asociación faunística.

Derivado de la investigación se caracterizaron y ubicaron cronológicamente los paleosuelos del Pleistoceno tardío/Holoceno temprano y medio (entre 30 ka Cal AP a 4.2 ka Cal AP) identificados y descritos en trabajos previos en los sitios arqueológicos El Arenoso (Terrazas, 2007; Terrazas y Benavente, 2013) y La Playa (Carpenter, *et al.*, 2003 y 2005; Copeland *et al.*, 2012), así como en secuencias pedosedimentarias expuestas por cortes de carretera en Magdalena de Kino y el Rancho Los Alamitos, que muestran dos tendencias de pedogénesis para este periodo.

En general, las porciones sur, centro y norte del estado están dominadas por suelos rojos, descritos en excavaciones arqueológicas en los sitios La Playa, El Bajío, El Gramal y Fin del Mundo y referidos genéricamente como *Big Red* (Sánchez, 2010; Sánchez *et al.*, 2014). Las características de estos suelos están representadas por el Paleosuelo San Rafael (SRP), descrito en el sitio arqueológico La Playa, con secuencia C/2A/2Bw/2BCk/3Bgk/3BCgk/4C, y datado por radiocarbono entre 14.9 ka - 14.23 ka Cal AP (en carbonatos) y 4.44 - 4.25 ka Cal AP (en carbón y materia orgánica). Las propiedades del SRP (rubificación, acumulación de arcillas, susceptibilidad magnética alta, carbonatos iluviales y reductomorfía en la base) son indicativas de un ambiente más

húmedo que el actual. Por encima de ellos se encuentra una secuencia policíclica de suelos holocénicos con características pedológicas incipientes (humificación, estructuración, carbonatación), desarrolladas bajo un clima semiárido.

En contraste con ello, en El Arenoso, al norte de Caborca, se encontraron secuencias de paleosuelos grises formados en sedimentos aluviales, que muestran intemperismo y neoformación de arcilla, reductomorfa y carbonatación, con secuencia C/2Bgk1/2Bgk2/3C/4Bk/4Ck/5Bgk/5BCk/5Ck/6Bk/7Bg, datado por radiocarbono en 19.43 ka Cal AP - 16.92 ka Cal BP (en carbonatos). Las características del suelo indican la alternancia entre un ambiente húmedo (con intemperismo, rubificación, formación de arcilla y reductomorfa) y períodos secos (con acumulación de carbonatos).

A pesar de las diferencias regionales entre los paleosuelos de finales del Pleistoceno, las tendencias generales de pedogénesis indican el predominio de un ambiente semiárido, ligeramente más frío y húmedo que el actual, con lluvias invernales a finales del Pleistoceno, bajo el cual se establecieron los primeros grupos humanos y la megafauna. En el Holoceno medio se observa un importante incremento en la aridez, la cual disminuyó ligeramente en el Holoceno tardío.

Esta tendencia de pedogénesis mayor durante el Pleistoceno observada en Sonora es contraria a la mayoría de los modelos existentes a nivel global, basados principalmente en el estudio de las secuencias de loess - paleosuelos, que consideran que la pedogénesis se restringe a los periodos interglaciares e interestadiales. Sin embargo, tendencias similares a las observadas en Sonora han sido documentadas en otras regiones con características geográficas similares, lo que muestra la existencia de al menos dos tendencias pedogenéticas principales para ese periodo a nivel global.

ABSTRACT

Research of the last 15 years in NW Sonora, in places like El Arenoso (Terrazas, 2007; Terrazas and Benavente, 2013), La Playa (Carpenter *et al.*, 2003 and 2005), Fin del Mundo (Sánchez, 2010; Sanchez *et al.*, 2014), El Bajío and El Ágame (Sanchez, 2010; Gaines *et al.*, 2009) have made evident that human groups began to inhabit this region since the late Pleistocene. The paleoenvironmental inferences for the surrounding regions indicate that towards the end of the Pleistocene dominated temperate climates, which constitute the habitat of the first settlers and the Pleistocene fauna in the region. However, the information derived from the study of the archaeological site La Playa paleosoils, indicates drier conditions, so a study was conducted at the regional level to establish regional paleoenvironmental conditions.

As part of the study, the physical and chemical properties of paleosols memory constituting the ground and allowed to infer their training environments were characterized. This allowed the paleosol identify and differentiate Pleistocene Holocene soils, which could establish the spatial variability of pedological cover late Pleistocene. That information was supplemented with the analysis of other paleoenvironmental indicators, such as carbon stable isotopes and faunal association.

Derived from research, it is characterized and chronologically located paleosols of late Pleistocene / early and middle Holocene (between 30 ka to 4.2 ka Cal BP) identified and described in previous work at archaeological sites El Arenoso (Terrazas, 2007; Terrazas and Benavente, 2013) and La Playa (Carpenter, *et al.*, 2003 and 2005; Copeland *et al.*, 2012), as well as pedosedimentary sequences of Magdalena de Kino and Rancho Los Alamitos, showing two pedogenic trends for this period.

In general, the south, center and north portions of the Sonora state are dominated by red soils (referred to as Big Red in the archaeological literature) whose characteristics are represented by the San Rafael Paleosol (SRP), described at the archaeological site La Playa, with C / 2A / 2BW / 2Bck / 3Bgk / 3BCgk / 4C sequence, and dated by radiocarbon between 14.9 ka - ka 14.23 Cal BP (in pedogenic carbonates) and 4.44 - 4.25 ka Cal BP (in charcoal). The properties of SRP (rubification, accumulation of clays, high magnetic susceptibility, illuvial carbonates at the base and redoximorphic features) are indicative of a more humid environment than today. Above of them, is located a polycyclic sequence of Holocene soils with incipient pedological features (humification, structuring, carbonation), developed under a semiarid climate.

In contrast, in El Arenoso site, were found gray paleosols in the alluvial sediments, with C / 2Bgk1 / 2Bgk2 / 3C / 4BK / 4cK / 5Bgk / 5BCk / 5Ck / 6BK / 7BG sequence, showing weathering, clay formation, redoximorphic and carbonation processes, dated by radiocarbon between 19.43 - 16.92 ka Cal BP (in pedogenic carbonates). Soil characteristics indicate the alternation between a moist environment (with weathering, rubification, clay formation and reductomorfía) and dry periods (with accumulation of carbonates).

Despite regional differences between late Pleistocene paleosols, the general trends of pedogenesis indicate the prevalence of a semiarid environment, slightly cooler and wetter than today, with winter rains, under which the first human groups and megafauna were established. In the middle Holocene occurred a marked increase in aridity, which decreased slightly in the late Holocene.

This trend of pedogenesis increased during the Pleistocene observed in Sonora is contrary to existing models globally, based primarily on the study of the sequences of loess - paleosols, which consider pedogenesis limited to interglacial and / or interstadials periods. However, similar trends to those observed in Sonora have been documented in other regions with similar geographical characteristics, showing the existence of at least two main palaeosols trends for that period.

INTRODUCCIÓN

La presente investigación surge de la necesidad de documentar la diversidad de ambientes que se desarrollaron en el noroeste (NW) de Sonora durante el Pleistoceno tardío y los cambios que sufrieron durante la transición del Pleistoceno al Holoceno. Este periodo es de especial interés debido a que es el marco cronológico para las evidencias más antiguas de poblamiento humano en la región (Ritter, 1991; Holliday *et al.*, 1994; Carpenter *et al.*, 2003, 2005 y 2009; Sánchez y Carpenter, 2003; Sánchez *et al.*, 2009; Villalpando *et al.*, 2004, 2005 y 2007; Terrazas y Benavente, 2006; Terrazas, 2007), por lo que este estudio también proporciona información sobre las condiciones ambientales en las que se llevó a cabo el inicio del poblamiento en esa zona. Asimismo, la evolución climática durante ese periodo es relevante para contextualizar los hábitats de la megafauna en la región durante el Pleistoceno y ampliar la discusión sobre la manera en la que ésta habría sido afectada por los cambios ambientales.

Algunos de estos cambios han sido documentados en sitios como Baja California y Chihuahua, y el SW de E. U. –principalmente Arizona– (Holmgren *et al.*, 2003 y 2014; McAuliffe *et al.*, 1998; Van Devender, 1973, 1990 y 1994), pero no hay estudios específicos para el NW de Sonora, por lo que la investigación realizada permite ampliar el conocimiento sobre la evolución de las características climáticas en el norte de Sonora durante la transición Pleistoceno - Holoceno a nivel local.

El registro paleopedológico constituye una herramienta sumamente útil para acceder a las características paleoambientales. Durante su evolución, los suelos almacenan información sobre los factores ambientales –temperatura y precipitación–, mismos que condicionan el tipo de procesos que actúan durante la pedogénesis y que confieren al suelo características específicas perdurables a través del tiempo (Foth, 1997; Targulian y Sokolova, 1996 y 2004; Bronger y Catt, 1989).

Para realizar la investigación, se analizaron los paleosuelos pleistocénicos en una amplia región comprendida en el NW de Sonora, tanto en contextos naturales como en sitios con evidencia arqueológica y/o paleontológica. La información obtenida se complementó con el análisis de proxies independientes del registro paleopedológico, como son los isótopos estables de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) y el registro fósil. Los resultados obtenidos se contrastaron con las inferencias paleoambientales del SW de EU y el NW de México realizadas por trabajos previos. Asimismo, se investigaron los antecedentes arqueológicos y paleontológicos del área de estudio.

El cuerpo de la tesis se componer de la siguiente manera:

En el primer capítulo se presentan las características generales de la investigación y se enumeran la hipótesis y los objetivos de la misma.

En el segundo capítulo se muestra el marco teórico de la investigación, a partir del cual se interpretaron los resultados.

En el tercer capítulo se muestran los antecedentes de investigación en el área de estudio, que proporcionan los referentes para contextualizar los resultados y la interpretación de los mismos.

En el cuarto capítulo, se describen de manera general los materiales que se analizaron durante la investigación, comenzando por las características del área de estudio, seguidas por la metodología de análisis, tanto en campo como en el laboratorio.

En el capítulo 5 se presentan los resultados de la investigación, consistentes en un artículo publicado en la *European Journal of Soil Science* y en dos en *Quaternary International*.

En el capítulo siguiente se discuten e integran los resultados presentados de manera parcial en las publicaciones incluidas en el apartado anterior, proporcionando un panorama de los cambios ambientales del Pleistoceno tardío al Holoceno medio en el NW de Sonora. Las inferencias paleopedológicas resultado de esta investigación fueron contrastadas con las tendencias globales documentadas.

Enseguida se presentan las conclusiones generales de la investigación, así como las referencias bibliográficas citadas en el cuerpo de la tesis.

Finalmente, se anexan las descripciones de campo de algunos perfiles estudiados y las dataciones obtenidas, cuya información se integró a la discusión de los resultados para reforzar las inferencias.

1. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LA INVESTIGACIÓN

1.1. Geoarqueología y paleoambiente

La *Geoarqueología* constituye un enfoque multidisciplinario que conjunta la investigación arqueológica con las Ciencias de la Tierra, a través de la implementación de metodologías geocientíficas (geografía, geomorfología, estratigrafía, entre otras) aplicadas a la resolución de problemas arqueológicos (Waters, 1992; Stein, 2001). La interacción geociencias – arqueología se estrecha a partir de la década de los 70 del siglo pasado, con el surgimiento de las teorías derivadas de la *arqueología post – procesual*, principalmente con los trabajos de Michael Schiffer (1972), quien define al *registro arqueológico* como el resultado de una serie de procesos que involucran al *contexto sistémico* y al *contexto arqueológico* (Schiffer, 1972). El *contexto sistémico* se refiere al sistema cultural en el cual los artefactos son fabricados y se encuentran en funcionamiento; mientras que el *contexto arqueológico*, se desarrolla a partir del momento en el que los artefactos dejan de funcionar y son abandonados, sufriendo así una serie de transformaciones producto de la acción humana en un contexto sistémico posterior y/o de los agentes naturales; éstos últimos ampliamente estudiados y explicados por las Ciencias de la Tierra.

De este modo, el enfoque geoarqueológico ha permitido abordar problemas arqueológicos como los procesos de formación del registro arqueológico, considerando los suelos y los sedimentos como la matriz de la evidencia cultural para, a partir de ellos, reconstruir los procesos post - deposicionales sufridos por los materiales que conforman el contexto arqueológico, la diferenciación entre la estratigrafía natural y cultural, el desarrollo y utilización de técnicas de prospección, dataciones cronológicas relativas y absolutas y, de gran relevancia en la actualidad, efectuar reconstrucciones paleoambientales.

El establecimiento de las condiciones ambientales al momento de las ocupaciones humanas, proporciona las pautas para establecer las diferentes relaciones que las sociedades establecen con su entorno, que van desde la satisfacción de las necesidades básicas de subsistencia, hasta los diferentes desarrollos culturales (entre los que se encuentran la tecnología, procesos de intercambio y/o de comercio, estructura social, etc.) que permiten el aprovechamiento de los recursos naturales (locales y foráneos) a diferentes escalas. Ello es de particular relevancia para el estudio de las sociedades cazadoras – recolectoras, quienes dependen en gran medida de su entorno ambiental para satisfacer sus necesidades de subsistencia.

1.2. Planteamiento del problema

La evolución climática del Pleistoceno al Holoceno en el Noroeste de México, y más específicamente en el NW de Sonora, ha sido escasamente estudiada. Entre las principales causas de esta insuficiencia de estudios destacan las condiciones climáticas actuales de la región (semidesértica), que son poco favorables para la preservación de los registros paleoambientales comúnmente utilizados (indicadores bio - geoquímicos en sedimentos lacustres, principalmente), dada la dinámica geomorfológica actual, fuertemente dominada por procesos erosivos que provocan su alteración y pérdida paulatinas.

Este periodo es de especial interés por varios motivos, entre ellos:

- Marca el fin del periodo glacial y el inicio del actual periodo interglacial, transición que promovió cambios drásticos en la dinámica del sistema climático que se sucedieron en relativamente poco tiempo, de acuerdo con los modelos paleoclimatológicos existentes; por lo que su estudio permite establecer la dinámica de esos cambios de manera local. Los indicadores paleoambientales existentes en la región muestran que la evolución climática del Pleistoceno hacia el Holoceno está marcada por un periodo de mayor humedad durante el Pleistoceno tardío, con una clara tendencia hacia la aridización durante el Holoceno y hasta la actualidad. Este incremento en la precipitación durante el UMG (Último Máximo Glacial) en la región se contrapone a la tendencia global a la aridización durante los periodos glaciares indicada por los registros en otros sitios –por ejemplo, en las secuencias de loess – paleosuelos de China y Tadjikistan (Bronger y Catt, 1989; Dodonov *et al.*, 2006)–, lo que muestra que la evolución del sistema climático no ha sido lineal y sí bastante compleja, con oscilaciones muy marcadas en las condiciones ambientales de un sitio a otro, por lo que documentar tales particularidades proveerá información más detallada de la evolución del sistema climático terrestre.
- Se establecen los primeros pobladores. El territorio nacional es muy rico en vestigios arqueológicos que evidencian la presencia humana desde finales del Pleistoceno, tal y como lo demuestran los numerosos hallazgos en el Norte de México, en sitios como Fin del Mundo –13.39 ka Cal AP– (Sánchez, 2010; Sánchez *et al.*, 2014), El Bajío (Gaines *et al.*, 2009; Sánchez, 2010), La Playa (Carpenter *et al.*, 2003; Sánchez y Carpenter, 2003) y El Arenoso (Terrazas, 2007; Terrazas y Benavente, 2013) en Sonora; Rancho San Joaquín y Rancho El Batequí (Aschmann, 1952; Gutierrez and Hyland, 1994; Sánchez, 2010), en Baja California, así como en Chihuahua (Di Peso, 1965) y Durango (Lorenzo,

1953; Sánchez, 2010); el Centro de México en el Rancho la Amapola, El Cedral, S.L.P., (Mirambell, 2000 y 2012) entre otros; la Cuenca de México, en sitios como Tlapacoya, el Peñón de los Baños, Chimalhuacán, metro Balderas, Tocuila (Mirambell, 2000; Morett, *et al.*, 1998; González, *et al.*, 2015); y el Sureste, en sitios como la cueva de los Grifos y Santa Martha, Chiapas (Acosta, 2008 y 2012); Hoyo Negro, Yucatán (12.97 ka Cal AP) (Chatters, *et al.*, 2014), entre otros. Las evidencias de ocupación más tempranas en el país se relacionan con los grupos Paleoindios, principalmente de filiación cultural Clovis, cuyos vestigios materiales se han encontrado en sitios como: la Península de Baja California (Aschmann, 1952; Gutierrez y Hyland, 1994; Sánchez, 2010), Chihuahua (Di Peso, 1965), Durango (Lorenzo, 1953; Sánchez, 2010), Sonora, (Carpenter, 2003; Sánchez y Carpenter, 2003), Jalisco (Benz, 2002), Hidalgo (Cassiano y Vázquez, 1990; Cassiano, 2008), Oaxaca (Winter *et al.*, 2008), Sinaloa (Guevara, 1989) y Tlaxcala (García Cook, 1973); pero es en Sonora donde se han encontrado los sitios más importantes por sus características contextuales y su antigüedad: El Aigame, Las Peñitas, El Gramal, Upanguaymas, Tastiota, La Playa, Fin del Mundo (13.39 ka Cal AP) y El Bajío (Carpenter *et al.*, 2003; Sánchez y Carpenter, 2003; Sánchez *et al.*, 2009 y 2014; Sánchez, 2010); además de la región de El Arenoso - El Sásabe (Terrazas y Benavente, 2006 y 2013).

- Se caracteriza por la extinción de la megafauna que predominó durante los últimos 120 ka del Pleistoceno, conocida como Rancholabreana, para la que se manejan tres hipótesis: 1) el incremento drástico de la temperatura a nivel global que tuvo lugar a inicios del Holoceno; 2) el exterminio masivo de animales por cazadores humanos que arribaron al continente a finales del Pleistoceno, altamente especializados en la caza de megafauna –hipótesis overkill– (Martin, 1967), y 3) la conjunción de ambos factores (cambio climático y cacería). En el país existen numerosos yacimientos de fauna Rancholabreana, entre los que se encuentran: Cueva de San Josecito, Chapala, Jalisco; Tequixquiac y Tlapacoya, Edo. de México; El Cedral, S.L.P.; Valsequillo, Puebla, y la Cueva de Loltún, Yucatán (Arroyo-Cabrales *et al.*, 2008). En Sonora se encuentran los sitios de Térapa –42 ka Cal AP– (Bright *et al.*, 2010), El Arenoso (Terrazas y Benavente, 2013); La Playa (Mead *et al.*, 2010); Fin del Mundo (Sánchez, 2010; Sánchez, *et al.*, 2014); Aconchi, Agua Prieta, Altar, Angostura, Las Areniscas, Arivechi, Arizpe, Arroyo de Humo, Bachoco, Bajimari, La Botana, Carbó, El Carrizal, Cedros, Chinobampo, Ciénega de Cabo, La Ciénega, Cócorit, Costa de Hermosillo, Los Coyotes, Cumpas, Cucurpe, Desemoboque de los Seris, Desemboque del Río San Ignacio, Hermosillo, Jusibampo, Llano Prieto, La Libertad, Magdalena, La Mata de Carrizo, Mina El Yeso,

Naco, O'Neil Pass, Oquitoa, Pesqueira, Piedra de Malpaís, Playa San Bartolo, La Puercera, Quiriego, Quitovac, Rancho Ágame, Rancho Estribo, Rancho La Brisca, Rancho de Enmedio, El Sahuaro, Sangre Vieja, Santa Ana, Sierra El Rosario, Tecomate y Tesopaco (White *et al.*, 2010). El estudio de las variaciones climáticas permite conocer los ambientes locales en los que se desarrolló la megafauna en el NW de Sonora, lo que permitirá ampliar la discusión sobre las posibles causas de su extinción.

1.3. Justificación

La propuesta de esta investigación surge de la necesidad de documentar la diversidad de ambientes locales que se desarrollaron en una parte del noroeste de México (Sonora) a finales del Pleistoceno, así como los cambios ocurridos en los mismos, producidos por la transición del Pleistoceno al Holoceno. Existen estudios al respecto en el SW de EU – principalmente Arizona y Nuevo México–, así como en Baja California, Chihuahua y el Mar de Cortés, pero no en Sonora. Esta escasez de indicadores ha limitado las investigaciones paleoambientales, por lo que es común generalizar los estudios existentes a todo el norte del país, obviando las diferencias geográficas existentes.

Sin embargo, el NW de Sonora presenta particularidades geográficas que difieren de otras regiones estudiadas, como lo ha demostrado el estudio paleopedológico realizado en el sitio arqueológico de La Playa, Sonora (Cruz-y-Cruz, 2011), cuyos indicadores paleoambientales muestran que las condiciones climáticas fueron diferentes a las inferidas para el SW de EU, por lo que se evidencia la necesidad de realizar una investigación regional de los paleosuelos del Pleistoceno y estudiar con mayor especificidad sus variaciones espaciales, que proporcionan información sobre los microambientes locales en el área de estudio.

Los paleosuelos han demostrado ser indicadores confiables de los cambios ambientales. Puesto que los suelos evolucionan en superficie a partir de la incidencia de los factores formadores (Jenny, 1941) –material parental, clima, relieve, organismos y tiempo– y de que dichos factores promueven la intensidad y duración de los diversos procesos pedogenéticos que le confieren características morfológicas específicas, es posible realizar inferencias sobre sus ambientes de formación al evaluar sus rasgos morfológicos, físicos y químicos perdurables (Foth, 1997; Targulian y Sokolova, 1996; Bronger *et al.*, 1998). Debido a que es posible relacionar ciertos rasgos morfológicos particulares de los diversos tipos de suelos con las condiciones climáticas predominantes, ya que cada tipo individual del clima se refleja en el conjunto de pedones del suelo (Targulian y Goryachkin, 2004).

Entonces, establecer las características ambientales permite contextualizar los yacimientos arqueológicos y paleontológicos, lo que a su vez proporciona elementos para un mayor acercamiento a los procesos de desarrollo de las sociedades prehistóricas y de la fauna pleistocénica, constituyéndose así un estudio geoarqueológico que conjunta toda esta información y permite establecer parámetros sobre los mecanismos de relación entre los primeros pobladores y su ambiente, considerando las variaciones espaciales y temporales derivadas de la transición Pleistoceno–Holoceno. Tales variaciones influyeron en los grupos sociales propiciando adaptaciones culturales para las actividades de subsistencia, puesto que el modo de vida y de producción de las sociedades cazadoras recolectoras se vincula con su entorno natural.

Para ello, en este trabajo se estudiaron los paleosuelos pleistocénicos y holocénicos en el NW de Sonora y su correlación con los registros arqueológicos y paleontológicos en la región.

1.4. Hipótesis

Estudios paleoambientales indican que en el norte de México y suroeste de EU, durante el Pleistoceno tardío y hasta inicios del Holoceno, predominaron ambientes templados y húmedos, contrarios a las condiciones ambientales de aridez actuales (Rhode, 2002; Metcalfe *et al.*, 2000 y 2002; Lozano-García, *et al.*, 2002; Nordt, 2003; Ballenger *et al.*, 2011). Sin embargo, los indicadores paleopedológicos estudiados en el sitio arqueológico de La Playa, Sonora, indican ambientes semiáridos con cambios estacionales marcados en el NW de Sonora desde al menos 15 ka AP (Cruz-y-Cruz, 2011), contrastando con lo propuesto para las regiones aledañas.

A partir de ello, la hipótesis de este trabajo es que *la cubierta pedológica del Pleistoceno tardío–Holoceno en Sonora se desarrolló bajo un ambiente de alta estabilidad que permitió el buen desarrollo de características pedológicas, pero bajo condiciones climáticas predominantemente semiáridas. Estas condiciones de semiaridez promovieron la diversidad de diferentes microecosistemas que en conjunto ofrecieron gran variabilidad de recursos potencialmente aprovechables por los primeros pobladores y por ciertas especies de fauna pleistocénica.*

1.5. Objetivo general:

Establecer las condiciones ambientales bajo las que se desarrollaron los paleosuelos del Pleistoceno tardío – Holoceno en el NW de Sonora, a partir de la *memoria del suelo*, para

contextualizar el establecimiento de los primeros grupos humanos en la región y establecer el hábitat de la fauna pleistocénica.

1.6. Objetivos particulares

1. Diferenciar los paleosuelos desarrollados durante el Pleistoceno tardío de los del Holoceno temprano, a través de indicadores paleopedológicos, en el NW de Sonora.
2. Reconstruir la variabilidad espacial de los paleosuelos del Pleistoceno tardío y del Holoceno temprano, en el NW de Sonora.
3. Establecer los rasgos ambientales bajo los que se desarrollaron los suelos en el Pleistoceno tardío y en el Holoceno temprano en los sitios estudiados.
4. Relacionar los rasgos ambientales obtenidos a través del registro paleopedológico en las localidades estudiadas, con el inicio del poblamiento humano en la región.
5. Relacionar los rasgos ambientales obtenidos a través del registro paleopedológico en las localidades estudiadas, con la evidencia paleontológica existente en la región y proponer los diferentes ambientes en los que habitó la megafauna.

2. MARCO TEÓRICO

2.1. Cambio climático e indicadores paleoambientales.

Puede considerarse que los estudios paleoambientales formales se inician en el siglo XIX, con la publicación de *Etudes sur les glaciers* (Agassiz, 1840), en donde se plantea la hipótesis de una Edad de Hielo, con base en la observación de sedimentos glaciares en los Alpes, lo que lleva a plantear la idea de cambios en las condiciones climáticas. Más adelante, mediante el análisis de variables como la altitud, la superposición y la alteración de formaciones glaciares, en los Alpes, Penk y Brückner publican en 1909 *Die Alpen im Eiszeitalter* (González, 2007), proponiendo una cronología del Cuaternario con cuatro periodos de avance de los glaciares –Günz, Mindel, Riss y Würm–, separados por periodos cálidos denominados interglaciares. Posteriormente, estas evidencias se correlacionan con vestigios glaciares del norte de Europa –Menapiano, Elster, Saale y Vistulano– y Norteamérica –Nebraska, Kansas, Illinois y Wisconsin–. Con base en ello, se establece la existencia de grandes ciclos climáticos, los cuales son explicados por la teoría de los ciclos orbitales del planeta, propuesta por Milankovitch en 1920 –variaciones en la excentricidad de la órbita, cambios en la inclinación del eje terrestre y la precesión– (Imbrie *et al.*, 1993; Muller *et al.*, 1997).

A mediados del siglo XX la paleoclimatología desarrolla herramientas para acceder a registros más precisos sobre estos cambios en las condiciones climáticas de la Tierra. Surgen nuevos *proxies* que permiten ampliar el panorama sobre la evolución del sistema climático.

Entre los *proxies* más utilizados para los estudios paleoambientales, destacan los isótopos de Oxígeno e Hidrógeno, obtenidos de los sedimentos glaciares de Groenlandia y la Antártida, y los registros de organismos marinos. Estos *proxies* se consideran los de mayor resolución a nivel global, ya que proporcionan información sobre las variaciones en las condiciones atmosféricas y las marinas, respectivamente. También son muy empleados los registros en sedimentos marinos y lacustres, que proporcionan datos específicos sobre los ambientes predominantes al momento de su deposición, con una alta resolución temporal, a través del análisis de: palinomorfos, foraminíferos, diatomeas, ostrácodos, indicadores químicos (isótopos estables, materia orgánica, Ti, Ba, Cd, Sr, Mg), físicos (propiedades magnéticas, granulometría, densidad), entre otros, que permiten obtener un panorama regional de las condiciones ambientales (Emiliani, 1955; Imbrie, *et al.*, 1993; Lachniet y Vázquez, 2005).

En los sitios áridos y semiáridos en donde no existen estos registros, se utilizan los

restos botánicos preservados en las madrigueras de roedores (como el *Neotoma*), ampliamente distribuidos en las regiones áridas de América del Norte y de México. Estos roedores acumulan materiales como macrorrestos vegetales y desechos, que son cementados por sus excreciones, conformando cúmulos de materiales o *basurales*. Estos basurales consisten en depósitos endurecidos (*amberat*) que pueden persistir durante 40,000 años o más. De este modo, el *amberat* proporciona un registro de la vegetación y del clima. La mayoría de basurales estudiados han provisto información del Wisconsin tardío y el Holoceno (Holmgren, 2003 y 2014).

2.1.1 El sistema climático.

Se entiende como *cambio climático* a la modificación en los valores promedio del clima (precipitación y temperatura) establecidos por un periodo prolongado de tiempo (Magaña, 2004; Vázquez, 2007).

Las condiciones climáticas terrestres son determinadas por factores externos e internos, entre ellos:

Las variaciones orbitales del planeta: 1) *variación en el movimiento de precesión terrestre*, que da un giro completo cada 23 ka; 2) la *variación en la oblicuidad* (cambios en la inclinación del eje de rotación de la Tierra) que es de 3° y ocurre cada 41 ka, y 3) la *variación en la excentricidad* de la órbita terrestre, que sucede cada 100 ka (Imbrie, et al., 1993; Pillans, et al., 1998; Riser, 2002; Vázquez, 2007; Labeyrie, et al., 2003).

La *radiación solar* y la *circulación atmosférica*, cuyas fluctuaciones regulan la incidencia y la retención de la energía solar, así como su distribución por el planeta; la *circulación oceánica*, cuya dinámica se relaciona directamente con las condiciones ambientales (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. Esto ocasiona un gradiente de presión y otra masa de aire tiene que remplazarlo, ocasionando que el aire esté circulando de manera continua. 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. Este sistema de circulación se conoce como 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). El aire caliente que asciende provoca que las nubes liberen humedad, generando las lluvias, mientras que cuando descienden, las masas de aire son frías y secas, por lo que absorben humedad. Es por ello que en el Ecuador hay lluvias, mientras que en los trópicos se crean condiciones de aridez (Stewart, 2008).

Asimismo, la mayor parte de la energía térmica del sol se almacena en el agua oceánica, que la transporta mediante las corrientes superficiales desde el Ecuador hacia los polos y la libera de forma paulatina. 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 de 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). De manera general, las costas orientales de los continentes son bañadas por aguas cálidas y vientos húmedos, mientras que las aguas de las costas occidentales son más frías y secas. Por otro lado, la diferencia de densidades por la acumulación de sales en el agua superficial y subsuperficial produce una circulación vertical, conocida como *circulación termohalina* (Uriarte, 2009; Stewart, 2008).

Es a través de las circulaciones atmosférica y oceánica que el calor y la humedad se distribuyen sobre la superficie, aunque en ello también inciden otros factores geomorfológicos como el relieve, la latitud, la longitud y la altitud (Uriarte, 2009).

2.1.2. *Periodos glaciales e interglaciares.*

Actualmente, se sabe que durante el Cuaternario las condiciones climáticas terrestres han tenido oscilaciones drásticas que van de condiciones frías (glaciales) a cálidas (interglaciares) de forma cíclica (Riser, 2002; Imbrie *et al.*, 1993; Bull, 1991; Labeyrie *et al.*, 2003; Vázquez, 2007).

Se han documentado al menos cuatro periodos glaciales, todos ellos en el Pleistoceno, denominados en Europa: *Günz*, *Mindel*, *Riss* y *Würm*. En América, dichos ciclos se conocen como: *Nebraska*, *Kansas*, *Illinois* y *Wisconsin*, respectivamente. Asimismo, los periodos interglaciares conocidos para Europa son: *Gunz - Mindel*, *Mindel - Riss*, *Riss - Würm* o *Eemiense* y *Holoceno*, cuyos equivalentes en América se denominan respectivamente: *Aftniano*, *Yarmouth*, *Sangamon* y *Holoceno*. Durante las glaciaciones los casquetes polares crecieron, los hielos avanzaron hacia al paralelo 40 en algunas zonas y el nivel de los mares se redujo aproximadamente 120 metros; mientras que en los

interglaciares las capas de hielo retrocedieron y los mares incrementaron su nivel. 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 isótopos 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 isótopos 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).

A partir de las variaciones isotópicas de oxígeno registradas en los sedimentos marinos, se han establecido las *etapas isotópicas marinas* (MIS, por sus siglas en inglés), designándose las fases cálidas con números impares, contando hacia atrás a partir del Holoceno y las etapas frías con números pares (Uriarte, 2009), tal y como se muestra en el siguiente esquema (Figura 1).

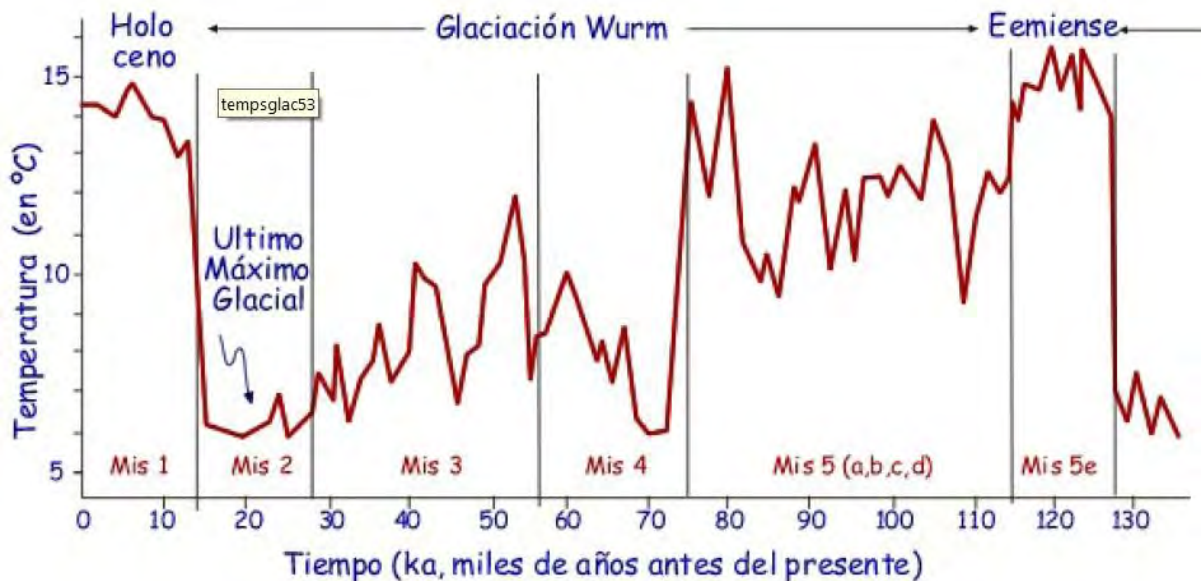


Figura 1. Detalle del último ciclo glacial con base en la temperatura de verano del agua superficial en el Atlántico a 53° N, estimada a partir de los foraminíferos planctónicos. Se señalan los estadios isotópicos marinos (MIS) y el último máximo glacial. (Tomado de Uriarte, 2009).

2.1.3. Paleoclimas del Pleistoceno tardío, a partir del Último Máximo Glacial (UMG).

El periodo glacial más reciente (Wisconsin / Würm) inicia hace 115,000 años (figura 1) y se caracteriza por un descenso abrupto en la temperatura global. Durante éste período, 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, a causa de la disminución de agua libre en la atmósfera (Uriarte, 2009). El mayor descenso en la temperatura (Último Máximo Glacial) sucedió entre los 21 – 17 ka AP (Figura 1), que promovió el predominio de desiertos y semidesiertos a nivel global, así como una disminución drástica de las regiones boscosas (Vázquez, 2007). El enfriamiento extremo provocado por el UMG terminó hace 18 ka AP, presentándose un aumento rápido de la temperatura y la humedad, evidenciados en registros del Pacífico Este, China Central, Siberia Occidental y el Mar Árabe (Uriarte, 2009).

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. Los registros de los glaciares (valores isotópicos de oxígeno y el contenido de polvo de los hielos de Vostok y Groenlandia) indican que antes de 14.5 ka AP continúan las condiciones glaciales, el nivel del mar estuvo 130 m por debajo, los valores del CO₂ y CH₄ atmosféricos son bajos. Tales condiciones cambian abruptamente *circa* del 14.5 ka AP. Estos cambios fueron provocados por el aumento de la insolación de verano en las altas latitudes del Hemisferio Norte, debida a un cambio en los ciclos de precesión. La mayor insolación promovió el derretimiento del casquete polar (Uriarte, 2009; Vázquez, 2007).

Además de los amplios cambios climáticos de gran escala (Glacial - Interglacial), las condiciones climáticas sufren oscilaciones en escalas milenarias, las cuales han sido registradas en sedimentos del Atlántico y en los núcleos de hielo de Groenlandia. Estos registros indican que las oscilaciones milenarias se sintieron en todo el Hemisferio Norte, con un patrón consistente de pequeños ciclos de enfriamiento progresivo con un periodo de 1.5 ka, culminando con un importante evento de producción de icebergs (eventos *Heinrich*) seguidos de un calentamiento abrupto (eventos *Dansgaard - Oeschger*). Los eventos más importantes ocurren en intervalos que van de 5 ka a 10 ka y se conocen como *estadales*¹ (periodos fríos) e *interestadales* (periodos cálidos). A lo largo de la Última

¹ El *estadal* 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).

Glaciación hubo 6 episodios de eventos Heinrich. Hay además 25 eventos rápidos llamados *Dansgaard - Oeschger*. (Dansgaard *et al.*, 1982; Uriarte, 2009; Labeyrie *et al.*, 2003).

Las oscilaciones milenarias que sucedieron hacia el final del Pleistoceno son el periodo frío conocido como *Older Dryas* (17 – 14.7 ka AP), seguido por un periodo cálido y húmedo denominado *Bølling - Allerød* (14.5 – 12.5 ka AP) y un nuevo periodo frío, el *Younger Dryas* (12.7 – 11.5 ka AP) (Dean, 2006; Barron *et al.*, 2004; Bond *et al.*, 1993; 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 la humedad en el clima se presentaron a escala global (Bond *et al.*, 1992; Heine, 1994; Alley, 2000).

2.1.4. *Paleoclimas del Holoceno.*

El Holoceno es la época geológica más reciente y comprende los últimos 11.5 ka. 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. Hay una diferencia sustancial en las condiciones climáticas entre el Pleistoceno y el Holoceno, que representa un límite real entre ambos periodos (Vázquez, 2007; International Stratigraphic Chart, 2008; Uriarte, 2009).

El Holoceno se caracteriza por ser una fase de mayor calidez que en el Pleistoceno, lo que favoreció la dispersión y establecimiento de los grupos humanos y el impacto de sus actividades en los ecosistemas. Los registros paleoclimáticos indican que el clima del Holoceno ha sido muy variable, con grandes fluctuaciones durante los últimos 10 ka (Figura 3).

La primera parte del Holoceno evidencia fenómenos de ajuste y adaptación a nuevas condiciones ambientales, con cambios eustáticos del nivel marino, reducción del casquete polar, cambios radicales en la distribución de las plantas. Los cambios climáticos del Holoceno alteran radicalmente los recursos ambientales disponibles para la población humana.

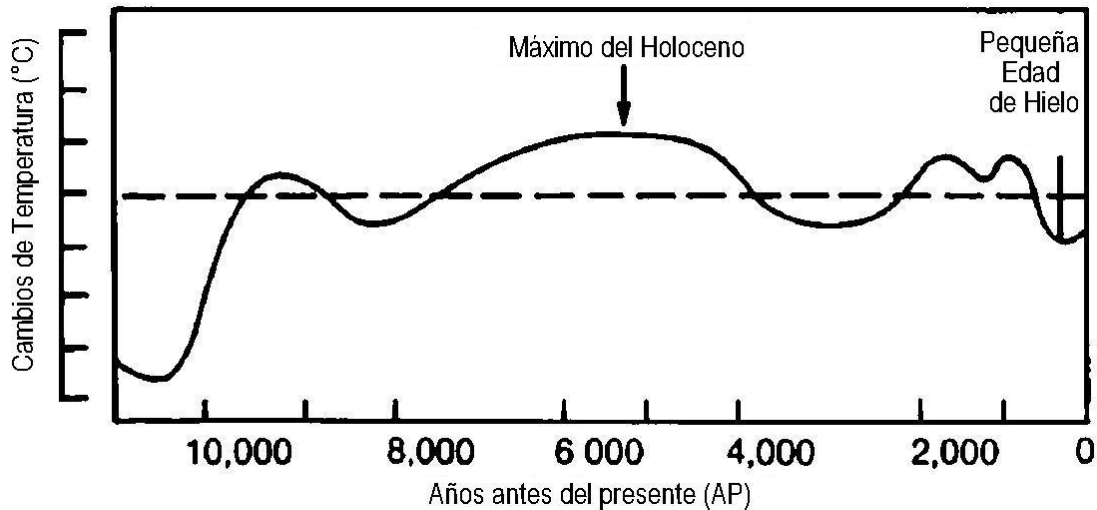


Figura 2. Variaciones de temperatura durante el Holoceno. (Modificado de IPCC, 1990).

Hacia el final de la edad glacial la insolación de verano en el Hemisferio Norte empezó a acercarse a su máximo, por lo que el Holoceno temprano es uno de los periodos más cálidos (*circa* 10 ka AP). Después del retraimiento de las capas de hielo continentales de Europa y América del norte entre los 10 y 7 ka AP, el clima evolucionó rápidamente en las latitudes altas y medias hacia una mayor calidez. En el Atlántico norte las condiciones fueron controladas por la presencia del casquete de hielo Laurentino y una mayor insolación solar en el verano, mientras que en las áreas subtropicales este intervalo fue más húmedo y con altos niveles de los cuerpos de agua en los lagos de África y el Medio Oriente (Kaplan y Wolfe, 2006).

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); pero los registros señalan rápidas fluctuaciones climáticas en el Holoceno en intervalos de 2.8 ka a 2 ka años y de 1.5 ka. (Mayewski *et al.*, 2004). Se ha establecido que durante el Holoceno ha ocurrido un progresivo descenso de la insolación estacional causado por los cambios periódicos de la órbita terrestre (parámetros de precesión, oblicuidad y excentricidad). Estas fluctuaciones en la insolación se vieron acompañadas por un aumento generalizado de las concentraciones atmosféricas de gases con efecto invernadero y de las temperaturas, además de múltiples cambios en la circulación oceánica y atmosférica, que alteraron los patrones de distribución de calor del planeta, modificando el ciclo hidrológico y los patrones de lluvias. El Holoceno muestra

oscilaciones con carácter rápido, de décadas a centenares de años que alteraron significativamente las condiciones climáticas aunque, como es cada vez más evidente, con marcadas diferencias regionales (Mayewski *et al.*, 2004).

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 migraron altitudinalmente en las zonas montañosas, debido al calentamiento y la retracción de los glaciares de montaña (Lozano, 2007; Ortega-Rosas, 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 ka ^{14}C (Metcalf, 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, como ya se ha dicho, tuvo un máximo al inicio del Holoceno (8 % superior a la actual), mientras que la de invierno era inferior (aproximadamente -8 %). Por lo tanto, al comienzo del Holoceno, hace unos 12.5 ka, 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, originando veranos más cálidos e inviernos más fríos (Uriarte, 2009). Hace 8.2 ka AP, sucede un nuevo enfriamiento de corta duración debido a una disminución en la circulación termohalina (Bond *et al.*, 1997; Morrill y Jacobsen, 2005) y entre 7 ka - 4.5 ka se desarrolla un periodo muy cálido y seco conocido como Altitermal (Anteves, 1955) u Óptimo Climático del Holoceno, que tuvo un calentamiento máximo hace 6 ka, con una temperatura entre 0.5-2 °C más cálida que la actual. Este periodo extremadamente cálido y seco termina hace ~ 4.5 ka, hacia el final del Holoceno medio (Metcalf *et al.*, 2002).

2.2. Suelo, factores formadores y procesos pedogenéticos.

Considerando que el *suelo* evoluciona *in situ* a partir de la incidencia de los factores formadores –material parental, clima, relieve, organismos y tiempo– y de que dichos factores promueven la intensidad y duración de los diversos procesos pedogenéticos que le confieren al suelo características morfológicas específicas, es posible realizar inferencias sobre los ambientes de formación al evaluar sus rasgos morfológicos, físicos y químicos perdurables (Foth, 1997; Targulian y Sokolova, 1996; Targulian y Goryachkin, 2004; Bronger *et al.*, 1998).

2.2.1. Suelo.

Podemos definir al *suelo* como un cuerpo natural, que evoluciona *in situ* sobre la superficie de la Tierra, a partir de la incidencia de los factores formadores –material parental, clima, relieve, organismos y tiempo– (Jenny, 1941)

2.2.2. Factores formadores.

Del *clima* dependen la precipitación y la temperatura, variables de las que a su vez dependen el intemperismo (físico y químico) de los minerales primarios y la formación de minerales secundarios, así como el tipo y la magnitud de los procesos pedogenéticos, por lo que los diferentes climas originan una gran variedad de suelos. Asimismo, del clima dependen el tipo de vegetación y los organismos presentes, los cuales inciden directamente en el aporte de materia orgánica al suelo y en los procesos biogeoquímicos *in situ* (Foth, 1987; Buol *et al.*, 1981).

Los *organismos* del suelo son los que promueven los procesos bioquímicos de intercambio de nutrientes y otros elementos entre la fase mineral y la orgánica. Actúan como descomponedores de la materia orgánica, generando diversos compuestos, entre ellos los ácidos húmicos y fúlvicos, que se integran a la parte mineral creando complejos organo-minerales que tiene muchas funciones en el suelo (Foth, 1987; Buol *et al.*, 1981).

El *relieve* también influye en la formación del suelo, ya que muchos procesos dependen de la posición en la geoforma. La topografía modifica el desarrollo del perfil y la formación del suelo de varias maneras: afecta el volumen de precipitación absorbida y retenida en el suelo, el movimiento de los materiales en suspensión y en solución, así como los procesos erosivos del suelo; cuando la pendiente es muy pronunciada y con escasa cobertura vegetal, permite la remoción continua del suelo superficial. Este conjunto de variables influye en el desarrollo de la coloración del suelo, en su profundidad, en el contenido de materia orgánica y en su humedad (Foth, 1987; Buol *et al.*, 1981).

El *material parental* del suelo es el material geológico a partir del cual se forma (rocas ígneas, metamórficas o sedimentarias disgregadas, sedimentos aluviales, coluviales, lacustres, loess, depósitos glaciares, ceniza volcánica, entre otros), que es afectado por intemperismo. La composición mineralógica del material parental incide directamente en el contenido mineralógico del suelo; así como en la velocidad de la alteración del material por intemperismo (además del tamaño del grano y la porosidad) y, por ende, el tipo de procesos pedogénicos y la velocidad de formación del suelo (Foth, 1987; Buol *et al.*, 1981).

El *Tiempo* afecta las variaciones del suelo a lo largo de los años. La edad del suelo expresa el tiempo durante el cual han actuado los procesos formadores. Los procesos pedogenéticos suceden en temporalidades variables, pero pueden agruparse con base en su duración relativa en procesos de *ciclo corto*, que se desarrollan en unos 1000 años, y procesos de *ciclo largo*, cuando su tiempo de desarrollo es del orden de 100,000 años (Targulian y Sokolova, 1996; Targulian y Goryachkin, 2004). Se considera que en zonas frías y áridas los procesos son lentos, en zonas tropicales son rápidos y en zonas templadas son moderados.

2.2.3. *Procesos pedogenéticos.*

Como se ha dicho, la incidencia de los factores formadores regula los procesos de intemperismo, tanto físico como químico, los que a su vez repercuten en el tipo y velocidad de los diversos procesos pedogenéticos, en donde se incluyen las transformaciones físicas, químicas y biológicas que se realizan en el suelo durante su desarrollo, las cuales le confieren características particulares.

Existen diversos procesos pedogenéticos; en este apartado se describirán únicamente los más relevantes para esta investigación:

2.2.3.1. *Humificación*

Este proceso se refiere a la acumulación de *humus* en el suelo, producto de la descomposición de plantas y otros organismos. La materia orgánica (MO) se integra al suelo a partir de la descomposición de la flora y fauna, realizada por la acción de los organismos asociados, interviniendo una vez integrada en varios procesos pedogenéticos, como podzolización, melanización, andosolización y paludización (Bockheim y Gennadiyev, 2000). La degradación de la MO consiste en una descomposición de las moléculas complejas que la conforman, en formas más simples y solubles; una parte de éstas se mineraliza, produciendo compuestos como sulfatos, nitratos, bióxido de carbono y agua, que salen del sistema; otra parte forma moléculas nuevas, más complejas, de color oscuro, coloidales, denominadas humus, que se integran a la parte mineral. La acumulación de MO conforma horizontes de diagnóstico, tales como: horizontes mólicos, horizontes húmicos u horizontes orgánicos, cuya característica principal es su alto contenido de materia orgánica humificada (Foth, 1987; Buol *et al.*, 1981).

2.2.3.2. Estructuración.

Consiste en la agregación de las partículas primarias, por efecto de los procesos biológicos, físico - químicos (floculación) y físicos (expansión - contracción), para formar partículas secundarias, conocidas como agregados o *peds*. Existen diferentes tipos de estructuras que pueden relacionarse con los horizontes del suelo y con los diversos procesos pedogenéticos (Foth, 1987).

La estructura *migajosa* o *granular*, característica del horizonte A (HA) del suelo, se forma por la acumulación de materia orgánica humificada que aglutina partículas, principalmente del tamaño de la arena, en forma de gránulos poco compactos (Foth, 1987).

Los *bloques* se forman a partir de la formación de minerales secundarios como las arcillas, los óxidos de Fe, etc., que aglutinan las partículas y favorecen la formación de agregados, mismos que pueden ser *angulares* o *subangulares*, dependiendo de la cantidad de arcillas. Son características de horizontes B, por lo que se forman en suelos con un desarrollo moderado (Foth, 1987).

Las estructuras *columnar* y *prismática* se generan a partir de la acumulación de arcillas minerales –principalmente–, ya que éstas cohesionan a las partículas (arenas, limos y arcillas), permitiendo la formación de agregados de mayor tamaño. Son comunes en suelos de gran desarrollo, que han permitido la formación y acumulación de arcillas y horizontes B (Foth, 1987; Buol *et al.*, 1981).

Para que se forme la estructura, es necesaria la presencia de sustancias que favorezcan la cohesión de las partículas e influyan sobre la estabilidad de los agregados, tales como la materia orgánica (compuestos húmicos), arcillas, óxidos de Fe, CaCO_3 , que actúan como cementantes de las partículas e impiden que se disgreguen (Foth, 1987; Buol *et al.*, 1981).

2.2.3.3. Lixiviación.

Este es uno de los primeros procesos que se efectúan en los suelos y que promueven la movilización de los compuestos liberados por el intemperismo. Cuando el agua de la lluvia se infiltra en el suelo, se combina con el CO_2 del mismo y forma H_2CO_3 , lo que, aunado a los ácidos derivados de la actividad de los organismos del suelo, promueve la remoción de diversos compuestos, principalmente las bases (Ca, Mg, Na y K), lo que se conoce como desaturación de bases. Entre las sales lixiviadas destaca el CaCO_3 , cuya pérdida se conoce como decarbonatación. El lavado por agua es tanto más eficiente cuanto mayor sea la presión parcial de CO_2 y el contenido en ácidos orgánicos derivados de la actividad

biológica, por lo que la eluviación de las sales tiende a ser mayor cerca de la superficie y disminuye con la profundidad. Si la precipitación es limitada, el CaCO_3 no sale del sistema, sino que se acumula en zonas más profundas, formando concreciones, laminaciones y horizontes cálcicos. Sin decarbonatación, la iluviación de arcillas y la desaturación no se producirían, con lo que la neoformación de óxidos de Fe y de otros procesos pedogenéticos se vería limitada (Foth, 1987; Buol *et al.*, 1981).

2.2.3.4. Carbonatación.

Los carbonatos de calcio presentes en el suelo pueden ser heredados del material parental, siendo considerados primarios, o ser producto de procesos pedogenéticos, considerándose secundarios. Los carbonatos pedogenéticos 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 pedogenéticos puede relacionarse con características ambientales específicas. Los carbonatos secundarios se forman a partir del CO_2 que se encuentra circulando en el espacio poroso del suelo, el cual procede de la difusión del CO_2 atmosférico, por una parte, y producto de la respiración de los organismos del suelo. Cuando el agua de lluvia (H_2O) reacciona con el CO_2 y forma ácido carbónico (H_2CO_3), al incorporarse éste último al suelo provoca la disolución de los carbonatos primarios presentes (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 (Doner y Lynn, 1989).

La formación de los carbonatos está condicionada por el clima, con dos rutas principales de formación (Bockheim y Gennadiyev, 2000). En los suelos formados en zonas áridas y semiáridas, la acumulación masiva de capas de carbonato se presenta en la superficie del suelo o cerca de ella. Estas acumulaciones se conocen como calcreta y se deben a la precipitación de carbonatos por la evaporación de la solución del suelo (Bellanca y Neri, 1993). La formación de los carbonatos pedogenéticos puede ser mediada por microorganismos (Phillips *et al.*, 1987).

Mientras aumenta la lixiviación, en suelos ricos en carbonatos, éstos se disuelven en la superficie del suelo y el Ca se lixivia por el suelo. Los carbonatos secundarios se precipitan en la profundidad, formando revestimientos o concreciones (Cornu *et al.*, 2009).

2.2.3.5. Formación de Óxidos de hierro.

Los óxidos de Fe presentes en el suelo pueden ser heredados del material parental, cuando éste ya contiene este tipo de óxidos, o pueden generarse a partir de procesos pedogenéticos como el intemperismo de los minerales primarios. Tales procesos pueden asociarse con condiciones ambientales específicas que permitan el intemperismo químico y la formación de óxidos de Fe. La formación y acumulación de éstos 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 del avance de la pedogénesis (Buol *et al.*, 1981).

2.2.3.6. Procesos redox (gleyzación y pseudogleyzación).

Cuando el suelo está pobremente drenado, el agua es retenida en el espacio poroso, causando condiciones anaerobias. El agua se desplaza lentamente por el suelo, pierde O_2 y se acidifica por la presencia de MO. En condiciones reductoras, hay bacterias que extraen el oxígeno de los óxidos de hierro y manganeso, promoviendo que la MO se oxide y el F y Mn se reduzcan, volviéndose solubles y sujetos a lixiviación. El Fe es el elemento que mejor refleja las condiciones de hidromorfía de los suelos. Si las condiciones de saturación hídrica se mantienen constantes, predomina el ambiente reductor, por lo que el suelo desarrolla coloraciones grises a verde - azules, lo que se conoce como *gleyzación*. Por ello, la gleyzación es considerada un indicador directo del ambiente de formación del suelo (Buol *et al.*, 1981).

El Mn se reduce más fácilmente que el Fe, pasando a la solución del suelo; para oxidarse requiere unas condiciones oxidantes más fuertes, por lo que es mucho más móvil que el Fe y tiende a eliminarse del suelo. Cuando se acumula, lo hace formando nódulos y películas (mangananes) de color negro (Buol *et al.*, 1981).

El hierro es lixiviado de los horizontes superiores y precipita en forma de capas de ferrihidrita a mayor profundidad (Cornu *et al.*, 2009). En el caso de anegamiento, los óxidos de Fe son reducidos. Una vez en solución, el Fe^{++} se transporta ya sea por difusión a lo largo de un gradiente de concentración, o por el flujo de transferencia de masa debido a la gravedad en el tamaño de los poros (Van Breemen, 1988). Cuando el Fe^{++} encuentra una zona de oxidación, se oxida y precipita, formando nódulos, concreciones y gránulos, generando un patrón de coloración moteado. En el caso de los horizontes subsuperficiales, el anegamiento temporal conduce a la destrucción de óxidos de Fe en

la periferia global y a la reprecipitación los óxidos de Fe en los agregados (Blume, 1988; Van Breemen, 1988).

2.2.3.7. Formación de arcillas

Las arcillas pedogénicas se forman a partir del intemperismo químico de los minerales primarios presentes en el material parental del suelo. La formación de los minerales de la arcilla está íntimamente ligada a reacciones de hidrólisis de los minerales silicatados de las rocas. Tales reacciones pueden desarrollarse en un medio hidrotermal, durante la formación de un depósito mineral, o como procesos exógenos por intemperismo. El CO₂ disuelto en el agua de lluvia o de los ríos forma ácido carbónico, con lo que promueve una serie de procesos hidrolíticos (Buol *et al.*, 1981).

La humedad y la temperatura inciden directamente en los procesos de formación de arcillas a partir de los silicatos. Bajo condiciones de humedad y calor, la hidrólisis promueve la formación de arcillas caoliníticas (1:1), llegando incluso a un residuo final de gibbsita, Al(OH)₃; por su parte, en climas áridos la arcilla predominante resulta ser del tipo illita - esmectita (2:1). Igualmente, el contenido mineralógico del material parental del suelo es determinante, pues en los suelos derivados de rocas ácidas, como el granito o la riolita, las arcilla minerales que se forman son arcillas como illita y caolín, mientras que en un suelo formado a partir de rocas básicas como el basalto, las arcillas predominantes serán esmectita y vermiculita, aunque también pueden encontrarse cloritas y caolinitas (Buol *et al.*, 1981; Retallack, 2001).

2.2.3.8. Iluviación de arcillas (*Lessivage*).

La iluviación de la arcilla es un proceso común en varios suelos, como en los desarrollados sobre terrazas fluviales. Las arcillas presentes en el suelo se dispersan en el agua tras la decarbonatación y la desaturación parcial, que acidifican el pH del mismo. Las arcillas dispersas migran en suspensión hacia las partes bajas del suelo, donde precipitan por un nuevo cambio en el pH que se torna básico (alrededor de 9) y por la desecación del suelo, lo que provocan que la concentración de los minerales en la suspensión aumente y las arcillas precipiten, depositándose y acumulándose en la superficie de los agregados y en los poros, en forma de cutanes y revestimientos (Buol *et al.*, 1981).

2.2.4. Memoria del suelo y tiempos característicos.

Durante su evolución, los suelos almacenan información sobre los factores climáticos – principalmente temperatura y precipitación- que inciden directamente sobre el tipo,

duración e intensidad de los procesos que han estado actuando durante un periodo de pedogénesis. Los procesos pedogenéticos promueven la aparición de características específicas en el suelo, de las cuales algunas son perdurables, por lo que constituyen la *memoria del suelo*.

Los principales mecanismos de *memoria del suelo* –por ende, de formación del registro– son los conjuntos de procesos pedogenéticos que conforman características del suelo perdurables a través del tiempo (Targulian y Goryachkin, 2004; Targulian y Sokolova, 1996), por lo que es factible reconocerlos e interpretarlos. Cuando se lee el registro de un suelo desarrollado bajo un tipo de clima específico, es importante considerar también la diversidad de los suelos producida por los factores formadores, que son los que condicionan los tipos de procesos y su duración. A su vez, los *procesos pedogenéticos* pueden ordenarse con base en sus propiedades cronológicas específicas, como son duración, velocidad y tiempo característico (periodo en el que se alcanza un estado estático o de cuasi - equilibrio con el ambiente –Figura 3–, de tal forma que produce propiedades pedogénicas perdurables en el tiempo) (Targulian y Sokolova, 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 (1 ka - 10 ka) –iluviación, queluviación, andosolización– y lentos (más de 10 ka) –ferralitización, alitización, intemperismo profundo– (Figura 4). Es precisamente la incidencia y duración de estos procesos lo que confiere al suelo sus características distintivas. La velocidad de formación de un suelo depende de la incidencia de los factores formadores, pero en general se considera que, en zonas frías es lenta, en zonas tropicales es rápida y en zonas templadas es moderada.

El horizonte Ah es el primero que se forma y es relativamente rápido, se considera que un cm de suelo tarda en formarse un promedio de 100 a 400 años a partir de material no consolidado como aluvión, loess, tefra o sedimentos glaciales (Siebe, *et al.*, 2007). Los demás horizontes tardan hasta más de 10,000 años, lo que lo convierte en un recurso no renovable para nosotros.

Hay procesos cuyos productos no son estables y pueden transformarse posteriormente. Por ejemplo, en la humificación, al aumentar la producción de humus también se intensifica la descomposición, hasta llegar a un equilibrio dinámico que repercute en una concentración más o menos constante de humus en el tiempo. El lapso necesario para alcanzar esta proporción representa el tiempo característico para este

proceso particular (Targulian y Krasilnikov, 2007).

Tiempos característicos de los procesos pedogenéticos específicos (PPE) en el desarrollo del suelo.

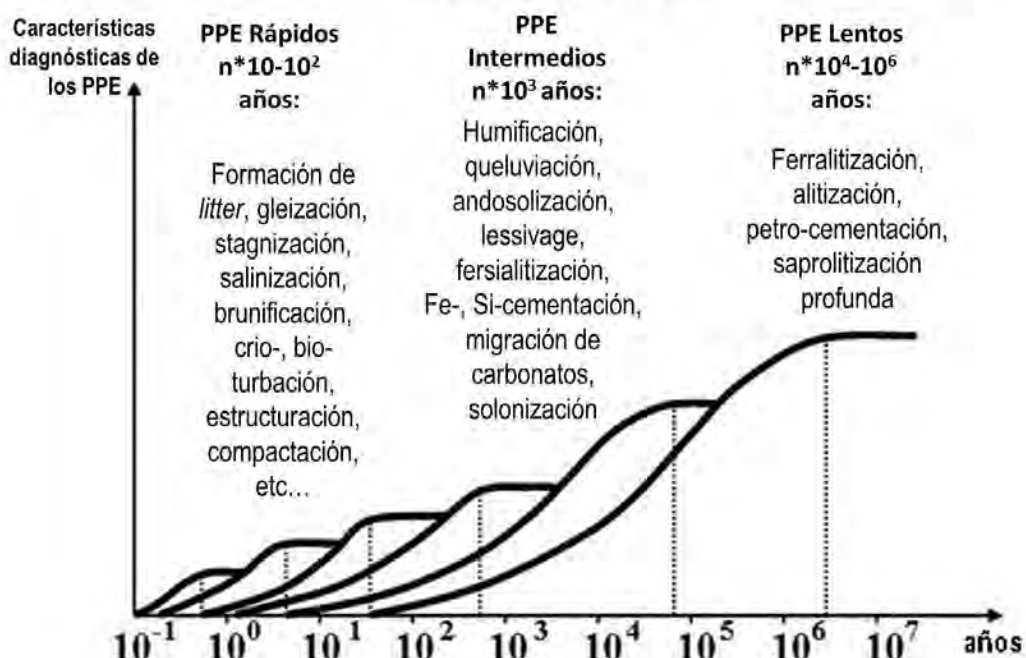


Figura 3. Duración de los tiempos característicos de los procesos pedogenéticos (Modificado de Targulian y Krasilnikov, 2007).

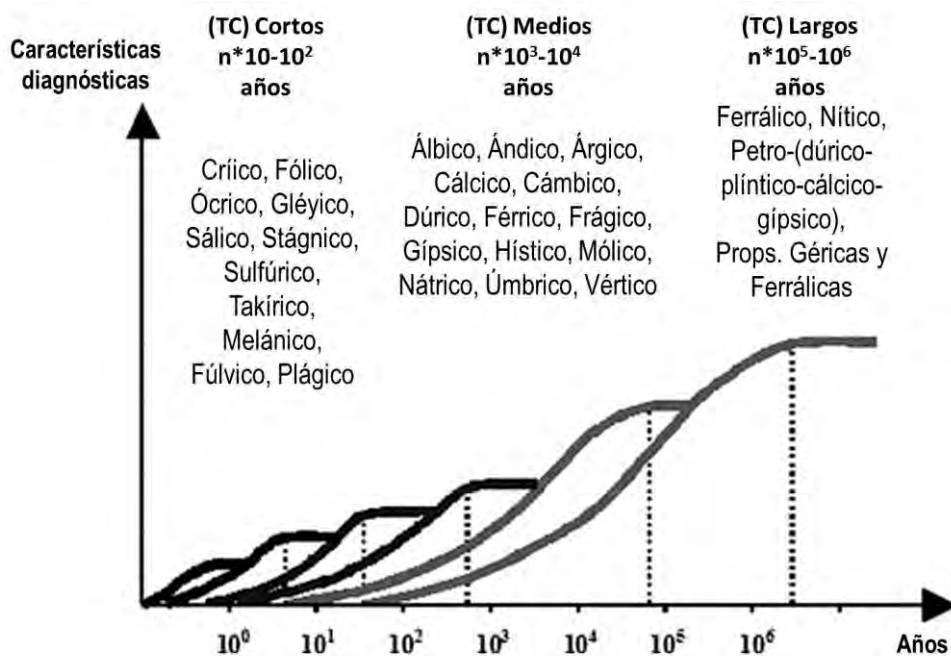


Figura 4. Tiempos característicos (TC) de los principales horizontes y propiedades diagnósticas utilizadas por la WRB (Modificado de Targulian y Krasilnikov, 2007).

También hay procesos irreversibles, los cuales no están sujetos al equilibrio dinámico, pero cuyo sustrato es finito, de tal forma que cuando éste se agota, el proceso se frena; tal es el caso de la formación de minerales secundarios a partir de minerales primarios del material parental. El intervalo que se requiere para llegar a la fase de extinción de los minerales primarios inestables y la acumulación de los productos finales, perdurables en el suelo, representa el tiempo característico del intemperismo.

Los procesos de formación de suelo pueden evaluarse a distintas escalas temporales. Por ejemplo, la fase del perfil primitivo de un Regosol tiene una duración de tan sólo 200 - 400 años. Como ejemplos en zonas tropicales se encuentran los casos de Chiapas (Solleiro *et al.*, 2007), en donde tras 25 años de ocurrida la erupción del Chichón se formaron Leptosoles con horizontes A de escasos centímetros de profundidad; en Michoacán, tras la erupción del Parícutín ocurrida en 1942 - 1952, sobre lavas y cenizas basálticas también se han formado Leptosoles, si bien ya es posible identificar propiedades vítricas en ellos (Bocco *et al.*, 2005). Asimismo, se considera que un Andosol con horizonte mólico llega a desarrollarse en lapsos de 500 años, aunque la fase de desarrollo evolutivo de Andosoles dura hasta aproximadamente 10,000 años (Solleiro *et al.*, 2007).

Si la pedogénesis continúa durante un intervalo de tiempo más largo –varias decenas y hasta cientos de miles de años– se alcanzan fases más avanzadas, que difieren sustancialmente de sus precursores. Dichas fases están representadas en los suelos derivados de ceniza volcánica por Luvisoles, Acrisoles, Nitisoles y otros tipos, que se caracterizan por la formación de horizontes B arcillosos, compactos y poco permeables.

Diversos estudios han arrojado que la tasa de cambios del suelo varía sustancialmente con respecto a sus diferentes propiedades (Zhang *et al.*, 2007); por ejemplo, la formación de características reductomórficas puede ocurrir en lapsos de varios años e incluso de décadas, mientras que la formación de un horizonte argílico normalmente tarda miles de años (Walker, 1989; Zhang y Gong, 2001).

Asimismo, estudios sobre la velocidad de la pedogénesis en sedimentos aluviales han mostrado que el grado de desarrollo del suelo depende de la tasa de sedimentación superficial: con tasas altas de depositación (>2.5 mm/a), los procesos pedogenéticos no transforman significativamente al material aluvial; con tasas moderadas de depositación (0.3–1.0 mm/a) se forman suelos –Fluvisoles– en donde aún se percibe estratificación aluvial, mientras que con tasas de sedimentación bajas (<0.1 mm/a) y periodos largos de pedogénesis (>1000 años), en las planicies fluviales se desarrollan suelos con propiedades similares a Luvisoles y Chernozems (Alexandrovskiy, 2007).

Se ha propuesto que el registro del suelo es en cierto sentido, *palimpsestico*, es decir, que se va “sobrescribiendo” conforme se desarrolla el suelo, por lo que los rasgos morfológicos también se sobrescriben (Targulian y Goryachkin, 2004) dependiendo de los procesos pedogenéticos, lo que debe ser considerado cuando se trata de descifrar y entender la información almacenada en la memoria del suelo. Los sistemas de suelo almacenan información sobre los factores ambientales y los procesos derivados de éstos que han actuado durante la pedogénesis.

2.3. Paleosuelos y paleoambiente

Los suelos se desarrollan sobre la superficie, por lo que cuando algún proceso ocasiona su sepultamiento, los diversos procesos de pedogénesis se interrumpen; sin embargo, muchos de los rasgos morfológicos que tales procesos imprimieron al suelo son perdurables a través del tiempo, conformando su memoria. Los suelos antiguos, formados bajo condiciones ambientales diferentes a las actuales, son denominados *paleosuelos*. El término *paleosuelo* se refiere tanto a un suelo generado en un paisaje antiguo, formado y desarrollado bajo condiciones ambientales diferentes a las actuales y que fue sepultado, muchos de los cuales han sido actualmente descubiertos por la erosión, como a uno formado bajo condiciones ambientales cambiantes, asociadas principalmente a cambios en el clima y en la vegetación que, si bien se formaron en el pasado, continuaron evolucionando en superficie hasta las condiciones actuales del presente (Bronger y Catt, 1989). Las características perdurables de los paleosuelos pueden tipificarse y, a partir de ellas, inferir los factores ambientales que condicionaron su desarrollo, lo que permite considerarlos como indicadores paleoambientales.

El análisis de las secuencias pedosedimentarias de loess - paleosuelos en algunas regiones de Eurasia como Tadjikistan, China, India (Bronger y Catt, 1989; Dodonov *et al.*, 2006) y de América, como la pampa Argentina o las Grandes Planicies en EU –suelo Brady–, (Kemp y Zárate, 2000; Fucks y Deschamps, 2008; Jacobs y Mason, 2007), han proporcionado registros detallados sobre cambios climáticos durante el Pleistoceno y el Holoceno, mostrando coincidencias de procesos entre los periodos de transición de fases de clima árido a húmedo y viceversa, en los que en las épocas interglaciares / interestadiales hay un claro predominio de pedogénesis contra procesos erosivos, en los que se formaron suelos bien desarrollados, mientras que los procesos de erosión - sedimentación que conformaron los grandes depósitos de loess se correlacionan con el aumento de condiciones áridas concernientes a relacionadas con los periodos glacial/estadial (Dodonov *et al.*, 2006; Bronger *et al.*, 1989). Entonces, los sedimentos

loésicos son indicadores de climas secos y fríos, en donde la escasez de humedad en la atmósfera debida a la baja tasa de evaporación por las bajas temperaturas disminuyó la precipitación, favoreciendo los procesos erosivos; por su parte, los suelos nos indican climas más húmedos y cálidos que favorecen la pedogénesis.

Se han realizado estudios similares en secuencias de tefra - paleosuelos en Japón (Inoue y Sase, 1996), Nueva Zelanda (Campbell, 1986) e Italia (Frezzotti y Narcisi, 1996); además de en paleosuelos volcánicos sepultados en Colombia (Fölster y Schrimppf, 1977), que han arrojado datos para realizar inferencias sobre los cambios ambientales durante el Pleistoceno tardío - Holoceno temprano.

En México, los estudios paleoambientales a partir de paleosuelos en secuencias volcánicas del Cuaternario superior en la sierra de Chichinautzin, el Nevado de Toluca, Tlaxcala y Morelos (Sedov *et al.*, 2001 y 2003; Jasso *et al.*, 2002; Solleiro *et al.*, 2003; Cabadas, 2007, entre otros), han proporcionado un registro de los cambios ambientales en el Centro de México desde el Pleistoceno medio (Sedov *et al.*, 2009); el Pleistoceno final (Sedov *et al.*, 2001; Solleiro-Rebolledo *et al.*, 2006) y el Holoceno (Lounejeva *et al.*, 2007; Solleiro-Rebolledo *et al.*, 2006).

En contraste, el estudio del desarrollo de suelos en secuencias aluviales ha sido escaso, pese a su amplia distribución en el norte del país y a que en ellas se han obtenido la mayor parte de los restos fósiles pleistocénicos. Entre los estudiados se encuentran los paleosuelos aluviales en Juanaquena, Chihuahua (Nortd, 2003) y los de secuencias pedosedimentarias en La Playa, Sonora, en donde los indicadores paleopedológicos permitieron inferir los cambios en el ambiente de formación de los paleosuelos desde el Pleistoceno tardío hasta el Holoceno (Cruz-y-Cruz, 2011) en esa zona.

