



**UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN NICOLÁS DE
HIDALGO**

**INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN CIENCIAS DE LA
TIERRA**



MAESTRÍA EN GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO

**“PALEOAMBIENTES DE LA TRANSICIÓN PLEISTOCENO-
HOLOCENO (Younger Dryas) EN EL NORTE Y CENTRO DE
MÉXICO”**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS CON ESPECIALIDAD EN
GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO

PRESENTA EL BIÓLOGO
ROMEL GONZÁLEZ HERNÁNDEZ

DIRECTORA DE TESIS:
DOCTORA EN CIENCIAS DE LA TIERRA:
ISABEL ISRADE ALCÁNTARA

MORELIA, MICHOACÁN; FEBRERO 2017

Tabla de contenido

RESUMEN.....	4
ABSTRACT	5
CAPITULO I.....	6
Introducción.....	6
CAPITULO II.....	11
Objetivo general	11
Objetivos particulares	11
Hipótesis	12
Justificación	12
CAPITULO III.....	13
Antecedentes	13
El Pleistoceno, la época de las glaciaciones.....	13
El Pleistoceno y los ciclos astronómicos.....	15
La transición Pleistoceno- Holoceno, El Younger Dryas y sus diversas manifestaciones.....	17
CAPITULO IV.....	32
Áreas de estudio	32
Arroyo Ojo de Agua, municipio Concepción del Oro, Zacatecas.....	32
Ubicación geográfica.....	32
Fisiografía.....	33
Clima	35
Flora y Fauna.....	36
Geología	37
Arroyo El Muerto, municipio San Miguel de Allende, Guanajuato.....	42
Ubicación geográfica.....	42
Fisiografía.....	43
Clima	44
Flora	45
Geología	46
CAPITULO V.....	49

 Materiales y métodos	 49
 Trabajo de gabinete	 49
 Trabajo de campo.....	 50
 Trabajo de laboratorio	 52
Análisis granulométrico	52
Contenido de Carbono Orgánico Total (COT) y Carbono Inorgánico Total (CIT).....	54
Análisis geoquímicos y mineralógicos.....	55
Análisis de elementos mayores (Fluorescencia de Rayos X).....	55
Difracción de Rayos X (DRX).....	56
Espectroscopia de Infrarrojo (EIR)	56
Microscopía Electrónica de Barrido (MEB) y Espectrometría de Energía Dispersada (EDS).....	57
Susceptibilidad magnética	58
Estudios micropaleontológicos	59
Macropartículas de carbón	60
Micromorfología	61
Identificación de flora mediante micro fragmentos carbonizados	62
 CAPITULO VI.....	 64
 Resultados	 64
 Estratigrafía.....	 64
Arroyo Ojo de Agua Zacatecas	64
Arroyo El Muerto Guanajuato.....	68
 Granulometría.....	 71
Arroyo Ojo de Agua Zacatecas	71
Arroyo El Muerto Guanajuato.....	81
 Contenido de Carbono Orgánico Total (COT) y Carbono Inorgánico Total (CIT) mediante perdida por calcinación	 85
Arroyo Ojo de Agua Zacatecas	85
 Análisis geoquímicos y mineralógicos	 88
Arroyo Ojo de Agua, Zacatecas	88
Arroyo El Muerto, Guanajuato.....	98
 Susceptibilidad magnética	 102
Arroyo Ojo de Agua Zacatecas	102
Arroyo El Muerto Guanajuato.....	103
 Estudios micropaleontológicos	 105
Arroyo Ojo de Agua Zacatecas	105
 Macropartículas de carbón	 117
Arroyo Ojo de Agua Zacatecas	117
 Micromorfología	 118

Arroyo Ojo de Agua Zacatecas	118
Arroyo El Muerto Guanajuato.....	123
Identificación de flora mediante micro fragmentos carbonizados	127
Arroyo Ojo de Agua Zacatecas	127
<i>CAPITULO VII</i>.....	130
<i>Discusión</i>.....	130
<i>CAPITULO VIII</i>.....	139
<i>Conclusiones</i>	139
<i>Bibliografía</i>	142

RESUMEN

En el arroyo El Muerto ubicado en el Municipio de San Miguel de Allende, Guanajuato (centro de México), los resultados indican un ambiente caracterizado por un clima árido en el Pleistoceno tardío seguido por el Younger Dryas que ocasionó un incremento en la humedad y la activación de los sistemas fluviales. Los análisis obtenidos a través de la técnica de FRX reportaron el porcentaje de Ti, K, Mg y Fe, no mostraron un incremento significativo durante el YD; Sin embargo la susceptibilidad magnética si identificó el incremento de minerales paramagnéticos respecto al estrato inferior. Los análisis granulométricos permitieron clasificar a los sedimentos de la cronozona del YD dentro del grupo de la grava-arena y de acuerdo al método de Folk se clasificaron como grava fina y arena media. Las texturas son bimodales con pobre selección indicando que el clima húmedo no fue dominado por eventos pluviales uniformes de baja energía, sino por pulsos de intensidad variable marcando una transición ambiental abrupta en el YD. En el arroyo Ojo de Agua ubicado en el municipio de Concepción del Oro, Zacatecas (norte de México), el Younger Dryas se registró en un paleosuelo de características muy particulares al cual se le conoce como Black Mat. Los análisis de carbono orgánico total (COT) reportaron 8% de carbón vegetal, mientras que el carbono inorgánico total (CIT) reportó un 12%; así mismo, los conteos de macropartículas de carbón demostraron la existencia de un incendio de gran magnitud en el inicio del YD, el cual tuvo un origen común con otros sitios que han sido estudiados anteriormente en varias partes del mundo, en los que se asocia este cambio climático a un impacto cósmico que desencadenó grandes incendios y una regresión a las condiciones glaciares por un periodo aproximado de 1,300 años en regiones próximas a los polos. Mediante la FRX se observó un incremento en los elementos indicadores de erosión y meteorización, sin embargo los estudios de granulometría y micromorfología demostraron que fue un suelo muy húmedo con algunos pulsos de muy baja energía pero suficiente para que se depositaran minerales ricos en K, Ti, Fe y Mg en agregados terrígenos. Los análisis de susceptibilidad magnética demostraron que el YD tuvo un aporte menor de minerales paramagnéticos respecto al estrato subyacente y sobreyacente. Las diferencias entre los dos sitios permiten afirmar que la geografía fue un factor determinante para la manifestación de este fenómeno repentino que tuvo efectos climáticos en todo el mundo. Los cambios marcados en el ambiente durante la transición Pleistoceno-Holoceno están asociados a un factor súbito que interrumpió la tendencia interglaciar por un corto tiempo.

Palabras clave:

Younger Dryas, paleoambiente, Pleistoceno, Holoceno, cambio climático.

ABSTRACT

In the El Muerto stream located in the township of San Miguel de Allende, Guanajuato (central Mexico), the results allowed for a detailed interpretation indicating that the environment was characterized for an arid climate in the late Pleistocene followed by the Younger Dryas that caused an increment in the humidity and the activation of the streams, this variation in the framework is reflected in both beds a paleoground and a sediment respectively. FRX analyzes, the percentage of Ti, K, Mg and Fe, did not show a significant increment during the YD. These elements that are widely used to recognize conditions of erosion and weathering related to humidity. However the magnetic susceptibility identified the increase of paramagnetic minerals, the increase of paramagnetic minerals with respect to down bed shown values of aridity during late Pleistocene. The granulometric analyzes classified the YD chronozone sediments within gravel-sand group and according to Folk method were classified as thin-grain and middle-sand. The textures are Dimodal with poor selection indicating that the climate has not been dominated for low energy rain uniform events, but pulses of intensity variable indicating an abrupt environmental transition in the YD. Ojo de Agua stream located in the township of Concepción del Oro, Zacatecas (northern Mexico), it was possible to analyze nine paleo-environmental indicators. The dynamics of the climate worked different to the center of Mexico, the younger Dryas was registered in a paleoground with particular characteristics called as Black Mat (beds that can be paleoground or sediments, they present the high percentages of carbon, rests of algae, clay minerals and their colors are from dark browns to blacks, all of them are dated in the chronozone of YD). The Total Analysis of organic carbon and inorganic, reported 8% of vegetal carbon and 12% of carbonates, already the contents of carbon particulates showed that existed a fire of great magnitude, this origin had a common origin with other places where this climatic change is associated with a meteorite that triggered great fires and a regression to the glacier conditions by an approximate period of 1,300 years. The FRX showed an increment in the indicators of erosion and weathering, however the granulation and micromorphology studies showed that it was a ground humid but with not enough energy to generate currents that deposit elements in terrigenous aggregates at the site. Magnetic susceptibility analyzes showed that YD had a small contribute of paramagnetic minerals with respect to the underlying and overlying bed, concluding that there was intense wind activity associated with the winter currents of the YD glacial manifestation at that site. The differences between two sites that allowed to affirm that geography was a determining factor for the manifestation of this sudden phenomenon that had effects worldwide. The marked changes in the environment during the Pleistocene-Holocene transition are associated with a sudden factor that interrupted the interglacial tendency for a short period of time, called the Younger Dryas cronozone.

Key words:

Younger Dryas, Paleo-environment, Pleistocene, Holocene, Climate Change.

CAPITULO I

Introducción

La Cronozona del Younger Dryas (YD) se ubica entre 12,800 y 11,600 años cal. aP. (Rasmussen *et al.*, 2006), representa un enfriamiento drástico que contrasta energicamente con el calentamiento global Allerød, interstadío cálido y húmedo que se manifestó entre 14,700-12,700 cal. aP. (Cronin. 1999), este tuvo lugar después del último glaciario máximo (18,000 cal aP); en algunos lugares el YD pudo tener efectos de corta duración, en el orden de unos cuantos cientos de años y en otros hasta 1,300 años, la intensidad que manifestó el YD a nivel global es variable para cada región, siendo la geografía un factor determinante (Anderson *et al.*, 2002).

En el tiempo geológico el YD está situado en dentro del periodo Cuaternario, en una serie de eventos climáticos de estadios glaciares e inter glaciares como se presenta en la tabla número 1:

	CRONOZONAS	EDAD RADIOCARBONO (AÑOS aP)	EVENTO ESTRATIGRÁFICO*	CALENDARIO ISOTÓPICO (Groenlandia, años aP)
HOLOCENO	Pre boreal	10,000 - 9,000	Holoceno	11,500
TRANSICIÓN	Younger Dryas	11,000 – 10,000	GS-1	12,650
PLEISTOCENO	Allerød	11,800 – 11,000	G1-1a	12,900
			G1- 1b (IACP)	13,150
			G1-1c	13,900
	Older Dryas	12,000 – 11,800	GI-1d	14,050
	Bølling	13,000 – 12,000	GI-1e	14,700
Oldest Dryas	➤ 13,000	GS-2^a	16,900	

Tabla 1. Edades de los eventos climáticos en el atlántico norte (Zicheng, Wright; *et al.*, 2000).

*GS - Greenland Stadial; GI - Greenland Interstadial; IACP - intra-Allerød cold period.

Es posible encontrar registros del YD tanto en ambientes lacustres, fluviales, marinos, glaciares etc. así como en paleosuelos. Esto ha permitido que se estudien varios lugares en el mundo a través de la

comparación de diversos proxies que señalan las condiciones ambientales que predominaron durante este periodo climático; las fechas que se han obtenido al datar núcleos o estratos donde está bien representado el YD presentan edades similares con algunas diferencias poco significativas, debido a que todas se traslapan como se aprecia en la tabla número 2:

Intervalo de tiempo	Referencia / region geográfica
13,000-11,200 cal. aP	Bennett et al. 2000, para Norte América
13,000-11,000 cal. aP	Heusser 1989, para el Hemisferio del Sur
12,980-10,980 cal. aP	Brand y McCarthy 2005, para Canada
12,900-11,600 cal. aP	Shuman et al. 2002, Uno de los mejores valores cronológicos para el YDB
12,700-11,700 cal. aP	Feurdean et al. 2008, para Romania y el Este de Europa
12,700-10,800 cal. aP	Heusser 1989, para la Tierra del Fuego
12,500-10,000 cal. aP	Moore y Hillman 1992, para Levant
12,100-10,350 cal. aP	Mercer 1972
11,000-10,000 cal. aP	Berger 1990, Engstrom et al. 1990, Peteet et al. 1990, Mathews 1993, Leyden 1995
11,000-10,200 cal. aP	Berger 1990
11,000-10,500 cal. aP	Wright 1989
11,210-10,820 cal. aP	Kuhry et al. 1993, para Colombia
11,000-10,100 cal. aP	Heine 1993
11,000-9,000 cal. aP	Markgraf 1993, para la Tierra del Fuego
10,800-10,000 cal. aP	Mayle y Cwynar 1995, para Canada
10,800-10,000 cal. aP	Harvey 1989, Mayle et al. 1993
10,800-9,800 cal. aP	Engstrom et al. 1990, para Canada

Tabla 2. Diversidad cronológica asignada a intervalos del YD en literaturas especializadas, tomada y modificada de Ardelean (2013).

El Younger Dryas adquiere su nombre de la flor *Dryas octopetala* (Rosaceae), que crece en ambientes glaciares (Figura 1), el polen de esta flor fue un marcador paleobotánico que funcionó como indicador

de una edad de hielo en la Península de Escandinava al Noroeste de Europa, lugar en el que se describió por primera vez esta fluctuación climática, que posteriormente sería descrita en otras partes del mundo.



Figura 1. *Dryas octopetala*, fotografía de Jürgen Gensing en <http://www.panoramio.com/photo/5845539>.

Por mucho tiempo se ha sugerido que el origen de la regresión a las condiciones glaciares, es consecuencia de un gran aporte de agua dulce y fría que derivó del lago glaciar Agassiz (Teller *et al.*, 2002), que se situó en la parte Central de América del Norte abarcando una parte importante de lo que ahora es Canadá. Esta teoría explica que, el lago pudo tener su mayor efecto en el noroeste del Océano Atlántico cuando de manera súbita se fracturó la pared NE que lo contenía vertiendo unos 9,500Km³ al mar a través del río Misissipi y el río San Lorenzo; de ser así, la consecuencia inmediata pudo ser la interrupción de la convección marina (termohalinas), lo cual impediría el transporte de calor que fluye del Golfo de México hacia el Polo Norte, modificando drásticamente el clima global por lo menos el tiempo suficiente para que la convección se restableciera nuevamente.

Por otro lado, y como otra alternativa, investigaciones realizadas en capas de sedimentos ubicados en la Cronozona del YD, han reportado materiales que por su naturaleza son asociados a un impacto cósmico, posiblemente un cometa como fue sugerido por primera vez por Firestone *et al.*, (2007). Los análisis mineralógicos y geoquímicos realizados en varios estratos han identificado un alto contenido de Iridio y Platino en los sedimentos de hielo de Groenlandia (Johnsen *et al.*, 1992, 2002) (Alley *et al.*, 1993). En algunos núcleos extraídos en ambientes lacustres y en sistemas fluviales de México se han descubierto

nanodiamantes, esférulas de carbón y de Titano-magnetita, vidrio fundido y abundante carbón vegetal, contenidos en estratos oscuros (Israde *et al.*, 2012); estos hallazgos dan soporte a la teoría de un impacto cósmico como un agente causal o catalizador del YD. Las condiciones que estos materiales requieren para ser formados son extremas, temperatura (mayor a 2,000°C) y muy alta presión. Estas son condiciones que no pueden ser causadas por rayos, eventos volcánicos, por incendios ni por efectos antropogénicos debido al periodo de tiempo que corresponde.

Así mismo, se han reportado fósiles de la Megafauna del Pleistoceno por debajo de estas capas oscuras, pero dentro o por encima de estas ya no se registran (Firestone *et al.*, 2007); (Kennet *et al.*, 2009), lo que sugiere una extinción masiva, que sin duda también derivó en un gran cambio sobre las civilizaciones presentes en ese lapso. No obstante, se han realizado diversas investigaciones en las cuales se presentan explicaciones alternas a esta teoría del impacto de un cometa o un meteorito; Scott *et al.*, (2010) sugieren que los proxies presentados para soportar la teoría antes mencionada, carecen de estudios bien detallados y además las interpretaciones que presentan los autores que defienden el impacto cósmico no son adecuadas, ya que en el caso de las esférulas de carbón su origen puede estar asociado a esporas que producen ciertas especies de hongos, y no en el contacto de materia orgánica con algún choque u onda expansiva ocasionada por un impacto. Así mismo Daulton *et al.*, (2010) sugieren que los nanodiamantes encontrados en los diversos sitios asociados al impacto son alótropos de carbón que tuvieron su origen mediante diversos procesos pero todos ellos ocurridos por fenómenos en la Tierra sin contribución de alguna fuerza externa. Otro argumento muy importante que se contrapone a la teoría del impacto es que no hay ningún sitio sobre la Tierra en el cual se haya localizado un cráter o evidencia de contacto alguno.

Ambas teorías pueden ser bien asociadas y pudieron desencadenar los acontecimientos del YD con sus diversas variantes climáticas a nivel local, regional y global. Sin embargo, la complejidad de este contraste climático no puede ser explicada únicamente por mecanismos individuales, es necesario incluir los diferentes factores detonantes de cambios climáticos drásticos como la desestabilización de la convección marina, el papel que desempeñan los gases atmosféricos como el CO₂ y el CH₄ en la atmósfera, la actividad de mínimos solares, impactos cósmicos, la cobertura glaciaria y su efecto en el albedo, todo como un conjunto de factores potencialmente causantes del YD y no basarse solo en uno o pocos factores que por sí solos resulten insuficientes (Renssen *et al.*, 2015). Describir e interpretar los diferentes registros que se han estudiado a detalle proporcionan las pistas a seguir para la comprensión de este fenómeno.

El Younger Dryas es una anomalía climática significativa que tuvo una fuerte influencia sobre el ambiente y las sociedades Humanas, principal argumento para ubicarlo como la frontera Pleistoceno-Holoceno (Ardelean. 2013).

El estudio de los paleoclimas son necesarios para armar el rompecabezas de la historia climática global, de esta manera se adquiere una visión abierta sobre la dinámica que sigue el planeta con base en factores externos (clima espacial, cuerpos cósmicos), y factores internos (vulcanismo, corrientes marinas y atmosféricas, actividad biológica, gases invernadero) entre otros.

CAPITULO II

Objetivo general

Determinar las características paleoclimático-ambientales del Younger Dryas en dos depósitos fluviales del Norte y Centro de México, a través de diferentes proxies: geoquímicos, mineralógicos, estratigráficos, granulométricos, susceptibilidad magnética, micromorfológicos y micropaleontológicos, para reconstruir los paleoambientes que dominaron la transición Pleistoceno-Holoceno.

Objetivos particulares

1. Describir a detalle los sedimentos y paleosuelos de los perfiles estratigráficos de los límites del YD ubicados en el arroyo Ojo de Agua, Mpio. Concepción del Oro, Zacatecas y el arroyo El Muerto, Mpio. de San Miguel de Allende, Guanajuato.
2. Analizar el material de los límites del YD de ambos sitios para conocer los cambios biológicos, sedimentológicos, edafológicos, estratigráficos, mineralógicos y geoquímicos de este episodio.
3. Comparar los resultados paleoclimáticos obtenidos de ambos sitios con las teorías propuestas para la explicación del Younger Dryas.
4. Conocer si hay evidencia que identifique un cambio abrupto en el ambiente que sustente un impacto extraterrestre como agente causal de este fenómeno climático.

Hipótesis

El arroyo Ojo de Agua en Zacatecas y el arroyo El Muerto en Guanajuato, poseen columnas estratigráficas que contienen la información paleoclimática de la cronozona del Younger Dryas; por lo tanto, será posible identificar mediante diversos proxies la dinámica de la transición Pleistoceno-Holoceno en cada arroyo.

Justificación

El clima ha sido un factor determinante en el desarrollo de las civilizaciones en todo el mundo ya que más del 80% de la población Humana depende de la agricultura, y ésta se establece en lugares con climas muy particulares que prevalecen y permiten el desarrollo económico y cultural. El YD fue un evento que cambió drásticamente la vida como la conocemos hoy, tuvo una importante influencia en la desaparición de la Megafauna y desencadenó migraciones humanas, algunas poblaciones se diezmaron y otras se readaptaron modificando sus hábitos culturales y alimentarios.

CAPITULO III

Antecedentes

El Pleistoceno, la época de las glaciaciones

La transición del Neógeno al Cuaternario, es apreciable por las características de un clima muy cálido que se ve interrumpido por periodos fríos de pulsos cortos y repetidos en los cuales se favoreció la acumulación de hielo en Norte América y en el Norte de Europa, la consecuencia pudo ser notable en la aparición de grandes Icebergs en el Atlántico Norte; por su patrón en los tiempos, esta transición está fuertemente influenciada por los ciclos astronómicos de Milankovitch (Uriarte. 2010).

Para que los grandes mantos de hielo comenzaran a formarse fue fundamental que las nevadas de invierno fueran mucho más intensas, y esto fue favorecido por la modificación de la corriente del Golfo al cerrarse el Istmo de Panamá; el calor que transportaba la corriente del Golfo incrementó la tasa de evaporación invernal y la humedad atmosférica que desencadenó abundantes precipitaciones en Escandinavia y Canadá, de esta manera y cuando las condiciones eran favorables los glaciares crecían y avanzaban a un ritmo muy marcado como puede observarse en la figura 2.

Fedorov (2006) propone una teoría alternativa al inicio del Pleistoceno, señala que inicia cuando comenzó a fallar de manera permanente el fenómeno de la Oscilación del Sur El Niño que estuvo dominando en la época anterior sobre el Pacífico Tropical. De ser así esto debió ocurrir cuando el nivel que separa las aguas cálidas superficiales de las aguas frías y profundas (termoclina) se elevó, por lo que en el este del Pacífico la capa se hizo más delgada y cálida permitiendo el afloramiento de aguas frías y profundas, muy parecido a lo que ocurre actualmente en los eventos sin la presencia del Niño.

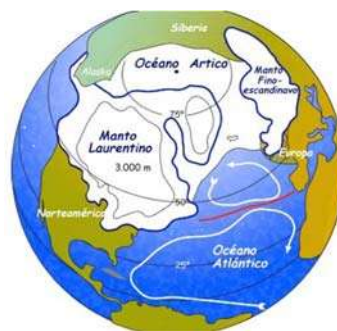


Figura 2. La posible cobertura de los mantos durante los máximos glaciares, según Historia del clima en la Tierra (Uriarte. 2010) pagina 56.

El Pleistoceno es la primera época del periodo Cuaternario (2.58 M.a - 11,700 años cal. aP), el Holoceno es la segunda y actual época de este periodo (11,700 cal. cal. aP hasta la actualidad) International Chronostratigraphic chart (2015), los eventos climáticos que marcan la transición son el asunto a tratar en esta investigación. Hace 2.58 M.a la acumulación de nieve en las latitudes cercanas a los polos fueron lo suficientemente continuas para que se comenzaran a formar grandes capas de hielo que avanzaron en tiempos más o menos bien definidos, oscilando entre transgresiones (glaciaciones) y regresiones (interglaciaciones) hasta el Presente. Por lo tanto podemos definir al Cuaternario como un periodo de grandes cambios climáticos cíclicos que han tenido una fuerte influencia sobre el ambiente, tanto en el paisaje como en el desarrollo de todas las especies que han habitado el planeta en este periodo; por ejemplo, en la época del Pleistoceno superior ocurrió el momento crucial para el nacimiento de los humanos ya como *Homo sapiens* (Figura 3), en este corto periodo de tiempo se distribuyó de África hacia los cinco continentes y evolucionó impresionantemente de forma social y cultural; además con el fin del Pleistoceno es también el fin de la Megafauna característica de las edades de hielo.

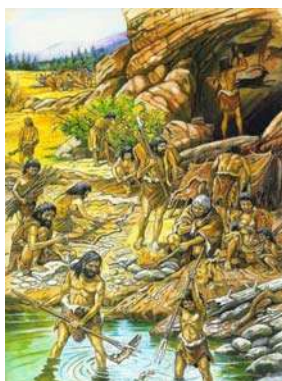


Figura 3. Evolución del Hombre como especie durante el Pleistoceno. Imagen de <http://reflexiones-de-un-primate.blogs.quo.es/>.

En la tabla 3 se enlistan las fluctuaciones climáticas más importantes del Cuaternario, dentro de ellas la Cronozona del Younger Dryas. Se puede observar que el Pleistoceno fue un periodo sujeto a múltiples etapas glaciares e interglaciares, y aunque tuvo cierta periodicidad el tiempo entre cada estadio es relativamente corto, por lo es posible señalar que ha sido climáticamente inestable.

Condiciones climáticas globales	Nombre	Edad Cal. aP
	Alpes/Europa del Norte/Gran Bretaña/América del Norte	

Interglaciario	Holoceno	11,600
Transición	Younger Dryas	12,900-11,600
Glaciario	Würm/Weichsel/Devensian/Wisconsin	80,000-18,000
Interglaciario	Riss-Würm/Eemian/Pszechian/Sangamon	140,000
Glaciario	Riss/Saale/Wolstonian/Illinois	200,000
Interglaciario	Mindel-Riss/Holstein/Hoxnian/Yarmouth	390,000
Glaciario	Mindel/Elsler/Anolian/Kansas	580,000
Interglaciario	Günz-Mindel/Cromerian/Cromerian/Aftonian	750,000
Glaciario	Günz/ /Beestonian/Nebraska	1.1 M.a.
Interglaciario	Donau – Günz	1.4 M.a.
Glaciario	Donau	1.8 M.a.
Interglaciario	Biber – Donau	2 M.a.
Glaciario	Biber	2.5 M.a.

Tabla 3. Periodos glaciares e interglaciares del Pleistoceno y su duración. Resumida de Tarbuck y Lutgens (2005).

El Pleistoceno y los ciclos astronómicos

Entender la complejidad de los mecanismos que regulan el clima en la Tierra tiene gran importancia para la interpretación de las diversas condiciones físicas y biológicas que rigen a los ecosistemas.

Las aportaciones derivadas de la observación de Milutin Milankovitch (1879-1958) en 1941, son fundamentales para explicar con significativa precisión lo que ocurre a consecuencia de tres movimientos terrestres, sin dejar de lado a la rotación y traslación descritos por Aristarco de Samos (310a.c-230a.c) en la antigua Grecia, y posteriormente retomados y modelados por Nicolás Copérnico (1473-1543). La teoría astronómica de los ciclos de Milankovitch explica que la Tierra experimenta cambios climáticos relacionados directamente con la variación de la insolación repartida por fluctuaciones en la órbita y oscilación del eje terrestre respecto al Sol, no hay uniformidad o una constante inmutable en los movimientos que involucran la traslación y la inclinación del eje terrestre, hay cambios cíclicos a través del tiempo (Uriarte. 2010).

Estas variaciones son explicadas en tres fenómenos (se ilustran en la Figura 4):

- Precesión, también conocida como bamboleo y se manifiesta en la fluctuación del eje terrestre
- Oblicuidad, este movimiento es la variación que hay en grados entre el eje y el plano de la órbita

- Excentricidad de la órbita alrededor de Sol: la trayectoria de la Tierra no es circular sino elíptica, lo que genera que haya un ciclo con dos condiciones importantes, el Perihelio y Afelio.

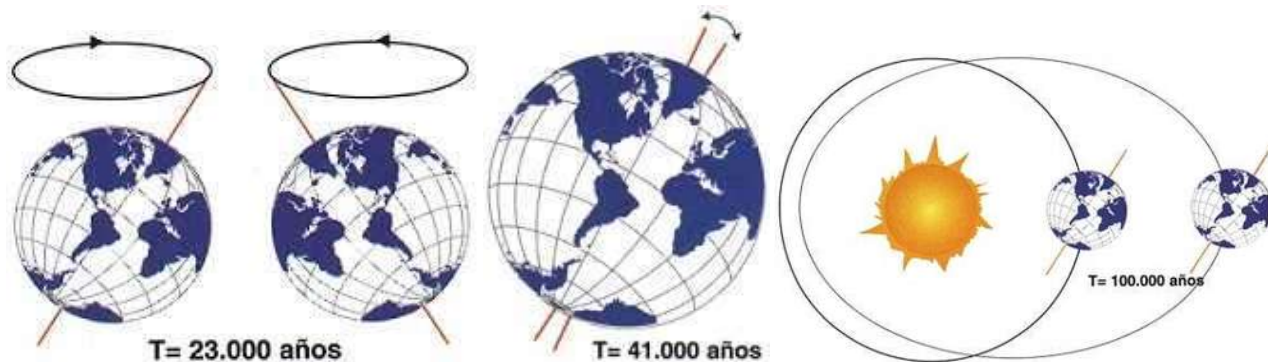
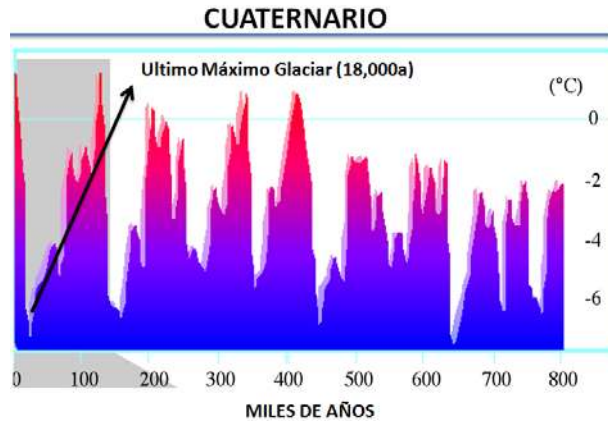


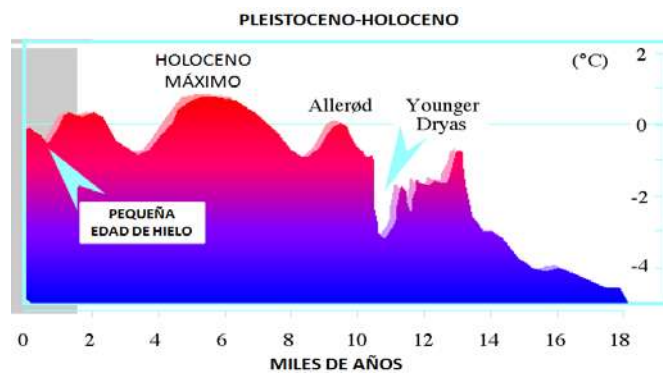
Figura 4. Duración y descripción de los ciclos de Milankovitch: Precesión, Oblicuidad y Excentricidad respectivamente, para la ilustración las imágenes fueron tomadas de <http://www.portalciencia.net/enigmaglac.html>. La fuente de información es Historia del clima en la Tierra (Uriarte 2010) paginas 219-224.

En resumen, los cálculos que realizó Milankovitch resultaron concordantes con los periodos de fluctuación glaciaria (Gráfica 1); el trayecto en la órbita de la Tierra se alterna en un ciclo que dura aproximadamente 100,000 años. El cambio es gradual de una órbita casi circular a una más elíptica y viceversa haciendo notar la excentricidad. Hoy en día el eje de rotación tiene una inclinación de 23.5° aproximadamente respecto al plano que sigue la órbita terrestre alrededor del Sol. En un ciclo de 41,000 años la oblicuidad provoca que el eje oscile entre 21.5° y 24.5° . Por último la precesión equinoccial genera un movimiento parecido al bamboleo que realiza un trompo cuando está por agotar sus giros, por consiguiente, el eje apunta a diferentes puntos del cielo durante un ciclo de 26,000 años aproximadamente; Una vez que estos fenómenos de variación se combinan con sus diferentes intensidades y periodicidad el resultado es un clima complejo con sus manifestaciones particulares en cada latitud. Estos ciclos han tenido opiniones encontradas de los excéntricos de esta teoría, que había sido ya sugerida por James Croll en 1864 pero guardada y quizás olvidada hasta que se lograron correlacionar con registros de isótopos en 1980.



Gráfica 1. Las transiciones de glaciares e interglaciares durante el cuaternario y la relación con los ciclos de Milankovitch, los datos pertenecen a las temperaturas registradas en los núcleos de Groenlandia. Para fines ilustrativos este gráfico es una modificación del gráfico tomado y rediseñado por Hannes Grobe (1993), de The spectrum of temporal climatic variability. In: Global Changes of the Past, Bradley (1991).

A esta escala de tiempo el YD no es evidente, es un periodo tan corto que no puede ser asociado a los ciclos astronómicos; si la gráfica se amplía a una escala de unos cuantos miles de años sí es posible que tengamos una representación del YD con su magnitud y contraste respecto a eventos importantes al final de la glaciación y durante el Holoceno como se muestra en la siguiente gráfica número 2:



Gráfica 2. Eventos climáticos significativos en el Pleistoceno tardío y el Holoceno, temperaturas registradas en los núcleos de Groenlandia. Para fines ilustrativos este gráfico es una modificación del gráfico rediseñado por Hannes Grobe (1993), de The spectrum of temporal climatic variability. In: Global Changes of the Past, Bradley (1991).

La transición Pleistoceno- Holoceno, El Younger Dryas y sus diversas manifestaciones

El YD está bien representado en los núcleos de hielo de Groenlandia (Alley *et al.*, 1993), varios proxies ahí registrados son indicadores de los cambios climáticos que marcaron al mundo en el periodo YD. La duración y la dirección no fue la misma a nivel global; hay investigaciones en el Norte de Europa (Björck *et al.*, 1996) en la costa de California (Hendy *et al.*, 2002), en las montañas de los Andes (Rull *et al.*, 2010) y en el Sur de China (Wang *et al.*, 2001), en donde la interpretación de los resultados en cada uno de estos sitios son el ejemplo de la variación en magnitud y efectos que causó la regresión glaciaria; cuando en algunas zonas del Hemisferio se producían condiciones de frío seco parecidas a las del último glaciario máximo; las zonas que tuvieron influencia directa por cambios en los patrones de la circulación del aire húmedo, estuvieron sujetas a climas con mayor precipitación. Por ejemplo, en la Gran Cuenca de América del Norte, Florida (Grimm *et al.*, 2006) y en el norte de China, hubo un intervalo húmedo con fuertes monzones de verano (Zhou *et al.*, 1996); (Hong *et al.*, 2010), pero se reporta un debilitamiento de estos monzones en el sur de China (Cheng *et al.*, 2009).

(Mercer *et al.*, 1969) identifica un avance en el sur de la capa de hielo Escandinavo, que indica un descenso de la temperatura en la zona norte de Inglaterra, es consistente con estudios de polen que señala los cambios climáticos en gran parte del continente Europeo. En Irlanda disminuyó significativamente el forraje, y esa es la causa posible que llevó a la extinción de ciervos (*Megaloceros giganteus*, el Cérvido más grande conocido hasta ahora, se han encontrado ejemplares bien conservados en las turberas) mucho tiempo antes de que los Humanos habitaran la isla (Barnosky *et al.*, 1986).

Hay pocos registros en el continente africano, los estudios realizados se enfocan en la susceptibilidad magnética y sedimentología de núcleos del lago Magadi en Kenia, estos indican una caída significativa en los niveles del lago entre 11,000-10,000 BP, indicando un lapso de condiciones áridas (Williamson *et al.*, 1993). Estudios de isótopos de oxígeno realizados a conchas de caracoles gigantes de África encontrados en una cueva de interés arqueológico en Transvaal, (previamente fechados) apoyan una regresión a las condiciones frías durante el YD (Abell, Plug *et al.*, 2000).

En Norte América los registros del YD han sido estudiados en diversos ambientes, se han encontrado dos bosques que se fosilizaron por una inundación del lago glaciario y posteriormente fueron cubiertos nuevamente por hielo en la reversión climática (Iversen. 1953) y (Sauer. 1957). Los registros de polen en el este de Norte América indican que la vegetación tuvo un cambio drástico al inicio del YD y al final de este episodio, las respuestas de la vegetación estuvieron condicionadas por una glaciación que

repentinamente se estableció, posteriormente se restablecieron las condiciones más cálidas al final del YD (Shuman *et al.*, 2002).

En el Gran Cañón, se registró una caída en la temperatura de alrededor de 3°C en los inviernos, esto significa un ambiente 8°C más frío que en el Presente (Arundel *et al.*, 2005). En diferentes regiones, la baja de temperatura durante el YD con respecto al promedio actual, se estima aproximadamente de 2°C a 6°C; en Groenlandia esta diferencia alcanza los 10°C (Alley *et al.*, 2000); (Grachev, Severinghaus *et al.*, 2005).

En registros sedimentarios del norte de las Islas del Canal de California y la cuenca adyacente de Santa Bárbara, se registra una quema intensa de biomasa regional (incendios forestales) en el límite Allerod-Younger Dryas (13,000-12,900 cal. aP). Los registros multiproxy indican que estos incendios forestales coincidieron con el inicio del enfriamiento regional y con un cambio abrupto en la vegetación del bosque de montaña y de los hábitats más abiertos como los pastizales (Kennett *et al.*, 2008). La abrupta perturbación de los ecosistemas coincide también con la extinción de algunas especies de *Mammuthus* en el continente Americano. El episodio Younger Dryas es coincidente con la extinción de la Megafauna y por lo menos de 35 taxones más (West *et al.*, 2007), ya que un cambio catastrófico y repentino en los ecosistemas, es sumamente difícil de asimilar para algunas especies que no alcanzan a desarrollar adaptaciones morfofisiológicas; sin embargo, hay otras causas por las cuales estos eventos de extinción ya venían dándose desde antes del YD, ya que animales de gran talla solo se desarrollan cuando el clima general es más frío, y el último Máximo Glaciar ya estaba siendo substituido por el incremento de la temperatura del estadio interglaciar; la reversión climática pudo ser solo el catalizador que completó la desaparición de las especies características del Pleistoceno tardío.

En la Patagonia Chilena y Argentina el grupo taxonómico de los quironómidos han resultado ser una herramienta importante del registro fósil por ser organismos altamente sensibles a los cambios ambientales (Massaferro *et al.*, 2009); en este contexto son excelentes indicadores de cambios en la temperatura del medio, particularmente su registro durante el Younger Dryas resultó útil siendo un proxy que se correlaciona perfectamente con los estadios climáticos reportados en latitudes altas del Hemisferio Norte. Lo que significa que el Polo Sur resulta ser también un lugar que se ve afectado por el retorno de las condiciones frías. Los resultados de Massaferro y colaboradores indican que, entre 13,470 y los 11,690 cal. aP, hubo un incremento en la sedimentación inorgánica y una disminución del polen,

esto además se acompañó por la desaparición parcial del género *Chironomus* y en la disminución en la abundancia de otras especies de la familia Quironomidae. Este cambio es interpretado como un enfriamiento acompañado por un incremento en la erosión del glaciar del Monte Tronador que sostiene a ese lago. (Laprida, *et al.*, 2014) reportan que el análisis de 46 lagos coinciden con un periodo de regresión glaciar en los límites del YD, sus análisis con estos organismos como proxy han resultado de gran interés por las respuestas sensibles y puntuales que presentan ante los cambios climáticos, además de su importante preservación en el registro fósil.

En la Laguna de los Anteojos, Venezuela, se estudiaron registros del YD, los análisis mediante fechamiento por radiocarbono indican que el inicio se sitúa hace 12,850 años cal. aP, mientras que los análisis geoquímicos de sedimentos clásticos sugieren que los hielos de las montañas de la cuenca tuvieron su mayor alcance hace 12,650 años cal. aP, y la desglaciación comenzó hace 11,750 años (Stansell *et al.*, 2010). Los registros sedimentarios de la Laguna de los Anteojos indican condiciones bruscamente frías y secas durante todo el YD, reflejando en sus análisis que el retorno de las condiciones cálidas ocurrió 200 años antes que en las latitudes del Norte. La dirección, el tiempo y la magnitud de las fluctuaciones glaciares en Venezuela son similares con las observaciones de los registros del cambio climático en América del Norte; estas investigaciones sugieren que al inicio del enfriamiento ocurrió un desplazamiento hacia el Sur de la Zona de Convergencia Inter Tropical (ZCIT), seguido por un retorno de las condiciones húmedas en América del Sur durante las últimas etapas de la YD.

En México la provincia fisiográfica de la Faja Volcánica TransMexicana (FVTM) tiene una longitud aproximada de 1000 km y una amplitud entre 80-230 km, se compone de unas 8000 estructuras volcánicas (Gómez-Tuena *et al.*, 2005). Esta provincia ha sido estudiada ampliamente en el contexto paleoclimático y paleoambiental debido al gran registro sedimentario que se encuentra en las montañas más altas (con ambientes glaciares) y en los lagos y paleolagos que forman parte de las cuencas de estos volcanes, guardando registros de hasta 30,000 años en algunos sitios y hasta 120,000 años en donde los sedimentos han permitido una estimación con base en la tasa de deposición. Estos ambientes favorables para el registro climático han sido testigos de los eventos volcánicos que se han presentado a lo largo del Plioceno superior hasta el Holoceno (Bloomfield, Valastro *et al.*, 1974, 1977), (Cantrell *et al.*, 1981) y (García, Palomo *et al.*, 2002). A pesar de los múltiples eventos volcánicos registrados en el Nevado de Toluca, varios de magnitud pliniana (Capra, *et al.*, (2000) y (Macías *et al.*, 1997), se han podido documentar cuatro morrenas: MI mayores de 40,000; MII-1 entre 24,000 y 17,000; MII-2 menores de

17,000 y MIII de 11,600; esta última relacionada con el Younger Dryas (Arce *et al.*, 2003). Los diversos análisis han podido reconstruir una historia climática sobre los eventos significativos durante el Pleistoceno-Holoceno en el Centro de México, con estudios detallados sobre los avances y retrocesos que han tenido los glaciares y el impacto que éstos efectuaron sobre el ambiente basándose en parámetros y proxies biológicos (diatomeas, ostrácodos, gasterópodos, polen) y físico-químicos (susceptibilidad magnética, minerales, geoquímicos, sedimentológicos, estratigráficos, morrenas, carbono total orgánico y carbono total inorgánico).

Caballero *et al.*, (2010) establecen cuatro etapas principales en la fase terminal del Pleistoceno en el centro de México, a las cuales les asigna las siguientes fechas: Glaciar Temprano o GTM entre 25,000 y 22,000 cal aP; Último Máximo Glacial UMG entre 22,000 y 18,000; Glaciar Tardío GTA entre 18,000 y 15,000 y Glaciar Terminal GTE entre 15,000 y 12,000, esta última perteneciente ya a la Cronozona del YD.

Sin embargo, (Heine *et al.*, 1975, 1994) realizaron estudios y observaciones muy interesantes respecto a los avances glaciares del Pleistoceno tardío en México; señala, que los avances de los hielos en las tierras altas de México no tuvieron sincronía con el YD. Reconoce cuatro eventos de avances importantes y el que corresponde al último está fuera de tiempo con la Cronozona YD.

La interpretación que se propone para este desfasamiento lo explica desde una perspectiva más global pues se apoya en la teoría de la desestabilización de las corrientes marinas del Atlántico Norte que impactó en mayor grado a las latitudes septentrionales, en el caso de México la zona del Centro debió tener alta humedad proveniente del Golfo, lo que pudo resultar en una transición de frío seco a húmedo y sin duda los eventos posteriores desencadenados por la regresión glacial marcadamente más cerca de los polos, tuvieron una leve influencia en el último avance glacial de las tierras altas pero entre 10,500 y 8,500 cal. aP, resulta entonces considerar más a detalle el hecho de correlacionar el final de la última glaciación en Norte América y Europa con las latitudes más Tropicales, pues los efectos debieron variar considerablemente y por lo tanto manifestarse con marcados contrastes.

Dentro de los estudios realizados en la porción superior de la cuenca del Lerma, (Lozano-García *et al.*, 2005), se registra una sedimentación continua de polen desde la base de un núcleo de 950cm de profundidad hasta los 90cm antes de la cima, en la deposición posterior ya no hay polen pero si una cantidad significativa de macro partículas de carbón. En este estudio el núcleo se subdividió en porciones que están bien representadas por taxones vegetales, en la zona STCRZ-II (690-445 cm): ca.

16,000 y 11,850 14C¹⁴ cal. aP, la interpretación de la presencia de los diversos taxones de polen se encuentra dentro del marco de tiempo del Pleistoceno tardío; El lago Chignahuapan perteneciente a la cuenca del Lerma, registra vegetación que se caracteriza por bajos porcentajes de polen de bosque, altos valores de taxones herbáceos, principalmente *Poaceae*, *Asteraceae*, y un alto número de taxones que los autores asocian a condiciones de pantano. El mayor porcentaje de *Poaceae* (N10%) se puede correlacionar con el polen de las praderas alpinas, en elevaciones más altas del bosque abierto (3500-4000 msnm) y en los pastizales este alto porcentaje de *Poaceae* es interpretado como indicativo de la presencia de bosque abierto alrededor de Chignahuapan.

Las fluctuaciones altitudinales de las comunidades de plantas durante los avances glaciares locales podrían explicar los altos porcentajes de polen de gramíneas ya que en la estratigrafía glacial del volcán Nevado de Toluca (Vazquez-Selem, Heine *et al.*, 2004). Las edades determinadas de las morrenas durante el Pleistoceno son las siguientes: M-II-1 24,000 a 17,000 14C aP Y M-II-2 de 17,000 a 11,600 14C años cal. aP. y se considera que los tres máximos no arborícolas corresponden a estos avances glaciares, ya que existe excelente correlación en la edad de la sedimentación del polen y estos avances de hielo; Las fechas disponibles para los glaciares de los volcanes del Centro de México son ideales para la interpretación del comportamiento de la vegetación, en la actualidad el eco tono entre las praderas alpinas con herbáceas y el bosque de *P. hartwegii* se encuentra entre 4000 y 4300 metros sobre el volcán Nevado de Toluca, al igual que en otras elevaciones altas en Centroamérica y México (Beaman. 1962); (Lauer. 1978); (Lauer y Klaus. 1975). Si se asume una línea de depresión a 900m en la vegetación arbórea durante el Pleistoceno tardío, el límite entre el bosque de *P. hartwegii* y los pastos alpinos estuvo establecido a 3100 msnm aproximadamente, esta diferencia altitudinal demuestra la importancia en el alcance de los glaciares en la fluctuación de los pisos vegetales antes mencionada. Lozano-García (2005) discute la aparición de polen fósil cerca de 30,000 14C cal. aP en Zacango (2920 msnm), ubicado a 25 kilómetros al NO del registro del núcleo del Chignahuapan (STCRZ), los porcentajes consistentemente más altos (N40%) de polen de gramíneas sugieren el predominio de pastizales alpinos en este sitio (Caballero *et al.*, 2001). Otros datos sobre el polen del Pleistoceno tardío pero en el volcán La Malinche (3100 msnm), a 95 km al E de la cuenca del Lerma indican la presencia de praderas alpinas con altos valores de polen de herbáceas de hasta 40% y 60% (Straka *et al.*, 1989).

En los estudios que se han realizado en la FVTM también se presenta una particularidad respecto a la continuidad de la deposición sedimentaria: en varios lagos se presentan hiatos que se han asociado a periodos de baja precipitación y bajos niveles en los lagos, por lo que pueden ser erosionados los registros, por citar algunos casos: Cuitzeo, Zacapu, Zirahuén, Texcoco, Chalco, Chignahuapan, Tecocomulco. En este último, identifican los cambios climáticos que marcan las diferentes MIS desde 31,000 cal. aP hasta 3,300 aP, que abarcan las MIS 3, MIS 2 y MIS 1, describiendo una transición Pleistoceno Holoceno con características marcadamente húmedas que le siguieron al Último Glaciar Máximo. Esta diversidad en la manifestación climática puede ser comprendida desde un punto de vista más global, si el YD se ha reconocido como una regresión glaciar en latitudes cercanas a los polos, esta influencia debió debilitarse en zonas que más se acercan a los trópicos y a la zona Ecuatorial. México está compuesto de una amplia variedad de zonas con características muy particulares de cada provincia fisiográfica, este carácter genera que a nivel local (sitios específicos donde se toman las muestras) haya una variante con respecto a otro sitio a pocos kilómetros de distancia, el argumento a estas diferencias se sustenta en lo antes mencionado, que podemos resumir en el término “microclima”.

Solleiro Rebolledo *et al.*, (2006) estudiaron las variaciones ambientales del Valle de Teotihuacán con base en el registro de paleosuelos. La interpretación edáfica que describe para la transición Pleistoceno tardío Holoceno se compone de una dinámica húmeda en el Último Glaciar Máximo, fría árida en el glaciar terminal y húmeda en la transición, sin embargo señalan que el clima fue cambiando a árido nuevamente a mediados del Holoceno, quizás el periodo fue más árido cuando se establecieron las primeras sociedades en el valle.

Díaz Ortega (2010) señala que el límite Pleistoceno-Holoceno marca el último periodo geológico en donde las condiciones de pedogénesis son diferentes, de manera contrastante y cualitativa, de las actuales, a nivel global. Señala también en los resultados de sus estudios en una secuencia paleopedológica del estado de Morelos, que la transición estuvo dominada por un clima frío húmedo en donde se desarrollaron paleosuelos de tipo Luvisol, con horizontes álbicos, y que posiblemente están relacionados con el clima global de la época, ya que al tornarse más frío y con tasas menores de evapotranspiración, favoreció una mayor humedad ambiental. Aunado a estos resultados también resalta que durante el YD hubo una importante inestabilidad geomorfológica generada por actividad volcánica y climática que produjeron flujos laháricos y un depósito de tepetates, los cuales marcan condiciones drásticas en la transición. Posterior a este evento el Holoceno inicia húmedo con una tendencia de aridez

entre 9,000 y 7,000 años aP, como es propuesto también por (Bradbury *et al.*, 1997, 2000); (Sedov *et al.*, 2001) en paleosuelos del Nevado de Toluca, en Tlaxcala (Sedov *et al.*, 2009) y Tepexpan (Sedov *et al.*, 2010); (Solleiro *et al.*, 2003) en Buenavista, y en Teotihuacán (Solleiro *et al.*, 2006); y en núcleos (Metcalfé *et al.*, 2006) quienes reportan que el nivel del lago de Pátzcuaro era más alto que el nivel actual, debido a la presencia de mayor humedad proveniente de las lluvias del Pacífico en las estaciones invernales, apoyando la localización más al sur de la Zona de Convergencia Intertropical en la época del Pleistoceno tardío.

Torres, Rodríguez *et al.*, (2012), realizaron un estudio en el lago de Zirahuén, Michoacán, que abarca un periodo de sedimentación de 17,000 años al Presente, reportan que las condiciones en el sitio durante el Glaciar Terminal son frías hasta los 13.500 aP, los estudios palinológicos reportan porcentajes altos de *Pinus* (ca. 90%) y <5% de *Quercus* y *Alnus*, y hasta $29 \times 10^6 / \text{cm}^3$ de micro esporas de *Isoetes*. Durante este periodo se infiere que el lago era somero de agua dulce y levemente alcalina donde se establecieron porcentajes altos de diatomeas epifíticas (Ortega *et al.*, 2010) (Figura 5). Después de este periodo hay una baja significativa de *Pinus* y se establecen bosques de Pino-Encino, de *Alnus* y mesófilo de montaña, disminuye la cantidad de micro y macro esporas de *Isoetes*, caracterizando un aumento en la humedad, lo que propicia el incremento del nivel del lago disminuyendo también la abundancia de la diatomea epífita *Cocconeis placentula*. Se establece un cambio en el conjunto arbóreo predominando las herbáceas (*Asteraceae*, *Poaceae* y *Amaranthaceae*). Las condiciones se mantienen así hasta los 12,100 años en donde se registra un hiato sedimentario hasta los 7,170. De acuerdo a Ortega *et al.*, (2010), durante el YD las condiciones cambian y se crea un ambiente más húmedo y por lo tanto de aguas más profundas.

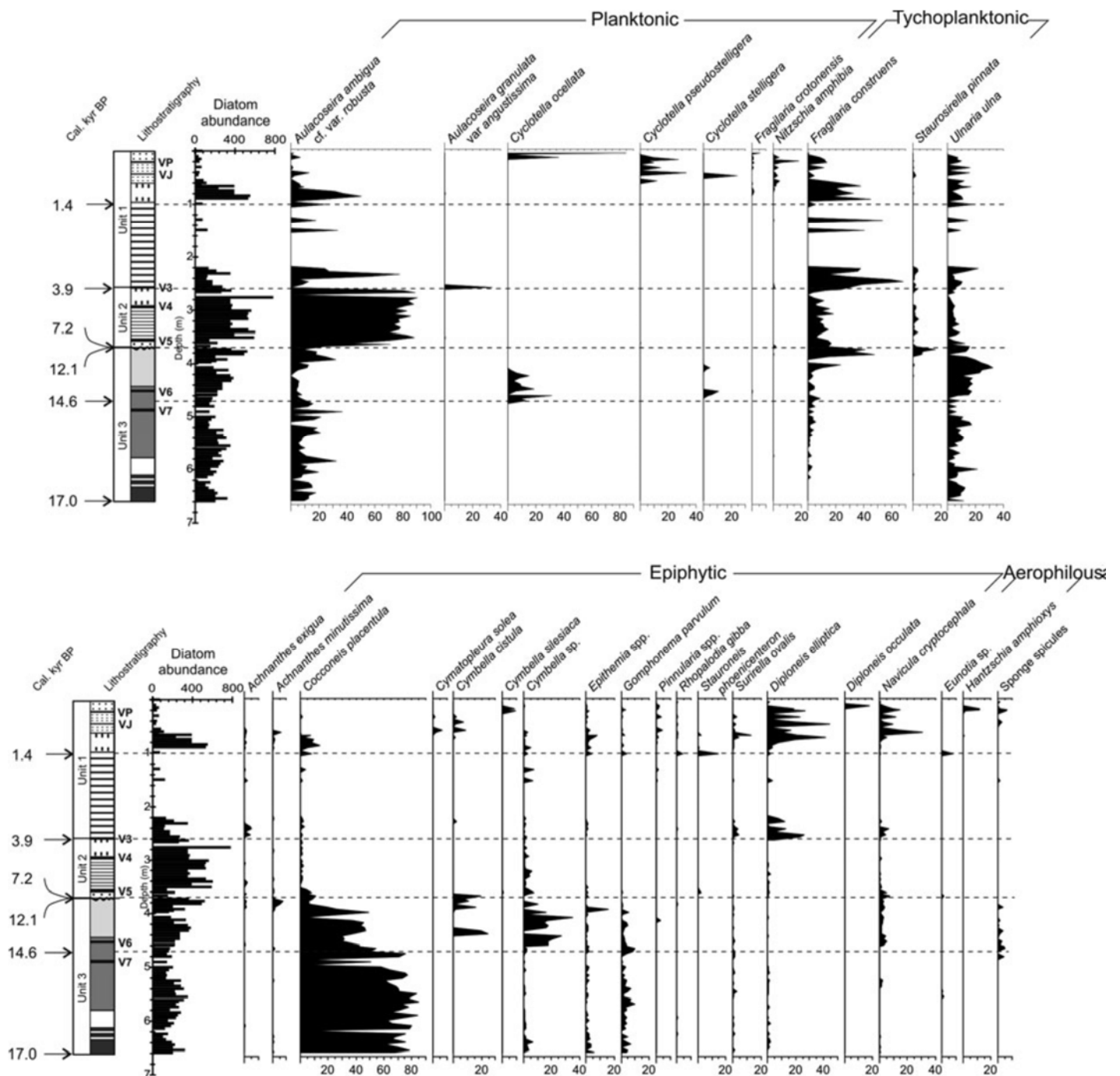


Figura 5. Diagrama de la abundancia de diatomeas en los últimos 17,000 años en el lago de Zirahuén, tomado con fines de ilustración de (Ortega *et al.*, 2010), se aprecia que a los 13,500 años el lago era somero con porcentajes altos de epífitas, durante el YD las condiciones cambian y se crea un ambiente más húmedo y por lo tanto de aguas más profundas, hay un decremento en la diatomea epífita *Cocconeis placentula* y el ambiente continua así hasta cerca de los 12,100 años.

Es evidente que la diversidad climática en las regiones del Norte y Centro de México es marcada principalmente por las diferencias de latitud y de las provincias fisiográficas; Metcalfe *et al.*, (2000)

realizaron un estudio que registra los cambios climáticos durante el Pleistoceno tardío en México, sus resultados señalan que en el Norte hubo un incremento de la humedad durante el Último Máximo Glaciar que se asocia al aumento del régimen de lluvias en invierno relacionadas a las condiciones glaciares que debieron ser más marcadas en latitudes altas; lo que se reporta en el Centro de México es una caída en la precipitación y por lo tanto ambientes inestables ligeramente secos hasta que el régimen de lluvias del Holoceno quedó establecido con las características generales que lo representan como un estadio interglaciar. Sin embargo dentro de las mismas provincias se pueden encontrar microclimas y estos pueden diferir significativamente uno de otro aun encontrándose a unos pocos cientos de kilómetros como se mencionó anteriormente; Lounejeva Baturina *et al.*, (2006) reportan un cambio importante en la vegetación del Pleistoceno tardío y el Holoceno temprano en el valle de Teotihuacán México, esta transición sustituye a la vegetación C3 (climas húmedos templados) hasta en un 70% por plantas C4 (características de climas áridos), contrastando fuertemente con las condiciones de un sitio a 300 kilómetros de distancia.

En el Arroyo El Muerto, Guanajuato, Borejsza *et al.*, (2009) estudiaron las secuencias fluviales y paleosuelos asociadas al final del Pleistoceno y al inicio del Holoceno; observaron en los límites de un paleosuelo y sedimentos fluviales, que el clima era seco y árido durante el calentamiento que sucedió al Último Glaciar Máximo y de manera repentina este se tornó muy húmedo justo donde está el contacto entre paleosuelo-sedimento que fecharon en 12,840 años cal. aP, en este contacto que se encuentra dentro de la cronozona del YD se observó un importante cambio en la dinámica del ambiente, ya que las condiciones que formaron al paleosuelo se ven interrumpidas por corrientes fluviales que inician la deposición de sedimentos, por lo tanto en ese sitio el YD presentó una manifestación mediante un clima húmedo.

En el lago de Cuitzeo, Michoacán, se realizaron estudios paleolimnológicos en un núcleo de 27m. Se reporta un pulso de humedad en el periodo YD ca. 12,000 cal. aP representado por los altos valores de carbono total orgánico y la presencia de *Staurosira construens* y *Stephanodiscus niagarae* (Israde *et al.*, 2010), este pulso contrasta con la particularidad del clima seco durante la última fase del glacial terminal en este lago y evidencian la fluctuación en el ecosistema en un breve periodo pero significativo en la pauta que da inicio a las condiciones actuales del Holoceno.

En un estudio posterior se realizaron nuevas investigaciones con proxies muy particulares que se detectaron en una capa de 10 cm de espesor, a una profundidad de 2.8m en el núcleo extraído del centro del lago de Cuitzeo, los hallazgos reportados indican que la capa anómala tiene una edad de 12,900 años cal. aP, en ella se identificaron nanodiamantes, esferulas de carbono, y esferulas magnéticas (Israde *et al.*, 2012). González *et al.*, (2014) también reportan en Tocuila, estado de México, sedimentos con las características geoquímicas reportadas en Cuitzeo (altos valores de carbón orgánico, microesferulas de hierro y vidrio fundido), los sedimentos de Tocuila son sincrónicos con el inicio del YD. Al igual que en Cuitzeo y se asocian a la explosión aérea de un impacto cósmico, que pudo afectar considerablemente a la Megafauna y a las poblaciones tempranas de la cuenca de México. Este es el segundo sitio en el centro de México que se reporta con estos materiales distintivos; en los estudios estratigráficos de Tocuila, por encima del estrato que tiene un espesor entre 6 y 10 cm con los componentes característicos de un impacto no hay registro de la Megafauna y se reporta actividad casi nula de humanos, esto puede ser un apoyo a la teoría de que la transición Pleistoceno-Holoceno fue un lapso de cambios drásticos e inestabilidades climáticas, ya que la actividad volcánica, el cambio climático, el posible impacto del meteorito y las actividades humanas fueron factores que ejercieron una fuerte presión sobre el ecosistema de la cuenca de México y sus alrededores. Estos descubrimientos son consistentes con los registros que explican que el impacto es una posible causa del enfriamiento que caracteriza al YD, y abren el campo de estudio para continuar interpretando este periodo en México.

Estos descubrimientos en Cuitzeo y Tocuila también son concordantes con las evidencias de impacto extraterrestre encontradas en varios sitios Clovis en Norte América, en estratos oscuros ricos en carbón, también fechados en 12,900 años dentro del rango del inicio de la transición Pleistoceno-Holoceno.

Estos componentes mineralógicos y geoquímicos encontrados en la Cronozona del YD, característicos de los sitios antes mencionados se distribuyen en varias zonas y ocupan un estrato muy particular que se compone en gran parte por Carbón orgánico producto de incendios masivos y otros materiales orgánicos y pedogénicos, estos estratos han adquirido diversos nombres en la comunidad científica, entre ellos, esterillas negras, alfombrillas negras y Black Mat, los estudios realizados sobre estos estratos arrojan singularidad en sus características físico-químicas y biológicas por lo que adquieren un gran interés de estudio.

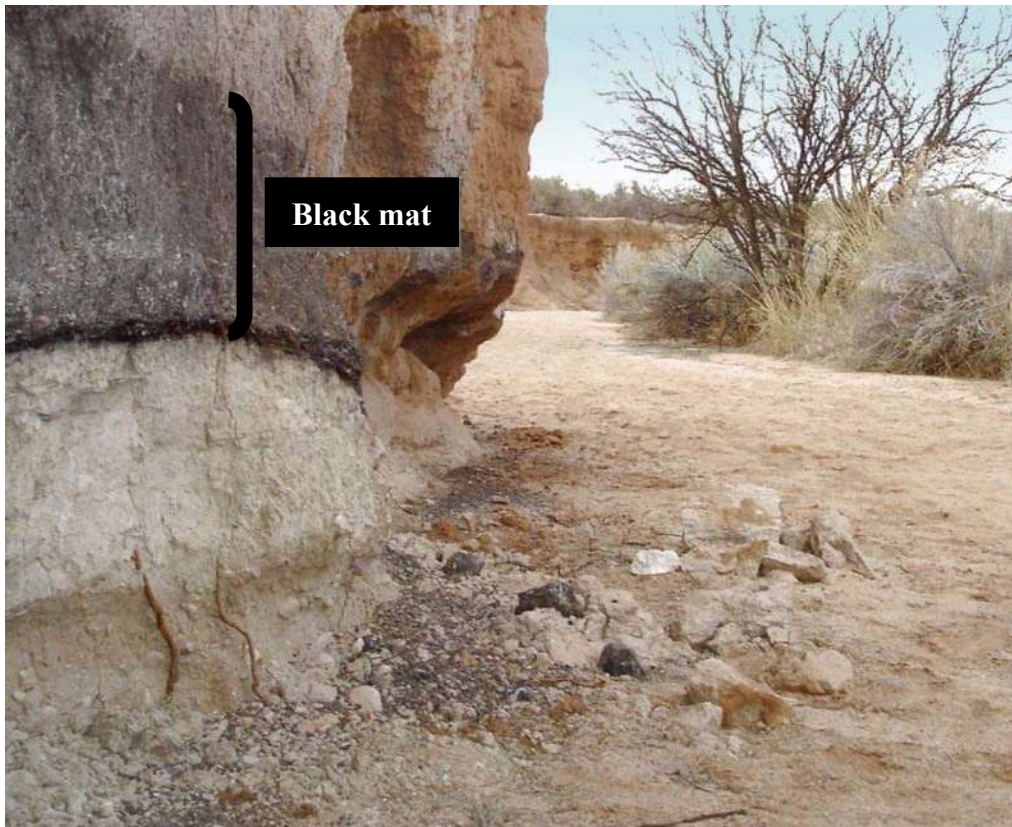


Figura 6. Típica Black Mat, Arizona, imagen tomada con fines de ilustración de <http://www.nature.com/nature/journal/v447/n7142/full/447256a.html>.

Parks (2014) describe de manera muy detallada lo que es una Black Mat, basándose en estudios micromorfológicos, mineralógicos y geoquímicos de 25 localidades de Estados Unidos dentro de los sitios de Murray Springs y San Pedro Valley, Arizona; Lubbock Lake, Texas; Blackwater Draw, New México; Southern Nevada Springs. El interés fue conocer el ambiente de formación de estas Black Mat; sus resultados definen a estos estratos como sedimentos y suelos que tienen su génesis en ambientes siempre húmedos relacionados con manantiales muy próximos, en donde la capa friática está aportando humedad casi permanentemente. Pueden contener entre 0 y 51% de CaCO_3 y de 0.4 a 21.8% de materia orgánica dentro de la que se puede contener ácidos húmicos, fragmentos de plantas, diatomeas, gasterópodos, y fitolitos.

El contenido de cuarzo en los sitios del YD en USA es muy abundante y se distribuye uniformemente en toda la matriz, excepto en los sitios en los que se presenta laminado por su naturaleza sedimentaria. El tamaño de grano más abundante es de limo ($5\text{-}63\mu\text{m}$), también existe la presencia de minerales de feldspatos y micas que no llegan a ser más del 1% en su abundancia. Los componentes presentes que

son $<5\mu\text{m}$ son arcillas, micro cristales de calcita, ácidos húmicos, y Fe. Los componentes biológicos siempre presentes son los restos pequeños de plantas (20-50 μm), son fragmentos de colores opacos a marrón oscuro con diversas formas y en algunos son aun visibles la estructura interna debido a que estos fitoclastos están compuestos en su mayoría por el polímero fenólico de lignina, el cual le confiere una importante dureza a las plantas y es responsable de que sea una de las últimas piezas en degradarse permitiendo así su conservación por mucho tiempo; así mismo este componente vegetal tiende a tener importancia en la pigmentación de la matriz en los estratos, ya que su abundante presencia puede dar colores de marrón oscuro a negros (Parks 2014).