También se han aplicado estudios paleopedológicos a la reconstrucción ambiental de sitios con ocupación humana, como el Valle de Teotihuacan (Cabadas, 2007; Gama-Castro *et al.*, 2004; Lounejeva *et al.*, 2007; Rivera-Uría *et al.*, 2007; Solleiro-Rebolledo *et al.*, 2006; Sánchez-Pérez, *et al.*, 2013; 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 primeras ocupaciones humanas.

3. ANTECEDENTES

En este capítulo se proporcionan los antecedentes de investigación en la región de manera general. En los artículos que conforman los resultados se incluyen descripciones más detalladas de las particularidades de los sitios que forman parte de este trabajo.

3.1. Antecedentes paleoambientales del NW de México

El NW de Sonora se localiza cerca de los 30° de latitud N, por lo que se encuentra en la zona limítrofe entre los vientos Alisios y los 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, con climas secos. En invierno, la principal fuente de humedad llega del Pacífico Norte, con vientos fríos y secos, mientras que en verano, la zona se ve fuertemente influida por el monzón de Norteamérica, por lo que la principal fuente de humedad proviene del sur, con vientos más cálidos y húmedos (Metcalf *et al.*, 2000 y 2015; Vaughn, 2005).

Se ha establecido que durante la última glaciación, los casquetes polares incrementaron en mucho su tamaño. 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 (Metcalf, 2006; Arroyo-Cabral *et al.*, 2008). Ello permitió que estos últimos llevaran la humedad hacia latitudes más bajas que en la actualidad y se establecieran regímenes lluviosos en esas regiones. Cuando la glaciación comenzó a retraerse, hace unos 18,000 años, las franjas de divergencia donde se formaron 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.

En la región que abarca el noroeste de México y suroeste de EU, las investigaciones sobre el cambio climático ocurrido durante el periodo de transición Pleistoceno - Holoceno son todavía escasas para la parte mexicana –no así en EU, en donde han sido ampliamente estudiadas–. Los principales *proxys* utilizados son los macrorrestos vegetales y el polen, obtenidos en los rellenos de más de 2500 madrigueras de roedores (*packrat middens*), que han permitido reconstruir los cambios en la vegetación durante el Cuaternario tardío. La mayoría de estos estudios se ha realizado en las regiones semiáridas de EU que abarcan la Gran Cuenca y el Desierto de Mojave (Arizona, California, Nevada

y Utah), la Meseta del Colorado (Utah, Colorado, Arizona y Nuevo México), el Desierto de Chihuahua (principalmente en Nuevo México y Texas en EU, y algunos en Coahuila, México) y el Desierto de Sonora (sólo en la parte de EU, en Arizona y California) (Holmgren *et al.*, 2003 y 2014; McAuliffe y Van Devender, 1998; Van Devender, 1973 y 1990; Van Devender *et al.*, 1994; Metcalfe *et al.*, 2002 y 2006).

Los microfósiles hallados muestran que durante el último período glacial, en estas regiones predominaron 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*) y 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 los géneros *Picea* (picea), *Pseudotsuga* (abeto de Douglas) y *Pinus*, indicadores de densos bosques mixtos de coníferas regionales (Hall *et al.*, 1988; Anderson y Van Devender, 1995), todos ellos asociados a climas más húmedos 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 ka (McAuliffe y Van Devender, 1998). Igualmente, en las regiones más bajas (menos de 300 m s.n.m.) del Valle de la Muerte y la desembocadura del Río Colorado existía vegetación del desierto, como el sahuaro (*Carnegiea gigantea*), el palo verde (*Cercidium sp.*) y la gobernadora (*Larrea tridentata*), que habitaban a lo largo de la frontera entre Arizona y Sonora, mientras que amplios bosques de piñón-enebro-encino cubrían lo que ahora son las elevaciones del desierto –300 a 1700 m s.n.m.– (Allen *et al.*, 1998). Asimismo, estudios en Río Colorado muestran durante el Pleistoceno un mezcla de chaparrales y bosques de piñón-enebro y roble, junto con algunos elementos modernos del desierto, como la especie *Larrea tridentata*, que estaba presente hace 11.7 ka (Holmgren *et al.*, 2014).

En Sierra Bacha, Sonora, el registro polínico (de 9.97 ka a 0.32 ka AP) indica que en esa región el Holoceno temprano fue más húmedo y frío que en la actualidad –aunque bastante menor que en el Pleistoceno tardío–; mientras que 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-Rosas, 2008). Una de las plantas más ampliamente estudiadas es la especie *Fouquieria columnaris*, que es climáticamente sensible, siendo limitada por las temperaturas máximas del verano, la cantidad de precipitación en la estación fría, y las temperaturas máximas y mínimas de invierno. Estas plantas se encuentran en Sierra Bacha durante el Holoceno temprano (11 ka al 8.9 ka AP),

mientras que para el Holoceno medio (8.9 ka a 0.4 ka AP) la vegetación cambia a matorral desértico más moderno, indicando un cambio hacia el aumento de la aridez y un verano más cálido, en donde *F. columnaris* y otras especies desaparecieron. Se ha sugerido que los cambios en la distribución local y regional de las plantas en el Holoceno temprano son una fuerte evidencia de veranos más frescos e inviernos más húmedos, así como de surgencias persistentes (Van Devender *et al.*, 1994).

En la Sierra de San Francisco y en Cataviñá, Baja California, las evidencias de ca. 10.2 ka AP, muestran restos de enebro de California (*Juniperus californica*) y otros taxones ahora asociados con el sur de California (Rhode, 2002). Con base en las tolerancias climáticas del enebro de California y de otras especies encontradas, se propone que el centro de Baja California experimentó un clima templado de tipo mediterráneo, con al menos el doble de la precipitación invernal con respecto a la actual (Rhode, 2002; Peñalba y Van Devender, 1998). Asimismo, los registros de polen en la cuenca de San Felipe, Baja California Norte, han mostrado que, para el periodo de 44 ka al 13 ka AP, la zona estaba cubierta por bosques de pino piñonero y chaparrales, ambos asociados a climas templados (Lozano-García *et al.*, 2002), el cual empieza a decaer a inicios del Holoceno; por su parte, en la cuenca de Guaymas, 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 14.7 ka y 12.7 ka AP, hubo un periodo de condiciones cálidas y húmedas similares a las actuales, en el que se observa un incremento de sílice biogénico y una disminución de carbonatos; mientras que durante el *Younger Dryas*, entre 12.7 ka y 11.7 ka AP, se observan el incremento de carbonatos y la disminución de sílice biogénico, (Barron *et al.*, 2004; Dean, 2006). Asimismo, los paleosuelos desarrollados en secuencias aluviales en el norte de Chihuahua (Nordt, 2003), y los sedimentos lacustres en Babícora, Sonora (Metcalf *et al.*, 2002), indican condiciones de humedad con mayores precipitaciones en la transición del Pleistoceno al Holoceno, y que el Holoceno temprano fue considerablemente más húmedo de lo que actualmente es la región (Metcalf *et al.*, 2002).

En Juanaquena, al norte de Chihuahua, los paleosuelos desarrollados en secuencias aluviales indican una mayor precipitación para el Pleistoceno tardío y una tendencia hacia la aridización durante el Holoceno (Nordt, 2003); mientras que en La Playa, al NW de Sonora, los indicadores paleopedológicos permitieron identificar tres periodos de formación de suelo, alternados con periodos de alta erosión y sedimentación. El paleosuelo más antiguo corresponde al Pleistoceno tardío; es un suelo bien desarrollado, con rasgos reductomórficos que evidencian abundante humedad durante

su desarrollo. El paleosuelo siguiente muestra un desarrollo moderado, bien estructurado, rico en óxidos de Fe y arcillas, con acumulación de carbonatos hacia la parte baja fechados en 14.9 ka Cal AP, mientras que su horizonte orgánico se fechó en 4.6 ka Cal AP, por lo que se desarrolló durante la transición Pleistoceno - Holoceno, hasta el Holoceno medio. Sobre ellos, hay una secuencia policíclica de suelos con desarrollo incipiente y características morfológicas diferentes a los anteriores, desarrollados durante el Holoceno tardío (Cruz-y-Cruz, 2011), que concluye con evidencias de ocupación humana fechadas en *circa* de 3 ka AP (Carpenter *et al.*, 2003; Sánchez y Carpenter, 2003; Carpenter *et al.*, 2015).

Los isótopos de C, el tipo de arcillas y los carbonatos de todos los paleosuelos, refieren a vegetación y procesos propios de climas secos, por lo que las diferencias en sus características morfológicas son producto de periodos pedogenéticos de diferente duración, bajo un clima similar. Asimismo, indican que para el Pleistoceno final y gran parte del Holoceno, prevaleció un gran periodo de estabilidad en el paisaje que permitió la formación de suelos bien desarrollados, bajo un clima semiárido, el cual puede ser relacionado con los inicios de la ocupación humana en la región. El cambio en las condiciones ambientales más drástico se nota en el sitio durante el Holoceno medio, hace unos cinco mil años, durante el periodo Altitermal (Antevs, 1955) u Óptimo climático del Holoceno (Darby *et al.*, 2001; Uriarte, 2009).

En general, los estudios paleoambientales existentes para la región indican condiciones de mayor humedad durante el Pleistoceno tardío, con una clara tendencia hacia la aridización durante el Holoceno. Los registros polínicos y de macrorestos, así como los análisis de las secuencias pedosedimentarias, muestran la transición de climas húmedos y fríos durante el Pleistoceno tardío, con periodos de alta estabilidad ambiental que perduraron hasta el Holoceno medio, hacia las condiciones cálidas y secas actuales (Nordt, 2003; Anderson y Van Devender, 1994; Metcalfe, 2006; Ortega-Rosas, 2008; Cruz-y-Cruz, 2011). Sin embargo, no todos los registros coinciden; por ejemplo, con base en datos obtenidos en las madrigueras de ratas, se reporta un Holoceno Medio de carácter seco (*ca.* 7.5 ka – 4.7 ka AP) en el Desierto de Sonora (Spaulding, 1991); mientras que para el Desierto de Chihuahua se proponen condiciones de humedad para el periodo de 9000 - 4500 AP (Van Devender, 1990).

Los modelos paleoclimáticos proponen que durante el UMG (entre 21 ka y 17 ka AP), prevalecieron temperaturas de unos 6 °C menores que las actuales (Lachniet y Vázquez 2005; Arroyo-Cabrales, 2008). La atmósfera y el océano más fríos provocaron menores tasas de evaporación y, por ello, disminución de la precipitación pluvial

(Guilderson *et al.*, 1994; Caballero *et al.*, 2002, Arroyo-Cabrales, 2008). En el Centro de México, los niveles de los lagos disminuyeron en muchos casos, al igual que en la Península de Yucatán (Heine, 1994), mientras que en el norte de México se observa un aumento 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, en conjunción con las temperaturas bajas y la menor evaporación, provocaron 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 templado-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 alcanzar 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 (11.6 ka - 10 ka AP) disminuyeron los carbonatos de calcio, así como los aportes terrígenos, lo que puede estar relacionado con la aridización en el continente. El régimen de lluvias moderno, con un invierno seco dominado por los vientos del NW y un verano húmedo influido por el monzón, comenzó a desarrollarse hace 9,000 años y se estableció definitivamente hace 4 ka (Barron *et al.*, 2004; Metcalfe, 2006).

3.2. Antecedentes arqueológicos del NW de Sonora.

En el NW de México y el SW de EU se han encontrado los vestigios arqueológicos más antiguos para Norteamérica, relacionados con el arribo de grupos humanos que migraron al continente por Beringia a finales del Pleistoceno, de acuerdo con la *teoría del poblamiento tardío o reciente*, que dice que el descenso en el nivel del mar provocado por la glaciación (aproximadamente 120 m) permitió que emergiera una franja de tierra que permitió la migración hacia América. Las fechas más antiguas documentadas coinciden con este periodo (*circa* 13.5 ka AP) (Montané, 1988; Dixon, 2001; Schurr, 2008).

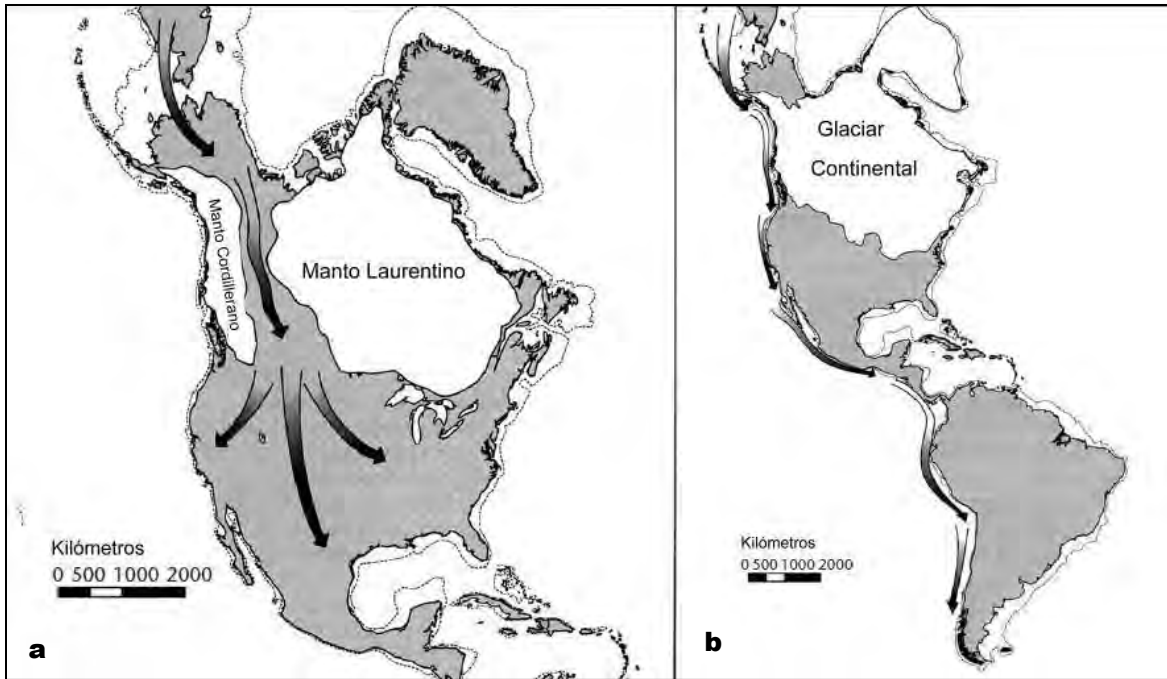


Figura 5. a) Modelo de poblamiento de América por un corredor libre de hielo en el interior del continente, que permitió el paso desde Asia; b) Modelo de poblamiento bordeando la costa Oeste de Norteamérica. (Modificado de Schurr, 2008).

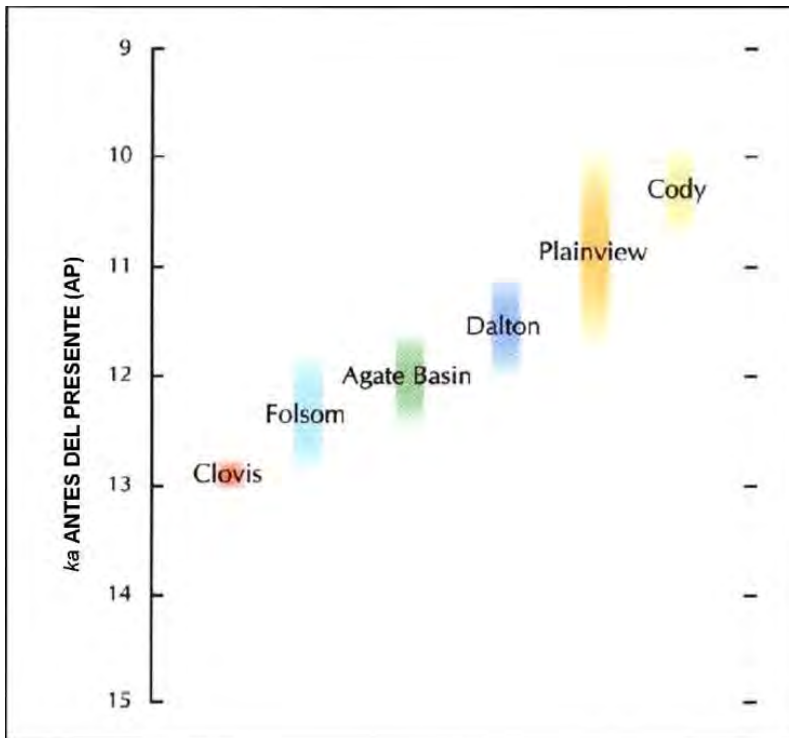


Figura 6. Cronología de los grupos Paleoindios del N de México y SW de EU (Modificado de Holliday *et al.*, 2009).

Existen dos hipótesis al respecto: una de ellas postula la formación de un corredor libre de hielo a través del manto Laurentino, que ya había comenzado a retraerse, por el cual arribaron los primeros pobladores (Figura 5a). La segunda hipótesis propone que la migración se realizó un poco antes, entre el 20 ka y el 15 ka AP, siguiendo la costa W del continente (Figura 5b), considerando que la costa oeste de Norteamérica estuvo libre de hielo, como producto del retraimiento de los glaciares, antes de que se abriera el corredor en medio del manto Laurentino (Dixon, 2001; Waters y Stafford, 2007; Schurr, 2008).

En términos culturales este periodo se conoce en Norteamérica como Paleoindio, abarcando aproximadamente desde el 13 ka hasta el 10.5 ka AP (Figura 6) (Taylor *et al.*, 1996; Acosta, 2008; Gaines, 2006); se caracteriza por la existencia de grupos o bandas familiares de cazadores - recolectores, con estrategias de subsistencia de alta movilidad, manufactura de herramientas de piedra especializadas para la cacería de megafauna (mamuts y bisontes, principalmente) y para el procesamiento de animales, hueso y madera (Cordell, 1984; Sánchez, 2012). Las herramientas de los complejos culturales más tempranos (Clovis) se han hallado asociadas a actividades de caza y destazamiento de mamut y bisonte, principalmente, en sitios como Lehner, Naco, Escapule y Murray Springs, Arizona; Blackwater Draw, Nuevo México; Lubbock Lake y Gault, Texas; Dent, Colorado; Domebo, Oklahoma; Sheaman, Wyoming; Colby, Wyoming; y Lange-Ferguson; Dakota del Sur (Faught y Freeman, 1998; Ballenger, 2011; Sánchez, 2012).

El complejo cultural más antiguo formalmente definido como tal es el *complejo Clovis*, considerado como representativo del Paleoindio Temprano. Si bien se ha discutido la existencia de sitios más antiguos en el sur del continente, en sitios como Monte Verde, Chile (Dixon, 2001; Dillehay, 2004), los vestigios arqueológicos más antiguos en el norte de México pertenecen a este complejo. Los Clovis son reconocidos por la elaboración de puntas de proyectil de forma lanceolada, con base cóncava, que presenta una acanaladura que va de la base hasta aproximadamente un tercio o la mitad del cuerpo (Figura 7), presumiblemente especializada para la caza de megafauna, aunque también aprovechaban mamíferos pequeños, algunas plantas y posiblemente alimentos marinos (Lorentzen, 1998; Sánchez, 2010; Sánchez, 2012). Si bien el rango temporal de su aparición (13.5 ka al 12.9 ka Cal A.P) es muy debatido (Holliday *et al.*, 1994; Ritter, 1991; Waters y Stafford, 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 sus patrones de subsistencia (caza y recolección) dependían del aprovechamiento de los recursos que ofrecía el entorno, del

cual dependía también la obtención de materias primas para elaborar sus herramientas y puntas de proyectil (Holliday *et al.*, 1994; Waters y Stafford, 2007).

Figura 7. Puntas Clovis del sitio arqueológico Fin del Mundo, Sonora. (Modificado de Sánchez *et al.*, 2014).



En México, se han encontrado puntas Clovis en la Península de Baja California (Aschmann, 1952; Gutierrez and Hyland, 1994; Sánchez, 2010), en Chihuahua (Di Peso, 1965) y Durango (Lorenzo, 1953) en Sonora, en sitios como El Ágame, Las Peñitas, El Gramal, Upanguaymas, Tastiota, La Playa, Fin del Mundo (13,390 Cal AP) y El Bajío (Carpenter *et al.*, 2003; Sánchez y Carpenter, 2003; Sánchez *et al.*, 2009 y 2014; Gaines *et al.*, 2009; Sánchez, 2010); además de en la región de El Arenoso - El Sásabe (Terrazas y Benavente, 2006 y 2013).

Asimismo, se han documentado puntas Clovis en varias regiones del país, como en Jalisco (Benz, 2002); Hidalgo (Cassiano y Vázquez, 1990; Cassiano, 2008), Oaxaca, Sinaloa (Guevara, 1989), Chihuahua (Di Peso, 1965), Durango (Lorenzo, 1953) y Tlaxcala (García Cook, 1973; Sánchez, 2010).

Dentro de los modelos de poblamiento, se ha considerado que en éste periodo las condiciones ambientales eran más templadas y húmedas de lo que actualmente son, 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.

Para el 12.9 ka AP (aproximadamente), aparece en el registro arqueológico un nuevo complejo cultural, el Folsom, que muestra características diferentes a las evidencias Clovis y parece estar adaptado a unas condiciones ecológicas más parecidas a las que predominan en la actualidad (Ritter, 1991).

3.3. Antecedentes paleontológicos del NW de Sonora.

En el NW de México y SW de EU se han localizado yacimientos de fauna pleistocénica del Rancholabreano, definida en el Rancho La Brea, California, EU, la cual proliferó entre el 160 ka AP y el 9.5 ka AP. El periodo Rancholabreano finalizó con la extinción de la megafauna de la mayor parte del mundo (Savage, 1951; Roy, 2003; Benton; 2005; Montellano-Ballesteros y Jiménez-Hidalgo 2006; Bell, 2004; Arroyo-Cabrales *et al.*, 2008; Benton y Harper, 2009; Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 2010; Ceballos *et al.*, 2010).

En el área de estudio se han reportado numerosos yacimientos de fauna pleistocénica, entre ellos El Rancho El Arenoso, en donde se han encontrado restos de bisontes (*Bison sp.*), caballos (*Equus conversidens* y *Equus sp.*), mamuts (*Mammuthus columbi*) y tortugas (*Gopherus sp.*) (Terrazas y Benavente, 2013). En el área de La Playa se han hallado perritos de las praderas (*Cynomys ludovicianus*), bisontes, mamutes, camellos, berrendos (*Capromeryx sp.*) y tortugas (Mead *et al.*, 2010; Villalpando, 2004; Carpenter; 2009). En Fin del Mundo se han hallado restos de gonfoterios (*Cuvieronius sp.*), mastodontes (*Mammut americanum*) y tapires (*Tapirus sp.*), algunos de ellos en clara asociación con artefactos Clovis, lo cual es arqueológicamente relevante, ya que es de los pocos sitios paleontológicos en el país con evidencia directa de aprovechamiento de la megafauna por parte de grupos humanos (Sánchez *et al.*, 2014). En Térapa se han hallado restos de aves, peces, anfibios, cocodrilos (cf. *Cocodylus acutus*), bisontes, caballos, gonfoterios, perezosos terrestres (*Paramylodon harlani*), tapires, venados cola blanca (*Odocoileus virginianus*), berrendos del Pleistoceno (*Stockoceros sp.*), jabalies

(*Platygonus* sp.), llamas (*Hemiauchenia* sp.), carpinchos, gliptodontes (*Glyptotherium cylindricum*), pampaterios (*Pampatherium* cf. *P. mexicanum*), lince (*Lynx rufus*), mapaches (*Procyon lotor*), lobos (*Canis dirus*) así como roedores (Mead et al., 2006; Nunez et al., 2010; Bright et al., 2010). El yacimiento está datado en 42 ka Cal AP (Bright et al., 2010).

Asimismo, se han reportado hallazgos paleontológicos en Aconchi (*Mammuthus*), Agua Prieta (*Mammuthus columbi*), Altar (*Mammuthus*), Angostura (*Mammuthus*, *Bison*, *Equus*, camello y gonfoterio), Las Areniscas (*Bison* y *Cuvieronius*), Arivechi (*Bison*), Arizpe (mamut y gonfoterio, *Meleagris gallopavo*, *Equus*, *Bison* sp.), Arroyo de Humo (*Bison* y un proboscido), Bachoco (*Equus*, camello, *Bison*, *Mammuthus*, gonfoterio), Bajimari (*Equus*, *Bison*, *Odocoileus*, *Platygonus*), La Botana (*Equus*, *Bison*, *Mammuthus*, *Glyptotherium*, un camello, *Odocoileus*), Carbó (*Mammuthus*), El Carrizal (*Equus*, *Bison*), Cedros (*Equus*, *Bison*, *Mammuthus*), Chinobampo (*Bison*, un camélido, *Equus*, *Glyptotherium* y gliptodonte), Ciénega de Cabo (*Mammuthus*), La Ciénega (proboscido), Cócorit (*Mammuthus* sp., gonfoterio), Costa de Hermosillo (*Equus*, Los Coyotes (proboscido), Cumpas (*Mammuthus*), Cucurpe (proboscido), Desemoboque de los Seris (*Gopherus*, lagomorfo), Desemboque del Río San Ignacio (*Gopherus*), Hermosillo (*Mammuthus*, *Equus*, tortuga), Jusibampo (*Equus*), Llano Prieto (*Mammuthus*, *Bison*, *Equus* y *Glyptotherium*), La Libertad (*Gopherus*), Magdalena (*Mammuthus*), La Mata de Carrizo (proboscido), Mina El Yeso (proboscido), Naco (*Mammuthus*, *Equus*), O'Neil Pass (Puerto Peñasco, *Hesperotestudo*), Oquitoa (*Cuvieronius*), Pesqueira (proboscido), Piedra de Malpaís (*Equus*), Playa San Bartolo (*Camelops*, *Equus*, *Gopherus* y lagomorfos), La Puercera (*Mammuthus*, *Bison* y *Equus*), Quiriego (*Bison*, *Equus* y *Mammuthus*), Quitovac (antilocáprido, camello, *Equus*, y *Mammuthus*), Rancho Áigame (*Equus*, *Hesperotestudo* y proboscido), Rancho Estribo (*Mammuthus*), Rancho La Brisca (cincuenta y una especies, entre peces, anfibios, reptiles, aves y mamíferos), Rancho de Enmedio (*Bison*, camello, *Equus* cf. *E. conversidens* y *Mammuthus*), El Sahuaro (*Bison* y *Equus*), Sangre Vieja (proboscido), Santa Ana (*Equus*), Santa Rosa (*Mammuthus*), Sierra El Rosario (*Neotoma* spp., *Strix brea*) y Tecomate –Isla del Tiburón– (*Zalophus californicus*, *Bison*) (White et al., 2010).

4. MATERIALES Y MÉTODOS

4.1. Área de estudio

El estado de Sonora se encuentra en el noroeste de México, limita al oeste con el Golfo de California y Baja California Norte, al este con el estado de Chihuahua, por el Sur con el estado de Sinaloa y al Norte con Arizona, EU. Geológicamente, se caracteriza por la presencia de un basamento cristalino proterozoico de rocas ígneas intrusivas, gneis y esquistos; así como rocas sedimentarias plegadas (Valencia, 2007).

El área de estudio comprende una gran porción del NW de Sonora (Figura 8), dentro de la provincia fisiográfica 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). Se incluye en 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 vegetación está dominada por matorral xerófilo: ocotillo (*Fourquieria splendens*) y jarilla (*Larrea tridentate*), bursage (*Ambrosia deltoidea*), *Muhlenbergia porteri*, varias especies de *Opuntia*, palo fierro (*Olneya tesota*), sahuaro (*Carnegiea gigantea*) y agaves (Pérez, 1985).

Las características de los sitios incluidos en esta investigación son:

a) El Arenoso: se ubica al N de Caborca, Sonora, en los 31°02'26.23" de latitud norte y 112°03'15.22" de longitud oeste, a 570 m s.n.m. Se halla delimitado al NW por la Sierra San Manuel, que es la elevación más cercana, y al NE por la Sierra del Humo. Se trata de depósitos aluviales del Cuaternario que han sido incididos por corrientes de agua. La pendiente general de la planicie va de NE a SW, y es intersectada en la misma dirección por el arroyo El Arenoso, que fluye desde el NE, donde se encuentra la Sierra del Humo. El clima predominante es BWh(x') muy seco semicálido con temperatura media anual entre 18° y 22°C y régimen de lluvias intermedio con máximo en invierno. La precipitación media anual está entre 200 – 300 mm (Vidal, 2005).

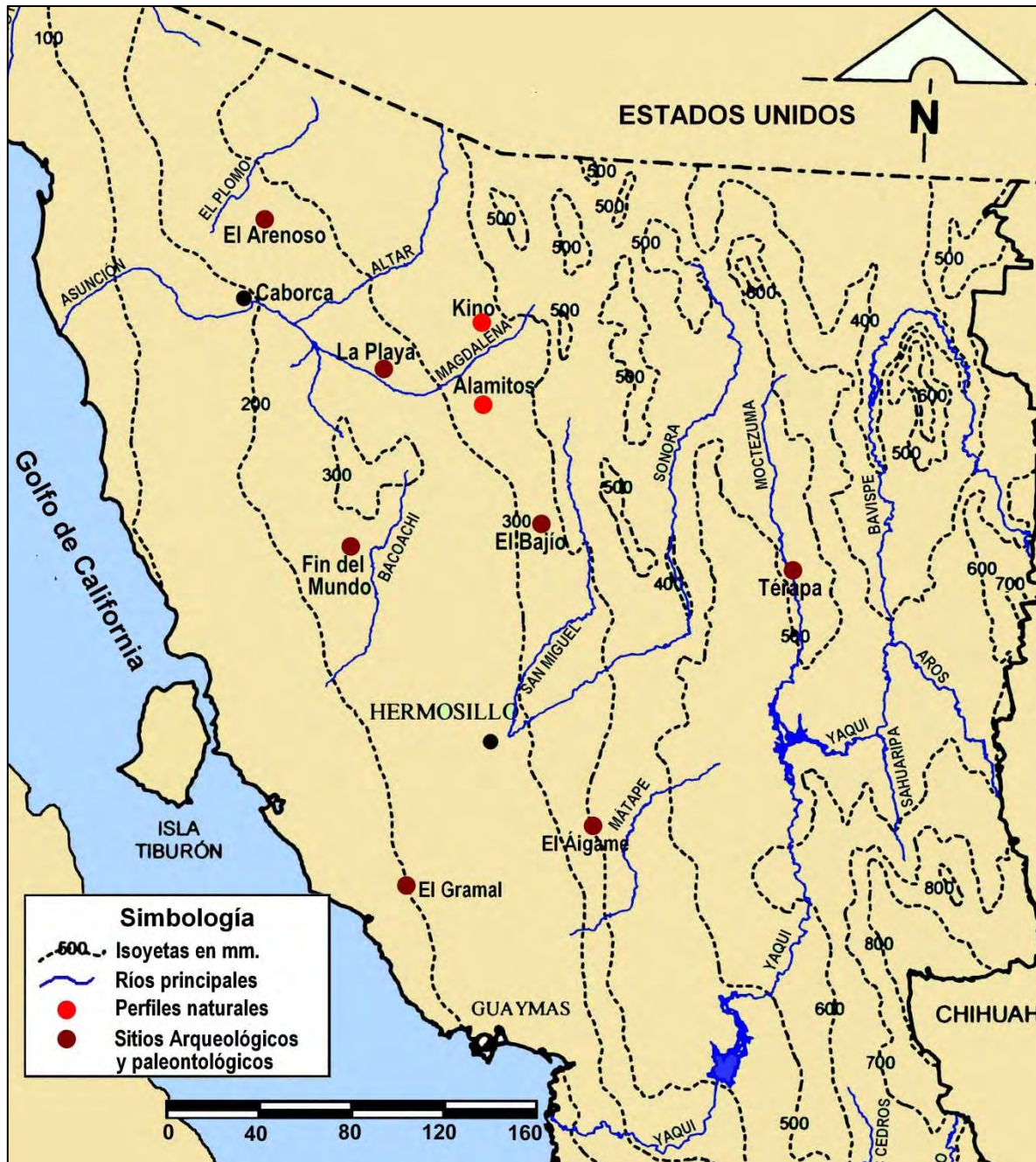


Figura 8. El área estudiada comprende el NW de Sonora. En rojo se indican los perfiles naturales analizados y en café los sitios arqueológicos y paleontológicos. De éstos últimos, se analizaron paleosuelos de El Arenoso y La Playa, mientras que para El Bajío, Fin del Mundo, El Gramal y El Áigame se utilizó la información de investigaciones arqueológicas previas. En el caso del yacimiento paleontológico de Térapa, se utilizó la información paleontológica publicada.

b) La Playa: se localiza al N de Trincheras, en los 30°29'58" de latitud norte y 111°31'44.6" de longitud oeste, a 510 m s.n.m., sobre un abanico aluvial formado en el piedemonte de la Sierra Boquillas, el cual 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. El clima predominante es $BS0h^{\prime}(h)x^{\prime}$ (seco semicálido), con 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 (Vidal, 2005).

c) Magdalena de Kino. Al NW del pueblo se estudió un perfil sobre un corte de carretera, con coordenadas 30°42'23.75" N y 111°7'52.42" W, a 748 m s.n.m. Sus características climáticas y geomorfológicas son similares a las de La Playa. En este sitio se encontraron paleosuelos, no hay antecedentes paleontológicos.

d) Los Alamitos. Se localiza en un corte de río aledaño a la carretera Santa Ana – Hermosillo, antes de llegar a Benjamín Hill, cerca del Rancho Los Alamitos. Sus coordenadas geográficas son: 30°23'38.5" N y 111°05'39.3" W, a 721 m s.n.m. Los paleosuelos se desarrollaron sobre depósitos aluviales en abanico, cuyo flujo principal proviene de la Sierra de la Lámina, ubicada al Este del sitio, que forma parte de la Sierra Madre Occidental. Las condiciones climáticas son similares a las de La Playa y Magdalena de Kino.

d) Fin del Mundo se halla en una cuenca dentro de una cadena de colinas volcánicas sin nombre a unos 100 km al noroeste de Hermosillo, Sonora, a 29°45'29.39" N, 111°40'46.82" W y 633 m s.n.m. El sitio está expuesto en un paisaje erosionado que desemboca en el Arroyo Carrizo. El clima es $BW(h^{\prime})(x^{\prime})$, con una precipitación media anual de 200 – 300 mm y una temperatura entre 18° – 22°C (Sánchez *et al.*, 2014; Vidal, 2005).

e) Térapa se localiza en el Valle del Río Moctezuma, en la Sierra Madre Occidental. El valle limita al W con las montañas Oposura o Sierra del Coyote; al E por la Sierra de la Madera. El Río Moctezuma fluye hacia el sur, donde se une al Río Bavispe, y luego al Río Yaqui, para desembocar en el Golfo de California. La vegetación se compone de matorral espinoso (Van Devender y Turner, 1997; Mead *et al.*, 2006; Mead *et al.*, 2007; Bright *et al.*, 2010). El clima es $BS1h^{\prime}(h)x^{\prime}$, muy similar al de La Playa -18° a 22° C de temperatura media anual, precipitación de 200 - 400 mm (Vidal, 2005).

4.2. Metodología

La investigación consta de varias etapas, entre ellas, investigación documental para recopilar la información que conforma el marco teórico y los antecedentes del área de estudio; la delimitación de las unidades geomorfológicas de los abanicos aluviales de los sitios de estudio, con base en lo propuesto por Bull (1991), a partir de las imágenes de

satélite, para establecer la secuencia cronológica de las unidades e identificar las correspondientes al periodo estudiado susceptibles de muestreo; recorrido de los sitios seleccionados, descripción de los perfiles en campo y la obtención de las muestras para análisis de laboratorio; procesamiento de las muestras y análisis e interpretación de los datos.

4.2.1. Trabajo de campo.

El trabajo de campo involucró la identificación de secuencias pedosedimentarias expuestas en las unidades geomorfológicas seleccionadas, seguida de la descripción detallada de los perfiles seleccionados, incluyendo secuencias de paleosuelos sepultados y secuencias de paleosuelos superficiales (suelos relictos) incorporados a la cubierta pedológica actual, para comparar las características de ambos casos. Asimismo, se identificaron las áreas cubiertas por los suelos erosionados rojos (Cambisoles, de acuerdo con la WRB, 2006) que muestran una clara discordancia con las condiciones bioclimáticas actuales.

Las secuencias pedosedimentarias se describieron en campo con base en los criterios establecidos por la *World Reference Base for Soil Resources* (WRB, 2006) y la FAO-UNESCO (1994) para la identificación, descripción y clasificación de horizontes a partir de sus características morfológicas. De cada una de las secuencias se colectaron muestras para análisis físico - químicos, para análisis micromorfológicos y para análisis de susceptibilidad magnética.

4.2. Análisis de laboratorio.

Las muestras colectadas en campo fueron analizadas en los Institutos de Geología y Geofísica, de la UNAM. Las dataciones por radiocarbono se realizaron en los laboratorios de *Beta Analytic Radiocarbon Dating*.

Los análisis incluyeron:

1. Determinación de color en seco y en húmedo (USDA, 2004) por comparación con la Carta de Colores Munsell (1990). El color del suelo depende del contenido mineralógico, es indicativo de procesos pedogenéticos y se relaciona con las condiciones ambientales.
2. Determinación de Textura por separación de fracciones (USDA, 2004). La proporción relativa de arena, limo y arcilla 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 puede relacionarse con procesos pedogenéticos. Las muestras se analizaron por el método de la pipeta (USDA, 2004), en el Instituto de Geología de la UNAM.

3. Susceptibilidad magnética. La susceptibilidad magnética de un suelo indica la presencia de minerales magnéticos, tales como los óxidos de Fe (magnetita, hematita, goethita, entre otros), los cuales pueden relacionarse con procesos pedogenéticos. 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.

4. Determinación de carbono orgánico total (COT). El carbono orgánico total del suelo proviene de la materia orgánica humificada. La humificación del suelo depende en gran medida de las características ambientales. Las muestras 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 una temperatura de reducción de 640° C, con un detector de conductividad térmica.

5. Determinación de carbonatos. Los carbonatos pedogenéticos se relacionan directamente con las características ambientales. En climas secos, los carbonatos secundarios se acumulan en el suelo; su cantidad, forma y ubicación 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.

6. Datación de ^{14}C por espectrometría de aceleración de masas (AMS). Se dataron los ácidos húmicos y/o los carbonatos pedogenéticos. Las muestras fueron procesadas en los laboratorios de *Beta Analytic*, Miami, Florida, EU.

7. Determinación de la composición isotópica del ^{13}C de la materia orgánica del suelo. 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. La vía metabólica de las plantas (C3 o C4) es indicativa de condiciones climáticas específicas. Las muestras

fueron procesadas en el Laboratorio de Isótopos Estables del Instituto de Geología de la UNAM.

8. Extracción selectiva de Fe con citrato-bicarbonato-ditionito (USDA, 2004). Los óxidos de Fe presentes en el suelo pueden ser heredados del material parental, o pueden deberse a procesos pedogenéticos, por lo que pueden asociarse con condiciones ambientales que promuevan el intemperismo y la formación de óxidos de Fe. Para este análisis se extrajeron los óxidos de hierro libres (Fe_d), reduciéndolos con ditionito de sodio y quelatándolos con citrato de sodio en una solución amortiguadora de citrato, de acuerdo con Mehra y Jackson (1960). La cuantificación se hizo con un espectrómetro de absorción atómica Perkin Elmer Modelo 3110, del Departamento de Edafología del Instituto de Geología de la UNAM.

9. Identificación de arcillas por difracción de RX (USDA, 2004). Los minerales de la arcilla presentes en el suelo dependen directamente del tipo de procesos pedogenéticos y de su duración, por lo que la identificación de los minerales de la arcilla presentes en los suelos estudiados puede ser relacionada con las condiciones ambientales en las que se llevan a cabo tales procesos. Las muestras se procesaron en el Laboratorio de Difracción de Rayos X del Departamento de Geoquímica del Instituto de Geología de la UNAM, con un Difractómetro Shimadzu XRD-6000 equipado con filtro de Ni, tubo de cobre y monocromador.

10. La micromorfología de suelos permite evaluar los procesos pedogenéticos que han intervenido en la formación del suelo que constituyen su memoria, 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). Las secciones delgadas se realizaron en el Taller de Laminación de Suelos del Instituto de Geología y el análisis se realizó con un microscopio petrográfico *Olympus América*, utilizando luz transmitida y nicoles cruzados para describir los rasgos pedológicos, de acuerdo con lo establecido en la WRB (2006).

5. RESULTADOS

Los resultados parciales de la investigación han sido presentados en tres artículos:

5.1. Late Pleistocene - Holocene palaeosols in the north of Sonora, Mexico: chronostratigraphy, pedogenesis and implications for environmental history. *European Journal of Soil Science*, July 2014, 65, 455-469.

5.2. Spatial variability of Late Pleistocene - Early Holocene soil formation and its relation to early human paleoecology in Northwest Mexico. *Quaternary International* 365 (2015) 135-149.

5.3. Paleosol (organic matter and pedogenic carbonates) and paleontological $\delta^{13}C$ records applied to the paleoecology of Late Pleistocene - Holocene in Mexico. *Quaternary International* (publicado en línea en: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.12.093>).

Asimismo, se anexan algunos resultados de la investigación que no han sido publicados, pero que se incluyen en la discusión general de la tesis para reforzar las inferencias realizadas:

Anexo 1. Descripción de los perfiles en campo.

Anexo 2. Dataciones de los paleosuelos obtenidas durante el transcurso de la investigación.

Late Pleistocene - Holocene palaeosols in the north of Sonora, Mexico: chronostratigraphy, pedogenesis and implications for environmental history

T. CRUZ-Y-CRUZ^a, S. SEDOV^b, G. SÁNCHEZ^c, T. PI-PUIG^b, K. PUSTOVOYTOV^{d,e},
H. BARCEINAS-CRUZ^a, B. ORTEGA-GUERRERO^f & E. SOLLEIRO-REBOLLEDO^b

^aPosgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510, México, D. F., México,

^bInstituto de Geología, UNAM, Ciudad Universitaria, 04510, México, D. F., México, ^cPosgrado en Ciencias de la Tierra, Estación Regional del Noroeste, UNAM, Av. Luis Donaldo Colosio s/n, Esq. Madrid C. P. 83000, Hermosillo Son, México, ^dInstitute of Soil Science and Land Evaluation, University of Hohenheim, Stuttgart, Germany, ^eInstitute of Near Eastern Archaeology, University of Freiburg, Freiburg, Germany, and ^fInstituto de Geofísica, UNAM, Ciudad Universitaria, 04510, México, D. F., México

Summary

Red palaeosols of the late Pleistocene-early Holocene, both buried and non-buried, were studied recently in Sonora (NW Mexico) to reconstruct their pedogenesis as well as the palaeoenvironmental conditions. The alluvial palaeosol-sedimentary sequence of the La Playa archaeological site is a key locality for the buried San Rafael palaeosol, which exhibits a 2Ah-2Bw-2Bck-3Bgk profile and was defined as a Chromic Cambisol. Radiocarbon dates from pedogenic carbonates and charcoal set the soil formation interval between > 18 000 and 4300 calibrated years before present (cal. year BP). Micro-morphological observations together with profile distribution of clay, carbonates, organic carbon, pedogenic iron oxides and rock magnetic properties indicated a strong eluvial-illuvial redistribution of carbonates, moderate silicate weathering and gleying in the lower horizon. Although this soil was much more developed than the overlying syn-sedimentary late Holocene Fluvisols, clay mineral composition and stable carbon isotope signatures of humus and carbonates were similar in both soils. We suggest that pedogenesis of the San Rafael palaeosol took place under a slightly more humid climate and relative geomorphic stability. This agrees with the regional palaeoclimate reconstruction, which indicates a moister climate during the Late Wisconsin glaciation (MIS 2). An abrupt termination of the San Rafael pedogenesis marked by disturbance and aridization features in the Ap horizon of the palaeosol could be linked to a global drought around 4200 years cal. year BP. Surface Chromic Cambisols in northern Sonora show similar pedogenetic characteristics to the buried red palaeosols of La Playa. They appear to be a relict component of the present day soil mantle.

Introduction

The arid north-west of Mexico, in particular the state of Sonora, is of major interest for reconstructing various aspects of environmental, biotic and human history of the Late Quaternary. The regional weather system experienced severe changes: data from lacustrine cores from Baja California (Lozano-García *et al.*, 2002) and Chihuahua (Metcalfé *et al.*, 2002) indicate an arid trend beginning at the end of the last glaciation and continuing to the Holocene. This tendency agrees with the numerous palaeoenvironmental data from the SW United States (Thompson

et al., 1993). The regional pattern of climate change in NW Mexico seems to contrast with global trends. On the global scale the Late Glacial Maximum (LGM) was marked by drier conditions in most of the subtropical and tropical belt, whereas transition to the Holocene was marked by an increase in humidity (Street-Perrott *et al.*, 1989).

In the Sonoran Desert environmental changes have been unidirectional with a tendency to desertification that began at the end of the Pleistocene and continues today (Van Devender, 1990). The macro-botanical records obtained from packrat (*Neotoma*) middens and pollen assemblages suggest that by the end of the Pleistocene stable Pinyon pine-juniper-oak woodlands were present (Van Devender & Spaulding, 1979). The upslope retreat of Pinyon Pine from the Sonoran Desert occurred by 11 000 years

Correspondence: T. Cruz-y-Cruz. E-mail: tamczyc@yahoo.com.mx

Received 23 December 2013; revised version accepted 23 December 2013

(note that all dates are calibrated and presented as years before present; cal. year BP), leaving juniper-oak woodlands, chaparral shrub and some modern desert plants, including saguaro, prickly pear, agave and nolina in the lower terrain (Van Devender, 1990).

The seasonal dynamics of precipitation also suffered major changes. Summer grasses are very rare in late Pleistocene packrat middens, indicating that the northern reach of summer monsoon moisture was truncated at that time (Holmgren *et al.*, 2007). A winter precipitation regime persisted until about 8000 years ago, when the rainfall pattern began to be more bimodal with summer and winter rains (Van Devender & Spaulding, 1979).

Further progress in reconstructing Late Quaternary palaeoenvironmental history in Sonora is limited by the scarcity of available geological records. This includes plant remains recovered from packrat middens from the region and surrounding areas (Van Devender, 1990), together with scarce lake sediment cores (Roy *et al.*, 2012) and isotope signatures from mammalian fossils (Nuñez *et al.*, 2010). The reconstructions depend strongly on extrapolating the data obtained from the neighbouring regions of northern Mexico and the SW United States.

We suggest that palaeosols have the potential to provide a rich complementary record of Late Pleistocene-Holocene environmental change in Sonora. The prospects for palaeopedological research in NW Mexico are justified by abundant data on Quaternary palaeosols in the SW United States, collected during several decades of research (Weide, 1985; Smith & McFaul, 1997). Our paper deals with the preliminary results obtained from recent palaeopedological research in northern Sonora that aims to identify and characterize Late Quaternary palaeosols, first to explain their pedogenesis and second to extract palaeoenvironmental information. We further compare the palaeopedological records with the available regional palaeoecological archives to reconstruct the history of the landscapes where Late Pleistocene humans and mega-fauna interacted.

Study area

Our field research (Figure 1) was conducted in the northern half of the state of Sonora; its prominent geomorphological features are the coastal plain of Sonora followed to the East by mountain ridges and internal valleys parallel to Sierra Madre Occidental. The geology is characterized by intrusive igneous rocks of the Proterozoic crystalline basement, metamorphosed gneisses and schists, and folded sedimentary rocks. These rocks outcrop at the mountain crests, whereas lower areas are covered by extensive Quaternary fluvial sediments. The average annual temperature ranges from 18 to 22°C. Average annual precipitation is between 200 and 400 mm, with rainfall distributed between summer and winter (Vidal Zepeda, 2005). The study area is in the current Sonoran Desert biome; the predominant vegetation is desert scrub type, represented by mesquite (*Prosopis spp*), palo verde (*Cercidium spp*), ironwood (*Olesea tesota*), chollas and nopales (*Opuntia*), ocotillo (*Fouquieria splendens*), saguaro (*Carnegiea gigantea*), pitahaya (*Lemnaireocerus turberi*), Vinoramas (*Acacia*

aniantecoa), candles and cat's claw (*Mimosa spp*), vegetation of low hills and ridges (Pérez, 1985; Instituto Nacional de Estadística y Geografía, 2002).

The La Playa site comprises at least 10 km² on both sides of the Río Boquillas, approximately 10 km north of Cerro de Trincheras, the famous type-site for the Trincheras culture of northwestern Sonora. Today, the Río Boquillas is dry for most of the year and deeply entrenched; however, during the site occupation, the surrounding terrace was the active alluvial fan and floodplain (Carpenter *et al.*, 2005). Details of the background archaeology are given in the File S1.

Materials and methods

Field research design and introduction to the profiles

The field research design consisted of two major activities:

1. A detailed study of selected profiles of alluvial palaeosol-sedimentary sequences at the La Playa archaeological site for identification, description and sampling of the buried Late Quaternary palaeosols. It was preceded by the geomorphological zoning of the alluvial fan using satellite images and following Bull's (1991) approach. Further field palaeopedological surveys focused on the older geomorphological units and resulted in identifying exposures with the most complete sequences and best represented palaeosols and sedimentary units.
2. A soil survey in northern Sonora to discover and characterize non-buried palaeosols (relict soils) incorporated in the present surface soil mantle to be compared with buried palaeosols. During the fieldwork over this vast territory we identified areas covered by red weathered soils (Chromic Cambisols, according to WRB, 2006) that show clear discordance with the present day bioclimatic conditions. Here we present results from one representative profile of a surface Chromic Cambisol in Magdalena del Kino (Kino profile), to compare them with buried palaeosols from La Playa and verify the hypothesis of their relict origin.

The geographical location of the studied profiles is shown in Figure 1; all buried and surface soils were classified according to WRB (2006). Field description focused on the morphological features indicating the grade and type of palaeosol pedogenesis (colour pattern, structure, porosity and neoformations) as well as characteristics important for the identification of erosion and or sedimentation processes, including lamination, lateral behaviour of horizons and type of boundaries.

Bulk samples for physical and chemical analyses and undisturbed blocks of soil for micro-morphological research were taken from exposures of the palaeosol genetic horizons and associated sedimentary strata (the sampling scheme is presented in Table 1 together with profile location). At the Los Hornos 1 and 2 sites and Magdalena del Kino profiles, soil samples were taken more often at each 10 cm down the profile for detailed rock magnetic studies.

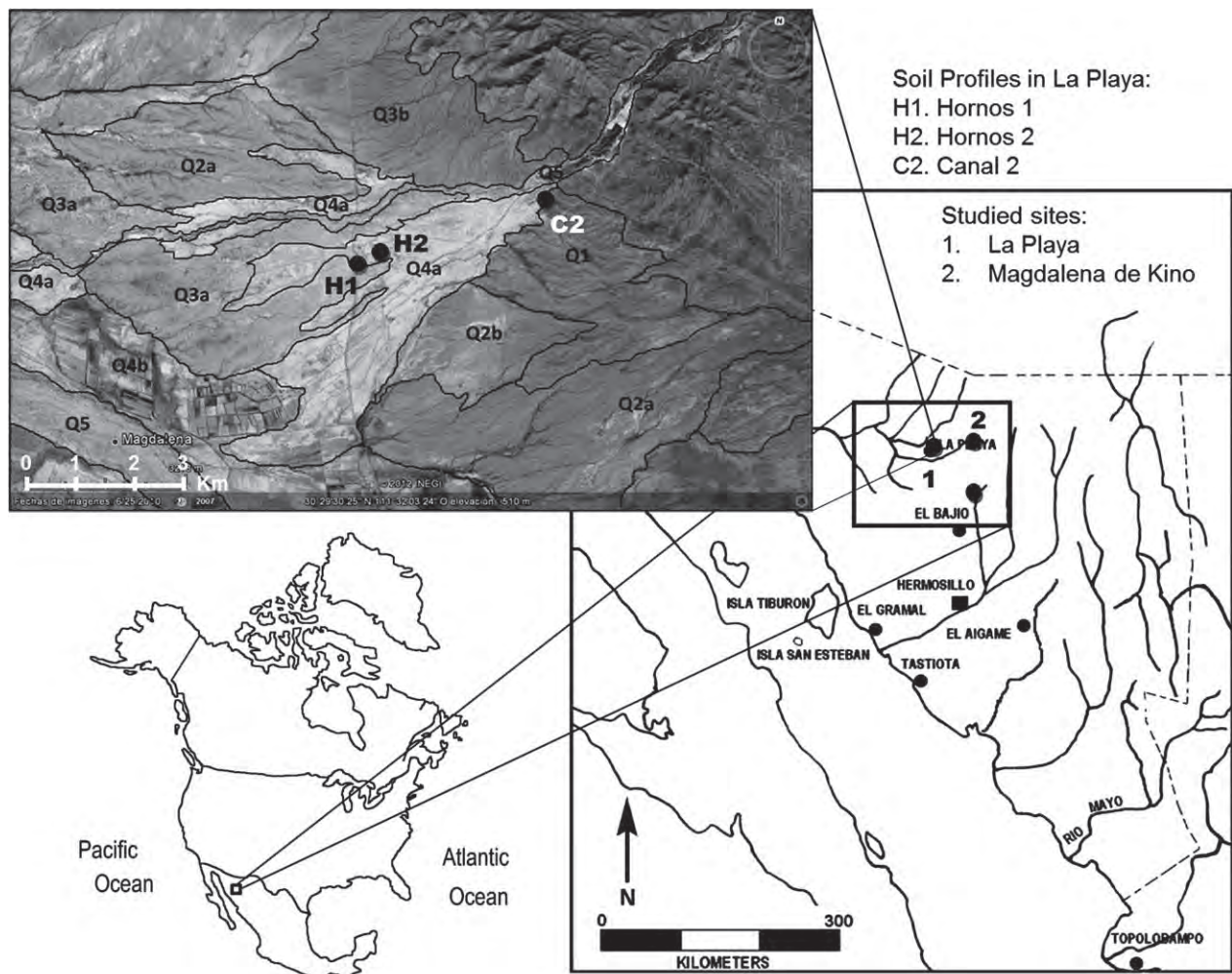


Figure 1 Location of the study area. The inset shows the sites where there are red palaeosols (1–3). The satellite image of the site La Playa shows the geomorphic units numbered from the oldest to the most recent (Q1–Q5). It also indicates the location of profiles (H1, H2 and C2). Satellite image taken from Google Earth and modified by the authors.

Laboratory research

The laboratory methods selected were those to evaluate stable characteristics of palaeosols, which do not change significantly with recent pedogenesis and diagenetic processes. We measured physical, chemical and mineralogical characteristics providing information about pedogenetic processes in palaeosols (as well as sedimentary processes that produced the soil parent materials). Their palaeoenvironmental interpretation is based upon knowledge of the ‘ecological requirements’ for these processes in the modern soil and sedimentary systems.

Sand fractions were separated by sieving; silt and clay fractions by gravity sedimentation in the water. Before separation, the main aggregating agents (humus, carbonates and iron oxides) were removed. Organic carbon content (C_{org}) carbonates were removed by 5 M HCl and then the samples were ground in an agate mortar and dried in an electric oven at 105°C. The samples were analysed in duplicate by an elemental analyser

(CHNS/O Perkin Elmer 2400 series II; Perkin Elmer Inc., Waltham, MA, USA) under the following analytical conditions: helium as the carrier gas at a combustion temperature of 980°C and reduction temperature of 640°C, with a thermal conductivity detector (USDA, 2004). For carbonate content, dry samples were weighed and then treated with 5 M HCl until the carbonates were completely destroyed (until the reaction stopped). Subsequently, the sample was washed and dried in an oven for re-weighing. The total content of carbonates was determined as the mass difference before and after treatment with HCl. Dithionite-extractable iron (Fe_d) was extracted from soil samples by dithionite-citrate-bicarbonate solution following Mehra & Jackson (1960) and then was measured using an atomic absorption spectrometer (Perkin Elmer Model 3110; Perkin Elmer Inc.).

More detailed mineralogical studies were undertaken to characterize the most important neoformed pedogenetic components:

Table 1 Details of samples and their radiocarbon dates

Depth / cm	Horizons	Dated material	¹⁴ C Conventional age	¹⁴ C Calibrated age (2 σ)	Laboratory code
Hornos 2					
70–110	3A	Organic matter	3660 \pm 40 BP	3880–4090 cal BP ^a	Beta - 277563
Canal 2					
–	Artifact	Carbonate	2395 \pm 25 BP	2368–2475 cal BP	–
Hornos 1					
0–11	2A	Charcoal	3930 \pm 40 BP	4250–4440 cal BP	Beta - 300442
115–160	3Bgk	Carbonates	12 490 \pm 60 BP	14 230–14 910 cal BP	Beta - 277564
115–160	–	Carbonates	15 400 \pm 80 BP	18 175–18 779 cal BP	–
Kino					
80–130	2Bck ₁	Carbonates	10 990 \pm 50 BP	12 720–12 970 cal BP	Beta - 328552
130–150	2Bck ₂	Carbonates	10 760 \pm 50 BP	12 590–12 690 cal BP	Beta - 328553

^aDates are calibrated and presented as years before present.

clay mineral assemblage by X-ray diffraction and ferruginous magnetic minerals by rock magnetic methods as described in the File S1.

The stable carbon isotope composition (presented as $\delta^{13}\text{C}$) of the soil organic matter is a specific component of soil memory that provides a direct palaeobotanical indicator. The samples used for $\delta^{13}\text{C}$ determination were pretreated with 1 M HCl in the same way as those for evaluating organic carbon and carbonate content. The routine combustion method (Sofer, 1980) was applied to prepare the specimens of CO₂, and a triple collector mass spectrometer Finnigan MAT250 (Finnigan MAT GmbH, Bremen, Germany) was used to evaluate the $\delta^{13}\text{C}$ ratios of the soil organic matter (Sedov *et al.*, 2003). The $\delta^{13}\text{C}$ values of pedogenetic carbonates have also provided information about isotopic composition of palaeovegetation. We added a factor of -15% to calculate the reconstructed $\delta^{13}\text{C}$ values of palaeovegetation from the values of carbonates in the concretions (Cerling, 1984).

We dated various materials from the palaeosol units: total organic matter, charcoal particles and pedogenic carbonates (Table 1). Samples were sent to the Beta Analytic Laboratory (<http://www.radiocarbon.com/beta-analytic.htm>) and were dated by the AMS technique; calibration was carried out using the program INTCAL09. Recently, Copeland *et al.* (2012) published the results of geomorphological research in La Playa and supplied an extensive set of radiocarbon dates from the sedimentary layers. We adjusted our pedostratigraphy to their general chronostratigraphic scheme. The integral time-scale for this study was based on three data sources: archaeological feature dates from the upper layers (Carpenter *et al.*, 2009), radiocarbon ages of sediments provided by Copeland *et al.* (2012) and our dating of soil materials.

Results

Soil-sedimentary sequence of La Playa

The geomorphological zonation of the La Playa site is typical of an alluvial fan setting with accumulative alluvial land surfaces of different ages (Figure 1 and File S1, Figure S1). Two important stratigraphic sections (Hornos 1 & 2) are in the central part of

the fan and correspond to the geomorphic units Q3a and Q4a, respectively; the Canal 2 profile corresponds to the upper area of the fan close to the mountains, and matches with unit Q4a.

In the Hornos 1 profile, the lower part of the sequence was exposed (Figure 2 and File S1, Figure S2). The pale yellowish-brown sandy-silty sediments with weak lamination (labelled as 6C–3C horizons) form the base of the profile. They are overlain by a well-developed palaeosol layer made up of several pedogenic horizons. An intensively coloured reddish-brown loamy 2Bw horizon is the most conspicuous element of the sequence and could be considered as a marker horizon for this palaeosol unit. It is underlain by a much paler brown 2Bck horizon with frequent carbonate concretions, some of them following the shape of root pores. Below lies the 3Bgk horizon in which carbonate concretions are combined with the gleyic colour pattern of the soil groundmass (small rusty mottles spread over a very pale bluish background). In one exposure in a small gully, we observed a fragmentary discontinuous grey-brown 2Ah horizon overlying 2Bw. The material of this horizon is heterogeneous with black charcoal particles and small reddish mottles contrasting with the grey-brown matrix. The complete profile of this fossil soil (the San Rafael palaeosol) has the horizon sequence 2Ah-2Bw-2Bck-3Bgk-3C and is defined as a Chromic Cambisol. It is overlain by a uniform massive pale yellow-brown silty sediment that is rich in carbonates. In the majority of the observed profiles 2Ah is absent and the sediment lies directly on the 2Bw horizon.

The Hornos 2 section shows the upper part of the sequence that directly overlies the Hornos 1 profile (File S1, Figure S2). The silty sediments 4C and 3C are overlain by thick syn-sedimentary 3A and 2A horizons, which have a darker brown-grey colour, a moderately developed pedogenic blocky-granular structure and numerous root pores. These palaeosols are defined as Fluvisols. They are covered by a massive silty sediment containing charred organic matter with many archaeological objects such as stone tools, bones and shell ornaments. Carbonates are abundant throughout the Hornos 2 sequence; in the upper layer white neoformed calcitic coatings cover the surfaces of stone tools and ceramic fragments.

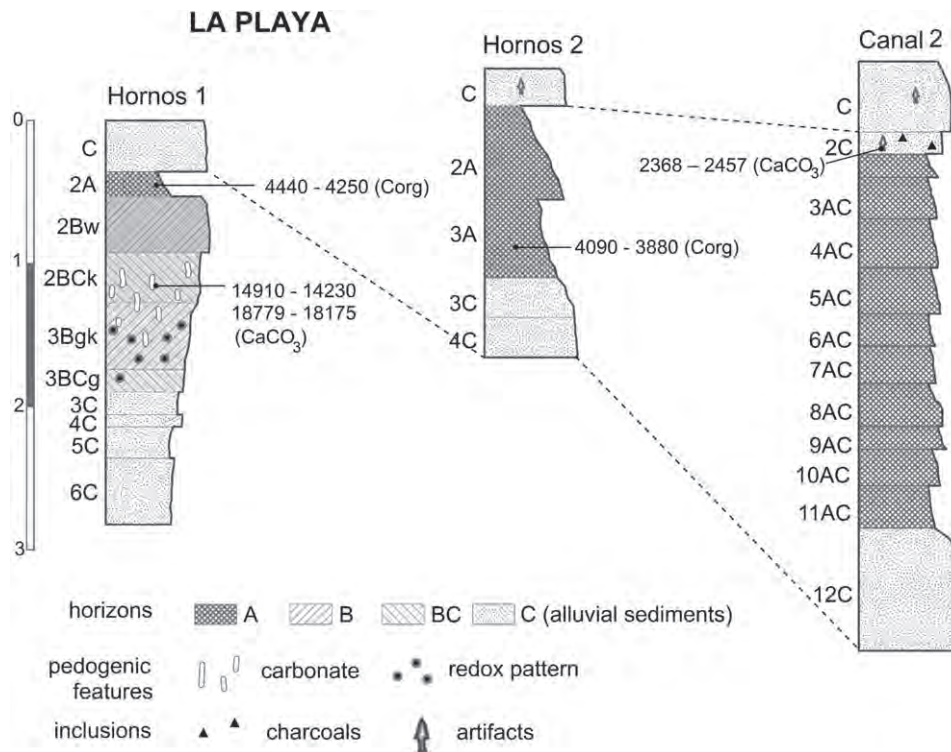


Figure 2 Pedostratigraphic scheme of the profiles of La Playa, with pedogenic features, correlations and radiocarbon ages.

A more extensive and detailed soil-sediment profile corresponding to the upper unit above the San Rafael palaeosol is exposed at the Canal 2 locality (Figure 2 and File S1, Figure S2). Here, pale-brown carbonated silty sediments, similar to those in Hornos 1, embed a series of syn-sedimentary AC horizons that are weakly pigmented by humus. The section is also capped with a massive silty layer with charred organic matter and artifacts.

Two radiocarbon dates from the pedogenic carbonates of the 3Bgk horizon provide ages in the range 14 000–18 000 years. Unfortunately, the marker 2Bw horizon does not have datable materials. Nevertheless, we were fortunate to extract charcoal particles from the overlying Ah horizon with ages between 4250 and 4440 years (^{14}C AMS). The radiocarbon age of humus in the overlying 3A horizon is about 4000 years, and pedogenic carbonate coating on the artifacts embedded in the top silty sediments is 2400 years old (Table 1, Figure 2).

The micro-morphological observations in the San Rafael palaeosols show numerous pedogenetic features. In the 2Bw horizon we observed the formation of a micro-structure consisting of small sub-angular blocks and rounded granules. Groundmass is enriched with fine material consisting of clay with speckled and granostriated b-fabric, mixed with brown ferruginous pigment; the coarse-fine relative distribution is porphyric (Figure 3a). Some areas were completely devoid of carbonate and had larger concentrations of iron-clay fine material, whereas in others micrite and coarse primary carbonate particles were still visible. In the underlying 2BCk horizon both primary and secondary carbonates

were abundant. A micritic component was present everywhere within fine material; thick micritic hypocoatings in the channel voids were frequent (Figure 3b). A combination of micritic concentrations with the ferruginous pedofeatures comprises a characteristic feature of the 3Bgk horizon. Micrite coatings tended to overly the iron-manganese coatings when occurring in the same void (Figure 3c,d). The upper 2Ah horizon had a specific heterogeneous micro-morphological arrangement: brown blocks depleted of carbonates and enriched with clay and iron pigment alternate with concentrations of secondary micrite. Charcoal particles were frequent.

The sediments overlying the San Rafael palaeosols were compact with poorly sorted particles. The groundmass was silty with micritic fine material; however, coarse angular sand grains were also present. The syn-lithogenic Ah horizons (3A and 2A of Hornos 2) had areas with a coprogenic granular structure coloured with dark humus pigment and frequent micritic pedo-features such as coatings and nodules.

The analytical data show clear profile differentiation of various characteristics, corresponding to the morphological horizonation of the San Rafael palaeosol. The 2Bw horizon had the maximum concentrations of clay and dithionite-extractable iron, and the largest magnetic susceptibility; however, it had the smallest carbonate content, followed by a strong peak of carbonates in the underlying 2BCk horizon (Figure 4). The smallest values of magnetic susceptibility and pedogenic iron correspond to the 3Bgk horizon.

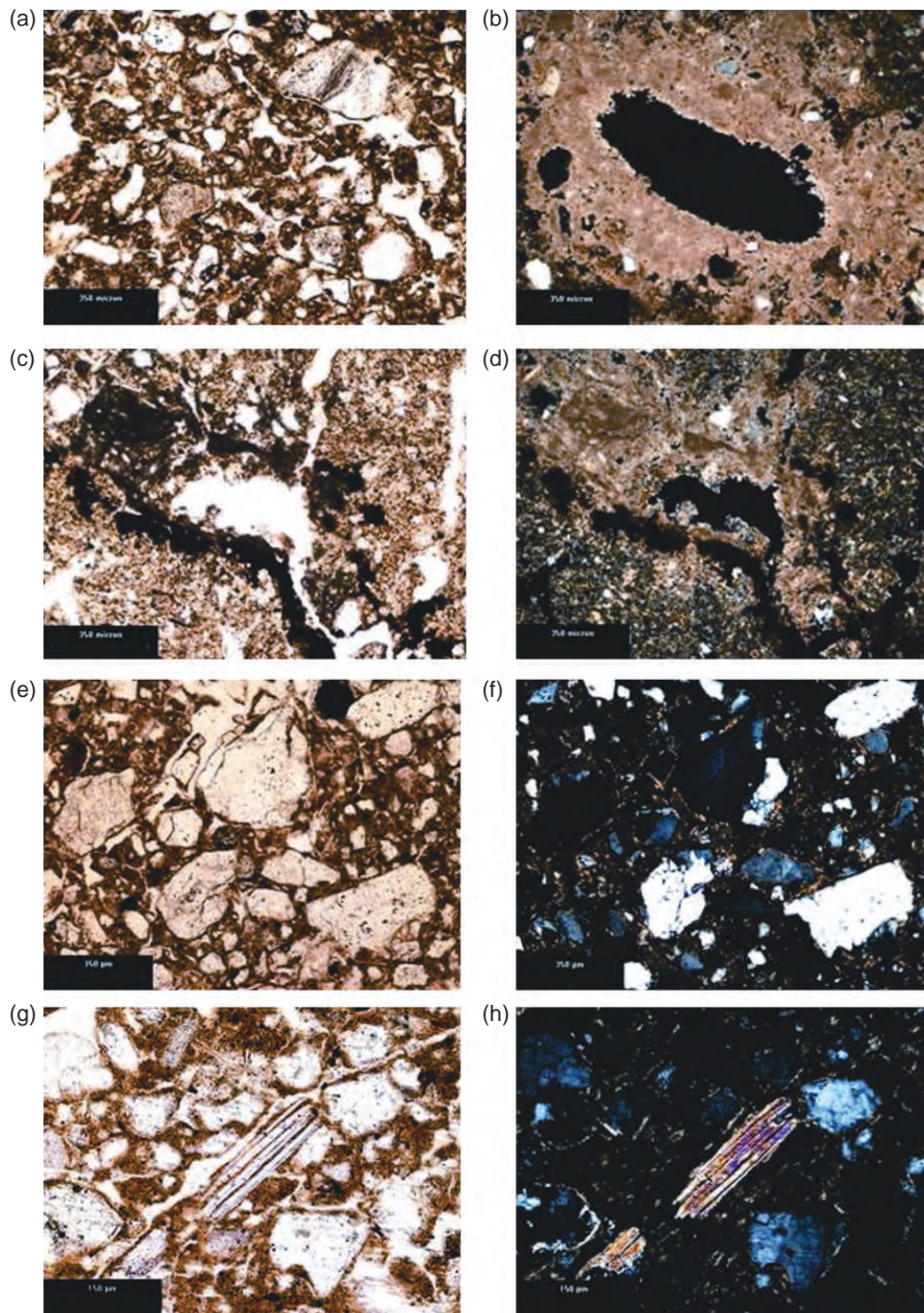


Figure 3 Micromorphology features of palaeosols (a–d) of the San Rafael palaeosol and (e–h) of the Kino profile: (a) 2Bw horizon with *in situ* weathering and neo-formation of clays and iron oxides; (b) pedogenic carbonates in the 2Bc horizon; (c,d) pedogenic carbonates associated with iron-manganese coatings in the 3Bgk horizon; (e,f) the 2Bw horizon with weathering and enrichment of clay and iron oxides; (g,h) weathered muscovite. (a,c,e,g) plain polarized light; (b,d,f,h) cross-polarized. Photographs by S. Sedov.