Los fitolitos son abundantes solo en algunas de las muestras; en cinco muestras los Gasterópodos presentes son no identificables por su fragmentación y su clasificación hasta especie se torna complicada, pero si se pueden incluir dentro del Genero *Gastrocopta*. Se reconoce una especie de ostrácodo y está asociada a las margas que forman parte de las muestras de Murray. También en algunas de las muestras es posible identificar diatomeas que pueden componer hasta un 33% en peso, con dos géneros más abundantes: *Epithemia* y *Denticula*. Las muestras ricas en algas fueron analizadas con luz fluorescente para poder determinar el tipo de células y el material principal del cual se componen, las muestras que contienen algas verdes emiten una luz amarilla brillante y es así como se distingue entre materia orgánica conservada o materia orgánica como ácidos húmicos que no emiten fluorescencia. Haynes *et al.*, (2007) describen a la Black Mat de Murray Springs como un “floreCIMIENTO muy abundante de algas en agua que permaneció estancada”, posterior a su formación ocurrió un proceso de pirolisis fácilmente identificable en la micromorfología.

A pesar de que en el estudio de Harris Parks (2014) todas las muestras tienen similitud en la composición mineral, presentan ciertas diferencias con respecto al contenido de materia orgánica y su origen o procedencia, estas pueden ser explicadas por los distintos ambientes en los cuales se formaron estos estratos, a continuación se muestra primero una descripción de los tipos de Black Mat y una tabla (Tabla 4) tomada y modificada de Harris Park (2014).

El Tipo I contiene de 9,9 a 21,7% de materia orgánica y de 0,5 a 12,9% de carbonatos. Se caracteriza por la estructura en bloques angulares. Los microcomponentes son casi en su totalidad de fitoclastos opacos finamente fragmentados y muy abundantes. En las áreas de las secciones delgadas <30 micras de espesor, la materia orgánica aparece enrojecida a lo largo de los bordes, en algunas muestras aparecen

estructuras celulares individuales. Los fitolitos también están presentes en estas capas en abundancias de hasta 2%. Frecuentemente estos estratos se depositan en la parte superior de margas o intercalados.

Las del tipo II tienen un componente orgánico inferior que va de 0,6 a 7,0% de materia orgánica. Se caracterizan por un componente mineral de grueso a fino mucho más grande y una ausencia de estratificación. Estas muestras se dividen en dos grupos que se diferencian por su contenido de carbonato, materia orgánica y microcomponentes:

Sub Tipo IIa: se caracterizan por microcomponentes de colores marrón oscuro, las capas son complejas con un componente mineral grueso abundante y variable. La materia orgánica varía desde 2,5 hasta 7,0% y el contenido de carbonato oscila desde 0 hasta 3,9%. Posee micro estructuras en bloques masivos y sub angulares que son los más comunes. La mayoría de las muestras están dominadas por cieno con abundancia entre 9-11%.

Sub Tipo IIb, se caracterizan por el marrón claro y tostado debido al que tienen el mayor contenido de carbonato (2,1-52,0%). Contiene abundantes cristales micríticos. Fitoclastos bien conservados opacos y no opacos presentes y distribuidos uniformemente en la matriz. El contenido de materia orgánica varía desde 0,6 hasta 3,3%. Estas muestras también se caracterizan por la posibilidad de ausencia total de fitolitos y presencia de conchas de gasterópodos en todas menos una de las muestras del estudio. La fracción gruesa de las muestras está dominada por granos de cuarzo de tamaño de limo con abundancias de <1-10%.

Tipo III, son muy diferentes de las muestras anteriores. Estas tienen masas de tierra y estratificación en la que los fitoclastos aparecen orientados y paralelo a la superficie. La materia orgánica y el contenido de carbonato es muy bajo, oscila entre 0.9-0.4% y 0 a 1,75%, respectivamente. El componente grueso en estas muestras se está constituido de limos (3-13%) con granos de cuarzo claramente estratificado; las muestras están dominadas por diatomeas y fitolitos.

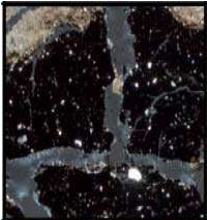
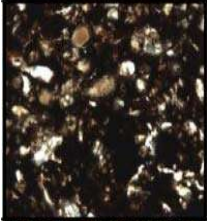
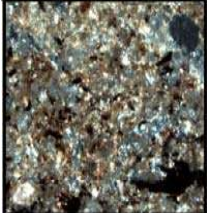

TIPO	DESCRIPCIÓN	INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL
	<p>I De 9,9 a 21,7% de materia orgánica y de 0,5 a 12,9% de carbonatos. Estructura en bloques angulares. Fitoclastos opacos fragmentados y muy abundantes. Frecuentemente se depositan en la parte superior de depósitos de margas o intercalados con ellos.</p>	<p>Niveles bajos de agua con periodos de desecación causando condiciones de turbas por la acumulación de materia orgánica</p>
	<p>IIa Microcomponentes de colores marrón oscuro, capas complejas con un componente mineral grueso abundante y variable. Materia orgánica de 2,5 hasta 7,0% . Contenido de carbonato desde 0 hasta 3,9%. Micro estructuras en bloques masivos y sub angulares.</p>	<p>Ambientes muy húmedos y productivos, al secarse causaban turbas que formaban suelos, por ello tienen ausencia de estratificación y materia orgánica bien mezclada</p>
	<p>IIb Carbonato (2,1-52,0%). Abundantes cristales micríticos. Fitoclastos opacos y no opacos presentes distribuidos uniformemente en la matriz. Materia orgánica de 0,6 hasta 3,3%. Estas muestras posibilidad de ausencia total de fitolitos y presencia de conchas de Gasterópodos en todas menos una de las muestras del estudio. La fracción gruesa de las muestras está dominada por granos de cuarzo de tamaño de limo con abundancias de <1-10%.</p>	<p>Suelos típicos de praderas húmedas ricas en carbonatos que llegaban a formar bioturbación con materia orgánica bien mezclada</p>
	<p>III Estratificación, fitoclastos orientados. La materia orgánica y carbonato es muy bajo, entre 0.9-0.4% y 0 a 1,75%, respectivamente. El componente grueso está constituido de limos (3-13%) con granos de cuarzo estratificado. Dominan diatomeas y fitolitos que pueden aparecer asociados con restos de plantas.</p>	<p>Estadios lacustres permanentes con sedimentos de un ambiente con baja energía</p>

Tabla 4. Características de los tres tipos de Black Mat de acuerdo a su ambiente de formación y fotografía de los rasgos micro morfológicos característicos; traducido y tomado de The Micromorphology Of Younger Dryas-Aged Black Mats From Nevada, Arizona, Texas And New Mexico (Parks. 2014).

Ardelean (2013), realizó estudios Arqueológicos en el Norte de Zacatecas, reportando un estrato con las características físicas y químicas afines a las Black Mat, su investigación está centrada en la ocupación temprana de cazadores recolectores en México. Los estudios que realiza en la zona permitieron fechar este estrato en 12, 495 años BP; El descubrimiento de esta Black Mat es importante desde el punto de vista paleontológico y paleoclimático. Haynes *et al.*, (2008) nombra a las Black Mat como “manifestaciones estratigráficas del YD”, ya que se han descrito más de 70 sitios fechados en esta Cronozona y que además han tenido una importancia arqueológica muy significativa al contener herramientas y utensilios de culturas Clovis. Algunas Black Mat no caen dentro del YD (Quade *et al.*, 1998), son 400 años más tempranas que la Cronozona YD, sin embargo son pocas las que se adelantan a la aparición repentina del YD.

CAPITULO IV

Áreas de estudio

Arroyo Ojo de Agua, municipio Concepción del Oro, Zacatecas

Ubicación geográfica

El municipio de Concepción del Oro se encuentra en el noreste del estado de Zacatecas, colinda al este con el estado de San Luis Potosí, al noreste con el estado de Nuevo León y al norte con el estado de Coahuila. El arroyo Ojo de agua se encuentra a $24^{\circ}30'43''$ de latitud Norte y a $101^{\circ}07'24''$ de longitud Oeste y tiene una altura que oscila los 1957msnm (Figura7); la comunidad más cercana es una pequeña población llamada Tanque del Alto a menos de cinco kilómetros al sur del arroyo.



Figura 7. Arroyo Ojo de Agua. La imagen muestra una vista desde el este hacia la sección fluvial en la cual se puede observar el estrato Black Mat que contiene la información del Younger Dryas en el sitio.

Fisiografía

Fisiográficamente se localiza en la Sierra Madre Oriental dentro de la cabalgadura de Monterrey, también con menor extensión forma parte de la Mesa Central (Figura 8), en la sub provincia de Sierras y Valles Zacatecanos y Llanuras y Sierras Potosinas-Zacatecanas. Se encuentra en una etapa de madurez de erosión avanzada.

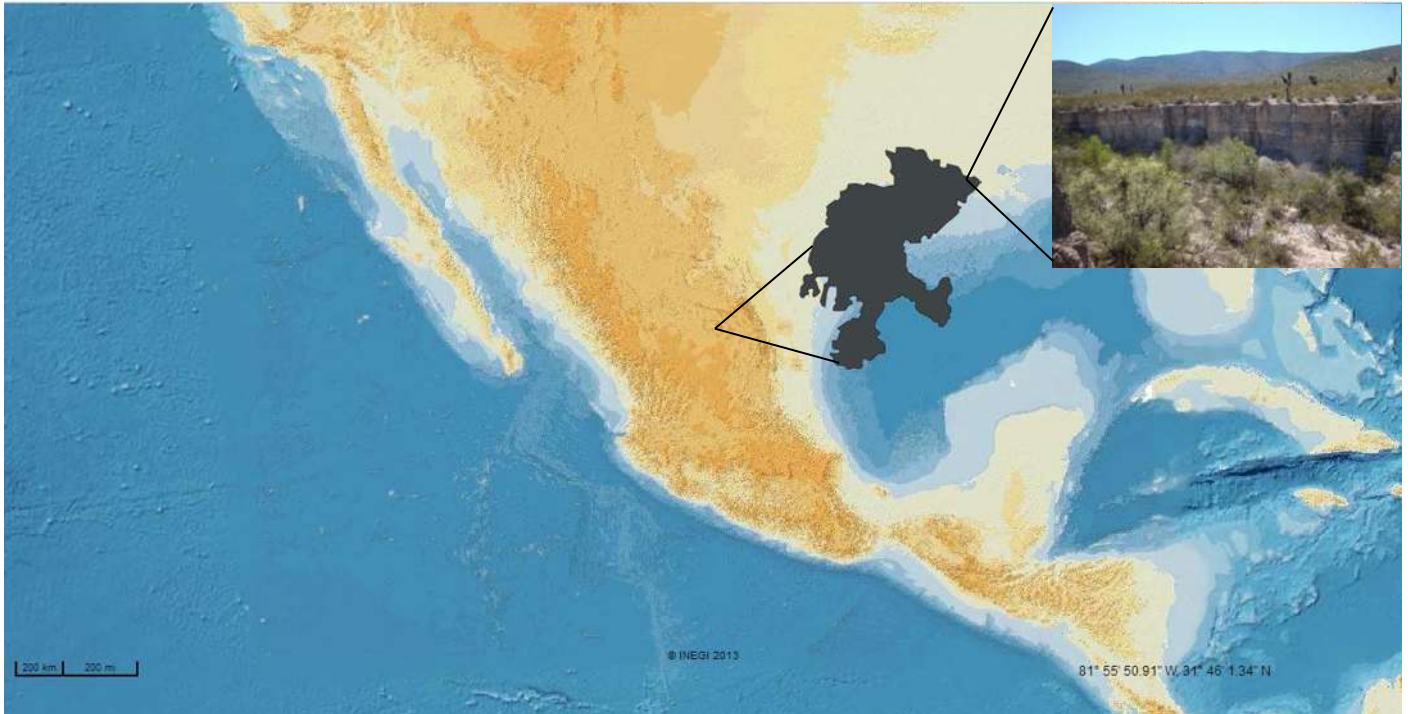


Figura 8. Arroyo Ojo de Agua, Concepción del Oro Zacatecas, Norte de México. La imagen fue generada a partir del banco de imágenes del INEGI y modificada para la ilustración de la posición geográfica del arroyo.

En la figura 9 se muestra un mapa generado con el software arcGIS en el cual se presenta la topografía de la zona de estudio en escala de grises y curvas de nivel.

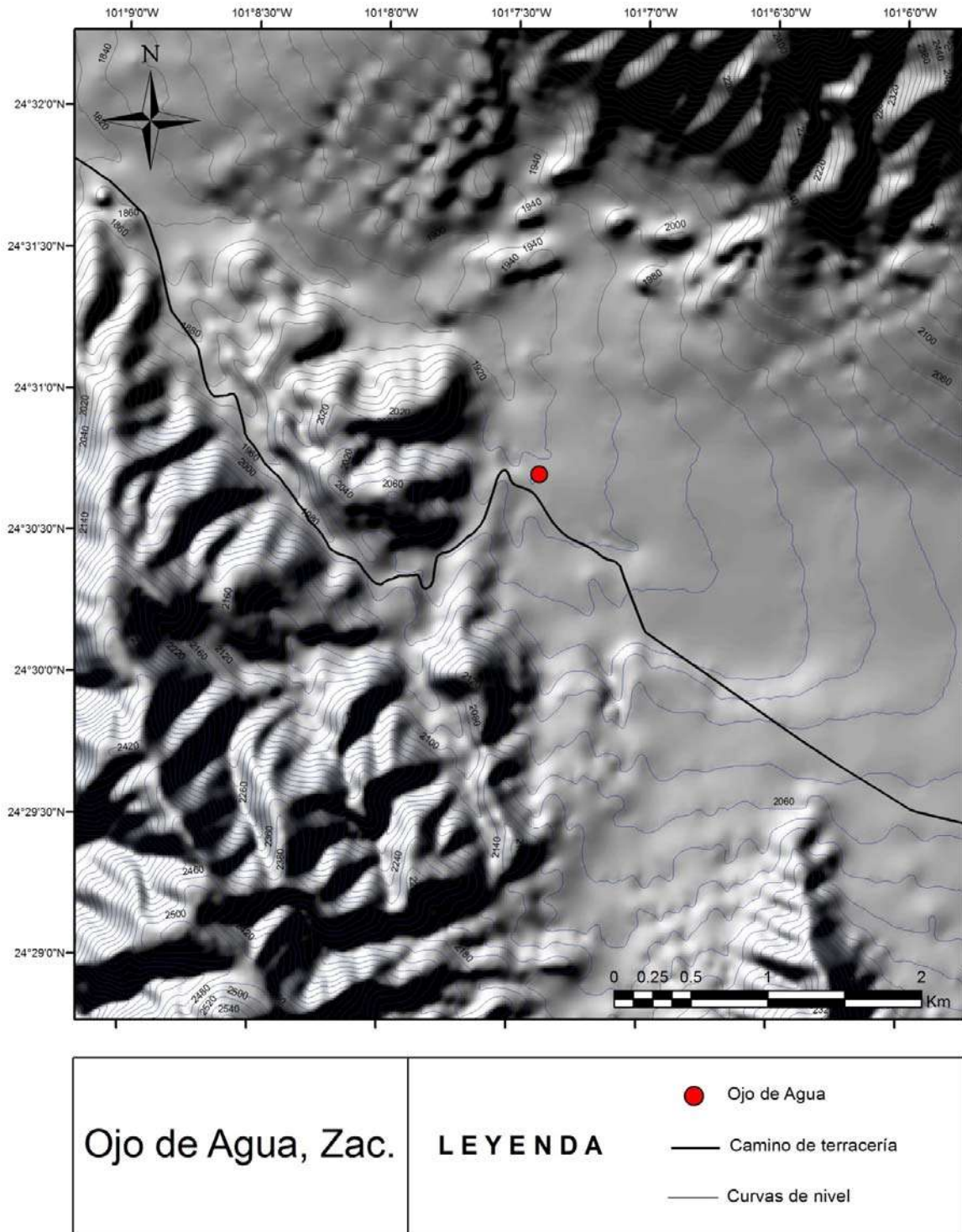


Figura 9. Mapa 1:50,000; el modelo digital de elevación muestra la ubicación del arroyo Ojo de Agua.

Clima

Es muy importante que se cuente con un marco de referencia climática actual cuando se trata de realizar reconstrucciones paleoclimático-ambientales, ya que es el punto de partida para realizar una comparación respecto a lo que ha cambiado un lugar en un tiempo determinado, de esta manera es posible evaluar si hay una dirección predictiva o si hay cambios que no han sido cíclicos y están sujetos a la incompreensión parcial por su naturaleza de aleatoriedad. El arroyo Ojo de Agua está ubicado aún dentro de la zona tropical muy cercana a los límites con el Trópico de Cáncer; con base en la clasificación climática de Köppen (de la versión modificada por Enriqueta García, edición 2004) se puede definir como un clima Bsh, por lo que sus características son inviernos suaves con zonas interiores que pueden presentar temperaturas nocturnas muy cerca de los 0°C. Los veranos son tendientes a cálidos o muy cálidos y se pueden presentar veranos con temperaturas extremadamente altas pudiendo llegar a ser las más altas del planeta (alrededor de 50°C), las precipitaciones son muy escasas por lo que la vegetación es típica de desierto (Figura 10), o inclusive puede ser inexistente dadas las condiciones fisiográficas de la región, las montañas altas son las captadoras de humedad que proviene de los océanos evitando que los interiores de las cuencas reciban influencia hídrica.



Figura 10. Clima árido, imagen tomada a un costado del arroyo Ojo de Agua.

Flora y Fauna

Ardelean (2013) presenta una descripción de la flora y la fauna de la región con base en las observaciones que realizó en sus exploraciones arqueológicas. Observa que los suelos son poco profundos y con alta salinidad permitiendo el desarrollo de vegetación adaptada a estas condiciones que además son de muy bajos régimen de pluviosidad (Figura 11), señala también que aunque el régimen de lluvias cambiara el suelo no podría ser apropiado para el desarrollo de otra vegetación. Ardelean (2013) propone cinco categorías de vegetación: hierbas, arbustos, cactus del desierto, arboles de sabana abierta y árboles de montaña. Aunque dentro y en los alrededores de la cuenca hay pastos estos parecen estar más asociados con las actividades de los actuales agricultores. La vegetación endémica que identifica está representada por *Ephedra funerea*, *Euphorbia antisiphylitica* y *Nolina cespitifera*. Otras plantas comunes son *Agave lechuguilla*, *Lophophora williamsi*, *Ferocactus sp*, *Pachycereus marginatus*, *Opuntia sp*, *Yucca brevifolia*, *Larrea sp*, *Prosopis sp*, *Acacia farnesiana*, *Pinus cembroides*, *Pinus monophylla* y *Quercus sp*.



Figura 11. Fotografía de la vegetación del desierto a un costado del arroyo de Ojo de Agua.

Respecto a la fauna, Ardelean (2013) señala que las poblaciones han disminuido debido a la excesiva caza, actividades antrópicas e incremento en la aridez; las especies silvestres que aun habitan el lugar con poblaciones relativamente muy disminuidas son: venado cola blanca (*Odocoileus virginianus*), coyote (*Canis latrans*), zorro del desierto (*Vulpes velox*), liebres (*Lepus californicus*), conejos (*Sylvilagus audobonii*), (*Mephitis macroura*), perritos de la pradera (*Cynomys sp.*), ardillas (*Spermophilus elegans*, *S. tridecemlineatus*), ratón (*Peromyscus eremicus*) y el ratón arborícola (*Peromyscus maniculatus*), Ofidios (*Crotalus scutulatus*), puma (*Felis concolor*), águilas negras (*Cathartes aura*), cuervos (*Corvus corax*), correcaminos (*Geococcyx californianus*), águila real (*Aquila chrysaetos*), y algunos lagartos como el del género *Phrynosoma* (Figura 12).



Figura 12. Lagarto del género *Phrynosoma*, también conocido como llora sangre, por su peculiar hábito de arrojar sangre por las glándulas lacrimales cuando se siente amenazado.

Geología

De acuerdo a la Carta geológico-minera de Concepción del Oro, SGM, (2000), las estructuras que predominan en la región fueron generadas por esfuerzos de compresión de la Orogenia Laramide (Cretácico superior) y las etapas de fallas distensivas se formaron posteriormente durante el Paleógeno; La forma característica de los plegamientos de ésta Orogenia tuvieron su formación cuando las rocas del Mesozoico se deslizaron hacia el noroeste a través de las superficies de corrimiento asociadas a las evaporitas y lutitas del Mesozoico inferior que se plegaron y cabalgaron contra y sobre las paleoislas de Coahuila y San Carlos, el resultado fue una vergencia general de las estructuras con dirección al norte y noreste como se muestra en la figura 13. El arroyo Ojo de Agua se encuentra dentro de una serie de

complejas estructuras que inician un fallamiento inverso asociado al cabalgamiento y un sucesivo fallamiento normal producto del Basin and Range. En la zona existe una amplia variedad litológica.

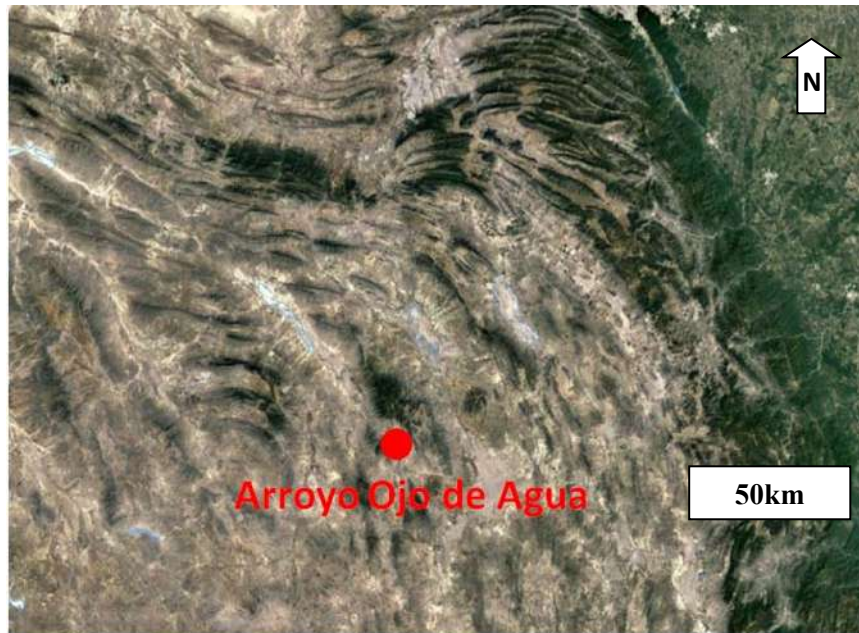


Figura 13. Estructuras características de la Orogenia Laramide.
Imagen modificada de Google Earth.

EL basamento a nivel regional está constituido por facies de cuenca marina del Jurásico superior que incluyen calizas de diversas formaciones con edades desde el Jurásico medio hasta el Cretácico superior. Al norte y sur del arroyo afloran coluviones con rocas sedimentarias indiferenciadas del Holoceno, éstas se encuentran al norte en contacto discordante con afloramientos de areniscas y lutitas de la Formación Caracol (Cretácico superior 89M.a), caliza de la Formación Cupido (Cretácico inferior 120M.a), calizas y lutitas de la Formación Cuesta del Cura (Cretácico inferior 108M.a) y lutitas y calizas de la Formación Indidura (Cretácico superior 94M.a); al sur son adyacentes con areniscas y lutitas de la Formación Caracol, lutitas y calizas de la Formación Indidura, calizas y lutitas de la Formación Cuesta del Cura, caliza de la Formación Cupido, caliza de la Formación Zuloaga (Jurásico superior 160M.a) (Figura 14), yesos y calizas de la Formación Olvido (Jurásico superior 160M.a), calizas y lutitas de la Formación Taraises (Cretácico inferior 140M.a), calizas y lutitas de la Formación La Peña (Cretácico inferior 112M.a) y limolitas y calizas de la Formación La Caja (Jurásico superior 150M.a); al norte y al noreste del arroyo a pocos kilómetros se encuentran tres cuerpos intrusivos de composición Monzonítica originados durante el Eoceno (Geoinfomex, SGM).



Figura 14. Afloramientos de calizas de la Formación Zuloaga, este sitio se encuentra en Matehuapil, a 12Km del arroyo Ojo de Agua.

A continuación en la figura número 15 se presenta un mapa geológico del sitio con las diversas litologías de las rocas que afloran cerca del arroyo; como se describieron anteriormente en su mayoría son de origen sedimentario a excepción de los cuerpos intrusivos de composición Monzonita que se observan al norte y noreste.

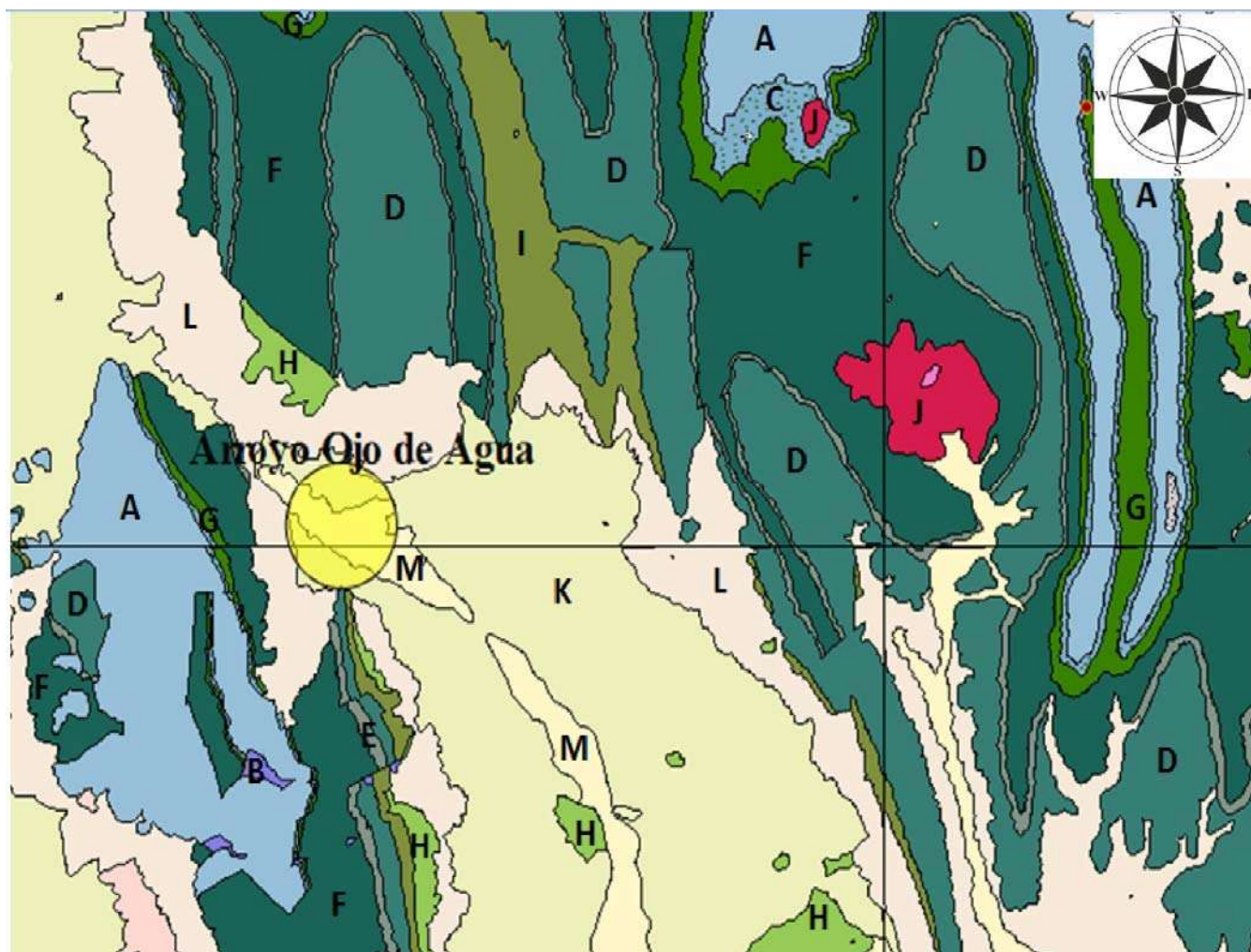


Figura 15. Mapa Geológico de los principales afloramientos de la región y su litología, tomado y editado de <http://mapasims.sgm.gob.mx/GeoInfoMexDb/>;

SIMBOLOGÍA

Jurásico superior:

A) caliza de la formación Zuloaga, B) yesos y calizas de la Formación Olvido y C) limolitas y calizas de la Formación La Caja.

Cretácico inferior:

D) calizas y lutitas de la Formación Cuesta del Cura, E) calizas y lutitas de la Formación La Peña, F) caliza de la Formación Cupido y G) calizas y lutitas de la Formación Taraises.

Cretácico superior:

H) areniscas y lutitas de la Formación Caracol e I) lutitas y calizas de la Formación Indidura.

Cenozoico:

J) intrusivos de Monzonita, K) conglomerado polimictico del Mioceno-Plioceno, L) coluvión del Holoceno y M) aluvión del Holoceno.

El arroyo está rodeado por depósitos de brechas y conglomerados polimícticos (Figura 16) y areniscas con edad inicial del Mioceno-Plioceno; Se ubica dentro de una pequeña zona de aluviones formados en el Holoceno con una composición de rocas sedimentarias indiferenciadas.



Figura 16. Conglomerados-brechas, polimícticos que afloran a 2Km al suroeste del arroyo Ojo de Agua.

Es importante resaltar que hay abundantes depósitos de travertino asociados a bioturbación y muy ricos en contenido fósil (Figura 17a y b), estos se ubican por debajo del estrato del Younger Dryas en lo que corresponde al periodo del Último Glaciar Máximo y la desglaciación posterior, son registros muy claros de que el sitio estuvo alimentado por manantiales antes de la transición Pleistoceno-Holoceno en una serie de eventos de abundante humedad y productividad.

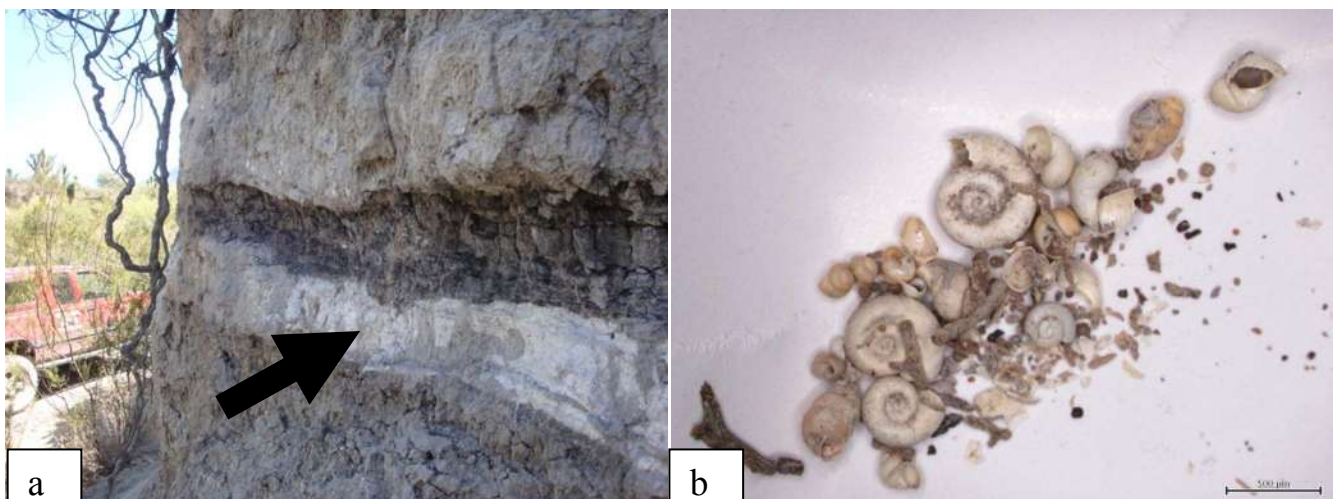


Figura 17. Posición estratigráfica de los travertinos que subyacen a la Black Mat y b) contenido micro fósil presente en los travertinos, la mayor abundancia corresponde a gasterópodos del género Gyraulus.

Arroyo El Muerto, municipio San Miguel de Allende, Guanajuato

Ubicación geográfica

El arroyo El Muerto, está localizado entre los municipios de Buenavista del estado de Querétaro y San Miguel de Allende Guanajuato; la columna estudiada está dentro de éste último en las coordenadas 20°53'52.34"N y 100°31'29.29"O. tiene una altitud de 2167 msnm (Figura 18); está a 25 Km de la ciudad de San Miguel de Allende y las comunidades más cercanas son El Moral y Puerto de Nieto, ambas equidistantes a no más de 1.2 Km.



Figura 18. Columna estratigráfica en la cual se aprecian las unidades litoestratigráficas del arroyo El Muerto.

Fisiografía

El arroyo El Muerto se localiza en el centro de México en una zona muy característica por la influencia de dos provincias fisiográficas: la Faja Volcánica Transmexicana y la Mesa central, siendo esta última la que tiene una influencia ligeramente mayor (Figura 19). Así mismo pertenece a las sub provincias de las Sierras y Llanuras de Norte de Guanajuato y Llanuras y Sierras de Querétaro e Hidalgo.



Figura 19. Arroyo El Muerto, San Miguel de Allende, Guanajuato, Centro de México.

En la figura 20 se presenta un mapa generado con el software arcGIS con el cual se pueden observar la topografía en escala de grises y sus curvas de nivel.

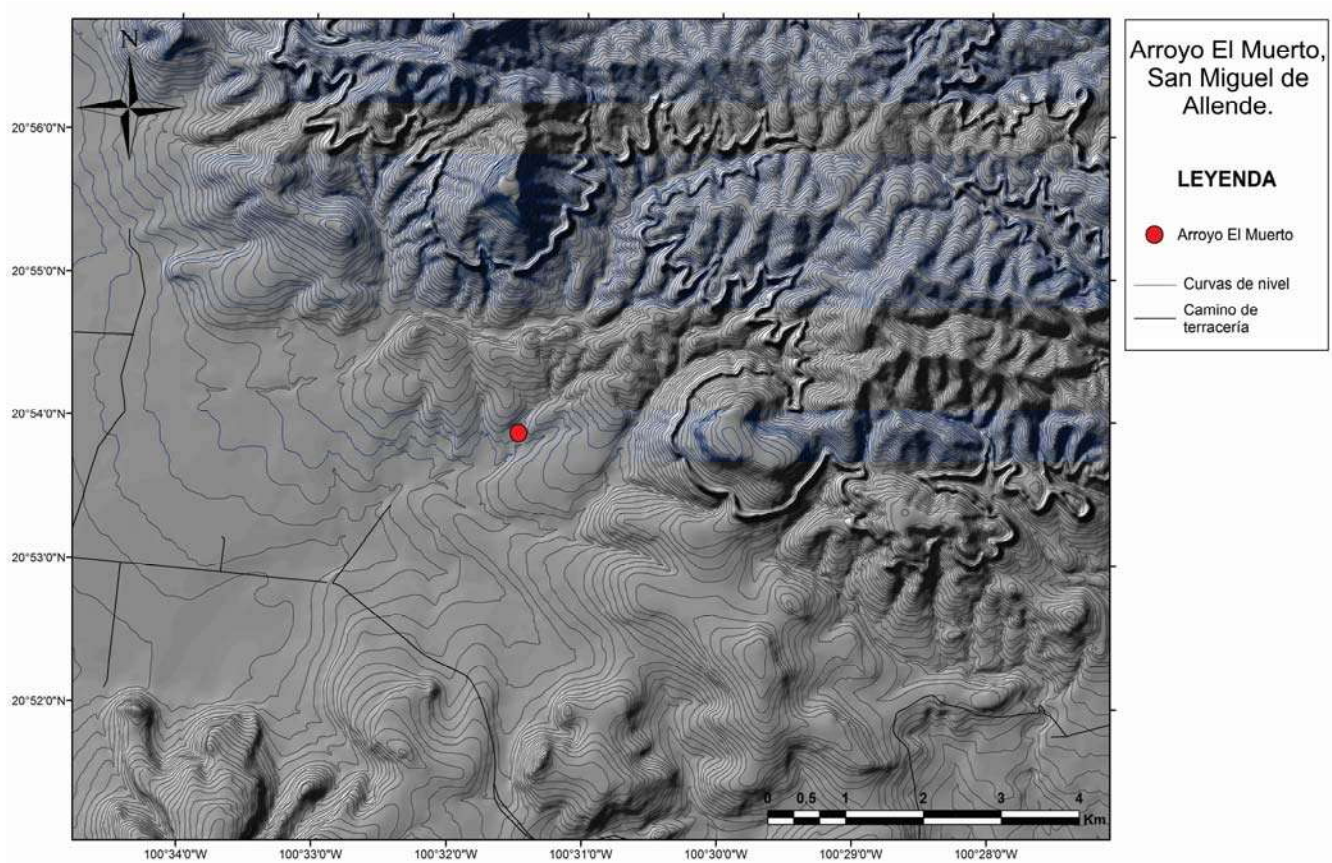


Figura 20. Mapa 1:50000, en este modelo digital de elevación se presenta la ubicación del arroyo El Muerto.

Clima

El clima característico del municipio de San Miguel de Allende se encuentra en dos zonas, la zona de la porción oriental presenta un clima semi seco templado, la zona occidental tiene un clima templado sub húmedo con lluvias en verano, y una pequeña zona en el sur del municipio tiene un clima semi cálido sub húmedo con lluvias en verano el cual puede ser una zona de transición entre los dos anteriores. La temperatura media anual está influenciada por la elevación del terreno, así la mayor parte de las zonas planas registran un promedio que va de los 16 a los 18 °C, las zonas del sur y del suroeste alcanzan un promedio de 18 a 20 °C, las zonas más elevadas al centro y este tienen un promedio entre 14 y 16 °C; la precipitación promedio anual sigue un patrón de cinco bandas que avanzan en sentido suroeste-noreste a

través del municipio, la zona registrada más al suroeste tiene un promedio que supera los 800 milímetros de precipitación anual, la siguiente zona registra entre 700 y 800 mm, la franja central entre 600 y 700 mm, la cuarta zona entre 500 y 600 mm y finalmente el extremo más al noreste tiene entre 400 y 500 mm de promedio anual de lluvia y es la zona en la que se encuentra el arroyo El Muerto (Prontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos San Miguel de Allende, Guanajuato Clave geoestadística 11003. INEGI. 2005).

Flora

La vegetación del arroyo y sus alrededores está compuesta principalmente por matorrales de crasuláceas, pastizales mezquiales selva baja caducifolia (Figura 21). De esta última lo más abundante es la biznaga, maguey, sotol, garambullo, órgano, guapilla, ocotillo, higuierilla, cuajotilo, joconoxtle, coyotillo, granjero, tronadora, nopal, mezquite, huizache, cazahuate, zapote blanco, vara dulce, gatuño, largoncillo, pepahuaje, palo blanco, pochote, tepame, palma chica y garaballo (<http://mapaverdesanmiguel.org/weather/current.php?locale=es>; y observaciones en campo).



Figura 21. Selva baja caducifolia, vegetación dominante del arroyo El Muerto.

El municipio de San Miguel de Allende tiene un alto grado de biodiversidad en flora y fauna; sin embargo un número importante de las especies están en alguna categoría de protección especial debido

al riesgo que presentan por el ambiente fragmentado por las actividades antrópicas (Pineda y Cantoral, 2009); dentro de las especies más representativas está el lagarto de mezquite (*Sceloporus grammicu*), la serpiente alicante (*Pitouphis deppei*), el gavilán pajarero o pecho rufo (*Accipiter striatus*), la tuza (*Thomomys umbrinus*), biznagas (*Mammillaria zephyranthoides* y *Echinocactus grusonii*) estas por su alto valor comercial como plantas de ornato; el colorín (*Erythrina coralloides*) y el nogalillo (*Cedrela dugesii*) (<http://mapaverdesanmiguel.org/weather/current.php?locale=es>; y observaciones en campo).

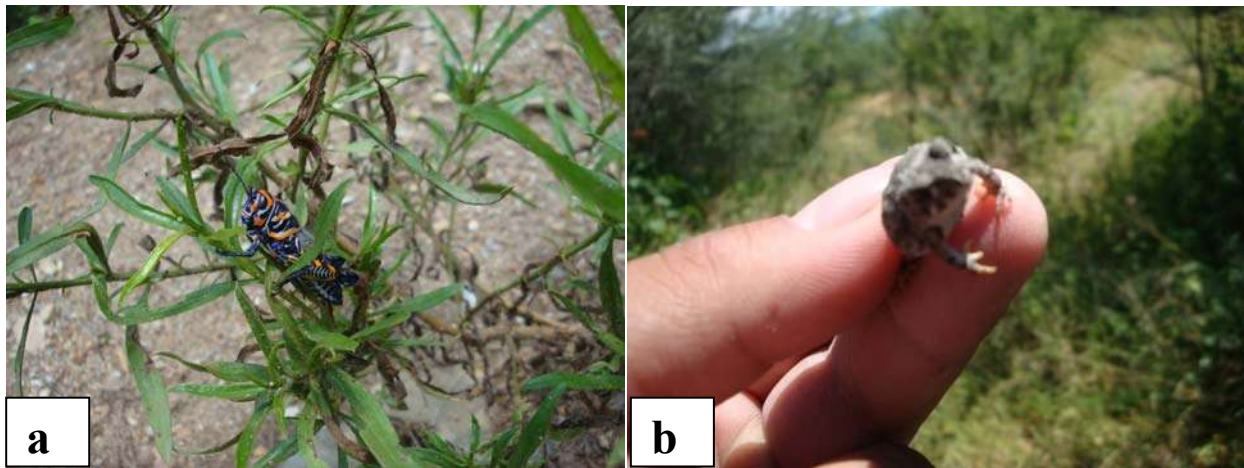


Figura 22. Pequeña fauna del arroyo. El sitio presenta una importante diversidad de animales, los cuales tienen diversos mecanismos de adaptación para resistir los periodos largos de estiaje. a) saltamontes (Orthoptera), b) anfibio del orden Anura.

Geología

El municipio de San Miguel de Allende está dominado por tres relieves principales: el primero es una planicie de relleno con sedimentos aluviales y lacustres (la cuenca está rellena de depósitos continentales que constituyeron el nivel de la base de la región durante el Mioceno, contiene rocas volcánicas de esa edad intercaladas con depósitos lacustres (margas, calizas y pedernal) que cubrieron la porción norte del municipio. Actualmente la planicie se encuentra en proceso de erosión en donde se observa que los ríos drenan hacia el sur y forman parte de la cuenca del Río Laja. El segundo es una sierra de altitud compuesta por mesetas volcánicas que presentan desniveles de 300 metros respecto a los valles; y la tercera es la prominencia topográfica más importante que constituye el volcán Palo Huérfano, un

importante estratovolcán ubicado en la porción sur del municipio, su desnivel respecto a los valles alcanza los 900 metros.

Las rocas que afloran varían en edad del Jurásico superior-Cretácico inferior al Holoceno; las unidades litológicas más antiguas están representadas por una secuencia vulcano sedimentaria metamórfica perteneciente al arco intra oceánico que aflora en buena parte del estado de Guanajuato; la edad de esta unidad fue obtenida con base en la identificación de microfósiles de Radiolarios y fechamientos obtenidos de las fases volcánicas (Dávila y Martínez, 1987), en conjunto se reporta una edad del Cretácico inferior Berriasiano. En contacto tectónico por cabalgadura sobre la unidad vulcano sedimentaria, se tiene una secuencia sedimentaria compuesta de calizas de estratificación delgada intercaladas con limolitas calcáreas; con base en su carácter calcáreo-arcilloso se infiere que se depositaron en mares someros. En la base del Paleógeno, en relación discordante con la unidad vulcano sedimentaria del arco de Guanajuato, se presenta un conglomerado polimíctico mal clasificado, compuesto por clastos sedimentarios, ígneos y metamórficos, cementados en una matriz arenosa. Esta unidad se ubicó en el Eoceno de acuerdo a los fechamientos relativos paleontológicos de vertebrados realizados por Ferrusquia (1987).

El Oligoceno está representado por emisiones volcánicas de composición riolítica, toba riolítica y andesita, las cuales se encuentran ampliamente distribuidas en el sitio del arroyo y los alrededores; posteriormente ya durante el Mioceno entre 16 y 11 millones de años aparece el vulcanismo con lavas andesíticas y riolíticas del volcán Palo Huérfano, es también en este periodo en el cual se inicia el relleno de las depresiones del Bajío y de San miguel de Allende, con sedimentos continentales, areniscas y conglomerados, depositados en un ambiente lacustre (Carta geológico-minera de San Miguel de Allende, SGM, 1999).

Actualmente en el arroyo El Muerto se puede apreciar un piso compuesto por aluviones que están depositados sobre las ignimbritas riolíticas y en todo el cauce se aprecian bloques y de calizas de bajo metamorfismo que han sido desprendidas de los afloramientos (Figura 23 a, b y c), en algunas secciones es posible ver el aluvión sobreyacente a un depósito de caída que cubrió el paleo lago, aunque no se ha encontrado una fecha para ese depósito el aluvión tiene edad del Pleistoceno tardío.

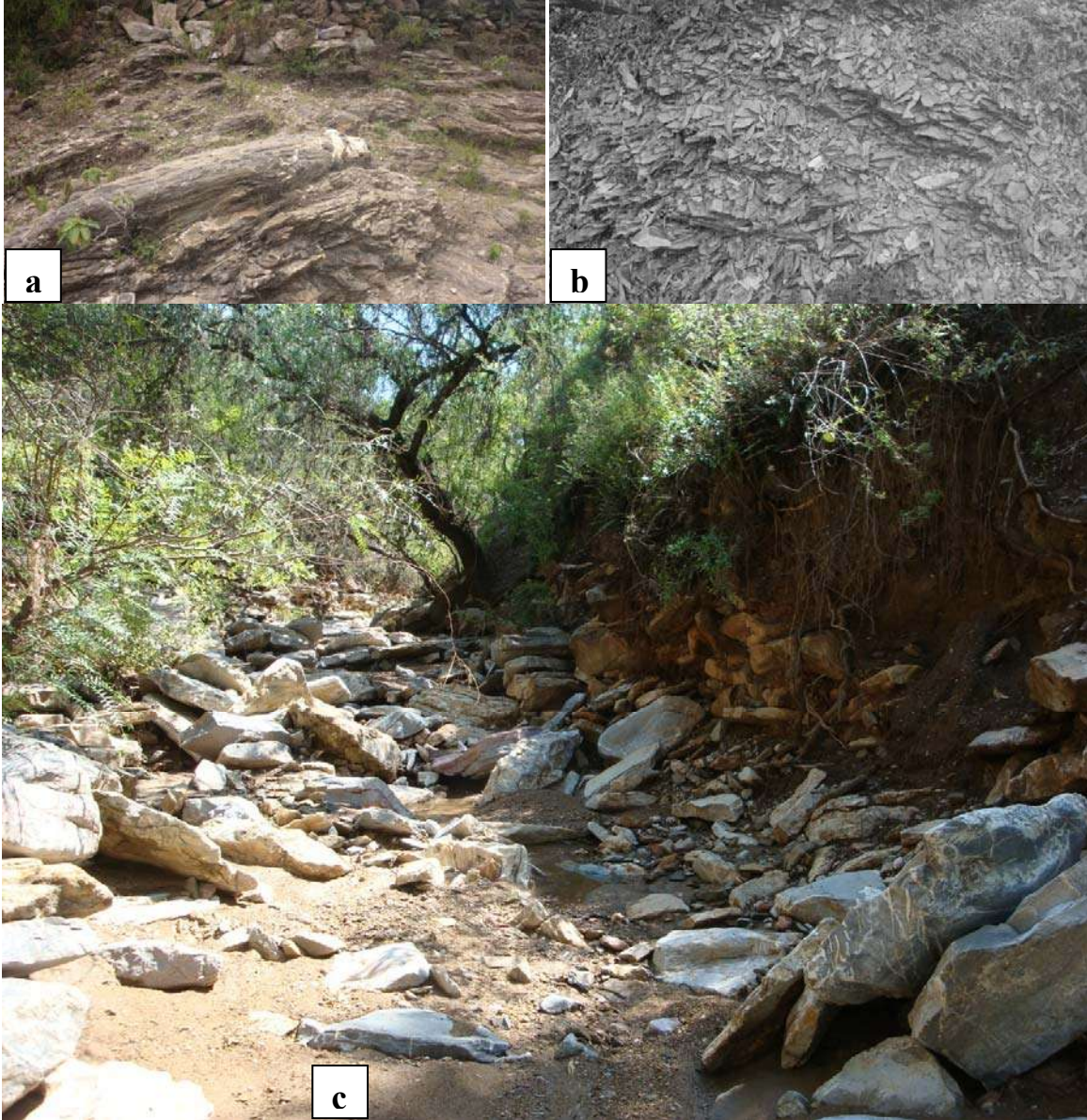


Figura 23. a) Esquistos y b) pizarras que afloran en los alrededores del arroyo, c) bloques de calizas en el arroyo El Muerto.

CAPITULO V

Materiales y métodos

En el diagrama de flujo número 1, se resume el método.

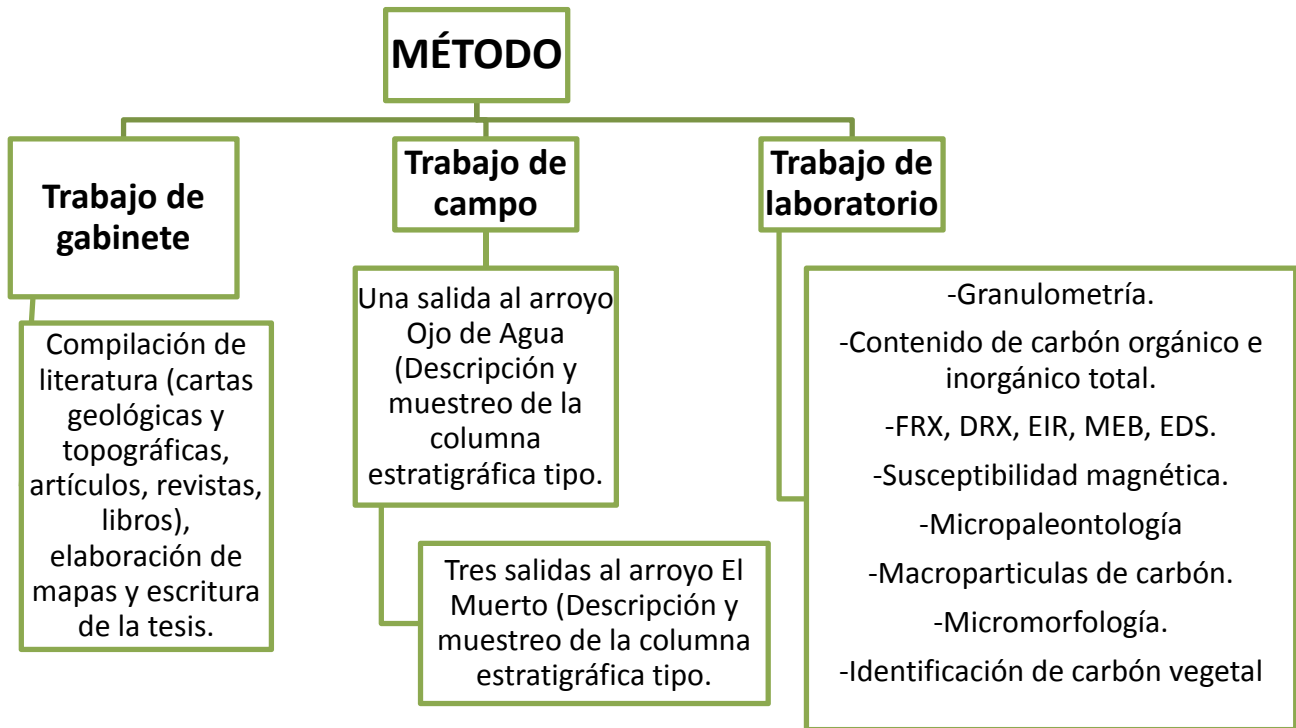


Diagrama de flujo 1. Método de investigación.

Trabajo de gabinete

Durante los cinco semestres se recopiló información para los la integración del marco teórico; se analizaron cartas geológico-mineras y topográficas para la comprensión de las áreas de estudio y así mismo se empleó el programa arcGIS versión 9.1 para generar los modelos de elevación digital. La escritura de la tesis se inicio desde el segundo semestre y a partir del cuarto se iniciaron las interpretaciones de los resultados obtenidos.

Trabajo de campo

Se realizó una salida de campo al arroyo Ojo de Agua en Zacatecas en compañía del Dr. Ciprian Florin Ardelean, quien es el arqueólogo responsable del sitio y también el titular del proyecto arqueológico en el cual se identificó la columna estratigráfica que contiene la Black Mat desde el año 2010; en común acuerdo con el arqueólogo Dr. Ciprian se autorizó la visita de campo que se realizó en octubre de 2015.

En la columna se midió y describió detalladamente cada uno de los estratos que componían la columna estratigráfica (Espesor, naturaleza litológica, variaciones litológicas, estructuras sedimentarias y edafológicas, contenido fósil, forma de los estratos, tipo de contacto entre ellos, tamaño de grano textura y distribución, clasificación, características de los granos, composición de los granos, descripción de la matriz y carbón) de la cual también se tomaron muestras cada 20cm para los análisis de laboratorio. El procedimiento para la obtención de muestras consistió en elegir la columna más representativa y completa del sitio, los estratos se limpiaron manualmente con palas y espátulas para eliminar los materiales secundarios o de alteración ambiental para evitar la contaminación en los análisis y la interpretación de la deposición (Figura 24a y b).

Las muestras fueron colocadas en bolsas de cerrado hermético y etiquetadas con los datos correspondientes a la fecha, clave de la muestra y posición estratigráfica; las muestras de este sitio llevan las claves OA + la profundidad en cm. Por último se realizó un recorrido en los alrededores del arroyo para conocer el ambiente circundante incluyendo la flora, fauna, geología, topografía y secciones adyacentes. El acceso a este sitio es muy complicado por la distancia que debe recorrerse y por los caminos de terracería que llegan a él, por lo que en una sola salida de campo se procuró realizar todos los muestreos y descripciones necesarias. Cabe mencionar que siendo una pequeña cuenca y debido a la aridez del lugar no se tuvo un alto grado de dificultad para realizar las correlaciones estratigráficas.

El arroyo El Muerto en Guanajuato se ubica a menos de 250km de la ciudad de Morelia, por lo que se realizaron tres salidas de campo, en la primera se recorrieron los arroyos que forman los drenajes de los cerros proximales a la localidad El Moral y Puerto de Nieto con el objetivo de ubicar el arroyo y correlacionar estratigráficamente las secciones de los arroyos adyacentes, sin embargo no se logró determinar la columna con el estrato fechado en el YD por lo que se requirió la segunda salida de prospección, en esta se ubicó la columna tipo, se realizaron las mediciones y observaciones que se

dibujaron con sus características correspondientes de cada estrato y variaciones significativas (Espesor, naturaleza litológica, variaciones litológicas, estructuras sedimentarias y edafológicas, contenido fósil, forma de los estratos, tipo de contacto entre ellos, tamaño de grano textura y distribución, clasificación, características de los granos, composición de los granos, descripción de la matriz y carbón) y se adquirieron muestras de los estratos cada 25cm (Figura 24c y d).

De la misma manera que en el arroyo Ojo de Agua se realizó una limpieza de la columna tipo para evitar contaminación de las muestras que fueron colocadas en bolsas de cerrado hermético y etiquetadas con los datos correspondientes a la fecha, clave de la muestra y posición estratigráfica; las muestras de este sitio llevan las claves MA + la profundidad en cm y se realizaron caminatas para observar la geología, topografía, vegetación y fauna del ambiente en los alrededores. En la tercera salida se tuvo el objetivo de coleccionar abundante material para realizar estudios sobre los procesos pedológicos y sedimentarios que formaron el paleoambiente en el arroyo.

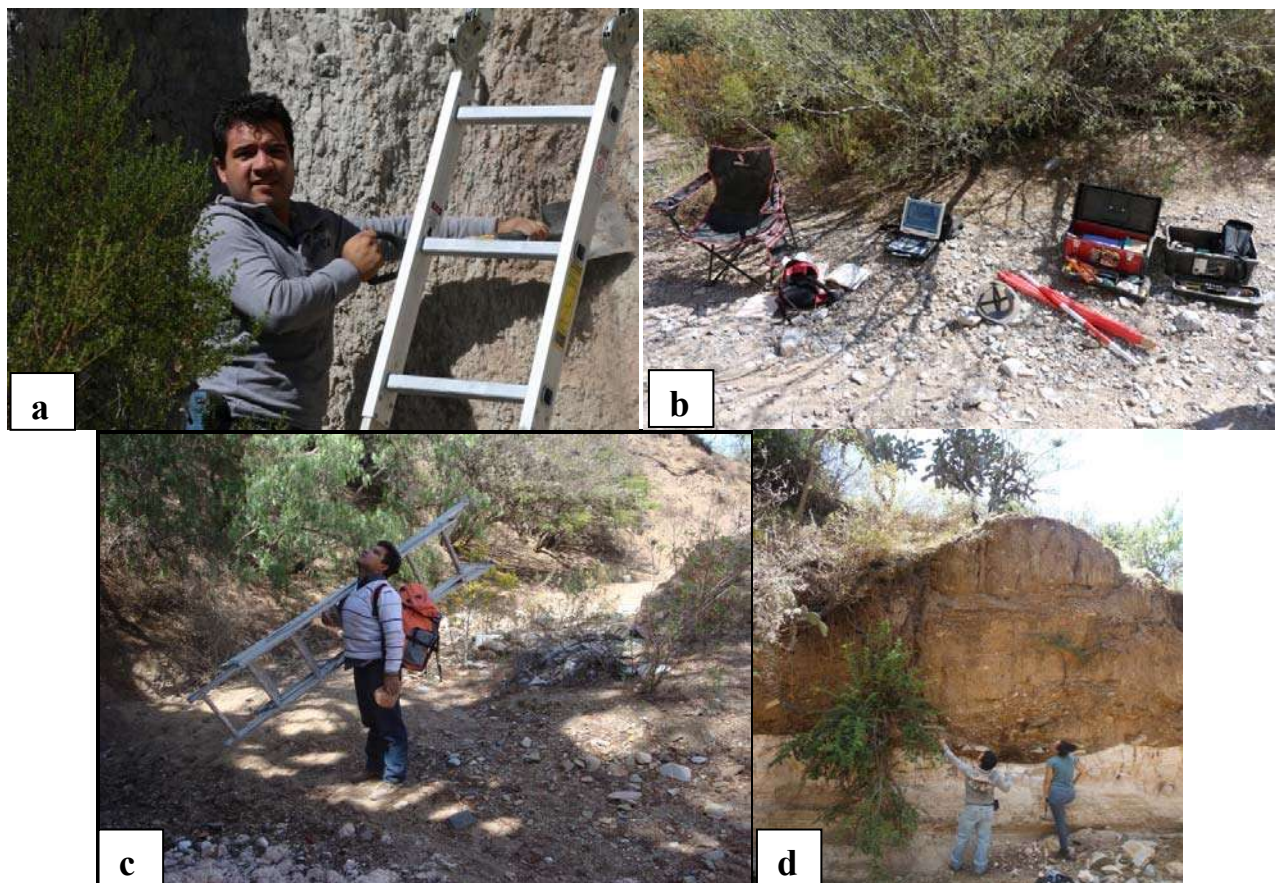


Figura 24. a) Limpieza de la columna estratigráfica del arroyo Ojo de Agua, b) algunos materiales utilizados en el trabajo de campo, c) recorrido de prospección en el arroyo El Muerto y d) limpieza de la columna en el arroyo.

Trabajo de laboratorio

Análisis granulométrico

Las muestras obtenidas de cada uno de los estratos fueron analizadas mediante técnicas de granulometría en el laboratorio de análisis de partículas y granulometría del Instituto de Geofísica de la UNAM Unidad Morelia; ahí se determinó el tamaño de los granos que componían los sedimentos y paleosuelos procesados, mediante este análisis se separaron los agregados según su tamaño. Se utilizaron seis mallas de diferentes aberturas desde $\Phi - 6$ (63mm) a $\Phi 5$ (0.06mm) y se generaron distribuciones en peso de acuerdo a al tamaño de grano atrapado en cada malla (Figura 25). Esta técnica se realizó a través del análisis por tamizado en seco, para esto fue necesario que cada muestra se colocara en un horno a 45°C por 24 horas para no alterar los componentes y posteriormente se realizó el tamizado en un equipo Ro-Tap marca TYLER modelo PART# R-30050 SOUND ENCLOSURE (Figura 26) con la finalidad de realizar un tamizado uniforme y automático.



Figura 25. Laboratorio de partículas finas y granulometría de la UNAM.

Los criterios que se consideraron para la interpretación de los resultados fueron el tamaño, forma, densidad y orientación de los clastos. Se efectuó la cuantificación de los resultados de acuerdo con el peso total de las muestras y el peso de cada porción retenida en las mallas, se calculó el porcentaje del peso, volumen acumulativo y su porcentaje; Para conocer los agregados finos se utilizó un analizador de

partículas finas (0.5 a 100 μ m) de difracción láser de la marca SPECTREX LASER COUNTER modelo PC-2200 (Figura 27) el cual incidió un haz de laser en el interior de las muestras previamente preparadas, de esta manera se obtuvo la información del tamaño de los agregados más pequeños (<0.06mm que no son posibles medir con mallas) registrando los datos en un software . Posteriormente se graficaron los resultados obtenidos de todas las mallas y los del análisis con laser en el programa Grapher para su evaluación estadística y en Grain Size Analysis Program GRADISTAT v 6.0. Los resultados generados se evaluaron de acuerdo a las variables estadísticas de Folk 1954. Mediante estos análisis también fue posible sugerir la hidrodinámica de los ambientes fluviales y realizar columnas litoestratigráficas en Corel para representar gráficamente las secciones fluviales.



Figura 26. Ro-Tap, tamiza mediante vibración.



Figura 27. Analizador de partículas finas SPECTREX LASER.

Contenido de Carbono Orgánico Total (COT) y Carbono Inorgánico Total (CIT)

Las muestras del arroyo Ojo de Agua Zacatecas presentaron abundante cantidad de carbón y carbonatos por lo que fue de interés realizar análisis de contenido total de carbono (Orgánico e Inorgánico) que se realizó en el laboratorio de paleosuelos del Instituto de Geología de la UNAM. Estos análisis determinaron el contenido de materia orgánica del estrato fechado en la cronozona YD con la clave (BM), del subyacente (OA315) y sobreyacente (OA300), de esta manera se determinó indirectamente el régimen de humedad y productividad en el tiempo de deposición de los estratos. Para ello se realizó un secado total de las muestras para realizar el análisis de pérdida por calcinación, una vez secas las muestras se pesaron 5gr de cada uno de los tres estratos y se colocaron dentro de recipientes de cerámica con un peso conocido y se colocaron en un horno de calentamiento seco o mufla (Figura 28); para determinar el carbón orgánico se dejaron las muestras durante ocho horas a 400°C ya que las moléculas orgánicas al no tener una estructura mineral son inestables y a esa temperatura se volatilizan, posteriormente se pesaron los recipientes en una balanza de humedad controlada y se procedió nuevamente a calentar las muestras, esta vez a 900°C por dos horas para que los carbonatos se volatilizaran. Nuevamente se pesaron y los resultados se interpretaron en peso porcentaje en Excel, esto permitió hacer correlaciones muy importantes con estratos Black Mat muy abundantes en Norte América. La pruebas se realizaron por triplicado para tener mayor control y confiabilidad de los procedimientos y resultados, también con estos datos se realizaron promedios y desviaciones estándar para conocer si había una variación significativa entre cada prueba. El carbón es el elemento más abundante en los seres vivos, forma parte de las estructuras anatómicas y es portador de energía química por lo que participa en todos los procesos de anabolismo y catabolismo formando parte de biomoléculas muy importantes como las proteínas, carbohidratos, ácidos nucleicos, lípidos etc. Por esto es un excelente indicador de productividad. El carbón inorgánico proviene principalmente carbonatos y bicarbonatos. El porcentaje de carbón inorgánico en sedimentos lacustres tiende a ser muy reducido cuando el lago presenta periodos muy productivos con grandes comunidades de animales, plantas y protistas, en los registros paleoclimáticos esto se interpreta como periodos favorables para la abundante producción y diversidad de especies.



Figura 28. Proceso de pérdida por calcinación.

Análisis geoquímicos y mineralógicos

Análisis de elementos mayores (Fluorescencia de Rayos X)

Para conocer el contenido de los elementos mayores presentes en las muestras y en particular del Ca, Ti, Na, K y Fe (proxies importantes para la reconstrucción de condiciones paleoclimáticas), se realizaron análisis de FRX en el Laboratorio Universitario de Geofísica Ambiental (LUGA) de la UNAM Unidad Morelia. El procedimiento consistió en moler en mortero de ágata 10 gramos de las muestras BM, OA315, OA300, MA PLEISTOCENO, y MA HOLOCENO; cada muestra se prensó para formar una pastilla y colocarse en el porta muestras del equipo de FRX de la marca XENOMETRIX modelo X-CALIBUR (Figura 29). Los porcentajes en peso de cada uno de los elementos mayores se registraron en EXCEL y en este programa también se realizaron gráficas para la interpretación de los resultados.