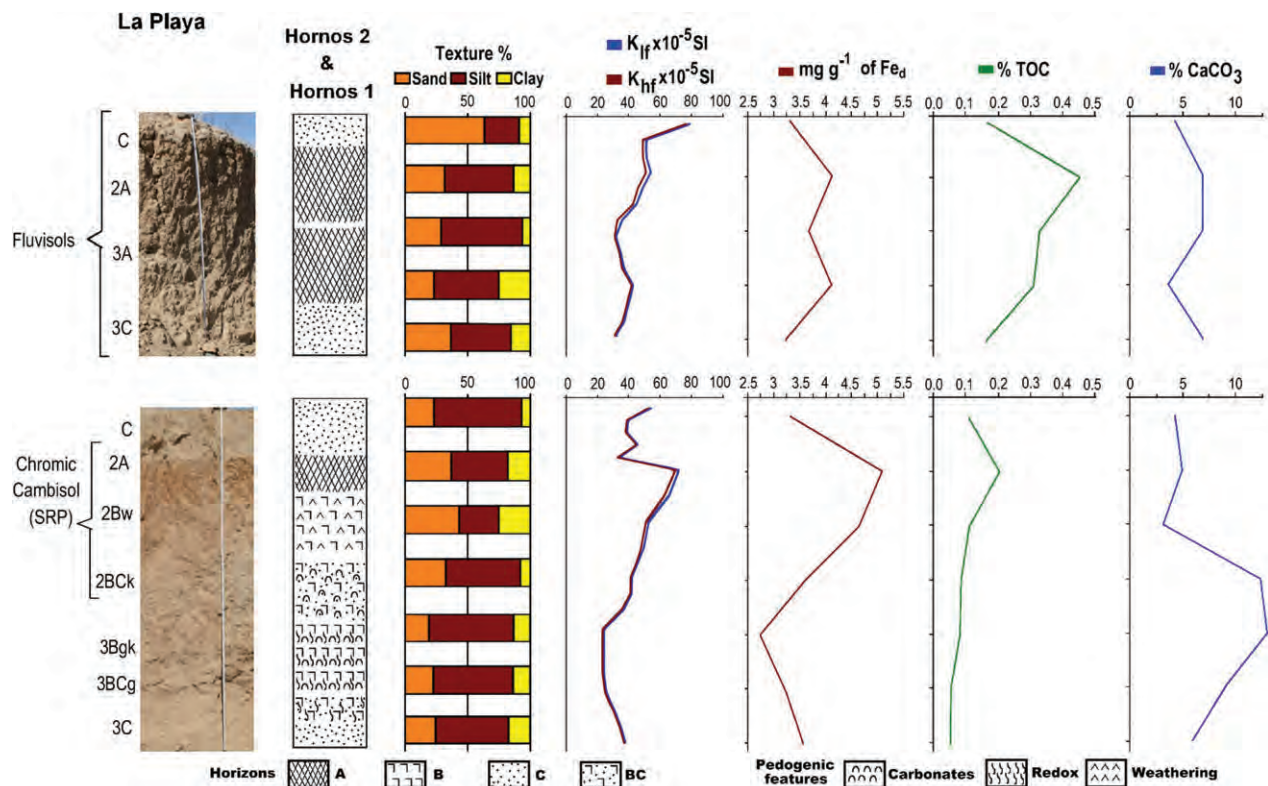


Figure 4 Physical and chemical characteristics of the La Playa palaeosols: Hornos 1 and Hornos 2 profiles.

The Hornos 1 profile had a complex behaviour of magnetic properties (Figure 5a). The upper sediments had a slight increase in magnetic susceptibility, for both χ_{lf} and χ_{fd} . The San Rafael red palaeosol had the largest χ_{lf} and χ_{fd} values in the 2A and 2Bw horizons, which indicates an important concentration of ultra-fine-grained magnetic particles. The ARM values displayed an increase in the concentration of low coercivity ferrimagnetic minerals in these horizons. However, the S-300 ratio shows that the contribution of antiferromagnetic minerals is also important. The χ_{lf} minimum in the 3Bgk horizon is accompanied by large concentrations of SD and SP particles, which coincides with the smallest values of S (S-ratio), indicating the abundance of strong coercivity minerals (haematite or goethite).

In the upper Fluvisols of the Hornos 2 (3A and 2A horizons) and Canal 2 (set of AC horizons) sites, we observed no increase in clay and Fe_d contents and magnetic susceptibility: carbonates also did not show major differentiation. A relative increase in organic carbon values is clear in the buried A horizons of Hornos 2; however, absolute values were relatively small, reaching 0.5% (Figure 6).

Measurements of χ_{fd} and ARM were carried out in this section. Hornos 2 (Figure 7a) had an χ_{lf} enhancement at the surface, but small values of χ_{fd} and ARM reflect the absence of fine and fine-grained magnetic particles associated with pedogenesis. These two properties increase in the subsequent 2A horizon where we would expect to find fine-grained pedogenic magnetic particles. Canal 2 shows the largest peak of χ_{lf} in the silty sediment

of its basal horizon (12C), probably because of ferromagnetic minerals present in the parent material (Figure 7b). From the Tc measurements (Figure 5c), it seems that the magnetic mineralogy was dominated by magnetite in all analysed profiles.

The clay mineral assemblage was dominated by smectites (maximum at 1.4 nm, shifting to 1.6 nm after glycolation), illites (1.0 nm, not changing after pretreatments) and minor amounts of kaolinite (0.7 nm, not shifting after glycolation and disappearing after heating at 550°C). Both the 2Bw horizon of the lower Cambisol at Hornos 1 and horizons 2A and 3A of the upper Fluvisol at Hornos 2 had a clear increase in illite (SM, Figure 4) compared with the parent material (C horizons, File S1, Figure S5), which had the largest concentrations of smectites (Figure 8).

The values of $\delta^{13}C$ show minor variations between -17 and -20 . The $\delta^{13}C$ values of pedogenic carbonates ranged between -4.5 and -6.4 ; the recalculated values indicated palaeovegetation similar to that inferred from palaeosol humus (Table 2).

Despite clear differences in the physical and chemical properties, clay mineral composition and stable carbon isotope ratio ($\delta^{13}C$) displayed similar patterns in the lower San Rafael palaeosol (Cambisol) and upper Fluvisols.

Relict soil in the Magdalena de Kino section

The profile was described in a road cutting on the surface of the alluvial fan on sandy-silty fluvial deposits with gravel. Below a

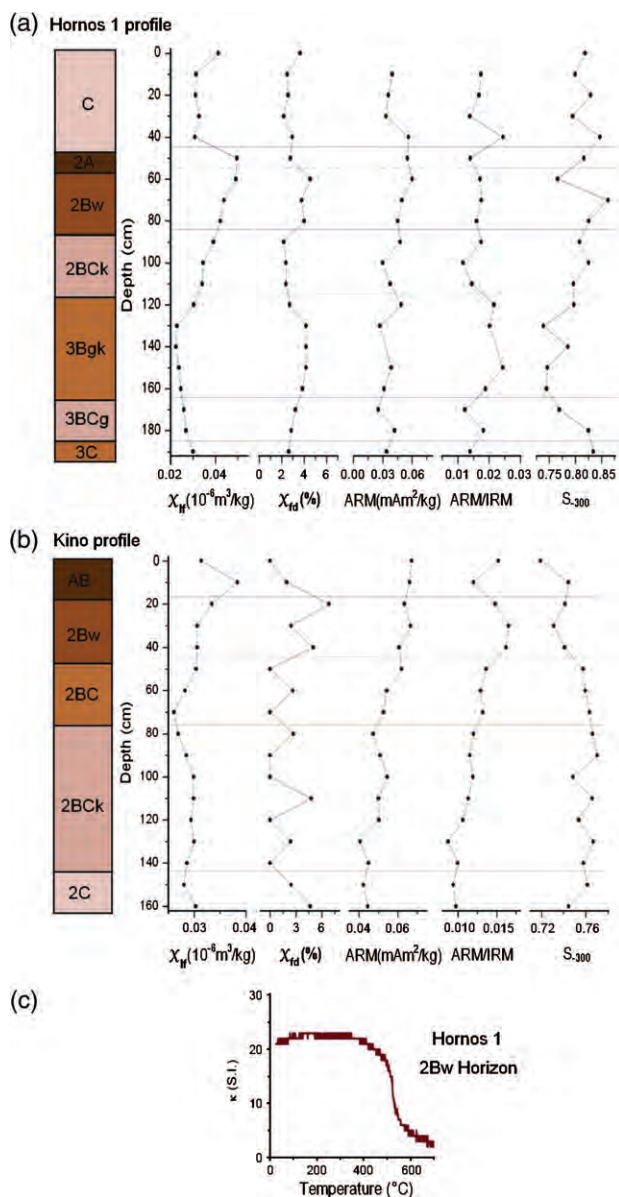


Figure 5 Magnetic properties of Pleistocene palaeosols: (a) Hornos 1 profile (San Rafael palaeosol) and (b) Kino profile. In these profiles we measured χ_{lf} , χ_{fd} , ARM, ARM/IRM and S-300, which indicate concentration, grain size and coercivity of magnetic particles. (c) Magnetic susceptibility plotted against temperature curve for the 2Bw horizon; note the decrease in κ around 580°C.

pale brown-grey surface AB horizon, red-brown loamy 2Bw and 2BC horizons were found reflecting the larger gravel content. The lower part of the profile comprised a set of carbonate 2BCk-3Ck horizons with abundant concentrations of secondary carbonates as concretions and mottles (Figure 9).

Under the microscope, the 2Bw horizon showed a pedogenic blocky structure and enrichment of the groundmass with the iron-clay fine material giving rise to porphyric coarse-fine relative distribution (Figure 3e,f). Clay components had speckled

and granostriated b-fabric; micrite was absent within the fine components of the groundmass; however, a few micritic coatings occurred around the channels. The sand fraction consisted predominantly of quartz and feldspars, and the few muscovite mica grains provided evidence of weathering with fracturing and penetration of soil fine material along the cleavage plains (Figure 3g,h).

The 2Bw horizon had clear maxima of clay and dithionite-extractable iron contents and magnetic susceptibility (Figure 9). Carbonate content decreased in the 2Bw and especially 2BC horizons and was at a maximum in the 3Ck horizon; it also increased in the surface layer. Magnetic susceptibility χ and ARM had a general trend of increasing from the C towards the A horizons (Figure 5b). Greater relative abundance of fine SD grains is consistent with a larger ultrafine SP content and particles with greater coercivity in the 2Bw horizon. The largest χ value was in the AB upper horizon, although this increase was not observed in χ_{fd} , ARM and IRM (Figure 5b).

Discussion and conclusions

Palaeosol chronostratigraphy: alternation of geomorphic stability and activity phases and timing of pedogenesis in La Playa

The first step towards a local pedo-chronostratigraphy consisted of the adaption of our scheme to the general La Playa stratigraphy developed by Copeland *et al.* (2012). This adjustment was carried out successfully with the aid of two pointers. First, these authors noted recognizable characteristics of palaeosols that correspond with our descriptions. ‘Thick red palaeosol with abundant carbonate nodules separating Units A and B’ is certainly the analogue of our San Rafael palaeosol (Chromic Cambisol). Above a red palaeosol, ‘at the top of Unit B₄’ these authors mention ‘brownish-grey pedogenesis overprinting much of the unit’: we associate this pedogenically transformed stratum with our upper syn-sedimentary Fluvisols. Second, the radiocarbon datings obtained by Copeland *et al.* (2012) and in the present study are consistent despite a totally different selection of dated materials. The correspondence of the main units of our pedostratigraphic scheme and the sediment stratigraphy developed by Copeland *et al.* (2012) is shown in the Table 3.

The San Rafael palaeosol belongs to the stratigraphic unit A. The radiocarbon age of pedogenetic carbonates in the red-brown San Rafael Palaeosol is 14 000–18 000 years, younger than the age of sediments of Unit A (> 43 000 years), which underlies the palaeosol. Excellent agreement was encountered between the dating of charcoal from the top 2Ah horizon of the San Rafael palaeosol (4250–4440 years) and the age of the oldest units at the base of major unit B: Unit B₀ (4690 to > 4350 years) and Unit B₁/B₂ (4350 to 4160 years). This coincidence is meaningful because we interpret the dating of charcoal in 2Ah as the age of the end of San Rafael pedogenesis and beginning of erosion and redeposition processes responsible for the development of Unit B.

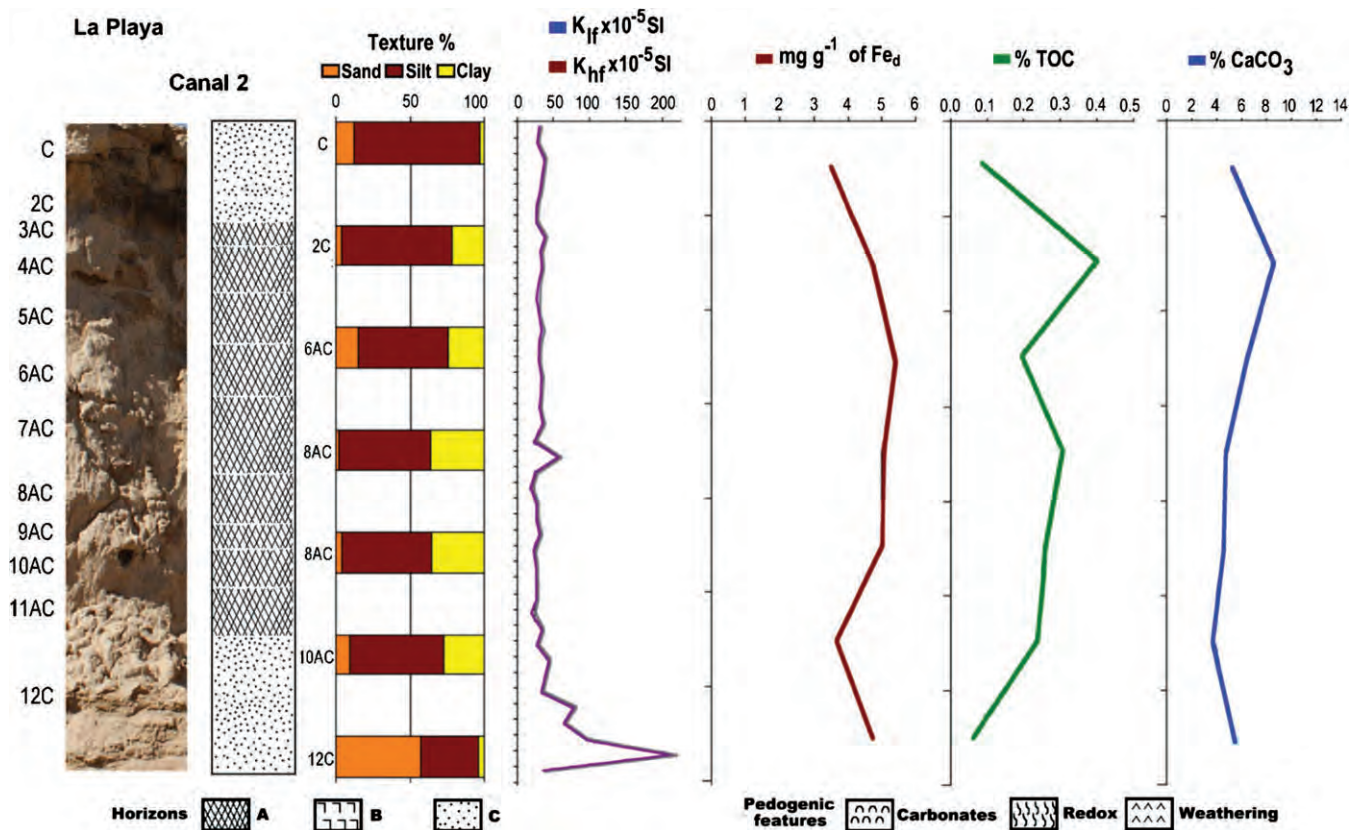


Figure 6 Physical and chemical characteristics of the Canal 2 profile.

We associate the Fluvisol from the Hornos 2 section (2A and 3A horizons) with Unit B₄. The radiocarbon age of humus from the 3A horizon of the syn-sedimentary Fluvisol 3880–4090 years is somewhat older than the dates of Unit B₄ (3140 to 3080 years). However, it should be taken into account that the sample was taken from the lowest horizon of the Fluvisol. Also, because of its syn-sedimentary character this palaeosol could contain an admixture of redeposited older humus. Finally, the upper silty sediment of Hornos 2 and Canal 2 corresponds to the Unit B₅ in that it directly overlies the pedogenically transformed Unit B₄ and contains frequent artifacts. The date from pedogenic carbonates on the artifact from this sediment of 2368–2457 years is close to the lower limit of the Unit B₅ interval: 2330 to 1580 years (Copeland *et al.*, 2012).

By integrating the sedimentological and geochronological data available for La Playa and following the classic geomorphological concept of alternating stability and activity phases in landscape development (Rohdenburg, 1970), we could define the intervals of active geomorphic processes (marked by sedimentary layers) and land-surface stability (marked by palaeosols) in La Playa. The basal sedimentary layer of Unit A indicates the earliest detected active phase of alluvial sedimentation, which took place before 40 000 years and thus could be attributed to the Marine Isotope Stage 3 (Middle Wisconsin). It is followed by a long phase of relative geomorphic stability, which left behind the

well-developed San Rafael palaeosol. Its beginning still lacks precision; however, it should be placed between the oldest date of pedogenic carbonates from this palaeosol (18 000 years) and the date of Unit A (43 000 years). The termination is defined by the date from the 2Ah horizon and the age of the immediately overlying sedimentary units B₀ and B₁ (4000–4500 years). We conclude that this stability phase included the major (if not complete) part of MIS 2, the Pleistocene-Holocene transition, and the Early and Middle Holocene, and ended after the Altithermal period.

The later period during which sedimentary Units B and C were deposited could be considered as a semi-continuous phase of geomorphic activity. The weakly developed syn-sedimentary Fluvisol at the top of Unit B₄ marks a decrease in the rate of sedimentation and thus relative geomorphic stabilization that lasted some centuries around 3000 years. After that the recent phase of active geomorphic processes recorded by silty sediments of Unit B₅ started about 2400 years.

We further correlate our scheme with the available Late Quaternary soil-sedimentary sequences in the adjacent regions: Chihuahua (Nordt, 2003) and New Mexico (Smith & McFaul, 1997). Both of the latter sequences show six periods of environmental stability and pedogenesis alternating with six or seven periods of environmental instability and sedimentation. Our record has fewer phases; the main differences are (i) in

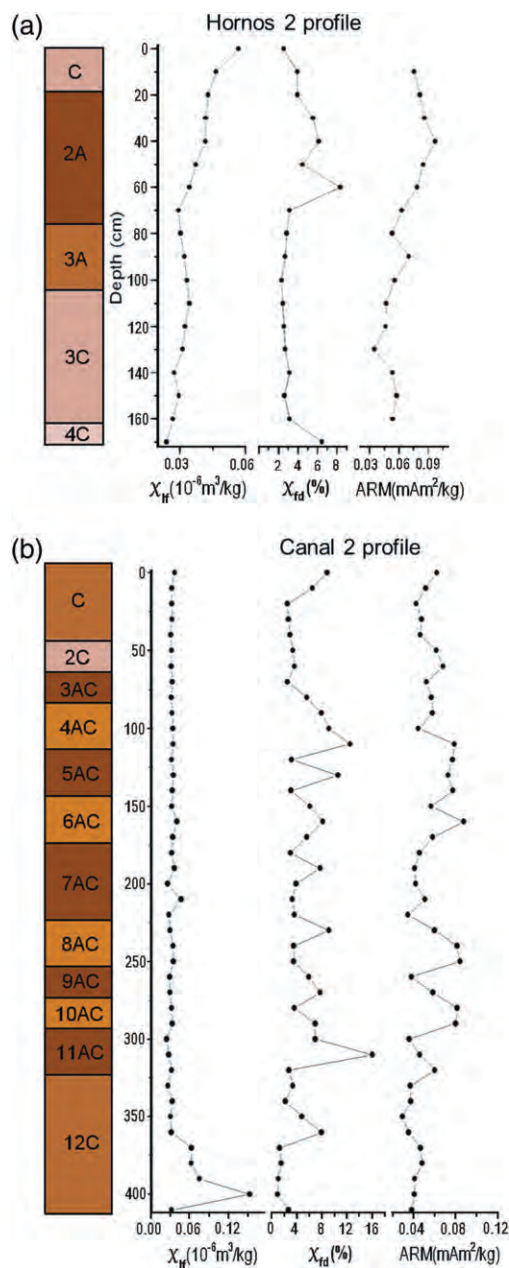


Figure 7 (a,b) Magnetic properties of Hornos 2 and Canal 2 profiles: χ_{Hf} , χ_{fd} and ARM, which indicate concentration and grain size of magnetic particles.

La Playa final Pleistocene and early Holocene long continuous stability stage when the San Rafael palaeosol developed, whereas in Chihuahua and New Mexico phases of sedimentation are registered for this period and (ii) there is no evidence of strong soil development in La Playa after approximately 2400 years, whereas sequences of Chihuahua and New Mexico show paleosols of this age.

Some particular phases show a remarkable coincidence: the phase of active sedimentation and soil burial is registered around

4500 years both at La Playa and in the San Juan Basin, New Mexico (Smith & McFaul, 1997). However, discrepancies are also evident: in Chihuahua 'the Janos palaeosol formed at the top of Unit E between 2300 and 1800 years, which is the longest period of landscape stability during the Holocene' (Nordt, 2003), whereas in La Playa this period was marked by the deposition of the upper silty sediment (Unit B₅ after Copeland *et al.*, 2012) with minimal traces of pedogenesis. We assume that a large-scale anthropogenic disturbance during the Cienega phase erased evidences of pedogenesis younger than 2300 years in La Playa.

San Rafael palaeosol: pedogenesis, palaeoenvironmental inferences and significance for the modern soil mantle

The accumulated field and laboratory data from the Hornos 1 section allow us to identify the following main soil-forming processes in the San Rafael palaeosol.

1. Eluvial-illuvial redistribution of carbonates: leaching from the upper horizons and precipitation in 2BCK is evident from the profile distribution of carbonate content, with a minimum in 2Bw followed by a maximum in 2BCK. Micro-morphological observations confirm abundant micrite neoformation in the 2BCK horizon.
2. Moderate silicate weathering and accumulation of clay and pedogenic iron oxides in the 2Bw horizon are confirmed by larger clay and dithionite-extractable iron contents (we cannot exclude the contribution of clay illuviation although we did not observe illuvial pedofeatures in thin sections). Magnetic susceptibility enhancement in the 2A and 2Bw horizons points to elevated quantities of magnetic components. Maxima of frequency-dependent susceptibility and ARM demonstrate the increment in concentration of fine-grained SP and SD ferrimagnetic minerals, which is interpreted as magnetite of pedogenic origin.
3. Gleying in the lower part of the profile was indicated clearly by the specific colours and frequent ferruginous pedo-features shown by both macro- and micro-morphological observations. Minimal magnetic susceptibility in 3B_{gk} points to dissolution of ferrimagnetic minerals in reducing conditions typical of gleyed soil. This is accompanied by weak neo-formation of SP-SD particles of moderate coercivity, probably maghemite, and the increase in strong coercivity components (goethite), which we associate with the morphological features of iron oxide precipitation.

We propose at least two phases of soil formation. First, Gleysol development (represented by the 3B_{gk} horizon) and, second, Chromic Cambisol formation (2Bw-2BCK); thus the San Rafael palaeosol at La Playa is a pedocomplex. We relate the succession of the phases to the local geomorphic evolution from the hydromorphic setting to a well-drained environment.

The characteristics of the San Rafael pedocomplex are quite different from much weaker late Holocene pedogenesis recorded

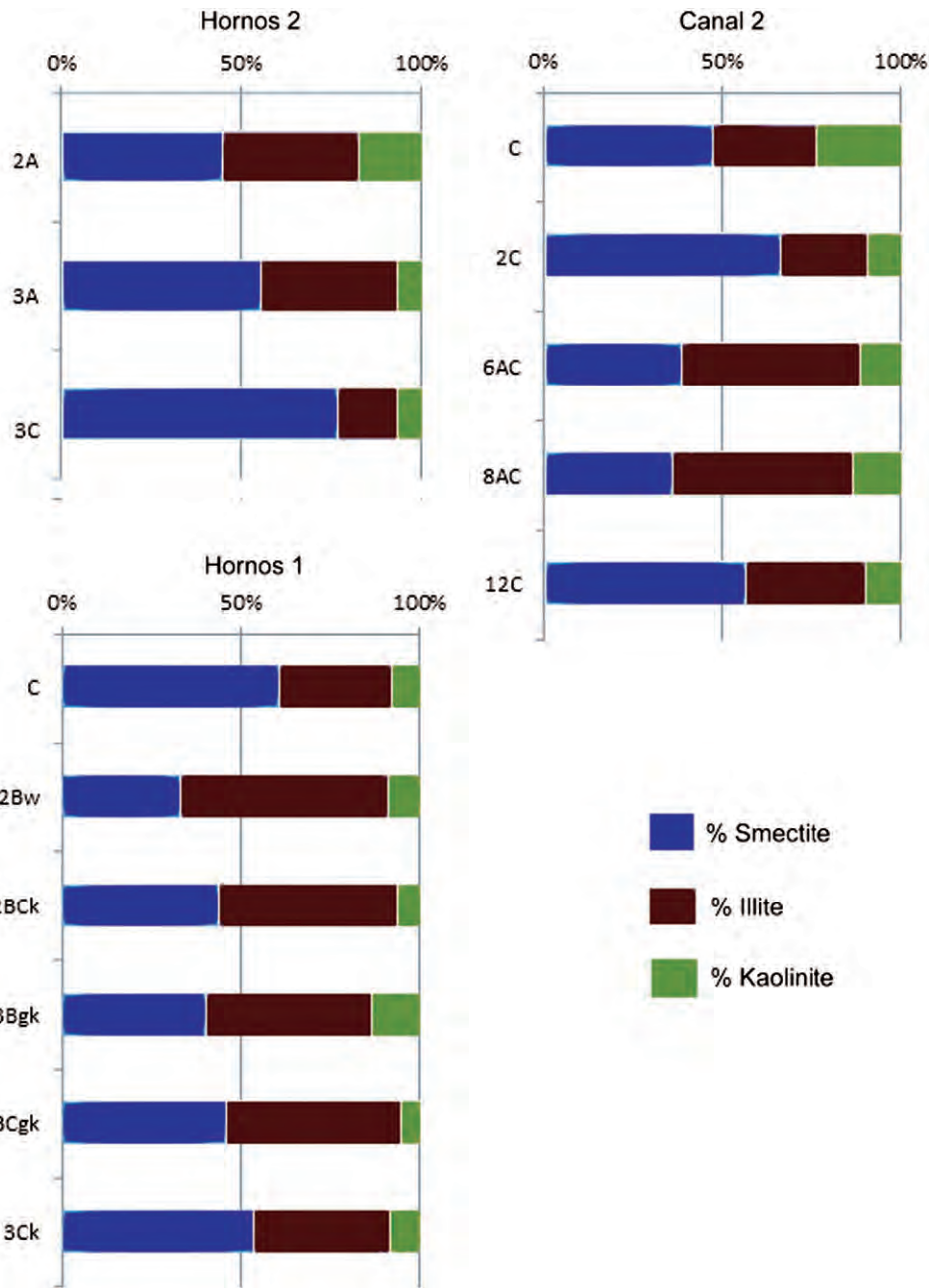


Figure 8 Composition of clay minerals (% of clay fraction) of the La Playa profiles. Note an increase in the content of illite and decrease in smectite in soil horizons A and B, when compared with the C layers.

in the upper syn-sedimentary Fluvisol. Soil-forming processes are restricted to moderate humus accumulation, development of coprogenic structure and carbonate neof ormation. Migration of carbonates, however, occurs at the small scale; it does not cause eluvial-illuvial differentiation of carbonate content and could only be detected micro-morphologically. No evidence of significant silicate weathering and accumulation of pedogenic clay and iron oxides was detected in the Fluvisol. Enhancement of magnetic susceptibility is weak (if any).

Stronger overall development, carbonate redistribution and silicate weathering suggested that the San Rafael Cambisol formed in a more humid environment than the Late Holocene Fluvisols. However, this difference in moisture should not be over-estimated. Despite these clear differences in pedogenesis, there are some properties that are unexpectedly similar in the Cambisol and the Fluvisol. Clay mineral assemblages in both soil types show a greater concentration of illite in the soil horizons than in the parent material. This tendency is typical for pedogenesis

Table 2 Stable carbon isotopic (^{13}C : ^{12}C ratio) composition of samples

Depth / cm	Horizons	Material	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ (OM)	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ (CaCO ₃)
Hornos 2				
20–70	2A	Organic matter	–18.94	–
70–110	3A	Organic matter	–17.51	–
70–110	3A1	Organic matter	–16.95	–
Hornos 1				
40–80	2Bw	Organic matter	–19.8	–
115–160	3Bgk	Carbonates	–	–6.40
115–160	–	Carbonates	–	–5.76; –4.52
Canal 2				
50–65	2C	Organic matter	–18.21	–
	Artifact	Carbonates	–	–6.33
145–175	6AC	Organic matter	–19.6	–
225–255	8AC	Organic matter	–18.59	–
225–255	8AC	Organic matter	–18.84	–
270–295	10AC	Organic matter	–18.4	–
Kino				
80–130	2Bck1	Carbonates	–	–8.9
130–150	2Bck2	Carbonates	–	–8.1

under a semi-arid climate and is explained by the transformation of smectites and vermiculites to illites (Fanning *et al.*, 1989). Fragmentation and transformation of micas from the sand and silt

fractions could also contribute to enrichment of clay with illite (micro-morphological evidence of this process was observed in the Bw horizon of the Cambisol).

Stable carbon isotope signatures of humus and carbonates are also quite similar throughout the sequence studied. They indicate a mixture of C3 and C4 (or crassulacean acid metabolism) plants in the palaeovegetation, suggesting palaeoclimatic conditions of a transitional type. This uniformity is quite different from the trends observed in adjacent regions of Chihuahua (Huang *et al.*, 2001) and New Mexico (Holliday *et al.*, 2006), where Pleistocene palaeosols exhibit much more negative $\delta^{13}\text{C}$ values than the Holocene soils.

We propose that, in addition to changes in climate, different durations of pedogenesis should also be included to explain the contrast between the pedogenetic properties of these two soil units. The period of the San Rafael palaeosol development was characterized by longer geomorphic stability that allowed a major advance in the processes of carbonate redistribution, moderate silicate weathering, and accumulation of iron oxides and illite clay, which are typical of semi-humid to semi-arid ecosystems.

Palaeoenvironmental inferences from the San Rafael palaeosol pedogenesis are consistent with Late Quaternary palaeoclimate reconstructions and suggest a more humid climate during MIS 2 in the north-west of Mexico compared with the modern setting. A large part of the San Rafael palaeosol formation period

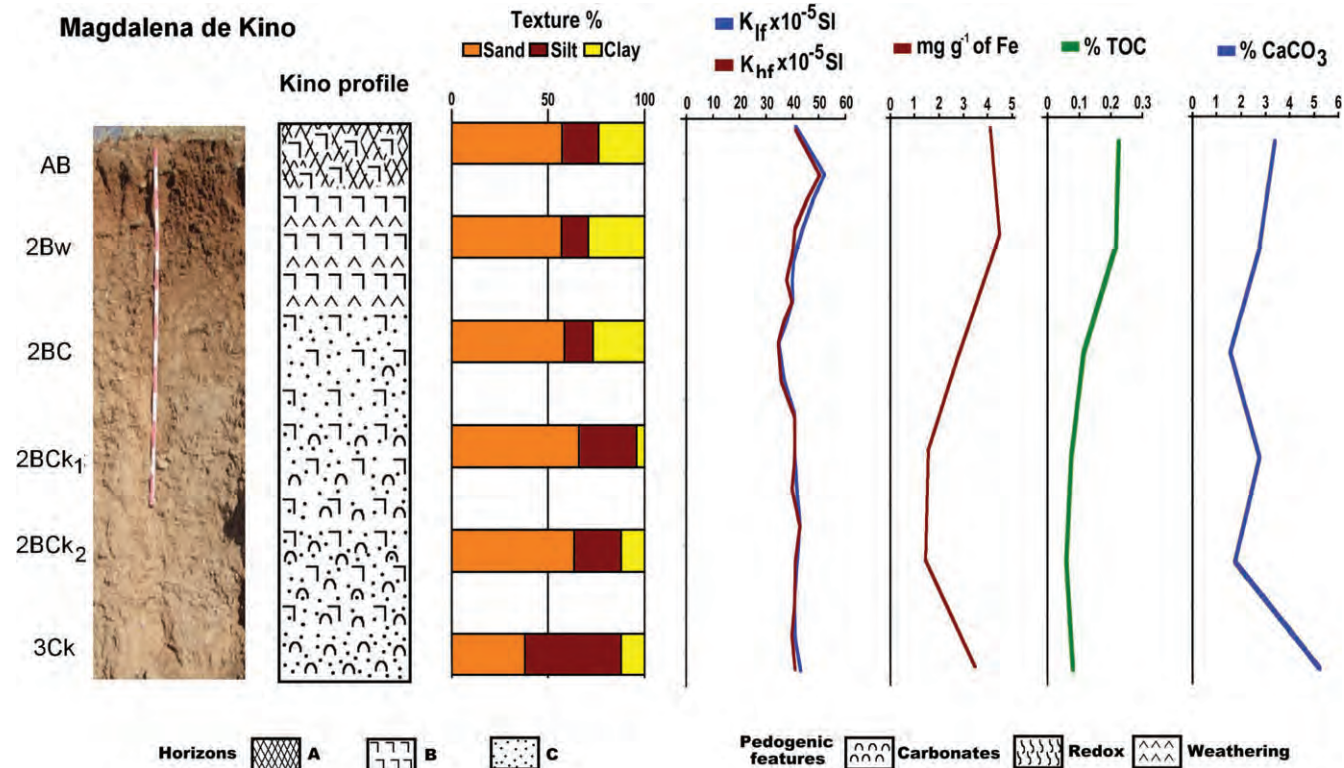


Figure 9 Physical and chemical characteristics of the Kino profile.

Table 3 Correlation of pedostratigraphic units, radiocarbon dates and sedimentary units

Profile	Horizon	Radiocarbon dates (cal. year BP)	Dated material	Sedimentary units (Copeland <i>et al.</i> , 2012)	Age range ^a (cal. year BP)	Dated materials
CANAL 2	C	–	–	C	1010 to 400	Charcoal, succineidae shell
	2C	2368–2457	Pedogenic carbonate	B ₅	2330 to 1580	Charcoal, succineidae and <i>Planorbella sp.</i> shells
HORNOS 2	C	–	–			
	2A	–	–	B ₄	3140 to 1950	Charcoal, succineidae shell
	3A	3880–4090	Soil organic matter			
	3C	–	–	B ₃	3770 to 3110	Charcoal, <i>Planorbella sp.</i> shell
	4C	–	–			
HORNOS 1	C	–	–			
	2A	4250–4440	Charcoal	B ₀ ; B ₁ /B ₂	4690 to > 4350; 4350 to 4160	Charcoal
	2BW	–	–	A	> 44 000	<i>Anodonta sp.</i> shell
	2Bck	–	–			
	3Bgk	14 230–14 910	Pedogenic carbonate			
	3BCgk	–	–			
	3C	–	–			
	4C	–	–			
	5C	–	–			

^aAge (dates are calibrated and presented as years before present) based on various radiocarbon dates (total 48 datings).

corresponds to MIS 2. Thus the more humid period during the Late Wisconsin could provide conditions for relatively advanced development of this palaeosol. We speculate further that our palaeopedological results support indirectly the scenario of predominantly winter precipitation in Sonora in the late Pleistocene. The input of rain water into the soil during the cool season with restricted evapotranspiration should result in a major surplus of moisture and suitable conditions for carbonate leaching and silicate weathering as we observed in the San Rafael palaeosol.

It is surprising, however, that the San Rafael palaeosol apparently had uniform and continuous development during the period characterized by the most contrasting global climate changes. The properties of this palaeosol do not indicate the rapid warming at the end of the Pleistocene, the Younger Dryas cooling and further warming at the Pleistocene-Holocene transition till Altitermal, which all occurred during its formation period. Regional lacustrine records, however, indicate an abrupt change in climate at the Pleistocene-Holocene transition (Metcalf *et al.*, 2002). The Younger Dryas is marked by characteristic strata known as 'black mats' in many localities of the southwest of the USA (Ballenger *et al.*, 2011). No analogues of 'black mats' are found at La Playa. We think that the cooler and moister environment of the Younger Dryas contributed to carbonate leaching and 2Bw horizon development in the San Rafael profile and thus its signal is hidden in the properties of this palaeosol. It is interesting that the ¹⁴C of pedogenic carbonates in the 2Bck horizon of the Kino profile corresponds to the Younger

Dryas, which could indicate more intensive carbonate illuviation during this interval.

The terminal phase of the San Rafael palaeopedogenesis corresponds to the Middle Holocene and is registered in a specific set of properties of the 2Ah horizon. Inclusions of charcoal together with reworked fragments of red soil (derived from the underlying 2Bw horizon) combined with precipitation of secondary carbonates point to increasing aridity and landscape instability, resulting in partial redeposition. This horizon could represent a local signal of a severe global drought event registered around 4200 years, documented also in mid-continent North America (Booth *et al.*, 2005). In contrast, Smith & McFaul (1997), who documented a synchronous sedimentation event in New Mexico, suggested that 'the aeolian and playa deposits of the San Juan Basin that bury palaeosols dated around 4500 years probably represent a response to increased regional precipitation'. Further research is needed to understand the climatic forcing of this period of geomorphic activity and link it to the global climate history.

The pedogenic properties of the surface Chromic Cambisol in the Kino profile (profile distribution of clay, pedogenic iron oxides and rock magnetic properties, micromorphological features of the red 2Bw horizon) are similar to those of the buried San Rafael palaeosol. The radiocarbon age of secondary carbonates from the 2Bck horizon at Kino fits into the interval of red palaeosol formation established at La Playa. A recent overview of the soil geography of Sonora (Solís Portillo & Venegas, 2011) reported the rather common occurrence of Cambisols. We conclude that

the Chromic Cambisols incorporated in the surface soil mantle of northern Sonora are relict components, products of more humid and stable palaeoenvironmental conditions of the Late Pleistocene to Early Holocene.

Supporting Information

The following supporting information is available in the online version of this article:

File S1. Late Pleistocene-Holocene palaeosols in the north of Sonora, Mexico: chronostratigraphy, pedogenesis and implications for environmental history.

Acknowledgements

This research was funded by the Projects PAPIIT IN117709 and IN110710, CONACYT-DLR J010/0705/09; CONACYT 166878 and Project *Sekundärkarbonate in Böden arider Gebiete Mexikos als Indikatoren spätquartärer Umweltveränderungen*, of DFG-Germany. Estación Regional de Noroeste (Instituto de Geología, UNAM) and Archaeological Project La Playa of INAH-Sonora (Dir. E. Villalpando) provided important help with our field sessions in Sonora. We acknowledge the support of Jaime Díaz, Kumiko Shimada, Edith Cienfuegos and Pedro Morales with laboratory research. Our special thanks go to María de Lourdes Solleiro for her hospitality during our stays in Hermosillo.

References

- Ballenger, J., Holliday, V.T., Kowler, A.L., Reitze, W.T., Prasciunas, M.M., Miller, D.S. *et al.* 2011. Evidence for Younger Dryas global climate oscillation and human response in the American Southwest. *Quaternary International*, **242**, 502–519.
- Booth, R.K., Jackson, S.T., Forman, S.L., Kutzbach, J.E., Bettis, E.A. III, Kreig, J. *et al.* 2005. A severe centennial-scale drought in midcontinental North America 4200 years ago and apparent global linkages. *The Holocene*, **15**, 321–328.
- Bull, W.B. 1991. *Geomorphic Responses to Climatic Change*. Oxford University Press, Oxford.
- Carpenter, J., Sánchez, G. & Villalpando, E. 2005. The late archaic/early agricultural period in Sonora, Mexico. In: *New Perspectives on the Late Archaic Across the Borderlands* (ed B.J. Vierra), pp. 3–4. University of Texas Press, Austin, TX.
- Carpenter, J., Villalpando, E. & Sánchez, G. 2009. La Playa: an early agricultural period landscape. *Archaeology Southwest*, **23**, 14.
- Cerling, T.E. 1984. The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate. *Earth & Planetary Science Letters*, **71**, 229–240.
- Copeland, A., Quade, J., Watson, J.T., McLaurin, B.T. & Villalpando, E. 2012. Stratigraphy and geochronology of La Playa archaeological site, Sonora, Mexico. *Journal of Archaeological Science*, **39**, 2934–2944.
- Fanning, D.S., Keramidas, V.Z. & El-Desoky, M.A. 1989. Micas. In: *Minerals in the Soil Environment*. Book Series No. 1, Madison, USA, pp. 551–634. Soil Science Society of America, WI.
- Holliday, V.T., Huckell, B.B., Mayer, J.H., Forman, S.L., & McFadden, L.D. 2006. Geoarchaeology of the Boca Negra Wash area, Albuquerque Basin, New Mexico, USA. *Geoarchaeology: An International Journal*, **21**, 765–802.
- Holmgren, C.A., Norris, J. & Betancourt, J.L. 2007. Inferences about winter temperatures and summer rains from the Late Quaternary record of C4 perennial grasses and C3 desert shrubs in the northern Chihuahuan Desert. *Journal of Quaternary Science*, **22**, 141–161.
- Huang, Y., Street-Perrott, F.A., Metcalfe, S.E., Brenner, M., Moreland, M. & Freeman, K.H. 2001. Climate change as the dominant control on glacial-interglacial variations in C3 and C4 plant abundance. *Science*, **293**, 1647–1651.
- Lozano-García, S., Ortega-Guerrero, B. & Sosa-Nájera, S. 2002. Mid to Late-Wisconsin pollen record of San Felipe Basin, Baja California. *Quaternary Research*, **58**, 84–92.
- Mehra, O.P. & Jackson, M.L. 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clays & Clay Minerals*, **7**, 317–327.
- Metcalfe, S., Say, A., Black, S., McCulloch, R. & O'Hara, S. 2002. Wet conditions during the last glaciation in the Chihuahuan Desert, Alta Babicora Basin, México. *Quaternary Research*, **57**, 91–101.
- Nordt, L. 2003. Late Quaternary fluvial landscape evolution in desert grasslands of northern Chihuahua, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, **115**, 596–606.
- Núñez, E.E., MacFadden, B.J., Mead, J.I. & Baez, A. 2010. Ancient forests and grasslands in the desert: diet and habitat of Late Pleistocene mammals from Northcentral Sonora, Mexico. *Palaeogeography, Palaeoclimatology & Palaeoecology*, **297**, 391–400.
- Pérez, R.G. 1985. Geografía de Sonora. In: *Historia General de Sonora I. Periodo Prehistórico y Prehispánico* (ed A. Hopkins), pp. 111–172. Gobierno del Estado de Sonora, Hermosillo, Sonora.
- Rohdenburg, H. 1970. Morphodynamische aktivitäts- und stabilitätszeiten statt pluvial- und interpluvialzeiten. *Eiszeitalter & Gegenwart*, **21**, 81–96.
- Roy, P.D., Caballero, M., Lozano, S., Morton, O., Lozano, R., Jonathan, M.P. *et al.* 2012. Provenance of sediments deposited at palaeolake San Felipe, western Sonora Desert: implications to regimes of summer and winter precipitation during last 50 cal kyr BP. *Journal of Arid Environments*, **81**, 47–58.
- Sedov, S., Solleiro-Rebolledo, E., Morales-Puentea, P., Arias-Herreia, A., Vallejo-Gómez, E. & Jasso-Castañeda, C. 2003. Mineral and organic components of the buried palaeosols of the Nevado de Toluca, Central Mexico as indicators of palaeoenvironments and soil evolution. *Quaternary International*, **106–107**, 169–184.
- Smith, G.D. & McFaul, M. 1997. Palaeoenvironmental and geoarchaeologic implications of late Quaternary sediments and palaeosols: north-central to southwestern San Juan Basin, New Mexico. *Geomorphology*, **21**, 107–138.
- Sofer, Z. 1980. Preparation of carbon dioxide for stable carbon isotope analysis of petroleum fractions. *Analytic Chemistry*, **52**, 1389–1391.
- Solís Portillo, J.M. & Venegas, F.R. 2011. Geografía de suelos regional: llanura sonorensis. In: *Geografía de suelos de México* (eds P. Krasilnikov, F.J. Jiménez Nava, T. Reyna Trujillo & N.E. García Calderón), pp. 255–270. Universidad Nacional Autónoma de México Coyoacán, México.
- Street-Perrott, F.A., Marchand, D.S., Roberts, N. & Harrison, S.P. 1989. *Global Lake-Level Variations from 18,000 to 0 Years Ago: A Palaeoclimatic Analysis*. U.S. Department of Energy, Technical Report No 46, U.S. Department of Energy, Washington.

- Thompson, R.S.C., Whitlock, C., Bartlein, P.J., Harrison, S.P. & Spaulding, W.G. 1993. Climatic changes in the western United States since 18,000 yr B. P. In: *Global Climates Since the Last Glacial Maximum* (eds H.E. Wright Jr., E. Kutzbach, T. Webb III, W.F. Ruddiman, F.A. Street-Perrott & P.J. Bartlein), pp. 468–515. University of Minnesota Press, Minneapolis, MN.
- USDA 2004. Soil Survey Laboratory Methods Manual. Soil Survey Investigations Report 42 Version 4. National Resources Conservation Services, Natural Soil Survey Center, Lincoln, NE.
- Van Devender, T.R. 1990. Late Quaternary vegetation and climate of the Sonoran desert, United States and Mexico. In: *Packrat Middens – the Last 40,000 Years of Biotic Change* (eds J.L. Betancourt, T.R. Van Devender & P.S. Martin), pp. 134–165. University of Arizona Press, Tucson, AZ.
- Van Devender, T.R. & Spaulding, W.G. 1979. Development of vegetation and climate in the Southwestern United States. *Science*, **198**, 189–192.
- Vidal Zepeda, R. 2005. Las regiones climáticas de México. Instituto de Geografía, UNAM, México City.
- Weide, D.L. (ed) 1985. Soils and Quaternary geology of the southwestern United States: Boulder, Colorado. *Geological Society of America, Special Paper*, **203**, 1–150.
- WRB 2006. World Reference Base for Soil Resources 2006. A Framework for International Classification, Correlation and Communication. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome.

Supplementary material

Late Pleistocene - Holocene palaeosols in the north of Sonora, Mexico: chronostratigraphy, pedogenesis and implications for environmental history.

T. CRUZ-Y-CRUZ^a, S. SEDOV^b, G. SÁNCHEZ^c, T. PI-PUIG^b, K. PUSTOVOYTOV^{d,e}, H. BARCEINAS-CRUZ^a, B. ORTEGA-GUERRERO^f & E. SOLLEIRO-REBOLLEDO^b.

Regional and local archaeological record.

Sonora contains a rich record of the Pleistocene mega-fauna as well as numerous archaeological materials related to the earliest human occupation, which correspond to the end of the last glaciation (Late Wisconsin) and the transition to the Holocene. At least 54 localities of Late Pleistocene fauna are known, where 38 proboscidiens, 28 horses, 21 bison and 13 camel fossils have been reported (White *et al.*, 2010). The Late Pleistocene - Early Holocene archaeological record of Sonora is robust and visible, even though the extent of investigations is very limited. It shows that the northern half of this region was occupied extensively by humans, represented by Clovis sites and a widespread distribution of isolated Clovis points of Late Pleistocene age (Robles, 1974; Sanchez & Carpenter, 2012). The most spectacular archaeological discovery is a scene where Clovis people hunted at least two juvenile elephants (*Gomphotherium Cuvierounius*) at the Fin del Mundo site more than 13 454 years ago (Sanchez *et al.*, 2009). On a continental scale, this archaeological record is important for the study of the initial spread of humans from North to South America, assuming that some key essential migration pathways cross Sonora. Furthermore, this region displays a great potential to study the relationship between Pleistocene mega-fauna and people. However, despite the important advances and perspectives of palaeontological and archaeological research, the reconstruction of the environmental setting of Pleistocene fauna and early humans in this region remains poorly documented.

The La Playa site has been investigated for over 18 years (Carpenter *et al.*, 2005, 2009; Villalpando *et al.*, 2012). More than 550 prehistoric archaeological features have

been investigated so far including 267 human burials and about eighty-six acres of probable linear-bordered agricultural fields and irrigation canals. La Playa is a predominantly Early Agriculture period/Trincheras tradition site with significant Archaic period components; the site's artifacts and features are similar to those of the San Pedro phase (1200–800 BC) and Cienega phase (800 BC–AD 50) sites in southeastern Arizona. During recent geomorphological investigations carried out by Copeland *et al.* (2012) the oldest occupational surface at the site was radiocarbon dated to 4330 \pm 90 and 4160 \pm 80, suggesting that the Boquillas Valley was inhabited continuously after the end of Altithermal period.

Clovis points, bifaces and partially fossilized antler billets of probable Palaeoindian affiliation were encountered in La Playa. In addition, the remains of numerous species of Pleistocene fauna (*Equus*, *Camelops*, *Mammuthus*, *Bison antiquus*, *Sigmodon*, *Cervids* and *Antilocapra*, together with an exceptional number of tortoises, *Gopherus* or *Hesperatuda*) were identified within a Pleistocene palaeosol and the associated alluvial deposits (J. Mead, pers.comm. 2003; Carpenter *et al.*, 2005; Sanchez & Carpenter, 2012). The data indicate that the Río Boquillas valley has been used intermittently by humans since Late Pleistocene.

Methodology of X-ray diffraction and rock magnetic properties.

Samples for X-ray diffraction of the clay fraction were prepared following standard XRD procedures (Brindley & Brown, 1980). The fractions <2 μm separated by gravity sedimentation were washed, concentrated by centrifugation and prepared for X-ray diffraction (XRD) by sedimentation onto round glass slides. Measurements were made with a Shimadzu XRD-6000 diffractometer operating with an accelerating 40kV voltage and a filament current of 30mA, using CuK α radiation and graphite monochromator. Clay samples were examined by XRD in the air-dried form, saturated with ethylene glycol (EG) and previously heated at 550° C. All the preparations were measured over a 2 θ angle range of 2–70° (air-dried) and 2–40° (glycolated and heated) in steps of 0.02° and 2 seconds integration time. Profiles were analysed with Shimadzu software. Peak positions (d spacings) were standardized against the quartz 100 peak taken at 4.26 Å. To obtain

statistically representative values, all samples were analysed in duplicate. All the measurements were made under the same analytical conditions and calibrated using international reference materials (NIST 675 and NIST 640d). Clay species abundances were estimated semi-quantitatively using simple peak weighting factors and normalization of total clay contents, following a procedure modified from Pierce & Siegel (1969). To estimate area we used the Fityk program (Wojdyr, 2010) for data processing and nonlinear curve fitting, simple background subtraction and easy placement of peaks, and changing peak parameters.

Glycolated XRD-trace was separated into illite, smectite and kaolinite peak areas by calculating the percentage proportion of these areas. The relative amount of smectite was calculated with the integrated intensity of the 17Å glycolated peak. The relative amount of illite is estimated from the area of the 10Å peak multiplied by four. The relative amount of kaolinite was calculated with the integrated intensity of the 7Å glycolated peak multiplied by two (Pierce & Siegel 1969).

Rock magnetic properties have been widely used to make quantitative estimates of the pedogenesis effect in the sedimentary sequences and to correlate the palaeosol units (Evans & Heller, 1994). Magnetic susceptibility (χ) was measured in all sections studied by using a MS2B Bartington system at two frequencies (0.47 and 4.7 kHz). Frequency dependence of magnetic susceptibility (χ_{fd}) was calculated as $\chi_{fd} = [(\chi_{0.47 \text{ kHz}} - \chi_{4.7 \text{ kHz}}) / \chi_{0.47 \text{ kHz}}] \times 100\%$ as an indicator for the presence of ultra-fine super-paramagnetic (SP) particles ($< 0.01 \mu\text{m}$) (Worm, 1998). Detailed rock magnetic analyses were performed in the profiles at Hornos 1 and Kino localities. The magnetic mineralogy of samples was characterized through the observation of Curie temperatures (T_c) (Hunt *et al.*, 1995) performed in a Bartington MS2WF furnace system. Anhysteretic and isothermal remanent magnetizations (ARM and IRM, respectively) provided estimates for different magnetic components. The ARM was obtained in a 50 μT bias field superimposed on a peak alternating field of 100 mT in a Molspin demagnetizer. The IRM was acquired in a forward field of 1 T (SIRM) and at a backward field of 300 mT (IRM₃₀₀). The IRMs were imparted in an ASC pulse magnetizer. All remanent magnetizations were measured in a Molspin fluxgate magnetometer. The ratio S, which provides an estimate of relative abundance of low (magnetite) and high coercivity (haematite and goethite), was calculated as $S =$

($-IRM_{300}$ /SIRM). Since IRM is insensitive to variations in grain size (Evans & Heller, 2003), it is normal to estimate the relative abundance of single domain (SD) grains by the ratio of ARM:IRM (King *et al.*, 1982).

References

- Brindley, G. W. & Brown, G. 1980. *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray identification*. The Mineralogical Society, London.
- Carpenter, J., Villalpando, E. & Sánchez, G. 2009. La Playa: An early agricultural period landscape. *Archaeology Southwest*, **23(1)**, 14.
- Carpenter, J., Sánchez, G. & Villalpando, E. 2005. The late archaic/early agricultural period in Sonora, Mexico. In: *New Perspectives on the Late Archaic Across the Borderlands*, (ed. B. J. Vierra), pp. 3-4. University of Texas Press, Austin, USA.
- Copeland, A., Quade, J., Watson, J. T., McLaurin, B. T. & Villalpando, E. 2012. Stratigraphy and geochronology of La Playa archaeological site, Sonora, Mexico. *Journal of Archaeological Science*, **39**, 2934-2944.
- Evans, M. E., & Heller, F. 1994. Magnetic enhancement and palaeoclimate: Study of a loess/palaeosol couplet across the Loess Plateau of China. *Geophysical Journal International*, **117**, 257-264.
- Evans, M. E. & Heller, F. 2003. *Environmental Magnetism: Principles and Applications of Enviromagnetics*. Academic Press. San Diego, California, USA
- Hunt, C.P., Moskowitz, B.M. & Banerjee, S.K. 1995. Magnetic properties of rocks and minerals, rock physics and phase relations. *A Handbook of Physical Constants*, (ed. T. J. Ahrens). AGU Reference Shelf Series, Volume 3. AGU, Washnton, DC, USA.
- King, J.W., Banerjee, S.K., Marvin, J.A. & Özdemir, Ö., 1982. A comparison of different magnetic methods for determining the relative grain size of magnetite in natural matrials: some results from lake sediments, Earth Planet. *Sci. Lett.* **59**, 404-419.
- Pierce & Siegel. 1969. Quantification in clay mineral studies of sediments and sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, **39(1)**, 187-193.
- Robles Ortiz, M. 1974. Distribución de Artefactos Clovis In Sonora. *Boletín del Instituto Nacional de Antropología e Historia*, **9** (segunda época) 25-32.

- Villalpando, E., Carpenter, J. & Watson, J. T. 2012. *Proyecto La Playa (SON F:10:3) informe 2011-2012*. Report for the Consejo de Arqueología, Coordinación Nacional de Arqueología Archives, México.
- White, R. S., Mead, J. I., Baez, A. & Swift, S. L. 2010. Localidades de vertebrados fósiles del Neógeno (Mioceno, Plioceno y Pleistoceno): una evaluación preliminar de la biodiversidad del pasado. In: Francisco Molina and Thomas Van Devender (editors), *Diversidad Biológica de Sonora*. Conabio-UNAM, 51-72.
- Wojdyr, M., 2010. Fityk: a general-purpose peak fitting program. *Journal of Applied Crystallography*, **43**, 1126-1128.
- Worm, H. U., 1998. On the superparamagnetic-stable single domain transition for magnetite, and frequency dependence of susceptibility. *Geophysical Journal International*, **133**, 201-206.

FIGURE CAPTIONS

FIGURE S1 Current view of the archaeological site La Playa. In the background is the Sierra de Boquillas; note the high degree of surface pedestal erosion of the alluvial plain in front. Photograph by Tamara Cruz.



FIGURE S2 Correlation of the key La Playa profiles: Hornos 2 and Canal 2 are pedestals, grasses mark the remains of the recent land surface. The base of the pedestals corresponds to the top of Hornos 1. Position and dates of the San Rafael palaeosol are indicated. Photographs by Tamara Cruz.

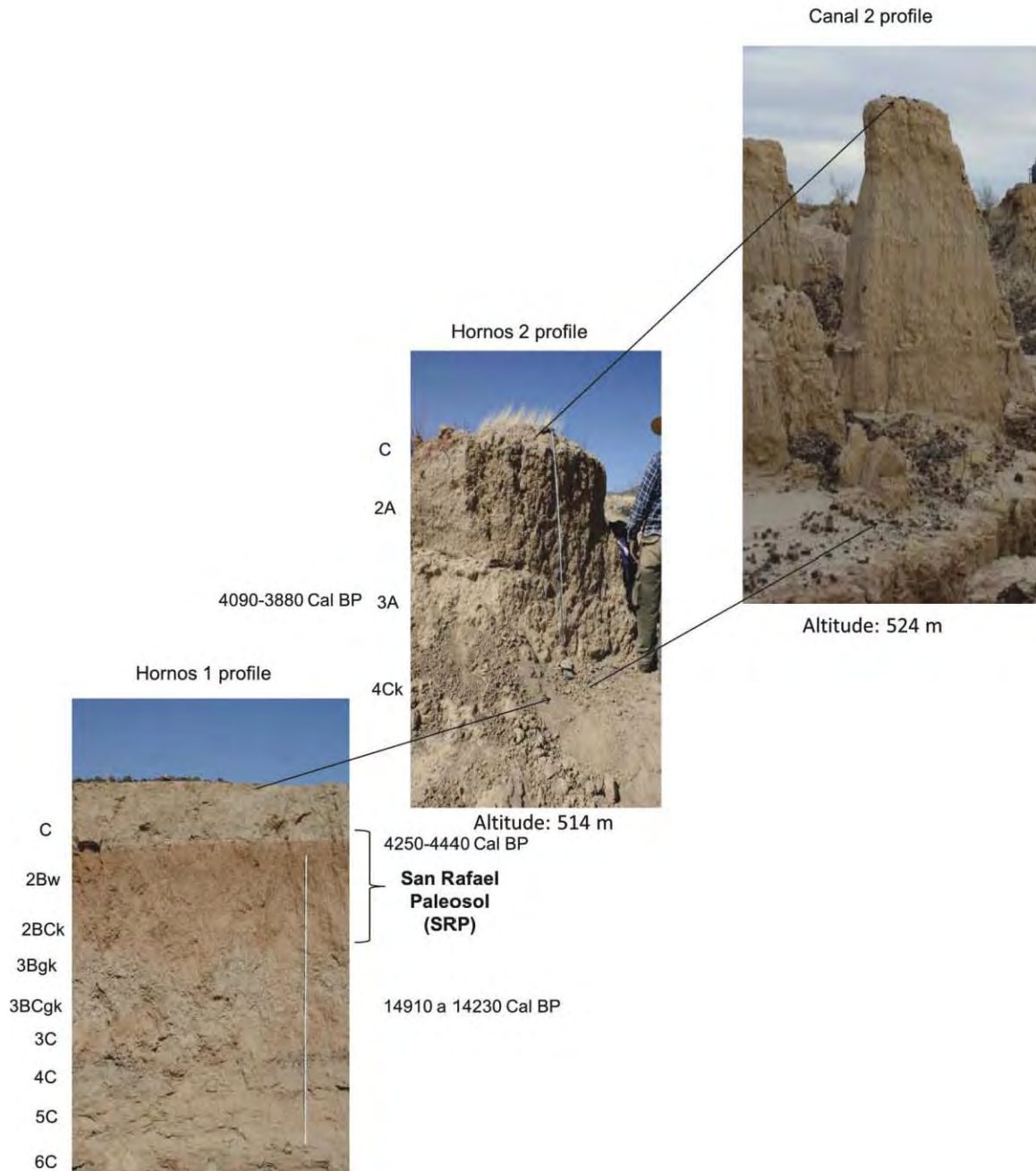
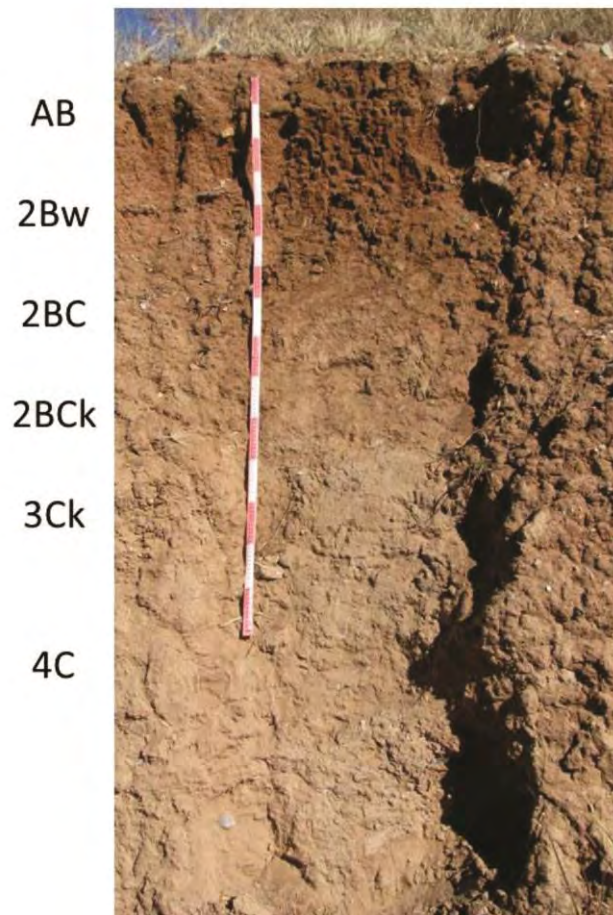


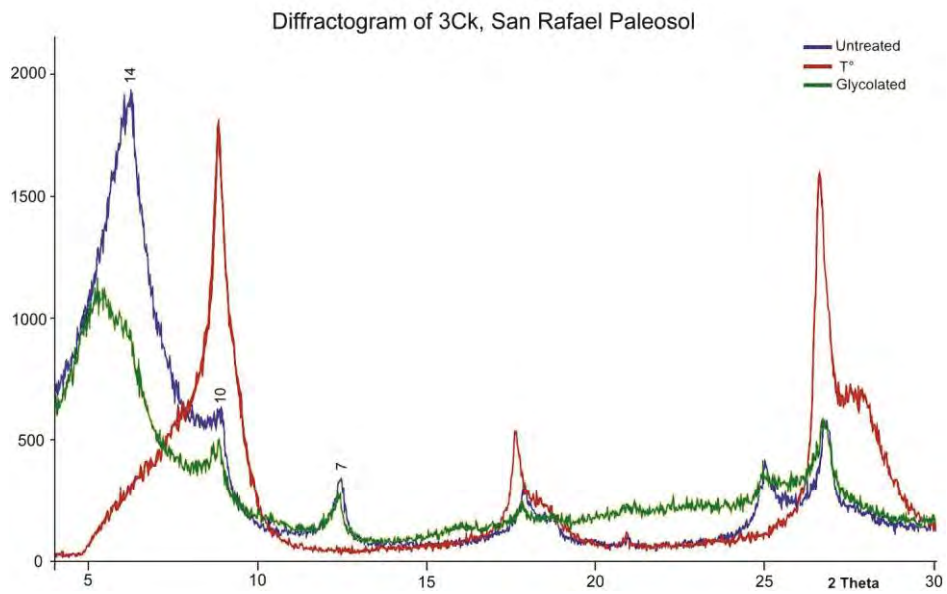
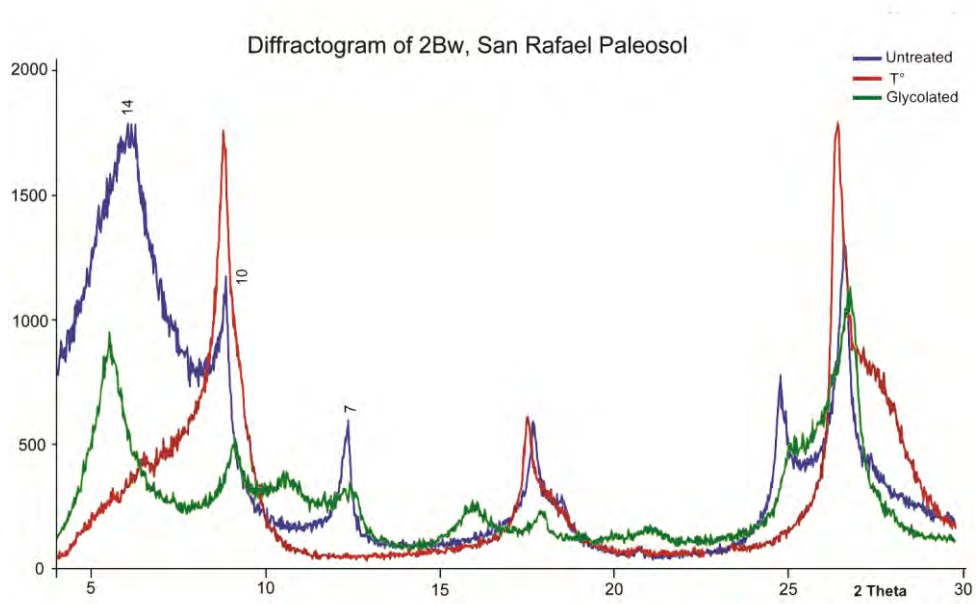
FIGURE S3 Kino profile, an example of a surface relict Chromic Cambisol. Photograph by Tamara Cruz.

Magdalena de Kino

Kino profile



FIGURES S4 & S5 X-Ray diffractograms of the clay fraction of San Rafael palaeosol horizons 2Bw and 3Ck.





Contents lists available at ScienceDirect

Quaternary International

journal homepage: www.elsevier.com/locate/quaint

Spatial variability of Late Pleistocene–Early Holocene soil formation and its relation to early human paleoecology in Northwest Mexico



Tamara Cruz-y-Cruz^{a, *}, Guadalupe Sánchez^b, Sergey Sedov^c, Alejandro Terrazas-Mata^d, Elizabeth Solleiro-Rebolledo^c, Rosa Elena Tovar-Liceaga^a, John Carpenter^e

^a Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510, México, D.F., Mexico

^b Instituto de Geología, ERNO, UNAM, Hermosillo, Sonora, Mexico

^c Instituto de Geología, UNAM, Ciudad Universitaria, 04510, México, D.F., Mexico

^d Instituto de Investigaciones Antropológicas, UNAM, Ciudad Universitaria, 04510, México, D.F., Mexico

^e Centro INAH Sonora, Hermosillo, Sonora, Mexico

ARTICLE INFO

Article history:

Available online 17 December 2014

Keywords:

Sonora
Late Pleistocene
Red paleosols
Soil variability
Paleoenvironment
Early settlement

ABSTRACT

In Sonora, northwest Mexico, we have recognized the existence of paleosol units of Late Pleistocene/Early and Middle Holocene age (13,000 to 4,250 Cal years BP) at several archaeological sites with Paleo-indian occupations (e.g. La Playa, Fin del Mundo, El Bajío, El Aigame and El Arenoso). The few paleoenvironmental reconstructions from the region indicate that the end of the Pleistocene was dominated by temperate climate that promoted the establishment of the first people in coexistence and interaction with the Pleistocene megafauna. The study of the spatial distribution of various soil units developed during late Pleistocene in the region provides information about local environmental settings of the initial peopling of Sonora. Several pedosedimentary sequences were analyzed in the different parts of Sonora, the age control in which was provided by archaeological and paleontological findings and/or by the radiocarbon dating of carbonates and paleosol humus.

Two trends of the Late Pleistocene pedogenesis have been identified. The profiles located in the south, center and north of the state are dominated by red soils (earlier referred as Big Red in the archaeological literature) whose characteristics are represented by the Red San Rafael Paleosol (SRP). The properties of SRP in the lower part of the profile (rubification, clay accumulation, high magnetic susceptibility, illuvial carbonates, and redoximorphic features) are indicative of a more humid environment. Above them is a late Holocene polycyclic sequence of soils with morphological characteristics displaying a more incipient development.

In contrast with the sequence described above, El Arenoso, north of Caborca, show a sequence of gray soils. Two paleosols were formed in alluvial sediments. At the Cantera profile (CTP) and El Arenoso profile (ARP) paleosols are represented by Bgk horizons and evidence of weathering and clay neo-formation, redoximorphic processes and illuvial accumulation of carbonates. We explain the differences of north-western profiles by specific geomorphic conditions which imply limited soil drainage and the possibility of over-wetting. These processes indicate alternating a humid environment (weathering, rubification, clay formation and redoximorphic processes); and dry periods (carbonates accumulation). Despite regional differences of the late Pleistocene paleosols, the comparison with the Holocene soils demonstrates clear trends towards desertification in the region. The first people that inhabited Sonora during the late Pleistocene found a more temperate and wetter climate than they encountered further to the north, but subsequent generations witnessed a rapid desiccation of the region with the formation of the Sonoran Desert in the early Holocene.

© 2014 Elsevier Ltd and INQUA. All rights reserved.

1. Introduction

Northwest Mexico and adjacent regions of the U.S.A. southwest is a fundamental region for investigating the climatic changes that

* Corresponding author.

E-mail addresses: tamczyc@yahoo.com.mx, tamczyc@gmail.com (T. Cruz-y-Cruz).

occurred during the late Quaternary. These are well documented by a number of multi-proxy paleoenvironmental records obtained from lake sediments in Arizona, California, and Chihuahua (Haynes, 1987; Waters, 1989; Ortega-Ramírez et al., 1998; Lozano-García et al., 2002; Metcalfe et al., 2002), alluvial stratigraphy –Southern Arizona, Chihuahua, and Sonora– (Mehringer and Haynes, 1965; Waters, 1986, 1991; Nordt, 2003; Haynes, 2008; Pigati et al., 2008; Ballenger, 2010; Ballenger et al., 2011), packrat middens in Arizona (Anderson and Van Devender, 1995; Elias, 2007; Holmgren et al., 2003) and ocean sediments –Guaymas Basin– (Dean, 2006). These records show the Late Pleistocene (Last Glacial maximum and late Glacial – MIS2) in the region was a period of humid and colder climate, whereas the transition to the Holocene is characterized by a unidirectional trend to aridity lasting until today. A wetter Late Pleistocene reconstructed for Northwest Mexico and Southwest U.S.A., opposes the general global paleoclimatic tendencies. Loess-paleosol sequences in Tadjikistan, China and India (Bronger et al., 1998; Dodonov et al., 2006), Argentina and the Great Plains, U.S.A. (Kemp and Zárate, 2000; Jacobs and Mason, 2007; Fucks and Deschamps, 2008), Europe (Antoine et al., 2003) – indicate a strong pedogenesis during the interglacial intervals including the Holocene, and the LGM is characterized by depositional and erosional sequences linked to cold and dry climatic conditions. These differences indicate that although some major climatic changes have global control, climatic processes at the regional level can modify the local record. Studying the unique characteristics of each region provides better understanding of the history of the terrestrial climatic system.

People came to the American Continent during the terminal Pleistocene, when climatic variations played an important role shaping the landscape and consequently human adaptations. Humans began to inhabit Northwest Mexico at about ~ 13,500 cal BP, at that time Sonora together with Texas, Arizona and New Mexico was the most populated region of the continent. The Aubrey site, Texas, has been dated to ~11,565 ¹⁴C BP (~13,400 cal BP), Blackwater Draw, New Mexico to 11,300 ± 235 ¹⁴C BP (~13,142 cal BP); and Fin del Mundo Site in Sonora at 11,550 ± 70

¹⁴C BP (~13,390 cal BP) (Ferring, 2001; Haynes, 2008; Sanchez et al., 2013, 2014). These three sites as well as many of the Clovis sites located in Northwest Mexico, Southwest U.S.A., and the Great Plains also had remains of Pleistocene proboscidiens that became extinct at the end of the Pleistocene/Early Holocene. In the Sonoran Desert, there are at least a dozen sites with important evidence for studying the first Clovis people and the paleoenvironment, including the San Pedro Valley sites in southern Arizona, U.S.A. (Murray Spring, Lehner, Naco, Escapule), and several sites in Sonora: the Fin del Mundo site, La Playa, El Bajío, El Gramal, El Aígame and El Arenoso (Holliday et al., 1994; Villalpando and Carpenter, 2004, 2005 and, Villalpando et al., 2007; Terrazas Mata and Benavente, 2006; Terrazas Mata, 2007; Gaines et al., 2009; Sánchez et al., 2009; Carpenter et al., 2009; Sanchez, 2010).

The paleoclimatic history of the Sonoran Desert (Arizona and Sonora) has been reconstructed using a multi-proxy data from packrat (neotoma) middens in the region and surrounding areas (Van Devender, 1990; Van Devender and Spaulding, 1979). These records, combined with sparse pollen profiles from lakes and alluvial sequences from the region, along with a recent study of carbon ($\delta^{13}\text{C}$) and oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) isotopes from mammalian fossils recovered from Sonora (Nuñez et al., 2010), provide the base for a preliminary interpretation of the climate and plant successions during the last 16,000 years. Macrofossils show forest vegetation associated with mild and wet climates, but the mammalian fossils indicate a mixed vegetation of plants C3/C4, also associated with a more humid climate regime than today. The paleoenvironmental inferences for the western U.S.A. and Northwest Mexico are summarized in Table 1. Records indicate variable conditions and in some cases very contrasting: in some regions wetter conditions in the Late Pleistocene and Early Holocene, while at other conditions are drier (e.g., Martin, 1963; Mehringer and Haynes, 1965; Long, 1966; Haynes, 1969; Irwin-Williams and Haynes, 1970; Van Devender and Spaulding, 1979; Waters, 1986, 1989, 1991; Davis and Anderson, 1987; Nordt, 2003; Haynes, 2008; Pigati et al., 2008; Ballenger, 2010; Ballenger et al., 2011; Barron et al., 2012).

Table 1
Summary of Late Pleistocene to Holocene paleoenvironmental records in Western United States and Northwestern Mexico.

Period	Age	Paleoenvironments in Western United States	Paleoenvironments in Northwest Mexico	
			Guaymas Basin, Sonora	Babicora, Chihuahua
Late Holocene	4.5–1 ka Cal BP	Cooler and wetter than today; aggradation of stream valleys; formation of cumulic Mollisols on floodplains; renewed speleothem growth; Audubon Neoglaciation in Colorado; rejuvenated springs; sagebrush steppe and pinyon pine woodland expand on Colorado Plateau; expansion of woody shrubs in deserts; increased El Niño frequency.	(5.6–2.5 ka Cal BP). Warm period. Changing winter conditions to summer conditions, however weak southeasterly winds that bring warm water. In the Chihuahuan Desert dominated desert scrub.	
Middle Holocene aridity	7–4.5 ka Cal BP	Hot and dry; Antevs' Altithermal; pluvial lakes and alpine ponds dry up; spring flow ceases; arroyo cutting in many valleys; previous sagebrush steppe replaced by desert grassland; soils become more alkaline; salt-tolerant shrubs invade grasslands; lunette dunes form downwind from dry playa basins; forests reach highest elevation in mountains with diminished alpine tundra.		Warmer and dryer
Early Holocene	11.7–7 ka Cal BP	Rapid warming at end of Younger Dryas; begins cool and wet and becomes warm and dry; speleothem growth ceases; sagebrush steppe diminishes in southern areas; isolated trees die off in southern deserts; ponderosa pine and oak expand on lower montane slopes; progressive decrease in spring flow and wet meadow formation; soils that formed previously across the region begin to erode with warmer climate.	Warm and wet period. Conditions characterized by strong winds from the NW. In the Sonoran Desert (Arizona and Baja California) is already desert scrub.	Increasing warmth and dryness
Younger Dryas	12.9–11.7 ka Cal BP, Northern Hemisphere	Cold and wet although less-so than full-glacial climate; peak spring-flow, wet meadow-black mat formation; glaciation	Cold and humid period, no formation of black-mats.	Colder and wetter

Table 1 (continued)

Period	Age	Paleoenvironments in Western United States	Paleoenvironments in Northwest Mexico	
			Guaymas Basin, Sonora	Babicora, Chihuahua
Bølling-Allerød	14.6–12.9 ka Cal BP	in Sierra Nevada but not yet documented in SW mountains; speleothem growth; sagebrush steppe persists across plains, basins, plateaus. Increased winter precipitation. In Sonora and Chihuahua Deserts, very dry conditions. Warmer and drier than full-glacial but cooler and wetter than today; speleothem growth; sagebrush steppe vegetation.	Warm and humid period, similar to today, with upwelling caused by northwest winter winds.	Drying
Full-glacial and Late-glacial	26–14.6 ka Cal BP	Cold and wet; major alpine glaciation on SW peaks above 12,000 feet; rivers wide with large bed load; speleothem growth; thick soil development; sagebrush steppe across plains, basins, plateaus; isolated pine-oak-juniper trees on Chihuahuan and Sonoran desert escarpments.	Cold period.	Cold and wetter

Paleosols, both buried and exposed on the present day surface dating to the Late Pleistocene/Holocene, have potential as an additional paleoecological proxy. Of particular importance is the San Rafael paleosol (SRP) (Fig. 1) identified at La Playa site and that apparently begin to form in Late Pleistocene with a continuous development until the middle Holocene (before 14,910–4600 cal BP). The paleopedological indicators suggest that SRP was developed predominantly under slightly more humid environment than the present; with marked seasonal changes (Cruz-y-Cruz et al., 2014). Drier episodes are supposed to occur within the SRP formation period; however, they did not leave clear signals in the “soil memory”.

Pleistocene-age red paleosols frequently are mentioned in published work because these were the surfaces that Clovis people inhabited. In a handful of Sonora sites, Clovis and Archaic artifacts have been found resting on the red soil “Big Red” (Sanchez, 2010). At the La Playa site we were able to characterize the SRP soil from Late Pleistocene/Holocene times as a Bw/Bck horizon (Cruz-y-Cruz et al., 2014).

Soils (paleosols) can provide proxy data for local environmental reconstruction through interpreting their “soil memory” –the morphological, physical and chemical characteristics indicative of past pedogenetic processes– (Targulian and Solokova, 1996; Targulian and Goryachkin, 2004; Bronger et al., 1998). Being a proxy with high spatial resolution (Targulian and Goryachkin, 2004) paleosols could provide a unique insight into regional variability of paleolandscape conditions, through the study of the composition of paleosol mantle and ancient soil diversity. The purpose of this work is to compare the key profile with the buried SRP soil at La Playa site, with other paleosols that have been identified and recorded at different localities in Sonora in order to evaluate the distribution of this soil in the region and determine if we can use it as a marker for finding paleoenvironmental trends, Late Pleistocene archaeological sites, and megafauna localities.

2. Regional setting

The state of Sonora is located in Northwest Mexico, bordered to the west by the Gulf of California and Baja California Norte, to the east by the state of Chihuahua, to the south by Sinaloa and to the north by Arizona, U.S.A. (Fig. 2). The geology of Northern Mexico is characterized by the presence of a combination of very old Proterozoic crystalline basement of intrusive igneous rocks, gneisses, and schists as well as folded sedimentary rocks (Valencia Moreno, 2007). These rocks outcrop on mountaintops, while the plains are covered by extensive fluvial sediments. The study area is predominantly located in the Sonoran Desert biome, with a climate predominantly BSh (h) x' (dry semi-warm), the average annual

temperature ranges from 18 to 22 °C. Average annual precipitation is 200–400 mm, with rainfall intermediate between summer and winter (Vidal Zepeda, 2005). One small portion of the study area, in the south of state (Huebampo), is in the Central Pacific climate region, with a climate predominantly BSh(h)w (dry with warm summer rains), average annual temperature is about 22 °C and the average annual rainfall is 300–700 mm. The predominant vegetation is desert scrub type (Pérez, 1985; INEGI, 2002).

The major part of the study area belongs to the Concepción River basin, covering the rivers Alisios, Magdalena, Altar, Asunción, Boquillas and Concepción (Pérez, 1985). It includes the archaeological site El Arenoso, north of Caborca, the site of La Playa, north of Trincheras, the NW of Magdalena de Kino, and the Rancho Los Alamos. In the south of the state, the site of Huebampo is located in the Mayo River basin, whose tributaries come from the Sierra de Alamos and Huebampo (Escárcega, 1985; Pérez, 1985).

Sonora is today a semi-arid region. However, buried and surface paleosols showing well developed structure, accumulation of iron oxides and clay, evidences redoximorphic processes and illuviation, are indicative of more humid environments in the past. These paleosols often have red colors of different intensity. Investigations carried out over the last 15 years in Northern Sonora have demonstrated that in the archaeological sites of Fin del Mundo, La Playa, El Bajío, El Gramal, El Aígame and El Arenoso, among others, the materials of very early human occupation are often associated with these paleosols.

The reference profile of the buried red Late Pleistocene–Early Holocene paleosol was extensively studied in La Playa where it was called the San Rafael Paleosol (SRP); similar profiles (buried and exposed on the surface) were described also in other localities. The age of this paleosol is supposed to be marked by the AMS date of pedogenic carbonates: between 14,910 and 14,230 cal BP, and a set of quite close AMS dates of humus: 4440–4250 cal BP (charcoal in A horizon in La Playa) and other sites of Southern Arizona and Chihuahua (Mehring and Haynes, 1965). SRP in La Playa shows moderate accumulation of clay and the presence of illuvial carbonates with minimum contents in Bw and maximum in Bck and 2Bckgk horizons which indicate leaching. Similar properties were documented in a very similar profile of surface paleosol found in the site Magdalena de Kino. This paleosol was classified as a Cambisol, according to the WRB (2006). The properties of SRP (rubification, accumulation of clay, higher values of magnetic susceptibility, illuvial carbonate, and redoximorphic features in the lower profile) are an indicator that a more humid environment than today was present during the Late Pleistocene. Development of SRP was abruptly terminated in the middle Holocene, when the environment drastically changed and erosion/sedimentation intensified.

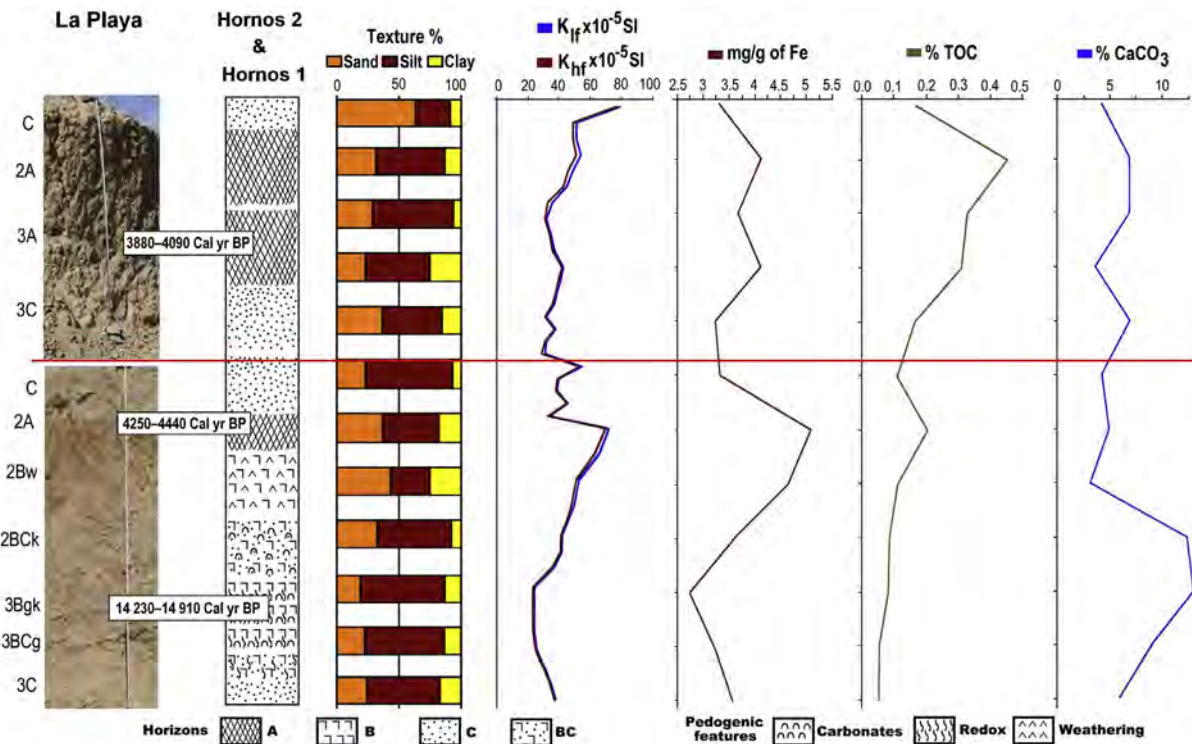


Fig. 1. Stratigraphy, dating and pedogenetic properties at San Rafael Paleosol reference profile (based on Cruz-y-Cruz et al., 2014).

The Late Holocene pedogenesis is characterized in La Playa by The Boquillas paleosol (BOP); the organic matter of horizon A has been dated to 3660 cal BP. It is an alluvial synsedimentary soil composed of several incipient Ah horizons separated by alluvial sediments. BOP shows incipient accumulation of humus and a weak development of the pedogenic structure, so it is classified as a Fluvisol according to WRB (2006). The soil development is weak and strongly affected by fires, triggered by both natural and cultural processes, indicating a very unstable landscape created by changing weather and human impact (Cruz-y-Cruz et al., 2014).

3. Materials and methods

The methodology consisted on field and laboratory work which included 2 major blocks:

- 1) Identification, description and further laboratory study of the new profiles of Late Pleistocene paleosols in different parts of Sonora, and comparison with the key sections of La Playa and Kino.
- 2) Revision of the earlier site descriptions within archaeological and paleontological investigations to identify Late Pleistocene paleosol units associated with the archaeological findings.

We assume that these two sources will provide an assessment of the spatial distribution and variability of the Late Pleistocene – Early Holocene paleosols and contribute to their interpretation as a record of paleoenvironments of Late Pleistocene megafauna and first humans in Sonora.

3.1. Field research

The field strategy consisted of a field recognition survey to look for road cuts, erosional gullies, and arroyo walls, with the purpose to identify and register paleosols. The main areas for the survey

were those where earlier Paleo-Indian archaeological remains and Pleistocene megafauna were documented. Where possible, we tried to establish stratigraphic relation of the paleosol units and archaeological/paleontological materials. The original profile already described at La Playa was used as a reference to be compared with the new profiles. Based upon diagnostic traits observed at the San Rafael paleosol (SRP), we were able to select several profiles with Pleistocene paleosols for dating using ¹⁴C, or showing a clear association with paleontological remains of Pleistocene age, and/or associated to Paleo-Indians artifacts.

Paleosols were described at the field using the established field description by the WRB (2006). The FAO-UNESCO (1994) manual was used for the identification, description and classification of horizons (depth, limits, color, texture, compaction, porosity, organic matter, presence of cutains, stains, spots and concretions). Several samples from key genetic horizons were collected for several laboratory analysis and micromorphology.

3.2. Laboratory analysis to characterize paleopedological features

Granulometric analysis followed USDA (2004). The abundance and distribution of clay fraction in the paleosols are indicative of pedogenetic processes of weathering and clay illuviation, whereas composition of sand and silt fractions is informative for the sedimentological aspects in alluvial sequences. After removal of the cementing agents: humus (with 30% H₂O₂), carbonates (with 0.5N HCl) and iron oxides (with citrate-bicarbonate-dithionite reaction), sand fractions were separated by sieving, and silt and clay by gravity sedimentation. The obtained fractions were dried at 105 °C and weighed to obtain the percentage of each sample.

Rock magnetic properties are widely used to detect and quantitatively estimate effects of pedogenesis in the sedimentary sequences and to correlate paleosol units. Various soil forming processes strongly impact the pool of magnetic minerals in soils; thus magnetic characteristics could be also indicative of type of



Fig. 2. Study Area, isohyets and rivers are included. The points indicate the studied sites.

pedogenesis. Magnetic susceptibility (χ) was measured in all sections studied by using a MS2B Bartington system at two frequencies (0.47 and 4.7 kHz).

Dithionite-extractable iron (Fe_d) is an integral evaluation of fine-grained iron oxides in the paleosol horizons. Most of them are of pedogenetic origin, and thus the content of Fe_d also shows an integral characteristic of weathering. For this analysis, free iron oxides were extracted following Mehra and Jackson (1960) in the dithionite-citrate-bicarbonate solution. The filtrate was analyzed using an atomic absorption spectrometer (Perkin Elmer Model 3110).

Organic carbon content (Corg). Although part of the organic matter in the paleosol is decomposed after burial, the position and intensity of the Corg maxima in the profile, could be used to measure the accumulation of humus in the past and characterize organic horizons. Soil samples were analyzed in using an elemental analyzer CHNS/O Perkin Elmer 2400 series II, to obtain the abundance of CHN under the following analytical conditions: helium was the carrier gas at a combustion temperature of 980 °C and reduction temperature of 640 °C, with a thermal conductivity detector (Schlichting and Blume, 1966).

Pedogenic carbonates in the soil are a direct signal of the local environment; in arid climates where evaporation exceeds precipitation, secondary carbonates tend to accumulate at certain depth. The content, shape and location of pedogenic carbonates can be related to specific environmental conditions. For this work, the dry sample was weighed and HCl 0.5M solution added until the carbonates were completely dissolved. Subsequently, the sample was washed and dried in an oven for re-weighing. The percentage of carbonates was determined by weight difference from the original weight of the sample and the weight after the treatment with 0.5N HCl.

Stable isotopes of C ($\delta^{13}C$) in soil organic matter provide a direct isotopic signature of the dominant vegetation when soil was been developed (Smith and Epstein, 1971; Guerrero and Berlanga, 2000). C3 plants have $\delta^{13}C$ ratio of -20 to -35‰ , C4 plants ranging from -10 to -14‰ ; and CAM plants contain intermediate values between C3 and C4. The $\delta^{13}C$ mammalian tooth enamel is about 14‰ more positive, so that the values for C3 are about $<-10\text{‰}$ while to C4 have values between -1 and 3‰ (Cerling, 1999; Nuñez et al., 2010). Isotopic composition of pedogenic carbonates is controlled by vegetation: however, during the carbonate synthesis,

C suffers isotopic fractionation (Cerling, 1984, 1999). For this reason, to obtain the vegetation isotopic signature from carbonates, -15‰ units must be added to the original $\delta^{13}\text{C}$.

For radiocarbon dating (AMS), two types of samples were sent to the Beta Analytix laboratory: 1) material of the paleosol humus horizons, for dating the soil organic matter and 2) calcitic neoformations from calcic horizons (concretions, crusts) for dating pedogenic carbonates. All dated carbonates come from vermicular concretions formed within the pores of the paleosols, due to pedogenesis.

4. Results

We have located, described and analyzed several profiles from four localities. The localities with Pleistocene paleosols are: Rancho El Arenoso, Caborca (three arroyo walls profiles –La Cantera, Los Poceaderos and El Arenoso–); Alamitos Profile, Hermosillo–Santa Ana Highway; and at the locality of Huebampo (Don 1 and Don 2 profiles) in the southern end of the state of Sonora. All the studied paleosols are developed on alluvial fans of Quaternary age, apparently under similar climatic conditions that trigger comparable processes and similar degree of soil development. In the majority of the places, the Late Holocene sequence is missing and the Pleistocene paleosols are exposed at the surface, probably due to recent erosional episodes. We have identified two main varieties of Pleistocene paleosols; one is red and the other is gray.

4.1. Description and analysis of the Late Pleistocene red paleosols

Paleosols belonging to this group look very similar to the soils described in the key profiles of la Playa and Kino and were thus associated with the SRP. They were described at Rancho Los Alamitos and Huebampo, developed on alluvial fan deposits. At Rancho Los Alamitos, the main flow comes from the Sierra de la Lámina, east of the locality. The alluvial sediments have been incised by a seasonal stream which also flows from the Sierra, and was further intersected by a road. The locality has an almost plain pediment with a gentle slope running NE to SW. The profile consists of three soils alternating with alluvial sedimentary deposits (Fig. 3a). The upper is a well-developed paleosol exposed at the surface, consisting of horizons A/AB/Bw/Bck/Ck, whit reddish brown A, AB and Bw horizons. The second is a paleosol underlying the first, with light development and reductomorphic features, with a 2Bg/2C sequence. The third is also a paleosol with stagnic properties, formed by 3Bg/3C horizons. Near Huebampo, in

Southern Sonora, we observed, in a section of the road, red paleosols with similar features. At this locality, we studied two profiles in an alluvial fans oriented NE–SW. The Don 2 profile has a sequence: Bgk/Ck/2Btgk/2Bck/3Ck (Fig. 3b), and Don 3 profile has a sequence Bk/Ck/2C (Fig. 3c). Don 2 profile contained two paleosols; in the upper paleosol, the Bgk horizon shows evidence of redox processes and accumulation of carbonates and Ck horizon has few pedogenic features; while in the deeper paleosol, the 2Bck horizon indicates a major alteration of the material parental, and clay-illuvial horizon 2Btgk with stagnic features. Underneath these paleosols is a layer of alluvial sediment with coarser texture and enriched carbonates 3Ck. The Don 3 profile is located a few meters from 2 and shows a paleosol exposed on the surface with a Bk/Ck sequence. In this profile, below the paleosols a fossilized tortoise was found in sandy–silt sediment.

Analytical and morphological results of the sequence of Los Alamitos indicate that the clay fraction is high throughout the sequence, even in C horizons, with the maximum in the Bw and Bck and minimum in 2C and 3C horizons (Fig. 4). Higher values in magnetic susceptibility were obtained in the 3Ck and minimum values in the Bck and 2Bg; while the Fe_d has the maximum in the upper horizons A and AB and the minimum in 3Bg, indicating that 3Ck contains magnetic Minerals not produced by pedogenesis. TOC is generally low, with a maximum in A and AB, and decreases towards the base of the profile. All horizons contain carbonates and leaching between A, AB, Bw, Bck and Ck is observed, with the minimum in A and AB and maximum in Ck, although the underlying paleosols also show significant accumulation of carbonates. The features of the paleosols of Don 2 and Don 3 profiles are similar to Alamitos profile paleosols.

4.2. Description and analysis of Pleistocene gray paleosols

In contrast with the red soils found in several regions of Sonora, at the Rancho El Arenoso locality, 60 km north of Caborca, we described three profiles containing gray paleosols in alluvial sequences (Fig. 5). The three profiles are located on an alluvial plain limited by the Sierra San Manuel at the NW and Sierra del Humo to the NE. The alluvial plain has a gentle slope NE–SW and is filled with deposits of Quaternary age. The stream El Arenoso (that originates in the Sierra del Humo to the NE) dissects the alluvial plain, and other minor streams also cut into the alluvial sediments. The Poceaderos and Arenoso profiles are associated with the Arenoso stream. The Cantera profile is located along the El Segundo stream, which begins at Sierra San Manuel to the NE.

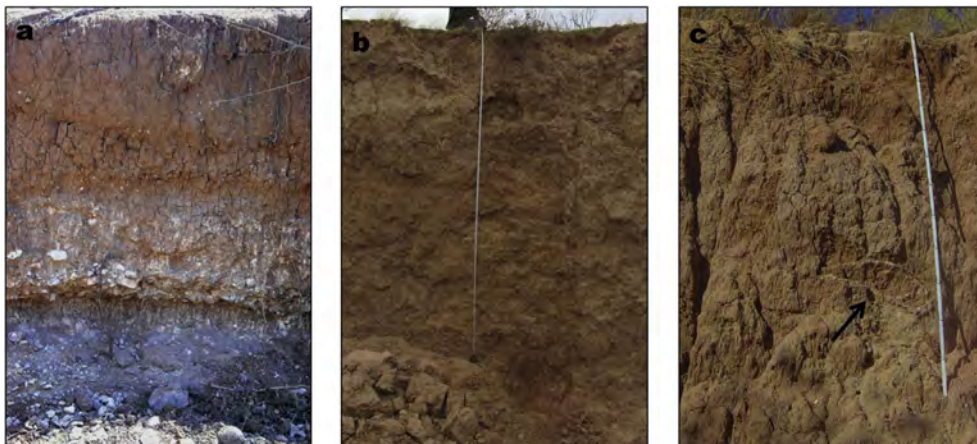


Fig. 3. Red Soils in natural context: a) Alamitos profile, b) Don 2 profile, and c) Don 3 profile. A fossilized tortoise in the 2C horizon is observed. Photos by Tamara Cruz.

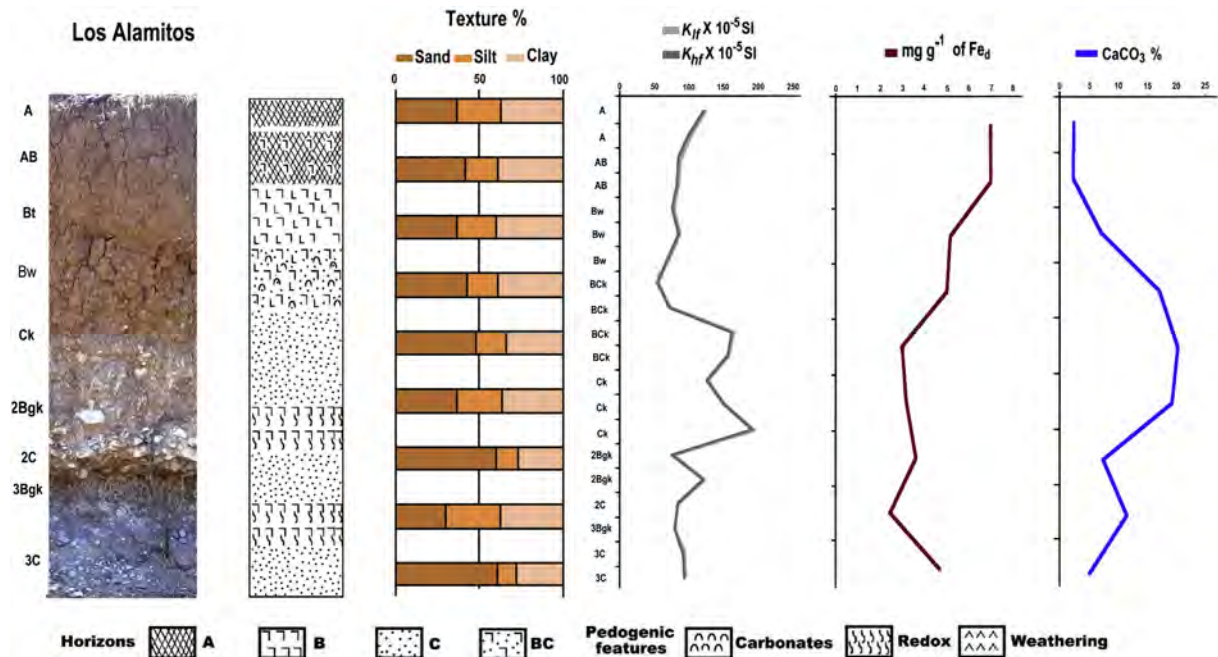


Fig. 4. Analytic results of the Los Alamitos profile.

The Cantera profile (Fig. 6a) is located at 548 m asl. The stratigraphic sequence is C/2Bgk₁/2Bgk₂/3C/4Bk/4Ck/5Bgk/5Bck/5Ck/6Bk/7Bg with several soil formations. The Arenoso profile (Fig. 6b) is located in an arroyo cut near the Cantera locality. The sequence of stratigraphic horizons is C/2Ck/3Ck/4C/5C/6Bgk/7Bk/7BC/8C/9Ck. Following the stream to the northeast, the Poceaderos profile (Fig. 6c) was found in which a sequence of horizons C/2Bg/3Bg/3BC/4Bt/5C/6C was described. The Cantera profile had the more complete pedologic sequence: here we were able to date the pedogenic carbonates in three sections of the sequence. Paleontological remains (tortoise) were found in the profile (Fig. 6d).

The analytical and morphological results of the gray paleosol represented at the Cantera profile (CTP), display a predominantly silty texture, with high contents of clay even at the C horizons. 6Bk, 4Ck and 4Bk have the highest contents of clay. The highest magnetic susceptibility and Fe_d is at 3C followed by 2Bgk₁, 2Bgk₂, y 4Bk, and the lowest are C, 4Ck and 5Ck (Fig. 7). Maxima in the B horizons indicate that the magnetic minerals were produced by pedogenic process. The amount of TOC is very low, as is expected in soils without humic horizons. At the bottom of the profile, a drastic increase is observed in unit 5Ck and 6Bk, probably indicating the presence of an illuvial organic matter OM (the peds have black dots in the surface, perhaps a lixivial OM). All the horizons displayed abundant carbonates in various quantities, and leached horizons are absent, with the exception of 5Bgk and 5Bck that shows migration between horizons, with the minimum in 5Bgk and the maximum in 5Bck.

The micromorphological analysis shows that the paleosol groundmass is dominated by coarse sand-silt material with angular and irregular particles of various sizes. Rounded peds are common in several horizons, indicating redeposition and erosion. The 2Bgk₁ horizon present a heterogeneous distribution of carbonates in matrix and pores (Fig. 8a and b). The carbonate-free zones contain well developed illuvial clay coating in pores and Fe–Mn nodules (Fig. 8c and d). 3C has a fine groundmass with large crystals, the distribution of carbonates is heterogeneous: areas with abundant micrite alternate with reworked blocky peds free of carbonates.

Illuvial clay coatings were observed inside carbonated zones, indicating that the carbonate formation occurred after the clay illuvial phase (Fig. 8e and f). In the carbonate free zones, dendritic manganese nodules were observed (Fig. 8g and h). These features are indicative of at least two different periods of pedogenesis: one under relatively humid conditions for illuviation of clay, iron and manganese, followed by a drier period that promoted carbonate formation. 4Ck has a coarse groundmass, with sand grains from volcanic rocks with plagioclase, rich in carbonates, with pores filled with neoformed calcite. Small ferruginous nodules and illuvial clay coatings surrounding the pores are present. Volcanic rocks with plagioclase, potassium feldspar, and sedimentary lithic fragments are present. The 5Bck horizon has similar groundmass characteristics, however some redeposited ped fragments free of carbonates with clay coatings. A specific feature of this horizon is the abundance of opaline phytoliths and presence of silicified plant tissues.

The micromorphological analysis shows a matrix composed of round and reworked peds, showing two types of different soils: one with high carbonate accumulation, in the groundmass and pores; and another without carbonate but with well-developed illuvial clay coatings. The clays, Fe_d and magnetic susceptibility observed in 3C (Fig. 7) have a pedogenetic origins, but in this context they are products of an earlier pedogenesis. These early soils were transported from higher ground and were integrated into the alluvium, becoming parental material of the paleosols that we studied. In general, there are features of wet pedogenesis prior to dry conditions that promoted carbonate formation, as much of the material was leached and some redeposited fragments contain well developed illuvial clay coatings and redoximorphic features.

Three sections of the sequence were radiocarbon dated using pedogenic carbonates. The lower part of the profile (5Bgk) was dated to 30,730–31,120 cal BP, the middle section (4Bgk) dated to 19,320–19,430 cal BP, and the top section of the profile was dated to 16,800–16,920 cal BP (Table 2). The isotopic composition of the carbonates was –3.4‰ (5Bgk), –3.4‰ (4Bgk), and –5.7‰ in the top (Table 2). These readings indicate mixed vegetation, possibly grasses with bushes.

Table 2
Radiocarbon dating and isotopic values of Pleistocenic paleosols in Sonora.

Profile/depth (cm)	Horizons	Dated material	¹⁴ C conventional age	¹⁴ C calibrated age (2 sigma)	Laboratory code	δ ¹³ C‰ (MO)	δ ¹³ C‰ (CaCO ₃)	MIS
Hornos 2 (BOP)								
20–70	2A	Organic matter				–18.94		
70–110	3A	Organic matter	3660 ± 40 BP	3880–4090 Cal BP	Beta–277563	–17.51		MIS1
	3A ₁	Organic matter				–16.95		
Hornos 1 (SRP)								
0–11	2A	Charcoal	3930 ± 40 BP	4250–4440 Cal BP	Beta–300442			MIS1
	2Bw	Organic matter				–19.8		
115–160	3Bgk	Carbonates	12,490 ± 60 BP	14,230–14,910 Cal BP	Beta–277564		–6.40	MIS2
Kino								
80–130	2BCK ₁	Carbonates	10,990 ± 50 BP	12,720–12,970 Cal BP	Beta–328552		–8.9	MIS2
130–150	2BCK ₂	Carbonates	10,760 ± 50 BP	12,590–12,690 Cal BP	Beta–328553		–8.1	MIS2
Cantera (CTP)								
50–60/80	2Bgk ₂	Carbonates	13,750 ± 60 BP	16,800–16,920 Cal BP	Beta–328549		–5.7	MIS2
60/80–100	4Ck	Carbonates	16,160 ± 60 BP	19,320–19,430 Cal BP	Beta–328550		–3.4	MIS2
130/140–165	5Bgk	Carbonates	26,230 ± 150 BP	30,730–31,120 Cal BP	Beta–328551		–3.4	MIS2
Don 2								
400		Carbonates		27,500 Cal BP				MIS2
Don 3								
0–45	Bk	Organic matter					–17.36	MIS2

The gray paleosols are closely associated to the La Cantera archaeological site, defined by the distribution of surface artifacts. No buried deposits have been discovered in the site. The site is located in an alluvial fan, and in the farther section there is a layer of a brown coarse sandy–clay with unsorted pebbles and gravel from distant alluvial fans. Under this layer, fine sediment with extinct vertebrate fossils was observed. On the surface, lanceolate bifaces of probable Late Paleo-Indian age (11,600–8000 ¹⁴C BP) were collected. In addition, early and later Holocene projectile points (Jay and San Pedro) were registered, as well as ceramic period Trincheras artifacts.

Concerning paleontological findings at El Arenoso and La Cantera, Arredondo–Antúnez (unpublished data) identified *Equus excelsus*, *Equus mexicanus*, *Equus conversidens* and *Bison* sp. In this work this list was reduced to only two species: *E. mexicanus* and *E. conversidens*, because *E. excelsus* is invalid according to Alberdi et al. (2003), who recognized only three species of horses for the Pleistocene of Mexico, the largest is assigned to *E. mexicanus*, the medium–size as *E. conversidens*, and the smallest is unnamed. We add to that list *Mammuthus* sp. and a giant turtle of the Family Testudinidae (Gopherus or Hesperotestudo). The fossil association suggested an arid climate, probably a mixed environment with

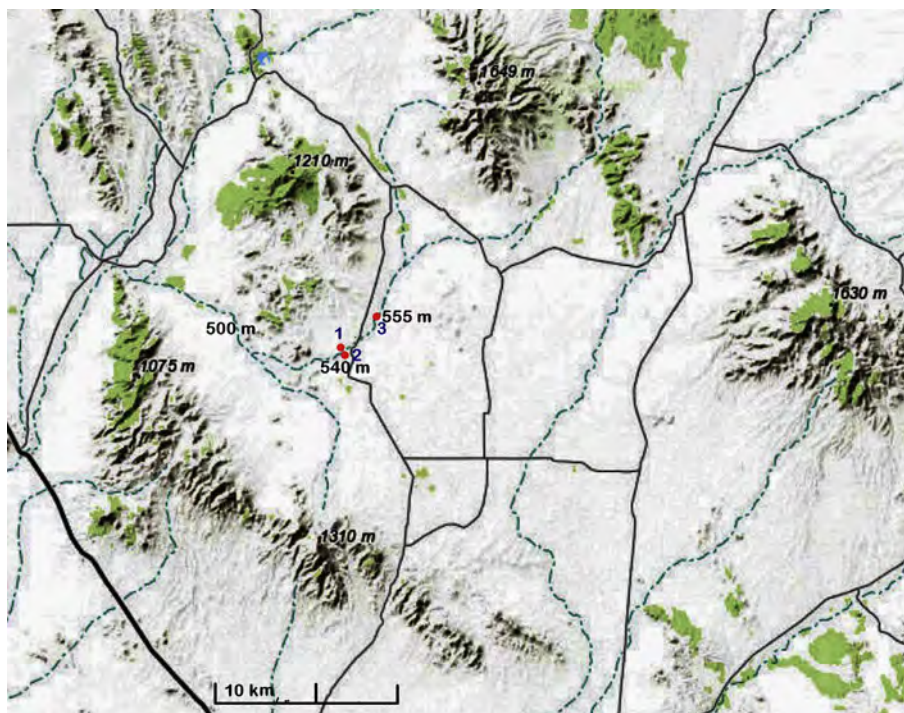


Fig. 5. Relief of the archaeological site El Arenoso Paleosol profiles are located in the lowest part of the basin formed by the Sierra El Humo (northeast), the Sierra de San Manuel (northwest) and the Sierra El Álamo (south). 1. Cantera profile, 2. Arenoso profile, and 3. Poceaderos profile (based on Digital Map of Mexico, INEGI 2014).



Fig. 6. Gray soils in the “Rancho El Arenoso” locality. a) Cantera profile, b) Arenoso profile, c) Poceaderos profile, and d) fossil tortoise excavated in La Cantera, associated with 2B_{gk2} horizon. Photos a–c y Tamara Cruz, photo d by Alejandro Terrazas.

grassland and xeric shrubland, based on the ecological requirements of the fauna.

4.3. Archaeological and paleontological contexts and the Late Pleistocene/Holocene red paleosols

Archaeological investigations carried out during the last 15 years indicate that some of the first peoples that came to American continent during the Late Pleistocene (13,500 cal BP) discovered in Sonora the perfect place for hunting Pleistocene fauna and gathering plants. These first social groups that made Sonora their home are known as Clovis groups. About 10,000 years ago, human groups in the Sonoran Desert adopted an archaic way of life based on the edible desert plants, succulents and cactus, and hunting middle size animals (deer and peccary). Archaeological sites of Late Pleistocene/Holocene times are numerous in Northern Sonora, and apparently archaeological contexts and artifacts in many sites are directly related to the

Pleistocene paleosols that comprise the living surface of the Clovis peoples and later archaic forager groups. Clovis is classically associated with Late Pleistocene megafauna, although only ~14 sites with Clovis/mammoth associations are known, and other megafauna (mastodon, horse, bison) associations with Clovis are rare (Grayson and Meltzer, 2002). Fin del Mundo is the only human/gomphothere association in North America and the only one in Sonora (Sanchez, 2010).

At Fin del Mundo, excavations yielded the remains of two juvenile Gomphotheres (*Cuvieronius*) with Clovis artifacts (Locus 1). Evidence for prolonged or repeated use of the area is indicated by the extensive camp, found 500–1000 m around Locus 1 on the stable uplands to the southeast, south, and southwest, where 10 Clovis points (two heavily reworked; the rest point bases), 25 point preforms, 38 end scrapers, 39 large blades, and 7 blade cores and core tablets were recovered from an extensive surface lithic scatter. The majority of the artifacts outside of the kill site were found on the surface of a red paleosol (Fig. 9a) dated to $11,550 \pm 70$ ¹⁴C BP

(~13,390 cal BP) (Sanchez, 2010). Paleontological findings at Fin del Mundo include Gomphotheres (*Cuvieronius*), Mastodont, Equus, Bison, Gopherus, and Tapir (Sanchez, 2010; Sanchez et al., 2013, 2014) (Table 3).

The El Bajío site extends over 4 km², with a low-to-moderate distribution of artifacts observed throughout, and with 22 distinct loci defined. These loci are found distributed along the pediment, in the low-lying terrain of the Bajío, and upon the hilltops. The most

Table 3
Summary of sites with red and gray Pleistocene paleosols. Archaeological and paleontological information is included.

Site	Profile	Coordinates N	Coordinates W	Altitude	Horizon	Pleistocene fauna	Cultural artifacts (surface and buried)
La Playa	Hornos 1	30° 29'58"	111° 31'44.6"	510 m	C/2Bw/2Bck/3Bgk/3Bcg/3Ck	<i>Equus</i> , <i>Camelops</i> , <i>Mammuthus</i> , <i>Bison Antiquus</i> , <i>Sigmodon</i> , cervids and <i>Antilocapra</i> , and tortoises (<i>Gopherus</i> or <i>Hesperatuda</i>), (Sanchez, 2010).	Clovis, Early Archaic, Middle Archaic, Early Agricultural Period, Trincheras (Carpenter et al., 2005).
Magdalena de Kino	Kino	30° 42'23.75"	111° 07'52.42"	748 m	AB/2Bw/2BC/2Bck/3Ck/4C	Not reported	Not reported
Los Alamitos	Alamitos	30° 23'38.5"	111° 05'39.3"	721 m	A/AB/Bw/Bck/Ck 2Bg/2C/3Bg/3C	Not reported	Not reported
Huebampo	Don 2	26° 42'02.4"	109° 15'48.9"	54 m	Bgk/Ck/2Btgk/2Bck	Tortoise	Not reported
	Don 3	26° 42'01.1"	109° 15'47"	54 m	3Ck/Bk/Ck/2C		
El Bajío		29° 56'50.48"	110° 46'31.16"	722 m	Bw or Bt/Bk	Proboscidean, mastodon (Sanchez, 2010).	Paleoindian (Clovis, in archaeological context with red soil), (Sanchez, 2010).
Fin del Mundo		29° 45'29.39"	111° 40'46.82"O	633 m	Bw or Bt/Bk	Gomphotherium, mammoth, American mastodon, tapir and tortoise, (Sanchez, 2010).	Paleo-Indian (Clovis, in archaeological context), (Sanchez, 2010).
El Gramal		28° 30'22.65"	111° 18'20.53"	28 m	Bw or Bt/Bk		Clovis (Sanchez, 2010).
El Aigame		28° 45'18.07"	110° 27'22.53"	420 m	Bw or Bt/Bk	<i>Mammuthus</i> sp, <i>Equus</i> , and <i>Hesperotestudo</i> (Sanchez, 2010; White et al., 2010).	Clovis, (Sanchez, 2010).
El Arenoso	La Cantera	31° 02'26.23"	112° 03'15.22"	548 m	C/2Bgk ₁ /2Bgk ₂ /3C/4Bk/4Ck/5Bgk/5Bck/5Ck/6Bk/7Bg	Tortoise <i>Equus excelsus</i> , <i>E. Conversidens</i>	Trincheras phase (1650–1150 BP). San Pedro phase (ca. 2000 BP). Jay points (7000 BP). Plainview-Meserve-Milnesand (10,000–8000 BP).
	Los Poceaderos	31° 03'43.9"	112° 01'37.8"	555 m	C/2Bg/3Bg/3BC/4Bt/5C/6C	<i>Equus</i> sp. <i>Mammuthus</i> sp.	Trincheras phase (1650–1150 BP). San Pedro phase (ca. 2000 BP). Jay points (7000 BP).
	El Arenoso	31° 02'16.2"	112° 03'5.4"	551 m	C/2Ck/3Ck/4C/5C/6Bgk/7Bk/7BC/8C/9Ck	<i>Equus</i> sp. <i>Mammuthus</i> sp.	Not reported

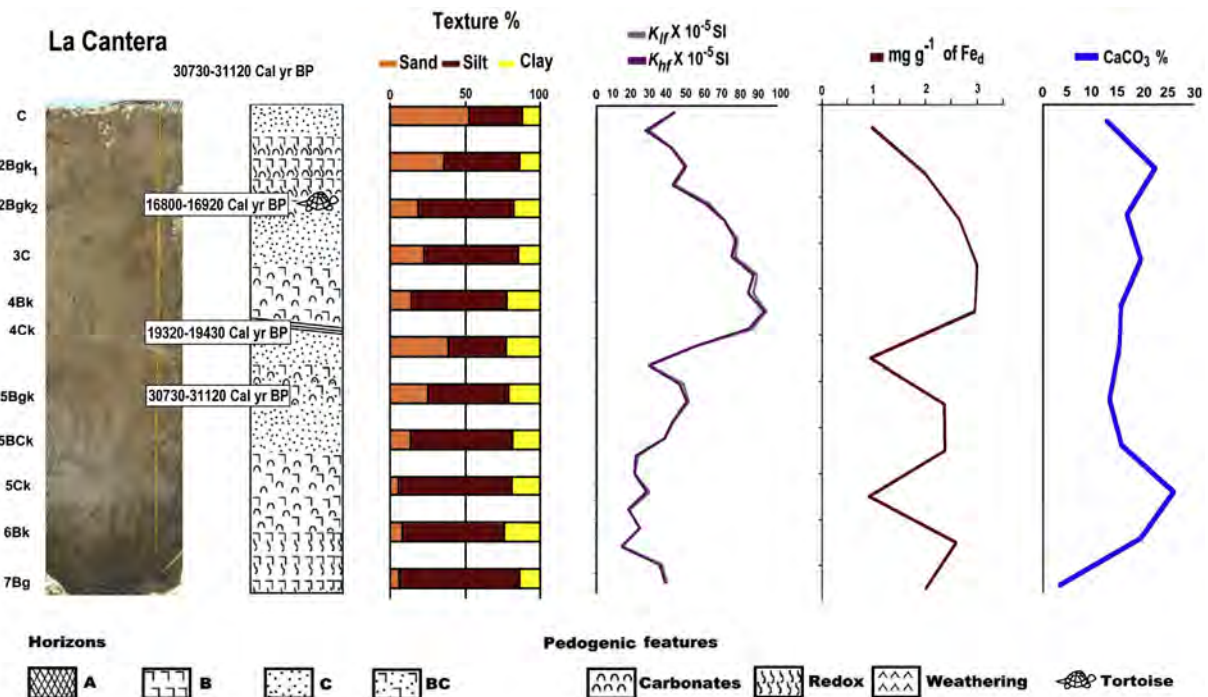


Fig. 7. Analytic results of the La Cantera profile, at the archaeological site of El Arenoso.

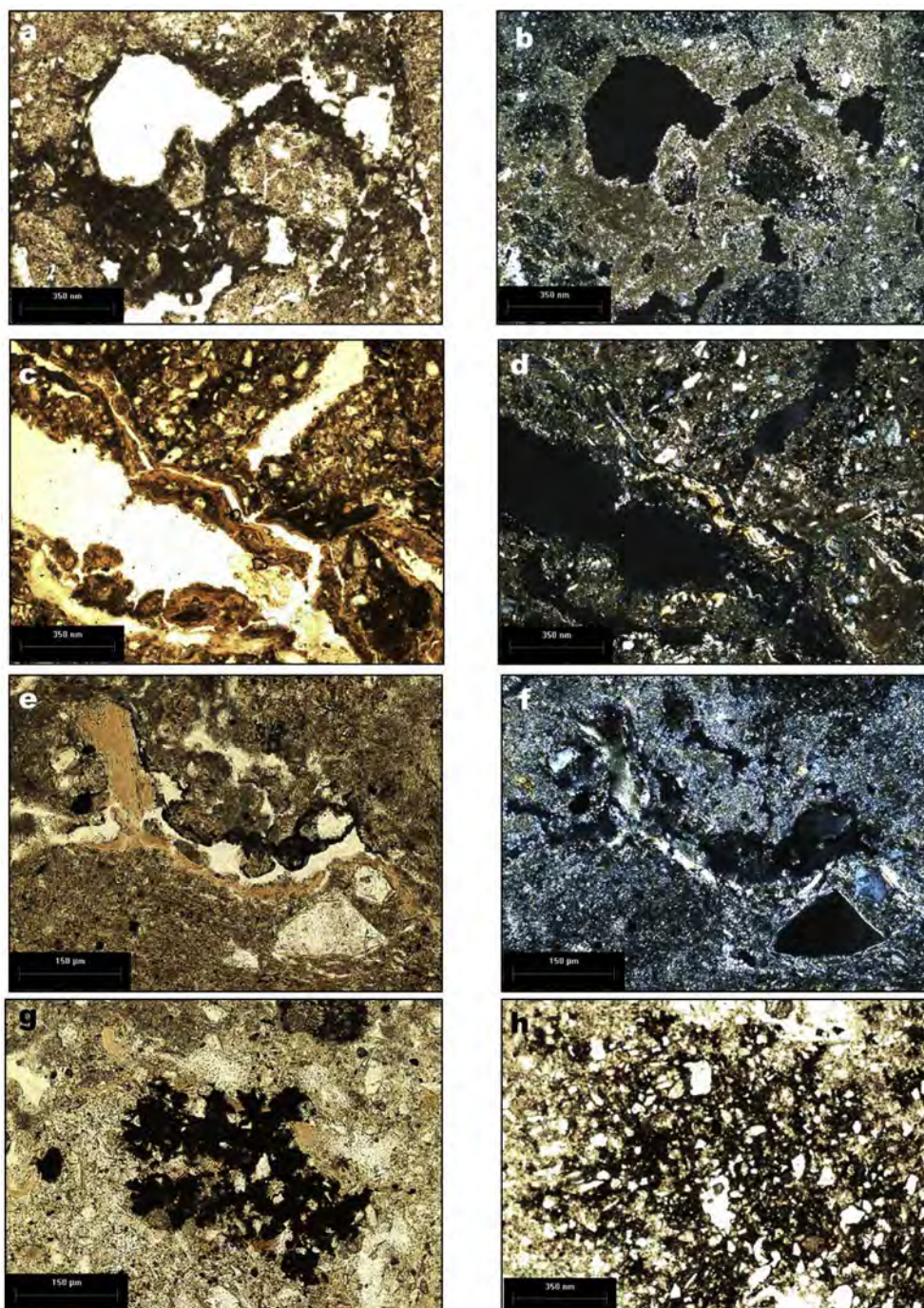


Fig. 8. Micromorphological features of gray paleosols. a and b) pedogenic carbonates in pores in 2Bgk₁; c and d) clay coatings with interference colors, associated with Mn concretions in 2Bgk₁; e and f) clay coatings “trapped” in a carbonate rich groundmass; g and h) dendritic Mn nodules in the soil groundmass; a, c, e, g and h plain polarized light; b, d, and f under crossed polarizers. Micrographs by Sergey Sedov. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

important locus, probably responsible for attracting human groups to visit this area originally, is the raw material source of vitrified basalt on Cerro de La Vuelta in the southwestern portion of the site. A total of 333 artifacts affiliated with Clovis people have been collected from the loci. Red paleosols (Fig. 9b) are exposed at the surface all around the site, and Clovis artifacts are eroding out from them (Sanchez, 2010). Future investigations of the red paleosol at El Bajío are needed in order to learn more about the Clovis/Paleosol relationship.

Archaeological site SON O:3:1 (El Ágame) encompasses an area 2.5 km N/S by 1.5 km E/W. We identified at least 28 different loci, demonstrating this to be a very complex site that was occupied for a long period of time. Ten loci had a Paleo-Indian affiliation only, six yielded both Paleo-Indian and Archaic artifacts, nine produced only archaic diagnostics, three seemed affiliated to the Early Agriculture period, and one contained ceramic artifacts. The presence of four Clovis points, bifaces, 30 end scrapers, blades, together with bifacial thinning flakes of fine materials at Loci 1 and 3 appear to represent

one or more Clovis encampments. At least in these two localities the artifacts are eroding out from a red paleosol that covers an extensive area of the site (Sanchez, 2010). One radiocarbon date from charcoal collected at horizon A of the top of the red paleosol (Fig. 9c) is 4009 ± 42 BP (AA66509) (4406–4585 cal BP) and it is similar to the dates obtained at La Playa site (Sanchez et al., 2013). At Rancho El Aigame, *Mammuthus* sp, *Equus*, and *Hesperotestudo* have been reported (Sanchez, 2010; White et al., 2010).

5. Discussion

The soil cover of Late Pleistocene/Holocene time in Sonora shows two pedogenetic trends that conformed red soils and gray soils. The red paleosols are widely distributed in Sonora, mainly in the northern portion of the state, as shown by the profiles described at La Playa, Kino, Alamitos, El Bajío, and Fin del Mundo, among others. It is also possible to find them in the center of the state (El Aigame, El Gramal) and even in the south (Huebampo). These soils correspond to the Late Pleistocene/Holocene transition, from 20,000 years to 5000 years ago (Table 2).

Radiocarbon dates have been obtained in several profiles. At the Alamitos profile, we were unable to find datable materials, but it is possible to correlate it with the other sites because they share the same morphological features and pedogenic processes. The Alamitos paleosols show well developed soils formed under stable environmental conditions, alternating with periods of instability.

The oldest paleosol shows a well-structured 3Bgk horizon with redoximorphic features, indicative of humid conditions during soil formation, followed by a dry period that allowed the accumulation of carbonates. Soil development was interrupted by a period of instability that removed the organic horizon and deposited sediments; the second paleosol showing similar features, indicative of humidity for their formation. This pedogenesis was interrupted by a new period of instability followed by a new pedogenesis which formed the uppermost paleosol. This paleosol is well developed, well structured, with clay accumulation, but not redoximorphic features, indicative of pedogenesis under a humid environment with oxidizing conditions. Clay formation periods, intercalated with periods of carbonate formation, indicate alternating environmental conditions, similar to those observed in other studied paleosols.

The characteristics of the Pleistocene red paleosols are represented in the San Rafael paleosol (SRP), a Chromic Cambisol (WRB, 2006). We observed two phases of pedogenesis. The grayish phase with 3BCg and 3Bgk horizons developed under conditions of water saturation for long period of time that caused reducing conditions and removed the iron and formed gley features. These types of paleosols developed in sandy arroyo sediments interbedded with gravels, probably an old stream bed. The gleying process was the result of hydromorphic processes related to fluctuations in the stream. The overlying 2BCK, 2Bw and 2A horizons indicate a pedogenesis period under oxidizing conditions that favored the



Fig. 9. Red paleosol in archaeological context; the morphological features observed are similar to SRP. a) Fin del Mundo, carbonate concretions are observed in the red soil. b) El Bajío, artifacts associated with the red soil that is exposed in superficie. c) El Aigame. We observed a humic horizon on red soil with gradual contact, so it may be the same soil. The charcoal dating on the bottom of the humic horizon ($4406\text{--}4585$ cal BP) is very similar to pedogenesis period of SRP. Photos by Guadalupe Sánchez.

weathering of primary minerals and formation of secondary minerals, including iron oxides that provided red colors, clays and humus formation. Another important process in SRP is the accumulation of carbonate concretions in the pores, which typically happens in semiarid environments where evaporation is greater than precipitation. In this process, leachate carbonates migrate by gravity to the deepest units and precipitate and accumulate as coatings and concretions. The formation of SRP probably indicates a prolonged environmental stability period, which began during Late Pleistocene time and ended during Middle Holocene (14,910 to 4250 cal BP). The soil signal appear to indicate that a humid environment was present and persuade chemical weathering, but with a sufficient rate of evaporation that allow the accumulation of carbonates in the underlying horizons.

Field observations of soils morphological features suggested the existence of illuviation processes in some horizon that were identified as Bt horizons. Further micromorphology laboratory analysis of the clay illuviation revealed that none of the clay coatings fill the pores or wrap ped surfaces: instead moderate weathering of primary minerals and in situ clay formation were observed. Based on these observations, we assume that the units are cambic horizons (Bw). Although only a few red paleosols found at the archaeological sites have been analyzed at the laboratory, it is very probable that the “Big Red” identified as Bt/Bk horizons, could be Bw horizons. Further laboratory analysis of these units will be necessary for their accurate identification.

The properties of the gray paleosols at El Arenoso and La Cantera are similar, both showing moderate development. The principal processes observed are weathering of primary minerals, formation of secondary minerals, and redox processes and carbonate precipitation, the latter more developed. The gleying process indicates that the soil was saturated with water for long periods of time, producing acidification and anoxia, together with reduction and dissolution of iron, and providing the grayish colors. There is no evidence of clay illuviation at this soil, but carbonates leached to the underlying horizons are very common. Carbonate formation indicates periods of low humidity that permit the accumulation of carbonates alternating with wet periods. The interstratification of paleosols and sediments also indicate the alternation between periods of environmental stability for the formation of well-developed B horizons (over 15 cm), with periods of instability and erosion that removed the surface horizons (A horizons) and favored the accumulation of sediments in the lower parts, buried the paleosols and created a new surface on which a new soil was developed. This dynamic alternation of the environmental conditions, prevailed for long periods, as shown by similar soils formed during different periods, ranging from 31,120 cal BP (in pedogenic carbonates of 4Bgk) to 16,800 cal BP (in pedogenic carbonates of 2Bgk₂).

The pedogenetic processes appear to indicate that the environment was different to that of today. The pedogenic clays and values of $\delta^{13}\text{C}$ were very similar in all the profile (Table 2) indicating a stable vegetation cover with few variations, which probably consisted of mixed vegetation between C3 and C4 grassland and xeric shrubs type plants, probably a semiarid environment but more humid than today with a marked seasonality. Possibly, cooler summers than today resulted from less insolation. Differences in the paleosols morphology are not products of significant differences in regional bioclimatic characteristics. They are caused by local geomorphological variations: red paleosols developed on alluvial fans with a slight slope with better drainage, whereas paleosols of El Arenoso were formed in the lower part of a semi-enclosed basin bounded by the surrounding hills, where temporary water flows join together. To our knowledge, the formation of soils with these features is restricted to this basin.

The paleopedogenetic proxy data appear to correlate with the few available paleontological data for La Playa and El Arenoso sites. Mead et al. (2010) reported the presence of *Cynomys ludivicianus* at La Playa collected at the red paleosol, the first found at Sonora, because in general they are found at higher elevations associated with grassland/woodland vegetation. According to the macrobotanical record of the large and diverse sequences of neotoma fossil middens analyzed by Van Devender (2007), milder winter temperatures coupled with cooler summers created a more steady climate for the region, and Pleistocene elephants as well as prairie dog grazed at the bottom of the valley at the alluvial fan at La Playa.

The paleoenvironmental records in the SW U.S.A. indicate that the climates at the LGM were much wetter than today (Van Devender, 1973, 1990, Van Devender et al., 1994; Hall et al., 1988; Anderson and Van Devender, 1995; McAuliffe and VanDevender, 1998; Metcalfe et al., 2002, Metcalfe, 2006; Holmgren et al., 2007). Values of $\delta^{18}\text{O}$ in New Mexico indicate that during the Bølling-Allerød (BA) the climate was warm and dry. The Younger Dryas (YD) had a cold and wet environment with increased winter moisture, and towards the end of the YD environmental conditions become dry, coinciding with the increase in summer insolation (Ballenger et al., 2011). In Nebraska, YD moisture is registered in the Brady Soil developed in this period (Jacobs and Mason, 2007). In the Chihuahua uplands (Nordt, 2003), Babicora, Chihuahua (Ortega-Ramírez et al., 1998; Metcalfe et al., 2002) and in central and northern Baja California, the Pleistocene–Holocene transition and the Early Holocene were more humid than today (Anderson and Van Devender, 1995; Metcalfe et al., 2002; Metcalfe, 2006; Ortega-Rosas et al., 2008).

A clear marker of increased moisture during the YD are black organic layers formed under conditions of high humidity, such as marshes, swamps, and even histosols or mollic horizons, that developed in several points of the SW of U.S.A. during this period, to which Clovis evidence and remains of Pleistocene megafauna are associated, known generically as “black mats” (Haynes, 2008; Ballenger et al., 2011). In northern Mexico, and especially in our study area, we have not found strata and/or horizons rich in organic matter correlated with YD. The 2A horizon of the SRP, whose development covers that period, shows low humidity. It is likely part of the development of horizons 2Bw and leaching of carbonates forming Bk, CBk and Bgk horizons, relates to the cooler and moister environment of YD, which could be due to the more intensive carbonate illuviation observed during this period. The generalized climatic trend in Mexico appears to be increasing humidity in the Late Pleistocene (MIS3), with a tendency to aridity in MIS2, as suggested by humic horizons of alluvial sequences in Huexoyucan, Tlaxcala, and Santa Cruz Nuevo and Axamilpa, Puebla (Tovar et al., 2013.), contrary to global trends of aridity recorded in loess-paleosol sequences (Bronger et al., 1998; Dodonov et al., 2006).

6. Conclusions

The paleoenvironmental studies in the region indicate that wetter conditions during the Late Pleistocene, with a clear trend to aridification during the Holocene, were not general to Western North America. During the LGM, the migration of the Polar Front south allowed the Westerlies to establish a regime with mainly rain showers in winter (Metcalfe, 2006; Arroyo-Cabrales, 2008). During retreating glaciation, about 18,000 years ago, the climate in the region began to be arid while the influence of the increased North American Monsoon, although this did not occur uniformly. Barron et al. (2012) suggest that during the Early Holocene, before 8000 cal BP, the high pressure cells allowed North Pacific moisture flow promoted by the monsoon take a more direct path to the

northwest (west of 114° W) causing increased precipitation in the southwestern United States. However, to the east of 114° W, including Sonora (111° W), increased summer precipitation associated with the North American Monsoon effect happened after 7500 cal BP. This could account for the discrepancy between the records of the SW United States and NW Mexico.

In the Sonoran Desert region, the paleo-indicators show that from the Late Pleistocene (about 20,000 cal BP) and up to the middle Holocene (4000 cal BP) a long period of stability in the landscape prevailed, that allowed the formation of well-developed soils under a predominantly semiarid climate with marked seasonal changes. The pedogenic processes occurring in the Pleistocene and Holocene paleosols are practically the same, but different intensity. The pedogenic development that began in the Pleistocene apparently lasted for 10,000 years, in contrast to the soils formed during the Holocene with shorter developmental process. These features indicate a somewhat more humid environment during the Late Pleistocene than today. However, the Sonoran Desert was not as wet as has been registered in Baja California and other surrounding regions. SRP did not record in its memory the climatic oscillations of the Bølling-Allerød/Younger Dryas. The only drastic climate change that left a signature in the soils occurred during Middle Holocene times and probably is equivalent to the Altithermal period defined by Antevs (1948, 1955) as a climate oscillation that lasted for several millennia characterized by very warm weather and very little precipitation that occurred between 7000 and 4500 BP.

The soil cover of the Late Pleistocene/Early and Middle Holocene is represented by the Red Unit (Cambisols) and the Gray Unit (Gleysols). The Red Unit is the most predominant form in Northwest Mexico, especially Sonora. The red paleosol could be used as a chronologic marker for finding Late Pleistocene paleontological specimens that are common in these soils; archaeological remains of the first people that came to the American Continent (especially Clovis) are also correlated to these soils. Geoarchaeological investigations that combine paleopedology, paleoenvironmental reconstructions, and paleontology will contribute greatly to learning about the colonization of the American continent and human adaptations to the changing landscapes of Late Pleistocene/Holocene times.

Acknowledgments

This research was funded by the Projects PAPIIT IN108714-2 “Paleosuelos asociados a registros paleontológicos y arqueológicos: desarrollo de proxies paleoambientales e integrales”; CONACYT 128042 and PAPIIT IN117709, IN110710 and IN400611. We acknowledge the support of the Instituto de Geología, UNAM; Estacion Regional del Noroeste, IGL, UNAM; AARF-Argonaut Archaeological Research Fund, University of Arizona, National Geographic Society, INAH, Vance T. Holliday, Elisa Villalpando, Martha E. Benavente, Jaime Díaz, Kumiko Shimada, Edith Cienfuegos and Pedro Morales.

References

Alberdi, M.T., Arroyo-Cabrales, J., Polaco, O.J., 2003. ¿Cuántas especies de caballo hubo en una sola localidad del Pleistoceno Mexicano? *Revista Española de Paleontología* 18 (2), 205–212.

Anderson, R.S., Van Devender, T.V., 1995. Vegetation history and paleoclimates of the coastal lowlands of Sonora, Mexico—pollen records from packrat middens. *Journal of Arid Environments* 30, 295–306.

Antevs, E., 1948. The Great Basin, with emphasis on Glacial and Postglacial times. *University of Utah Bulletin* 38 (20), 168–191.

Antevs, E., 1955. Geologic climatic dating in the West. *American Antiquity* 20, 317–355.

Antoine, P., Rousseau, D., Zöller, L., Lang, A., Munaut, A.V., Hatté, C., Fontugne, M., 2003. High-resolution record of the last Interglacial–Glacial cycle in the Nussloch loess–paleosol sequences, Upper Rhine Area, Germany. *Quaternary International* 76–77, 211–229.

Ballenger, J.A.M., 2010. Palominas Arroyo: a 12.9 Ka Paleoenvironmental Record from the Upper San Pedro Valley, Southeastern Arizona, U.S.A. (Unpublished Ph.D. dissertation). School of Anthropology, University of Arizona, Tucson, Arizona.

Ballenger, J.A.M., Holliday, V.T., Kowler, A.L., Reitze, W.T., Prasciunas, M.M., Miller, D.S., Windingstad, J.D., 2011. Evidence for Younger Dryas global climate oscillation and human response in the American Southwest. *Quaternary International* 242, 502–519.

Barron, J.A., Metcalfe, S.E., Addison, J.A., 2012. Response of the North American monsoon to regional changes in ocean surface temperature. *Paleoceanography* 27, PA3206.

Bronger, A., Winter, R., Sedov, S., 1998. Weathering and clay mineral formation in two Holocene soils and in buried paleosols in Tadjikistan: towards a Quaternary paleoclimatic record in Central Asia. *Catena* 34, 19–34.

Carpenter, J., Sánchez, G., Villalpando, E., 2005. The Late Archaic/Early Agricultural Period in Sonora, Mexico. In: Vierra, B.J. (Ed.), *The Late Archaic across the Borderlands: from Foraging to Farming*. University of Texas Press, Austin, U.S.A., pp. 13–40.

Carpenter, J., Villalpando, E., Sánchez, G., 2009. La Playa: an early Agricultural period landscape. *Archaeology Southwest* 23 (1), 14.

Cerling, T.E., 1984. The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate. *Earth and Planetary Science Letters* 71, 229–240.

Cerling, T.E., 1999. Palaeorecords of C4 plants and ecosystems. In: Sage, R.F., Monson, R.K. (Eds.), *C4 Plant Biology*. Academic Press, San Diego, USA, pp. 445–469.

Cruz-y-Cruz, T., Sedov, S., Sánchez, G., Pi-Puig, T., Pustovoytov, K., Barceinas-Cruz, H., Ortega-Guerrero, B., Solleiro-Rebolledo, E., 2014. Late Pleistocene–Holocene paleosols in the north of Sonora, Mexico: chronostratigraphy, pedogenesis and implications for environmental history. *European Journal of Soil Science* 65, 455–469.

Davis, O.K., Anderson, R.S., 1987. Pollen in Packrat (Neotoma) middens: pollen transport and the relationship of pollen to vegetation. *Palynology* 11, 185–198.

Dean, W.E., 2006. The geochemical record of the last 17,000 Years in the Guaymas Basin, Gulf of California. *Chemical Geology* 232, 87–98.

Dodonov, A.E., Sadchikova, T.A., Sedov, S., Simakova, A.N., Zhou, L.P., 2006. Multi-disciplinary approach for paleoenvironmental reconstruction in loess-paleosol studies of the Darai Kalon section, Southern Tajikistan. *Quaternary International* 152–153, 59–69.

Elias, S.A., 2007. Rodent middens. *Plant Macrofossil Methods and Studies* 2356–2367.

Escárcega, J.A., 1985. Geología de Sonora. In: 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, p. 161.

Ferring, C.R., 2001. The Archaeology and Paleoecology of the Aubrey Clovis Site (41DN479) Denton County, Texas. Center for Environmental Archaeology, Department of Geography, University of North Texas, p. 276.

Fucks, E., Deschamps, C.M., 2008. Depósitos continentales cuaternarios en el noroeste de la Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63, 326–343.

Gaines, E.P., Sanchez, G., Holliday, V., 2009. Paleoindian Archeology of northern and Central Sonora, Mexico: a review and update. *Kiva* 74, 305–336.

Grayson, D.K., Meltzer, D.J., 2002. Clovis hunting and large mammal extinction: a critical review of the evidence. *Journal of World Prehistory* 16, 313–359.

Guerrero, R., Berlanga, M., 2000. Isótopos estables: fundamento y aplicaciones. *Actualidad SEM - Boletín Informativo de la Sociedad Española de Microbiología* 30, 17–23.

Hall, W.E., Van Devender, T.R., Olson, C.A., 1988. Late Quaternary arthropod remains from Sonoran Desert packrat middens, southwestern Arizona and northwestern Sonora. *Quaternary Research* 29, 277–293.

Haynes Jr., C.V., 1969. The Earliest Americans. *Science* 166, 709–715.

Haynes Jr., C.V., 1987. Curry Draw, Cochise County, Arizona: a Late Quaternary stratigraphic record of Pleistocene extinction and Paleo-Indian activities. In: Hill, M.L. (Ed.), *Cordilleran Section, Geological Society of America Centennial Field Guide*, vol. 1. Geological Society of America, Boulder, Colorado, pp. 23–28.

Haynes Jr., C.V., 2008. Younger Dryas “black mats” and the Rancholabrean termination in North America. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 105, 6520–6525.

Holmgren, C.A., Cristina Peñalba, M., Rylander, K.A., Betancourt, J.L., 2003. A 16,000 14 C yr B.P. packrat midden series from the U.S.A.–Mexico Borderlands. *Quaternary Research* 60, 319–329.

Holmgren, C.A., Norris, J., Betancourt, J.L., 2007. Inferences about winter temperatures and summer rains from the Late Quaternary record of C4 perennial grasses and C3 desert shrubs in the northern Chihuahuan Desert. *Journal of Quaternary Science* 22, 141–161.

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. *Quaternary Research* 41, 234–244.

INEGI, 2002. Carta Geológica Trincheras H12A78. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. Escala 1:50,000.