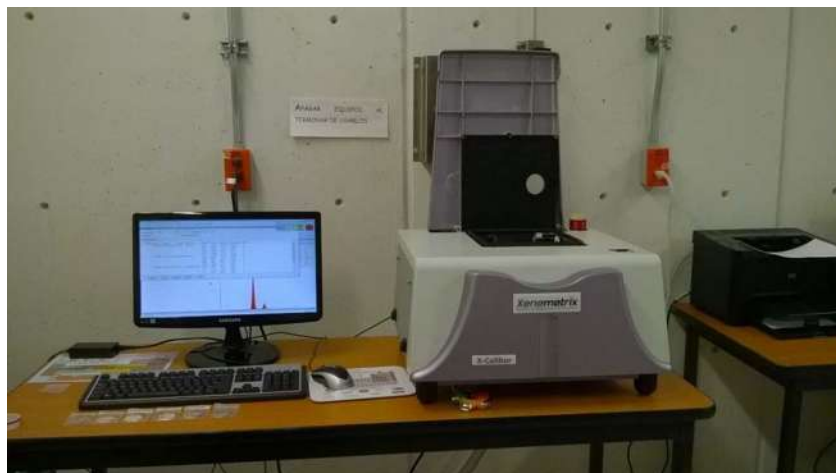


Figura 29. Equipo de FRX para el análisis de los elementos mayores.

Difracción de Rayos X (DRX)

Esta técnica de análisis es muy importante para conocer los minerales primarios y secundarios que componen las sustancias; las muestras seleccionadas para este análisis que se realizó en los laboratorios del Instituto de Investigaciones Metalúrgicas y de Materiales (IIMM) de la UMSNH fueron seleccionadas de los estratos con las claves de las muestras también utilizadas en la FRX, ya que en esta investigación son las que mayor relevancia tienen para detallar la interpretación paleoambiental; las muestras fueron secadas y trituradas en un mortero de ágata hasta generar un polvo homogéneo; posteriormente se pesaron 2gr de cada una y se colocaron en el difractómetro calibrado con la radiación necesaria, voltaje, corriente, filtro, etc. De acuerdo a las indicaciones del técnico a cargo del equipo de la marca BRUKER modelo D8 ADVANCED (Figura 30a y b), el equipo está vinculado a una computadora con el software DifracPlus, el cual registra los ángulos de difracción característicos de cada mineral, posteriormente los datos obtenidos los comparó con una base de datos y creó un difractograma que identificó los diferentes minerales que componían las muestras.



Figura 30. Difractómetro de rayos X D8 ADVANCED, identifica minerales y sus diferentes fases.

Espectroscopia de Infrarrojo (EIR)

Este análisis se realizó con el objetivo de tener un complemento a los resultados de la DRX, la espectroscopia de infrarrojo es una técnica muy utilizada para la identificación de compuestos orgánicos

e inorgánicos, no requiere gran cantidad de muestra y la preparación es muy simple. También se realizó en los laboratorios del Instituto de Investigaciones Metalúrgicas y de Materiales (IIMM) de la UMSNH. Las muestras fueron secadas y trituradas en un mortero de ágata, posteriormente se pesaron 0.003gr en una balanza analítica y se combinaron con 0.3gr de Bromuro de Potasio (KBr); después se colocaron en un dado metálico o prensa (Figura 31a) y se le aplicó una presión aproximada de 10 toneladas durante 4 segundos para formar una pastilla casi transparente. Se colocaron las pastillas en un espectrómetro de infrarrojo de la marca BRUKER modelo TENSOR 27 (Figura 31b) el cual está vinculado a una computadora con el software Opus, que grafica los espectros presentes en las lecturas de las muestras analizadas, este software elimina del espectrograma la lectura de H₂O y CO₂ atmosféricos.



Figura 31. a) Prensa para generar pastillas y b) Espectrómetro de infrarrojo BRUKER.

Microscopía Electrónica de Barrido (MEB) y Espectrometría de Energía Dispersada (EDS)

La Microscopía Electrónica de Barrido es una técnica muy importante para la observación a micro escala y el análisis químico elemental puntual, ya que posee una resolución de imagen entre 1 y 10 nanómetros (nm). El principio básico de esta técnica es la incidencia de un haz de electrones acelerados y emitidos a una platina que contiene la muestra, su dispersión al impactar la superficie es utilizada para generar una imagen tridimensional. Este análisis también se realizó dentro de los laboratorios del Instituto de Investigaciones Metalúrgicas y de Materiales (IIMM) de la UMSNH. La preparación de las muestras consistió en seleccionar agregados minerales y micro fósiles mediante un microscopio estereoscópico, posteriormente se colocaron en un porta muestras especial cilíndrico de cobre para el análisis de MEB. Una vez fijadas las muestras en los cilindros se sometieron a un proceso de evaporación de agua, se metalizaron las superficies de los cilindros que contenían las muestras con una

capa de cobre de 20nm de espesor aproximadamente. Este procedimiento se realizó al vacío aplicando técnicas de evaporación, el cobre al ser un excelente conductor permite la obtención de imágenes de alta resolución. Las muestras metalizadas se colocaron en el porta muestras del MEB de la marca BRUKER modelo JSM-6400 (Figura 32), en el cual además de obtener imágenes se realizaron los análisis químicos de algunas superficies mediante la técnica EDX que funciona detectando los rayos X que emiten las superficies excitadas por los electrones primarios.



Figura 31. Microscopio Electrónico de Barrido del laboratorio del IIMM.

Susceptibilidad magnética

Los análisis de susceptibilidad magnética se realizaron en el laboratorio de paleosuelos del Instituto de Geología de la UNAM; para ello se procesaron las muestras del arroyo Ojo de Agua de cada 20cm y del arroyo El Muerto solo las muestras que visualmente presentaron cambios más relevantes en la columna estratigráfica. Con un susceptibilímetro de la marca Bartington Instruments modelo MS3 (Magnetic Susceptibility Meter) (Figura 32) y un sensor dual de 0.46 kHz con una resolución máxima de 2×10^{-6} SI. La susceptibilidad magnética representada por (χ), según Verosub y Roberts (1995) es un valor que indica el grado de magnetización de ciertos materiales en respuesta a un estímulo magnético; el número

obtenido de esta medición es directamente proporcional al tamaño y cantidad de minerales que estén presentes en las muestras sometidas al campo magnético. De esta manera, χ es un proxy importante para conocer los aportes terrígenos a un sistema fluvial sin importar el origen de estas contribuciones (erosión por prolongados efectos pluviales, por acción antrópica, entre otros).

Este análisis tuvo el objetivo de conocer los aportes terrígenos a los sistemas fluviales e interpretar estas señales como importantes proxies. Este método mide la respuesta que presentan los sedimentos y los paleosuelos al estímulo de un campo magnético inducido, la señal registrada está dada principalmente por los minerales de Fe y Ti que estén presentes en las muestras. De esta manera todos los minerales ferromagnéticos como la magnetita, hematita, titanomagnetita y goetita, presentan mayor respuesta al campo magnético que se les induce, los paramagnéticos como olivinos, minerales arcillosos, anfíbol y piroxenos tienen un menor grado de respuesta, y los diamagnéticos como algunos feldespatos, cuarzo, caliza, y yeso no presentan alineación o alteración alguna por el campo inducido.



Figura 32. Susceptibilímetro Bartinton.

Estudios micropaleontológicos

Para realizar estos estudios que incluyeron ostrácodos (Crustacea), gasterópodos y bivalvos (Mollusca) se llevó a cabo una estancia breve en la Universidad del Mar (UMAR) Campus Puerto Escondido, Oaxaca; Primeramente se observó en un microscopio estereoscópico todas las muestras para seleccionar aquellas con presencia de ostrácodos y gasterópodos, en este caso únicamente las muestras OA300 y

OA315 presentaron estos organismos; la separación de ostrácodos se hizo mediante el método de Rodríguez Ramírez, Com. Per., para ello se pesaron 5 gramos de cada muestra y se les colocaron en un vaso de precipitados con 250 ml de agua destilada, 0.5 g de bicarbonato de sodio y 2.5 ml de detergente líquido concentrado con pH neutro. Posteriormente se mezclaron con cuidado para no dañar las valvas y se dejaron reposar por 5 días. Todos los días se agitaron muy suavemente para lograr la limpieza de los organismos y así obtener ejemplares libres de sedimentos con sus caracteres morfológicos perfectamente visibles. Después de los 5 días se lavaron con agua en tamices de malla 63, 150 y 250 micrones para separar valvas de organismos juveniles y adultos los cuales fueron secados con alcohol desnaturalizado para desplazar el agua y se dejaron secar a temperatura ambiente evitando influencias de corrientes de aire debido a la naturaleza tan ligera de estos organismos. Los ostrácodos fueron separados con la ayuda de pinceles finos para realizar conteos, observaciones morfométricas y toma de fotografías, las especies se identificaron mediante diversas claves dicotómicas poniendo especial atención en la forma, estructura y el patrón de cicatrices musculares de las valvas ya que por su naturaleza fósil no era posible identificar las especies mediante partes blandas. En el caso de los gasterópodos y bivalvos no fue necesario un tratamiento especial, únicamente separar los ejemplares con lupa y un pincel fino para observarlos al microscopio e identificarlos. Posteriormente ostrácodos, gasterópodos y bivalvos se colocaron en laminillas micropaleontológicas construidas en el laboratorio de paleontología de la UMAR.



Figura 33. Separación de ostrácodos.

Macropartículas de carbón

Debido a la abundante presencia de carbón orgánico en las muestras de Ojo de Agua Zacatecas, se procedió a realizar conteos de las macropartículas de carbón mediante el método de Stevenson-Haberle

(2005); de cada muestra se midió 1cm^3 de los sedimentos OA CIMA, OA300, BM, OA315 y OA BASE, se colocaron 24 horas en vasos de precipitados con una solución de KOH, posteriormente se les retiró y los sedimentos se volvieron a suspender en una solución de H_2O_2 al 10% dejando reposar nuevamente por 24 horas para blanquear las partículas orgánicas excluyendo el carbón vegetal (Figura 34a). Para separar las macropartículas, los precipitados se colocaron en tamices de 230 y $120\mu\text{m}$. El sedimento atrapado se secó en un horno a 30°C , en seguida se colocaron en placas de Petri con un papel milimétrico debajo para contar los carbones con una lupa estereoscópica de 15X (Figura 34b). Los resultados se expresaron en número de partículas carbonizadas por cm^3 (mpc/ cm^3), con este método se considera un incendio a partir de 50 partículas, los resultados se graficaron para la interpretación y comparación.



Figura 34. a) Limpieza de las macropartículas de carbón, b) conteos en lupa estereoscópica.

Micromorfología

Para este análisis se realizaron láminas delgadas en el laboratorio de Laminación del Instituto de Geología de la UNAM, las muestras seleccionadas para este análisis fueron BM, MA cima, MA transición, MA subyacente, MA210, MA240, MA280, MA310, MA Holoceno, y MA Pleistoceno. Para esto se realizaron descripciones y caracterizaciones de las propiedades físicas (color, textura, tipo de agregado, porosidad y tipo de rocas presentes), químicas (reacción al HCl), y la elaboración de láminas delgadas. Por la naturaleza del material (no compacto) la elaboración de las láminas delgadas tuvo una

preparación especial que consistió en la impregnación de las muestras con diversos materiales como resinas, polímeros, catalizadores etc. Este proceso fue el que requirió de mayor tiempo por la preparación de los reactivos y un tratamiento en cámara de vacío, indispensable para la adecuada impregnación, posterior a ello se dejaron expuestas al sol para que se acelerara el endurecimiento del material. Una vez que estuvieron listas fueron procesadas en diversas maquinas que tienen la función de cortar, devastar y pulir; el método consiste en realizar cortes a la medida deseada, pulir la superficie de la muestra para ser adherida a un porta objetos mediante una resina de secado UV; terminando este proceso las muestras estuvieron listas para cortarse nuevamente y devastar hasta un grosor de aproximadamente 30 μ m. De forma manual se procedió a pulir con polvos de carburo de silicio y aceite hasta que los minerales de las láminas fueran visibles en el microscopio petrográfico. Se limpiaron y etiquetaron, quedando listas para su observación e interpretación. Mediante sesiones de dos horas, tres veces al día, por cuatro días, se revisaron las láminas en un microscopio petrográfico de la marca OLYMPUS, se hicieron observaciones, interpretaciones, anotaciones y se tomaron las fotografías correspondientes de cada muestra.



Figura 35. Microscopio petrográfico, observación de láminas delgadas.

Identificación de flora mediante micro fragmentos carbonizados

Este es un análisis muy importante que se ha implementado ampliamente para el reconocimiento de flora que se depositó en lagos o ríos en forma de carbón por la influencia de eventos asociados a fuego; este carbón vegetal que aún conserva sus rasgos morfológicos es un excelente proxy para la reconstrucción paleoambiental ya que la identificación de los restos se puede lograr hasta nivel de género, aportando la valiosa información sobre la vegetación presente al momento de la deposición. El análisis consistió en tomar 2cm³ de la muestra BM del arroyo Ojo de Agua Zacatecas que representa el

YD y contiene abundante carbón, en el arroyo El Muerto Guanajuato no es posible por la ausencia de fragmentos. Para para realizar la limpieza del carbón se utilizó KOH en una solución que se dejó reposar por 24 horas, posteriormente se lavó con agua destilada en tamices y se dejó reposar 24 horas más con H₂O₂ y posterior a ello se lavó nuevamente con agua destilada y se dejaron secar para realizar las observaciones y conteos en una lupa estereoscópica. Este proceso se realizó con base en la técnica que proponen Courtney y Pisaric (2014). Las especies encontradas fueron agrupadas de acuerdo a los rasgos anatómicos de los restos vegetales y clasificados mediante anatomía comparada con los estudios reportados en claves por Courtney y Pisaric (2014) (Figura 36). Cabe mencionar que la técnica de limpieza del carbón vegetal varió únicamente en el proceso de limpieza, ya que Courtney y Pisaric utilizan metafosfato, sin embargo el KOH y H₂O₂ tienen la misma función que es limpiar y no altera ningún rasgo para la clasificación de los fragmentos.

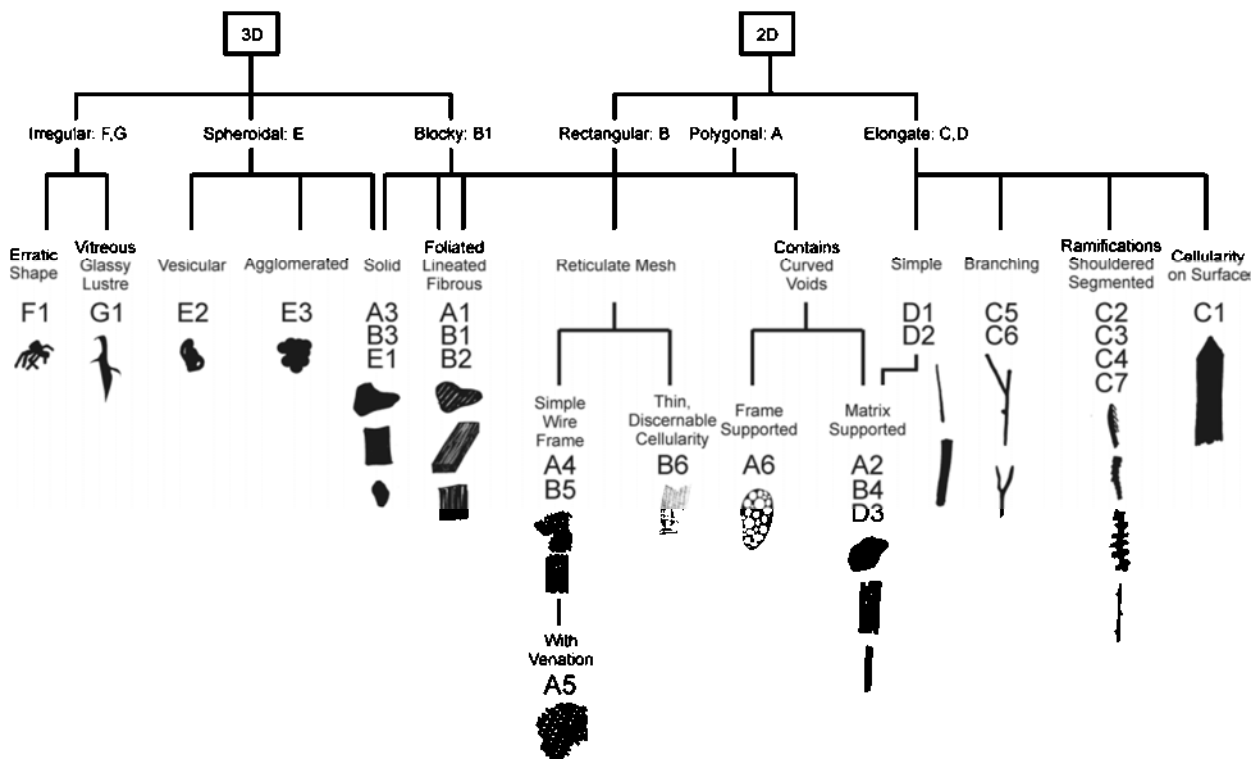


Figura 36. Claves para la identificación de carbón en sedimentos propuesta por Courtney y Pisaric (2014).

CAPITULO VI

Resultados

Estratigrafía

Arroyo Ojo de Agua Zacatecas

En este estudio se realizó el análisis de una columna tipo en el arroyo Ojo de Agua, la cual tuvo 580cm de espesor (Figura 37), en ella se estudió la estratigrafía de la transición Pleistoceno-Holoceno así como los efectos climáticos que definieron la dinámica de la sedimentación y la formación de suelos.

La columna comprende un rango estratigráfico que va desde el Pleistoceno tardío al Holoceno (Ardelean. 2013).

Cabe mencionar que a lo largo de la sección del arroyo la estratigrafía es muy uniforme y no se observan deformaciones post-depósito tales como basculamiento, fallas o inversiones en la sedimentación. Debido a que en un estudio previo con fines arqueológicos se midió la columna indicando la cima como nivel cero, y para futuras correlaciones con otras investigaciones, se seguirá tomando como nivel cero cima.

Se identificaron 21 unidades estratigráficas que se integran en cinco paquetes característicos, de la base a la cima son los siguientes:

Paquete 1: tiene un espesor de 220cm. Y consiste en una secuencia fluvio lacustre compuesta por limos masivos color beige claro que contiene lentes de travertino.

Paquete 2. En discordancia erosiva sobre el anterior se observa un conjunto de estratos 14 estratos que en conjunto tienen un espesor de 40cm, color blanco que se intercalan con niveles de color beige oscuro de 2 a 4cm de espesor, todos ellos con una textura limo arcillosa destacando abundante travertino en los niveles blancos.

Paquete 3. En discordancia erosiva le sobreyace un estrato de 10cm de espesor color negro masivo compacto y de composición limo-arcillosa que se por sus características físicas y químicas se ha denominado BM (black mat).

Paquete 4. Sobreyace al anterior en discordancia paralela, es una sucesión de estratos de color café oscuro intercalados con beige, todos ellos con texturas limo-arcillosas y con un espesor de 100cm que pasa transicionalmente a un depósito masivo (Paquete 5) con colores beige claros, un espesor de 190cm con texturas limo-arcillosas.

Se seleccionaron muestras representativas pre YD, YD, y otra en el estrato inmediato post YD (OA315, BM y OA300 respectivamente). A estas tres muestras a través de la observación en lupa binocular, se distinguieron los materiales detríticos, autógenos y biológicos que las caracterizaban:

- a) Unidad OA315: La muestra obtenida de la base de la secuencia (a 315cm de profundidad), representa un pequeño estrato cuyo espesor el estrato tiene un espesor varía entre los 12 y 16cm y está compuesto por una sedimentación laminar continua color blanco de textura limo-arcillosa que granulométricamente comprende hasta un 70% en peso seco. Se mezcla con abundantes clastos de travertino de color blanco grisáceo con un 25% en peso y el 5% restante de la muestra tipo de este estrato, está compuesta por gasterópodos, bivalvos y ostrácodos, también se observa la presencia de algunos restos de raíces no petrificadas que indican una actividad biológica reciente. Cabe resaltar que se presentan fragmentos aislados de carbón en este nivel. No se encontró polen ni diatomeas en estas muestras. El tipo de sedimentación de esta unidad está dominada por laminación continua sin estructuras accesorias que puedan indicar cambios significativos en la dinámica de la corriente.
- b) Unidad BM: este estrato representa el YD y se encuentra sobreyaciendo en contacto discordante erosivo con el estrato OA315 a una profundidad de 310cm; los fechamientos obtenidos a través de C^{14} por el método AMS le asignan una edad de 12,499 cal. aP (Ardelean, 2013). Presenta un espesor de 10cm y está compuesto principalmente de limo muy fino y arcilla con colores que van de pardos muy oscuros a negros, asociados principalmente a la pigmentación que le confiere el alto contenido de carbón y restos de algas de color pardo; este estrato no presenta fósiles completos de fauna únicamente abundantes fragmentos de conchas y micro fragmentos de vegetación carbonizada. Posee abundantes exuvias (cubierta exterior o tegumento de quitina en artrópodos) de ácaros que indican actividad reciente. En la muestra fue posible identificar estructuras que no

asemejan a un proceso de sedimentación ya que presenta agregados terrígenos redondeados, abundantes poros entre otras características que indican la naturaleza de un paleosuelo (sus características se describen a detalle más adelante).

- c) Unidad OA300: este estrato sobryace en contacto discordante con el estrato BM a una profundidad de 300cm, tiene un espesor de 6 a 8cm y cronológicamente representa el Holoceno temprano. Está compuesto por materiales limo arcillosos de colores blancos y pardos claros, presenta un contenido muy bajo de microfósiles ya que se encontraron únicamente tres géneros de gasterópodos y uno de ostrácodo. No existe contenido de diatomeas ni polen.

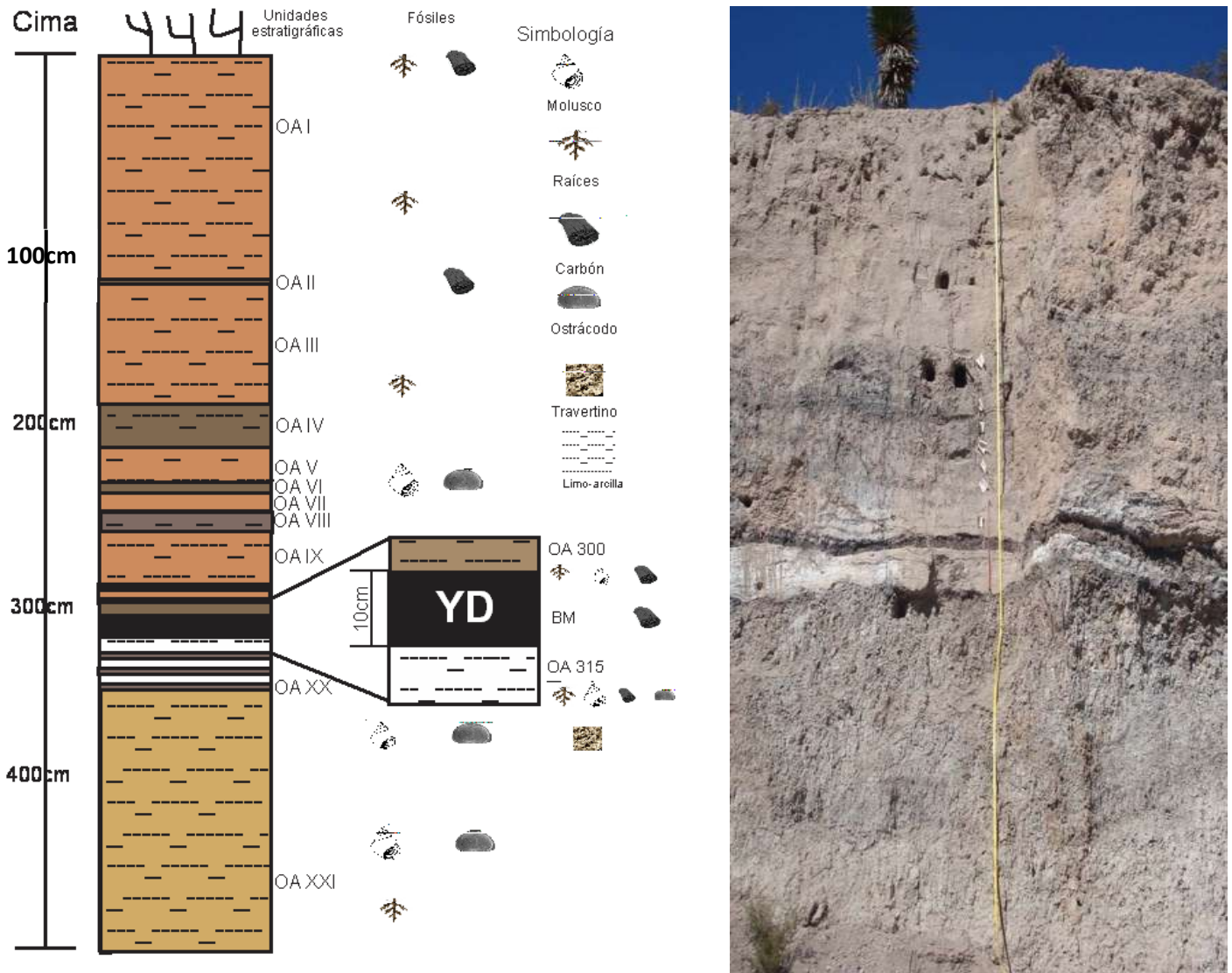


Figura 37. Columna estratigráfica del arroyo Ojo de Agua.

El arroyo se ubica en una zona caracterizada por aluviones del Holoceno (Figura 38); sin embargo, la columna tipo está dentro de una de las áreas que más ha sido afectada por la erosión y por ello no presenta los aluviones característicos que hay en las proximidades (Figura 39), razón por la cual se decidió no incorporarlos a la columna pero si hacer mención de ellos para explicar la diferencia entre la geología citada y los estratos reportados.



Figura 38. Sección del arroyo Ojo de Agua ubicada a 200m de la columna tipo; en la parte superior se aprecia el aluvión que en varios transectos se ha erosionado.



Figura 39. Sección del arroyo Ojo de Agua en la cual se ubica la columna tipo, se aprecia la disminución de los estratos de derecha a izquierda por efecto de la intensa erosión.

Arroyo El Muerto Guanajuato

La columna del arroyo El Muerto consta de un espesor de seis metros, en los cuales fue posible identificar doce unidades estratigráficas de las cuales a MA VII y MA VIII con las claves MA 410 y MA 440 respectivamente se les realizaron los análisis a detalle. En el caso del arroyo El Muerto, Borejsza y Frederick (2010), realizaron nueve fechamientos que permiten conocer con certeza que los límites inferiores al contacto YD corresponden al Pleistoceno tardío, 12,840 años cal. aP. En la secuencia de la cima del aluvión y 12,380 años en la cima de la secuencia inmediata, indicando que la segunda contiene al YD y los límites superiores corresponden al Holoceno temprano.

En la columna tipo (Figura 40 y 41) se identificaron doce unidades estratigráficas dentro de ocho paquetes que se numeran de la base a la cima, para medir la profundidad se tomó la cima como cero, las características de los paquetes son las siguientes:

Paquete 1. Es un estrato masivo de colores blanco y rosa, tiene un espesor de 25 cm y en algunas partes del arroyo llega a tener hasta 4 m de espesor. Está compuesto por un material volcánico asociado a un depósito de caída y su composición es arena-limosa.

Paquete 2. Sobreyace al anterior en contacto discordante erosivo, contiene tres unidades estratigráficas de color oscuro intercaladas con niveles verde olivo, presenta abundantes carbonatos y se constituye de texturas limo-arcillosas con un alto contenido de carbón en los niveles más oscuros.

Paquete 3. Sobreyace al anterior en un contacto discordante erosivo, tiene un espesor de 30 cm y se compone de clastos de composiciones medias y ácidas como andesitas ignimbritas y riolitas, además de presentar clastos de rocas sedimentarias como calizas, esquistos y areniscas. Los clastos están soportados en una matriz de arena-limosa, este paquete está fechado en 12,840 años cal. aP.

Paquete 4. Se encuentra sobreyaciendo al anterior en contacto discordante erosivo, contiene estructuras sedimentarias, es de color pardo y está fechado en 12,380 años cal. aP. Su composición es de gravas finas y arenas medias. Al igual que es estrato anterior, contiene abundantes detritos de rocas ígneas y sedimentarias.

Paquete 5: Sobreyace al anterior en contacto discordante erosivo, tiene un espesor de 110 cm, contiene las estructuras de un paleosuelo y presenta abundantes clastos de rocas volcánicas y sedimentarias soportadas en una matriz areno-limosa.

Paquete 6. Este sobreyace en contacto discordante erosivo al anterior, en general posee las mismas características pero contiene ceniza volcánica de color blanco, en la columna tipo aparece en lentes y a lo largo del arroyo es posible encontrarla como depósitos masivos de espesores que van desde los 10cm hasta los 2 metros.

Paquete 7. Este sobreyace en contacto erosivo discordante, sus colores pardos tienen su origen en la abundante materia orgánica, está constituido por un paleosuelo de textura areno-limosa con abundantes carbonatos pedogénéticos que se han iluviado del estrato superior. No contiene ceniza volcánica en láminas o estratos.

Paquete 8. Es el suelo actual que se encuentra en contacto discordante paralelo al anterior. Sus colores pardos son el resultado de una acumulación de materia orgánica y carbón que resulta de las actividades antrópicas en los márgenes del arroyo. Contiene texturas limo-arcillosas y grietas de desecación, por lo que es común observar carbonatos en los poros que comprenden este suelo.

Se seleccionaron muestras representativas de la transición pre YD y YD (MA440 y MA410 respectivamente). A estas dos muestras, a través de la observación en lupa binocular, se distinguieron los materiales detríticos, autógenos y biológicos que las caracterizaban:

- a) Unidad MA 440: este estrato tiene un espesor de 30cm y representa el Pleistoceno tardío (12,840 años cal. aP). La unidad MA 440 está compuesta principalmente por clastos de tamaños que van de 0.5 a 12 cm de calizas, andesitas, cuarzos e ignimbritas, éstos forman agregados dentro de una matriz limo-arcillosa, todos los componentes presentan un alto grado de alteración por lo que dominan colores rojizos pálidos. El estrato tiene la característica de ser un paleosuelo muy desarrollado con marcas evidentes de que se formó en un ambiente árido.

- b) Unidad MA 410: el estrato sobryace en contacto discordante a la unidad MA 440, estos sedimentos contienen el registro de la transición YD y tienen una fecha en la cima de 12,380 años cal. aP. Los primeros centímetros representan el Holoceno temprano en el cual se observa claramente una discordancia en la dinámica de la deposición, ya que el YD reactiva la corriente del arroyo generando estructuras de estratificación laminar las cuales son perceptibles cuando el estrato se observa con la ayuda de una lupa ya que la constante alteración física del sitio con fenómenos climáticos y la alta actividad biológica han deformado esta ligera laminación con estructuras secundarias post entierro como la formación de grietas por desecación y la compactación del sedimento por la penetración de raíces gruesas que al morir se descomponen y dejan solo el espacio con su forma, en algunos puntos estos huecos son utilizados como madrigueras de pequeños roedores o nido de serpientes. Esta unidad presenta color marrón claro con una textura principalmente de arena muy fina y limos, abundantes clastos de caliza, andesita, cuarzo y en menor cantidad de ignimbrita, todos estos presentan una ligera alineación preferencial en sentido horizontal.

En el arroyo El Muerto hay una serie de procesos geológicos que han alterado el orden y la forma de los estratos, los procesos más evidentes son los basculamientos que han cortado los estratos y han alterado su posición original; por ello para este estudio, en la selección de la columna tipo se tuvo el cuidado de revisar y seleccionar el sitio que no presentara alteraciones en el orden de los estratos.



Figura 40. Columna estratigráfica estudiada del arroyo El Muerto.