- Irwin-Williams, C., Haynes Jr., C.V., 1970. Climate change and early population dynamics in the Southwestern United States. *Quaternary Research* 1, 59–71.
- Jacobs, P.M., Mason, J.A., 2007. Late Quaternary climate change, loess sedimentation, and soil profile development in the central Great Plains: a pedosedimentary model. *Geological Society of America Bulletin* 119, 462–475.
- Kemp, R.A., Zárate, M.A., 2000. Pliocene pedosedimentary cycles in the southern Pampas, Argentina. *Sedimentology* 47, 3–14.
- Long, A., 1966. Late Pleistocene and Recent Chronologies of Playa Lakes in Arizona and New Mexico (Unpublished Ph.D. dissertation). University of Arizona, Tucson.
- Lozano-García, S., Ortega-Guerrero, B., Sosa-Nájera, S., 2002. Mid to Late-Wisconsin pollen record of san Felipe Basin, baja California. *Quaternary Research* 58, 84–92.
- Martin, P.S., 1963. *The Last 10,000 Years*. University of Arizona Press, Tucson.
- Mead, J.I., White, R.S., Baez, A., Hollenshead, M.G., Swift, S.L., Carpenter, M.C., 2010. Late Pleistocene (Rancholabrean) *Cynomys* (Rodentia, Scuriidae: prairie dog) from northwestern Sonora, Mexico. *Quaternary International* 217, 138–142.
- Mehra, O.P., Jackson, M.L., 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clays and Clay Minerals* 7, 317–327.
- Mehring, P.J., Haynes Jr., C.V., 1965. The pollen evidence for the environment of early man and extinct mammals at the Lehner mammoth site, southeastern Arizona. *American Antiquity* 31, 17–23.
- Metcalf, S., Say, A., Black, S., McCulloch, R., O'Hara, S., 2002. Wet conditions during the Last Glaciation in the Chihuahuan Desert, Alta Babicora Basin, México. *Quaternary Research* 57, 91–101.
- Metcalf, S., 2006. Late Quaternary environments in Mexico. *Annals of the Missouri Botanical Garden* 93 (2).
- McAuliffe, J.R., VanDevender, T., 1998. A 22,000-year record of vegetation change in the north-central Sonoran Desert. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 141, 253–275.
- Nordt, L., 2003. Late Quaternary fluvial landscape evolution in desert grasslands of northern Chihuahua, Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 115, 596–606.
- Núñez, E.E., Macfadden, B.J., Mead, J.I., Baez, A., 2010. Ancient forests and grasslands in the desert: diet and habitat of Late Pleistocene mammals from North-central Sonora, Mexico. *Paleogeology, Paleoclimatology and Paleoecology* 297, 391–400.
- Ortega-Ramírez, J.R., Valiente-Banuet, A., Urrutia-Fucugauchi, J., Mortera-Gutiérrez, C.A., Alvarado-Valdez, G., 1998. Paleoclimatic changes during the Late Pleistocene-Holocene in Laguna Babicora, near the Chihuahuan desert, Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences* 35, 1168–1179.
- Ortega-Rosas, C.I., Peñalba, M.C., Guiot, J., 2008. Holocene altitudinal shifts in vegetation belts and environmental changes in the Sierra Madre Occidental, Northwestern Mexico, based on modern and fossil pollen data. *Review of Palaeobotany and Palynology* 151, 1–20.
- Pérez, R.G., 1985. Geografía de Sonora. In: Hopkins, A. (Ed.), *Historia General de Sonora I. Periodo Prehistórico y Prehispánico*. Gobierno del Estado de Sonora, pp. 111–172.
- Pigati, J.S., Bright, J.E., Shanahan, T.M., Mahan, S.A., 2008. Late Pleistocene paleohydrology near the boundary of the Sonoran and Chihuahuan deserts, southeastern Arizona, U.S.A. *Quaternary Science Reviews* 28, 286–300.
- Sánchez, G., Gaines, E.P., Holliday, V., 2009. El Fin del Mundo, Sonora. Cazadores Clovis de megafauna del Pleistoceno Terminal. *Arqueología Mexicana* 97, 46–49.
- Sánchez, G., 2010. Los Primeros Mexicanos: Late Pleistocene/Early Holocene Archeology of Sonora, Mexico (Unpublished doctoral dissertation). School of Anthropology, University of Arizona, Tucson, Az.
- Sánchez, G., Holliday, V., Arroyo, J., Martínez, N., Gaines, E., Carpenter, J., 2013. El Fin del Mundo, Sonora, Mexico: where Clovis people hunted Gomphotheres. In: *Paleoamerican Odyssey Conference*, Santa Fe, New Mexico, October 17–19, 2013.
- Sánchez, G., Holliday, V.T., Gaines, E.P., Arroyo-Cabrales, J., Martínez-Tagüena, N., Kowler, A., Langef, T., Hodgins, G., Mentzer, S.M., Sanchez-Morales, I., 2014. Human (Clovis)–gomphother (Cuvieronius sp.) association ~13,390 calibrated yBP in Sonora, Mexico. *Proceedings, National Academy of Science* 111 (30), 10972–10977.
- Schlichting, E., Blume, H.P., 1966. *Bodenkundliches Praktikum*. Verlag Paul Parey, Hamburg.
- Smith, B.N., Epstein, N., 1971. Two categories of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of higher plants. *Plant Physiology* 47, 380–384.
- Targulian, V.O., Goryachkin, S.V., 2004. Soil memory: types of record, carriers, hierarchy and diversity. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 21 (1), 1–8.
- Targulian, V.O., Solokova, T.A., 1996. Soils as a biotic/abiotic natural system: a reactor, memory and regulator of biospheric interactions. *Eurasian Soil Science* 29, 30–38.
- Terrazas Mata, A., 2007. Poblamiento temprano en el noroeste de Sonora: región El Arenoso-El Sásabe. Informe técnico de actividades 2007. Archivo Técnico del INAH.
- Terrazas Mata, A., Benavente, M., 2006. Poblamiento temprano en el noroeste de Sonora: región El Arenoso-El Sásabe. Informe técnico temporada 2006. Archivo Técnico del INAH.
- Tovar, Rosa E., Sedov, S., Solís, B., Solleiro, E., 2013. Dark humic alluvial paleosols in Central and Southern Mexico: micromorphological indicators of Late Pleistocene megafauna habitats. *Spanish Journal of Soil Science* 3 (3), 217–235.
- USDA, 2004. *Soil Survey Laboratory Methods Manual*. Soil Survey Investigations Report 42 Version 4. National Resources Conservation Services. Natural Soil Survey Center, Lincoln, Nebraska.
- Valencia Moreno, M., 2007. Los batolitos de Sonora. *Investigación y Ciencia* 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., 2007. Ice Age in the Sonoran Desert: Pinyon, Pine and Joshua trees in the dry borders region. In: Felger, R., Broyles, B. (Eds.), *Dry Borders: Great Natural Reserves of the Sonoran Desert*. University of Utah Press, Salt Lake City, pp. 58–70.
- Van Devender, T.R., Burgess, T., Piper, J., Turner, R., 1994. Paleoclimatic implications of Holocene plant remains from the Sierra Bacha, Sonora, Mexico. *Quaternary Research* 41, 99–108.
- Van Devender, T.R., Spaulding, W.C., 1979. Development of vegetation and climate in the southwestern United States. *Science* 204, 701–710.
- Vidal Zepeda, R., 2005. Las regiones climáticas de México. Instituto de Geografía, UNAM, México.
- Villalpando, E., Carpenter, J., 2004. Proyecto Arqueológico La Playa, VI Informe, Temporada 2003. Análisis de los materiales arqueológicos. Archivo Técnico del INAH.
- Villalpando, E., Carpenter, J., 2005. Proyecto Arqueológico La Playa, VII Informe Temporada 2004. Análisis de los materiales arqueológicos. Archivo Técnico del INAH.
- Villalpando, E., Carpenter, J., Watson, J., 2007. Proyecto Arqueológico La Playa, VIII Informe, Temporadas 2005 y 2006. Archivo Técnico del INAH.
- Waters, M.R., 1986. The Geoarchaeology of Whitewater Draw, Arizona. In: University of Arizona, Anthropological Papers 45. University of Arizona Press, Tucson.
- Waters, M.R., 1989. Late Quaternary lacustrine history and paleoclimate significance of pluvial Lake Cochise, southeastern Arizona. *Quaternary Research* 32, 1–11.
- Waters, M.R., 1991. The geoarchaeology of gullies and arroyos in southern Arizona. *Journal of Field Archaeology* 18, 141–159.
- White, R.S., Mead, J.I., Baez, A., Swift, S.L., 2010. Localidades de vertebrados fósiles del Neógeno (Mioceno, Plioceno y Pleistoceno): una evaluación preliminar de la biodiversidad del pasado. In: Molina-Freaner, F.E., Van Devender, T.R. (Eds.), *Diversidad biológica de Sonora*. UNAM, México, pp. 51–72.
- WRB, 2006. *World Reference Base for Soil Resources 2006. A Framework for International Classification, Correlation and Communication*. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome.



Contents lists available at ScienceDirect

Quaternary International

journal homepage: www.elsevier.com/locate/quaint

Paleosol (organic matter and pedogenic carbonates) and paleontological $\delta^{13}\text{C}$ records applied to the paleoecology of late Pleistocene–Holocene in Mexico

T. Cruz-y-Cruz ^{a,*}, V.A. Pérez-Crespo ^b, K. Pustovoytov ^c, S. Sedov ^b, P. Morales-Puente ^b, R.E. Tovar-Liceaga ^a, J. Arroyo-Cabrales ^d, A. Terrazas-Mata ^e, G. Sánchez-Miranda ^f

^a Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510 México D.F., Mexico

^b Instituto de Geología, UNAM, Ciudad Universitaria, 04510 México D.F., Mexico

^c Institute of Soil Science and Land Evaluation, University of Hohenheim, Stuttgart, Germany

^d Laboratorio de Arqueozoología, Subdirección de Laboratorios y Apoyo Académico, INAH, Mexico

^e Instituto de Investigaciones Antropológicas, UNAM, Ciudad Universitaria, 04510 México D.F., Mexico

^f Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, UNAM, Hermosillo, Sonora, Mexico

ARTICLE INFO

Article history:
Available online xxx

Keywords:
Stable carbon isotopes
Paleosols
Late Pleistocene
Holocene
Paleoenvironment
Pleistocene megafauna

ABSTRACT

Stable isotopes of carbon ($\delta^{13}\text{C}$) in terrestrial geological materials (paleosol humus and carbonates) as well as fossil bones (collagen and tooth enamel) are established as highly specific records on paleo-environmental characteristics. It was assumed that comparing the results of different types of materials on regional or local scales provides more accurate and reliable reconstructions and even opens new aspects of interpretation. This was tested by the comparison of the data obtained from the late Pleistocene paleosols and/or remains of Pleistocene megafauna in various locations in Northwestern Mexico: Sonora (paleosols formed in MIS3, MIS2 and MIS1); Central-Northern Mexico: San Luis Potosí (teeth, corresponding to MIS2 and MIS1); and Central-Southern Mexico: Puebla (paleosols corresponding to MIS3 and MIS2, and teeth associated with these paleosols), and State of Mexico (teeth, corresponding to MIS2). The results of isotopic studies are complemented with other paleoenvironmental proxies. The $\delta^{13}\text{C}$ values of paleosols of Sonora is -19.8 to -16.95‰ in organic matter, and shows little difference between paleosols and Holocene soils; $\delta^{13}\text{C}$ values of pedogenic carbonates are -6.4 to -4.52‰ . In San Luis Potosí, the $\delta^{13}\text{C}$ values of paleosol are -12.16‰ in organic matter. In Puebla, they vary from -24.6‰ in paleosols to -15.16‰ in the modern surface soil, pointing to contrasting vegetation change. The $\delta^{13}\text{C}$ values in fossils range from -10.7 to 1.2‰ in SLP; of -2.73 and -2.93‰ in Puebla; and -6.5 to -1.3‰ in State of Mexico.

The $\delta^{13}\text{C}$ values of paleosols and analysis of megafauna in Northwest and Central-Northern Mexico matched each other, indicating mixed C3–C4 vegetation; while for Central-Southern Mexico, paleosols indicated predominance of C3 plants and megafauna indicated mixed C3–C4 composition. In general, the results indicate that in northern Mexico environmental conditions were slightly wetter than at present, while for the central area there was a large change in the environmental conditions of high humidity in MIS3 and MIS2, with a trend to drier climates in MIS1.

© 2016 Elsevier Ltd and INQUA. All rights reserved.

1. Introduction

In Mexico, Quaternary climatic changes have been documented by several proxies, such as the palynological record,

diatoms and foraminifera, geochemical analysis of Ti, Ba, Cd, Sr and Mg in lacustrine sediments, as well as plant and animal remains found in packrat middens (Lozano-García et al., 2002, 2005; Nordt, 2003; Caballero et al., 2010). These records provide a regional view of the environment with reliable temporal resolution.

The paleoenvironmental studies in lacustrine records in Baja California and Chihuahua (Lozano-García et al., 2002; Metcalfe

* Corresponding author.

E-mail address: tamcyc@yahoo.com.mx (T. Cruz-y-Cruz).

et al., 2002), alluvial sequences in Chihuahua (Nordt, 2003), packrat middens, mainly in Arizona (Anderson and Van Devender, 1995; Holmgren et al., 2003; Elias, 2007) and marine sediments in the Guaymas Basin (Dean, 2006), showed that the climatic evolution of the Pleistocene to the Holocene was marked by a period of higher humidity during the late Pleistocene, with a clear trend towards aridity in the Holocene, which increased during the middle Holocene and persists today. In central Mexico, lacustrine records showed a general downward trend of forest vegetation, herbaceous propagation and the extension of alpine meadows during the Last Glacial Maximum (Ortega-Guerrero et al., 2000; Lozano-García et al., 2005; Caballero et al., 2010). However, most of those studies were limited to sites where there were nearby water bodies, such as lakes or palaeolakes, a limitation in much of the Mexican territory (Caballero et al., 2010). Therefore it is important to have quantitative records that provide reliable information of regional and local variations in environmental conditions at a given site.

Among those proxies, we highlight stable carbon isotopes ($\delta^{13}\text{C}$) of the organic matter and pedogenic carbonates, whose potential as paleoenvironmental records has recently been explored in Mexico, in paleosol studies of Upper Quaternary volcanic sequences in the Nevado de Toluca (Sedov et al., 2003), the Teotihuacan Valley (Solleiro et al., 2006; Lounejeva et al., 2007; Rivera-Uria et al., 2007), Tlaxcala (Solís-Castillo et al., 2012), Puebla (Tovar et al., 2013, 2014a, 2014b) and northern Sonora (Cruz-y-Cruz et al., 2014, 2015), among others, have provided information on local climatic variations during the late Pleistocene and Holocene. On the other hand, quantification of $\delta^{13}\text{C}$ in fossil dental enamel has been used to mostly infer the diet and habitat of some species of herbivorous mammals, essentially, without exploring any paleoenvironmental inferences (Pérez-Crespo et al., 2014). Recently, it has become important to differentiate between the isotopic data obtained in Quaternary mammalian bones and teeth enamel (McFadden and Cerling, 1996; Koch, 1998, 2007; Koch et al., 1998; Secord et al., 2008), and in paleosols (Quade et al., 1994; Cerling et al., 1997; Latorre et al., 1997; Sedov et al., 2003; Lounejeva et al., 2007; Solís-Castillo et al., 2012; Cruz-y-Cruz et al., 2014), to establish palaeovegetation and paleoenvironment inferences.

The C3 photosynthetic pathway, typically found in trees, shrubs, and some cool-climate grasses, shows $\delta^{13}\text{C}$ plant values of -22‰ to -35‰ with a mean of -26‰ (Smith and Epstein, 1971; O'Leary, 1988; Van der Merwe and Medina, 1991; Cerling et al., 1997). The C4 pathway, with a mean $\delta^{13}\text{C}$ plant value of -13‰ and values that range from -10‰ to -14‰ , is present in most tropical and subtropical grasses as well as some tropical trees and shrubs (Stowe and Teeri, 1978; Cerling et al., 1997, 1999; Keely and Rundel, 2003). In contrast, the third pathway, CAM (Crassulacean Acid Metabolism) that is found in succulent plants like cacti, orchids, and bromeliads has a $\delta^{13}\text{C}$ range values from -35‰ to -12‰ . Thus, it is isotopically indistinguishable from other pathways (Andrade et al., 2007).

Herbivores incorporate the carbon from the plants on which they feed upon into their organs and tissues so they have carbon isotope values reflecting those of the plants. In the case of tooth enamel, the tissue is enriched by $14.1 \pm 0.5\text{‰}$ relative to diet (Cerling and Harris, 1999). Therefore, animals consuming C3 plants have values that range from -19‰ to -9‰ ; for herbivores that eat C4 plants, carbon isotope values range from -2‰ to 2‰ ; and mixed feeders have $\delta^{13}\text{C}$ values from -9‰ to -2‰ (MacFadden and Cerling, 1996).

In soils, carbon comes from the incorporation of plant organic matter to the mineral fraction by the action of microorganisms, which assimilate carbon from living plants and from plant

residues and incorporate it into the soil through breathing as CO_2 and as humus. Root respiration contributes to the soil CO_2 pool. The pedogenic carbonates are formed from CO_2 that is circulating in the pore space of the soil, produced by respiration of organisms that have fed on the plants, and thus the isotopic signature is transmitted. The pedogenic carbonates formed in ecosystems with C3 plants have $\delta^{13}\text{C}$ values between -9‰ to -12‰ . For carbonates formed under vegetation C4, carbon isotopic values are between 1‰ to 3‰ (Cerling, 1984; Cerling and Harris, 1999).

Late Pleistocene and early Holocene paleoecology is important, among other reasons, because at the end of the Pleistocene, human settlement began in North America at Clovis, New Mexico (circa 13.5–12.9 ka BP); Aubrey, Texas (circa 11.57 ka BP), and Murray Springs, Arizona (circa 10.89 ka BP) in USA (Haynes, 1991; Taylor et al., 1996; Dixon, 2001; Waters and Stafford, 2007; Gaines et al., 2009); Fin del Mundo (13,390 Cal BP), El Bajío and La Playa, Sonora; Rancho San Joaquin and Rancho El Batequí, Baja California, as well as Chihuahua and Durango (Villalpando and Carpenter, 2004, 2005; Villalpando et al., 2007; Carpenter et al., 2009; Sánchez, 2010; Sanchez et al., 2014). Furthermore, this period is characterized by the extinction of the Pleistocene megafauna, for which three scenarios are mainly proposed (modified after Koch and Barnosky, 2006): 1) climatic-geological changes caused either by global warming, volcanic eruptions, and even meteorites by the end of the glacial period; 2) mass extermination by human hunters, the overkill hypothesis (Martin, 1967), and 3) combinations of both factors (climate change and hunting). Therefore, the objective of this study is to compare the content of $\delta^{13}\text{C}$ obtained in paleosols (organic matter and pedogenic carbonates) and fossil remains of Pleistocene megafauna in different localities of the country, to establish ecological niches in which inhabited the megafauna and provide inferences on the past landscapes for early human settlements.

2. Regional setting

The study area is divided into three major areas where paleosols and remains of Pleistocene megafauna were analyzed: 1) North-western México, 2) North-Central Mexico, and 3) South Central Mexico (Fig. 1).

2.1. Northwestern Mexico

The study area comprises a large part of NW Sonora, within the Sonoran Desert physiographic province, characterized by plains that descend slowly to the coast from a height of 1000–700 m to sea level (Escárcega, 1985). It is in hydrologic region 8 (Sonora Norte); formed by the Concepción River basin, which covers the Alisios, Magdalena, Altar, Asuncion, Boquillas and Concepción (Pérez, 1985). This area includes the following sites (Fig. 1a):

- a) El Arenoso is located north of Caborca, Sonora, $31^{\circ} 02'26.23''$ N, $112^{\circ} 03'15.22''$ W, at 570 masl. It is bounded by the Sierra San Manuel in the NW, being the nearest elevation, and by Sierra del Humo in the NE. There are Quaternary alluvial deposits that have been incised by streams. The general slope of the plateau is from NE to SW, intersected in the same direction by the Arenoso stream, which flows from the NE, from the Sierra del Humo. The climate is BWh (x') (very dry warm), with an average annual temperature between 18° and 22° °C, and an intermediate regime with maximum rainfall in winter. The annual rainfall is between 200 and



Fig. 1. Study areas are indicated in map of Mexico: 1) Northwest Area, 2) North-Central Area and 3) South-Central Area. Location of sampling sites in a) Norwest: 1) El Arenoso, 2) Magdalena de Kino, 3) La Playa, 4) Fin del Mundo and 5) Térapa. b) North-Central: 1) El Cedral and 2) Laguna de Las Cruces, S.L.P., and c) South-Central: 1) Teotihuacan, 2) Toçuila and 3) Tequexquihuahua, Estado de México; 4) Valsequillo and 5) Axamilla, Puebla. Modified of Digital Map of Mexico V6, INEGI. <http://gaia.inegi.org.mx/mdm6/>.

300 mm (Vidal Zepeda, 2005). On this site we have found remains of bison (*Bison* sp.), horses (*Equus conversidens* and *Equus* sp.), Columbian mammoths (*Mammuthus columbi*), and tortoises (*Gopherus* sp.); as well as evidence of early human occupation (Terrazas Mata and Benavente, 2013).

- b) La Playa is located north of Trincheras, at 30° 29'58" N, 111° 31'44.6" W, at 510 masl, on an alluvial fan formed in the foothills of the Sierra Boquillas, which is bounded on the N by the Boquillas River and has gully erosion at various points, exposing paleosols. The climate is BS0h' (h) x' (dry semi-warm), with an average temperature between 18° and 22 °C with very extremes oscillation between Winter and Summer (over 14 °C). The average annual precipitation ranges from low to moderate (200–400 mm), with an intermediate regime between summer and winter rains (Vidal Zepeda, 2005). On this site, there are remains pertaining to prairie dog (*Cynomys ludovicianus*), bison, mammoths, camels (cf. *Camelops*), and pronghorn (*Capromeryx* sp.), along with tortoises (*Hesperotestudo* sp., Mead et al., 2010), evidence of early human occupation (Villalpando and Carpenter, 2004; Carpenter et al., 2009), and red Pleistocene paleosols (Cruz-y-Cruz et al., 2014).
- c) The Kino profile is located at NW Magdalena de Kino, on a highway cutting. Its coordinates are 30° 42'23.75" N and 111° 7'52.42" W, 748 masl. Its climatic features are similar to those of La Playa: BS0h' (h) x' (dry semi-warm), temperature between 18° and 22 °C, annual precipitation ranges from 200 to

400 mm (Vidal Zepeda, 2005). In this site, red Pleistocene paleosols were described and analyzed (Cruz-y-Cruz et al., 2014).

- d) Fin del Mundo is in a basin at a chain of unnamed volcanic hills about 100 km northwest of Hermosillo, Sonora, at 29° 45'29.39" N, 111° 40'46.82" W, 633 masl. The site is exposed in an eroded landscape that flows into the Arroyo Carrizo. The vegetation is dominated by ocotillo (*Fouquieria splendens*) and creosote bush (*Larrea tridentata*), bursage (*Ambrosia deltoidea*), *Muhlenbergia porteri* and several species of *Opuntia*. The dominant trees are ironwood (*Olneya tesota*), saguaro (*Saguaro*), and agaves. The climate is BW (h') (x') (very dry warm), with an annual rainfall of 200–300 mm and a temperature between 18° and 22 °C (Vidal Zepeda, 2005; Sanchez et al., 2014). At this site there are remains pertaining to gomphotheres (*Cuvierionius* sp.), mastodon (*Mammot americanum*), and tapirs (*Tapirus* sp.), and evidence of early human activity (Sanchez et al., 2014).
- e) Térapa is located in the Moctezuma River Valley, in the Parallel Mountains and Valleys physiographic province on the Sierra Madre Occidental, at 29° 41' N, 109° 39' W, at 605 masl. The valley is flanked to the west by the Oposura Mountains or Sierra del Coyote, and to the east by the Sierra de la Madera. The Moctezuma River flows southward, where it joins the Bavispe River and the Yaqui River, and flows into the Gulf of California. The vegetation consists of thorn scrub (Van Devender et al., 1997; Mead et al., 2006, 2007; Bright et al.,

2010). The climate is BS1h' (h) x', quite similar to La Playa, 18–22 °C mean annual temperature and precipitation of 200–400 mm (Vidal Zepeda, 2005). On this site there were remains of birds, fish, amphibians, crocodiles (cf. *Crocodylus acutus*), bison, horses, gomphotheres, ground sloths (*Paramylodon harlani*), tapirs, white-tailed deer (*Odocoileus virginianus*), Pleistocene pronghorn (*Stockoceros* sp.), javelina (*Platygonus* sp.), llama (*Hemiauchenia* sp.), capybaras (*Neochoerus* sp.), glyptodonts (*Glyptotherium cylindricum*), pampatheres (*Pampatherium* cf. *P. mexicanum*), lynx (*Lynx rufus*), raccoons (*Procyon lotor*), dire wolves (*Canis dirus*), and rodents (Mead et al., 2006; Nunez et al., 2010). The deposits are dated to 42,000 Cal BP (Bright et al., 2010).

2.2. North-Central Mexico

In this area, the sites of El Cedral, located in the Sierra Madre physiographic province (northern) and Laguna de las Cruces in the Mesa del Centro province, western San Luis Potosí, were studied (Fig. 1b).

- a) Cedral is located in the state of San Luis Potosí, Mexico, 23° 48'36.6" N, 100° 42'58.2" W, at 1700 masl. The present climate is BS1kw (semi-dry temperate with summer rains), with an annual rainfall between 400 and 500 mm, and a temperature of 18 °C (Vidal Zepeda, 2005). The predominant vegetation is desert scrub and grassland. This site contains several ancient springs, which could have been used for drinking water by Late Pleistocene mammals, including the glyptodont (*Glyptotherium* sp.); mylodont (*Paramylodon harlani*), tapir (*Tapirus haysii*), dire wolf, lion (*Panthera atrox*), camel (*Camelops hesternus*), mastodon, mammoth, and horses (*Equus mexicanus*, *E. conversidens*, and *E. cedralensis*), as well as smaller mammals and other vertebrates (Álvarez et al., 2012; Alberdi et al., 2014). Stratigraphically controlled excavations at the site were able to identify the presence of three fossiliferous levels, based on radiocarbon dates (modified from Lorenzo and Mirambell, 1986). These levels are: (1) between 30,000 and 25,000 BP; (2) between 17,000 and 11,000 BP, and (3) between 10,000 and BP.
- b) Laguna de las Cruces is located west of the town of Salinas, San Luis Potosí, central Mexico (22° 44'18" N, 101° 58'44" W) (Mirambell, 1982; Pérez-Crespo et al., 2012a). The climate is BS1kw (semi-dry temperate with summer rains), with an average annual temperature of 18 °C and annual rainfall between 400 and 500 mm (Vidal Zepeda, 2005). The predominant vegetation is desert scrub. Stratigraphically-controlled excavations were undertaken in this place, revealing a faunal complex with remains of Columbian mammoths, horse, camel, and bison. As an inference based on the previous findings, it could be inferred that the complex had a Rancholabrean (Late Pleistocene) Land Mammal Age, ranging between 120,000 and 10,500 BP (Bell et al., 2004). However, there is no radiometric age associated with the deposit. The stratigraphy of local sediments is composed by Cretaceous limestone and shale, overlain by igneous rocks, red soils, tuffaceous material, and lacustrine sediments where the fossils were found (Flores, 1982; Reyes, 1982).

2.3. South-Central Mexico

The study area covers the eastern part of the State of Mexico and the South of Puebla. The sites are located on alluvial fan surfaces

dissected by streams. In this region the following locations were considered (Fig. 1c):

- a) Tequexquahuac is located 3.2 km northwest of Tlalnepan-tla, State of Mexico, 19° 32'20" N, 99° 11'39" W, at 2238 masl. The climate is BS1kw (semi-dry temperate with summer rains), with an average temperature of 15.9 °C, with rare frost and an average annual rainfall of between 600 and 800 mm, with prevailing winds from the south. In this location, bone remains included ground sloth, glyptodont, horses, proboscideans, rodents, shrews and fish. The site has a radiocarbon date of 13,450 ± 40 BP of a *Mammuthus columbi* tusk (Gonzalez et al., 2001).
- b) Tocuila is located in the State of Mexico (19° 31' N, 98° 54' W), at 2240 masl, with BS1kw climate (semi-dry temperate with summer rains), an average annual temperature of 15.9 °C, and 600–800 mm annual rainfall (Vidal Zepeda, 2005). On this site, remains of mammoths, bison, camels, horses, cats, hares (*Lepus* sp.), vole (*Microtus mexicanus*), fish, waterfowl, and tortoise have been found, as well as evidence of human activity (Johnson et al., 2012). The site has been dated to 12,770 to 13,101 Cal BP (Morett et al., 1998; Arroyo-Cabrales et al., 2002.).
- c) Valsequillo is located at 18° 54' N, 98° 10' W at 2040 masl, 15 km south of the city of Puebla (Cruz-Muñoz et al., 2009). The climate is Cw₂ (temperate humid with summer rains) (Vidal Zepeda, 2005). There is evidence of human activity and fossil remains of various mammalian herbivores and carnivores, including capybaras (*Neochoerus* sp.), horses, gomphotheres (*Stegomastodon* sp.), mammoths, ground sloths, and several species of lagomorphs and rodents, in four different deposits named El Horno, El Mirador, Hueyatenco and Tecacaxco. The overall site has been dated to late Pleistocene.
- d) Axamilpa is within the municipality of Tepexi de Rodríguez, Puebla (18° 36'49" N, 97° 54'45" W). The study area is crossed by the river Axamilpa. This small channel flows into the Atoyac River. The climate is BS1 (h') w' (w), warm and dry with a wetter season, with annual precipitation less than 500 mm (Rzedowsky, 1978; Vidal Zepeda, 2005). The predominant vegetation is grassland and desert scrub. In the northeast of the municipality are large areas of crassicaule scrub, while chaparral dominates the southwest. To the north and south is dry tropical forest, and in the mid-west there are small areas of forest of oak and mesquite grasslands (Arredondo-Gutiérrez, 2009). At the site there were found remains of bison, mammoths, gomphotheres (*Cuvieronius tropicus*), llama (*Paleolama* sp.), glyptodonts (*Glyptotherium* cf. *G. cylindricum*), ground sloths, pronghorns, and tortoises. The sequence is dated between 42,735 ± 475 Cal BP and 16,402 ± 412 Cal BP (Tovar et al., 2014b).

3. Materials and methods

3.1. Fossil records

For this study, $\delta^{13}\text{C}$ data from Pleistocene megafauna dental enamel found in El Arenoso and Fin del Mundo, Sonora, and published data from Terapa, Sonora (Nunez et al., 2010), Cedral and Laguna de las Cruces, San Luis Potosí (Pérez-Crespo et al., 2009, 2012a); Tequexquahuac and Tocuila, State of Mexico (Pérez-Crespo et al., 2010, 2014), and Axamilpa, Puebla (Tovar et al., 2013, 2014b) were used. The specimens from Cedral, Fin del Mundo, Laguna de las Cruces, Tequexquahuac, Tocuila and

Valsequillo are on deposit in the Paleontological Collection of the Archaeozoology Laboratory, *Subdirección de Laboratorios y Apoyo Académico*, National Institute of Anthropology and History (INAH for its Spanish initials), with catalog numbers DP, with the exception of specimens from Fin del Mundo, Tocuila and Valsequillo, that lack catalog numbers. Specimens from El Arenoso are deposited in the *Área de Prehistoria y Evolución Humana*, of *Instituto de Investigaciones Antropológicas, Universidad Nacional Autónoma de México* (UNAM) and lack a catalog number. Of the specimens of Axamilpa, some are in the National Paleontology Collection at *Instituto de Geología*, UNAM, catalog numbers IGL and others are in the Laboratory of Paleontology at the same institute and lack catalog numbers.

A bulk sample of dental enamel from each individual was taken, using a Dremel power drill with a dentist bit. Sample preparation and analysis were undertaken at the Instituto de Geología, UNAM. The preparation procedure followed the method proposed by Koch et al. (1998). First, 20 mg of enamel was ground into fine powder with an agate mortar, and sieved to get the finest dust. Hydrogen peroxide at 30% (10 ml) was added and the sample left standing for two hours. The peroxide was then decanted and the sample was washed three times with distilled water. Once the washing was finished, a 1 M acetic acid and sodium acetate solution was added, and left to stand for nine hours. The solution was then decanted and the sample again washed three times with distilled water. Finally, to eliminate any remaining water, ethyl alcohol was added and the sample left to dry in an oven at 90 °C for 12 h. Samples were sent to the *Laboratorio de Isótopos Estables* at the *Instituto de Geología*, UNAM. The mass spectrometry measurements were done using a Finnigan MAT253 with dual inlet, Gas Bench II as interface, with auto sampler GC PAL (Révész and Landwehr, 2002). Duplicate analysis standards were assayed to accomplish precision. Results were reported as $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$, and they were normalized using NBS-19, NBS-18, and LSVEC, with the VPDB scale in accordance with the corrections described by Coplen (1988), Coplen et al. (2006), and Werner and Brand (2001). For this technique, the standard deviation was 0.2‰ for carbonates. The carbon isotopic values of the analyzed specimens were compared with the proposed by MacFadden and Cerling (1996) to determine the type of diet of each species.

3.2. Paleosol records

Field trips for the identification and recording of paleosols in the study sites were performed. Most sites were associated with river cuts that favored exposure of materials. We collected and analyzed soil samples (organic matter and carbonates) associated with paleontological remains in El Arenoso, La Playa, Trincheras and Fin del Mundo, Sonora; El Cedral, San Luis Potosi, Cerro Gordo, Estado de México; and Axamilpa, Puebla. The pedo-sedimentary sequences were described in the field, based on criteria established by the WRB (2006) and FAO-UNESCO (1994) for the identification, description, and classification of soil horizons. Samples from each of the sites for paleopedological analysis (color, texture, magnetic susceptibility, free iron extractable with sodium dithionite, organic carbon, carbonates, stable isotopes of carbon and micromorphological) were assayed. The results have been previously published (Tovar et al., 2013, 2014b; Cruz-y-Cruz et al., 2014, 2015; Sanchez et al., 2014), and there is no further description of the analytical techniques, other than the analysis of stable isotopes of carbon, which is the purpose of this study.

For quantification of the content of $\delta^{13}\text{C}$ of soil organic matter of paleosols, samples with a higher content of organic carbon were selected. Samples were ground in an agate mortar to a fine powder and decarbonated with 5 M HCl. To perform the analysis, 1 g of

each of the samples was analyzed at the University Laboratory of Isotope Geochemistry, Institute of Geology, UNAM. In cases where organic matter was not recovered from the soil, pedogenic carbonates were analyzed, selecting the vermicular concretions developed in the soil pores, and those were processed in the same laboratory.

4. Results

4.1. Fossil records

In this section, the analytical results of the studied fossil localities grouped by region are shown. The isotopic values for all of the samples, incorporating the enrichment factor proposed by Cerling and Harris (1999), are shown in [Supplementary information \(Table 1\)](#).

a) Northwestern Mexico

The Arenoso herbivores (Fig. 2a and b) show a $\delta^{13}\text{C}$ values range between -4.6‰ and -0.5‰ . The bison showed a value of -1.4‰ , horses had values of -4.6‰ to -0.5‰ , with an average of -2.8 , and carbon isotopic value for the mammoth was -3.6‰ .

At Fin del Mundo, the range of values of stable isotopes of carbon $\delta^{13}\text{C}$ from the Pleistocene megafauna is -10.3‰ to -4.2‰ . The gomphotheres (Fig. 2c) had an average of -4.4‰ , with a range from -4.4‰ to -4.2‰ ; while the mastodons had values of -9.8‰ to -9.0‰ , with an average of -9.3‰ , and isotopic value for tapir was -10.3‰ .

In Terapa, the range of $\delta^{13}\text{C}$ values of analyzed mammals were from -10‰ to 2.3‰ ; bison exhibited an average value of 1.3‰ with values range from 0.4‰ to 2.3‰ ; gomphothere had the carbon isotopic value of -2.8‰ , while in horses there was an average of -0.8‰ with a value range of 0.4‰ – 4.1‰ . The value for llama was -10‰ , while for capybara was -5‰ ; the carbon values range of mammoths was between -0.3‰ and -0.1‰ , with an average of -0.2‰ ; deer averaged -5.9‰ , with values ranging from -6.1‰ to -5.7‰ . Ground sloths showed values of -6.3‰ to -0.5‰ with an average of -3.4‰ , and finally, the javelina had a value of -1.9‰ (Fig. 9).

b) North-Central Mexico

Cedral herbivores exhibited a range from -10.7‰ to -1.5‰ ; the maximum value was for a horse, which had a range of $\delta^{13}\text{C}$ values of -6.9‰ to -1.5‰ , with an average of -3.6‰ . In contrast, tapirs have minimum $\delta^{13}\text{C}$ values of -10.7‰ to -10.5‰ , with an average of -10.6‰ . Glyptodonts exhibited an average value of -4.2‰ carbon with an interval from -4.6‰ to -3.7‰ ; for the mammoth, $\delta^{13}\text{C}$ value was -1.7‰ , while mastodons exhibited values -9.2‰ to -7.2‰ with an average value of -8.3‰ (Fig. 10).

c) South Central Mexico

The ground sloth of Tequexquinahuac had a value of -6.5‰ $\delta^{13}\text{C}$; for mammoths of Tocuila (Fig. 3), the average $\delta^{13}\text{C}$ value was -3.7‰ , in the range of -5.1‰ to -1.4‰ . In Valsequillo, herbivores show a range of values of -4.8‰ to -0.5‰ ; in the case of horses, they have an average of -0.9‰ , with a range of -1.4 to -0.5‰ ‰; for mammoths, carbon isotopic values ranging from -2.6‰ to -0.9‰ with an average of -1.8‰ , while gomphotheres have an average of -4.2‰ $\delta^{13}\text{C}$ with values ranging from -4.8‰ to -3.2‰ . The capybara had $\delta^{13}\text{C}$ of -2.1‰ and the ground sloth -1.8‰ . Finally, in Axamilpa, the horse showed a value of -2.7‰ , and for gomphothere -2.9‰ (Fig. 11).

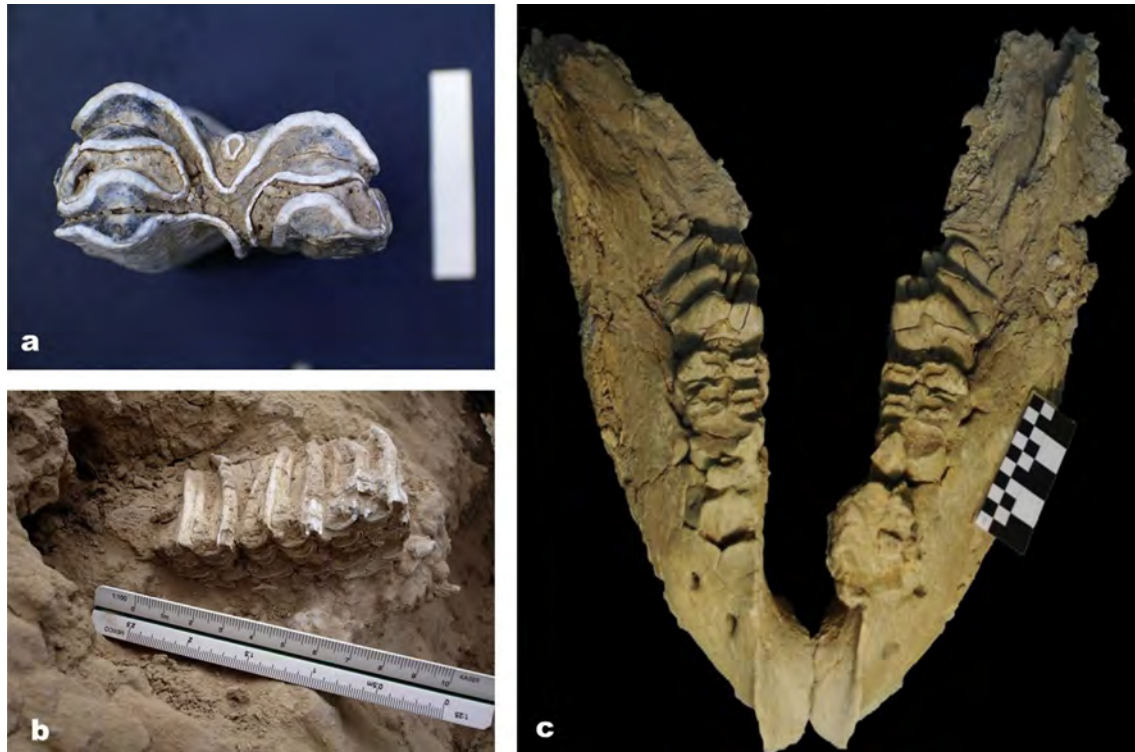


Fig. 2. Pleistocene herbivores fossils: a) Bison and b) Equus tooth *in situ*, from El Arenoso; c) gomphothere mandible from Fin del Mundo. Photos a and b by: Terrazas Mata and Benavente, 2013; photo c by: Sanchez et al., 2014.



Fig. 3. Paleontological site of Tocuilá: in this deposits, are found Pleistocene megafauna fossils (*Mammuthus columbi*) stratigraphically associated with Pleistocene sediments (*in situ*). Photo by: T. Cruz-y-Cruz.

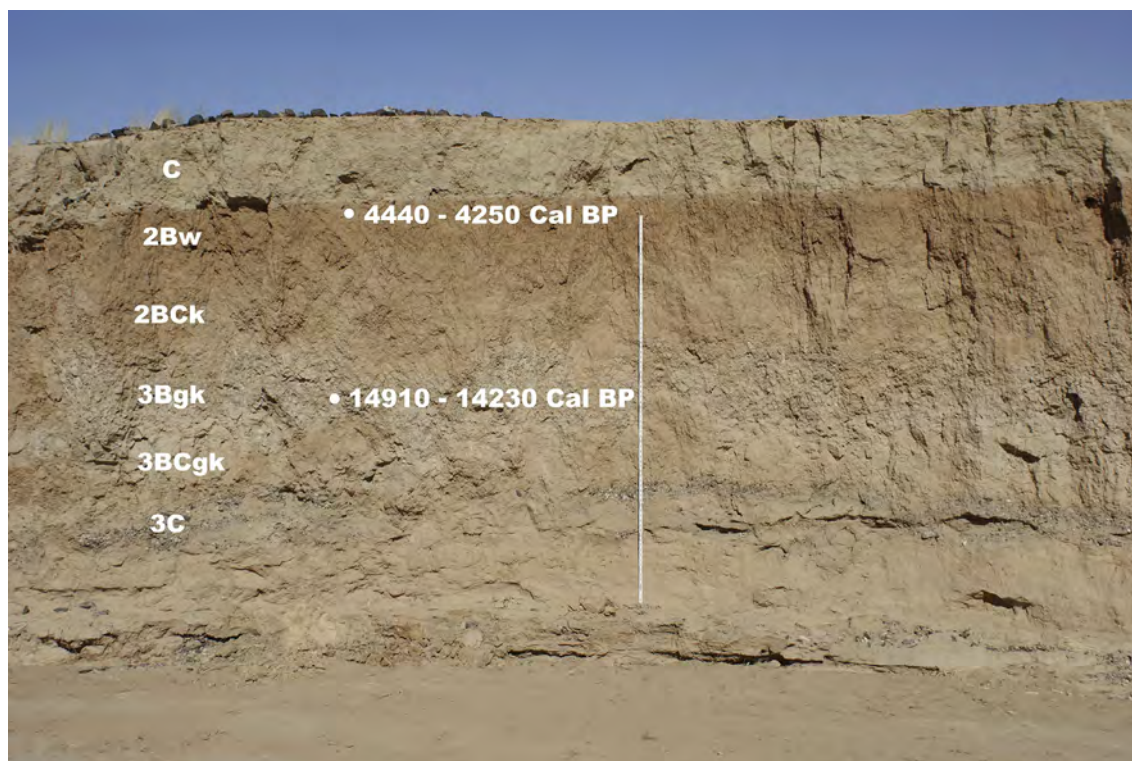


Fig. 4. Archaeological site of La Playa: in this site, are found Pleistocene megafauna fossils stratigraphically associated with Pleistocene red paleosol. Photo by: T. Cruz-y-Cruz.

4.2. Paleosol records

a) Northwestern Mexico

In Northwestern Mexico, the carbon isotope values ($\delta^{13}\text{C}$) of the paleosol organic matter developed during the Pleistocene and Holocene are in a range of -19.8‰ to -16.95‰ , and pedogenic carbonates have values from -6.4‰ to -3.4‰ (Fig. 9, Table 2).

The profile type of late Pleistocene red paleosols was characterized in the archaeological site of La Playa, the San Rafael paleosol (SRP), with a sequence of 2Ah-2Bw-2BCK-3Bgk horizons, whose principal characteristics are: moderate development, well structured, weathering of primary minerals, and neoformation of secondary minerals such as clays and iron oxides (Fig. 4). The SRP contained pedogenic carbonates with an age of 14,910–14,230 Cal BP in 3Bgk horizon, with $\delta^{13}\text{C}$ values of -21.4‰ , and charcoal dated in 4440–4250 Cal BP in 2Ah horizon, with $\delta^{13}\text{C}$ of -25.4‰ . Holocene soils are dated to 4090–3880 Cal BP in organic matter, with $\delta^{13}\text{C}$ values between -16.95 and -18.94‰ . There been found similar paleosols in Magdalena de Kino, El Gramal, El Áigame and The Fin del Mundo, among other places. Profile Kino paleosols are dated between 12,970 and 12,590 Cal BP in pedogenic carbonates, and $\delta^{13}\text{C}$ between -23.9 and -23.1‰ (Cruz-y-Cruz et al., 2014).

In Cerro Trincheras, nearby to La Playa, carbonates dated between 42,400 and 18,379 BP, have $\delta^{13}\text{C}$ values between -17.43 and -22.45‰ . The Pleistocene grey paleosols were described in the archaeological site El Arenoso (Fig. 5), with a sequence C-2Bgk1-2Bgk2-3C-4Bk-4Ck-5Bgk-5BCK-5Ck-6Bk-7Bg. The paleosols are dated between 30,730 and 31,120 Cal BP (in pedogenic carbonates of 4Bgk horizon with $\delta^{13}\text{C}$ -18.4‰), and 16,352–16,889 Cal BP (in pedogenic carbonates of 2Bgk₂ with $\delta^{13}\text{C}$ -20.7‰). Its main features are: moderate weathering of primary minerals, formation of secondary minerals, redoximorphic processes, and carbonation due to saturation conditions of humidity. Gleying is indicated by a greyish

color, alternating with periods of less humid conditions that allowed a significant accumulation of carbonates (Cruz-y-Cruz et al., 2015).

In the archaeological site of Fin del Mundo (Fig. 6), the pedosediments associated with the Pleistocene paleontological bed (Stratum 3B) are dated at 13,384 Cal BP on charcoal and 12,854 Cal BP on organic matter, with $\delta^{13}\text{C}$ values -24.2‰ and -17.8‰ , respectively. The stratigraphic unit overlying Stratum 3B (Stratum 4) is dated at 10,752 Cal BP in organic matter with $\delta^{13}\text{C}$ values of -17.1‰ , 10,193 Cal BP with $\delta^{13}\text{C}$ of -24.3‰ , 9357 Cal BP with $\delta^{13}\text{C}$ of -21.8‰ , 8376 Cal BP with $\delta^{13}\text{C}$ of -25.1‰ , 7756 Cal BP with $\delta^{13}\text{C}$ of -24.6‰ , and 7076 Cal BP with $\delta^{13}\text{C}$ of -17.9‰ (Sanchez et al., 2014).

b) North-Central Mexico

In Cedral, the isotopic composition of organic material in a paleosol located in the lower part of the sequence, interbedded with sediments, was analyzed (Fig. 7). It is an Ah horizon, with well-developed structure (medium sub-angular blocks and granules), very stable peds; fine root pores, silt-clay texture and highly carbonated (in pores, on peds); these characteristics indicate a well-developed soil. This paleosol has not been dated, but is located between the fossiliferous strata dated between 30 and 21 ka BP. Organic matter from the Pleistocene paleosol of Cedral showed $\delta^{13}\text{C}$ value of -12.16‰ , indicating a vegetation cover of mainly C4 plants at the site (Fig. 10, Table 2).

It was not possible to analyze paleosols from Laguna de las Cruces, as this site was excavated over 30 years ago. Soils in the area are humic Luvisol, calcic Xerosol, and Solonchak (Flores, 1982). In the lower part of the stratigraphic pit excavated in the area, redoximorphic features revealed an environment saturated with water, which was interpreted as lacustrine sediments. However, the description of some subjacent layers appeared to correspond with soil horizons (Flores, 1982; Mirambell, 1982). The sequence consists of seven layers: 1) 0–39 cm, cross-bedded sandy sediment, color

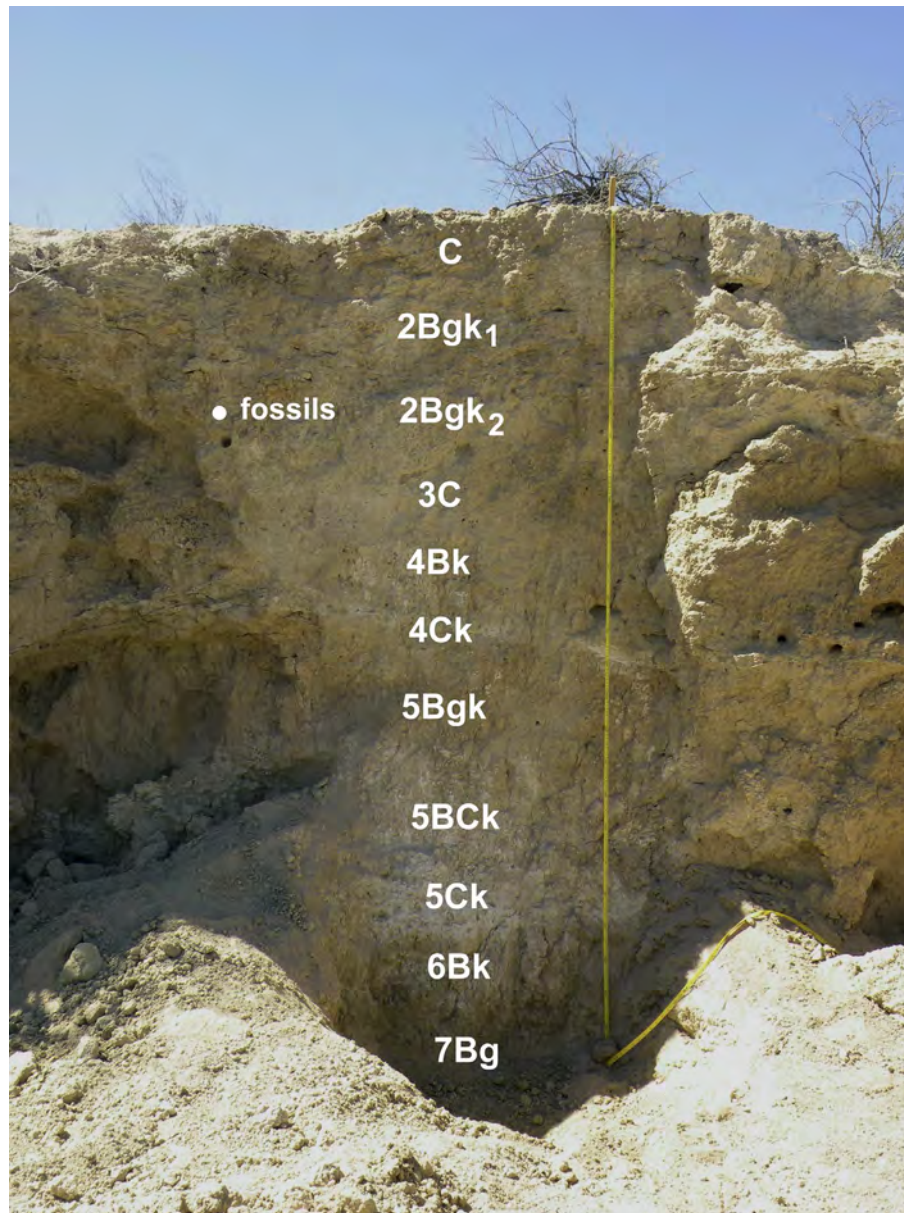


Fig. 5. Archaeological site of El Arenoso: in this profile, are found Pleistocene megafauna fossils (tortoise) stratigraphically associated with a Pleistocene gray paleosol. Photo by: T. Cruz-y-Cruz.

5 YR 4/2; 2) 39–65 cm, silt–sandy sediment, color 10YR 5/3; 3) 65–82 cm, silt–clay sediment with rock fragments, color 10YR 5/3; 4) 82–117 cm, clay texture, color 10YR 4/1, prismatic structure with a tendency to columnar (possible Bt horizon of an older paleosol), 5) 117–155 cm, clay texture, color 10YR 5/1 massive structure (possible BC horizon of an older paleosol); 6) 155–203 cm, clay texture, 10YR 5/1 gray color, coarse polyhedral structure, mottled gray-green (possible Btg horizon of an oldest paleosol) and 7) 203–240 cm, clay texture, massive structure with mottled gray-green, color 10YR 6/2 (possible BC horizon of the oldest paleosol).

c) South Central-Mexico

No pedological analyzes were performed on Tocuila, Tequexquahuac or Valsequillo, so the data from the fossils will be compared with the paleosol isotopic data of Cerro Gordo (Teotihuacan Valley, obtained for this work); Teotihuacan Valley and

Tepexpan (Lounejeva et al., 2007), Toluca Valley (Sedov et al., 2003), State of Mexico; Concepción C and Tlalpan C in Tlaxcala (Solís-Castillo et al., 2012), and Axamilpa, Puebla (Tovar et al., 2014b), as the sites are located in the same region (Fig. 1c). In general, the isotopic values of the Pleistocene paleosols were from -23.6‰ to -18.31‰ , but predominantly had values greater than -20.5‰ , while those found in the modern ground surface are around -16.4‰ , showing a clear contrast between the late Pleistocene compared to Holocene soils (Fig. 11, Table 3).

In Axamilpa, paleosols were characterized according to their main characteristics as gleyic, vertic, carbonate and humus accumulation paleosols. Fossil bones were found in the carbonate unit (Fig. 8).

5. Discussion

Paleoenvironmental studies in Mexico have shown that during the late Pleistocene there was an increase in rainfall, with a clear

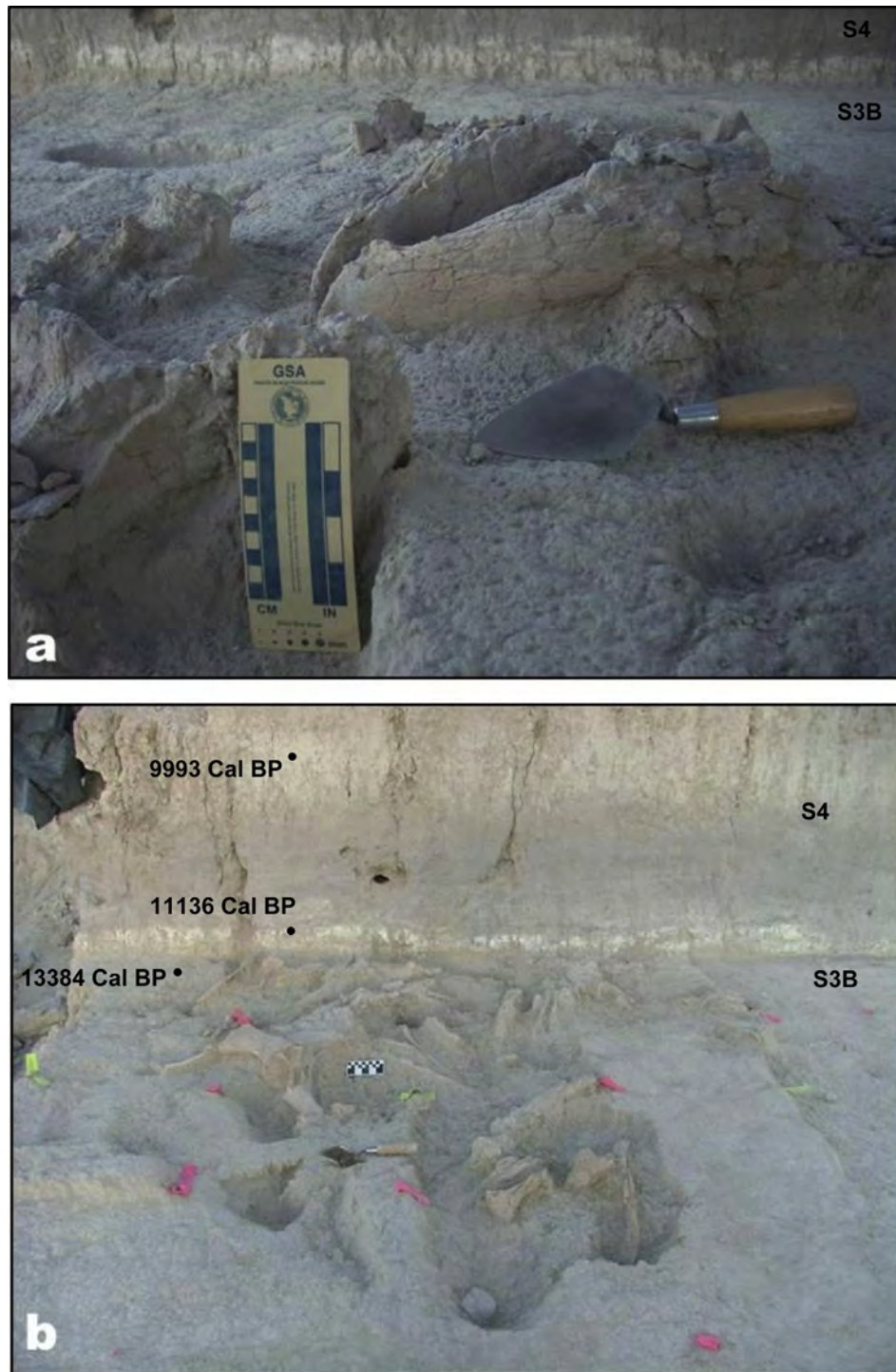


Fig. 6. Archaeological site of Fin del Mundo: in this profile, are found Pleistocene megafauna fossils (mastodon, tapir and gonfoterio) stratigraphically associated with Pleistocene pedo-sediments deposits; a) gomphothere mandible and b) gomphothere pelvis being excavated. Photos: courtesy of Fin del Mundo Project.

trend towards aridity during the Holocene (Anderson and Van Devender, 1995; Ortega-Guerrero et al., 2000; Lozano-García et al., 2002, 2005; Metcalfe et al., 2002; Holmgren et al., 2003; Nordt, 2003; Dean, 2006; Elias, 2007; Caballero et al., 2010). This increase in rainfall patterns during the LGM is opposed to the global trend of aridity during glacial periods indicated by the records elsewhere, as demonstrated by the loess–paleosol sequences of Tajikistan, China, India (Bronger et al., 1998; Dodonov et al., 2006),

Argentina or the Great Plains in the United States (Kemp and Zárate, 2000; Fucks and Deschamps, 2008; Jacobs and Mason, 2007), which showed a clear predominance of erosion–sedimentation associated with cold, dry environments. However, as has been demonstrated by several studies, there was not an even trend, but rather a great environmental variability associated with specific conditions that developed during this period in each locality in Mexico (Sedov et al., 2003; Solleiro et al., 2006; Lounejeva et al.,

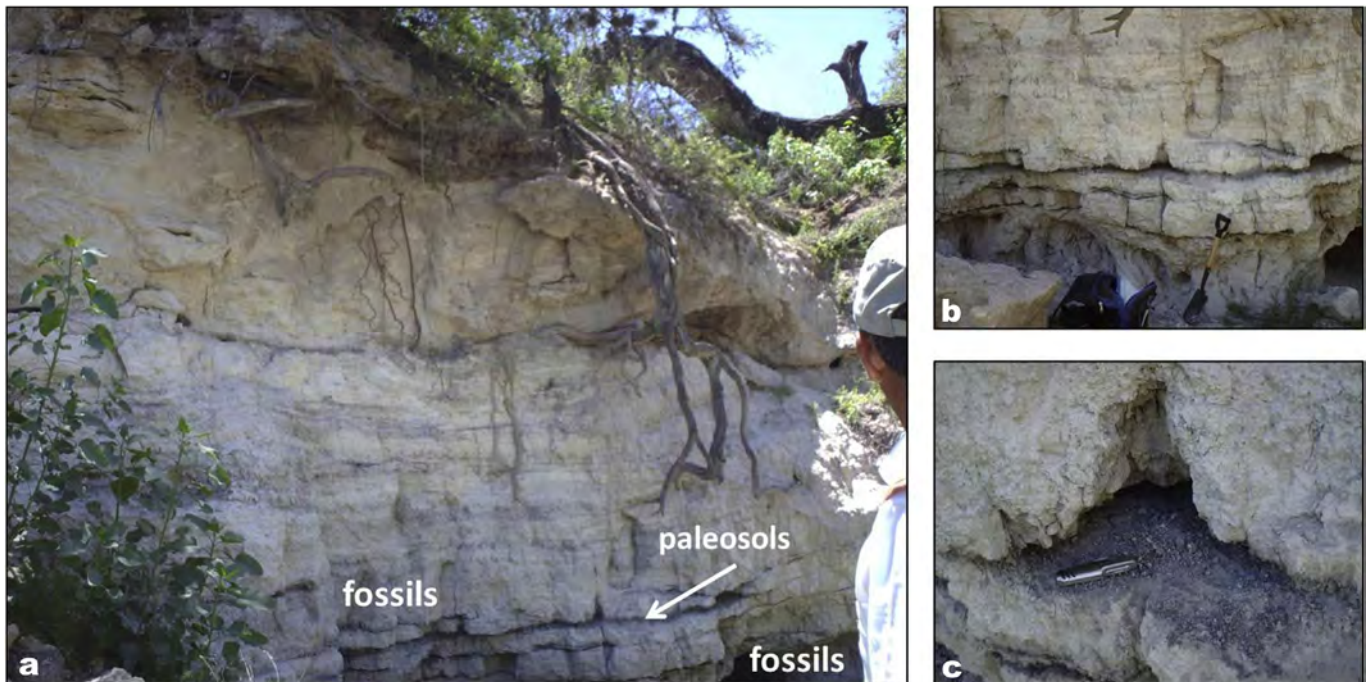


Fig. 7. Paleontological site of El Cedral: the Pleistocene megafauna fossils are stratigraphically associated with Pleistocene sediments deposits. a) The paleosols are in the lower profile, b) view of paleosols, and c) paleosol sampling site. Photos by: A. Pérez-Crespo.

2007; Rivera-Uria et al., 2007; Solís-Castillo et al., 2012; Tovar et al., 2013, 2014a, 2014b; Cruz-y-Cruz et al., 2014, 2015). It is important to compare and contrast the data provided by different proxies in the study sites, as those proxies may provide contradictory information. Such it is the case of $\delta^{13}\text{C}$ isotopic values: those from the teeth enamel provide information on alimentary preferences of herbivores (Koch, 1998), whereas the isotopic values of soil organic matter and pedogenic carbonates are most direct indicators of vegetation cover (Cerling and Quade, 1993; Cerling, 1999). Additionally, as the soils are developed *in situ* by the combination of forming factors, they record high spatial resolution that allows assessment of local variations in environmental conditions.

5.1. Feeding habits of Mexican Pleistocene megafauna

Comparisons of $\delta^{13}\text{C}$ isotopic values of the Pleistocene megafauna from different regions of Mexico allow inference of their feeding patterns and establish parameters of alimentary habits of the various species.

Bison sp.: Carbon isotopic values of bison from Terapa and El Arenoso indicated that this species fed on C4 plants. However, there is an individual specimen in Terapa that could be classified as a C3/C4 plants mixed diet organism. Based on morphology of the molars (hypsodont), studies indicated that in Mexico this species had a grazer type diet (Johnson et al., 2006). However, observations of present bison in the United States of America and Canada have shown that this species is able to consume leaves of trees or shrubs, cacti, and C3 grasses (Peden et al., 1974; McDonald, 1981; Cannon, 2001), similar to data obtained using techniques of micro and meso-wear dental fossil specimens from the USA, showing that during the Late Pleistocene this animal had a more flexible diet. Furthermore, $\delta^{13}\text{C}$ data obtained for this species in the USA and Canada have shown that, in general, bison were specialized organisms in the consumption of C4 plants, but there were some individuals with their own isotopic values of mixed diet organisms and others who consumed only C3 plants (Chisholm et al., 1986;

Connin et al., 1998; Gadbury et al., 2000; Leyden and Oetelaar, 2001; Feranec, 2004; Koch et al., 2004).

Camelops hesternus: Camels' diet from Laguna de las Cruces is varied, two individuals fed only on plant C4, and two others showed a mixed C3/C4 diet. In Mexico, the diet of this species varied from grazer to browser (Johnson et al., 2006); while morphological analyzes indicated mixed diet, but with some individuals or populations that had browser and grazer diets. These variations in dietary patterns could be observed in the specimens analyzed.

Cuvieronius sp. *C. tropicus*, and *Stegomastodon* sp.: Mexican gomphotheres have been considered as forest dwellers, and browsers (Johnson et al., 2006). However, the results for the *Stegomastodon* of Valsequillo show the opposite, as the diet consists of mixed C3/C4 plants. The same trend can be observed in *Cuvieronius* from both Axamilpa and Fin del Mundo. Studies using stable isotopes $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ made in South American gomphotheres showed that although the brachyodont molars are present in this group, they are considered as individuals living in closed areas, and feeding as browsers. Species such as *Stegomastodon waringi* had a C3/C4 mixed diet, while *Cuvieronius hyodon* fed only on C3 plants. Other studies have suggested that Mexican *Stegomastodon* had a mixed diet with a preference for warm or temperate grasslands, while *Cuvieronius* had a mixed diet but was adapted to cold or temperate highland pastures (Arroyo-Cabrales et al., 2010). The results of this study corroborate the above for *Stegomastodon* diet, but show an opposite trend in the case of *Cuvieronius*, indicating that this group of animals was generalists in their diet.

Equus sp.: In the case of Pleistocene horses, it was realized that they had great flexibility in their feeding habits, as there were individuals that fed only on C4 plants, while others had C3/C4 mixed diet. The results obtained with isotopic studies in Late Pleistocene horses in the USA (MacFadden and Cerling, 1996) showed the same trend, a taxon whose diet was not based only on C4 plants, but included also C3/C4 mixed diets, and even a diet based only on C3 plants. This is supported by the analysis of micro and meso-wear performed in Pleistocene horses teeth found in Hidalgo state,

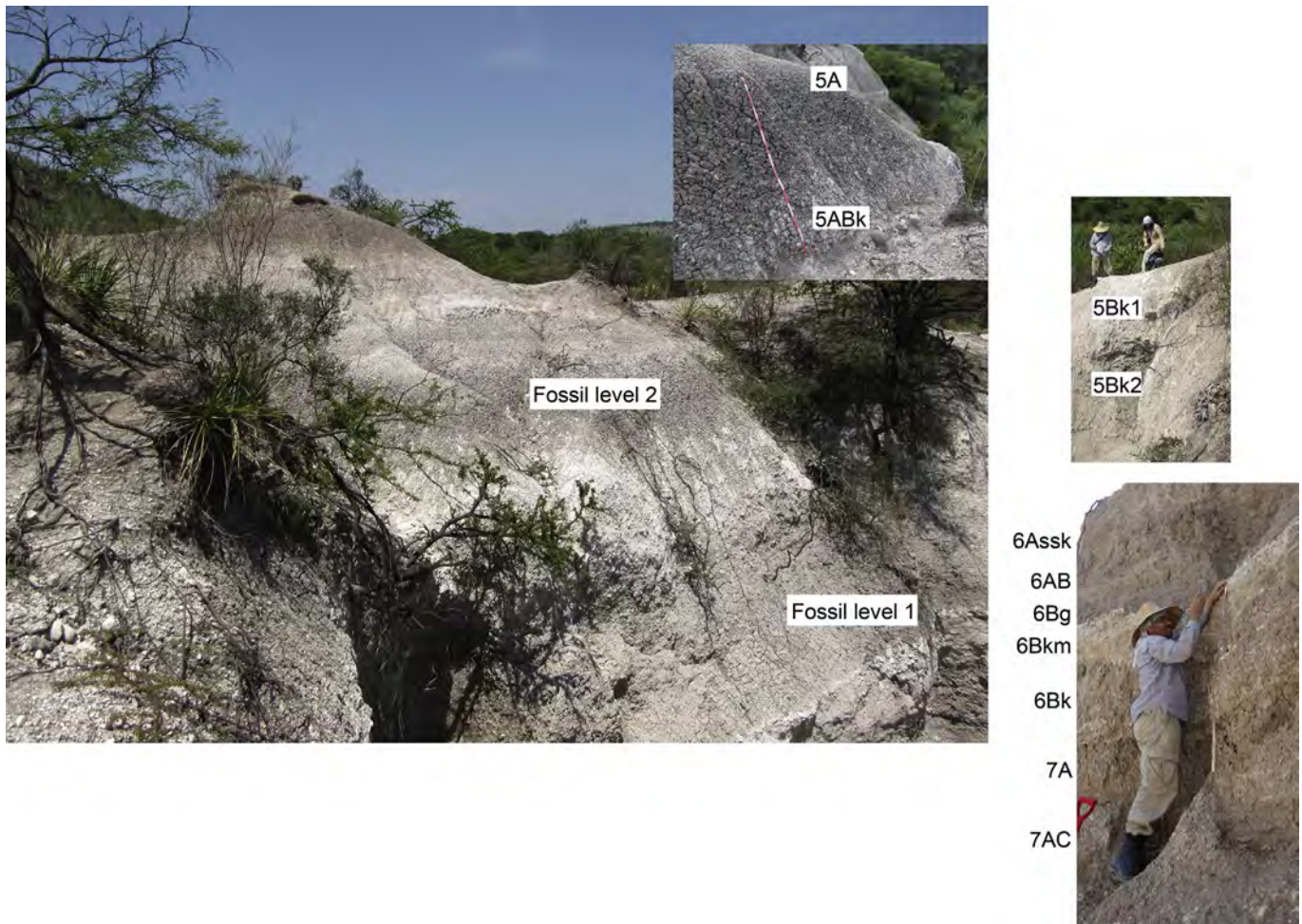


Fig. 8. Panoramic picture of the Calcic unit with detail views of the pedogenic horizons. Fossil levels are correlative with the layers found in the locality Rancho Gerardo. In fossil level 1 Montellano-Ballesteros (2002) identified *Cuvieronius tropicus* and *Glossotherium* (*Paramylodon*) sp. In fossil level 2, the same author identified *Equus* sp., *Mammuthus* cf. *M. columbi* and *Glyptotherium*. Photos by: R.E. Tovar.

indicating that feeding of mixed diet type was more common than that specialized in one type of plant diet (Bravo-Cuevas et al., 2011; Barrón-Ortiz et al., 2014).

Hemiauchenia sp.: A *Terapa* specimen fed only on C3 plants, but studies with this taxon using stable isotopes and morphology have shown that the llamas of the Pleistocene were flexible in their habits and did not specialize in eating only one type of plant (Feranec, 2003; Seprebom and Rivals, 2010).

Mammuth americanum: Diet of sampled specimens was based on C3 plants. Similarly isotopic studies on mastodons from Ontario, New York and Florida, have indicated that this species fed only on C3 plants (Koch, 1998; Metcalfe, 2011). Also, studies of dental microwear specimens from South Carolina, Florida, and Texas showed that they were browsers (Green and Hulbert, 2005; Green et al., 2005; Green, 2006; Rivals et al., 2012). The above was corroborated by the analysis of coprolites of this species conducted in Florida (Leeper et al., 1991; Newson and Muhlbachler, 2006). This indicated that this species was a specialist in the consumption of leaves of trees, shrubs and fruit, and did not eat grass.

Mammuthus columbi: Specimens analyzed showed mixed diets and some individuals who only fed on C4 plants. Isotopic studies (Pérez-Crespo et al., 2012b) and micro-wear assays (Rivals et al., 2012) with specimens of this species have revealed that in Mexico and the USA, the species had a mixed diet and did not feed only on a single type of plant, as indicated in many cases based only

on the tooth morphology (Johnson et al., 2006), but lived in open areas.

Neocoelus sp.: *Terapa* capybara $\delta^{13}\text{C}$ value indicated that this individual had a C3/C4 mixed diet. In contrast, the Valsequillo specimen fed only on C4 plants. Observations in current capybaras have revealed that this species lives on the margins of rivers or streams and feeds mainly *Poaceae* and other aquatic plants, which are not C3 plants (Quintana et al., 1998; Forero-Montaña et al., 2003).

Odocoileus sp.: *Terapa*'s two deer had C3/C4 mixed feeding. The current deer are generalists in their diet because they can feed on leaves of trees and shrubs, herbaceous, pteridophytes, fruits and cacti, varying their intake according to the season and region where they live (Arceo et al., 2005; Alcalá-Galvan and Krausman, 2012; Marshal et al., 2012; Najera-Hillam and Mandujano, 2013).

Paramylodon harlani: Tequexquinahuac specimen had C3/C4 mixed feeding; but for *Terapa* one specimen had a mixed diet, whereas another fed only on C4 plants. Other studies have established that this species fed on grasses, small shrubs, and roots (Kurtén and Anderson, 1980). In Mexico, specimens had C3/C4 mixed feeding (Johnson et al., 2006). In contrast, morphometric analyses suggested that this species mainly fed on grasses and other herbs (McDonald, 2005; McDonald and Plikan, 2006; Bargo and Vizcaíno, 2008). This indicates that this species was generalist in feeding habits.

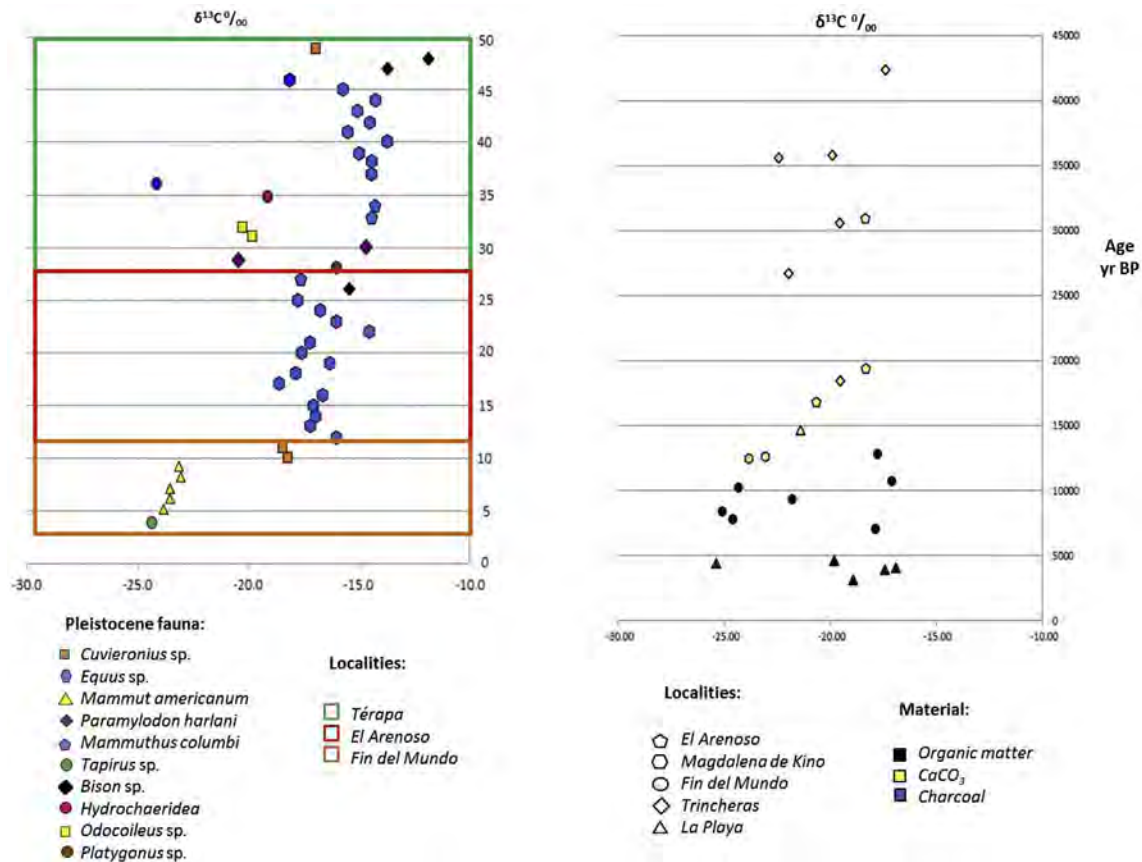


Fig. 9. $\delta^{13}\text{C}$ values of Northwest Area: The specimens are shown grouped by location, the oldest is Térapa (~42 ka BP), followed by El Arenoso (~30–16.8 ka BP) and the latest is Fin del Mundo (~13.39 ka BP). Isotopic values of paleosols, in chronological relation from MIS3 to MIS1 (shown only in graphic samples they have dating, but in Table 2 of the supplementary information can be consulted all results of the samples).

Platygonus sp.: Javelina sample from Térapa showed a diet exclusively of C4 plants. Previously, this animal was thought to eat leaves and fruits, as well as succulent plants (Kurtén and Anderson, 1980). Isotopic analysis assayed with specimens from California and

Florida, showed that these animals had a C3/C4 mixed diet, with some individuals eating exclusively C3 plants (Feranec, 2005; Trayler, 2012). This indicated that this species was also a generalist in the diet.

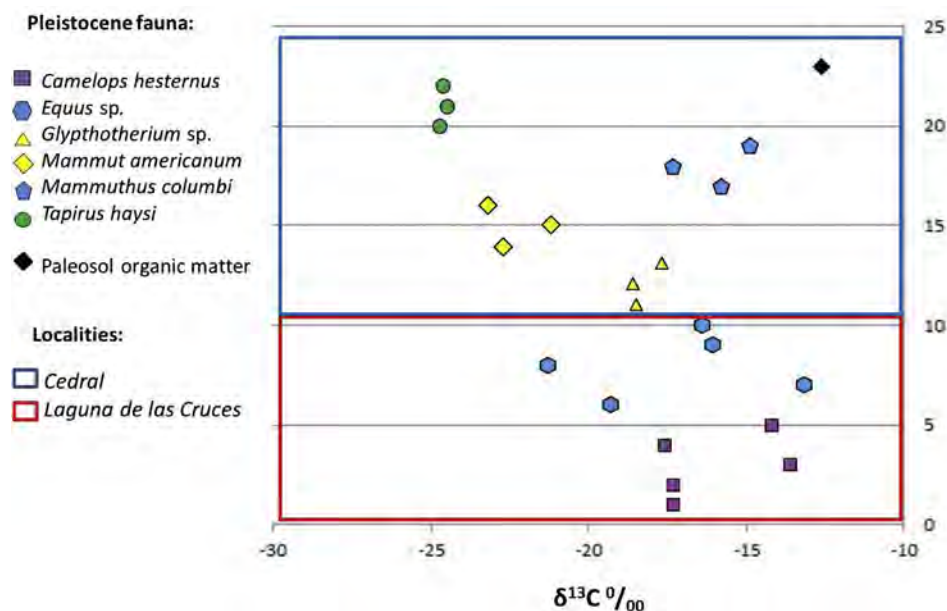


Fig. 10. $\delta^{13}\text{C}$ values of North-Central Area: The specimens are grouped by location, there is no established chronological order, as they lack the dating of each of the specimens; in both cases it is rancholabrean fauna and the Cedral deposit is dated ~30–25 ka.

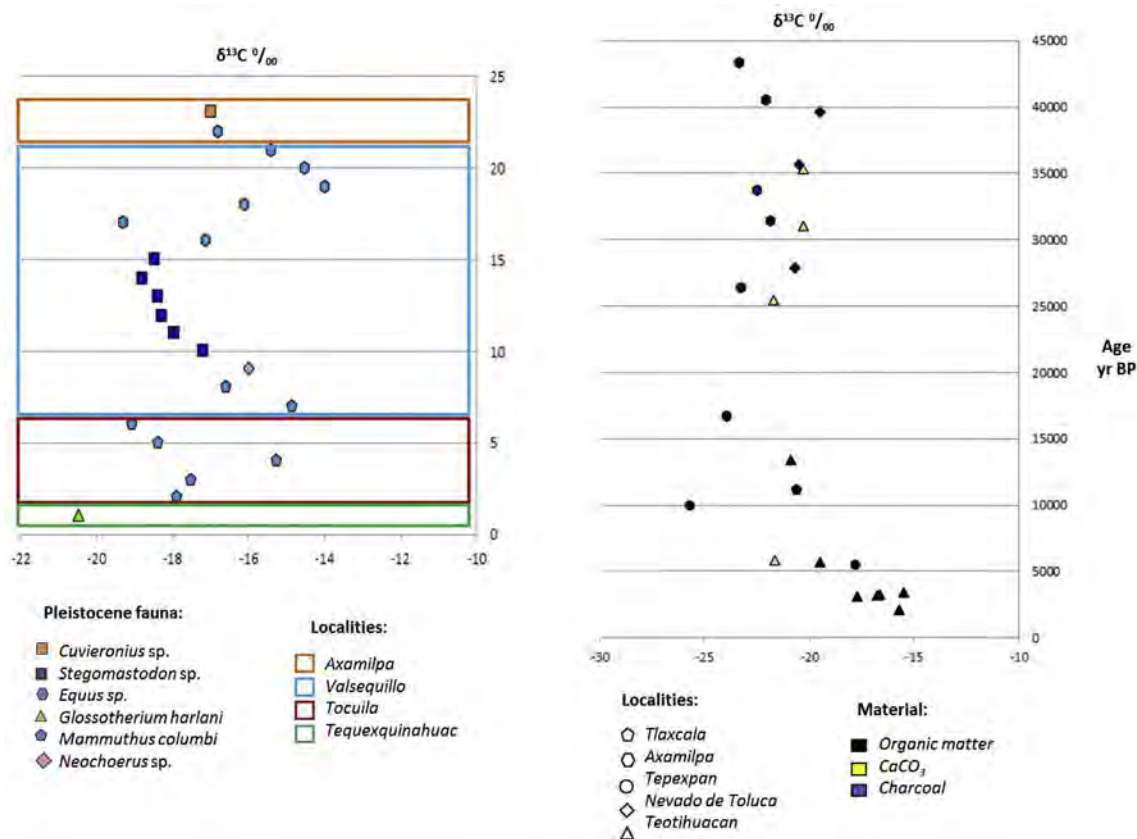


Fig. 11. $\delta^{13}\text{C}$ values of South-Central Area: The specimens are grouped by location, in descending order of oldest (Axamilpa ~40–26 ka BP), at the latest (Tequexquahuac ~13.5 ka BP). Paleosols are displayed chronological relation from MIS3 to MIS1.

Tapirus haysii and *Tapirus* sp.: Isotopic values obtained for this species indicated that they only fed on C3 plants. Present tapirs live in areas of closed vegetation, such as cloud forests, evergreen forests, and high alpine woodland above 3000 m and feed mainly on leaves, fruits, stems, bark and flowers (Naranjo, 2009; Talamoni and Assis, 2009), as was observed in the isotopic analyzes of present tapirs (DeSantis, 2011). Furthermore, isotopic and morphological analyzes conducted on Pleistocene specimens from Florida (Koch et al., 1998; DeSantis and McFadden, 2007) showed that this species maintained a diet similar to specimens from Cedral and Fin del Mundo.

5.2. Integral paleoecological interpretation of paleosol and paleontological $\delta^{13}\text{C}$ records

5.2.1. Palaeoenvironmental conditions of Northwestern Mexico

In Northwestern Mexico, lacustrine records from Baja California and Chihuahua (Lozano-García et al., 2002; Metcalfe et al., 2002), alluvial sequences from Chihuahua (Nordt, 2003), stuffed burrows of woodrats, *Neotoma* (Anderson and Van Devender, 1995; Holmgren et al., 2003; Elias, 2007), and marine sediments from Guaymas Basin (Dean, 2006) showed that the climatic evolution of the Pleistocene to the Holocene was marked by a period of increased humidity for the late Pleistocene, with a clear trend towards aridity in the Holocene, which increased during the middle Holocene and prevails today.

However, paleosols developed in Sonora during the late Pleistocene and Holocene showed the formation and development processes under slight different environmental conditions. Two general pedogenic development trends were observed: first, red

soils formed by the accumulation of iron oxides, and other strong gleying soils which had a grey color. The red paleosols are widely distributed in northern, central and southern Sonora, as shown by the profiles described in La Playa, Kino, Alamitos, El Bajío, Fin del Mundo, El Ágame, El Gramal and Huebampo (Cruz-y-Cruz et al., 2014). On the other hand, the grey paleosols are restricted to El Arenoso. Their morphological and chemical properties show that the formation processes of both paleosols are similar: in this case, the gleying was produced by the geomorphology of the site and is not associated with climatic events (Cruz-y-Cruz et al., 2015). The Pleistocene paleosols show periods of environmental stability sufficiently long for the formation of B horizons soil, alternating with periods of instability in which predominated the erosive processes that removed the surface horizons (A) followed by sedimentation periods that buried soils and created new surfaces on which new pedogenic cycles started. Those pedogenic processes indicated that the development of paleosols happened under environments with marked seasonal changes (Cruz-y-Cruz et al., 2015), with more than the current rainfall. Soils developed between 30 ka BP and 4.6 ka BP, and it could be considered that features represent pedogenic development since the late Pleistocene to middle Holocene.

Because the soils are developed during periods of hundreds or thousands of years, paleosols do not retain detailed short-term variations in climate record. However, the contrast of $\delta^{13}\text{C}$ values of organic matter and paleosols pedogenic carbonates with the $\delta^{13}\text{C}$ values obtained from mammalian tooth enamel, allowed identification of variations in vegetation coverage, which may be correlated with climatic events.

For Térapa, based on the faunal assemblage and especially *Tapirus* and *Odocoileus*, it has been proposed that between 43 and

40 ka BP (MIS3) a closed forest was developed in the area (Mead et al., 2007). However, based on $\delta^{13}\text{C}$ studies it was a mixed environment with forest and adjacent grassland vegetation, C4 or CAM plants (Nunez et al., 2010).

At El Arenoso, the results show that between 30 and 16.8 ka BP (MIS2), a mosaic of C3 and C4 vegetation was developed, probably related to a cold and dry environment; paleosol carbon isotopic values (horizon 2B_{gk2}) dated between 16.8 and 16.92 ka BP (MIS2), and indicated the existence of a C3/C4 mixed vegetation, but predominantly C4. Fossil values indicated that the animals mostly ate C4 plants, which together with the other paleopedological proxies, indicated the predominance of a cold and semi-dry environment, with a lower evaporation rate than at present. Coupled with its geomorphological position in the lower part of the basin, this allowed the accumulation of water in the soil and redoximorphic features.

For La Playa, records indicate that during 14.9 ka BP (MIS2) it was slightly more humid climate than today (semidry), with marked seasonal changes and a C3/C4 mixed vegetation. Those conditions and mixed vegetation coverage were maintained without major changes until 4.6 ka BP (MIS1), when an abrupt change was observed in the environmental conditions that increased the erosion–sedimentation and buried the SRP. In Magdalena de Kino, a shift to slightly wetter conditions, possibly related to the Bølling–Allerød wet period between 12.9 and 12.5 ka BP (MIS2), was observed.

At Fin del Mundo, mastodons and tapir showed the existence of C3 plants in the locality before 13.4 ka BP (MIS2), when a change was observed in the vegetative cover to a predominance of C4 plants, as indicated by gomphotheres' isotopic values. Around 10.7 ka BP (MIS1), paleosol sequences indicated the presence of a mixed C3/C4 vegetation related to semi-arid climates, an increase of C3 between 10.2 and 7.75 ka BP (MIS1) indicating wetter conditions. From 7 ka BP conditions returned to aridity, persisting today.

5.2.2. Palaeoenvironmental conditions of North-Central Mexico

In Laguna de las Cruces, previous studies based on the alimentary requirements of horses, camels and mammoths, have proposed that there was an open area of grassland and some wooded areas in the late Pleistocene (Álvarez and Polaco, 1982; Johnson et al., 2006). This contrasts with the palynological analysis for central Mexico, which indicated the presence of temperate forests with grasslands at the time (Metcalf, 2006; Caballero et al., 2010).

Previous studies indicate that in the area of Laguna de las Cruces there was a humic Luvisol, formed during the late Pleistocene (possibly MIS2) in a humid environment; which evolved into a calcic Xerosol between 15 and 12 ka BP (MIS2), under dry conditions, and finally the development of saline soils of Solonchak type during the Holocene (MIS1) under an arid climate (Flores, 1982). Furthermore, other studies have suggested that in this period a pond was present, which decreased its size due to climatic fluctuations that existed in the Pleistocene–late Holocene, and finally was fragmented into various temporary water bodies as today (Reyes, 1982). Horse, camel, and mammoth $\delta^{13}\text{C}$ values indicated a predominance of C4 plants in the area during the Late Pleistocene (MIS1), but with mixed vegetation (Flores, 1982).

For Cedral, previous research based on geomorphological and sedimentological analyses have proposed three environmental change phases during the last 40 ka: a phase with cold climate in MIS3, followed by a period of extreme cold and low rainfall MIS2, and a warm phase during MIS1 (Flores, 2012). Another study based on the requirements of the birds found on the site, has proposed that there which a water body which was diminished its extension during the late Pleistocene to Holocene transition (Corona-M,

2002). Also, palynological and malacological climate trend analyses indicated the sequence from a cold and wet environment to a dry and arid in the period from 40.8 ka BP, to 2.4 ka BP (Olivera-Carrasco, 2012; Sánchez and Alvarado, 2012). Mammal isotopic values analyzed for this study showed that they fed on C3 and C4 plants. The isotopic value shown by a paleosol at the same period (MIS2) indicated a predominance of C4 plants, probably associated with a semi-dry climate. The low rate of evaporation under cool and dry conditions may have allowed the formation of a body of water during this period.

5.2.3. Palaeoenvironmental conditions of South-Central Mexico

Previous studies in the Teotihuacan Valley have established that at the end of the Pleistocene (~13.34 ka BP) in Cerro Gordo (northern Valley), there was a C3/C4 mixed vegetation, but predominantly C3, indicating a wetter climate than today in MIS2. In the middle Holocene, about 5.6 ka BP (MIS1), enrichment observed in $\delta^{13}\text{C}$ values indicated an increase in C4 plants related to a drier period, and the soils subsequently showed a decrease of $\delta^{13}\text{C}$ involving slightly humid conditions (Lounejeva et al., 2007). In the Valley, isotopes values of the San Pablo paleosol profile indicated a predominance of drier conditions from the Middle Holocene, 5 ka to present (Sánchez-Pérez et al., 2013; Solleiro-Rebolledo et al., 2015). In Tepexpan, southwestern Valley, $\delta^{13}\text{C}$ values indicated that in the late Pleistocene, between 30 and 10 ka BP (MIS2) the predominant vegetation consisted of C3 plants, associated with a humid climate (Lounejeva et al., 2007; Sedov et al., 2010). In the middle Holocene, about 5.5 ka BP (MIS1) there was a shift to a C3/C4 mixed vegetation, predominantly C4, indicating a dry climate. After 5.5 ka BP, aridity increased to current climatic conditions (Lounejeva et al., 2007).

In Toluca Valley, located southwest from the Teotihuacan Valley, in the State of Mexico, the paleosols isotopic values indicated that between 50 and 37 ka BP (MIS3), cold and wet conditions predominated. Between 30 and 20 ka BP (MIS2) the climate was humid alternating with dry phases. Between 20 and 10 ka BP (MIS2) the climate was cold and wet (Sedov et al., 2003).

In Tlaxcala, the paleosols' morphological features and isotopic values indicated that between 48 and 30 ka BP (MIS3) there was a clear predominance of C3 plants with wet and cold climates. Between 30 and 20 ka BP (MIS2) there was a slight shift to a mixed vegetation, predominantly C3 prevailing until the late Pleistocene, about 11.2 ka BP (Solís-Castillo et al., 2012).

In Valsequillo, based on the existence of “disharmonious faunas”, with the presence of animals both from grassland (Mexican prairie dog), and alpine forest (volcano rabbit) mixed in the deposit, it was proposed that during the Pleistocene late a pine forest was developed with a desert scrub, which expanded and contracted in response to climatic fluctuations that existed during the Late Pleistocene (Cruz-Muñoz et al., 2009; Ceballos et al., 2010; Stevens et al., 2012.). Isotopic results from herbivores of this site coincide with this proposal, showing C3/C4 mixed vegetation.

In San Juan Raya, a town close to Axamilpa, palynological analyses indicated that between 25 and 9 ka BP (uncalibrated) a (*Pinus/Quercus*) forest dominated, with more abundant *Pinus* and *Bignoniaceae* in the base indicating 10–20 °C and 600–1000 mm annual precipitation (Canul-Montañez, 2008), characteristic of a more humid and cooler climate than present. The transition to dry conditions occurred during mid-Holocene.

Lacustrine records in Central Mexico (Ortega-Guerrero et al., 2000; Lozano-García et al., 2005) showed a general downward trend of forest vegetation, herbaceous propagation and the appearance of alpine meadow during the LGM (Caballero et al., 2010). The paleosol isotopic records clearly show the predominance of C3 plants during the late Pleistocene (~42.7 ka BP), which

lasted until early Holocene (~10 ka BP). In general, in this area climatic conditions of MIS3 and MIS2 were wetter than the climate developed for MIS1.

5.2.4. Paleocological aspects

In the localities of Central Mexico, it is possible to observe that the carbon isotopic values of the soils are different from animals. $\delta^{13}\text{C}$ values of herbivores indicate the presence of C4 plants, while soils show predominance of C3 plants. However, there are factors that may explain these differences.

One of the factors controlling the distribution of C3 and C4 plants is temperature, because at temperatures below 25 °C C3 plants dominate and C4 plants decrease (Medrano and Flexas, 2000). Caballero et al. (2010) indicated that there was an altitudinal migration of strips of vegetation that exist in the mountains of central Mexico during the late Pleistocene, following the temperature variations. During cold periods, the alpine vegetation dropped below 3500 m, *Abies* and pine forests below 3000 m; cloud forests and oak below 2000 m, and the bushes and grasslands expanded in the lowlands of central Mexico. Later, in warm climates, these vegetation types were restricted to higher altitudes.

Because the carbon isotopic values of paleosols are recorded in mountainous areas of central Mexico, it is possible that these migrations have recorded this altitudinal vegetation as trees, shrubs and alpine vegetation are composed of C3 plants (O'Leary, 1988). Therefore, the isotopic signature was registered in the paleosols of this area. In contrast, herbivores whose locations are in the lowlands of Central Mexico, recorded the C4 isotopic signature of grasses that developed in the valleys of central Mexico.

Additionally, the existence of mountains in Central Mexico promotes the existence of microenvironments that might favor the presence of C3 and C4 plants on a particular site. Also, different levels of humidity, saline soils, low light intensity, and lack of nutrients can influence the isotopic composition of plants (Ehleringer and Monson, 1993; Bocherens, 2003; McInerney et al., 2011).

Another important factor that can contribute to the balance of C3 and C4 plants in a region is the effect of medium and large size herbivores on vegetation. Some studies have suggested that consumption of certain types of plants by Pleistocene herbivorous favored the dispersion of one or the establishment of another, either by eating their competitors or through their feces which fertilized the soils, besides diminishing the risk of wildfires, which could have molded the composition and structure of plant communities during this time (Bakker et al., in press; Barnosky et al., in press).

6. Conclusions

The isotopic records evaluated from Pleistocene fossil teeth enamel, soil organic matter and pedogenic carbonates indicated that in Northwestern Mexico, between 43 and 40 ka BP (MIS3), the environment was wet and cold. Between 30 and 16.8 ka BP (MIS2) there were cold and dry environments with mixed vegetation. Between 14 and 12.6 ka BP (MIS2) a shift to slightly wetter conditions related to the Bølling–Allerød was observed, and thereafter a shift to drier conditions with mixed vegetation to 10.7 ka BP (MIS1). Between 10.2 and 7.75 ka BP (MIS1) there was a further increase in moisture, and from 7 ka BP (MIS1) arid conditions that increased during the middle Holocene, around 4.5 ka BP (MIS1), and continues its development at present. The values obtained from the Pleistocene megafauna coincide with paleosol values.

In North-Central-Mexico, megamammal remains and paleosols indicated cold conditions with low humidity between 30 and 20 ka BP (MIS2), although slow evaporation allowed the formation of shallow water bodies that were used by the Pleistocene megafauna.

The climatic evolution of the late Pleistocene to the Holocene was from wet and cold at 40.8 ka BP (MIS3), to dry and arid at 2.48 ka BP (MIS1).

In South-Central Mexico, paleosols isotopic studies indicated that during the late Pleistocene (MIS2), regional climatic conditions were much wetter and colder than today (MIS1), and those conditions persisted until the early Holocene. During the middle Holocene, a drastic change occurred, to much drier and warmer climates.

$\delta^{13}\text{C}$ values of animal teeth enamel do not coincide in all cases with paleosol values. In Northern Mexico, the isotopic values of paleosols are similar to those of fossils, while in the south they are contrasting. The differences are due to the dietary preferences of different species, availability of vegetation, and competition with other species, among other factors. Those factors may cause some animals to change their dietary habits and be able to consume other plants, showing great flexibility in their diet. Such is the case for many species of Mexican herbivores: although considered specialists in the consumption of only one type of plant, the study results support more generalistic habits, as exemplified by gomphotheres traditionally associated with a tropical climate, but found to be distributed in a wider territory. Studies show there are few species that can be considered specialists in the consumption of only one type of vegetation, which could be used as indicators of a particular environment.

Acknowledgements

This research was funded by the Projects PAPIIT IN108714-2 “Paleosuelos asociados a registros paleontológicos y arqueológicos: desarrollo de proxies paleoambientales e integrales”, PAPIIT IN400611-3, PAPIIT IN403407-3, PAPIIT IN109814, CONACyT CB2009-128042; CONACyT 132620. We acknowledge the support of the Instituto de Geología, UNAM; Laboratorio de Isótopos Estables, IGL, UNAM; Estación Regional del Noroeste, IGL, UNAM; INAH, Elizabeth Solleiro Rebolledo, Vance T. Holliday, Elisa Villalpando, Martha Elena Benavente (co-responsible of the PTNOS project), Carlos Arredondo Antúnez (fossil identification), as well as Edith Cienfuegos Alvarado, Francisco J. Otero and R. Puente-M, for analyzing the samples.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data related to this article can be found at <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.12.093>.

References

- Alberdi, M.T.J., Arroyo-Cabrales, Marín-Leyva, A.H., Polaco, O.J., 2014. Study of Cedral horses and their place in the Mexican Quaternary. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 31 (2), 221–237.
- Alcala-Galvan, C.H., Krausman, P.R., 2012. Diets of desert mule in altered habitats in the lower Sonoran Desert. *California Fish and Game* 98, 81–103.
- Álvarez, S.T., Polaco, O.J., 1982. Restos pleistocénicos de dos especies de *Microtus* (Rodentia: Muridae), del norte de San Luis Potosí, México. *Anales de la Escuela Nacional de Ciencias Biológicas México* 26, 47–53.
- Álvarez, T., Ocaña Marín, A., Arroyo Cabrales, J., 2012. Restos de mamíferos, 147–194. In: Mirambell, L.E. (coordinator), Rancho “La Amapola”, Cedral Un sitio arqueológico-paleontológico pleistocénico-holocénico con restos de actividad humana. Colección Interdisciplina, Serie Memorias, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México, p. 317.
- Anderson, R.S., Van Devender, T.R., 1995. Vegetation history and paleoclimates of the coastal lowlands of Sonora, Mexico-pollen records from packrat middens. *Journal of Arid Environments* 30, 295–306.
- Andrade, J.L., de la Barrera, E., Reyes-García, C., Ricalde, M.F., Vargas-Soto, G., Cervera, C.J., 2007. El metabolismo ácido de las crasuláceas: diversidad, fisiología ambiental y productividad. *Boletín de la Sociedad Botánica de México* 87, 37–50.

- Arceo, G., Mandujano, S., Perez-Jimenez, L.A., 2005. Diet and diversity of white tailed deer (*Odocoileus virginianus*) in tropical dry forest in Mexico. *Mammalian* 69, 159–168.
- Arredondo-Gutiérrez, R.S. (Ed.), 2009. Instituto Nacional para el Federalismo y el Desarrollo Municipal. Gobierno del Estado de Puebla. <http://www.e-local.gob.mx/work/templates/enciclo/puebla/Mpios/21169a.htm>.
- Arroyo-Cabrales, J., Polaco, O.J., Johnson, E., 2002. La mastofauna del Cuaternario tardío en México. In: Montellanos-Ballesteros, M. y, Arroyo-Cabrales, J. (Eds.), *Avances en los estudios paleomastozoológicos en México*, Colección Científica, vol. 443. INAH, México, D.F., pp. 103–123.
- Arroyo-Cabrales, J., Polaco, O.J., Johnson, E., Ferrusquía-Villafranca, I., 2010. A perspective on mammalian biodiversity and zoogeography in the Late Pleistocene of México. *Quaternary International* 212, 187–197.
- Bakker, E.S., Gill, J.L., Johnson, C.N., Vera, F.W.M., Sandom, C.J., Asner, G.P., Svening, J.-C., 2016. Combining paleo-data and modern enclosure experiments to assess the impact of megafauna extinctions on woody vegetation. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 113 (4), 847–855.
- Bargo, M.S., Vizcaino, S.F., 2008. Paleobiology of Pleistocene ground sloths (*Xenarthra*, Tardigrada): biomechanics, morphogeometry and ecomorphology applied to the masticatory apparatus. *Ameghiniana* 95, 175–196.
- Barnosky, A.D., Lindsey, E.L., Villavicencio, N.A., Bostelman, E., Hadly, E.A., Wanket, J., Marshall, C.R., 2016. Variable impact of late-Quaternary megafaunal extinctions is causing ecological state shifts in North and South America. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 113 (4), 856–861.
- Barrón-Ortiz, C.R., Theodor, J.M., Arroyo-Cabrales, J., 2014. Dietary resource partitioning in the Late Pleistocene horses from Cedral, North-Central Mexico: evidence from the study of dental wear. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 31 (2), 260–269.
- Bell, C.J., Lundelius Jr., E.L.,arnosky, A.D., Graham, R.W., Lindsay, E.H., Ruez Jr., D.R., Semken Jr., H.A., Webb, S.D., Zakrzewski, R.J., 2004. In: Woodburne, M.O. (Ed.), *The Blancan, Irvingtonian, and Rancholabrean Mammal Ages, Late Cretaceous and Cenozoic Mammals of North America*. Columbia University Press, New York, pp. 232–314.
- Bocherens, H., 2003. Isotopic biogeochemistry and the paleoecology of the mammoth steppe fauna. *Deinsea* 9, 57–76.
- Bravo-Cuevas, V.M., Jimenez-Hidalgo, E., Priego-Vargas, J., 2011. Taxonomía y hábitos alimentarios de *Equus conversidens* (Perissodactyla, Equidae) del Pleistoceno Tardío (Rancholabreano) de Hidalgo, centro de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 28, 65–82.
- Bright, J., Kaufman, D.S., Forman, S.L., McIntosh, W.C., Mead, J.I., Baez, A., 2010. Comparative dating of a Bison-bearing late-Pleistocene deposit, Térapa, Sonora, Mexico. *Quaternary Geochronology* 5, 631–643.
- Bronger, A., Winter, R., Sedov, S., 1998. Weathering and clay mineral formation in two Holocene soils and in buried paleosols in Tadjikistan: towards a Quaternary paleoclimatic record in Central Asia. *Catena* 34, 19–34.
- Caballero, M., Lozano-García, S., Vázquez-Selem, L., Ortega, B., 2010. Evidencias de cambio climático y ambiental en registros glaciales y en cuencas lacustres del centro de México durante el último máximo glacial. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 62, 359–377.
- Cannon, P.K., 2001. What the past can provide: contribution on prehistoric Bison studies to modern Bison management. *Great Plains Research* 11, 145–174.
- Canul-Montañez, M., 2008. Reconstrucción paleoclimática (Cuaternario tardío) de la porción occidental del Valle de Tehuacán, Puebla, México: Estudio palinológico (MS thesis). UNAM.
- Carpenter, J., Villalpando, E., Sánchez, G., 2009. La Playa: an early agricultural period landscape. *Archaeology Southwest* 23 (1), 14.
- Ceballos, G., Arroyo-Cabrales, J., Ponce, E., 2010. Effects of Pleistocene environmental changes on the distribution and community structure of the mammalian fauna of México. *Quaternary Research* 73, 464–473.
- Cerling, T.E., 1984. The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate. *Earth and Planetary Science Letters* 71, 229–240.
- Cerling, T.E., 1999. Palaeorecords of C4 plants and ecosystems. In: Sage, R.F., Monson, R.K. (Eds.), *C4 Plant Biology*. Academic Press, San Diego, California, USA, pp. 445–469.
- Cerling, T.E., Harris, J.M., 1999. Carbon isotope fractionation between diet and biopartite in ungulate mammals and implications for ecological and paleoecological studies. *Oecologia* 120, 347–363.
- Cerling, T.E., Quade, J., 1993. Stable carbon and oxygen isotopes in soil carbonates. In: Swart, P.K., Lohmann, K.C., Mckenzie, J., Savin, S. (Eds.), *Climate Change in Continental Isotopic Records*. American Geophysical Union, Washington, D.C.. <http://dx.doi.org/10.1029/GM078p0217>
- Cerling, T.E., Harris, J.M., MacFadden, B.J., Leakey, M.G., Quade, J., Eisenmann, V., Ehleringer, J.R., 1997. Global vegetation change through the Miocene/Pliocene boundary. *Nature* 389, 153–158.
- Chisholm, B., Driver, J., Dube, S., Schwarcz, H.P., 1986. Assessment of prehistoric bison foraging and movement patterns via stable-carbon isotopic analysis. *The Plains Anthropologist* 113, 193–205.
- Connin, S.L., Betancourt, J., Quade, J., 1998. Late Pleistocene C4 plant dominance and summer rainfall in the Southwestern United States from isotopic study of herbivore teeth. *Quaternary Research* 50, 179–193.
- Coplen, T.B., 1988. Normalization of oxygen and hydrogen isotope data. *Chemical Geology* 72, 293–297.
- Coplen, T., Brand, W.A., Gehre, M., Gröning, M., Meijer Harro, A.J., Toman, B., Erkouteren, R.M., 2006. New guidelines for $\delta^{13}\text{C}$ measurements. *Analytical Chemistry* 78, 2439–2441.
- Corona-M, E., 2002. The Pleistocene birds record of México. *Acta Biologica Cracoviensia* 45, 293–306 (Special issue).
- Cruz-Muñoz, V., Arroyo-Cabrales, J., Graham, R.W., 2009. Rodents and lagomorphs (mammalian) from the late-Pleistocene deposits at Valsequillo, Puebla, México. *Current Research in the Pleistocene* 26, 147–149.
- Cruz-y-Cruz, T., Sedov, S., Sánchez, G., Pi-Puig, T., Pustovoytov, K., Barceinas-Cruz, H., Ortega-Guerrero, B., Solleiro-Rebolledo, E., 2014. Late Pleistocene-Holocene palaeosols in the north of Sonora, Mexico: chronostratigraphy, pedogenesis and implications for environmental history. *European Journal of Soil Science* 65, 455–469.
- Cruz-y-Cruz, T., Sanchez, G., Sedov, S., Terrazas-Mata, A., Solleiro-Rebolledo, E., Tovar-Liceaga, R.E., Carpenter, J., 2015. Spatial variability of Late Pleistocene-Early Holocene soil formation and its relation to early human paleoecology in Northwest Mexico. *Quaternary International* 365, 135–149.
- Dean, Walter E., 2006. The geochemical record of the last 17,000 years in the Guaymas Basin, Gulf of California. *Chemical Geology* 232, 87–98.
- DeSantis, L.R.G., 2011. Stable isotope ecology of extant tapirs from the Americas. *Biotropica* 43, 746–754.
- DeSantis, L.R.G., MacFadden, B., 2007. Identifying forest environments in Deep Time using fossil tapir: evidence from evolutionary morphology and stable isotopes. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* 258, 147–157.
- Dixon, E., James, 2001. Human colonization and its relation to early human ecology and process. *Quaternary Science Reviews* 20, 277–299.
- Dodonov, A.E., Sadchikova, T.A., Sedov, S., Simakova, A.N., Zhou, L.P., 2006. Multi-disciplinary approach for paleoenvironmental reconstruction in loess-paleosol studies of the Darai Kalon section, Southern Tajikistan. *Quaternary International* 152–153, 59–69.
- Ehleringer, J.R., Monson, R.L., 1993. Evolutionary and ecological aspects of photosynthetic pathway variation. *Annual Review of Ecology and Systematics* 24, 411–439.
- Elias, S.A., 2007. Rodent middens. In: *Plant Macrofossil Methods and Studies*, pp. 2356–2367.
- Escárcega, J.A., 1985. Geología de Sonora. In: 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, p. 161.
- Feranec, R.S., 2003. Stable isotopes, hypsodonty, and the paleodiet of *Hemiauchenia* (Mammalia: Camelidae): a morphological specialization creating ecological generalization. *Paleobiology* 29, 230–242.
- Feranec, R.S., 2004. Geographic variation in the diet of hypsodont herbivores from the Rancholabrean of Florida. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 207, 359–369.
- Feranec, R.S., 2005. Growth rate and duration of growth in the adult canine of *Smilodon gracilis*, and inferences on the diet through stable isotopes analyses. *Bulletin of the Florida Museum of Natural History* 45, 369–377.
- Flores, D.A., 1982. Análisis físicos y químicos de la Laguna de las Cruces. In: Mirambell, L. (Ed.), *Laguna de las Cruces, Salinas, S.L.P., Un sitio paleontológico del Pleistoceno final*. Colección Científica, INAH, vol. 128, pp. 35–58.
- Flores, D.A., 2012. Cambios paleoambientales durante el Pleistoceno-Holoceno en un área semidesértica. Cedral. In: Mirambell, L. (Ed.), *Rancho "La Ampolna", Cedral, un sitio arqueológico/paleontológico, pleistocénico/holocénico con restos de actividad humana*. INAH, México, pp. 87–146.
- Forero-Montaña, J., Betancur, J., Cavalier, J., 2003. Dieta del capibara *Hydrochaeris hydrochaeris* (Rodentia: Hydrochaeridae). *Revista de Biología Tropical* 51, 578–590.
- Fucks, E., Deschamps, C.M., 2008. Depósitos continentales cuaternarios en el noreste de la Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (3), 326–343.
- Gadbury, C., Todd, L., Jahren, A.H., Amundson, R., 2000. Spatial and temporal variations in the isotopic composition of bison tooth enamel from the Early Holocene Hudson-Meng Bone Bed, Nebraska. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 157, 79–93.
- Gaines, E.P., Sanchez, G., Holliday, V., 2009. Palaeoindian Archaeology of Northern Sonora, Mexico: a Review and Update. In: *Kiva*, vol. 74, pp. 305–336.
- Gonzalez, S., Huddart, D., Morett-Alatorre, L., Arroyo-Cabrales, J., Polaco, O.J., 2001. Mammoths, Volcanism and Early Humans in the Basin of Mexico During the Late Pleistocene/Early Holocene. *The World of Elephants – International Congress, Rome*, pp. 704–706.
- Green, J.L., 2006. Chronoclimatic variation and sexual dimorphism in *Mammuth americanum* (American mastodon) from the Pleistocene of Florida. *Bulletin of the Florida Museum of Natural History* 46 (29), 59.
- Green, J.L., Hulbert Jr., R.C., 2005. The deciduous premolars of *Mammuth americanum* (Mammalian, Proboscidea). *Journal of Vertebrate Paleontology* 25, 702–715.
- Green, J.L., Sempere, G.M., Solounias, N., 2005. Reconstructing the paleodiet of Florida *Mammuth americanum* via low-magnification stereomicroscopy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 223, 34–48.
- Haynes Jr., C.V., 1991. Geoarchaeological and paleohydrological evidence for a clovis-age drought in North America and its bearing on extinction. *Quaternary Research* 35, 438–450.
- Holmgren, C.A., Peñaíba, M.C., Rylander, K.A., Betancourt, J.L., 2003. A 16,000 ^{14}C yr B.P. packrat midden series from the USA–Mexico borderlands. *Quaternary Research* 60, 319–329.
- Jacobs, P.M., Mason, J.A., 2007. Late Quaternary climate change, loess sedimentation, and soil profile development in the central Great Plains: a pedosedimentary model. *Geological Society of America Bulletin* 119 (3–4), 462–475.

- Johnson, E., Politis, G., Gutierrez, M., Martinez, G., Miotti, L., 2006. Grassland archaeology in the Americas. From the U.S. southern plains to the Argentinean pampas. In: Marrow, J.E., Gnecco, C. (Eds.), *Paleoindian Archeology: A Hemispheric Perspective*. The University Press of Florida, USA, pp. 44–65.
- Johnson, E., Arroyo-Cabrales, J., Morett, L., 2012. Mammoth bone technology at Tocuila in the Basin of Mexico (Chapter 9). In: Seetah, K., Gravina, B. (Eds.), *Bones for Tools – Tools for Bones: The Interplay between Objects and Objectives*. McDonald Institute for Archaeological Research Monographs, Cambridge, UK, pp. 97–113.
- Keeley, J.E., Rundel, P.W., 2003. Evolution of CAM and C4 carbon-concentrating mechanisms. *International Journal of Plants Science* 164 (Suppl. 3), S55–S77.
- Kemp, R.A., Zárate, M.A., 2000. Pliocene pedosedimentary cycles in the southern Pampas, Argentina. *Sedimentology* 47, 3–14.
- Koch, P.L., 1998. Isotopic reconstruction of past continental environments. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 26, 573–613.
- Koch, P.L., 2007. Isotopic study of the biology of modern and fossil vertebrates. In: Michener, R., Lajtha, K. (Eds.), *Stable Isotopes in Ecology and Environmental Science*. Blackwell Publishing, Boston, E. U.A., pp. 99–154.
- Koch, P.L., Barnosky, A.D., 2006. Late Quaternary extinctions: state of the debate. *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics* 37, 215–250.
- Koch, P.L., Hoppe, K.A., Webb, S.D., 1998. The isotopic ecology of late Pleistocene mammals in North America. Part 1. Florida. *Chemical Geology* 152, 119–138.
- Koch, P.L., Diffenbaugh, N.S., Hoppe, K.A., 2004. The effects of late Quaternary climate and PCO2 change on C4 plant abundance in the south-central United States. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 207, 331–357.
- Kurtén, B., Anderson, E., 1980. *Pleistocene Mammals of North America*. Columbia University Press, USA, p. 442.
- Latorre, C., Quade, J., McIntosh, W.C., 1997. The expansion of C4 grasses and global change in the late Miocene: stable isotope evidence from the Americas. *Earth and Planetary Science Letters* 146, 83–96.
- Leeper, B.T., Frolking, T.A., Fisher, D.C., Goldstein, G., Sanger, J.E., 1991. Intestinal contents of late Pleistocene mastodon from midcontinental North America. *Quaternary Research* 36, 120–125.
- Leyden, J.J., Oetelaar, G.A., 2001. Carbon and nitrogen isotopes in archaeological bison remains as indicators of paleoenvironmental change in Southern Alberta. *Great Plains Research* 11, 2–23.
- Lorenzo, J.L., Mirambell, L., 1986. Preliminary report on archeological and paleoenvironmental studies in the area of El Cedral, San Luis Potosí, México. In: Bryan, A.L. (Ed.), *New Evidence for the Pleistocene Peopling of the Americas*. Orono, Maine, Center for the Study of the Early Man, University of Maine, Peopling of the Americas, Symposia Series, pp. 107–113.
- Lounejeva Baturina, E., Morales Puente, P., Cienfuegos Alvarado, E., Sedov, S., Solleiro, R., 2007. Late Quaternary environment in the Teotihuacan Valley, México, inferred from $\delta^{13}\text{C}$ in soils. *Geological Society of America Bulletin* 30, 6–11.
- Lozano-García, S., Ortega-Guerrero, B., Sosa-Nájera, S., 2002. Mid to Late-Wisconsin pollen record of San Felipe Basin, Baja California. *Quaternary Research* 58, 84–92.
- Lozano-García, S., Sosa-Nájera, S., Sugiura, Y., Caballero, M., 2005. 23,000 yr of vegetation history of the Upper Lerma, a tropical high-altitude basin in Central Mexico. *Quaternary Research* 64, 70–82.
- MacFadden, B.J., Cerling, T.E., 1996. Mammalian herbivore communities, ancient feeding ecology, and carbon isotopes: a 10 million-year sequence from the Neogene of Florida. *Journal of Vertebrate Paleontology* 16, 103–115.
- Marshall, J.P., Bleich, V.C., Krausman, P.R., Reed, M.-L., Neibergs, A., 2012. Overlap in diet and habitat between the mule deer (*Odocoileus hemionus*) and feral ass (*Equus asinus*) in the Sonoran Desert. *The Southwestern Naturalist* 57, 16–25.
- Martin, P.S., 1967. Prehistoric overkill. In: Martin, P.S., Wright, H.E. (Eds.), *Pleistocene Extinctions: the Search for a Cause*. Yale University Press, New Haven, CT, pp. 75–120.
- McDonald, J.N., 1981. *North American Bison. Their Classification and Evolution*. University California Press, U. S. A., p. 316
- McDonald, G.H., 2005. Paleogeology of extinct xenarthrans and the Great American biotic interchange. *Bulletin of the Florida Museum of Natural History* 45, 313–333.
- McDonald, H.G., Pelikan, S., 2006. Mammoths and mylodonts: exotic species from two different continents in North America Pleistocene faunas. *Quaternary International* 142–143, 229–241.
- McInerney, F.A., Strömberg, C.A.E., White, J.W.C., 2011. The Neogene transition from C3 to C4 grassland in North America: stable carbon isotope ratios of fossil phytoliths. *Paleobiology* 37, 23–49.
- Mead, J.I., Baez, A., Swift, S.L., Carpenter, M.C., Hollenshead, M., Czaplowski, N.J., Steadman, D.W., Bright, J., Arroyo-Cabrales, J., 2006. Tropical marsh and savannah of the late-Pleistocene in northeastern Sonora, Mexico. *Southwestern Naturalist* 51, 226–239.
- Mead, J.I., Swift, S.L., White, R.S., McDonald, H.G., Baez, A., 2007. Late Pleistocene (Rancholabrean) glyptodont and pampather (Xenarthra, Cingulata) from Sonora, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 24, 439–449.
- Mead, J.I., White, R.S., Baez, A., Hollenshead, M.G., Swift, S.L., Carpenter, M.C., 2010. Late Pleistocene (Rancholabrean) *Cynomys* (Rodentia, Sciuridae: prairie dog) from northwestern Sonora, Mexico. *Quaternary International* 217, 138–142.
- Medrano, H., Flexas, J., 2000. Fotorrespiración y mecanismos de concentración del dióxido de carbono. In: Azcón-Bieto, J., Talón, M. (Eds.), *Fundamentos de Fisiología Vegetal*. McGraw-Hill Interamericana, pp. 187–201.
- Metcalf, S.E., 2006. Late Quaternary environments of the Northern deserts and central transvolcanic belt of México. *Annals of Missouri Botanical Garden* 92, 258–273.
- Metcalf, J.Z., 2011. *Late Pleistocene Climate and Proboscidean Paleoecology in North America: Insights from Stable Isotope Compositions of Skeletal Remains* (Doctoral dissertation). University of Western Ontario, Canada, p. 277.
- Metcalf, S., Say, A., Black, S., McCulloch, R., O'Hara, S., 2002. Wet conditions during the last Glaciation in the Chihuahuan desert, Alta Babicora Basin, México. *Quaternary Research* 57, 91–101.
- Mirambell, L., 1982. Las excavaciones. In: Mirambell, L. (Ed.), *Laguna de las Cruces, Salinas, S. L. P. Un sitio paleontológico del Pleistoceno final*, Instituto Nacional de Antropología e Historia. Colección Científica, INAH, vol. 128, pp. 12–18.
- Morett, A.L., Arroyo-Cabrales, J., Polaco, O.J., 1998. Tocuila, a remarkable mammoth site in the Basin of Mexico. *Current Research in the Pleistocene* 15, 118–120.
- Nájera-Hillman, E., Mandujano, S., 2013. Fecal stable isotope analysis in white-tailed deer (*Odocoileus virginianus*), an alternative method for dietary ecological studies. *Wildlife Biological Practice* 9, 63–75.
- Naranjo, P.E.J., 2009. Tapir: el mayor mamífero de las selvas mexicanas. In: *Especies. Revista sobre Conservación y Biodiversidad*, vol. 19, pp. 16–21.
- Newsom, L.A., Muhlbacher, M.C., 2006. Mastodon (*Mammuthus americanus*) diet foraging patterns based on analysis of dung deposits. In: Weeb, S.D. (Ed.), *First Floridians and Last Mastodons: the Page-Ladson Site in the Aucilla River*. Springer, Netherlands, pp. 214–326.
- Nordt, L., 2003. Late Quaternary fluvial landscape evolution in desert grasslands of northern Chihuahua, Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 115, 596–606.
- Nunez, E.E., Macfadden, B.J., Mead, J.I., Baez, A., 2010. Ancient forests and grasslands in the desert: diet and habitat of Late Pleistocene mammals from North central Sonora, Mexico. *Paleogeology, Paleoclimatology, Paleoeology* 297, 391–400.
- Olivera-Carrasco, M.T., 2012. Moluscos continentales de Cedral, un sitio del Pleistoceno final de México. In: Mirambell, L.E. (Ed.), *Rancho "La Amapola", Cedral. Un sitio arqueológico-paleontológico pleistocénico-holocénico con restos de actividad humana*. Colección Interdisciplinaria – Serie Memorias – INAH, México D.F. pp. 225–283.
- Ortega-Guerrero, B., Thompson, R., Urrutia Fucugauchi, J., 2000. Magnetic properties of lake sediments from Lake Chalco, central Mexico, and their paleoenvironmental implications. *Journal of Quaternary Science* 15, 127–140.
- O'Leary, M.H., 1988. Carbon isotopes in photosynthesis. *BioScience* 38, 328–336.
- Peden, D.G., van Dyne, G.M., Rice, R.W., Hansen, R.M., 1974. The trophic ecology of *Bison bison* L. on shortgrass plains. *Journal of Applied Ecology* 11, 489–498.
- Pérez, R.G., 1985. Geografía de Sonora. In: Hopkins, A. (Ed.), *Historia General de Sonora I. Periodo Prehistórico y Prehispánico*. Gobierno del Estado de Sonora, pp. 111–172.
- Pérez-Crespo, V.A., Sánchez-Chillón, B., Arroyo-Cabrales, J., Alberdi, M.T., Polaco, O.J., Santos-Moreno, A., Benammi, M., Morales-Puente, P., Cienfuegos-Alvarado, E., 2009. La dieta y el hábitat del mamut y los caballos del Pleistoceno tardío de El Cedral con base en isótopos estables ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 26, 347–355.
- Pérez-Crespo, V.A., Arroyo-Cabrales, J., Benammi, M., Santos-Moreno, A., Morett, A.L., Morales-Puente, P., Cienfuegos-Alvarado, E., 2010. Carbon isotopic values of tooth enamel of *Mammuthus columbi* from Tocuila, Estado de México, México. *Current Research in the Pleistocene* 27, 212–214.
- Pérez-Crespo, V.A., Arroyo-Cabrales, J., Alva-Valdivia, L.M., Morales-Puente, P., Cienfuegos-Alvarado, E., 2012a. Datos isotópicos ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) de la fauna pleistocénica de la Laguna de las Cruces, San Luis Potosí, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 29, 299–307.
- Pérez-Crespo, V.A., Arroyo-Cabrales, J., Benammi, M., Johnson, E., Polaco, J.O., Santos-Moreno, A., Morales-Fuentes, P., Cienfuegos-Alvarado, E., 2012b. Geographic variation of diet and habitat of the Mexican populations of Columbian Mammoth (*Mammuthus columbi*). *Quaternary International* 276–277, 8–16.
- Pérez-Crespo, V.A., Alva-Valdivia, L.M., Arroyo-Cabrales, J., Morales-Puente, P., Cienfuegos-Alvarado, E., Otero, F.J., 2014. Marcadores Biogeoquímicos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$: Inferencias sobre dieta y hábitat de mamíferos que habitaron en el Pleistoceno tardío de México. In: *Monografías del Instituto de Geofísica*, vol. 20. Universidad Nacional Autónoma de México-Instituto de Geofísica, p. 63.
- Quade, J., Solounias, N., Cerling, T.E., 1994. Stable isotopic evidence from paleosol carbonates and fossil teeth in Greece for forest or woodlands over past 11 Ma. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 108, 41–53.
- Quintana, R.D., Monge, S., Mavárez, A.I., 1998. Composición y diversidad de la dieta del capibara (*Hydrochaeris hydrochaeris*) y del ganado doméstico en un agroecosistema de la región central de entre ríos, Argentina. *Ecotropics* 11, 33–44.
- Révész, K.M., Landwehr, J.M., 2002. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotopic composition of CaCO_3 measured by continuous flow isotope ratio mass spectrometry: statistical evaluation and verification by application to Devils Hole core DH-11 calcite. *Rapid Communications in Mass Spectrometry* 16, 2102–2114.
- Reyes, C.M., 1982. Consideraciones sobre la geología del Cuaternario del área. In: Mirambell, L. (Ed.), *Laguna de las Cruces, Salinas, S.L.P. Un sitio paleontológico del Pleistoceno final*. Colección Científica, INAH, vol. 128, pp. 22–31.
- Rivals, F., Semperebon, G., Lister, A., 2012. An examination of dietary diversity patterns in Pleistocene proboscideans (*Mammuthus*, *Palaeoloxodon*, and *Mammuth*) from Europe and North America as revealed by dental microwear. *Quaternary International* 255, 188–195.
- Rivera-Uria, Y., Sedov, S., Solleiro, R.E., Pérez, P.J., McClung, E., González, A., Gama, C.J., 2007. Degradación ambiental en el valle Teotihuacan: evidencias

- geológicas y paleopedológicas. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 59 (2), 203–217.
- Rzedowsky, J., 1978. *Vegetación de México*. CONABIO, México.
- Sanchez, G., 2010. *Los Primeros Mexicanos: Late Pleistocene/Early Holocene Archaeology of Sonora, Mexico* (unpublished doctoral dissertation). School of Anthropology, University of Arizona, Tucson, Az.
- Sánchez, M.F., Alvarado, J.L., 2012. Análisis palinológico. In: Mirambell, L. (Coordinador), Rancho "La Amapola", Cedral, un sitio arqueológico/paleontológico, pleistocénico/holocénico con restos de actividad humana, INAH, México. pp. 285–294.
- Sanchez, G., Holliday, V.T., Gaines, E.P., Arroyo-Cabrales, J., Martínez-Tagüena, N., Kowler, A., Lange, T., Hodgins, G., Mentzger, S.M., Sanchez-Morales, I., 2014. Human (Clovis)–gomphothere (*Cuvieronius* sp.) Association ~13,390 Calibrated yBP in Sonora. *PNAS Early Edition*, Mexico.
- Sánchez-Pérez, S., Solleiro-Rebolledo, E., Sedov, S., McClung de Tapia, E., Golyeva, A., Prado, B., Ibarra-Morales, E., 2013. The Black San Pablo Paleosol of the Teotihuacan Valley, Mexico: pedogenesis, fertility, and use in ancient agricultural and urban systems. *Geoarchaeology: An International Journal* 28, 249–267.
- Secord, R., Wing, S.L., Chew, A., 2008. Stable isotopes in early Eocene mammals as indicator of forest canopy structure and resource partitioning. *Paleobiology* 34, 282–300.
- Sedov, S., Solleiro-Rebolledo, E., Morales-Puentes, P., Arias-Herreía, A., Vallejo-Gómez, E., Jasso-Castañeda, C., 2003. Mineral and organic components of the buried paleosols of the Nevado de Toluca, Central Mexico as indicators of paleoenvironments and soil evolution. *Quaternary International* 106–107, 169–184.
- Sedov, S., Lozano-García, S., Solleiro-Rebolledo, E., McClung, E., Ortega-Guerrero, B., Sosa-Nájera, S., 2010. Tepexpan revisited: a multiple proxy of local environmental changes in relation to human occupation from a paleolake shore section in Central Mexico. *Geomorphology* 122, 309–322.
- Semperebon, G.M., Rivals, F., 2010. Trends in the paleodietary habits of fossil camels from Tertiary and Quaternary of North America. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 295, 131–145.
- Smith, B.N., Epstein, N., 1971. Two categories of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of higher plants. *Plant Physiology* 47, 380–384.
- Solís-Castillo, B., Solleiro-Rebolledo, E., Sedov, S., Salcido-Berkovich, C., 2012. Paleosuelos en secuencias coluvioaluviales del Pleistoceno–Holoceno en Tlaxcala: registros paleoambientales del poblamiento temprano en el centro de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 64 (1), 91–108.
- Solleiro-Rebolledo, E., Sedov, S., McClung, E., Cabadas, H., Gama-Castro, J., Vallejo-Gómez, E., 2006. Spatial variability of environment change in the Teotihuacan valley during late Quaternary: paleopedological inferences. *Quaternary International* 156–157, 13–31.
- Solleiro-Rebolledo, E., Sedov, S., Sycheva, S., Sánchez Pérez, S., Pustovoitov, K., Sauer, D., 2015. Influencia de los paleosuelos en los procesos exógenos modernos en la porción noreste de la Cuenca de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 67 (2), 255–272.
- Stevens, R.E., Metcalfe, S.E., Leng, M.J., Lamb, A.L., Sloane, H.J., Naranjo, E., González, S., 2012. Reconstruction of late Pleistocene climate in Valsequillo Basin (Central Mexico) through isotopic analysis of terrestrial and freshwater snails. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 319–320, 16–27.
- Stowe, L.G., Teeri, J.A., 1978. The geography distribution of C4 species of the dicotyledonae in relation to climate. *The American Naturalist* 112, 609–623.
- Talamoni, S.A., Assis, M.A.C., 2009. Feeding habit of the Brazilian tapir, *Tapirus terrestris* (Perissodactyla: Tapiridae) in a vegetation transition zone in the south-eastern Brazil. *Zoologia* 26, 251–254.
- Taylor, Robert, C.V., Haynes Jr., Struiver, M., 1996. Clovis and Folsom age estimates: stratigraphic context and radiocarbon calibration. *Antiquity* 70 (269), 515–525.
- Terrazas Mata, A., Benavente, M., 2013. Poblamiento temprano en el Noroeste de Sonora: Región El Arenoso-El Sásabe. Informe técnico final. Instituto de Investigaciones Antropológicas, UNAM, p. 190.
- Tovar, R.E., Sedov, S., Solís, B., Solleiro, E., 2013. Dark humic alluvial paleosols in Central and Southern Mexico: micromorphological indicators of Late Pleistocene megafauna habitats. *Spanish Journal of Soil Science* 3 (3), 217–235.
- Tovar, R.E., Sedov, S., Montellano-Ballesteros, M., Solleiro, E., 2014a. The alluvial sequence of Santa Cruz Nuevo, México: paleoecological interpretation of fossil vertebrates and pedosediments from marine isotope stage 3. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 31 (3), 407–419.
- Tovar, R.E., Sedov, S., Montellano-Ballesteros, M., Solleiro, E., Benmmi, M., 2014b. Paleosols, bones, phytoliths, and $\delta^{13}\text{C}$ signatures of humus and teeth in the alluvial sequence of Axamilpa, Puebla: inferences for landscape evolution and megafauna paleoecology during MIS 3–2 in Southern Mexico. *Catena* 112, 25–37.
- Traylor, R.B., 2012. *Stable Isotope Records of Inland California Megafauna – New Insights into Pleistocene Paleocology and Paleoenvironmental Conditions* (thesis of Master Degree). California State University, p. 83.
- Van der Merwe, N.J., Medina, E., 1991. The canopy effect, carbon isotopes ratios and foodwebs in Amazonia. *Journal of Archaeological Science* 18, 249–259.
- Van Devender, T.R., Turner, B.L., 1997. A new species of *Menodora* (Oleaceae) from the Sierra Madre Occidental in eastern Sonora, México. *Phytologia* 82, 269–272.
- Vidal Zepeda, R., 2005. *Las regiones climáticas de México*. Instituto de Geografía, UNAM, México.
- Villalpando, E., Carpenter, J., 2004. Proyecto Arqueológico La Playa, VI Informe, Temporada 2003. Análisis de los materiales arqueológicos. Archivo Técnico del INAH.
- Villalpando, E., Carpenter, J., 2005. Proyecto Arqueológico La Playa, VII Informe Temporada 2004. Análisis de los materiales arqueológicos. Archivo Técnico del INAH.
- Villalpando, E., Carpenter, J., Watson, J., 2007. Proyecto Arqueológico La Playa, VIII Informe, Temporadas 2005 y 2006. Archivo Técnico del INAH.
- Waters, Michael R., Stafford Jr., T., 2007. Redefining the age of clovis: implications for the Peopling of the Americas. *Science* 315, 122–126.
- Werner, R.A., Brand, W.A., 2001. Referencing strategies and techniques in stable isotope ratio analysis. *Rapid Communications in Mass Spectrometry* 15, 501–519.
- WRB., 2006. *World Reference Base for Soil Resources 2006. A Framework for International Classification, Correlation and Communication*. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome.

Supplementary material

Table 1. Isotopic values of the Pleistocene fauna, by species.

Catalog Number	Species	Regional definition	Locality	Enamel $\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Diet $\delta^{13}\text{C}$ calculated on the basis of enamel $\delta^{13}\text{C}$ (*)
S/N	<i>Bison</i> sp.	Northwestern	El Arenoso ¹	-1.4	-15.4
	<i>Bison</i> sp.	Northwestern	Terapa ²	2.3	-11.8
	<i>Bison</i> sp.	Northwestern	Terapa ²	0.4	-13.7
DP2030	<i>Camelops hesternus</i>	North-Central	Laguna de las Cruces ³	-3.3	-17.3
DP2027	<i>Camelops hesternus</i>	North-Central	Laguna de las Cruces ⁴	-3.3	-17.3
DP2024	<i>Camelops hesternus</i>	North-Central	Laguna de las Cruces ⁴	0.31	-13.6
DP2028	<i>Camelops hesternus</i>	North-Central	Laguna de las Cruces ⁴	-3.6	-17.6
DP2029	<i>Camelops hesternus</i>	North-Central	Laguna de las Cruces ⁴	-0.2	-14.2
S/N	<i>Cuvieronius</i> sp.	Northwestern	Fin del Mundo ¹	-4.4	-18.4
S/N	<i>Cuvieronius</i> sp.	Northwestern	Fin del Mundo ¹	-4.2	-18.2
	<i>Cuvieronius</i> sp.	Northwestern	Terapa ²	-2.8	-16.9
	<i>Cuvieronius tropicus</i>	South-Central	Axamilpa ⁵	-2.9	-17.0
	<i>Equus</i> sp.	South-Central	Axamilpa ⁵	-2.7	-16.8
S/N	<i>Equus</i> sp.	Northwestern	El Arenoso ¹	-3.7	-17.7
S/N	<i>Equus</i> sp.	Northwestern	El Arenoso ¹	-2.7	-16.7
S/N	<i>Equus</i> sp.	Northwestern	El Arenoso ¹	-2.0	-16.0
S/N	<i>Equus</i> sp.	Northwestern	El Arenoso ¹	-0.5	-14.5
S/N	<i>Equus</i> sp.	Northwestern	El Arenoso ¹	-3.2	-17.2
S/N	<i>Equus</i> sp.	Northwestern	El Arenoso ¹	-3.6	-17.6
S/N	<i>Equus</i> sp.	Northwestern	El Arenoso ¹	-2.3	-16.3
S/N	<i>Equus</i> sp.	Northwestern	El Arenoso ¹	-3.8	-17.8
S/N	<i>Equus</i> sp.	Northwestern	El Arenoso ¹	-4.6	-18.6
S/N	<i>Equus</i> sp.	Northwestern	El Arenoso ¹	-2.6	-16.6
S/N	<i>Equus</i> sp.	Northwestern	El Arenoso ¹	-3.0	-17.0
S/N	<i>Equus</i> sp.	Northwestern	El Arenoso ¹	-2.9	-16.9
S/N	<i>Equus</i> sp.	Northwestern	El Arenoso ¹	-3.2	-17.2
S/N	<i>Equus</i> sp.	Northwestern	El Arenoso ¹	-2.0	-16.0
DP2106	<i>Equus</i> sp.	North-Central	Laguna de las Cruces ³	-5.3	-19.3
DP2100	<i>Equus</i> sp.	North-Central	Laguna de las Cruces ³	0.8	-13.2
DP2125	<i>Equus</i> sp.	North-Central	Laguna de las Cruces ³	-7.3	-21.3
DP2121	<i>Equus</i> sp.	North-Central	Laguna de las Cruces ³	-2.1	-16.1
DP2131	<i>Equus</i> sp.	North-Central	Laguna de las Cruces ³	-2.4	-16.4
S/N	<i>Equus</i> sp.	Northwestern	Terapa ³	-4.1	-18.1
S/N	<i>Equus</i> sp.	Northwestern	Terapa ³	-1.7	-15.7
S/N	<i>Equus</i> sp.	Northwestern	Terapa ³	-0.2	-14.2
S/N	<i>Equus</i> sp.	Northwestern	Terapa ³	-1.1	-15.1
S/N	<i>Equus</i> sp.	Northwestern	Terapa ³	-0.5	-14.5
S/N	<i>Equus</i> sp.	Northwestern	Terapa ³	-1.5	-15.5
S/N	<i>Equus</i> sp.	Northwestern	Terapa ³	0.3	-13.7
S/N	<i>Equus</i> sp.	Northwestern	Terapa ³	-1.0	-15.0
S/N	<i>Equus</i> sp.	Northwestern	Terapa ³	-0.4	-14.4
S/N	<i>Equus</i> sp.	Northwestern	Terapa ³	-0.4	-14.4
66-R-21-2	<i>Equus</i> sp.	South-Central	Valsequillo ³	-3.1	-17.1
66-R-14-S-27	<i>Equus</i> sp.	South-Central	Valsequillo ³	-5.3	-19.3
66-1-Y-I-26	<i>Equus</i> sp.	South-Central	Valsequillo ³	-2.1	-16.1
66-1-1-22-18	<i>Equus</i> sp.	South-Central	Valsequillo ³	-0.03	-14.0
64-1, X-2(23)	<i>Equus</i> sp.	South-Central	Valsequillo ³	-0.5	-14.5

66-R-22-1	<i>Equus</i> sp.	South-Central	Valsequillo ³	-1.4	-15.4
DP2490	<i>Glyptotherium</i> sp.	North-Central	Cedral ³	-4.5	-18.5
DP2489	<i>Glyptotherium</i> sp.	North-Central	Cedral ³	-4.6	-18.6
DP2491	<i>Glyptotherium</i> sp.	North-Central	Cedral ³	-3.7	-17.7
CODPIA114	<i>Glossotherium harlani</i>	South-Central	Tequexquahuac ³	-6.5	-20.5
	<i>Hemiauchenia</i> sp.	Northwestern	Terapa ²	-10.0	-24.1
	<i>Hydrochaeridea</i>	Northwestern	Terapa ²	-5.0	-19.1
DP2299	<i>Mammot americanum</i>	North-Central	Cedral ⁴	-8.7	-22.7
DP3737	<i>Mammot americanum</i>	North-Central	Cedral ⁴	-7.23	-21.2
DP5247	<i>Mammot americanum</i>	North-Central	Cedral ⁴	-9.2	-23.2
S/N	<i>Mammot americanum</i>	Northwestern	Fin del Mundo ¹	-9.1	-23.1
S/N	<i>Mammot americanum</i>	Northwestern	Fin del Mundo ¹	-9.0	-23.0
S/N	<i>Mammot americanum</i>	Northwestern	Fin del Mundo ¹	-9.5	-23.5
S/N	<i>Mammot americanum</i>	Northwestern	Fin del Mundo ¹	-9.5	-23.5
S/N	<i>Mammot americanum</i>	Northwestern	Fin del Mundo ¹	-9.8	-23.8
DP2299	<i>Mammuthus columbi</i>	North-Central	Cedral ⁶	-1.8	-15.8
DP2298	<i>Mammuthus columbi</i>	North-Central	Cedral ³	-3.3	-17.3
DP2383	<i>Mammuthus columbi</i>	North-Central	Cedral ³	-0.9	-14.9
S/N	<i>Mammuthus columbi</i>	Northwestern	El Arenoso ¹	-3.6	-17.6
	<i>Mammuthus columbi</i>	Northwestern	Terapa ⁶	-0.1	-14.2
	<i>Mammuthus columbi</i>	Northwestern	Terapa ⁶	-0.3	14-4
S/N	<i>Mammuthus columbi</i>	South-Central	Tocuila ⁴	-3.9	-17.9
S/N	<i>Mammuthus columbi</i>	South-Central	Tocuila ⁴	-3.5	-17.5
S/N	<i>Mammuthus columbi</i>	South-Central	Tocuila ⁴	-1.3	-15.3
S/N	<i>Mammuthus columbi</i>	South-Central	Tocuila ⁴	-4.4	-18.4
S/N	<i>Mammuthus columbi</i>	South-Central	Tocuila ⁴	-5.1	-19.1
64-R-1	<i>Mammuthus columbi</i>	South-Central	Valsequillo ³	-0.9	-14.9
VA9	<i>Mammuthus columbi</i>	South-Central	Valsequillo ³	-2.6	-16.6
V-1	<i>Nechoeris</i> sp.	South-Central	Valsequillo ³	-2.0	-16.0
	<i>Odocoileus</i> sp.	Northwestern	Terapa ²	-6.1	-20.2
	<i>Odocoileus</i> sp.	Northwestern	Terapa ²	-5.7	-19.8
	<i>Paramylodon harlani</i>	Northwestern	Terapa ²	-0.5	-14.6
	<i>Paramylodon harlani</i>	Northwestern	Terapa ²	-6.3	-20.4
	<i>Platygonus</i> sp.	Northwestern	Terapa ²	-1.9	-16
64-1, Y-	<i>Stegomastodon</i> sp.	South-Central	Valsequillo ⁴	-3.2	-17.2
64-1, Y-5	<i>Stegomastodon</i> sp.	South-Central	Valsequillo ⁴	-4.0	-18.0
64-1, Y-5-1	<i>Stegomastodon</i> sp.	South-Central	Valsequillo ⁴	-4.3	-18.3
64-1, Y-4	<i>Stegomastodon</i> sp.	South-Central	Valsequillo ⁴	-4.4	-18.4
64-1, X-4	<i>Stegomastodon</i> sp.	South-Central	Valsequillo ⁴	-4.8	-18.8
62-2	<i>Stegomastodon</i> sp.	South-Central	Valsequillo ⁴	-4.5	-18.5
DP3182	<i>Tapirus haysi</i>	North-Central	Cedral ³	-10.7	-24.7
DP3184	<i>Tapirus haysi</i>	North-Central	Cedral ³	-10.5	-24.5
DP3190	<i>Tapirus haysi</i>	North-Central	Cedral ³	-10.6	-24.6
S/N	<i>Tapirus</i> sp.	Northwestern	Fin del Mundo ¹	-10.3	-24.3

¹ This work.² Published in Nunez et al., 2012.³ Published in Pérez Crespo et al, 2014.⁴ Published in Pérez-Crespo et al., 2012b⁵ Published in Tovar et al., 2014.⁶ Published in Pérez Crespo et al., 2009.

(*) With enrichment factor 14.1 ‰, according to Cerling and Harris, 1999.

Table 2. Isotopic values and ages of paleosols Northwest and North Central Mexico: La Playa, Trincheras, Magdalena de Kino, El Arenoso and Fin del Mundo, Sonora and Cedral, San Luis Potosí.

Site	Profile	Horizons	Material	$\delta^{13}\text{C}^0/_{00}$ (MO)	$\delta^{13}\text{C}^0/_{00}$ (CaCO ₃)	$\delta^{13}\text{C}^0/_{00}$ of vegetation calculated on the basis of ped. carbonate (*)	¹⁴ C Cal BP (2 σ) median	MIS
La Playa	Hornos 2 (BOP)	2 A	Organicmatter	-18.94 ^a				
		3 A	Organicmatter	-17.51 ^a			3986	1
		3A ₁	Organicmatter	-16.95 ^a				1
	Hornos 1 (SRP)	2 A	Charcoal	-25.4 ^a			4365	1
		2Bw	Organicmatter	-19.8 ^a				1
		3Bgk	Carbonates		-6.4 ^a	-21.4	14697	2
Trincheras			Carbonates		-4.59 ^c	-19.59	18379	2
			Carbonates		-6.96 ^c	-21.96	26690	2
			Carbonates		-4.54 ^c	-19.54	30550	2
			Carbonates		-7.45 ^c	-22.45	35590	3
			Carbonates		-4.93 ^c	-19.93	35780	3
			Carbonates		-2.43 ^c	-17.43	42400	3
Magdalena de K.	Kino	2BCK ₁	Carbonates		-8.9 ^a	-23.9	12840	2
		2BCK ₂	Carbonates		-8.1 ^a	-23.1	12694	2
El Arenoso	Cantera (CTP)	2Bgk ₂	Carbonates		-5.7 ^a	-20.7	16612	2
		3Ck	Carbonates		-3.4 ^a	-18.4	19506	2
		4Bgk	Carbonates		-3.4 ^a	-18.4	30555	2
Fin del Mundo	Locality 1	Stratum 4	Organicmatter	-17.9 ^b			7076	1
		Stratum 4	Organicmatter	-24.6 ^b			7756	1
		Stratum 4	Organicmatter	-25.1 ^b			8376	1
		Stratum 4	Organicmatter	-21.8 ^b			9357	1
		Stratum 4	Organicmatter	-24.3 ^b			10193	1
		Stratum 4	Organicmatter	-17.1 ^b			10752	1
		Stratum 3B	Organicmatter	-17.8 ^b			12854	2
		Stratum 3B	Charcoal				13384	2
El Cedral			Organicmatter	-12.16 ^c			~28000	2

^a Published in Cruz-y-Cruz et al., 2014 and 2015.

^b Published in Sánchez et al., 2014.