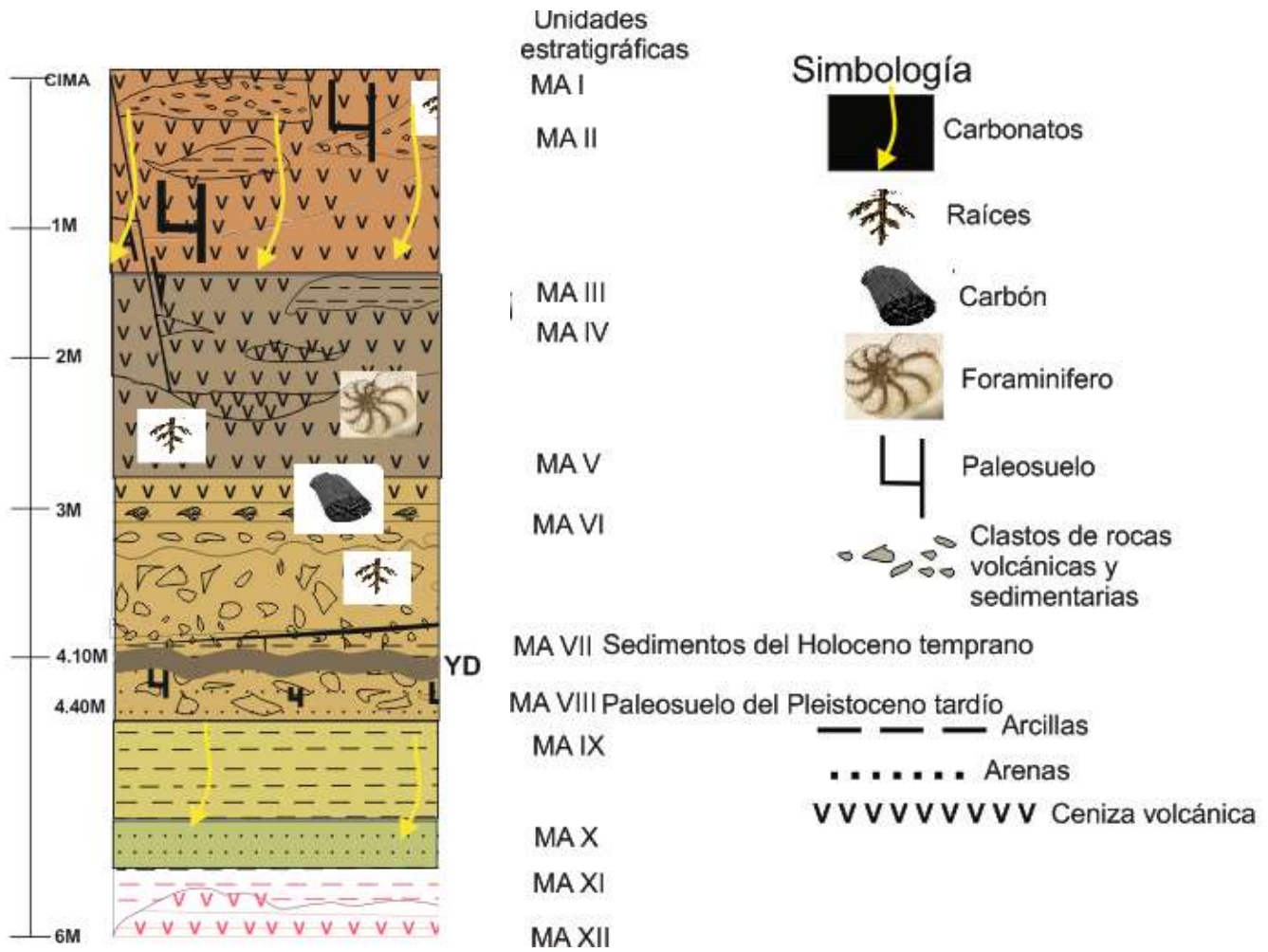


Figura 41. Columna tipo del arroyo El Muerto con sus principales características estratigráficas.

Granulometría

Arroyo Ojo de Agua Zacatecas

La relación que existe entre la composición, forma y tamaño de los agregados que componen los suelos y los sedimentos son parámetros muy importantes que se utilizan ampliamente para la interpretación de la energía de arrastre en el momento de la deposición en ambientes fluviales y lacustres así como la energía dinámica en la formación edáfica de un sitio. De esta manera se conocen correlaciones positivas teniendo como principio que agregados grandes fueron depositados por alta energía y agregados más pequeños o finos por una baja o muy baja energía en la corriente. La dinámica de transporte de materiales es muy particular de cada sitio ya que los procesos de erosión y meteorización (física o química) dependen ampliamente de factores climáticos, geomorfológicos, geológicos, biológicos entre

otros. Los análisis granulométricos permiten conocer que tan homogéneo o heterogéneo es un material; por ejemplo: un estrato que presenta una amplia variedad en los tamaños de los granos será heterogéneo y por lo tanto tendrá una mala o pobre selección, mientras que un estrato en el cual los agregados sean más o menos uniformes en tamaño serán homogéneos con una buena selección. Estos parámetros otorgan una interpretación muy precisa sobre la dinámica en términos de energía, siendo un ambiente muy fluctuante el de una pobre selección del material y un ambiente muy estable el de una buena selección. Todos estos parámetros y criterios estadísticos se muestran de acuerdo a los diagramas de Folk (1954) (Figura 42 y tabla 6).

Logarithmic (Original) Folk and Ward (1957) Graphical Measures					
Mean		Standard Deviation		Skewness	
$M_z = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$		$\sigma_I = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6}$		$SK_L = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$	
				$K_C = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2.44(\phi_{95} - \phi_{25})}$	
Sorting (σ_I)		Skewness (SK_L)		Kurtosis (K_C)	
Very well sorted	< 0.35	Very fine skewed	+0.3 to +1.0	Very platykurtic	< 0.67
Well sorted	0.35 - 0.50	Fine skewed	+0.1 to +0.3	Platykurtic	0.67 - 0.90
Moderately well sorted	0.50 - 0.70	Symmetrical	+0.1 to -0.1	Mesokurtic	0.90 - 1.11
Moderately sorted	0.70 - 1.00	Coarse skewed	-0.1 to -0.3	Leptokurtic	1.11 - 1.50
Poorly sorted	1.00 - 2.00	Very coarse skewed	-0.3 to -1.0	Very leptokurtic	1.50 - 3.00
Very poorly sorted	2.00 - 4.00			Extremely leptokurtic	> 3.00
Extremely poorly sorted	> 4.00				

Geometric (Modified) Folk and Ward (1957) Graphical Measures					
Mean			Standard Deviation		
$M_G = \exp \frac{\ln P_{16} + \ln P_{50} + \ln P_{84}}{3}$			$\sigma_G = \exp \left(\frac{\ln P_{16} - \ln P_{84}}{4} + \frac{\ln P_5 - \ln P_{95}}{6.6} \right)$		
Skewness			Kurtosis		
$SK_G = \frac{\ln P_{16} + \ln P_{84} - 2(\ln P_{50})}{2(\ln P_{84} - \ln P_{16})} + \frac{\ln P_5 + \ln P_{95} - 2(\ln P_{50})}{2(\ln P_{95} - \ln P_5)}$			$K_C = \frac{\ln P_5 - \ln P_{95}}{2.44(\ln P_{95} - \ln P_{25})}$		
Sorting (σ_G)		Skewness (SK_G)		Kurtosis (K_C)	
Very well sorted	< 1.27	Very fine skewed	-0.3 to -1.0	Very platykurtic	< 0.67
Well sorted	1.27 - 1.41	Fine skewed	-0.1 to -0.3	Platykurtic	0.67 - 0.90
Moderately well sorted	1.41 - 1.62	Symmetrical	-0.1 to +0.1	Mesokurtic	0.90 - 1.11
Moderately sorted	1.62 - 2.00	Coarse skewed	+0.1 to +0.3	Leptokurtic	1.11 - 1.50
Poorly sorted	2.00 - 4.00	Very coarse skewed	+0.3 to +1.0	Very leptokurtic	1.50 - 3.00
Very poorly sorted	4.00 - 16.00			Extremely leptokurtic	> 3.00
Extremely poorly sorted	> 16.00				

Figura 42. Criterios estadísticos para la evaluación numérica según el método de FOLK (1954), imagen tomada de GRADISTAT v 6.0.

Size scale adopted in the GRADISTAT program, modified from Udden (1914) and Wentworth (1922).

Grain Size		Descriptive term	
phi	mm		
-10	1024	Very Large	} Boulder
-9	512	Large	
-8	256	Medium	
-7	128	Small	
-6	64	Very small	
-5	32	Very coarse	} Gravel
-4	16	Coarse	
-3	8	Medium	
-2	4	Fine	
-1	2	Very fine	
0	1	Very coarse	} Sand
1	microns 500	Coarse	
2	250	Medium	
3	125	Fine	
4	63	Very fine	
5	31	Very coarse	} Silt
6	16	Coarse	
7	8	Medium	
8	4	Fine	
9	2	Very fine	
		Clay	

Tabla 6. Criterios en la escala utilizados por el software GRADISTAT, imagen tomada de este software.

El programa empleado para analizar numéricamente los resultados de granulometría (GRADISTAT v 6.0.) presenta las gráficas y tablas en idioma inglés a excepción de los diagramas en los cuales se muestran algunas descripciones en español; a continuación se presentan los resultados sin la alteración de estas características para conservar la originalidad del software.

Los resultados granulométricos se realizaron en cada una de las muestras obtenidas de los perfiles de Ojo de Agua y El Muerto que se encuentra en contacto y en la cronozona del YD (OA315, BM, OA300, MA 440 y MA 410 respectivamente).

OA 315 (Pleistoceno tardío): de acuerdo a los resultados granulométricos de la columna completa del arroyo Ojo de Agua, en este estrato se encuentran los mayores diámetros en los agregados texturales ya

que una importante cantidad de estos corresponden a travertinos biogénicos., los sedimentos que componen esta muestra son polimodales de muy pobre selección y se determina un grupo textural de arena limosa, los análisis de partículas finas los clasifican como arena muy fina y limo muy fino (Tabla 5 y gráfica 3). En los histogramas de frecuencia se presentan de manera estadística las variables texturales en forma de barras (Figura 43), esta representación gráfica permite conocer la distribución de los agregados en las muestras y tener una primera interpretación general de las fluctuaciones de la energía mecánica en los diversos momentos de la deposición. Los diagramas de arena-limo-arcilla (Figura 44) muestran la distribución preferencial de los agregados de acuerdo a al porcentaje dominante en la muestra, para ello en la tabla 7 se exponen los criterios empleados para la determinación puntual del dominio textural.

SAMPLE IDENTITY: OA 315cm				
SAMPLE TYPE: Polymodal, Very Poorly Sorted		ANALYST & DATE: 4, 08/02/2016		
SEDIMENT NAME: Very Fine Gravelly Very Fine Silty		TEXTURAL GROUP: Gravelly Muddy Sand		
	Very Fine Sand	FOLK & WARD METHOD		
		Geometric μm	Logarithmic Φ	Description
MEAN :		43.023	4.539	Very Fine Sand
SORTING (s):		12.813	3.680	Poorly Sorted
SKEWNESS (Sk):		-0.173	0.173	Very Fine Skewed
KURTOSIS (K):		0.733	0.733	Very Leptokurtic

Tabla 5. Clasificación textural de acuerdo a FOLK (1954), OA 315.

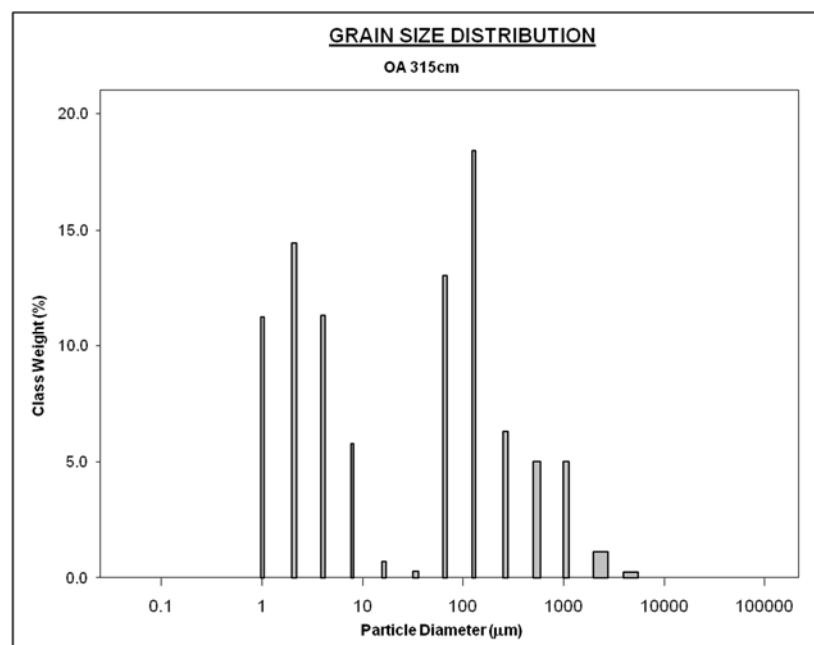


Figura 43. Histograma de frecuencia OA 315, presenta una distribución bimodal de los tamaños de agregados.

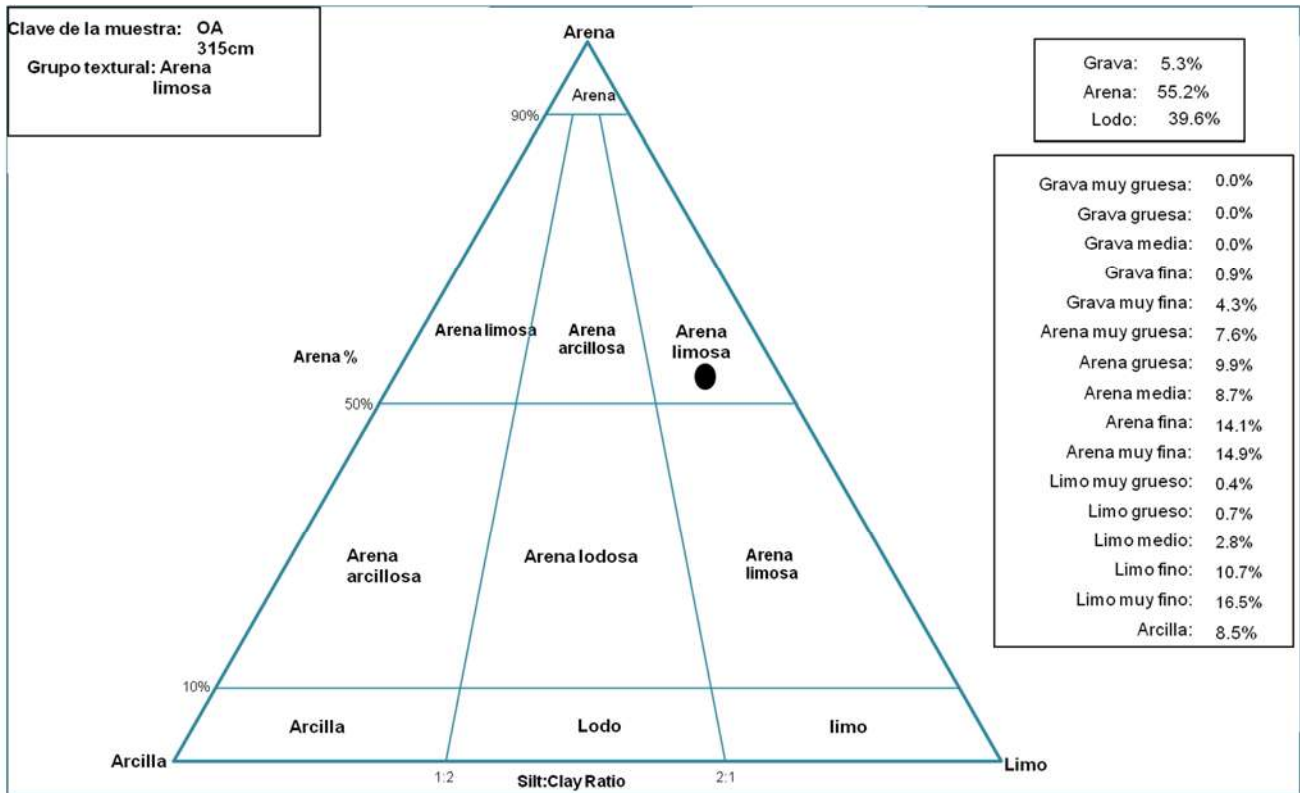
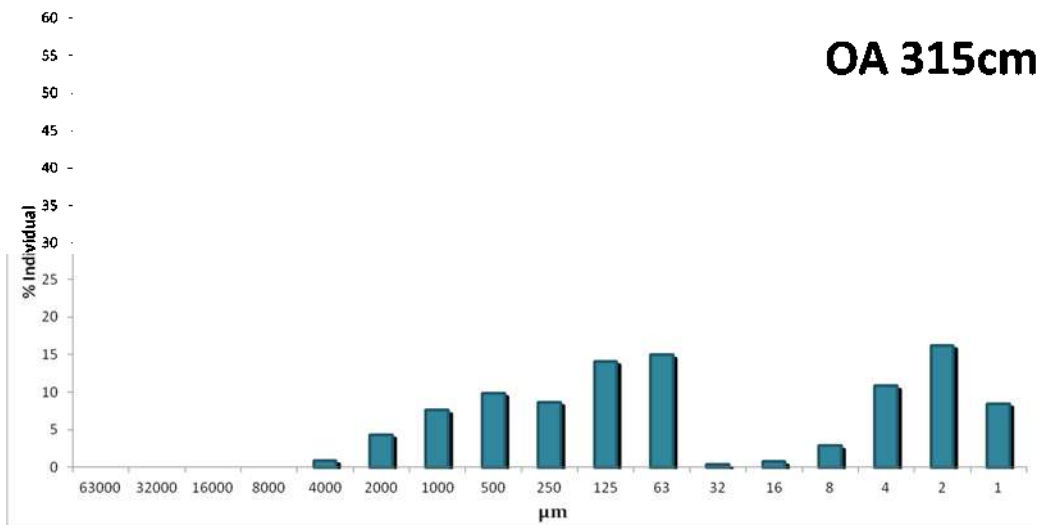


Figura 44. Diagrama de arena-limo-arcilla, muestra la distribución preferencial de los agregados en OA 315.



Gráfica 3. Resultado del Analizador de partículas finas SPECTREX LASER para el porcentaje individual de la distribución textural en micras de OA 315.

Los granos más gruesos están compuestos por calcita y los más finos por minerales arcillosos, en este estudio no se consideró adecuado contar el peso de los fósiles ni del travertín ya que su presencia es autoctona y no es material acarreado.

BM: Esta muestra identificada como paleosuelo presentó una textura de granos que de acuerdo al diagrama de Folk se clasifican como limos de moderada selección (Tabla 7); El equipo SPECTREX detectó únicamente un 14% de arcilla y ubica el material en el grupo de los limos muy finos (Gráfica 4 y figura 45). A continuación se presentan los análisis estadísticos que son relativamente sencillos respecto a los de OA315 ya que la muestra está compuesta por texturas muy finas y la cantidad de materia orgánica también presenta una textura muy fina. La moderada selección es prueba de un ambiente de quietud con aportes de materiales eólicos muy finos.

SAMPLE IDENTITY: OA BM			
SAMPLE TYPE: Polymodal, Moderately Sorted		ANALYST & DATE: 3, 08/02/2016	
SEDIMENT NAME: Very Fine Silt		TEXTURAL GROUP: Mud	
	FOLK & WARD METHOD		
	Geometric μm	Logarithmic Φ	Description
MEAN :	2.647	8.561	Very Fine Sand
SORTING (s):	1.654	0.726	Poorly Sorted
SKEWNESS (Sk):	0.515	-0.515	Very Fine Skewed
KURTOSIS (K):	1.225	1.225	Very Leptokurtic

Tabla 7. Clasificación textural de acuerdo a FOLK (1954), BM.

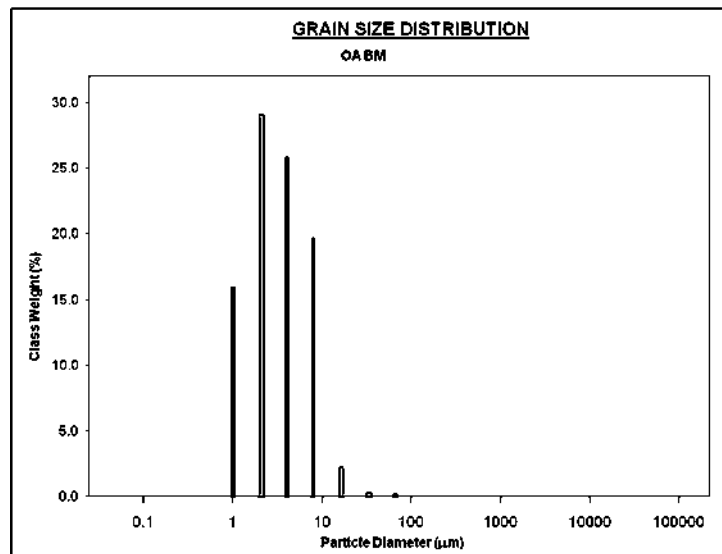


Figura 45. Histograma de frecuencia BM, la muestra es unimodal en las texturas.

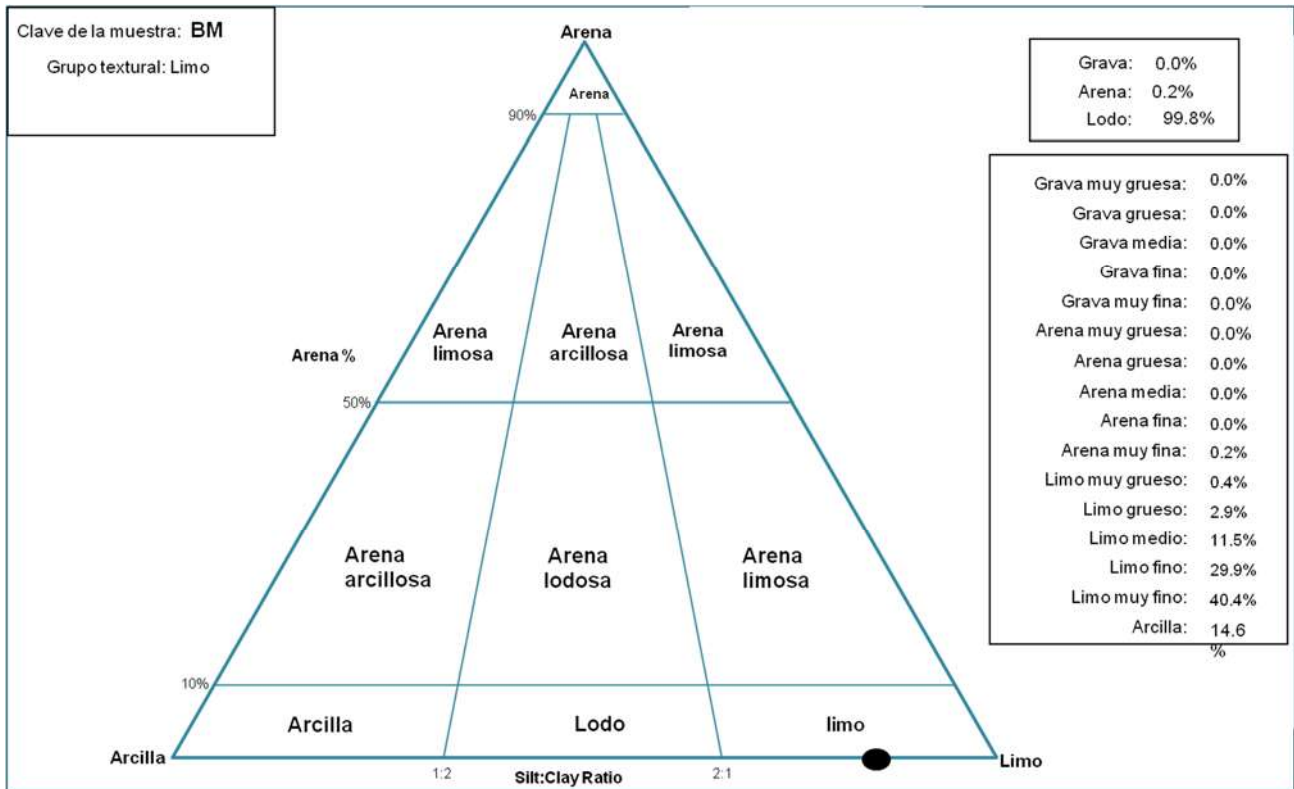
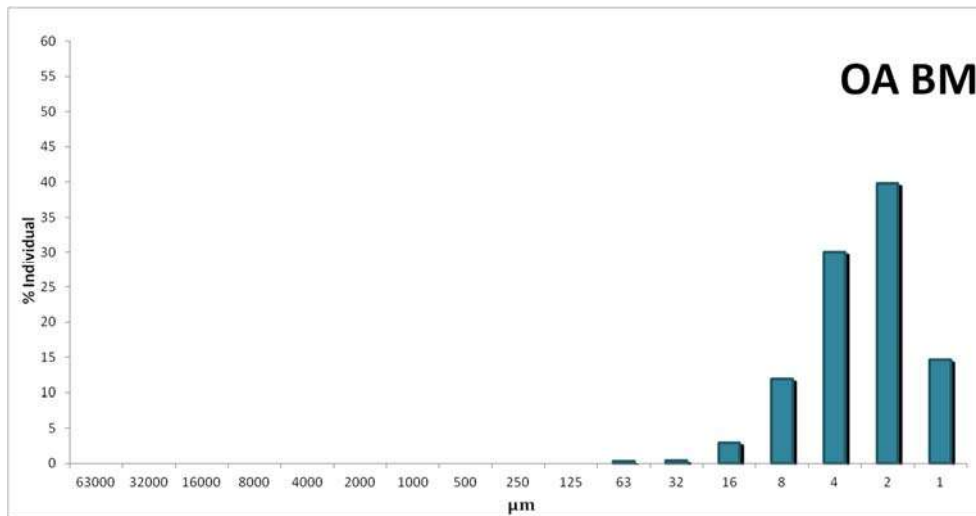


Figura 46. Diagrama de arena-limo-arcilla, muestra la distribución preferencial de los agregados en BM.



Gráfica 4. Resultado del Analizador de partículas finas SPECTREX LASER para el porcentaje individual de la distribución textural en micras de la muestra BM.

La transición Pleistoceno-Holoceno debió ser un lapso en el cual se suspendió la corriente en los sistemas fluviales que estuvieron alimentados por manantiales hidrotermales en el Pleistoceno tardío; los análisis granulométricos en conjunto con la micromorfología y la mineralogía indican de manera muy congruente que fue lo que estuvo ocurriendo en ese breve lapso en el cual si bien, no hubo corrientes en

el arroyo si una importante actividad biológica que saturó el leve aporte de agua de los manantiales formando una ciénaga eutrófica colmatada por minerales transportados de manera eólica y que estuvieron depositándose continuamente por este medio; el origen de las vientos que erosionaron y depositaron las arcillas en el estrato BM puede estar en las grandes corrientes atmosféricas que dominan latitudes altas y que estacionalmente fluctúan por la influencia polar, su presencia en latitudes un poco más bajas es característica de periodos con inviernos muy fríos, en este caso podrían estar asociados a una regresión glaciaria que impactó con importantes efectos climáticos en el norte de México.

OA 300: el Holoceno temprano se manifiesta en contacto discordante con la BM, así mismo contrasta con la facie de paleosuelo del YD reactivándose las corrientes fluviales formando facies de deposición de materiales finos. En el este estrato los sedimentos son de tipo polimodales de muy pobre selección (Tabla 8), de acuerdo al diagrama de Folk fueron clasificados en el grupo textural de los limos (Figura 48), el análisis de partículas finas los clasifica como arena muy fina y limo muy fino (Grafica 5). En contraste con el estrato subyacente se aprecia un incremento en la energía de la corriente fluvial generando deposición de sedimentos finos que en el histograma de la figura 47 se observa como una variada distribución de los agregados sedimentarios.

SAMPLE IDENTITY: OA 300cm			
SAMPLE TYPE: Polymodal, Very Poorly Sorted		ANALYST & DATE: 2, 08/02/2016	
SEDIMENT NAME: Very Fine Sandy Very Fine Silt		TEXTURAL GROUP: Sandy Mud	
	FOLK & WARD METHOD		
	Geometric	Logarithmic	Description
	µm	Φ	
MEAN :	8.167	6.936	Very Fine Sand
SORTING (s):	4.548	2.185	Poorly Sorted
SKEWNESS (Sk):	0.474	-0.474	Very Fine Skewed
KURTOSIS (K):	0.502	0.502	Very Leptokurtic

Tabla 8. Clasificación textural de acuerdo a FOLK (1954), OA 300.

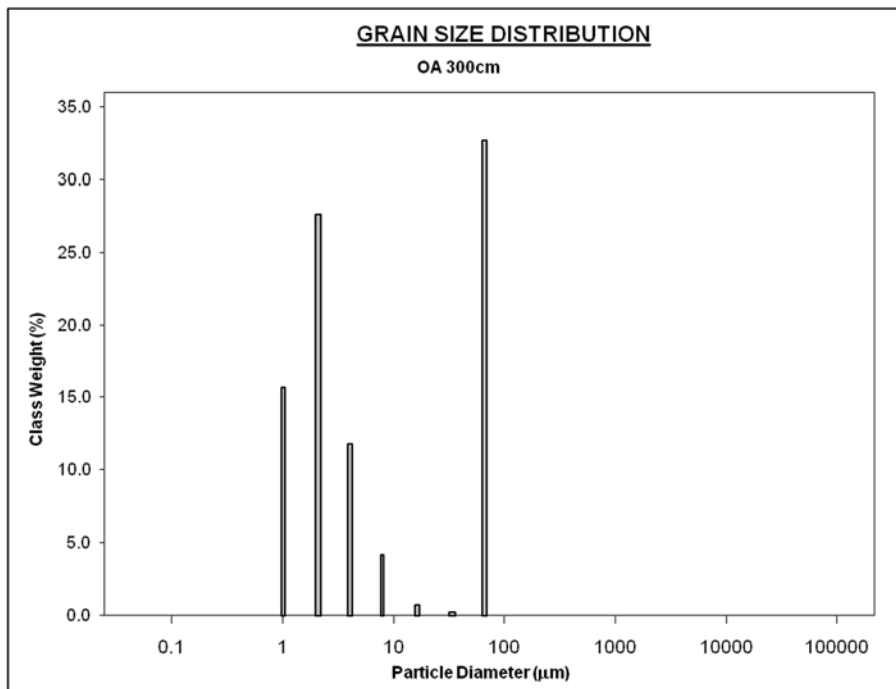


Figura 47. Histograma de frecuencia OA 300, la variada distribución de los tamaños de agregados le otorga al sedimento una selección muy pobre.

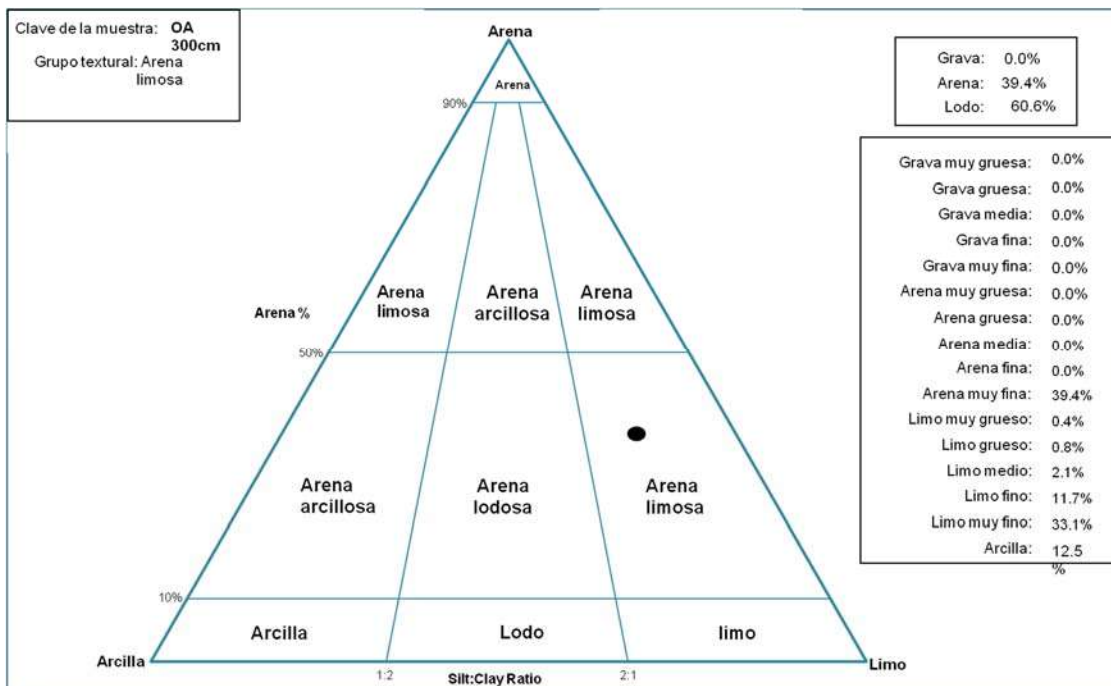
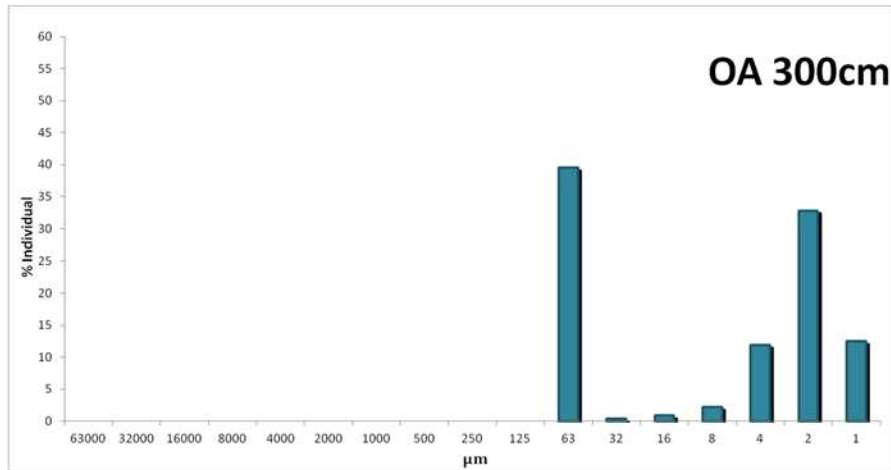


Figura 48. Diagrama de arena-limo-arcilla, muestra la distribución preferencial de los agregados en BM.



Gráfica 5. Resultado del Analizador de partículas finas SPECTREX LASER para el porcentaje individual de la distribución textural en micras de la muestra OA 300.

En la figura 49 se presenta un diagrama de arena-limo-arcilla en el cual se resume la distribución textural de los estratos analizados a detalle en el arroyo Ojo de Agua.

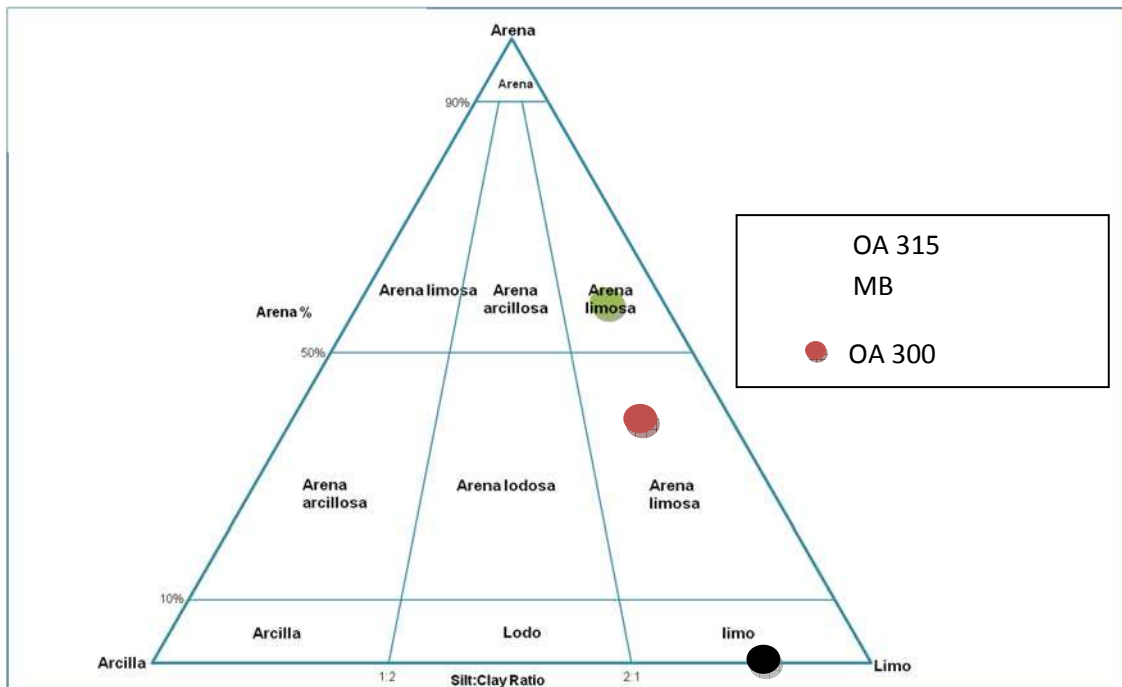


Figura 49. Diagrama de arena-limo-arcilla con la clasificación texturales de OA 315, BM y OA 300.

Arroyo El Muerto Guanajuato

La dinámica de la transición Pleistoceno-Holoceno en el centro de México se ha descrito con diversas manifestaciones de acuerdo al lugar en el que sea estudiado este fenómeno; en particular las manifestaciones climáticas que caracterizan al municipio de San Miguel de Allende tienen una diferencia muy marcada en términos granulométricos con respecto a otros sitios en los que el YD se manifiesta como un clima frío y seco.

MA 440: el Pleistoceno tardío estuvo dominado por un suelo maduro al cual se le atribuyen texturas del grupo de las gravas (Figura 51) y se clasifica en el método de Folk como grava fina de tipo unimodal con una moderada selección (Tabla 9). La zona en la que se ubica el arroyo El Muerto es de mediana madurez con un grado medio de metamorfismo, este hecho ha favorecido la erosión de las rocas que afloran y ha sido posible por diversos procesos físicos el transporte de grandes fragmentos de estas rocas a lo largo del arroyo; como ejemplo tenemos bloques de calizas de hasta 50cm de longitud y clastos de diversa composición de hasta 25cm de longitud. A continuación se presentan los resultados estadísticos de la granulometría del arroyo El Muerto.

SAMPLE IDENTITY: MA 440			
SAMPLE TYPE: Unimodal, moderately Sorted		ANALYST & DATE: 08/02/2016	
SEDIMENT NAME: Fine Gravel		TEXTURAL GROUP: Gravel	
FOLK & WARD METHOD			
		Geometric	Logarithmic
		μm	Φ
MEAN :	3873.2	-1.954	Very Fine Gravel
SORTING (s):	1.701	0.766	Moderately Sorted
SKEWNESS (Sk):	-0.729	0.729	Very Fine Skewed
KURTOSIS (K):	4.394	4.394	Extremely Leptokurtic

Tabla 9. Clasificación textural de acuerdo a Folk (1954), MA 440 (Pleistoceno tardío).

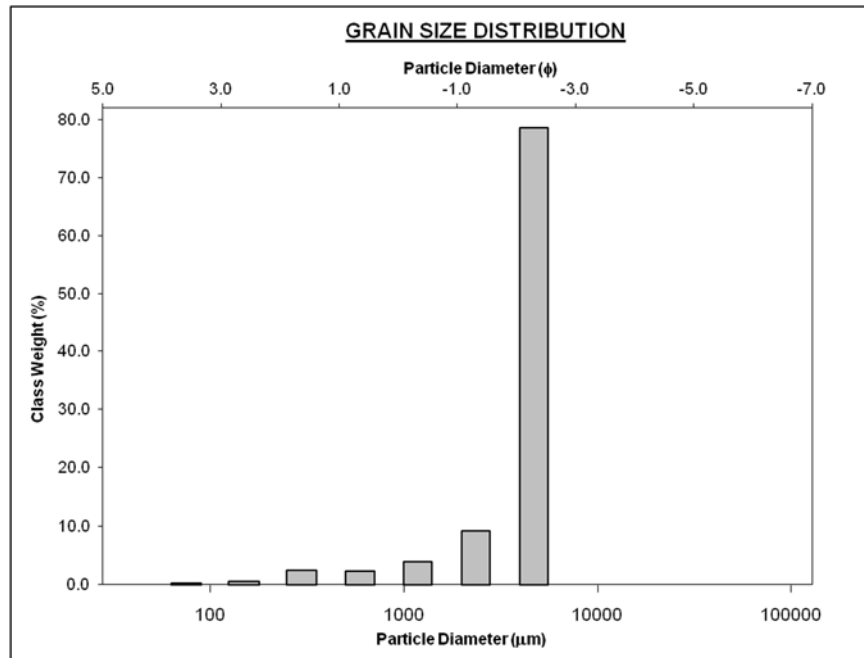


Figura 50. Histograma de frecuencia textural MA 440, la distribución de los agregados clasifica a esta muestra con una moderada selección.

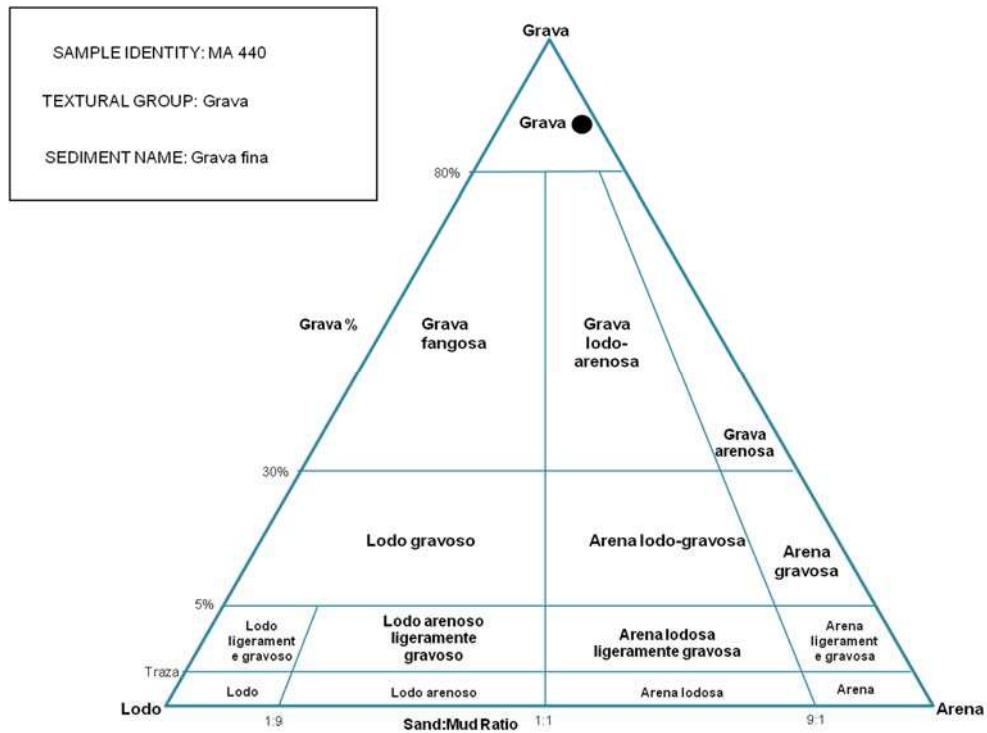


Figura 51. Diagrama de grava-arena-limo de la clasificación textural de MA 440.

MA 410: La transición al Holoceno se manifiesta con una tendencia húmeda que activó la corriente del arroyo (Figura 54), al parecer esta tendencia no duró mucho ya que en breve los sedimentos comenzaron a formar lo que se clasifica como un paleosuelo de tipo vertisol (Borejsza *et al.*, 2009) el cual ocupa el Holoceno temprano pero post a la transición YD. A continuación se presentan los resultados estadísticos de la granulometría del arroyo El Muerto, estos datos clasifican al sedimento dentro del grupo de la grava-arena (Figura 53) y de acuerdo al método de Folk como gravas finas y arenas medias, las muestras son polimodales con una pobre selección (Tabla 10).

SAMPLE IDENTITY: MA 410			
SAMPLE TYPE: Polymodal, Poorly Sorted		ANALYST & DATE: 08/02/2016	
SEDIMENT NAME: Fine Gravelly Medium Sand		TEXTURAL GROUP: Gravelly Sand	
	FOLK & WARD METHOD		
	Geometric	Logarithmic	Description
	μm	Φ	
MEAN :	331.5	1.593	Medium Sand
SORTING (s):	2.491	1.317	Poorly Sorted
SKEWNESS (Sk):	0.239	-0.239	Coarse Skewed
KURTOSIS (K):	1.616	1.616	Very Leptokurtic

Tabla 10. Clasificación textural de acuerdo a Folk (1954), MA 410 (Holoceno).

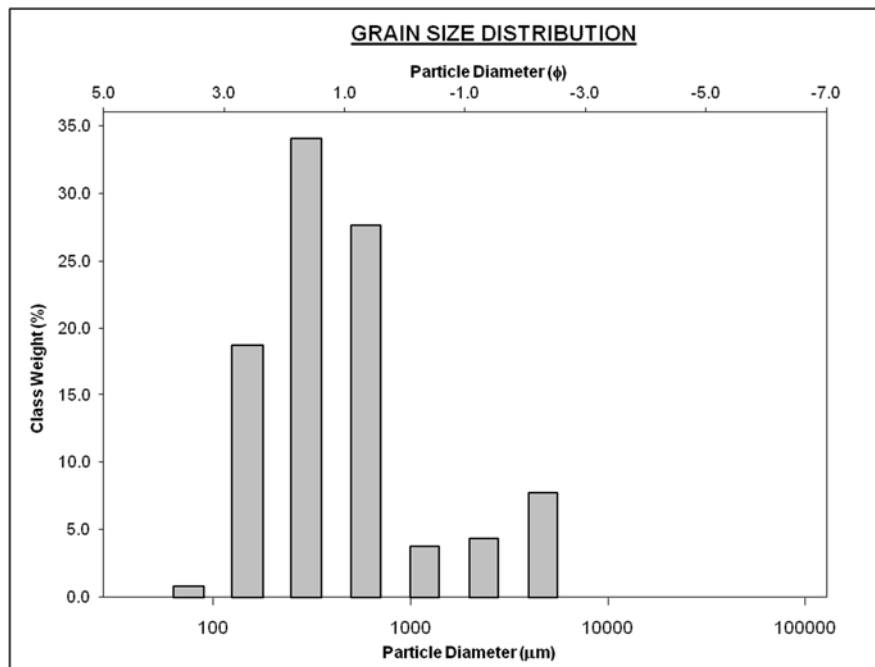


Figura 52. Histograma de distribución textural, MA 410, la variedad textural indican una pobre selección.

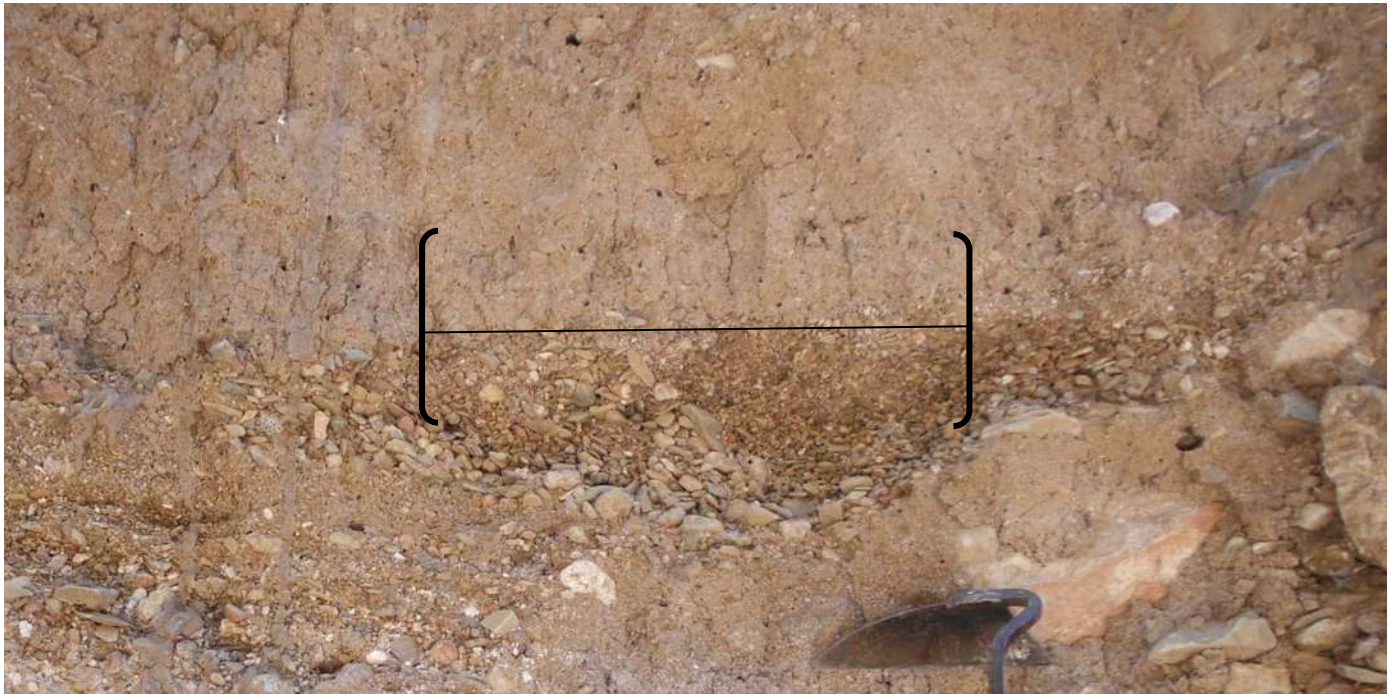


Figura 53. Marcada transición del Pleistoceno-Holoceno en el arroyo El Muerto, se aprecia el paleosuelo del Pleistoceno tardío en contacto discordante erosivo con el Holoceno, este contacto muestra el inicio de la corriente fluvial que más tarde formaría nuevamente un suelo de acuerdo a sus características micromorfológicas.

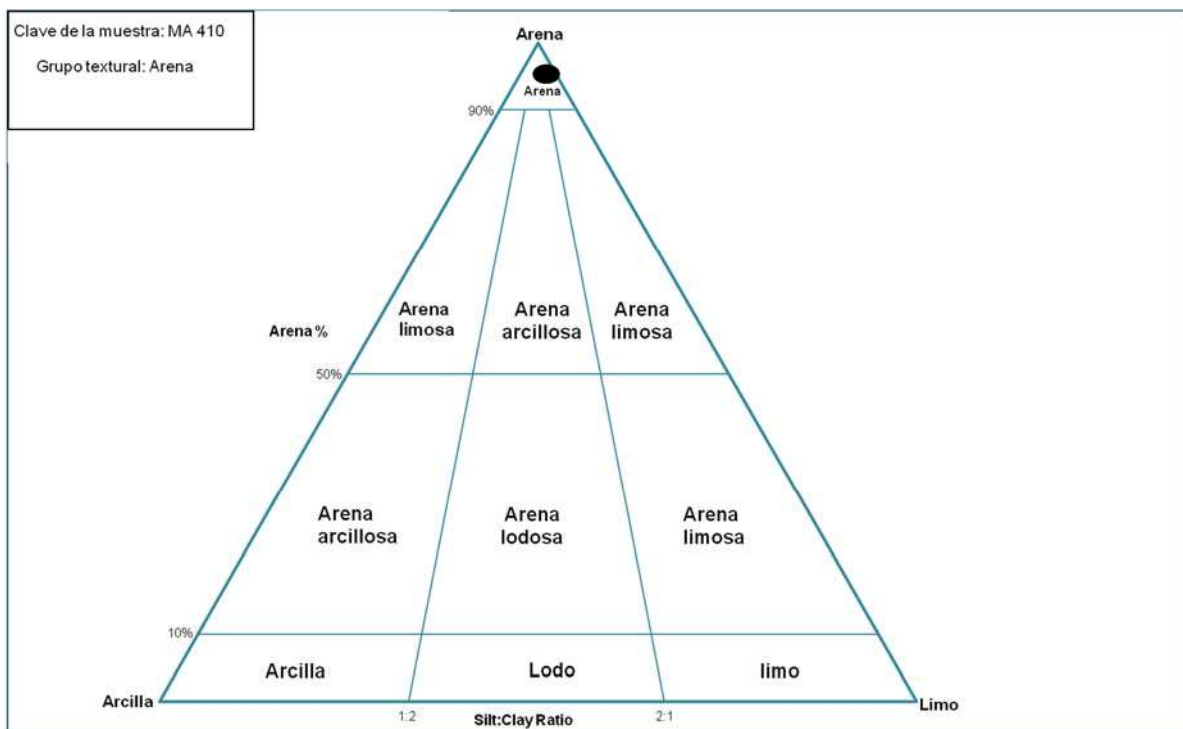


Figura 54. Diagrama de arena-limo arcilla, MA 410.

Contenido de Carbono Orgánico Total (COT) y Carbono Inorgánico Total (CIT) mediante perdida por calcinación

Arroyo Ojo de Agua Zacatecas

Se presentan a continuación los resultados del contenido de carbón orgánico e inorgánico de los estratos OA 315, BM y OA 300. Conocer el porcentaje de este elemento en los paleoambientes es muy importante para una reconstrucción paleoclimática, los valores obtenidos por medio de estos análisis permiten calcular la productividad de un ecosistema y por lo tanto conocer las condiciones de humedad en las que este se desarrolló; la cantidad de carbón orgánico aumenta si en el medio hay nutrientes disponibles para generarse biomasa, en relación a esto un ambiente oligotrófico (cuerpos de agua con baja productividad primaria debido a una deficiencia de nutrientes) tendrá un valor bajo de carbón y un ambiente eutrófico (de alta productividad primaria) tendrá un contenido alto en las muestras de un suelo o sedimentos.

OA 315 (Pleistoceno tardío): el porcentaje total de carbón presente en este estrato fue de 38.42%, de los cuales el orgánico representa el 2.87% y los carbonatos el 35.55%. El carbón orgánico corresponde principalmente a micro fragmentos vegetales quemados y el carbón inorgánico se asocia principalmente a los bicarbonatos y carbonatos producto de la meteorización y erosión de las calizas y en menor grado a los caparzones de moluscos y ostrácodos compuestas de CaCO_3 . A estas muestras también se les midió el pH para determinar qué fase mineral dominaba en el contenido de carbón inorgánico; con un pH de 7.28 el ión de bicarbonato (HCO_3^-) es el que domina, ya que en los sistemas lacustres y fluviales en un $\text{pH} \leq 5$ abunda el dióxido de carbono libre (CO_2), entre 7 y 9 el ión bicarbonato HCO_3^- y mayor a 9 el ión carbonato (CO_3^{2-}). Cualquiera que sea la fase mineral del carbonato de calcio que domine en el arroyo Ojo de Agua será asociada a la naturaleza calcárea del sitio. Con base en los parámetros limnológicos propuestos por Margalef 1983, se interpreta que el Pleistoceno tardío en el norte de Zacatecas tuvo una baja productividad en relación a los sedimentos orgánicos que se depositaron. El ambiente funcionó como oligotrófico con una baja biomasa vegetal, por lo tanto las comunidades del ecosistema pudieron ser poco desarrolladas. La tabla 11 muestra a detalle los resultados de CIT y COT del estrato OA 315.

NOMBRE DE LA MUESTRA	CRISOL	PESO CRISOL [gr]	PESO INICIAL [gr]	CRISOL + PESO INICIAL [gr]	105 °C	HUMEDAD PERDIDA [gr]	% HUMEDAD	450 C	ORGÁNICO [gr]	%ORGÁNICO [gr]	950 °C	CARBONATOS [gr]	% CARBONATOS	CARBON TOTAL [gr]	%CARBON TOTAL
OA315	48	11.413	2.335	13.748	13.72	2.31	1.24	13.7	0.067	2.87	12.82	0.830	35.55	0.897	38.42

Tabla 11. Resultados de las muestras de CIT y COT de OA 315, el porcentaje de carbón orgánico determina un ambiente oligotrófico de baja productividad primaria.

BM (YD): el porcentaje total de carbón en este estrato fue de 17.90%, del cual el 9.19 corresponde a carbón orgánico y el 8.72 al carbón inorgánico (Tabla 12). En esta muestra hay una importante cantidad de fragmentos vegetales carbonizados y a nivel microscópico pueden apreciarse algas pardas que en conjunto otorgan al estrato los colores oscuros característicos de las Black Mat; el pH fue de 6.87 y esa ligera acidez puede estar asociada a los ácidos orgánicos que se producen en la descomposición metabólica de la materia orgánica que en esta muestra es muy abundante al presentar el 9.19% en peso; este valor indica que el ambiente dominante en la transición Pleistoceno-Holoceno estuvo influenciado por condiciones eutróficas. Si durante el periodo YD se detuvo el flujo hídrico del arroyo el sistema debió favorecer un ambiente muy productivo que acumuló gran cantidad de nutrientes que pudieron sostener comunidades ecológicas complejas; sin embargo en sistemas en los que no hay un recambio o flujo de agua es posible que se presente la tendencia al agotamiento gradual de oxígeno, esta anoxia genera ciénagas muy ricas en materia orgánica.

NOMBRE DE LA MUESTRA	CRISOL	PESO CRISOL [gr]	PESO INICIAL [gr]	CRISOL + PESO INICIAL [gr]	105 °C	HUMEDAD PERDIDA [gr]	% HUMEDAD	450 C	ORGÁNICO [gr]	%ORGÁNICO [gr]	950 °C	CARBONATOS [gr]	% CARBONATOS	CARBON TOTAL [gr]	%CARBON TOTAL
BM	57	10.593	2.765	13.358	13.21	2.61	5.46	13	0.254	9.19	12.71	0.241	8.72	0.495	17.90

Tabla 12. Resultados de las muestras de COT y CIT de BM, el porcentaje de carbón orgánico determina un ambiente eutrófico muy alta productividad primaria.

OA 300 (Holoceno): las muestras de este estrato contienen un 32.38% de carbón total, del cual 4.37% es orgánico y 28.21% de inorgánico (Tabla 13). La historia de este estrato parece ser una combinación entre el Pleistoceno tardío y el Younger Dryas, ya que presenta una moderada cantidad de carbón orgánico suficiente para determinar que el flujo fluvial pudo permitir que se desarrollaran comunidades ecológicas relativamente complejas en un ambiente mesotrófico; el pH fue de 7,69 y puede asociarse a la presencia de HCO_3^- . De la misma manera que en el estrato OA 315 el origen de este ión está asociado a la disolución de los minerales calcáreos. El Holoceno temprano en el arroyo Ojo de Agua se caracteriza entonces por una disposición de nutrientes en el paleosuelo del YD, estos favorecieron un lapso con los requerimientos suficientes para la recuperación de las especies de productores y

consumidores que cesaron su presencia durante la transición y posterior a ella habitaron un ambiente estable.

NOMBRE DE LA MUESTRA	CRISOL	PESO CRISOL [gr]	PESO INICIAL [gr]	CRISOL + PESO INICIAL [gr]	105 °C [gr]	HUMEDAD PERDIDA [gr]	% HUMEDAD	450 C [gr]	ORGÁNICO [gr]	%ORGÁNICO [gr]	950 °C [gr]	CARBONATOS [gr]	% CARBONATOS	CARBON TOTAL [gr]	%CARBON TOTAL
OA300	53	10.942	2.063	13.005	12.96	2.01	2.42	12.9	0.086	4.17	12.29	0.582	28.21	0.668	32.38

Tabla 13. Resultados de las muestras de CIT y COT de OA 300, el porcentaje de carbón orgánico determina un ambiente mesotrófico de moderada productividad primaria.

En la figura 55 se muestra una gráfica que indica la cantidad de Carbono Inorgánico Total y Carbono orgánico total en cada uno de los tres estratos de la columna de Ojo de Agua.

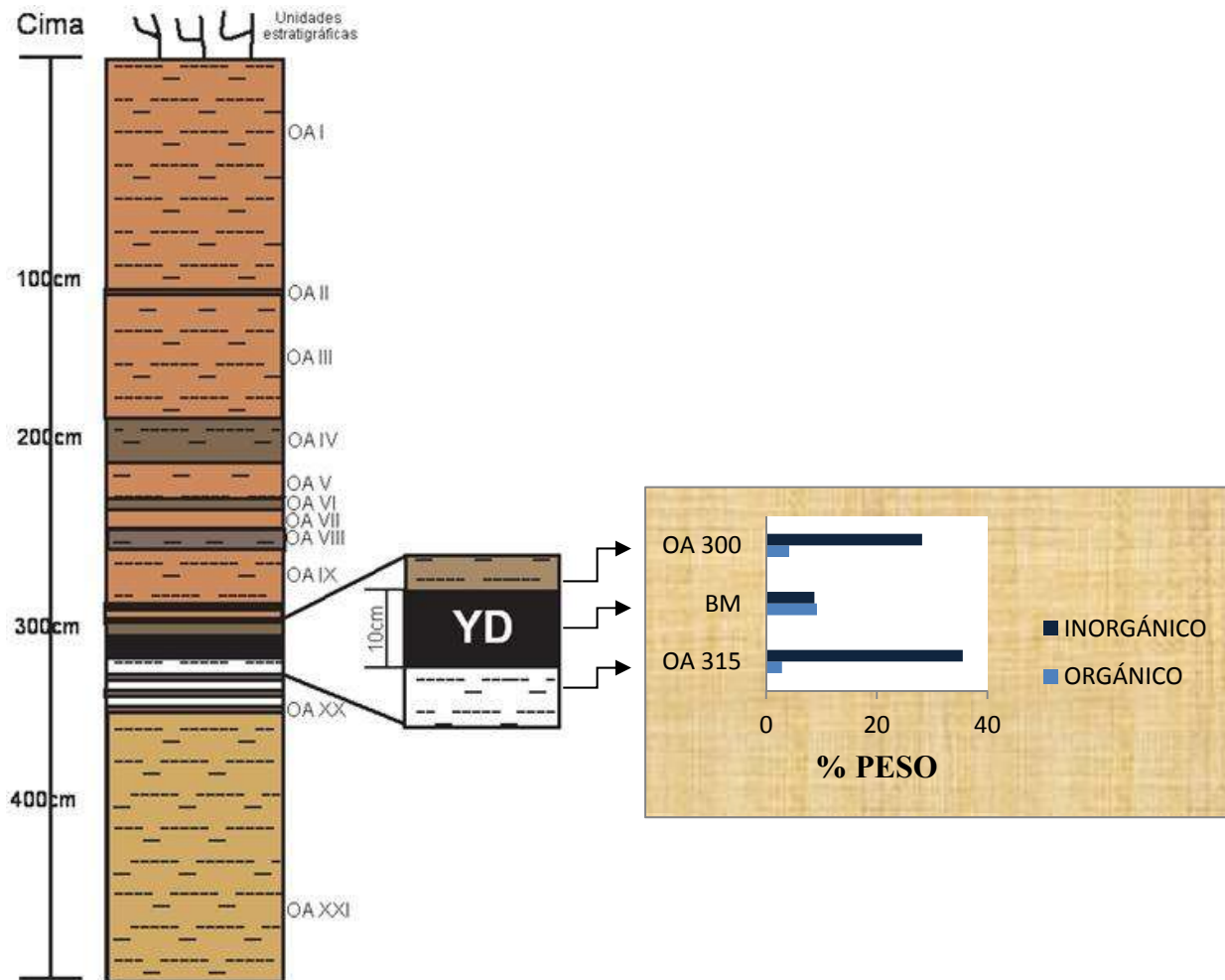


Figura 55. Resumen de los análisis de CIT-COT del arroyo Ojo de Agua Zacatecas. OA 315 fue un ambiente de tendencia oligotrófica, BM un ambiente muy orgánico de tendencia eutrófica y OA 300 al ser un medio en recuperación pudo presentar tendencias mesotróficas.

Análisis geoquímicos y mineralógicos

Arroyo Ojo de Agua, Zacatecas

En la tabla 14 se muestran los resultados de FRX, importantes para conocer los valores de elementos indicadores de condiciones climáticas:

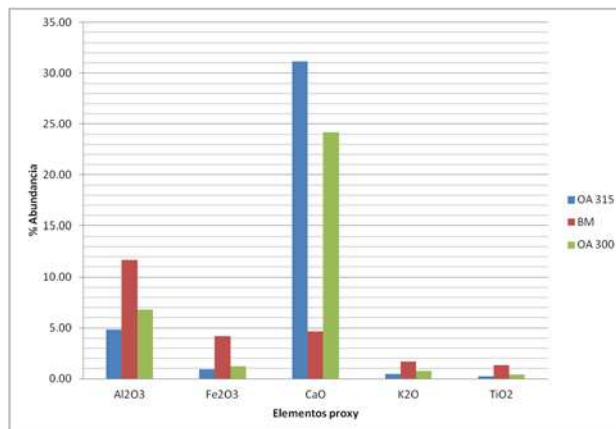
Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	K ₂ O	TiO ₂
OA 315	22.53	4.82	0.57	0.00	0.00	0.92	0.02	31.13	0.50	0.26
BM	52.30	11.68	1.18	0.68	0.00	4.18	0.02	4.65	1.69	1.36
OA 300	30.27	6.79	0.70	0.44	0.00	1.20	0.01	24.16	0.76	0.41

Tabla 14. Resultado de FRX de OA 315, BM y OA 300; las cantidades están expresadas en %. Los resultados no suman el 100% del peso de la muestra y esto se debe a que el equipo en el que se analizan no es capaz de leer los elementos ligeros hasta el carbón, y tampoco se solicitó el análisis de los elementos que no son mayores.

Con base en lo anterior, se generó una tabla en la cual se calculó la desviación estándar de cada muestra (Tabla 15) con el objetivo de conocer la dispersión de los elementos proxy con respecto a la media en los resultados analíticos, correlacionarlos entre cada uno de ellos y compararlos entre cada uno de los tres estratos del arroyo Ojo de Agua.

Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	K ₂ O	TiO ₂
OA 315	0.12	0.08	0.03	0.19	0.00	0.01	0.00	0.19	0.05	0.02
BM	0.20	0.16	0.04	0.05	0.00	0.08	0.01	0.03	0.07	0.02
OA 300	0.09	0.02	0.04	0.20	0.01	0.01	0.00	0.11	0.04	0.02

Tabla 15. Desviación estándar de cada uno de los elementos en los tres estratos, lo que indica la dispersión para las correlaciones y determinación paleoclimática.