^c This work.

(*) Whit enrichment factor 15⁰/₀₀ to homologate it the values of the organic matter (according to Cerling and Quade, 1993).

Table 3. Isotopic values and radiocarbon ages of paleosols of South-Central Mexico: Axamilpa, Puebla; Tepexpan Teotihuacan and Toluca, State of Mexico; Concepción C and Tlalpan C, Tlaxcala.

Site	Profile	Horizons	Material	$\delta^{13}\text{C}^0/_{00}$ (MO)	^{14}C Cal BP (2 σ) median	MIS
Axamilpa	Axamilpa	2 A	Organicmatter	-23.91 ^a	16184	2
		7 A	Organicmatter	-22.1 ^a	38853	3
		12Ass	Organicmatter	-23.4 ^a	42420	3
		13Ass	Organicmatter	-21.9 ^a	30448	3
		15CA	Charcoal	-22.5 ^a	33088	3
		16 A	Organicmatter	-23.3 ^a	25962	3
Tepexpan	Tepexpan	Ah	Organicmatter	-16.4 ^b		1
		2Ah	Organicmatter	-16.3 ^b		1
		3Ah	Organicmatter	-15.5 ^b		1
		4Ah1	Organicmatter	-17.2 ^b		1
		4Ah2	Organicmatter	-17.8 ^b	5500	1
		Swampsoil	Charcoal	-21.9 ^b		1
		Swampsoil	Organicmatter	-25.7 ^b	10000	1
		Swampsoil	Carbonates	-22.3 ^{b*}		2
Teotihuacan	Cerro Gordo	Ap	Organicmatter	-20.7 ^b		1
		Ah	Organicmatter	-20.2 ^b		1
		AB	Organicmatter	-19.5 ^b	5600	1
		2A	Organicmatter	-20.9 ^b	13340	2
		3Ck	Carbonates	-20.46 ^{c*}	31081	3
		Bk	Carbonates	-20.09 ^{d*}		3
		Bk	Carbonates	-20.17 ^{d*}		3
		Bk	Carbonates	-20.35 ^{d*}	35267	3
		La Ventilla	AE	Organic matter	-15.5 ^e	3414
		Bk	Carbonates	-21.7 ^{e*}	5815	1
	San Pablo	2A	Organic matter	-17.7 ^f	3065	1
		5AE	Organic matter	-16.7 ^f	3133	1
		5AE	Phytolits	-15.7 ^e	2029	1
		5ABtss	Organic matter	-16.7 ^c	3152	1
		5Ck	Carbonates	-21.7 ^{e*}	25346	2
Nevado de Toluca	Arroyo La Ciervita 1	Upper Ah 1	Organic matter	-20.69 ^g	27900	2
		Lower Ah 1	Organic matter	-21.3 ^g		2
	Arroyo La Ciervita 2	Upper Ah2	Organic matter	-20.84 ^g		2
		Middle Ah2	Organic matter	-21.09 ^g		2
	Arroyo La Ciervita 1	Lower Ah 2	Organic matter	-19.91 ^g		2
	Zacango 1	Upper Ah	Organic matter	-19.09 ^g		2
	Arroyo La Ciervita 2	Upper Ah (coal)	Organic matter	-22 ^g		2

	Arroyo La Ciervita 3	Upper Ah	Organic matter	-20.5 ^g	35660	3
		Lower Ah	Organic matter	-20.69 ^g		3
	Zacango 1	Ah1	Organic matter	-19.48 ^g	39600	3
		Ah2	Organic matter	-20.52 ^g		3
		AB	Organic matter	-20.16 ^g		3
	Arroyo La Ciervita 2	Volcanic ash	Organic matter	-24 ^g		3
	Zacango 1	Ah	Organic matter	-17.7 ^g	>35000	3
Tlaxcala	Concepción C	2Bg	Organicmatter	-20.54 ^h		1
		2Btg	Organicmatter	-20.64 ^h	11190	1
		3Bg	Organicmatter	-22.22 ^h		2
	Tlalpan C	3Btg1	Organicmatter	-18.98 ^h		1
		4Btg	Organicmatter	-18.31 ^h		2
		4Bg	Organicmatter	-18.85 ^h		2
		5Btg	Organicmatter	-20.82 ^h		2
		6Btg	Organicmatter	-22.04 ^h		3

^a Published in Tovar et al., 2014.

^b Published in Lounejeva et al., 2007.

^c Published in Solleiro-Rebolledo et al., 2015.

^d This work.

^e Published in Sánchez-Pérez et al., 2013.

^f Published in Rivera-Uria et al., 2007.

^g Published in Sedov et al., 2003.

^h Published in Solís-Castillo et al., 2012

(*) Whit enrichment factor 150/00 to homologue it the values of the organic matter (according to Cerling and Quade, 1993).

6. DISCUSIÓN

6.1. Cubierta pedológica del Pleistoceno tardío – Holoceno medio.

Los paleosuelos rojos se encuentran ampliamente distribuidos en el norte, centro y sur de Sonora, como lo evidencian los perfiles pedosedimentarios estudiados en este trabajo en La Playa –perfiles SRP1, SRP2, SRP3, SRP4 y SRP5–, Magdalena de Kino –perfil Kino–, Rancho Los Alamitos –perfil Alamitos– (ver Anexo 1), así como los descritos en trabajos previos en los sitios arqueológicos El Bajío, Fin del Mundo, El Áigame y El Gramal (Sánchez, 2010). Como muestran los estudios, estos suelos constituyen una unidad pedológica (Unidad Roja) formada por Cambisoles, que representan la cubierta de suelo del Pleistoceno tardío – Holoceno, la cual también incluye a una unidad compuesta por Gleysoles (Unidad Gris) estudiada en El Arenoso –perfiles La Canterera, El Arenoso y Los Poceaderos– (Cap. 5, apartado 5.1 y Anexo 1).

Las características de esta unidad pedológica están representadas en el Paleosuelo San Rafael (SRP), descrito en La Playa, que se desarrolló entre el Pleistoceno tardío y hasta el Holoceno medio (14.9 – 4.2 ka AP). Sus características principales son: desarrollo moderado, buena estructuración, intemperismo de minerales primarios y neoformación de minerales secundarios como arcillas y óxidos de hierro, carbonatación y humificación. Los paleosuelos grises se encontraron solamente en El Arenoso y sus características morfológicas y analíticas muestran que su desarrollo es también moderado, habiendo sufrido intemperismo de los minerales primarios, formación de minerales secundarios, gleyzación debido a condiciones de saturación de humedad en el suelo que promovieron la reductomorfía y proporcionaron una coloración grisácea, y carbonatación; en conjunto, estas características indican la alternancia de periodos muy húmedos con periodos de condiciones menos húmedas que permitieron una acumulación importante de carbonatos.

Los horizontes Bw del SRP muestran intemperismo de los minerales primarios. La micromorfología permitió evaluar que los minerales no están muy degradados, lo que indica un intemperismo de bajo a moderado (ver Capítulo 5, apartado 5.1) y neoformación de arcillas y óxidos de hierro. Este paleosuelo se desarrolló en un lapso de alrededor de 10 mil años, lo que indica una pedogénesis lenta.

La coloración roja está dada por la formación de óxidos de hierro pedogenéticos, indicados por el contenido de Fe_d , que muestra valores máximos en los horizontes Bw y mínimos en los horizontes BC y Bgk (Cruz-y-Cruz, 2011). En general, para los suelos del

Pleistoceno evaluados, tanto en los Cambisoles (perfiles SRP1, SRP2, SRP3, SRP4, SRP5, Kino, Los Alamitos –ver Capítulo 5 y Anexo 1–) como en los Gleysoles (perfiles La Canterera, Los Poceaderos y El Arenoso –ver Capítulo 5 y Anexo 1–) es posible establecer una correlación directa entre los valores del Fe_d y la susceptibilidad magnética debidos a la pedogénesis. El análisis de propiedades magnéticas específicas del SRP en los perfiles SRP1 y Kino (χ_f , χ_{fd} , ARM, IRM, Tc) sugieren la presencia de minerales magnéticos finos y ultrafinos, con predominancia de magnetita (Capítulo 5, apartado 5.1; Barceinas, 2015). Diversos estudios han demostrado la formación de minerales magnéticos finos y ultrafinos durante la pedogénesis (Maher, 1998 y 2009; Dodonov *et al.*, 2006; Bautista *et al.*, 2014).

Las arcillas identificadas en las secuencias Pleistocénicas y Holocénicas son predominantemente esmectitas (ver Capítulo 5, apartado 5.1), pero en los suelos se observó un incremento de ilitas; por tanto, son producto de la pedogénesis. Las ilitas pueden originarse por el intemperismo de las micas o por la ilitización de las esmectitas a partir del intemperismo de minerales potásicos como las plagioclasas bajo un ambiente con cambios estacionales marcados (Retallack, 2001).

La carbonatación de algunos horizontes indican que, si bien la humedad fue suficiente para promover la lixiviación de los carbonatos de calcio hacia las partes bajas, su acumulación en los horizontes subyacentes es a indicativa de que la humedad no fue lo suficientemente abundante como para lixiviar los carbonatos fuera del sistema pedológico y que la tasa de evaporación de la misma permitió su precipitación en los horizontes subsuperficiales, lo cual se asocia a climas áridos (Allen y Hajek, 1989).

En conjunto, estas características son indicativas de una baja disponibilidad de humedad ambiental (si bien lo suficientemente eficiente como para posibilitar la pedogénesis), congruente con climas semisecos, inferencia que es reforzada por los datos proporcionados por los otros indicadores paleoambientales, como los isótopos estables de carbono ($\delta^{13}C$) de la materia orgánica del suelo y de los carbonatos pedogenéticos, cuyos valores son muy similares en todos los paleosuelos estudiados, tanto los del Pleistoceno como los del Holoceno, indicando pocas variaciones en la cubierta vegetal, muy probablemente compuesta por vegetación mixta como pastizales y matorral xerófilo. Asimismo, la asociación faunística fósil y sus requerimientos ecológicos sugieren una vegetación con mezcla de pastizales y matorral xerófilo, que puede relacionarse con un clima semárido.

Por tanto, las diferencias en la morfología de los paleosuelos no son producto de diferencias significativas en las características ambientales a nivel regional, sino que responden a las variaciones geomorfológicas locales: los paleosuelos rojos se desarrollaron

sobre abanicos aluviales con una ligera pendiente, mientras que los paleosuelos grises de El Arenoso se formaron en la parte más baja de una cuenca semicerrada delimitada por las sierras aledañas. Algo similar parece haber ocurrido en Fin del Mundo, también localizado en una cuenca semicerrada, en donde los trabajos realizados por el *Proyecto Geoarqueología y Tecnología Lítica de los sitios Paleoindios de Sonora* encontraron evidencia de la formación de un cuerpo de agua somero del cual se han recuperado fósiles de fauna rancholabreana asociadas a artefactos Clovis (Sánchez, 2010, Sánchez *et al.*, 2014; Holliday *et al.*, 2014).

De acuerdo con los resultados obtenidos, el SRP tuvo una pedogénesis prolongada desde finales del Pleistoceno hasta el Holoceno medio. El horizonte Ah del SRP arrojó fechas de entre 4.4 – 4.2 ka Cal AP (carbón) a 5.29 – 4.97 ka Cal AP (materia orgánica) (ver Anexos 1 y 2), cuando su desarrollo se interrumpió abruptamente debido a un cambio en la dinámica geomorfológica con un incremento en los procesos de erosión – sedimentación, el cual fue promovido por la aridización extrema durante el periodo Altitermal, ampliamente documentado en Norteamérica. Debido a estos procesos, el SRP perdió casi totalmente su horizonte orgánico superficial (Ah) y luego fue sepultado por una gruesa capa de sedimentos limosos. Sin embargo, las secuencias del SRP evaluadas en los perfiles que conservaron parte del Ah (SRP2, SRP3 y SRP5) en La Playa (Anexo 1) permitieron obtener una datación confiable de la duración de la pedogénesis.

La interestratificación de paleosuelos y sedimentos indica la alternancia entre periodos de estabilidad ambiental lo suficientemente prolongados para la formación de suelos con horizontes B más o menos profundos (de más de 15 cm), con periodos de inestabilidad en los que predominaron los procesos erosivos que removieron los horizontes superficiales (horizontes A) y favorecieron la acumulación de sedimentos en las partes bajas, sepultando los paleosuelos y creando nuevas superficies sobre las que se desarrollaron nuevos suelos. Esta dinámica de alternancia de condiciones ambientales prevaleció durante mucho tiempo, como lo muestran los suelos formados en diferentes periodos, que abarcan el final de MIS3, MIS2 y la mitad de MIS1 (hasta el Holoceno medio), con desarrollo pedogenético similar y ausencia de horizontes orgánicos.

Los suelos que se formaron a partir del Holoceno tardío (4.9 – 3.8 ka Cal AP) constituyen una unidad de Fluvisoles denominada Paleosuelo Boquillas (BOP) y muestran características morfológicas sustancialmente diferentes a los suelos pleistocénicos, que evidencian un menor desarrollo pedológico relacionado con un incremento en la aridización. Estos suelos se desarrollaron sobre sedimentos aluviales depositados durante el Altitermal y sus procesos pedogénicos son muy incipientes (intempersimo, humificación,

estructuración y carbonatación). En este caso, los valores de Fe_d de algunos horizontes son muy similares a los del SRP, pero la susceptibilidad magnética presenta los valores más altos en los sedimentos (Cruz-y-Cruz, 2011). Las propiedades magnéticas específicas indican también predominancia de magnetita en estos suelos (ver Capítulo 5, apartado 5.1) y presencia de algunas partículas finas (Barceinas, 2015), aunque en menor cantidad que en el SRP. Los minerales magnéticos finos, el Fe_d y el porcentaje de arcillas no coinciden con el incipiente desarrollo observado en estos suelos, además de que el análisis micromorfológico permitió observar agregados edáficos retrabajados integrados a los sedimentos (Cruz-y-Cruz, 2011), lo que indica la presencia de suelos más antiguos erodados e integrados a los aluviones, que bien pueden ser la fuente de los minerales finos. Asimismo, como se ha mencionado, sobre estos suelos se realizaron actividades antrópicas importantes, entre ellas la manufactura de hornos de piso de diferentes tamaños y profundidades, por lo que la mineralogía magnética fina podría tener un origen pirogenético, como se ha establecido en diversos estudios (Kletetschka y Banerjee, 1995; Bautista *et al.*, 2014; Barceinas, 2015).

Durante el Holoceno, 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. Ello promovió la formación de secuencias de suelos cumúlicos de bajo desarrollo. Actualmente, estos suelos se encuentran sumamente afectados por la erosión, lo que ha dejado al descubierto los paleosuelos pleistocénicos, constituyendo nuevas superficies sobre las que se están desarrollando los suelos actuales e integrándose a la cubierta pedológica moderna.

Los otros paleosuelos analizados en Magdalena de Kino y Los Alamos carecen de horizonte A, por lo que no fue posible corroborar la duración de la pedogénesis en estos sitios, aunque las dataciones de los carbonatos pedogenéticos permiten correlacionar el periodo de inicio, que en el SRP se encuentra entre 14.2 - 14.9 ka Cal AP (en carbonatos de 3Bgk) y 11.8 ka - 12.09 ka Cal AP (en carbonatos de 2Bwk), mientras que en Magdalena de Kino se obtuvieron fechas entre 12.7 - 12.9 ka Cal AP (en carbonatos de 2BCk₁) y de 12.5 - 12.7 ka Cal AP (en carbonatos de 2BCk₂).

Sin embargo, durante las investigaciones arqueológicas realizadas por el *Proyecto Geoarqueología y Tecnología Lítica de los sitios Paleoindios de Sonora* en los sitios El Bajío, El Gramal y El Aguajito, se reporta la existencia de una capa negra arcillosa sobre el suelo rojo, datada entre 4 - 5 ka AP (Sánchez, 2010). En El Bajío se encontró, igualmente sobre el suelo rojo, una capa negra limo-arcillosa datado por radiocarbono en 5.4 ka AP en la

trinchera 2, y en 4.13 ka AP en la trinchera 4 (Sánchez, 2010). En El Ágame un depósito similar (suelo oscuro arcillo – arenoso) fue datado en ~4 ka AP, mientras que en El Aguajito una capa de características similares arrojó fechas de ~4.7 ka AP (Sánchez, 2010). Estos datos son muy relevantes, pues, tal y como se propone en el artículo sobre la variabilidad espacial de los paleosuelos pleistocénicos (Capítulo 5, apartado 5.2), es posible observar que el cambio en la coloración y en la estructura entre las capas rojas y negras en este último sitio es gradual, lo cual es una característica típicamente pedológica, por lo que es sumamente probable que estas capas oscuras limo-arcillosas encontradas durante las excavaciones arqueológicas constituyan el horizonte A de los paleosuelos rojos –aunque hace falta realizar análisis pedológicos específicos a esos materiales para corroborarlo–. De ser así, es factible proponer que algunos de los paleosuelos rojos identificados durante las excavaciones arqueológicas en la región y asociados con las ocupaciones humanas paleoindias (Sánchez, 2010) son parte de la misma Unidad Roja que el Paleosuelo San Rafael, al que en trabajos anteriores se ha incluido como parte del *Big Red* (Sánchez, 2010). Ello permitiría considerar que las condiciones de pedogénesis no presentaron muchas variaciones en el área de estudio y que tales condiciones perduraron durante un largo periodo, lo que permitió el desarrollo de los Cambisoles desde finales del Pleistoceno hasta el Holoceno medio.

Asimismo, es también posible que el *Big Red* descrito en Fin del Mundo sea un paleosuelo mucho más antiguo que el SRP, pues muestra un mayor desarrollo pedogenético, evidenciado por sus características morfológicas y micromorfológicas –estructura prismática, textura arcillosa, presencia de argilanes, reductomorfa (Holliday *et al.*, 2014)–, además de que le sobreyacen tres capas carbonatadas datadas a partir de conchas de moluscos en 8.8 ka AP, 18.3 ka AP y 19.3 ka AP, respectivamente, si bien debe considerarse la posibilidad de un efecto reservorio en las conchas que incrementa su antigüedad, tal y como lo mencionan los autores (Sánchez *et al.*, 2014; Holliday *et al.*, 2014) o que se trate de material redepositado, por lo que hacen falta más estudios para contrastar esta hipótesis. Sin embargo, cabe mencionar que en el Rancho San Francisco, cercano a Querobabi, Sonora, se localizó y describió un paleosuelo con horizonte iluvial (Bt) claramente desarrollado (Anexo 1, perfil SF5), localizado en una depresión que se encuentra por debajo del nivel de otro paleosuelo (Anexo 1, Perfil SF3) datado en 12.2 –12 ka Cal AP –en materia orgánica del horizonte 3B₂ (Anexo 2)–, cuyas características son muy similares a las descritas para el *Big Red* de Fin del Mundo e indican claramente una pedogénesis mucho mayor que las de los otros paleosuelos estudiados considerados dentro de la unidad pedológica del SRP.

6.2. Variaciones climáticas del Pleistoceno – Holoceno en el NW de Sonora.

Los registros paleoambientales en el SW de EU indican que las condiciones ambientales durante MIS2 fueron más húmedas que en la actualidad (Hall, 1988; Anderson, 1995; McAuliffe *et al.*, 1998; Van Devender, 1973 y 1990; Van Devender *et al.*, 1994; Holmgren *et al.*, 2003 y 2014; Metcalfe, 2002 y 2006). A partir del $\delta^{18}\text{O}$ se ha establecido que después del UMG, en Nuevo México el clima fue cálido y/o seco; durante el *Younger Dryas* (YD) fue frío y/o húmedo, con incremento en la humedad invernal, y hacia el final del YD vuelve a ser seco, coincidiendo con el aumento en la insolación de verano (Ballenger *et al.*, 2011). Las condiciones húmedas del YD promovieron el desarrollo de capas orgánicas de color negro, conocidas genéricamente como *black mats*, encontradas y caracterizadas en ambientes tan diversos como pantanos, ciénegas e inclusive en suelos (horizontes hísticos y/o mólicos). Se han encontrado evidencias Clovis y restos de megafauna pleistocénica asociados a estas capas (Haynes, 2008; Ballenger *et al.*, 2011).

Por su parte, en el Norte de México, los registros de Chihuahua y Baja California (Tabla 1) indican también mayor humedad que en la actualidad durante la transición Pleistoceno - Holoceno y hasta el Holoceno temprano (Nordt, 2003, Anderson y VanDevender, 1995; Ortega-Ramírez, 1998; Metcalfe *et al.*, 2002; Metcalfe, 2006; Ortega, 2008), si bien a escala regional la información es muy variable y, en algunos casos, contradictoria. Los registros del paleolago San Felipe, en Baja California, indican baja descarga pluvial entre 48 – 14 ka Cal AP (MIS3 y finales de MIS2), con una débil precipitación de verano, mientras que para el periodo comprendido entre 14 – 3 ka Cal AP hay una mayor descarga pluvial con predominio de lluvias de verano asociadas al Monzón de Norteamérica (Roy *et al.*, 2013). En la cuenca Babícora, Roy *et al.* (2012) proponen la influencia de la precipitación veraniega (promovida por el monzón de Norteamérica) en las descargas hacia la cuenca durante MIS3 y MIS2, mientras que no observan un aumento significativo de la precipitación invernal, contrariamente a lo observado para el SW de EU; asimismo, registran disminución de la humedad e incremento de la actividad eólica durante los estadiales (periodos áridos) y un incremento en la humedad durante los interestadiales (periodos húmedos).

En el área de estudio cubierta en esta investigación no se encontraron estratos y/u horizontes ricos en materia orgánica que reflejen un incremento sustancial en el patrón de lluvias, similar al establecido para el SW de EU. Sin embargo, la formación de suelos profundos con horizontes bien desarrollados indican la existencia de condiciones más húmedas que en la actualidad, como ya se ha discutido en el apartado anterior. Para que las características de los paleosuelos rojos pudieran desarrollarse, el incremento en la

humedad debió suceder durante la estación invernal, cuando las bajas temperaturas limitan mucho más la tasa de evaporación, con lo cual el intemperismo químico es suficiente para promover la formación y acumulación de minerales secundarios que conformen a los horizontes Bw, de manera análoga a lo que sucede con los Suelos Rojos del Mediterráneo (Verheye y De la Rosa, 2007). El desarrollo edáfico observado no sería posible bajo un régimen de lluvias en verano, porque la insolación es mayor y por ende, la tasa de evaporación es también mayor, lo que no permitiría la formación de arcillas y óxidos de hierro en cantidades suficientes para formar horizontes B.

Debido a que los procesos pedogenéticos tienen tiempos característicos prolongados (de cientos a miles de años), las particularidades morfológicas de los paleosuelos que constituyen su memoria tardan cientos o miles de años en desarrollarse y dejar una huella permanente (Targulian y Krasilnikov, 2007), por lo que el SRP no registró la influencia de las oscilaciones climáticas de corta duración, como el *Bølling - Allerød* o el *Younger Dryas*, ni el incremento en la insolación al inicio del Holoceno.

El cambio más relevante registrado en estos suelos ocurrió en el Holoceno medio, en donde se sucedieron procesos erosivos de gran escala que removieron el horizonte Ah del SRP y lo sepultaron bajo una gruesa capa de sedimentos limosos, sobre los cuales se desarrollaron posteriormente suelos policíclicos de desarrollo incipiente durante el Holoceno tardío. Este cambio coincide con los registros paleoclimáticos globales, que indican un periodo extremadamente cálido y seco conocido como Altitermal (Antevs, 1955) u Óptimo Climático del Holoceno (Darby *et al.*, 2001; Uriarte, 2009).

No obstante estas limitaciones en el registro paleopedológico, los valores isotópicos ($\delta^{13}\text{C}$) de la materia orgánica y de los carbonatos de los paleosuelos muestran ligeras variaciones que pueden correlacionarse con eventos climáticos documentados con otros registros y que proporcionan un acercamiento a la influencia de tales eventos sobre las condiciones ambientales a nivel local. Así, entre 43 – 40 ka AP, la asociación faunística y los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de los fósiles hallados en Térapa indican un periodo húmedo y ligeramente cálido que corresponde con el interstadial del estadio isotópico marino MIS3, documentado a nivel global. Entre 30 – 16.8 ka AP, en El Arenoso se desarrolló un mosaico de vegetación C3 y C4, probablemente relacionada con un ambiente predominantemente frío y semiárido que permitió la acumulación de carbonatos en los suelos, alternado con periodos de humedad que permitieron el desarrollo de suelos gleycos; este periodo corresponde con el estadal del MIS2, que comprende al UMG. La asociación faunística y la composición isotópica ($\delta^{13}\text{C}$) de Fin del Mundo muestran tendencias similares, con condiciones de humedad antes de 13.4 ka AP. Para hace 14.9

ka (finales del MIS2), los registros de La Playa indican un clima semiárido, aunque con más humedad que en la actualidad debido a la disminución en la tasa de evaporación por las bajas temperaturas durante el periodo glaciario, con cambios estacionales marcados y cubierta vegetal de composición mixta C3/C4, que coincide con el fin del *Oldest Dryas* y el inicio del *Bølling*. Para 13.4 ka AP (finales del MIS2), los registros de Fin del Mundo indican un cambio a condiciones más secas, con incremento de plantas C4.

Entre 12.9 – 11.8 ka AP (fin del MIS2) los carbonatos pedogenéticos de los paleosuelos de Magdalena de Kino (12.9 – 12.5 ka AP, con $-8.9 \text{ ‰ } \delta^{13}\text{C}$) y los de La Playa (12.09 – 11.8 ka Cal AP, con $-7.7 \text{ ‰ } \delta^{13}\text{C}$) muestran otra vez un ligero incremento en la humedad por la disminución en la evaporación durante el enfriamiento del *Younger Dryas*. En el Holoceno temprano, para el 10.7 ka AP (MIS1), las secuencias de paleosuelos en Fin del Mundo indican la presencia de una vegetación mixta C3 y C4 relacionada con un clima cálido y ligeramente más húmedo que el actual, con un incremento en la humedad entre 10.2 - 7.75 ka AP (MIS1), muy probablemente relacionado con el enfriamiento del 8.2 ka. Posteriormente, se observa un cambio hacia condiciones de mayor aridez a partir del Holoceno medio (7 ka AP), que coincide con el inicio del Altitermal u Óptimo Climático del Holoceno. Este evento marca el fin de la pedogénesis de los paleosuelos que iniciaron su desarrollo en el Pleistoceno; el horizonte A del SRP está datado en 4.4 – 4.2 ka Cal AP (carbón) y en 5.29 – 4.97 ka Cal AP (materia orgánica) y su composición isotópica ($-14.4 \text{ ‰ } \delta^{13}\text{C}$) muestra la dominancia de plantas C4, lo que, aunado a los indicadores pedológicos, señala un ambiente semiárido para ese momento.

6.3. Geoarqueología y paleoambiente en el NW de Sonora durante el Pleistoceno tardío – Holoceno.

Como se ha discutido, la evolución climática del Pleistoceno al Holoceno en el NW de Sonora muestra algunas coincidencias y algunas diferencias con respecto a lo establecido en las zonas aledañas, como en el SW de EU, la Cuenca de Guaymas o la Laguna Babícora, entre otras. Ello demuestra la importancia de realizar estudios específicos que permitan establecer las variaciones ambientales a nivel local para el área estudiada, lo que a su vez permitirá contextualizar el inicio del poblamiento en esta área, muy rica en vestigios arqueológicos durante el periodo analizado.

Las investigaciones arqueológicas recientes en el NW de Sonora, en sitios como El Arenoso (Terrazas, 2007; Terrazas y Benavente, 2013), La Playa (Carpenter *et al.*, 2003 y 2005), Fin del Mundo (Sánchez, 2010; Sánchez *et al.*, 2014), El Bajío y El Ágame (Sánchez, 2010; Gaines *et al.*, 2009), han mostrado que los primeros grupos humanos que habitaron

la región arribaron a finales del Pleistoceno, que se trataba de grupos Paleoindios, y que el complejo cultural más representado en los vestigios arqueológicos en el Clovis, definido como altamente especializado en la caza de megafauna.

Los resultados de esta investigación indican que los grupos Clovis que habitaron en el NW de Sonora se establecieron bajo un ambiente semiárido con cambios estacionales marcados; un poco más húmedo que el actual, pero no demasiado diferente, dado que la firma isotópica de la vegetación no muestra grandes variaciones en la cubierta vegetal desde finales del Pleistoceno hasta el Holoceno, con predominio de matorral xerófilo y cactáceas. Asimismo, los recursos faunísticos con los que contaron fueron muy diversos, con un mosaico de especies que van de las típicamente asociadas a climas húmedos tropicales como tapires (*Tapirus sp.*) y mastodontes (*Mammot americanum*), a las propias de climas desérticos, como el perrito de las praderas (*Cynomys ludovicianus*) y las tortugas del desierto (*Gopherus sp.* y/o *Hesperotestudo sp.*) (White *et al.*, 2010). Asimismo, se observan tanto especies pacedoras como ramoneadoras. Esto evidencia una gran riqueza de recursos faunísticos y vegetales que seguramente permitió a los grupos humanos mantener sus patrones de subsistencia, basados en la caza y la recolección.

Es importante resaltar que los estudios sobre asociaciones bióticas existentes al final del Pleistoceno en México, particularmente durante el Máximo Glacial, han reportado la existencia de fauna con distintos requerimientos ecológicos; este tipo de fauna diversa ha sido denominada "asociaciones disarmónicas" o de incompatibilidad ecológica (Elias *et al.*, 1995; Fay, 1988; Graham y Lundelius, 1989; Lundelius, 1985). La existencia de estas asociaciones faunísticas "disarmónicas" es muy común en todo el país y es en realidad una muestra de que los animales no necesariamente se restringen a un bioma determinado. Estudios de la composición isotópica de la fauna pleistocénica han puesto de manifiesto que muchas de estas especies eran más generalistas que especialistas en sus hábitos alimentarios, contrariamente a lo que se ha supuesto (Pérez-Crespo *et al.*, 2014). Ejemplo de ello son los gonfoterios y los mamuts, que han sido generalmente asociados a climas tropicales y templados, pero que en realidad tuvieron una dieta diversa y una distribución más amplia, como lo ha evidenciado el hallazgo de gonfoterios y mamuts en Sonora y, en particular, el gonfoterio hallado en Fin del Mundo, que además demuestra de manera muy clara que este proboscidio fue aprovechado por los Clovis como fuente de alimento y de materiales (Sánchez, 2010; Sánchez *et al.*, 2014), de manera análoga a lo observado en los sitios Clovis del SW de EU –Lange-Ferguson, Sloth Hole, Dent, Domebo, Lehner y Murray Springs– en donde los mamuts y los mastodontes constituyeron una importante fuente de alimentos y materias primas para la fabricación

de herramientas de hueso y marfil (Waters y Stafford, 2007). Los sitios más tardíos de otros complejos culturales, como Folsom, se asocian más con bisontes y otras especies (Ballenger *et al.*, 2011).

El registro paleoambiental del SRP indica que las oscilaciones climáticas de corta duración de finales del Pleistoceno no promovieron cambios drásticos en la conformación del paisaje del NW de Sonora, por lo que es factible considerar que los Paleoindios se establecieron y desarrollaron durante un periodo de estabilidad ambiental que les permitió mantener sus patrones de subsistencia desde que arribaron a finales del Pleistoceno (~13.5 ka AP), hasta inicios del Holoceno. La estabilidad en el paisaje también habría permitido lograr un conocimiento de la conformación del territorio, lo que a su vez habría promovido la implementación de estrategias específicas para el aprovechamiento de los recursos locales. Las investigaciones arqueológicas han mostrado que se explotaron los afloramientos de basalto del Cerro La Vuelta, aledaño al sitio El Bajío, para manufacturar herramientas líticas, no sólo por los habitantes de los campamentos establecidos en dicho sitio, sino por parte de los grupos que habitaron Fin del Mundo, en donde se localizaron artefactos líticos manufacturados con el mismo basalto (Sánchez, 2010), lo que indica que el Cerro La Vuelta fue una de las principales fuentes de materia prima para fabricar herramientas explotadas por los Paleoindios y que estos materiales fueron compartidos por los diversos grupos que habitaron la región durante ese periodo. De la misma manera, en Fin del Mundo se localiza el Cerro del Cuarzo, que parece haber sido una de las fuentes de materia prima para las herramientas realizadas con dicho material en la región (Sánchez, 2010).

A finales del Pleistoceno, el retroceso de los casquetes polares a los límites actuales originó cambios ambientales que disminuyeron las precipitaciones en el norte de México, al mismo tiempo que la temperatura se incrementó. Los ambientes semiáridos del Pleistoceno, con temperaturas menores a las del Holoceno se transformaron en ambientes semiáridos mucho más cálidos, lo que indudablemente tuvo repercusiones en las estrategias adaptativas de los grupos humanos. Como se ha establecido, en el periodo comprendido entre el final del Pleistoceno y el Holoceno medio, existieron variaciones en las condiciones ambientales que oscilaron de cálidas y semisecas al inicio del Holoceno a frías y semihúmedas hace 8.2 ka AP, para luego incrementar la calidez hasta el periodo muy seco y cálido del Altitermal. Dichos cambios estuvieron acompañados por la desaparición de los grandes animales que habían servido de sustento a los grupos cazadores-recolectores quienes tuvieron que ir modificando sus estrategias de apropiación de recursos y, por ende, cambiaron sus patrones de subsistencia. Ello se

refleja en el desarrollo de nuevas herramientas como implementos de molienda, instrumentos para la caza de mamíferos pequeños y aprovechamiento de moluscos, entre otros, originando nuevos patrones culturales (Carpenter *et al.*, 2003 y 2015; Carpenter y Sánchez, 2013).

La dinámica geomorfológica actual, en la que predominan los procesos erosivos, ha provocado la pérdida de los suelos y sedimentos superficiales de manera paulatina, debido a lo cual los paleosuelos del Pleistoceno que contienen los registros de las primeras ocupaciones humanas y de la fauna pleistocénica han quedado expuestos en la superficie y/o redepositados, permitiendo su hallazgo y registro; desafortunadamente, al mismo tiempo los registros de las ocupaciones posteriores que debieron sucederse durante el Holoceno temprano y hasta el Holoceno medio han desaparecido o se encuentran muy alterados. Sin embargo, en algunos sitios se han conservado todavía los vestigios de las ocupaciones humanas posteriores al Altitermal, asociadas al Paleosuelo Boquillas (BOP), cuyas características pedológicas son incipientes, como ya se ha descrito en los apartados anteriores. Sobre estos suelos se desarrolló una ocupación humana, documentada para hace ~3.5 ka, durante el periodo de Agricultura Temprana (fases San Pedro y Ciénega -2.8 a 1.9 ka AP). Hay evidencias de ocupación intensiva por grupos humanos que habitaron en la región y desarrollaron actividades diversas que incluyen la explotación agrícola (en el sitio existen canales de riego prehispánicos que evidencian el desarrollo de la agricultura), la utilización con fines funerarios y rituales (existe una gran cantidad de entierros humanos y de animales, muchos de los cuales fueron cremados), así como una gran cantidad de hornos excavados en el suelo (se han contabilizado más de 1500) que fueron utilizados en varias ocasiones para fines diversos, además de la preparación de alimentos (Carpenter *et al.*, 2003, 2009 y 2015).

6.4. Tendencias de pedogénesis durante el Pleistoceno tardío – Holoceno a nivel Global.

Si bien existen relativamente pocos estudios paleoambientales a partir de paleosuelos a nivel global, ha sido posible identificar dos tendencias principales de pedogénesis para el Pleistoceno tardío – Holoceno, resumidas en la Tabla 2:

Por una parte, como se ha documentado a partir de las secuencias de loess - paleosuelos en Europa, Asia y América, el desarrollo de climas fríos y secos durante las glaciaciones en gran parte del mundo promovió una drástica disminución e inclusive la desaparición de la pedogénesis y el incremento de los procesos de erosión - sedimentación. Ello ha permitido asociar el desarrollo de suelos con los periodos cálidos y húmedos (interglaciares) que permiten el intemperismo químico y el desarrollo de los

procesos pedogenéticos que conforman los suelos (Bronger *et al.*, 1989; Dodonov *et al.*, 2006, Kemp y Zárate, 2000; Fucks y Deschamps, 2008; entre otros). Esta tendencia parece repetirse con las oscilaciones climáticas de menor magnitud, representadas por los periodos Estadial (frío) / Interestadial (húmedo). Los paleosuelos pleistocénicos de Kostenki, Rusia, en general de bajo desarrollo con respecto a los suelos formados en el Holoceno (Chernozem), se desarrollaron durante los interestadiales, mientras que durante los estadiales predominó la sedimentación (Sedov *et al.*, 2010; Levkovskaya *et al.*, 2015). Tendencias similares se han documentado en la Cuenca de Granada, España, en donde se observa una clara correlación entre el desarrollo de suelos durante los interestadiales y la erosión - sedimentación en los estadiales, así como un mayor desarrollo de suelo durante el interglacial Eemiense (Günster *et al.*, 2001). Asimismo, en Persépolis, Irán, se han documentado secuencias de paleosuelos rojos bien desarrollados, con horizontes Bw o inclusive Bt formados durante el Pleistoceno, que corresponden con los interestadiales (MIS5 y MIS3), mientras que durante los estadiales (MIS4 y MIS2) predominó la sedimentación (Kehl *et al.*, 2005). Estos ejemplos indican estadiales fríos y secos en donde predominan los procesos de erosión - sedimentación, e interestadiales cálidos y húmedos que favorecen la pedogénesis.

Sin embargo, como lo muestra este estudio, los suelos de Sonora muestran una tendencia contraria a la anterior, puesto que la formación de las unidades pedológicas de Cambisoles y Gleysoles ocurrió durante el Pleistoceno, dentro del periodo glacial Wisconsin (MIS 3 y MIS2); mientras que las unidades pedológicas del Holoceno (MIS1) consisten de Fluvisoles incipientes, o bien no existe desarrollo pedológico. De tal manera que el Paleosuelo San Rafael (SRP) se desarrolló desde el Pleistoceno tardío y hasta el Holoceno medio (entre 14.9 - 4.6 ka Cal AP), sin haber sido afectado –o no lo suficientemente para que quedara registro en la *memoria del suelo*– por las oscilaciones climáticas de corta duración documentadas durante ese periodo, que abarcan los periodos y fases *Oldest Dryas*, *Bølling*, *Older Dryas*, *Allerød*, *Younger Dryas*, el incremento en la insolación al inicio del Holoceno y el enfriamiento de 8.2 ka. El desarrollo del SRP culminó durante el Óptimo Climático del Holoceno, a partir del cual la pedogénesis ha sido incipiente. Una tendencia similar de desarrollo de suelo ha sido reportada en el NW de Jordania, en donde durante el Pleistoceno se desarrollaron suelos rojos profundos con características similares a las observadas en el SRP, conocidos como Suelos Rojos del Mediterráneo (*Red Mediterranean Soils*), que muestran un claro predominio de pedogénesis durante el Pleistoceno que contrasta con el bajo desarrollo de suelo y el incremento de los procesos de erosión - sedimentación durante el Holoceno, aunque los

registros de esos suelos indican que el *Younger Dryas* y el evento del 8.2 ka fueron fríos y secos, lo que difiere de las tendencias observados en Sonora y el SW de EU (Lucke y Schmidt, 2007; Lucke *et al.*, 2013). De forma semejante en el "Norte Chico", cerca de Valparaíso, Chile, un estudio de secuencias pedosedimentarias que corresponden al Pleistoceno muestran un mayor desarrollo de suelos durante el Pleistoceno, donde se formaron suelos rojos con horizontes B, mientras que para el Holoceno la pedogénesis disminuyó sustancialmente. Estos suelos indican mayor humedad durante el Pleistoceno y tendencia a la aridez durante el Holoceno (Veit *et al.*, 2015).

Es sumamente interesante resaltar que los sitios en donde se formaron estos suelos rojos durante el Pleistoceno tardío (NW de Sonora, NW de Jordania y Chile) se ubican aproximadamente a 30° de latitud Norte y Sur, sobre las Costas W de los continentes, por lo que su formación debe estar fuertemente condicionada por las variaciones en las circulaciones atmosférica y oceánica que ocurrieron durante el Pleistoceno tardío – Holoceno, si bien hacen falta estudios más detallados en donde se evalúen dichos parámetros.

La tendencia de pedogénesis descrita para estas zonas puede explicarse de manera general considerando que, durante el periodo Glacial, el crecimiento de los casquetes polares provocó la migración del frente polar y empujó los Vientos del Oeste hacia latitudes más bajas, permitiendo que aumentara la humedad en las regiones citadas. Aunado a ello, los climas fríos durante la glaciación disminuyeron las tasas de evaporación, permitiendo que la humedad se conservara y promoviera el desarrollo de suelos en estas zonas. Al retraerse la glaciación, los vientos Alisios migraron hacia latitudes mayores, provocando el corrimiento de la zona de divergencia y las celdas de alta presión hacia su posición actual, provocando condiciones de mayor aridez y la disminución e inclusive la desaparición del desarrollo pedogenético en dichas regiones.

Tabla 1. Comparación de las inferencias paleoambientales del NW de Sonora obtenidas en este estudio con registros preexistentes en áreas cercanas.

MIS (ka)	Periodo (ka)	SW Sonora (este estudio)	SW USA (Ballenger <i>et al.</i>, 2011)	Cuenca de Guaymas, Sonora (Barron <i>et al.</i>, 2004)	Babicora, Chihuahua (Ortega-Ramírez <i>et al.</i>, 1998)
	Presente	Semiárido (18° - 22° C) 200 - 400 mm 30°N <i>Reddish SRP</i>	-	27°54' N	Templado subhúmedo (11.3°C) 450 mm 29°30' N
1 (1-11)	Holoceno tardío (1 - 4.5)	Cálido y seco	Cálido y húmedo	-	Cálido y seco
	Holoceno medio (4.5 - 7)	Cálido y seco	Cálido y seco	-	Cálido y seco
	Holoceno temprano (7 - 11.7)	-	Cálido y Seco	Cálido	Cálido y seco
		Frío y ligeramente húmedo (8.2 ka)	Frío y húmedo	-	-
		Cálido y húmedo	Cálido	-	-
2 (11-28)	<i>Younger Dryas</i> (11.7 - 12.9)	Frío y ligeramente húmedo	Frío y húmedo	Frío y húmedo	Frío y húmedo
	Allerød (12.9-14.1)	Semiseco	Cálido y húmedo	Frío y húmedo	Seco
	<i>Older Dryas</i> (14.1 - 14.25)	Semiseco	-	-	-
	Bølling (14.2 - 14.6)	Semiseco	-	-	-
	<i>Oldest Dryas</i> (14.6 - 18)	Frío y ligeramente húmedo	Frío y húmedo	Frío	Frío y húmedo
	UMG (18 - 22)	Frío y seco			
	(26)				
3 (28-59)	-	Cálido y seco (Semiárido)	-	-	-

Tabla 2. Tendencias de pedogénesis en el Pleistoceno – Holoceno a nivel global.

MIS (ka)	Periodo (ka)	Granada, España Günster <i>et al.</i> , 2001	Jordania Lucke <i>et al.</i> , 2013	Jordania Lucke and Smith, 2007	Israel Kadosh <i>et al.</i> , 2004	Israel Gvirtzman and Wieder, 2001	Irán Kehl <i>et al.</i> , 2005	Chile Veit <i>et al.</i> , 2014	SW Sonora Cruz-y-Cruz <i>et al.</i> , 2014, 2015
	Presente	Semiárido (15° C) >500 mm 37° N <i>Red Paleosol</i>	Semiárido 150 – 500 mm 32° N <i>Red Mediterranean Paleosol</i>	Semiárido 150 – 500 mm 32° N <i>Red Mediterranean Paleosol</i>	Mediterráneo (18.8°C) 500 - 600 mm 32° N <i>Wetlands/dark Paleosol</i>	Mediterráneo (18.8°C) 500 - 600 mm 32° N <i>Red Mediterranean Paleosol</i>	Semiárido (16°C) 320 mm 29° 30' N <i>Reddish-Brown paleosol</i>	Semiárido 80 - 400 mm 30° - 33° S <i>Reddish-Brown paleosol</i>	Semiárido (18° - 22° C) 200 - 400 mm 30°N <i>Reddish SRP</i>
1 (1-11)	Holoceno tardío (1-4.5)		Seco			Semiárido			Cálido y seco
	Holoceno medio (4.5-7)				Cálido y seco	Semiárido	Seco		Muy cálido y seco
	Holoceno temprano (7-11.7)			Seco (8.2 ka)	Frío y húmedo (húmedales)	Cálido y húmedo			Frío y ligeramente húmedo (8.2 ka)
							Seco / húmedo		Cálido y húmedo
2 (11-28)	<i>Younger Dryas</i> (11.7-12.9)		Húmedo	Seco / erosión <i>Terra Rossa</i>	Seco	Frío y Seco	UMG Seco y frío		Frío y ligeramente húmedo
	Allerød (12.9-14.1)	cálido y húmedo (paleosuelo)			Frío y húmedo (húmedales)				Semiseco
	<i>Older Dryas</i> (14.1-14.25)							semiseco	Semiseco
	Bølling (14.2-14.6)	cálido y húmedo (paleosuelo)			Húmedo	Húmedo			Semiseco
	<i>Oldest Dryas</i> (14.6-18)	cálido y húmedo (LAscaux, 17 ka) suelo							Frío y ligeramente húmedo
	UMG (18-22)				Frío y húmedo (Paleosuelo ~25 ka)			Frío y seco	Frío y seco
	(26)								
3 (28-59)		cálido y húmedo (Denekamp, 29 - 32 ka) Paleosuelo					Cálido y húmedo (Paleosuelo BwC)	Seco (48 ka) Húmedo (47-59 ka)	Cálido y seco (Semiárido)

7. CONCLUSIONES

1. El registro paleopedológico permitió establecer que a finales del Pleistoceno – Holoceno medio, en el NW de Sonora se desarrollaron Cambisoles y Gleysoles, a partir de cuyas características y distribución se lograron inferir las características ambientales predominante en la región para ese periodo.
2. Los Cambisoles, representados por el SRP, muestran la tendencia pedogenética predominante en la mayor parte del estado; estos suelos se desarrollaron sobre abanicos aluviales bajo condiciones oxidantes, mientras que los Gleysoles se restringen únicamente a cuencas semicerradas que permitieron la saturación de agua en sus partes más bajas y, en consecuencia, condiciones reductoras. Sin embargo, los demás indicadores paleopedológicos evaluados en ambos tipos de suelos son bastante similares, lo que permite establecer que las discrepancias morfológicas de los mismos se deben a las particularidades geomorfológicas de cada uno de los sitios, más que a cambios importantes en las condiciones climáticas a nivel regional.
3. Las observaciones geomorfológicas en los sitios estudiados muestran que los abanicos aluviales constituyen un componente muy importante del paisaje en el NW de Sonora. La formación de abanicos aluviales sucede preferentemente en climas de áridos a semiáridos, en donde hay escasez de cubierta vegetal y la lluvia se concentra en unos cuantos días, por lo que es torrencial y muy erosiva. Las dimensiones de los abanicos muestran que la remoción de materiales fue también muy importante, lo cual sucede preferentemente bajo climas de áridos a semiáridos.
4. Los indicadores paleopedológicos muestran que los paleosuelos pleistocénicos se desarrollaron bajo condiciones ambientales de baja humedad (clima semiárido); tal humedad, si bien permitió el intemperismo químico de los minerales primarios y la formación de minerales secundarios como óxidos de hierro y arcillas, no fue lo suficientemente abundante como para promover la lixiviación completa de los carbonatos, que sólo migraron a los horizontes subyacentes. Este ambiente presentó cambios estacionales marcados, como lo indican la formación de esmectitas e ilitas, la carbonatación y los procesos redox observados. Asimismo, estas condiciones climáticas presentaron variaciones de carácter temporal que pueden correlacionarse

con las oscilaciones climáticas de corta duración documentadas a nivel global en otros sitios; evidencia de ello se observa en las secuencias pedosedimentarias estudiadas, cuya composición indica una dinámica ambiental de alternancia entre periodos de estabilidad/pedogénesis, con periodos de erosión/sedimentación. Esta alternancia de periodos húmedos y secos (de magnitud e intensidad variables) predominó al menos desde finales de la MIS3 y hasta la MIS1.

5. Las propiedades magnéticas de los paleosuelos permitieron identificar minerales magnéticos finos y ultrafinos, con predominancia de magnetita en los suelos del Pleistoceno y del Holoceno, cuya presencia puede tener diversos orígenes; para los suelos del Pleistoceno pueden atribuirse a la pedogénesis *in situ*, con base en los demás indicadores paleopedológicos; mientras que para los del Holoceno, igualmente basado en los indicadores paleopedológicos, pueden considerarse como características heredadas del material parental y/o producidas por actividades humanas (combustión).
6. Los isótopos estables de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) de los paleosuelos (materia orgánica y carbonatos pedogenéticos) mostraron pocas variaciones en los diferentes periodos evaluados (MIS3, MIS2 y MIS1), lo que indica que no existieron cambios sustanciales en la cubierta vegetal. La vegetación tuvo una composición intermedia entre plantas C3 y C4, muy probablemente formada por pastizales y matorral xerófilo.
7. La asociación faunística muestra la coexistencia de especies típicamente asociadas a climas húmedos (tapir, mastodonte) con especies asociadas a climas secos (perro de las praderas, tortuga del desierto), cuyos requerimientos ecológicos y alimentarios indican necesariamente una composición vegetal mixta. Ello es corroborado por el $\delta^{13}\text{C}$ de los herbívoros, que muestran que sólo algunas especies prefirieron una alimentación con predominio de plantas C3 y otras sólo en plantas C4, mientras que la mayoría de los especímenes estudiados tuvieron una dieta compuesta por plantas C3 y C4, lo cual es consistente con un bioma asociado a climas semiáridos.
8. Las variaciones en las corrientes atmosféricas y oceánicas durante el Último Glacial promovidas por la migración del frente polar, de la zona de divergencia entre los vientos Alisios y los del Oeste, y de las celdas de alta presión hacia latitudes más bajas, debido al crecimiento de los casquetes polares, permitieron que, aproximadamente a

los 30° de latitud N y S, las costas W de los continentes fueran influenciadas por los vientos del oeste, lo que incrementó la precipitación invernal. Aunado a ello, las temperaturas menores disminuyeron la tasa de evaporación, lo que promovió el desarrollo de los paleosuelos rojos similares al SRP, en regiones que actualmente son semiáridas y con baja pedogénesis.

9. Las evidencias de ocupación humana más antiguas documentadas en el NW de Sonora se relacionan con la Cultura Clovis, cuyos vestigios materiales se encuentran asociados al SRP, que se constituye como un marcador estratigráfico de finales del Pleistoceno. El establecimiento de estos grupos sucedió bajo un clima semiárido con cambios estacionales marcados, similar al actual, aunque más frío; con un paisaje compuesto por amplias planicies formadas por abanicos aluviales y lomeríos bajos, vegetación predominantemente abierta compuesta por matorral xerófilo y pastizales, algunos cuerpos de agua en cuencas cerradas o semicerradas y una gran diversidad de recursos faunísticos, los cuales, al igual que los recursos geológicos locales, les permitieron mantener sus patrones de subsistencia basados en la caza de megafauna y la recolección.

7. REFERENCIAS

- Acosta Ochoa, G. (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.
- Acosta Ochoa, G. (2012). Ice Age Hunter-Gatherers and the Colonization of Mesoamerica. En: Ochoa Nichols, Deborah L. (ed.). The Oxford Handbook of Mesoamerican Archaeology. Oxford Handbooks.
- Agassiz, L. (1840). Études sur les glaciers. Neuchatel, París, 237 pp.
- Alexandrovskiy, Alexander L. (2007). Rates of soil-forming processes in three main models of pedogenesis. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 24, núm. 2, pp. 283-292
- Allen, Craig D., Julio L. Betancourt y Thomas W. Swetnam (1998). Landscape Changes in the Southwestern United States: Techniques, Long-term Data Sets, and Trends. En: Perspectives on the Land Use History of North America: A context for Understanding Our Changing Environment. Biological science Report. USGS.
- Allen, B. L., Hajek, B. F. (1989). Mineral Occurrence in Soil Environments, en: Dixon, J.B., Weed, S.B. (eds.), Minerals in soil environments: Madison Wisconsin, Estados Unidos, Soil Science Society of America, 199-278.
- Alley, Richard B. (2000). The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quaternary Science Reviews* 19(1), 213-226.
- Anderson, R.S., Van Devender, T.V. (1995). Vegetation history and paleoclimates of the coastal lowlands of Sonora, Mexico-pollen records from packrat middens. *Journal of Arid Environments* 30, 295-306.
- Antevs, E. (1955). Geologic Climatic Dating in the West. *American Antiquity*, 20, 317-355.
- Arnold, R W., Szabolcs, I., Targulian, V.O (eds.) (1990). *Global Soil Change: Laxenburg, Austria*, International Institute for Applied Systems Analysis, 110 pp.
- Arroyo-Cabral, 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.
- Aschmann, H. (1952). A Fluted Point from Central Baja California. *American Antiquity*, 17, 262-263.
- Ballenger, J. A. M., Holliday, V. T., Kowler, A. L., Reitze, W. T., Prasciunas, M. M., Miller, D. S. & Windingstad, J. D. (2011). Evidence for Younger Dryas global climate oscillation and human response in the American Southwest. *Quaternary International* 242, 502-519.
- Barceinas C., H. (2015). Uso de propiedades magnéticas en suelos como indicadores paleoambientales y de actividades humanas antiguas. Tesis Maestría en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, UNAM, 70 pp.
- Barron, John A., Bukry, D. y Bischoff, J. L. (2004). High resolution paleoceanography of the Guaymas Basin, Gulf of California, during the past 15 000 years. *Marine Micropaleontology* 50, 185-207.

- Bautista, F., Cejudo-Ruiz, R., Aguilar-Reyes, B. y Gogichaishvili, A. (2014). El potencial del magnetismo en la clasificación de suelos: una revisión. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 66(2), 365-376.
- Bell, C. J., Lundelius Jr., E. L., Barnosky, A. D., Graham, R. W., Lindsay, E. H., Ruez Jr., D. R., Semken Jr., H. A., Webb, S. D., and Zakrzewski, R. J. (2004), En: Woodburne, M. O. (ed.), *The Blancan, Irvingtonian, and Rancholabrean mammal ages, Late Cretaceous and Cenozoic mammals of North America*: New York, Columbia University Press, 232-314.
- Bellanca, A. y Neri, R. (1993). Dissolution and precipitation of gypsum and carbonate minerals in soils on evaporite deposits, Central Sicily-isotope geochemistry and microfabric analysis. *Geoderma* 59 (1-4), 263-277.
- Benton, M. J. (2005). *Vertebrate palaeontology*. Blackwell Science Ltd. a Blackwell Publishing company. Oxford, U.K. 455 pp.
- Benton, M. J., y Harper, D. A. T. (2009). *Introduction to Paleobiology and the Fossil Record*. Wiley-Blackwell, a John Wiley & Sons, Ltd., Publication. Oxford, U.K. 592 pp.
- Benz, Bruce (2002). *Los Orígenes de la Agricultura Mesoamericana: Reconocimiento y Estudios en la Cuenca de los Lagos Sayula-Zacoalco*. FAMSI: <http://www.famsi.org/reports/99074es/>
- Blume, H.P. (1988). The fate of iron during soil formation in humid-temperate environments. Chap. 21. En: Stucki, J.W., Goodman, B.A., Schwertmann, U. (Eds.) *Iron in soils and clay minerals: NATO ASI Series, series C*, 217, 749-778.
- Bockheim, J.G., Gennadiyev, A.N. (2000). The role of soil-forming processes in the definition of taxa in Soil Taxonomy and the World Soil Reference Base. *Geoderma*, 95(1-2), 53-72.
- Bocco, G., Velázquez, A. y Siebe, C. (2005). Using geomorphologic mapping to strengthen natural resource management in developing countries. The case of rural indigenous communities in Michoacan, Mexico. *Catena*, 60, 239-253.
- Bond, G., Broecker, W.S., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., y Bonani, G. (1993). Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 365, 143-147.
- Bright, J., Kaufman, D.S., Forman, S.L., McIntosh, W.C., Mead, J.I. and Baez, A. (2010). Comparative dating of a Bison-bearing late-Pleistocene deposit, Térapa, Sonora, Mexico. *Quaternary Geochronology* 5, 631-643.
- Bronger, A., y Catt, J.A. (1989). Paleosols: Problems of definition, recognition and interpretation. En: Bronger, A. y J.A. Catt (Eds.) *Paleopedology: Nature and application of paleosols*. *Catena Supplement* 16, 1-8.
- Bronger, A., R. Winter y Sedov, S. (1998). Weathering and clay mineral formation in two Holocene soils and in buried paleosols in Tadjikistan: towards a Quaternary paleoclimatic record in Central Asia. *Catena* 34, 19-34.
- Bull, W. B. (1991). *Geomorphic Responses to Climatic Change*. Oxford University Press. 326 pp.
- 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, H. (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.
- Caballero, M., Ortega G.B., Valadez F., Macias J.L, Sugiura Y. (2002). Sta. Cruz Atizapan: a 22ka lake level record and climatic implications for the Late Holocene human occupation in the Upper Lerma Basin, Central Mexico. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 186, 217-235.
- Campbell, I.B. (1986). Recognition of paleosols in Quaternary periglacial and volcanic environments in New Zealand. En: Wright, P.V., (ed.) *Paleosols: Their Recognition and Interpretation*. Blackwell, London, 208-240.
- Carpenter, J., G. Sánchez y Villalpando, E. (2003). Sonora Prececerámica: del Arcaico y del surgimiento de las aldeas agrícolas. *Arqueología*, 29, 5-30.
- (Carpenter, J., Sánchez, G. y Villalpando, E. (2005). The Late Archaic/Early Agricultural Period in Sonora, Mexico. En: Bradley J. Vierra (ed.) *New Perspectives on the Late Archaic Across the Borderlands*, University of Texas Press, Austin, pp. 3-40.
- Carpenter, J., Villalpando, E., Sánchez, G. (2009). La Playa: An Early Agricultural Period Landscape. *Archaeology Southwest* 23(1), 14.
- Carpenter, J., Sánchez, G., Watson, J., Villalpando, E. (2015). The La Playa Archaeological Project: Binational Interdisciplinary Research on Long-Term Human Adaptation in the Sonoran Desert. *Journal of the Southwest* 57(2 y 3), 213-264.
- Cassiano, G. (2008). Ocupaciones de fines del Pleistoceno y comienzos del Holoceno en el noreste de Hidalgo, México. Ponencia presentada en: Los Primeros Mexicanos: Old Sites, New Sites and Current Research on the Late Pleistocene/Early Holocene Occupation of México symposium, 73rd Annual Meeting of the SAA, March 25th-29th, in Vancouver, Canadá.
- Cassiano, G., y Vásquez, A. (1990) Oyapa: Evidencias de Poblamiento Temprano. *Arqueología (segunda época)* 4, 25-40.
- Ceballos, G., Arroyo-Cabral, J., y Ponce, E. (2010). Effects of Pleistocene environmental changes on the distribution and community structure of the mammalian fauna of México. *Quaternary Research* 73, 464-473.
- Chatters, J.C., Kennett, D., Asmerom, Y., Kemp, B., Polyak, V., Nava, A., Beddows, P., Reinhardt, E., Arroyo-Cabral, J., Bolnick, D., Malhi, R., Culleton, B., Luna, P., Rissolo, D., Morell-Hart, S., Stafford Jr., T. (2014) Late Pleistocene Human Skeleton and mtDNA Link Paleoamericans and Modern Native Americans. *Science*, 344, 750.
- Copeland, A., Quade, J., Watson, J.T., McLaurin, B.T. & Villalpando, E. (2012). Stratigraphy and geochronology of La Playa archaeological site, Sonora, Mexico. *Journal of Archaeological Science*, 39, 2934-2944.
- Cordell, Linda S. (1984). *Prehistory of the Southwest*. Academic Press, New York, 409 pp.
- Cornu, S., Montagne, D., y Vasconcelos, P. (2009) Dating constituent formation in soils to determine rates of soil processes: A review. *Geoderma*, 153, 293-303.

- Cruz-y-Cruz, T. (2011) Paleoambientes del Cuaternario tardío en Sonora a partir del registro paleopedológico. Tesis Maestría en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, UNAM, 147 pp.
- 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. En: Hansen, J.E., and Takahashi, T. (eds.), *Climate Processes and Climate Sensitivity*. AGU Geophysical Monograph 29, 288-298.
- Darby, D., Bischof, J., Cutter, G., de Vernal, A., Hillaire-Marcel, C., Dwyer, G., McManus, J., Osterman, L., Polyak, L. y Poore, R. (2001). New Record Shows Pronounced Changes in Arctic Ocean Circulation and Climate. *Eos*, 82(499), 601-620.
- Dean, Walter E. (2006). The Geochemical Record of the Last 17,000 Years in the Guaymas Basin, Gulf of California, *Chemical Geology*. 232, 87-98.
- Dillehay, T. (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.
- Di Peso, C. (1965). The Clovis Fluted Point from the Timmy Site, Northwest Chihuahua. *The Kiva* 31(2), 83-87.
- Dixon, E. J. (2001). Human colonization of the Americas: timing, technology and process. *Quaternary Science Reviews*, 20, 277-299.
- Dodonov, A.E., Sadchikova, T.A., Sedov, S., Simakova, A.N., Zhou, L.P. (2006). Multidisciplinary approach for paleoenvironmental reconstruction in loess-paleosol studies of the Darai Kalon section, Southern Tajikistan. *Quaternary International* 152-153, 59-69.
- Doner, H. E. y Lynn, W. (1989). Carbonate, Halide, Sulfate, and Sulfide Minerals. En: Dixon, J. B. y Weed, S. B. (1989). *Minerals in soil environments*. Second Edition. Soil Science of America Book Series, USA, 279 – 330.
- Elias, S.A., Van Devender, T.R., De Baca, R. (1995). Insect fossil evidence of late glacial and Holocene environments in the Bolson de Mapimi, Chihuahuan desert, Mexico: Comparison with the Paleobotanical Record, *Palaos*, 10, 454-464.
- 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.
- Emiliani, C. (1955). Pleistocene temperatures. *Journal of Geology*, 63, 539-578.
- FAO-UNESCO. (1994). *World Reference Base for Soil Resources*. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, 161 pp.
- Faught, M. K., y Freeman, A. K. (1998). Paleoindian Complexes of the Terminal Wisconsin and Early Holocene. En: *Paleoindian and Archaic Sites in Arizona*, edited by J. Mabry, pp.33-54. Center for Desert Archaeology Technical Report 97-7, Tucson.
- Fay, L.P. (1988). Late Wisconsinan Appalachian herpetofaunas: relative stability in the midst of change. *Annals of Carnegie Museum*, 57(9), 189-220.
- Ferrusquía-Villafranca, I., Arroyo-Cabrales, J., Martínez-Hernández, E., Gama-Castro, J., Ruiz-González, J., Polaco, O. J., Johnson, E. (2010). Pleistocene mammals of Mexico: A critical

review of regional chronofaunas, climate change response and biogeographic provinciality. *Quaternary International* 217, 53–104.

Fölster, H., Hetsch, W. y Schrimppf, E. (1977). Late Quaternary paleosols in the Western and Central Cordillera of Colombia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 21, 245-264.

Foth, H. D. (1997). *Fundamentos de la ciencia del suelo 7ª. reimp.* CECSA, México, 433 pp.

Frezzotti, M. y Narcisi, B. (1996). Late Quaternary tephra derived paleosols in central Italy's carbonate Apennine Range: Stratigraphical and paleoclimatological implications. *Quaternary International* 34-36, 147-153.

Fucks, E. y Deschamps, C. (2008). Depósitos continentales cuaternarios en el noreste de la Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63 (3), 326 - 343.

Gaines, E. P. (2006). *Paleoindian geoarchaeology of the Upper San Pedro River Valley, Sonora, Mexico.* Thesis Master of Arts. University of Arizona. 141 pp.

Gaines, E. P., Sanchez, G. & Holliday, V. (2009). Paleoindian Archeology of Northern and Central Sonora, Mexico: A review and update. *Kiva*, 74, 305-336.

Gama-Castro, J. E., Flores-Román, D., Solleiro-Rebolledo, E., Jasso-Castañeda, C., Vallejo-Gómez, E., Rocha-Torrallardona, A. M. y Villalpando-González, J. L. (2004). Neosols, relict paleosols, and alterites in the Transmexican Volcanic Belt, Morelos state: Characterization and regional spatial distribution. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21 (1), 160-174.

García Cook, A. (1973). Una Punta Acanalada In el estado de Tlaxcala, México. *Comunicaciones* 9:39-42. Fundación Alemana para la Investigación Científica, Puebla.

Graham, R. W., Lundelius Jr., E.L. (1989). Coevolutionary disequilibrium and pleistocene extinctions. En: Martin, P.S., Klein, R.G., (eds.), *Quaternary extinctions*, Arizona, The University of Arizona Press, 223-249.

González Trueba, J. J. (2007). *La Pequeña Edad del Hielo en los Picos de Europa: Análisis y reconstrucción del avance glaciario histórico (S. XIX).* Universidad de Cantabria / Fundación Marcelino Botín, España.

González, S., Huddart, D., Israde-Alcántara, I., Domínguez-Vázquez, G., Bischoff, J., Felstead, N. (2015). Paleoindian sites from the Basin of Mexico: Evidence from stratigraphy, tephrochronology and dating. *Quaternary International*, 363, 4-19.

Guevara Sanchez, A. (1989). *Vestigios Prehistóricos del Estado de Sinaloa. Dos Casos.* *Arqueología*, 1, 9-29.

Guilderson, T.P., Fairbanks, R.G. y Rubenstone, J.L. (1994). Tropical temperatures variations since 20 000 years ago: Modulating interhemispheric climate change. *Science* 263, 663-665.

Gutierrez, M. L. y Hyland, J. R. (1994). La Punta Clovis de El Batequí. *Arqueología Mexicana*, 2(8), 82-83.

Günster, N., Eck, P., Skowronek, A., Zöller, E. (2001). Late Pleistocene loess and their paleosols in the Granada Basin, Southern Spain. *Quaternary International* 76/77, 241-245.

- Gvirtzman, G. y Wieder, M. (2001). Climate of the last 53,000 Years in the eastern Mediterranean, based on soil-sequence Stratigraphy in the coastal plain of Israel. *Quaternary Science Reviews* 20, 1827-1849.
- Hall, W.E., Van Devender, T.R. y Olson, C.A. (1988). Late Quaternary arthropod remains from Sonoran Desert packrat middens, southwestern Arizona and northwestern Sonora. *Quaternary Research* 29, 277-293.
- Haynes, Jr., C. V. (2008). Younger Dryas "black mats" and the Rancholabrean termination in North America. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the U.S.A.*, 105(18), 6520-6525.
- Heine, Klaus (1994). The late-glacial moraine sequences in Mexico: is the evidence for the Younger Dryas event. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 112, 13-123.
- Holmgren, C.A., Peñalba, M.C, Rylander, K.A., Betancourt, J. L. (2003). A 16,000 14 C yr B.P. packrat midden series from the USA–Mexico Borderlands. *Quaternary Research* 60, 319–329.
- Holmgren, C. A., Betancourt, J. L., Peñalba, M. C., Delgadillo, J., Zuravnsky, K., Hunter, K., Rylander, K. y Weiss, J. L. (2014). Evidence against a Pleistocene desert refugium in the Lower Colorado River Basin. *Journal of Biogeography*, 41, 1769-1780.
- Holliday, V. T., Bever, M. y Meltzer, D. J. (2009). Paleoindians in the American Southwest and Northern Mexico. *Archaeology Southwest* 23(3), 1-3.
- Holliday V.T., Haynes, C.V., Hofman J.L. y Meltzer D.L. (1994). Geoarchaeology and Geochronology of the Miami (Clovis) Site, Southern High Plains Texas. *Quaternary Research* 41, 234–244.
- Holliday, Vance T., Kowler, A., Lange, T., Meltzer, S. M., Hodgins, G., Martínez-Tagüeña, N., Gaines, E. P., Arroyo-Cabrales, J., Sanchez, G. y Sanchez, I. (2014). A Human (Clovis) / Gomphothere (Cuvieronius) Association ~13,390 cal years B.P in Sonora, Mexico. Supporting information. *PNAS Early Edition*.
- Imbrie, J., Berger, A., Boyle, E.A., Clemens, S.C., Duffy, A., Howard, W.R., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Molfino, B., Morley, J.J., Peterson, L. C., Pisias, N.G., Prell, W.L., Raymo, M.E., Shackleton, N.J. y Toggweiler, J. R. (1993). On the structure and origin of major glaciation cycles. 2. the 1000,000-year cycle. *Paleoceanography*, 8(6), 699-735.
- Inoue, K., y Sase, T. (1996) Paleoenvironmental history of post-Toya Ash tephric deposits and paleosols at Iwate Volcano, Japan, using aeolian dust content and phytolith composition. *Quaternary International*, 34-36, 127-137.
- International Stratigraphic Chart (2008).
- IPCC. (1990). *Climate Change — The IPCC Scientific Assessment*. Cambridge University Press, Cambridge, 364 pp.
- Jasso, C., Sedov, S., Solleiro, E. y Gama, J. (2002). El desarrollo de los paleosuelos como índice de la estabilidad del paisaje. Un ejemplo del centro de México. *Boletín del Instituto de Geografía*, 47, 20-35.

- Jacobs, Peter M. y Mason, J. (2007). Late Quaternary climate change, loess sedimentation, and soil profile development in the central Great Plains: A pedosedimentary model. *GSA Bulletin* 119(3-4), 462-475.
- Jenny, H. (1941). *The Factors of Soil Formation*. MacGraw Hill, NY.
- Kaplan, M. y Wolfe, A. (2006) Spatial and temporal variability of Holocene temperature in North Atlantic region. *Quaternary Research*, 65, 223-231.
- Kehl, M., Frechen, M. y Skowronek, A. (2005). Paleosols derived from loess and loess-like sediments in the Basin of Persepolis, Southern Iran. *Quaternary International*, 140-141, 135-149.
- Kemp, R.A., Zarate, M.A. (2000). Pliocene pedosedimentary cycles in the southern Pampas, Argentina. *Sedimentology* 47, 3-14.
- Kletetschka, G. y S. K. Banerjee. (1995). Magnetic stratigraphy of Chinese loess as a record of natural fires. *Geophysical Research Letters* 22 (11), 1241-1343.
- Labeyrie, L., J. Cole, K. Alverson y T. Stocker. (2003). The History of Climate Dynamics in the Late Quaternary. En: Alverson, Keith D., Raymond S. Bradley y Thomas F. Pedersen (eds.). *Paleoclimate, Global Change, and the Future*. Springer, Germany, pp.33-71.
- Lachniet M. S. y Vázquez Selem. L. (2005). Last glacial equilibrium lines altitudes in the circum-Caribbean (Mexico, Guatemala, Costa Rica, Colombia, and Venezuela). *Quaternary International* 138-139, 129-144.
- Levkovskaya, G. M., Shumilovskikh, L. S., Anikovich, M. V., Platonova, N. I., Hoffecker, J. F., Lisitsyn, S. N., Pospelova, G. A., Kuzmina, I. E., Sanko, A. F. (2015). Supra-regional correlations of the most ancient paleosols and Paleolithic layers of Kostenki-Borschevo region (Russian Plain). *Quaternary International* 365, 114-134.
- Lorentzen, L.H. (1998). Appendix: Common Paleoindian and Archaic Projectile Points in Arizona. En: *Paleoindian and Archaic Sites of Arizona*, edited by J.B Mabry pp. 138-151. Technical Report No. 97-7, Center for Desert Archaeology. Tucson, Arizona.
- Lorenzo, J. L. (1953). A Fluted Point from Durango, Mexico. *American Antiquity*, 4, 394-395.
- Lounejeva Baturina, E., Morales Puente, P., Cienfuegos Alvarado, E., Sedov, S., Solleiro Rebolledo, E. (2007). Late Quaternary environment in the Teotihuacan Valley, México, inferred from $\delta^{13}\text{C}$ in soils. *Geological Society of America Bulletin* 30, 6-11.
- Lozano-García, M. S., Ortega-Guerrero, B. y Sosa-Nájera, S. (2002). Mid-to Late Wisconsin Pollen Record of San Felipe Basin, Baja California. *Quaternary Research* 58, 89-92.
- Lozano-García, M.S. y Vázquez-Selem, L. (2005) A High Elevation Holocene Pollen Record from Iztaccihuatl volcano, Central México. *The Holocene*, 15(3), 329-338
- Lozano García, M. S. (2007) Evidencia de cambio climático: cambios en el paisaje. En: A. Fernández B. y Julia Martínez (comp.). *Cambio climático: una visión desde México*. 3°. Reimp. INE, SEMARNAT, México, pp. 65-76.
- Lucke, B., y Schmidt, M. (2007). Past and present desertification in the context of climate change – a case study from Jordan. *Forum der Forschung* 20, 85-88.

- Lucke, B., Kemnitz, H., Bäuml, R., Schmidt, M. (2013). Red Mediterranean Soils in Jordan: New insights in their origin, genesis, and role as environmental archives. *Catena* 112, 4-24.
- Lundelius, E.L. (1985). North American Pleistocene mammals: major problems. *Acta Zoologica Fennica* 170, 167-171.
- 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.
- Maher, B. A. (1998). Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 137, 25-54.
- Maher, B. A. (2009). Rain and Dust: Magnetic Records of Climate and Pollution. *Elements* 5, 229-234.
- Martin, P. S. (1967). Prehistoric overkill. En: P.S. Martin, H.E. Wright Jr. (Eds.), *Pleistocene Extinctions: The search for a Cause*, Yale University Press, New Haven, 75-120.
- Mayewski-A., Rohling-E., E., Stager-Curt, J., Karlén, W., Maasch-A., K., Meeker, D.L., Meyerson-A., E., Gasse, F., Kreveld-Van, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider-R., R., Steig-J., E. (2004). Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62, 243-255.
- McAuliffe J.R. y Van Devender, T. (1998). A 22,000-year record of vegetation change in the north-central Sonoran Desert. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 141, 253-275.
- Mead, J.I., Baez, A., Swift, S.L., Carpenter, M.C., Hollenshead, M., Czaplewski, N.J., Steadman, D.W., Bright, J., and Arroyo-Cabrales, J. (2006). Tropical marsh and savannah of the late-Pleistocene in northeastern Sonora, Mexico. *Southwestern Naturalist* 51, 226-239.
- Mead, J.I., White, R.S., Baez, A., Hollenshead, M.G., Swift, S.L., Carpenter, M. C. (2010). Late Pleistocene (Rancholabrean) *Cynomys* (Rodentia, Sciuridae: prairie dog) from northwestern Sonora, Mexico. *Quaternary International* 217, 138-142.
- Mehra, O.P. y Jackson, M.L. (1960). Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clays & Clay Minerals* 7, 317-327.
- Metcalfe, S. E., O'Hara, S. O., Caballero, M. y Davies, S. (2000). Records of Late Pleistocene - Holocene climatic change in Mexico –a review. *Quaternary Science Reviews*, 19, 699-721.
- Metcalfe, S., Say, A., Black, S., McCulloch, R., O'Hara, S. (2002). Wet conditions during the Last Glaciation in the Chihuahuan Desert, Alta Babicora Basin, México. *Quaternary Research* 57, 91-101.
- Metcalfe, S.E. (2006). Late quaternary environments of the Northern deserts and central transvolcanic belt of México: *Annals of Missouri Botanical Garden* 92, 258-273.
- Metcalfe, S. E., Barron, J. A. y Davies, S. (2015). The Holocene history of the North American Monsoon: 'known knowns' and 'known unknowns' in understanding its spatial and temporal complexity. *Quaternary Science Reviews* 120, 1-27.

- Mirambell, L. (2000). Los primeros pobladores del actual territorio mexicano. En: Historia Antigua de México. Vol 1 CONACULTA / INAH / UNAM / Porrúa. México.
- Mirambell, L. (2012). Rancho "La Amapola", Cedral, un sitio arqueológico / paleontológico, pleistocénico / holocénico con restos de actividad humana. INAH, México.
- Montané, L. (1988). El Poblamiento temprano de Sonora. En: Alba González (ed.), Orígenes del Hombre Americano (Seminario), Secretaría de Educación Pública, México. 83-116.
- Montellano-Ballesteros, M., y Jiménez-Hidalgo, E. (2006). Mexican Fossil Mammals, Who, Where and When?. *Topics on Geobiology*, 24, 249–273.
- Morett-Alatorre L., J. Arroyo-Cabrales y O. Polaco. (1998). Tocuila, a remarkable Mammoth site in the Basin of Mexico. *Current Research in the Pleistocene* 15, 118-120.
- Morrill, C. y Jacobsen, R. (2005). How widespread were climate anomalies 8200 years ago? *Geophysical research letters*, 32, L19701, doi:10.1029/2005GL023536.
- Muller, R. A. y Gordon J. M. (1997). Glacial Cycles and Astronomical Forcing. *Science*, 277, 215-218.
- Munsell. (1990). Munsell, Soil Color Charts. Macbeth Division of Koll Morgen Corporation Baltimore, Maryland.
- Nordt, L. (2003). Late Quaternary fluvial landscape evolution in desert grasslands of northern Chihuahua, Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 115, 596-606.
- Nunez, E. E., Macfadden, B. J., Mead, J. I., y Baez, A. (2010). Ancient forests and grasslands in the desert: Diet and habitat of Late Pleistocene mammals from North central Sonora, Mexico. *Paleogeology, Paleoclimatology, Paleoecology* 297, 391-400.
- Ortega-Ramírez, J.R., Valiente-Banuet, A., Urrutia-Fucugauchi, J., Mortera-Gutiérrez, C.A. and Alvarado-Valdez, G. (1998). Paleoclimatic changes during the late Pleistocene-Holocene in Laguna Babicora, near the Chihuahuan desert, Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences* 35, 1168-1179.
- Ortega-Rosas, C.I., Peñalba, M.C., Guiot, J. (2008). Holocene altitudinal shifts in vegetation belts and environmental changes in the Sierra Madre Occidental, Northwestern Mexico, based on modern and fossil pollen data. *Review of Palaeobotany and Palynology* 151, 1-20.
- Peñalba, M. C. & Van-Devender, T. R. (1998). Cambios de vegetación y clima en Baja California, México, durante los últimos 20,000 años. *Geología del Noroeste (Publicación de la Estación Regional del Noroeste del Instituto de Geología - UNAM)*, 2(2): 21-23.
- Pérez-Crespo, V.A., Alva-Valdivia, L.M., Arroyo-Cabrales, J., Morales-Puente, P., Cienfuegos-Alvarado, E., Otero, F.J. (2014). Marcadores Biogeoquímicos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$: Inferencias sobre dieta y hábitat de mamíferos que habitaron en el Pleistoceno tardío de México. *Monografías del Instituto de Geofísica 20, Universidad Nacional Autónoma de México-Instituto de Geofísica*, 63 pp.
- Pérez, R. G. (1985). Geografía de Sonora. 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. *Sedimentary Geology*, 122, 5-21.
- Phillips, S.E., Milnes, A.R., Foster, R.C. (1987). Calcified filaments –an example of biological influences in the formation of calcrete in South Australia. *Australian Journal of Soil Research*, 25 (4), 405–428.
- Retallack, J. G. (2001). *Soils of the Past. An introduction of paleopedology*. Blackwell Science.
- 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. *Estudios Fronterizos*, 24-25, 175-216.
- Rhode, D. (2002). Early Holocene Juniper Woodland and Chaparral Taxa in the Central Baja California Peninsula, Mexico. *Quaternary Research*. 57, 102-108.
- Rivera-Uria, Y., Sedov, S., Solleiro R. E., Pérez P. J., McClung E., González A., Gama C. J. (2007). Degradación ambiental en el valle Teotihuacan: evidencias geológicas y paleopedológicas. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 59(2), 203-217.
- Roy, K. (2003). 2.4.7 Pleistocene Extinctions. En: D. E. Briggs, y P. R. Crowther (eds.). *Paleobiology II*. Blackwell Science Ltd. a Blackwell Publishing Company. Oxford, U.K. 583 pp.
- Roy P. D., Jonathan M. P., Pérez-Cruz L. L., Sánchez-Córdova M. M., Quiroz-Jiménez J. D. & Romero F. M. (2012). A millennial-scale Late Pleistocene–Holocene palaeoclimatic record from the western Chihuahua Desert, Mexico. *Boreas* 41, 707–717.
- Roy, P. D., Quiróz-Jiménez, J., Pérez-Cruz, L., Lozano García, S., Metcalfe, S. E., Lozano Sanacruz, R., López-Balbiaux, N., Sánchez-Zavala, J. L., Romero, F. (2013). Late Quaternary paleohydrological conditions in the drylands of northern Mexico: a summer precipitation proxy record of the last 80 cal ka BP. *Quaternary Science Reviews* 78, 342–354.
- Sánchez, G. y Carpenter, J. (2003) La ocupación del Pleistoceno Terminal / Holoceno Temprano en Sonora, México. En: *Noroeste de México*, CONACULTA-INAH, México, 27-34.
- Sánchez, G., Gaines, E. y Holliday, V. (2009) El Fin del Mundo, Sonora. Cazadores Clovis de megafauna del Pleistoceno Terminal. *Arqueología Mexicana*, XVII(97), 46-49.
- Sanchez, G. 2010. Los Primeros Mexicanos: late Pleistocene/EarlyHolocene Archeology of Sonora, Mexico. Unpublished doctoral Dissertation, School of Anthropology, University of Arizona, Tucson, Az.
- Sanchez, G., Holliday, V. T., Gaines, E. P., Arroyo-Cabrales, J., Martínez-Tagüeña, N., Kowler, A., Langef, T., Hodgins, G., Mentzerg, S. M., and Sanchez-Morales, I. 2014. Human (Clovis)–gomphothere (*Cuvieronius* sp.) association ~13,390 calibrated yBP in Sonora, Mexico. *PNAS Early Edition*.
- Sánchez Morales, I. (2012). Las industrias líticas de puntas de proyectil y bifaciales en los sitios arcaicos de Sonora. Tesis de Licenciatura, ENAH. 311pp.

- Sánchez-Pérez, S., Solleiro-Rebolledo, E., Sedov, S., McClung de Tapia, E., Golyeva, A., Prado, B., and Ibarra-Morales, E. (2013). The Black San Pablo Paleosol of the Teotihuacan Valley, Mexico: Pedogenesis, Fertility, and Use in Ancient Agricultural and Urban Systems. *Geoarchaeology: An International Journal* 28, 249–267.
- Savage, D. E. (1951). Late Cenozoic vertebrates of the San Francisco Bay region. *Bulletin of the Department of Geological Sciences*. 28, 215-314.
- Schiffer, Michael B. (1972). Archaeological context and systemic context. *American Antiquity*, 37, 156-165.
- Schurr, T. G. (2008). *The Peopling of the Americas as Revealed by Molecular Genetic Studies*. En: *Encyclopedia of Life Sciences (ELS)*. John Wiley & Sons, Ltd: Chichester.
- 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. *Journal of Quaternary Science* 16 (4), 375-389.
- Sedov, S., Solleiro-Rebolledo, E., Morales-Puente, P., Arias-Herrería, A., Vallejo-Gómez, E., and Jasso-Castañeda, C. (2003). Mineral and organic components of the buried paleosols of the Nevado de Toluca/central Mexico as indicators of paleoenvironments and soil evolution, *Quaternary International* 106-107, 169-184.
- Sedov, S., Solleiro-Rebolledo, E., Terhorst, B., Solé, J., Flores-Delgadillo, M.L., Werner, G., Poetsch, T. (2009). The Tlaxcala basin paleosol sequence: a multiscale proxy of middle to late Quaternary environmental change in central Mexico., *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 26(2), 448-465.
- Sedov, S., Lozano-García, S., Solleiro-Rebolledo, E., McClung, E., Ortega-Guerrero, B., and Sosa-Nájera, S. (2010). Tepexpan revisited: A multiple proxy of local environmental changes in relation to human occupation from a paleolake shore section in Central Mexico. *Geomorphology* 122, 309-322.
- Siebe, Christina; Peter M. Jacobs, y Daniel D. Richter Jr. (2007). Time-scales and rates of pedogenic processes I. Preface. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 24(2), 235-236.
- 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. *Quaternary International*, 106-107, 185-201.
- Solleiro-Rebolledo, E., Sedov, S., McClung, E., Cabadas, H., Gama-Castro, J., Vallejo-Gómez, E. (2006). Spatial variability of environment change in the Teotihuacan valley during late Quaternary: paleopedological inferences. *Quaternary International* 156-157, 13-31.
- Solleiro, E., Sedov, S., Macías, J. L., y Pi, T. (2007). Late Holocene paleopedological records contained in tephra from El Chichón volcano, Chiapas, Mexico. *Catena* 71, 444-455.
- Spaulding, W. G. (1991). A middle Holocene vegetation record from the Mojave desert of North America and its paleoclimatic significance. *Quaternary Research*. 35, 427–437.
- Stein, Julie y Farrand, W. (eds.). (2001). *Sediments in Archaeological Context*. University of Utah Press, Salt Lake, 218 pp.
- Stewart, Robert H. (2008). *Introduction to Physical Oceanography*. Department of Oceanography, Texas A & M University, 345 pp.

- Stoops, M. y Mees (eds.) (2010). Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths. 1a. Ed. Elsevier. Oxford, 720 pp.
- Targulian V. O. y Sokolova T. A. (1996). Soils as a biotic/abiotic natural system: a reactor, memory and regulator of biospheric interactions. *Eurasian Soil Science* 29, 30-38.
- Targulian, V. O. y Goryachkin, S. (2004). Soil memory: Types of record, carriers, hierarchy and diversity. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 21(1), 1-8.
- Targulian, V. O., Krasilnikov. P. V. (2007). Soil system and pedogenic processes: Self-organization, time scales, and environmental significance. *Catena*, 71, 373-381.
- Taylor, R., Haynes, C.V. y Struiver, M. (1996). Clovis and Folsom age estimates: Stratigraphic context and radiocarbon calibration. *Antiquity* 70(269), 515-525.
- Terrazas Mata, A. y Benavente, M. (2006). Poblamiento temprano en el noroeste de Sonora: región El Arenoso-El Sásabe. Informe técnico temporada 2006. Archivo Técnico del INAH.
- 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.
- Terrazas Mata, A. y Benavente, M. (2013). Poblamiento temprano en el Noroeste de Sonora: Región El Arenoso-El Sásabe. Informe técnico final. Instituto de Investigaciones Antropológicas, UNAM. 190 pp.
- Uriarte, A. (2009). Historia del Clima de la Tierra. 2ª ed., Editorial: Eusko Jaurlaritza. País Vasco, 306 pp.
- USDA (2004). Soil Survey Laboratory Methods Manual. Soil Survey Investigations Report 42 Version 4. National Resources Conservation Services, Natural Soil Survey Center, Lincoln, NE.
- Valencia Moreno, M. (2007). Los batolitos de Sonora. *Investigación y Ciencia* 375, 42-49.
- Van Breemen, N. (1988). Effects of seasonal redox processes involving iron on the chemistry of periodically reduced soils. Chap. 23. En: Stucki, J.W., Goodman, B.A., Schwertmann, U. (Eds.), *Iron in Soils and Clay Minerals: NATO ASI Series, serie C*, 217, 797-810.
- 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., Burgess, T., Piper, J., Turner, R., (1994). Paleoclimatic implications of Holocene plant remains from the Sierra Bacha, Sonora, Mexico. *Quaternary Research* 41, 99-108.
- Van Devender, T. R., y B. L. Turner. (1997). A new species of *Menodora* (Oleaceae) from the Sierra Madre Occidental in eastern Sonora, México. *Phytologia* 82, 269-272.
- Vaughn, Danny M. (2005). Arid Climates. En: Oliver, J. E. (ed.) (2005). *Encyclopedia of world climatology*. Springer, 85-89.

- Vázquez Selem, L. (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.
- Veit, H., Preusser, F. y Trauerstein, M. (2015). The Southern Westerlies in Central Chile during the two last glacial cycles as documented by coastal aeolian sand deposits and intercalating palaeosols. *Catena* 134, 30-40.
- Verhey, W., De la Rosa, D. (2007). Mediterranean soils, en: *Land Use and Land Cover, from Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS)*, Developed under the Auspices of the UNESCO, Eolss Publishers, Oxford ,UK. [<http://www.eolss.net>] (Last Update October 3, 2007).
- Vidal Zepeda, R. (2005). Las regiones climáticas de México. Instituto de Geografía, UNAM, México, 206 pp.
- Villalpando, E. and Carpenter, J. (2004). Proyecto Arqueológico La Playa, VI Informe, Temporada 2003. Análisis de los materiales arqueológicos. Archivo Técnico del INAH.
- Villalpando, E. and Carpenter, J. (2005). Proyecto Arqueológico La Playa, VII Informe Temporada 2004. Análisis de los materiales arqueológicos. Archivo Técnico del INAH.
- Villalpando, E., Carpenter, J. and Watson, J. (2007). Proyecto Arqueológico La Playa, VIII Informe, Temporadas 2005 y 2006. Archivo Técnico del INAH.
- Walker, P.H. (1989). Contribution to the understanding of soil and landscape relationships. *Australian Journal of Soil Research*, 27, 589-605.
- Waters, Michael. (1992). *Principles of Geoarchaeology. A North American Perspective*. University of Arizona Press, 389 pp.
- Waters, M. R. y Stafford, T. (2007). Redefining the Age of Clovis: Implications for the Peopling of the Americas. *Science* 315, 122-1126.
- White, R.S., J.I. Mead, A. Baez y S.L. Swift. (2010). Localidades de vertebrados fósiles del Neógeno (Mioceno, Plioceno y Pleistoceno): una evaluación preliminar de la biodiversidad del pasado. En: F.E. Molina-Freaner y T.R. Van Devender, eds. *Diversidad biológica de Sonora*. UNAM, México, pp. 51-72.
- Winter, M., Martínez López, C, y Markens, R. (2008). Early Hunters and Gatherers of Oaxaca: Recent Discoveries. Paper presented in the Los Primeros Mexicanos: Old Sites, New Sites and Current Research on the Late Pleistocene/Early Holocene Occupation of México symposium, 73rd Annual Meeting of the SAA, March 25th-29th, in Vancouver, Canada.
- Wright, J. D. (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.
- WRB. (2006). World reference base for soil resources 2006. A framework for international classification, correlation and communication. Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- Zhang, G. L., Gong, Z. T. (2001). Microstructure and formation mechanisms of redoximorphic features of Hydragric Anthrosols. *Acta Pedologica Sinica*, 38(1), 10-16.

Zhang, Gan-Lin, Ji-Hua Pan, Cheng-Min Huang, y Zi-Tong Gong. (2007). Geochemical features of a soil chronosequence developed on basalt in Hainan Island, China, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 24(2), 261-269.

ANEXO 1. DESCRIPCIÓN DE PERFILES EN CAMPO

SITIO ARQUEOLÓGICO “EL ARENOSO”, SONORA**Perfil La Cantera.**

Fecha de descripción y muestreo: 10 de abril de 2011.

Se localiza aproximadamente a 570 m al NW del rancho El Arenoso, en una cárcava de casi 3 m de profundidad. Sus coordenadas geográficas son: N 31° 02'26.23"; W 112° 03'15.22", a 548msnm.

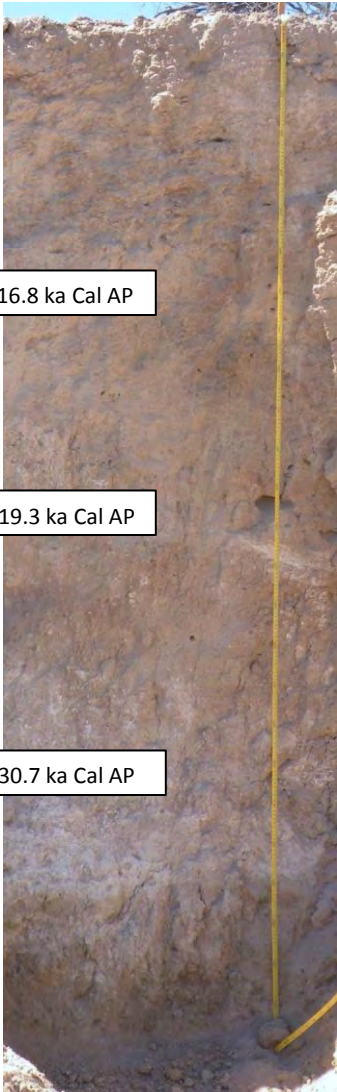
I. Información general acerca del suelo.

- a. Material parental: aluvión
- b. Humedad en el perfil: menos del 20% (muy baja).
- c. Grado de erosión: altamente erosionado con cárcavas que han descubierto los paleosuelos.
- d. Clase de erosión: hídrica (incisión del río) y eólica
- e. Influencia humana: antropizado.

II. Descripción breve del perfil.

Se describió un corte en el terreno, hasta una profundidad de 2.55 m. La capa superior es sedimento limoso. El perfil muestra una secuencia de cinco paleosuelos, que han perdido el horizonte A y están intercalados con depósitos sedimentarios. El primer suelo tiene un desarrollo moderado, con un horizonte 2Bk₁, seguido de un horizonte 2Bk₂. El segundo paleosuelo, que subyace al primero y a una capa de sedimentos 3C, también es de desarrollo moderado, con un horizonte 4Bk bien estructurado y acumulación de carbonatos. El tercer paleosuelo muestra propiedades estagnéicas, además de los carbonatos, formado por los horizontes 5Bgk/5BCk/5Ck. El cuarto paleosuelo presenta un horizonte de desarrollo moderado y carbonatado 6Bk. El último paleosuelo consta de un horizonte con características redox 7Bg.

III. Descripción del perfil: La Cantera.



Horizonte	Espesor (cm)	Características / observaciones
C	0 – 20	Sedimento de color 5YR 7/3 <i>rosado</i> en seco y 5YR 5/4 <i>pardo rojizo</i> en húmedo, textura limosa, sin estructura, consistencia en seco: duro, sin carbonatos, contacto claro y plano.
2Bgk ₁	20 – 50	Color 5YR 7/2 <i>gris rosado</i> en seco y 5YR 6/3 <i>pardo rojizo claro</i> en húmedo, con moteados pardos, textura limosa, estructura en bloques subangulares pequeños y duros, consistencia en seco: duro, el material está laminado por el desarrollo de concreciones laminares de CaCO ₃ , las láminas son delgadas y friables, contacto gradual e irregular.
2Bgk ₂	50 – 60/80	Color 5YR 7/3 <i>rosado</i> en seco y 5YR 5/3 <i>pardo rojizo</i> en húmedo, textura limosa, estructuras en bloques subangulares gruesos que rompen a bloques subangulares pequeños y duros, más arenoso. Muestra fuerte reacción al HCl en la matriz; presenta acumulaciones de carbonatos en los poros, recubriendo los agregados y en forma laminar; el contacto es ondulado y erosional. Se encontró un caparazón de tortuga <i>in situ</i> .
3C	60/80 – 100	Sedimento de color 5YR 7/3 <i>rosado</i> en seco y 5YR 4/4 <i>pardo rojizo</i> en húmedo, textura limosa, carbonatado, poco estructurado, con acumulaciones de materia orgánica en forma de motas, poroso, D.A. baja, contacto difuso.
4Bk	100 – 130	Color 7.5YR 7/3 <i>rosado</i> en seco y 7.5YR 5/4 <i>pardo</i> en húmedo, textura limosa, estructura en bloques angulares, duros, con carbonatos en la matriz, rellenando los poros y recubriendo los agregados; claro e irregular.
4Ck	130 – 140	Horizonte petrocálcio, laminado, color 7.5YR 7/2 <i>gris rosado</i> en seco y 7.5YR 6/3 <i>pardo claro</i> en húmedo, textura limosa. El contacto es abrupto.
5Bgk	130 – 165	Color 7.5YR 7/4 <i>rosado</i> en seco y 7.5YR 5/4 <i>pardo</i> en húmedo, moteado, textura limo-arcillosa, estructura en bloques subangulares medianos, bien desarrollados, menos contenido de carbonatos en la matriz, pero presenta concreciones y nódulos de CaCO ₃ de aprox. 1 cm. Con acumulaciones de Mn en algunas zonas debajo del caliche, que está laminado. Muy firme, poco friable, se siente frío al tacto, con bioporos y recubrimientos de Mn en algunos de ellos. Contacto difuso
5BCK	165 – 190	Color 7.5YR 7/3 <i>rosado</i> en seco y 7.5YR 4/4 <i>pardo</i> en húmedo, textura limosa, estructura en bloques subangulares gruesos, muy poroso, duro, más friable que el anterior, más carbonatado, no hay concreciones; en bioporos acumulaciones de Mn. Contacto difuso
5Ck	190 – 205	Sedimento limo-arenoso, de color 7.5YR 8/8 <i>blanco rosado</i> en seco y 7.5YR 6/4 <i>pardo claro</i> en húmedo, muy duro, pero friable, con concreciones de carbonatos y acumulaciones de Mn. Contacto claro.
6Bk	205 – 247	Color 7.5YR 7/3 <i>rosado</i> en seco y 7.5YR 6/3 <i>pardo claro</i> en húmedo, estructura prismática que rompe en bloques subangulares medianos, más estables, con abundantes carbonatos, poroso, ligero, contacto abrupto.
7Bg	247 – 255	Color 7.5YR 7/2 <i>gris rosado</i> en seco y 7.5YR 5/2 <i>pardo</i> en húmedo, estructura en bloques subangulares que rompe a prismática pequeña, friable, de textura limosa. La matriz no contiene carbonatos, con rizoconcreciones no carbonatadas (posiblemente sílice), con moteados de color grisáceo, se siente húmedo.

SITIO ARQUEOLÓGICO “EL ARENOSO”, SONORA**Perfil Los Poceaderos.**

Fecha de descripción y muestreo: 11 de abril de 2011.

El perfil se ubica aprox. a 3.4 km al NE del rancho El Arenoso, en una terraza fluvial. En el sitio aflora un material verdoso que se distingue por la vegetación más dispersa. Sus coordenadas geográficas son: N 31°03'43.9"; W 112° 01'37.8", a 555 msnm. El terreno superficial es plano. Los suelos gleycos cambian de facies a depósitos de canal en los cortes a lo largo del cauce –seco en ese momento-.

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, por la acción del agua del río en la temporada de lluvias..
- d. Clase de erosión: fluvial y eólica.
- e. Influencia humana: antropizado.

II. Descripción breve del perfil.

Se describió un corte hasta los 3 m de profundidad. El perfil muestra tres ciclos de formación de suelo, interrumpidas por procesos erosivos que removieron el horizonte A. En la base y en la superficie del perfil se encuentran depósitos sedimentarios aluviales. El primer paleosuelo consta de un horizonte 2Bg, que evidencia un suelo con desarrollo moderado que ha sufrido procesos redox y una incipiente carbonatación. En el segundo suelo se observa mayor evolución de los rasgos pedogénicos que formaron dos horizontes, el horizonte 3Bg está bien desarrollado y ha sido afectado por procesos redox, mientras que el horizonte 3BC es un horizonte de transición en el que ya se están formando minerales secundarios, con rasgos redox y carbonatación incipiente. El cuarto paleosuelo consta de un horizonte 4Bt, que indica una mayor evolución de suelo, en el que se formó un horizonte de acumulación de arcillas por iluviación.

III. Descripción del perfil: Los Poceaderos.



Horizonte	Espesor (cm)	Características / observaciones
C	0 – 50	Sedimento aluvial con lentes de grava y arena interestratificados. Sin estructura, excepto en la superficie (primeros 10 cm), donde está un poco estructurado. Color 2.5YR 7/3 <i>amarillo pálido</i> en seco y 2.5YR 5/3 <i>pardo olivo claro</i> en húmedo.
2Bg	50 – 80	Color 2.5YR 7/2 <i>gris claro</i> en seco y 2.5YR 6/3 <i>pardo amarillento claro</i> en húmedo, textura arcillo-limosa, estructura columnar que rompe en bloques angulares medianos muy firmes; consistencia en seco: duro, la matriz es fina, pero contiene gravas alargadas, poco redondeadas; no reacciona al HCl, pero hay carbonatos en poros y fisuras. Las concreciones de carbonatos son pequeñas. Hay fracturas con óxidos de Fe y evidencia de procesos estagnicos. Está separado del horizonte subyacente por una capa delgada de gravilla.
3Bg	80 – 120	Color 2.5YR 7/3 <i>amarillo pálido</i> en seco y 2.5YR 5/3 <i>pardo olivo claro</i> en húmedo, muy duro, estructuras en bloques angulares pequeños, con gravilla, más moteado, textura arcillo-limosa, pero más gruesa que la del horizonte anterior, consistencia en seco: duro. Contiene gravas pequeñas. Contacto gradual e irregular.
3BC	120 – 150	Color 2.5YR 7/3 <i>amarillo pálido</i> en seco y 2.5YR 5/3 <i>pardo olivo claro</i> en húmedo, con procesos redox, textura arenosa, la matriz no efervesce, pero contiene concreciones de carbonatos del tamaño de la gravilla. Estructura en bloques subangulares medianos, con acumulaciones de Mn en huellas de raíces, muy firmes.
4Bt	150 – 180	Color 2.5YR 7/2 <i>gris claro</i> en seco y 2.5YR 5/3 <i>pardo olivo claro</i> en húmedo, textura arcillosa, estructura en bloques subangulares medianos, friable, moteado, con cutanes de arcilla y óxidos de Fe. La matriz no efervesce, pero hay concreciones de carbonatos en los poros.
5C	180 – 225	Sedimento arenoso, sin estructura pedogénica, color 2.5YR 7/3 <i>amarillo pálido</i> en seco y 2.5YR 5/3 <i>pardo olivo claro</i> en húmedo. Contacto plano e irregular.
6C	225 – 300	Sedimento mal clasificado, con partículas de gravilla, cantos muy gruesos, en una matriz arenosa.

SITIO ARQUEOLÓGICO “EL ARENOSO”, SONORA**Perfil El Arenoso.**

Fecha de descripción y muestreo: 12 de abril de 2011.

El perfil se localizó en un corte aledaño al río El Arenoso –el lecho estaba seco en ese momento-, a unos 300 m al E del rancho del mismo nombre, sobre una terraza fluvial. Sus coordenadas geográficas son: N 31°02'16.2"; W 112° 3'5.4", a 551 msnm El terreno en la parte superficial del corte es plano.

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 río ha erosionado el terreno, dejando expuestos los paleosuelos.
- d. Clase de erosión: fluvial y eólica.
- e. Influencia humana: antropizado, colinda con el camino de terracería que está a la entrada del rancho.

II. Descripción breve del perfil.

Se describió la pared E del río, hasta una profundidad de 3 m. El perfil muestra dos ciclos de pedogénesis intercaados con sedimentos fluviales. En la superficie se encuentran sedimentos fluviales gruesos con acumulaciones importantes de carbonatos, en concreciones y formando láminas. Ambos paleosuelos carecen de horizonte orgánico. El primer paleosuelo consta de un horizonte 6Bgk, que muestra un suelo de desarrollo moderado, con procesos redox y carbonatación. El segundo paleosuelo consta de dos horizontes, el 7Bk es un horizonte de desarrollo moderado altamente carbonatado, seguido por el 7BC, 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. Debajo de los paleosuelos, se encuentran sedimentos aluviales de texturas gruesas enriquecidos por carbonatos.

III. Descripción del perfil: El Arenoso.

Horizonte	Espesor (cm)	Características / observaciones
C	0 – 10	Sedimento arenoso, suelto, sin estructura, con carbonatos en la matriz y concreciones de carbonatos en la base. Color 7.5YR 7/2 <i>gris rosado</i> en seco y 7.5YR 5/3 <i>pardo</i> en húmedo.
2Ck	10 – 30	Caliche masivo muy duro, compacto. Color 7.5YR 7/3 <i>rosado</i> en seco y 7.5YR 6/3 <i>pardo claro</i> en húmedo.
3Ck	30 – 45	Se compone por láminas de caliche gruesas. Color 7.5YR 7/3 <i>rosado</i> en seco y 7.5YR 6/4 <i>pardo claro</i> en húmedo.
4C	45 – 60	Sedimento arenoso con gravas, muy compactado, con carbonatos en la matriz. Color 7.5YR 7/3 <i>rosado</i> en seco y 7.5YR 4/4 <i>pardo</i> en húmedo.
5C	60 – 95	Sedimento aluvial compuesto por grava gruesa muy redondeada, cementado con carbonatos. Color 7.5YR 6/3 <i>pardo claro</i> en seco y 7.5YR 4/3 <i>pardo</i> en húmedo.
6Bgk	95 – 130	Color Color 7.5YR 7/2 <i>gris rosado</i> en seco y 7.5YR 6/4 <i>pardo claro</i> en húmedo, textura limosa, estructura en bloques subangulares pequeños. Presenta con concreciones de carbonatos en forma de manchas, así como manchones de color ocre con fuerte efervescencia al HCl. El material es friable, de consistencia suave al penetrar con la cucharilla. Límite ondulado.
7Bk	130 – 180	Color 7.5YR 8/2 <i>blanco rosado</i> en seco y 7.5YR 6/2 <i>gris rosado</i> en húmedo, textura limosa, estructura columnar que rompe a bloques subangulares medianos, consistencia en seco: duro. Altamente carbonatado, con carbonatos en fisuras y poros, además de concreciones. Presenta un moteado con zonas pardas y grisáceas y algunas gravas. Límite difuso.
7BC	180 – 200	Color 7.5YR 6/4 <i>pardo claro</i> en seco y 7.5YR 5/3 <i>pardo</i> en húmedo, textura arenosa, estructura en bloques angulares pequeños y muy firmes. La matriz no efervesce, pero tiene concreciones pequeñas, escasas. Límite claro y horizontal.
8C	200 – 230	Sedimento aluvial con gravas de diversos tamaños. Los carbonatos están diseminados. Contacto claro y horizontal. Color 7.5YR 6/3 <i>pardo claro</i> en seco y 7.5YR 5/4 <i>pardo</i> en húmedo
9Ck	230 – 300	Sedimento aluvial con gravas de diversos tamaños. Carbonatos en forma de concreciones botroidales de diferentes tamaños, con orientación vertical. En la parte superior (contacto) las formas botroidales son grandes.

MAGDALENA DE KINO, SONORA**Perfil Kino¹.**

Fecha de descripción y muestreo: 11 de diciembre de 2010.

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 tiene poca pendiente y es muy plano.

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.

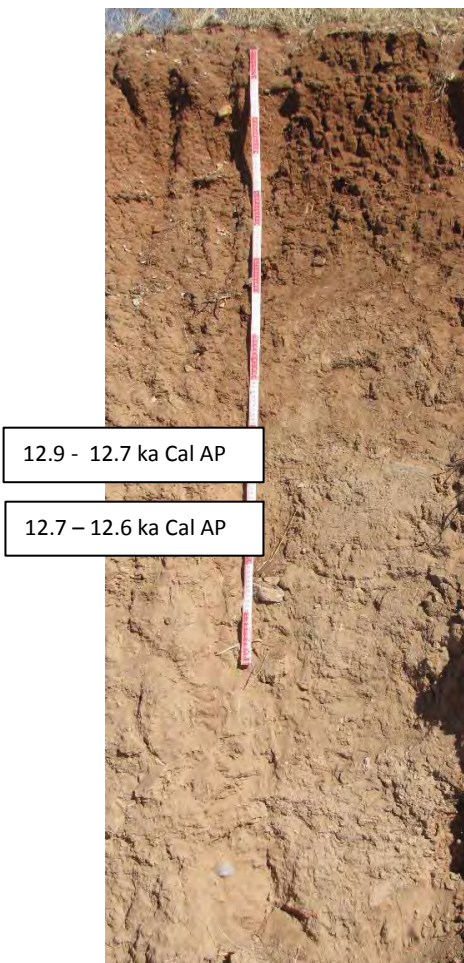
II. Descripción breve del perfil.

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 textura gruesa, enriquecidos por carbonatos.

¹ La descripción de este perfil se tomó de Cruz y Cruz, 2011.

III. Descripción del perfil Kino.

Horizonte	Espesor (cm)	Características / observaciones
AB	0 – 15	Color 7.5YR 5/4 <i>pardo</i> en seco y 7.5YR 4/4 <i>pardo</i> en húmedo, 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 5YR 5/6 <i>rojo amarillento</i> en seco y 5YR 4/6 <i>rojo amarillento</i> en húmedo, 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 7.5YR 5/4 <i>pardo</i> en seco y 7.5YR 4/6 <i>pardo fuerte</i> en húmedo, 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. Contacto gradual e irregular.
2BCK	80 – 150	Color 10YR 6/4 <i>pardo amarillento claro</i> en seco y 10YR 5/4 <i>pardo amarillento</i> en húmedo,(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 10YR 7/4 <i>pardo muy claro</i> en seco y 10YR 5/4 <i>pardo amarillento</i> en húmedo. 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 <i>pardo pálido</i> . Material sedimentario muy compactado, textura gruesa, consistencia en seco: duro.



ESTACIÓN LLANO, SANTA ANA, SONORA.**Perfil Los Alamitos.**

Fecha de descripción y muestreo: 13 de abril de 2011.

Se localiza en un corte de río aledaño a la carretera Santa Ana – Hermosillo, al norte de Estación Llano, Santa Ana, Sonora, cerca del Rancho Los Alamitos. El lecho del río carecía de agua cuando se visitó. Sus coordenadas geográficas son: N 30°23'38.5"; W 111° 05'39.3", a 721msnm. El terreno es plano en la parte superficial.


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, aledaño a la carretera y afectado por obras de construcción.

II. Descripción breve del perfil.

Se describió un corte en el terreno, hasta una profundidad de 195 m. El perfil muestra una secuencia cuatro suelos, intercalados con depósitos sedimentarios. El primero es un suelo moderno, formado por los horizontes A/AB. El segundo es un paleosuelo que subyace al primero, carente de horizonte A de desarrollo moderado, compuesto por un horizonte 2Bw/2Bwk/2Ck bien estructurado, algunos rasgos estágnicos y carbonatación, seguido por un suelo con propiedades estágnicas y carbonatación 3Bgk/3C y en la base del perfil otro paleosuelo formado por los horizontes 4Bg/4C.

III.- Descripción del perfil Los Alamitos.

	Horizonte	Espesor (cm)	Características / observaciones
	A	0–13	Color 5YR 4/4 <i>pardo rojizo</i> en seco y 5YR 3/4 <i>pardo rojizo oscuro</i> en húmedo, estructura en bloques subangulares pequeños que rompen a granular, textura limosa, frable, con huellas de raíces. Contacto difuso.
	AB	13–34	Color 5YR 4/4 <i>pardo rojizo</i> en seco y 5YR 4/4 <i>pardo rojizo</i> en húmedo, estructura en bloques subangulares grandes, muy duros, textura areno-arcillosa. Presenta manchas de materia orgánica de color oscuro. Contiene grava. No contiene carbonatos. Muy compacto. Contacto claro e irregular.
	2Bw	34–70	Color 5YR 5/4 <i>pardo rojizo</i> en seco y 5YR 4/4 <i>pardo rojizo</i> en húmedo, textura arcillo-limosa, estructura muy bien desarrollada: columnar que rompe a bloques angulares medianos, muy estables y duros. Tiene cutanes de iluviación y de estrés. La matriz no efervesce, pero hay acumulaciones de carbonatos en la superficie de los agregados y formando concreciones pequeñas. Límite gradual.
	2Bwk	70–105	Color 5YR 6/3 <i>pardo rojizo claro</i> en seco y 5YR 5/4 <i>pardo rojizo</i> en húmedo, moteado con coloraciones rojizas que parecen fragmentos de suelo retrabajado; estructura columnar más fina que rompe en bloques angulares duros, textura areno-arcillosa. Presenta una alta concentración de gravas. La matriz efervesce ligeramente, presenta acumulación de carbonatos en la superficie de los agregados que le dan coloración blanquecina, además de concreciones. Se observan cutanes y manchas de color oscuro (Mn) con moteados de color gris en la superficie de los agregados. Contacto claro e irregular.
	2Ck	105–132	Sedimento de color 5YR 7/2 <i>gris rosado</i> en seco y 5YR 5/3 <i>pardo rojizo</i> en húmedo, con abundante grava; con carbonatos en la superficie de las rocas y en la matriz. No está estructurado. Contacto claro y plano.
	3Bgk	132–158	Color 5YR 7/3 <i>rosado</i> en seco y 5YR 5/4 <i>pardo rojizo</i> en húmedo, estructura en bloques subangulares medianos que presentan manchas oscuras de Mn y manchas de color pardo grisáceo. Algunos cutanes escasos. La matriz no efervesce, pero hay acumulaciones de carbonatos sobre la superficie de los agregados. Contacto claro y horizontal.
	3C	158–170	Sedimento arenoso con gravas gruesas subredondeadas, poco estructurado. La matriz tiene estructura en bloques angulares pequeños, duros y muy estables. Color pardo claro. Menor cantidad de carbonatos y manchas de Mn. Color 5YR 6/3 <i>pardo rojizo claro</i> en seco y 5YR 5/3 <i>pardo rojizo</i> en húmedo
	4Bg	170–180	Color 5YR 6/4 <i>pardo rojizo claro</i> en seco y 5YR 5/4 <i>pardo rojizo</i> en húmedo, estructura en bloques angulares medianos y pequeños, con abundantes manchas de Mn. La matriz no efervesce y contiene pocas concreciones de carbonatos (menos que el sobreyacente). Contacto claro e irregular.
	4C	180–195	Sedimento arenoso, con gravas finas redondeadas, poco estructurado. Presenta manchas oscuras de Mn. No hay reacción al Hcl. Color 5YR 6/6 <i>reddish yellow</i> en seco y 5YR 5/6 <i>yellowish red</i> en húmedo.

SITIO ARQUEOLÓGICO “LA PLAYA”, TRINCHERAS, SONORA.**Perfil SRP1 (Paleosuelo San Rafael)².**

Fecha de descripción y muestreo: 25 de marzo de 2009.

Paleosuelo ubicado en el Sitio Arqueológico La Playa (SON F: 10: 3). El perfil 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.

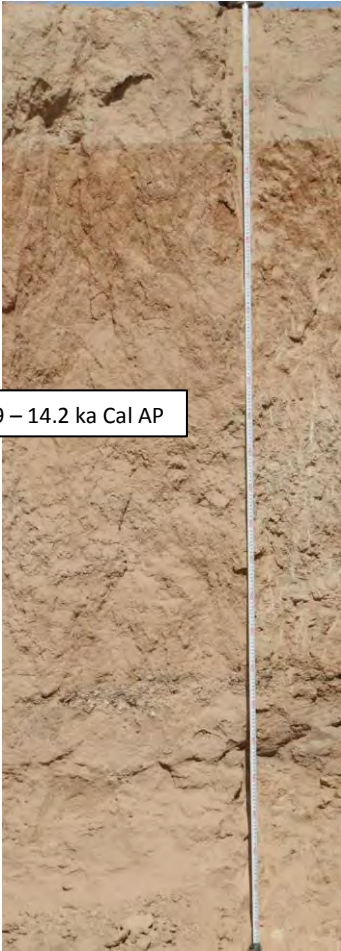
- a. Material parental: aluvión
- b. Humedad en el perfil: menos del 20% (muy baja).
- c. Grado de erosión: altamente erosionado
- d. Clase de erosión: hídrica y eólica
- e. Influencia humana: antropizado, hay asentamientos humanos desde hace 3000 años (Villalpando et al, 2004, 2005 y 2007).

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 2Bwk, seguido de un horizonte 2BCk. El segundo suelo, que subyace al primero, también es de desarrollo moderado, que muestra propiedades estágnicas, 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.

² Este perfil se presentó anteriormente con el nombre de Hornos 1 (Cruz y Cruz, 2011 y Cruz-y-Cruz *et al.*, 2014), sin embargo, debido a que durante la investigación se describió el Paleosuelo San Rafael en diversos puntos dentro del sitio, se decidió denominar a todos los perfiles donde aparece el SRP con las siglas del mismo seguidas de números consecutivos para simplificar el manejo de la información.

III. Descripción del perfil SRP1.



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 efervesce (últimos 2-3 cm), textura franco-limosa, contacto claro y horizontal.
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 efervesce; textura franca, contacto gradual e irregular.
2BCk	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.

SITIO ARQUEOLÓGICO “LA PLAYA”, TRINCHERAS, SONORA.**Perfil SRP2.**

Fecha de descripción y muestreo: 12 de diciembre de 2010.

Perfil localizado dentro del sitio arqueológico “La Playa” (SON F: 10: 3), en la parte media del abanico, en la pared de una cárcava. Sus coordenadas geográficas son: 30°29'58.7" N y 111°31'31.8" W, a 510 msnm.

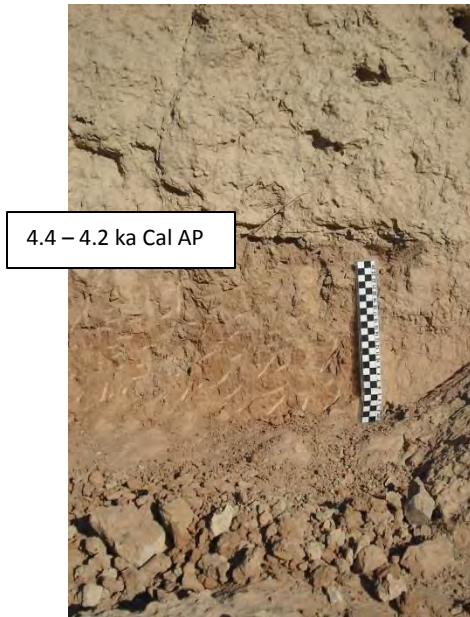
I. Información general acerca del suelo.

- 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 hasta una profundidad de En la parte superficial se encuentra una capa de sedimentos limosos, debajo de la cual se encuentra el SRP. En este punto, el SRP conserva el horizonte Ah, que sobreyace al 2Bw, es de color pardo grisáceo claro y tiene fragmentos de carbón. Se colectó uno para datar de la parte superior del horizonte. En la base del perfil se observaron sedimentos gruesos.

III.- Descripción del perfil SRP2



Horizonte	Espesor (cm)	Características / Observaciones
C	0 - 40	Sedimento limoso, color 10YR 7/3 <i>pardo muy pálido</i> en seco y 10YR 4/3 <i>pardo oscuro</i> en húmedo, sin estructura edáfica, laminación cruzada en algunas zonas, no hay reacción al HCl. Contacto claro y horizontal.
2Ah	40 - 51	Estructura en bloques subangulares grandes que rompe a subangulares medianos, los agregados son duros y estables, es muy poroso, con biocanales pequeños, reacción muy débil al HCl, textura franco-limosa fina, color 10YR 6/3 <i>pardo pálido</i> en seco y 10YR 4/3 <i>pardo oscuro</i> en húmedo, es más oscuro en los primeros 4 cm y se va aclarando gradualmente. Contiene fragmentos de carbón, uno de ellos datado en 4.4 - 4.2 ka Cal AP. Contacto claro y gradual.
2Bw	51 -	Color 7.5YR 5/4 <i>pardo</i> en seco y 7.5YR 4/6 <i>pardo fuerte</i> en húmedo, estructura en bloques angulares medianos que rompe a bloques subangulares pequeños. Textura franco arcillosa limosa, poca reacción al HCl en pequeñas concreciones vermiculares, contacto gradual e irregular.

SITIO ARQUEOLÓGICO “LA PLAYA”, TRINCHERAS, SONORA**Perfil SRP3³.**

Fecha de descripción y muestreo: 18 de noviembre de 2013.

Perfil localizado dentro del sitio arqueológico “La Playa” (SON F: 10: 3), en la parte media del abanico, en la pared de una cárcava. Sus coordenadas geográficas son: 30°29'54.18" N y 111°31'58.31" W, a 508 msnm.

III. Información general acerca del suelo.

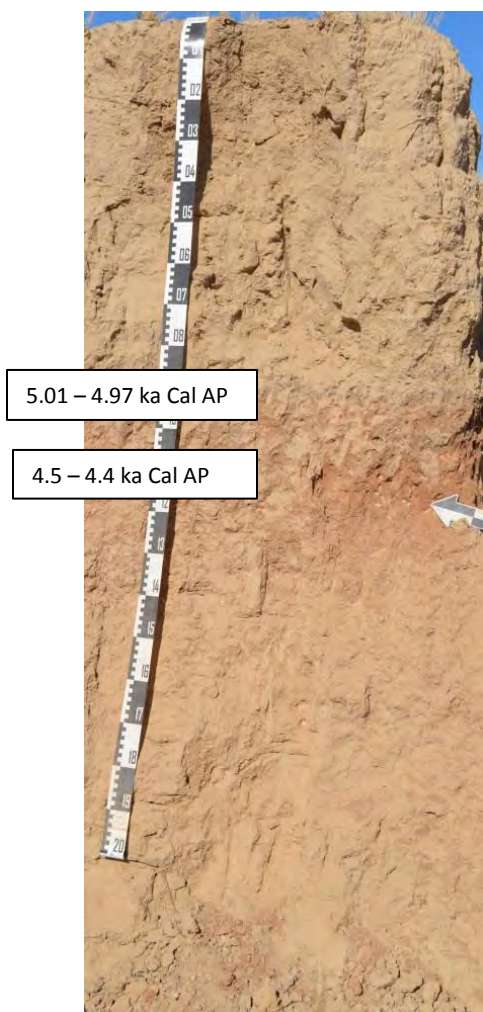
- a. Material parental: aluvión
- b. Humedad en el perfil: menos del 20% (muy baja).
- c. Grado de erosión: altamente erosionado
- d. Clase de erosión: hídrica y eólica
- e. Influencia humana: antropizado, hay asentamientos humanos desde hace 3000 años (Villalpando et al, 2004, 2005 y 2007).

IV. Descripción breve del perfil.

Se describió un corte en el terreno, hasta una profundidad de 2.2 m. El perfil muestra una secuencia pedosedimentaria compuesta por una gruesa capa de sedimentos predominantemente limosos que presentan laminaciones, debajo de la cual se encuentra un paleosuelo rojo, compuesto por un horizonte Ah semierosionado, seguido de un horizonte 2Bw₁ que muestra una carbonatación ligera en la parte baja, por lo que se le denominó 2Bwk₂, por debajo se ubica el horizonte 2BCk. Hacia la base del perfil se encuentran varios estratos de sedimentos limosos.

³ En la descripción inicial de campo se denominó “Pájaros” pero, como se explica en la nota anterior, se cambió la denominación por las siglas del SRP y números consecutivos para simplificar la información.

III.- Descripción del perfil: Perfil SRP3.



Horizonte	Espesor (cm)	Características / Observaciones
C	0 – 10	Color 10YR 6/3 <i>pardo pálido</i> en seco y 10YR 4/2 <i>pardo grisáceo oscuro</i> en húmedo, textura franco-limosa, friable, no reacciona al HCl, con raíces finas, presenta laminaciones. Contacto claro y horizontal.
2C	10 – 28	Color color 10YR 6/3 <i>pardo pálido</i> en seco y 10YR 4/2 <i>pardo grisáceo oscuro</i> en húmedo, textura franco-limosa, compactado, un poco estructurado en bloques subangulares medianos, con bioturbación y raíces finas, no hay reacción al HCl. Contacto claro y horizontal.
3C	28 – 50	Sedimento compactado, con estructura en bloques subangulares medianos de baja estabilidad, friables, baja reacción al HCl en la matriz, presencia de raíces finas, testura franco-limosa, color 10YR 6/3 <i>pardo pálido</i> en seco y 10YR 4/5 <i>pardo grisáceo oscuro</i> en húmedo. Contacto claro y horizontal.
4C	50 – 72	Color 10YR 7/3 <i>pardo muy pálido</i> en seco y 10YR 4/3 <i>pardo oscuro</i> en húmedo. Sedimento franco-limoso no estructurado, compactado, con laminación cruzada, la matriz reacciona al HCl,
5C	72 – 78	Color 10YR 6/3 <i>pardo pálido</i> en seco y 10YR 4/3 <i>pardo oscuro</i> en húmedo, textura limosa, no estructurado, con laminación cruzada y horizontal, la matriz reacciona al HCl, más que el estrato sobreyacente, presenta raíces muy finas. Contacto claro y horizontal.
6C	78 – 89	Color 10YR 7/3 <i>pardo muy pálido</i> en seco y 10YR 4/3 <i>pardo oscuro</i> en húmedo, textura limosa, sin estructura edáfica, laminación cruzada en algunas zonas, poca reacción al HCl dentro de la matriz. Presencia de raíces muy finas. Se compone de varias capas de sedimentos. Contacto claro y horizontal.
7Ah	89 – 95	Color 10YR 6/3 <i>pardo pálido</i> en seco y 10YR 4/3 <i>pardo oscuro</i> en húmedo, textura franco limosa fina, estructura bloques subangulares medianos que rompe en bloques subangulares pequeños y granulares, fuerte reacción al HCl. Presencia de raíces muy finas, pequeños fragmentos de carbón. Contacto gradual.
7Bw ₁	95 – 120	Color 7.5YR 5/4 <i>pardo</i> en seco y 7.5YR 4/6 <i>pardo fuerte</i> en húmedo, textura franco-arcillo-limosa, estructura en bloques angulares medianos que rompe a bloques subangulares pequeños. poca reacción al HCl en pequeñas concreciones. Presencia de pocos carbonatos, poros fino, raíces muy finas y algunas gravas pequeñas. Se dató un carbón de este horizonte. Contacto difuso.
7Bw ₂	120 – 140	Color 7.5YR 6/3 <i>pardo claro</i> en seco y 7.5YR 5/4 <i>pardo</i> en húmedo, textura franco-limosa fina, estructura en bloques angulares medianos que rompe en bloques subangulares pequeños., mayor reacción al HCl que en el horizonte anterior. Contacto difuso.
7Bck	140 – 170	Color 7.5YR 6/3 <i>pardo claro</i> en seco y 7.5YR 4/4 <i>pardo</i> en húmedo, textura franco limosa gruesa, estructura en bloques subangulares medianos que rompe en bloques subangulares pequeños, medianamente friable, presencia de concreciones de carbonatos alta, fuerte reacción al HCl en matriz y concreciones. Contacto difuso.
8C	170 – 190	Color 7.5YR 6/3 <i>pardo claro</i> en seco y 7.5YR 4/4 <i>pardo</i> en húmedo, textura franco arcillosa limosa estructura en bloques subangulares medianos que rompe en bloques subangulares pequeños. (CRL), reacción al HCl. Se presenta bioturbación y motas rojizas. Contacto difuso.
9C	190 – 220	Color 10YR 6/3 <i>pale brown</i> en seco y 10YR 5/4 <i>pardo amarillento</i> en húmedo, textura franco limosa fino estructura en bloques subangulares medianos que rompe en bloques subangulares pequeños, reacción al HCl.

SITIO ARQUEOLÓGICO “LA PLAYA”, TRINCHERAS, SONORA.**Perfil SRP4⁴.**

Fecha de descripción y muestreo: 18 de noviembre de 2013.

Se ubica dentro del sitio arqueológico La Playa (SON F: 10: 3), en la parte sur del abanico, cerca del límite sur de la poligonal oficial del sitio, en la pared disectada por un arroyo temporal. Sus coordenadas geográficas son: 30°29'33.05" N y 111°31'21.20" W, a 506 msnm.

I. Información general acerca del suelo.

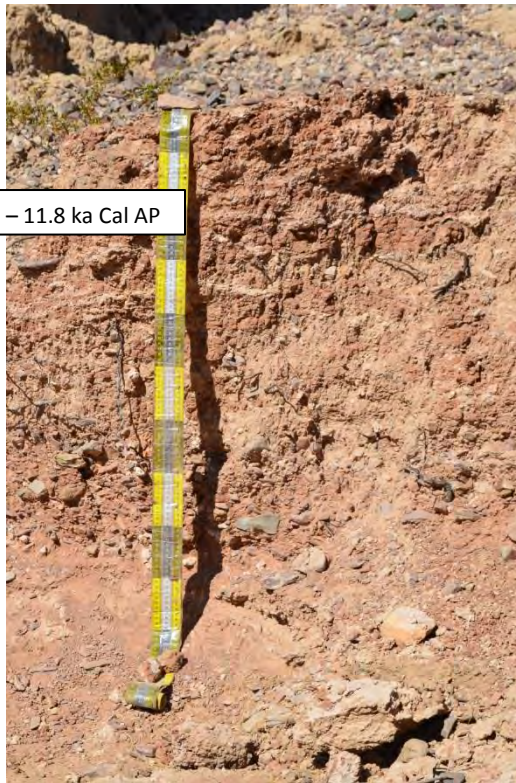
- a. Material parental: aluvión
- b. Humedad en el perfil: menos del 20% (muy baja).
- c. Grado de erosión: altamente erosionado
- d. Clase de erosión: principalmente hídrica
- e. Influencia humana: antropizado, hay asentamientos humanos desde hace 3000 años (Villalpando et al, 2004, 2005 y 2007).

II. Descripción breve del perfil.

Se describió en un corte de río, hasta una profundidad de 1 m. El perfil muestra una secuencia similar a la de los perfiles anteriores: el paleosuelo rojo sepultado por sedimentos y sobre estos los paleosuelos del Pleistoceno. El paleosuelo tiene mucha pedregosidad en superficie y se compone de un horizonte Bwk con carbonatos en concreciones y laminares, por debajo, un horizonte 2BCk. Hacia la base del perfil se encuentran varios estratos de sedimentos gruesos. Sólo se describió el horizonte Bwk y se dataron los carbonatos pedogenéticos de este horizonte, que arrojaron un intervalo de 11.8 – 12.0 ka Cal BP.

⁴ En la descripción inicial de campo se denominó “Dos pisos”.

III.- Descripción del perfil SRP4.



12.1 – 11.8 ka Cal AP

Horizonte	Espesor (cm)	Características / Observaciones
Bwk	0 – 50	Estructura en bloques subangulares grandes, que rompe a bloques medianos y pequeños. Color 7.5YR 5/4 <i>pardo</i> en seco y 7.5YR 4/3 <i>pardo</i> en húmedo. Textura limo-arcillosa. Altamente carbonatado, con laminaciones y concreciones de carbonatos. La matriz no reacciona al HCl. Contiene gravas pequeñas. Contacto difuso. Se colectaron concreciones de carbonatos para datación.
Bck	50 – 100	Material más grueso que el anterior, color 7.5YR 6/3 <i>pardo claro</i> en seco y 7.5YR 5/4 <i>pardo</i> en húmedo. Estructura en bloques subangulares grandes y medianos que rompe a bloques subangulares medianos y pequeños. Pedregosidad moderada, con gravas medianas. Altamente carbonatado, con concreciones laminares de carbonatos.

SITIO ARQUEOLÓGICO “LA PLAYA”, TRINCHERAS, SONORA.**Perfil SRP5.**

Fecha de descripción y muestreo: 18 de noviembre de 2013.

Se ubica dentro del sitio arqueológico La Playa (SON F: 10: 3), en la parte media del abanico, en una zona muy afectada por la erosión en la que el paleosuelo SRP forma pedestales. Muy cercano al Elemento 573, con coordenadas: 30°29'57.34" N y 111°31'55.95" W, a 492 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: principalmente hídrica
- 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 en un pedestal dejado por la erosión, con una altura de 0.75 m. El perfil muestra una secuencia similar a la de los perfiles anteriores: el paleosuelo rojo sepultado por una gruesa capa de sedimentos limosos. En este sitio se encontró sepultado y mejor preservado el horizonte 2Ah del SRP, que tiene una profundidad de unos 30 cm y es claramente visible. El horizonte 2Bw muestra características muy similares a las descritas en otros puntos, buena estructura, intemperismo, rubificación, como procesos principales. Hacia la base se observa el horizonte 2BCk, con concreciones vermiculares. En esta zona se localizaron 3 tortugas expuestas en superficie.

III.- Descripción del perfil SRP5.



Horizonte	Espesor (cm)	Características / Observaciones
C	0 – 26	Sedimento limoso, color 10YR 7/3 <i>pardo muy pálido</i> en seco y 10YR 4/3 <i>pardo oscuro</i> en húmedo, sin estructura edáfica, presenta laminación en algunas zonas, muy baja reacción al HCl. Contacto claro y horizontal.
2Ah	26 – 72/58	Estructura en bloques subangulares medianos que rompe a subangulares pequeños y graulares, agregados duros y estables, muy poroso, se observan biocanales pequeños, reacción muy débil al HCl, textura franco-limosa fina, color 10YR 6/3 <i>pardo pálido</i> en seco y 10YR 4/3 <i>pardo oscuro</i> en húmedo. Contacto gradual e irregular.
2Bw	72/58 –	Estructura en bloques angulares medianos que rompe a bloques subangulares pequeños, color 7.5YR 5/4 <i>pardo</i> en seco y 7.5YR 4/6 <i>pardo fuerte</i> en húmedo, textura franco-arcillo-limosa, estructura en bloques angulares medianos que rompe a bloques subangulares pequeños. poca reacción al HCl en pequeñas concreciones. Presencia de pocos carbonatos, poros fino, raíces muy finas y algunas gravas pequeñas. Contacto difuso

RANCHO “SAN FRANCISCO”, QUEROBABI, SONORA.**Perfil SF3.**

Fecha de descripción y muestreo: 17 de marzo de 2013.

Perfil localizado dentro del Rancho San Francisco, aledaño al poblado de Querobabi, Sonora, en una pared disectada por un arroyo seco. Sus coordenadas geográficas son: 30°07'54" N y 110°47'49" W, a 909 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, es un rancho de cría de ganado.

II. Descripción breve del perfil.

Se describió un corte en el terreno, hasta una profundidad de 3.3 m. El perfil muestra una secuencia pedosedimentaria compuesta por un suelo moderno superficial con horizontes AB/C que contiene carbonatos en la matriz, seguidos de un paleosuelo con horizontes 2B/2C que no está carbonatada y tiene concreciones de Mn; por debajo se encuentra otro paleosuelo con horizontes 3B1/3B2/3C que muestra una estructura más desarrollada, seguido por otro paleosuelo con horizonte 4BC y en la base se encuentra una gruesa capa de sedimentos coluviales gravosos que contiene restos óseos de fauna pleistocénica muy fragmentados.

III.- Descripción del perfil SF3.



Horizonte	Espesor (cm)	Características / Observaciones
AB	0 – 30/50	Estructura en bloques subangulares medianos muy friables que rompen a granulares, de color 7.5 YR 4/3 <i>pardo</i> en seco y 7.5 YR 3/2 <i>pardo oscuro</i> en húmedo. Alto contenido de gravas, matriz arenosa. Abundancia de raíces, bioporos, fuerte reacción al HCl, sólo en algunas partes; pseudomicelios en la matriz, gravas carbonatadas, contacto gradual y ondulado.
C	30/50 – 110	Sedimento coluvial, color 7.5 YR 5/4 <i>pardo</i> en seco y 7.5 YR 3/4 <i>pardo oscuro</i> en húmedo, con gravas de tamaño variable en un 40%. Hacia la base las gravas son menores y homogéneas, imbricadas en una matriz arcillosa con pedoestructura en bloques subangulares muy friables; contiene carbonatos, contacto claro y ondulado.
2B	110 – 140	Estructura en bloques subangulares medianos que rompen a subangulares pequeños, frágiles, color 7.5 YR 5/6 <i>pardo intenso</i> en seco y 7.5 YR 4/4 <i>pardo</i> en húmedo, la matriz no reacciona al HCl, se observan concreciones blancas sobre los poros, textura limo-arena-arcillosa con algunas gravas pequeñas,
2C	140 – 220	Sedimento coluvio-aluvial con un 30% de gravas (de tamaño menor a las del horizonte sobreyacente, con recubrimientos dendríticos de Mn), la matriz es arcillosa y no reacciona al HCl, tiene estructura en bloques subangulares pequeños y friables; color 10 YR 6/6 <i>amarillo parduzco</i> en seco y 10 YR 5/6 <i>pardo amarillento</i> en húmedo; contacto abrupto y ondulado.
3B ₁	220 – 254	Estructura prismática mediana que rompe a bloques subangulares pequeños, muy endurecidos, no hay gravas, textura arcillosa, color 10 YR 6/4 <i>pardo amarillento claro</i> en seco y 10 YR 4/4 <i>pardo amarillento oscuro</i> en húmedo, con algunos manchones de color ocre; la matriz no reacciona al HCl, pero hay concreciones de carbonatos sobre los agregados, contacto gradual.
3B ₂	254 – 260	Estructura en bloques subangulares pequeños (más que los de 3B ₁), poco endurecidos, textua limo-arcillosa, con manchas oscuras de Mn y algunos manchones de carbonatos, color 10 YR 6/4 <i>pardo amarillento claro</i> en seco y 10 YR 4/4 <i>pardo amarillento oscuro</i> en húmedo, contacto claro e irregular.
3C	260 – 300	Sedimento aluvial, con laminaciones, se compone de varios estratos de color variable intercalados, que van de pardos a ocre, no contiene gravas. Los estratos ocre son limosos y tienen manchas de Mn. Los pardos son arenosos (arena fina).
4BC	300 – 330	Pedosedimento coluvio-aluvial con gravas gruesas en matriz arcillosa, de color pardo fuerte. Estructura en bloques subangulares medianos y pequeños, friables, no hay reacción al HCl. Tiene rellenos de cristales con óxidos de hierro. Las gravas son variables y tienen concreciones de Mn en su superficie.

RANCHO “SAN FRANCISCO”, QUEROBABI, SONORA.**Perfil SF5.**

Fecha de descripción y muestreo: 18 de marzo de 2013.

Perfil localizado dentro del Rancho San Francisco, Querobabi, Sonora, en el fondo de una cárcava. Sus coordenadas geográficas son: 30°07'59" N y 110°47'48" W, a 885 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, incidido por cárcavas
- d. Clase de erosión: principalmente hídrica, y eólica
- e. Influencia humana: antropizado, es un rancho de cría de ganado.

II. Descripción breve del perfil.

Se describió en una depresión del terreno incidido por cárcavas, en el aparte más baja de la depresión. Se trata de un paleosuelo sepultado por sedimento aluvial que muestra un mayor desarrollo pedogenético que los demás suelos descritos. El perfil descrito se compone de dos horizontes iluviales Bt₁ y Bt₂ con una estructura bien desarrollada, prismática, color pardo rojizo oscuro, con revestimientos de arcilla y de manganeso sobre los agregados y concreciones cristalinas blancas (probablemente silícicas). Tiene un poco de grava fina en la base y su textura es muy arcillosa, no hay presencia de raíces.

III.- Descripción del perfil SF5.

Horizonte	Espesor (cm)	Características / Observaciones
	Bt ₁ 10 – 37	Estructura prismática muy bien desarrollada (6 – 10 cm de largo) que rompe a bloques angulares grandes y medianos. No hay reacción al HCl en matriz, con concreciones blancas compuestas de cristales pequeños que tampoco reaccionan al HCl, Cutanes de arcilla en los agregados, así como abundantes cutanes de manganeso en las paredes externas, basales e inferiores de los agregados, color 7.5 YR 5/4 <i>pardo</i> en seco y 7.5 YR 4/4 <i>pardo</i> en húmedo, textura arcillosa. Contacto claro y regular
	Bt ₂ 37 -	Estructura en bloques angulares grandes que rompe a bloques angulares medianos y pequeños, textura limo-arcillosa con algunas gravas de aprox. 3mm, con revestimientos de Mn en los agregados y en los poros. Concreciones cristalinas de material blanco que no reacciona al HCl, tampoco hay reacción en la matriz, color color 7.5 YR 5/4 <i>pardo</i> en seco y 7.5 YR 4/4 <i>pardo</i> en húmedo. No se excavó hasta la base del horizonte.

SITIO ARQUEOLÓGICO “LA PLAYA”, TRINCHERAS, SONORA.**Perfil Hornos 2⁵: Paleosuelo Boquillas (BOP).**

Fecha de descripción y muestreo: 25 de marzo de 2009.

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).

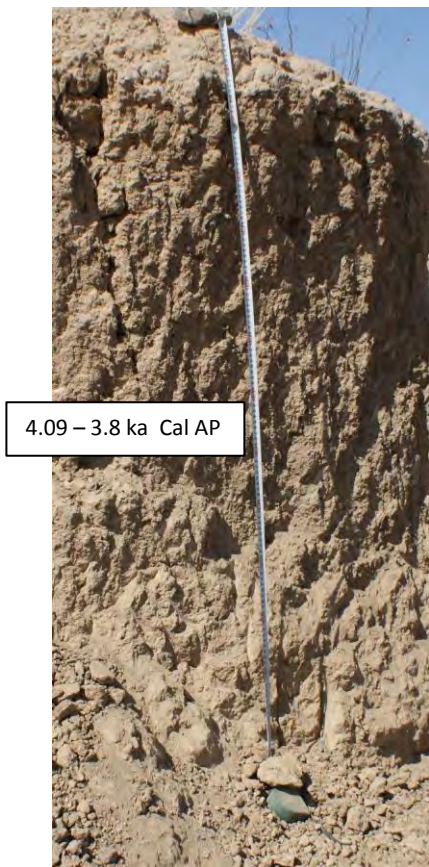
II. Descripción breve del perfil.

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 al SRP.

⁵ Las descripciones del BOP (perfiles Hornos 2 y Canal 2) se tomaron de Cruz y Cruz, 2011.

III. Descripción del perfil Hornos 2 (BOP).



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)

SITIO ARQUEOLÓGICO “LA PLAYA”, TRINCHERAS, SONORA.**Perfil Canal 2 (BOP).**

Fecha de descripción y muestreo: 25 de marzo de 2009.

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 Canal 2 (BOP).



Horizonte	Espesor (cm)	Características/observacione
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

ANEXO 2. DATACIONES

Localidad	Perfil/Unidad pedológica	Horizonte	Profundidad (cm)	Material datado	¹⁴ C Edad convencional AP	¹⁴ C Edad calibrada (2σ) Cal AP	Clave laboratorio
La Playa	Canal 2 (BOP)	2C	50 - 65	Carbonatos de artefacto lítico	2395 ± 25	2368 – 2475	–
La Playa	Hornos 2 (BOP)	3Ah	70-110	Materia orgánica	3660 ± 40	3880 – 4090	Beta - 277563
La Playa	SRP2	2Ah	40 - 51	Carbón	3930 ± 40	4250 – 4440	Beta - 300442
La Playa	SRP3	7Ah	89 - 95	Materia orgánica	4480 ± 30	4975 - 5015	Beta - 377620
La Playa	SRP3	7Bw	95 - 120	Carbón	4010 ± 30	4530 – 4420	Beta - 377621
La Playa	SRP1	3Bgk	115-160	Carbonatos	12490 ± 60	14230 – 14910	Beta - 277564
La Playa	SRP4	Bwk	0 - 50	Carbonatos	10240 ± 40	11815 – 12095	Beta - 377622
M. de Kino	Kino	2BCK ₁	80-130	Carbonatos	10990 ± 50	12720 – 12970	Beta - 328552
M. de Kino	Kino	2BCK ₂	130-150	Carbonatos	10 760 ± 50	12590 - 12690	Beta - 328553
El Arenoso	La Cantera	2Bgk ₂	50-60/80	Carbonatos	13750 ± 60	16800 – 16920	Beta - 328549
El Arenoso	La Cantera	4Ck	60/80-100	Carbonatos	16160 ± 60	19320 - 19430	Beta - 328550
El Arenoso	La Cantera	5Bgk	130/140-165	Carbonatos	26230 ± 150	30730 - 31120	Beta - 328551
Rancho Sn. Fco.	SF3	3B ₂		Materia orgánica	10320 ± 40	12380 – 12005	Beta – 377619