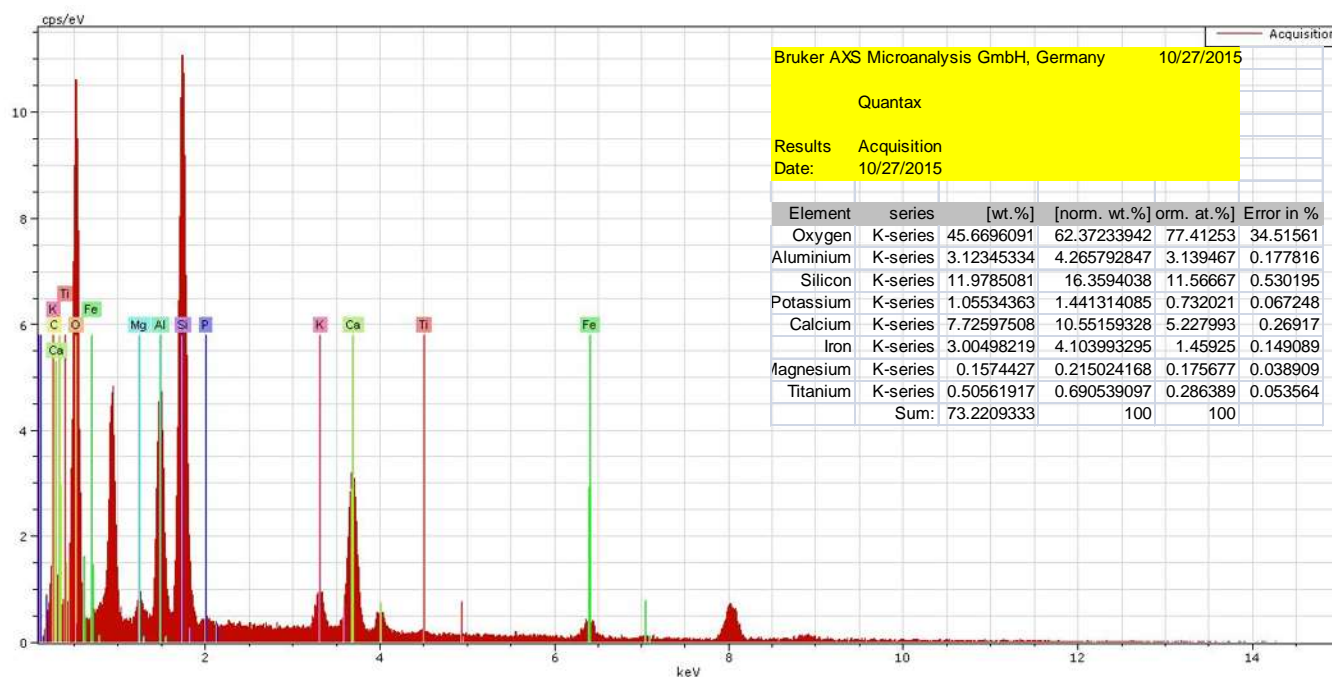


Gráfica 6. Contenido en % de los elementos proxy presentes en los sedimentos del arroyo Ojo de Agua.

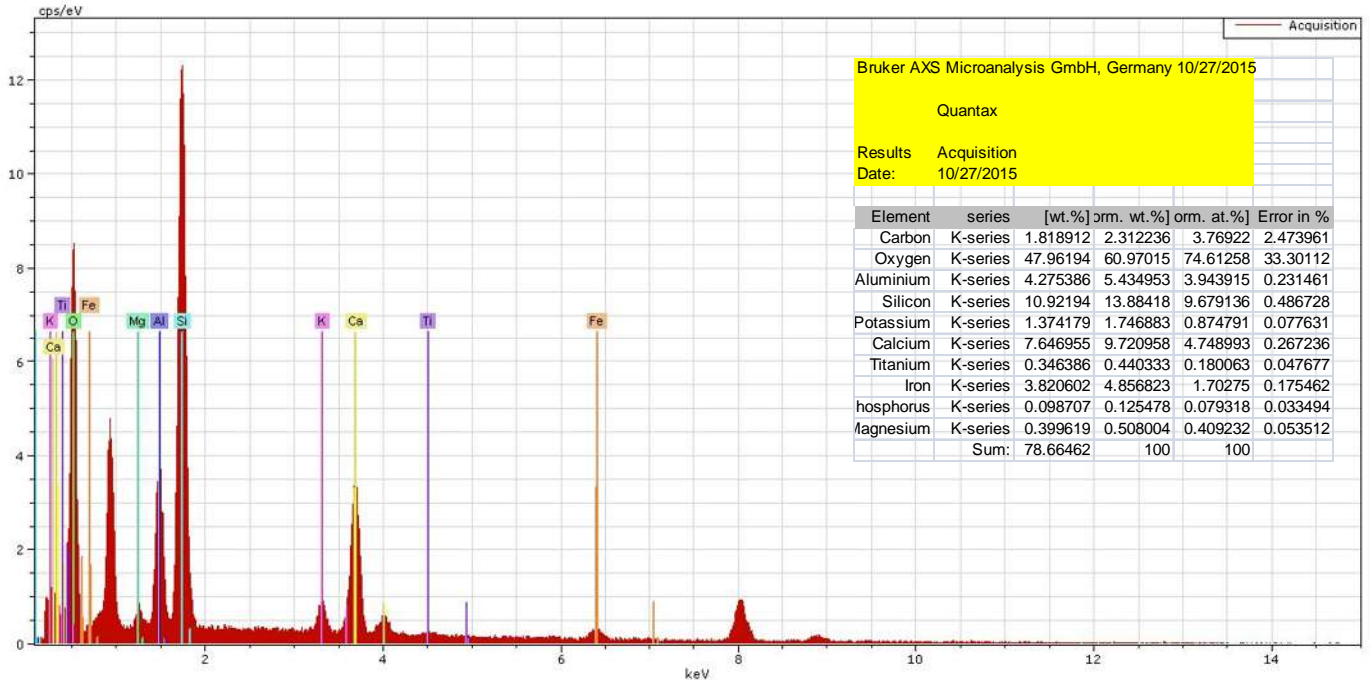
En seguida se muestran los resultados de microscopía electrónica de barrido (Gráficas 7 y 8) y los análisis de EDX realizados a micro fragmentos del sedimento BM (Figuras 57, 58 y 59).



Figura 56. Microscopio Electrónico de Barrido en la cual se analizaron muestras del arroyo Ojo de Agua y El Muerto.



Gráfica 7. Resultados geoquímicos de EDX. Los elementos reportados son conteos de electro volts sobre segundo, también se muestra un cuadro con el resultado cuantitativo de esta gráfica.



Gráfica 8. Resultados geoquímicos de EDX al paleosuelo BM; los picos más importantes son los del Ca, K, Al, Mg, Fe y Ti. Se descarta Si y el Cu por el tratamiento de las muestras.

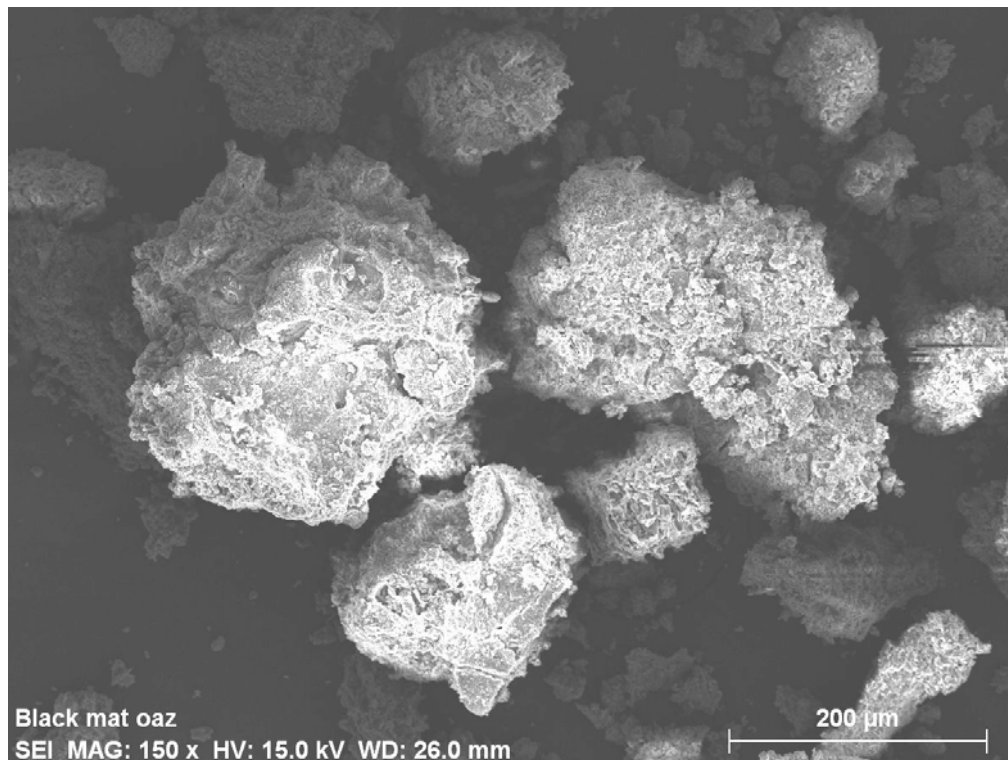


Figura 57. Micrografía de MEB de sedimentos de las muestras BM, la imagen obtenida muestra una escala de 200μm y se aprecian agregados del paleosuelo compuestos de limos muy finos y materia orgánica.

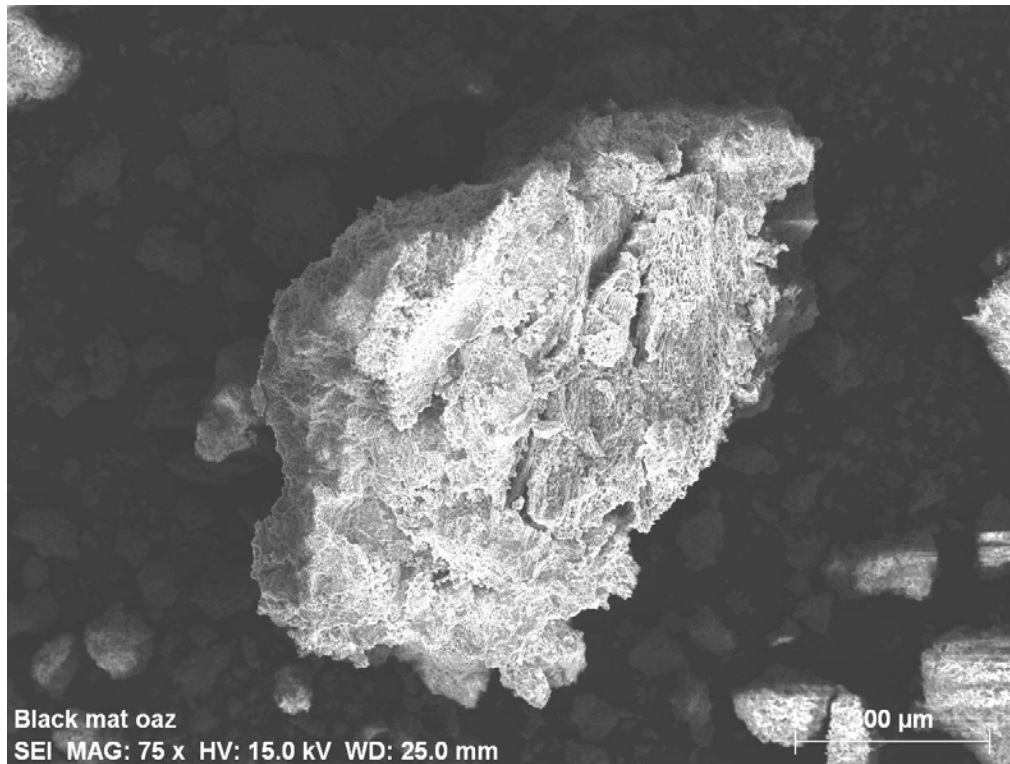


Figura 58. Micrografía de MEB de sedimento del BM, esta imagen presenta una escala a 300 μ m, a diferencia de la anterior, en esta es posible observar marcas de la vegetación como raíces y poros.

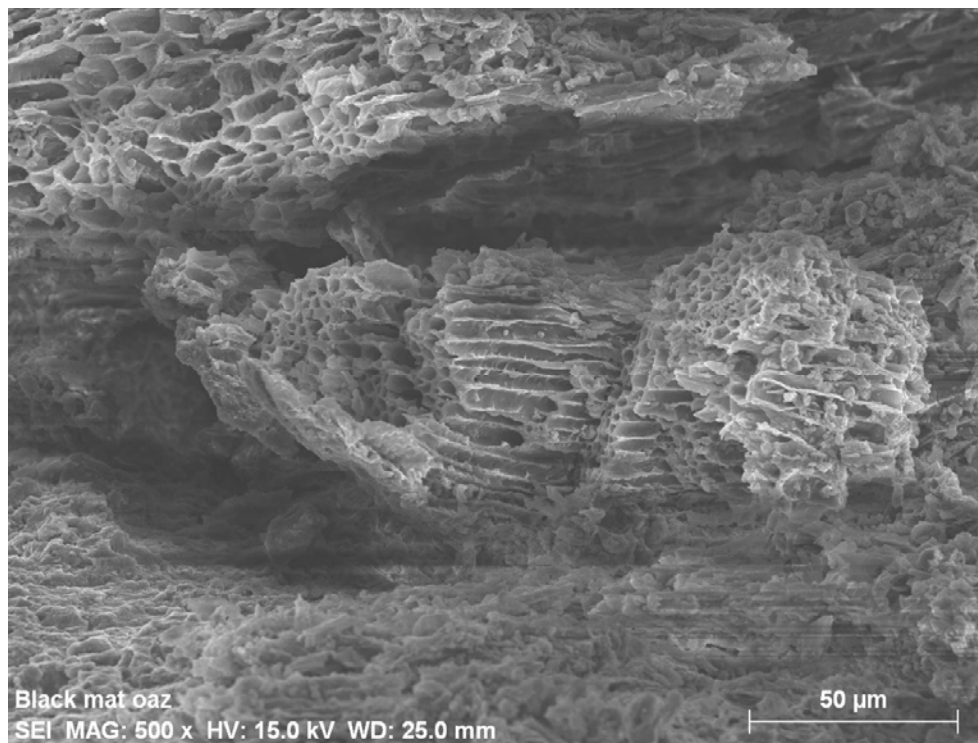


Figura 59. Micrografía de MEB de un fragmento de carbón vegetal de BM, esta imagen presenta una escala a 50 μ m y es posible observar perfectamente las fibras vasculares, señal de una combustión incompleta.

Respecto a los análisis mineralógicos la difracción de rayos X (DRX) para el estrato OA 315 se reporta una composición de calcita, cuarzo, cristobalita, ulvoespinela y magnesioferrita. De acuerdo a los conteos realizados por el equipo de DRX el mineral piropo también está presente, pero en cantidad tan baja que hay un alto margen de error en la incertidumbre de esa lectura, por lo que no es considerado para su interpretación. En la tabla 16 se enlistan los minerales de mayor a menor abundancia con formula química y explicación sobre su presencia en las muestras.

Muestra: OA 315 (Pleistoceno tardío)		
MINERAL	FORMULA QUÍMICA	ORIGEN EN EL SEDIMENTO
Calcita	CaCO₃	Disolución de calizas del basamento y montañas formadas en la Orogénia Laramide.
Cuarzo	SiO₂	Mineral presente en las arcillas y rocas ígneas.
Cristobalita	SiO₂	Volcánico; Fase mineral cúbica del cuarzo, se forma a temperaturas altas, su presencia indica meteorización y erosión de las monzonitas cercanas.
Ulvoespinela	Fe₂TiO₄	Volcánico, asociado a la meteorización y erosión de las rocas monzonitas cercanas.
Magnesioferrita	Mg,Fe₂O₄	Mineral de origen volcánico, asociado a la meteorización y erosión de las monzonitas cercanas.

Tabla 16. Minerales presentes en la muestra OA 315 y una breve descripción de su origen.

Como se ha sugerido con anterioridad, la importante cantidad de calcita es explicada por la naturaleza calcárea del sitio, y la presencia de minerales volcánicos a la meteorización y erosión de los cuerpos intrusivos, que en el caso del sedimento de OA 315 pueden ser depositados con las corrientes fluviales de baja energía, pero suficientes para mover agregados ígneos muy finos. En la figura 60 se presenta el difractograma generado en el análisis.

El análisis de espectroscopia infrarrojo (EIR) (Figura 61) se utilizó como complemento para apoyar los resultados de la difracción de rayos X. En el espectrograma se aprecia la calcita representada por la banda de reflexión a 1490 cm^{-1} .

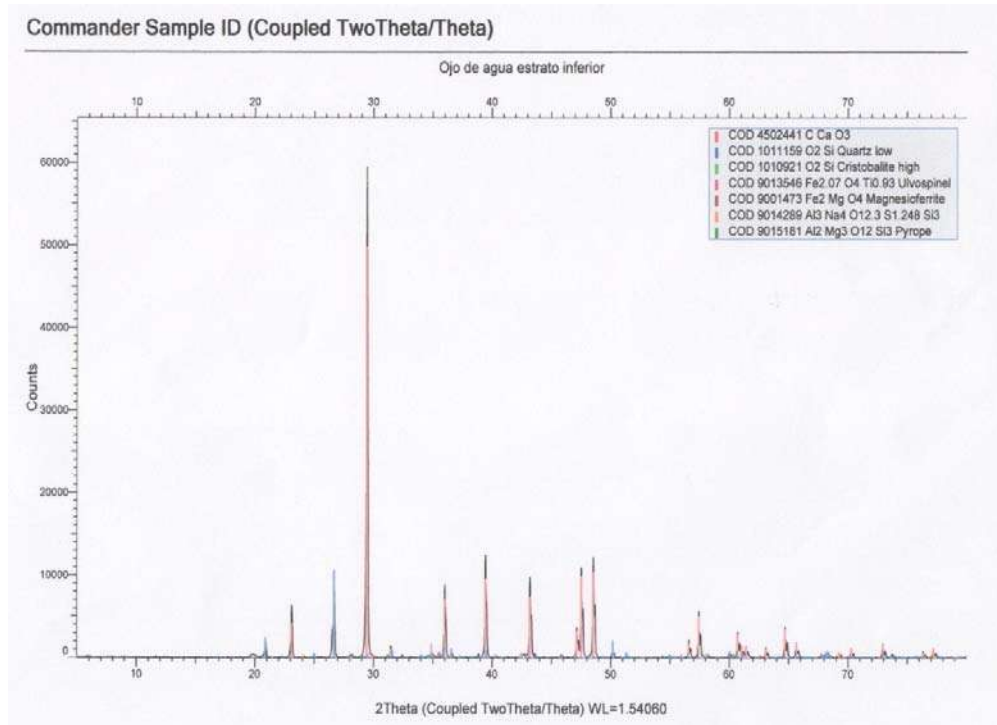


Figura 60. Difractograma generado por el equipo difractómetro de rayos X D8 ADVANCED en las muestras de sedimento de OA 315.

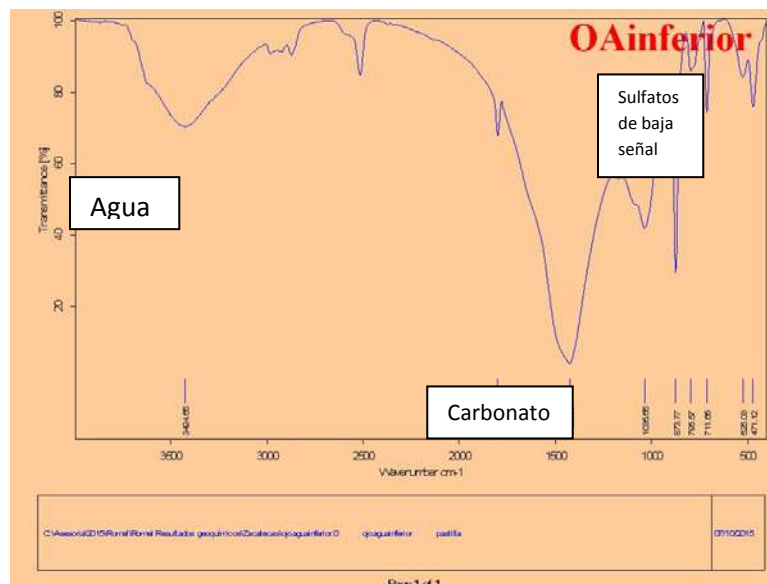


Figura 61. Espectrograma del sedimento OA 315. La banda en 1490 cm^{-1} es generada por el mineral calcita, y algunos sulfatos con señal muy débil; el agua no se toma en cuenta debido a que es humedad en el análisis.

La muestra BM del Younger Dryas presenta una variación mineral claramente distintiva respecto al Pleistoceno tardío (Figura 62). El paleosuelo presentó cuarzo, albita, calcita, magnetita, muscovita y montmorillonita. En la tabla 17 se enlista los minerales identificados mediante la técnica de DRX y una breve explicación acerca de su origen en el paleosuelo de la transición Pleistoceno-Holoceno.

Muestra: BM (Younger Dryas)		
MINERAL	FORMULA QUÍMICA	POSIBLE ORIGEN EN EL SEDIMENTO
Cuarzo	SiO₂	Mineral presente en las arcillas y rocas ígenas.
Albita	Na,Al,Si₃O₈	Mineral de origen ígneo del grupo de las plagioclasas, en este estudio se asocia a las rocas monzonitas.
Calcita	CaCO₃	Calizas del basamento y montañas formadas en la Orogénia Laramide.
Magnetita	Fe⁺²(Fe⁺³)₂ O₄	Mineral de origen ígneo, transportado principalmente de manera eólica y asociado a las monzonitas cercanas.
Moscovita	K,Al₂(Al,Si₃,O₁₀)(OH)₂	Mineral de origen ígneo del grupo de los filosilicatos, en lupa binocular fue posible observar su característica apariencia de mica.
Montmorillonita	(Na,Ca)(Al,Mg)₂Si₄O₁₀(OH)₂,nH₂O	Mineral secundario, su origen está en la descomposición de los feldespatos principalmente y forma parte importante de los minerales arcillosos. Su presencia se explica por acción eólica

Tabla 17. Breve descripción de los minerales reportados en la DRX en la muestra de paleosuelo BM (Younger Dryas).

Es interesante reconocer la influencia eólica que depositó minerales derivados de rocas ígneas durante el YD, al no haber vulcanismo en el entorno durante ese periodo en los alrededores del arroyo Ojo de Agua ni en cientos de kilómetros a la redonda la explicación más factible es el aporte de las rocas monzonitas erosionadas. El municipio de Concepción del Oro, ha sido desde tiempos coloniales, un importante distrito minero ya que cuenta con una importante riqueza de minerales como: Cu, AU, Fe, Ag, Zn, Pb, Hg, entre otros; y minerales como pirita, galena, esfarelita, fosforita etc. Muchos de ellos tienen su origen en cuerpos intrusivos, betas, brechas y chimeneas de diversas composiciones (carta del distrito minero de Concepción del Oro, SGM, 2000).

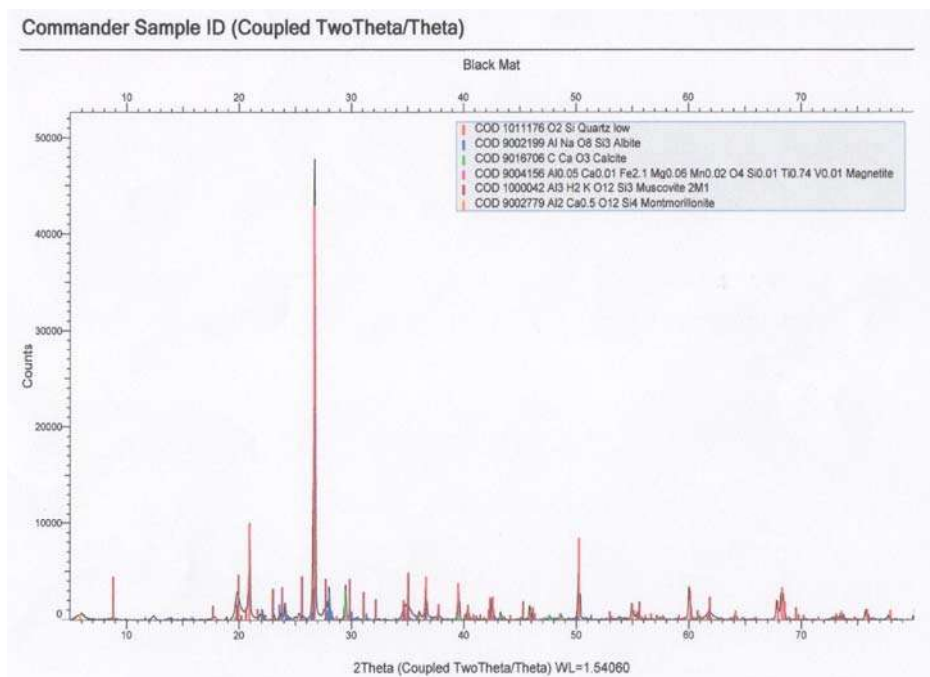


Figura 62. Difractograma generado por el equipo difractómetro de rayos X D8 ADVANCED en las muestras de paleosuelo BM; nótese la variedad mineral respecto a OA 315.

Los resultados de la EIR (Figura 63) concuerdan con los que se presentan en el difractograma anterior, se presenta un espectrograma con la señal captada de montmorilonita.

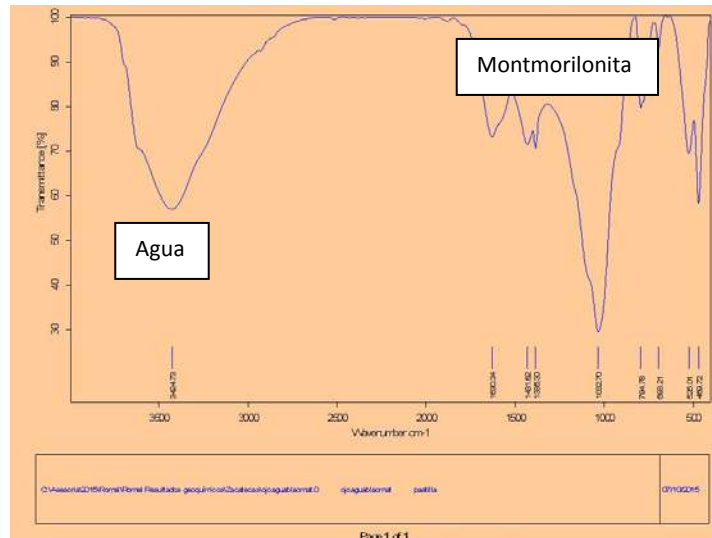


Figura 63. Espectrograma del paleosuelo BM, se aprecian algunos sulfatos con señal muy débil y Montmorillonita; el agua no se toma en cuenta debido a que es humedad en el análisis.

El Holoceno temprano tiene una composición mineralógica moderadamente más parecida al Pleistoceno tardío en la abundancia de carbonato (Figura 64), esto significa que la activación fluvial incrementa este mineral en los sedimentos y también hay montmorillonita presente como en el YD, podrían ser las fases de la post-transición que conservan arcillas que se van depositando o re-depositando a lo largo del arroyo; el espectrograma infrarrojo muestra una gran similitud con el de OA 315 (Figura 65) y concuerda con los análisis de DRX.

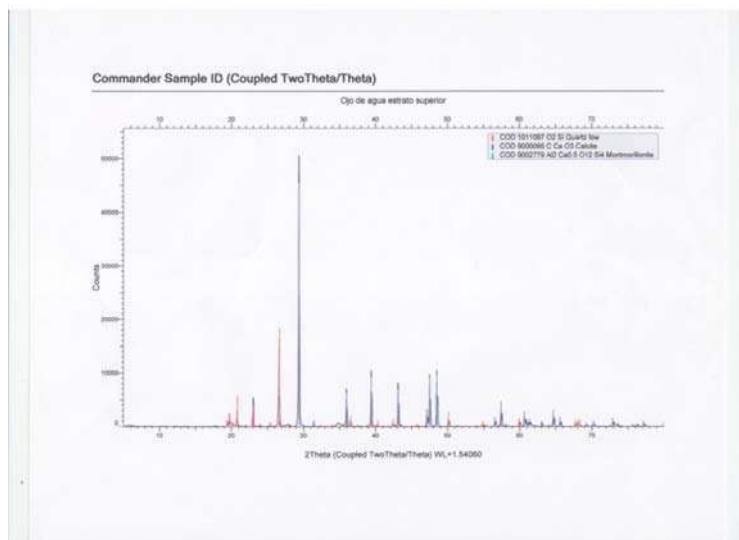


Figura 64. Difractograma generado por el difractómetro de rayos X D8 ADVANCED en las muestras de sedimento de OA 300.

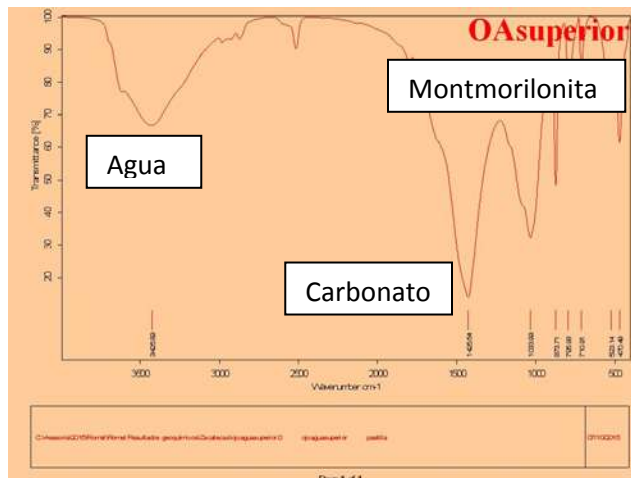


Figura 65. Espectrograma del sedimento de OA 300, al parecerse a OA 315 se puede inferir retorno a las condiciones húmedas.

Arroyo El Muerto, Guanajuato

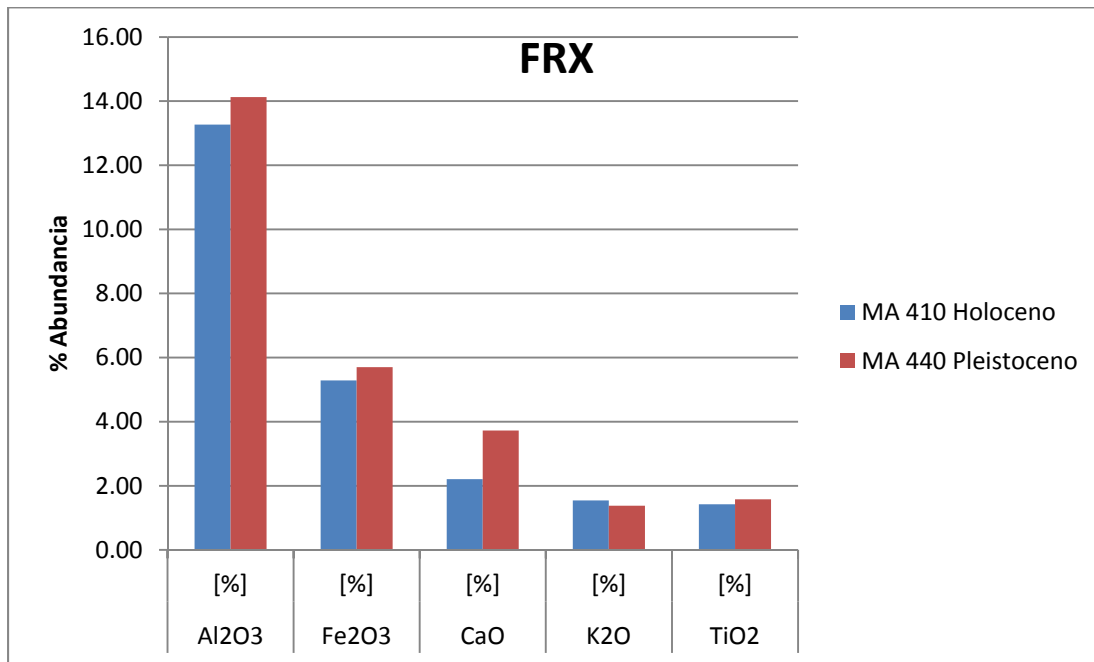
Los análisis de FRX se presentan en la Tabla 18 y la gráfica 9.

Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	K ₂ O	TiO ₂
	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]
MA 410 Holoceno	61.05	13.27	1.22	0.47	0.00	5.29	0.09	2.21	1.55	1.42
MA 440 Pleistoceno	56.86	14.13	1.60	0.43	0.00	5.70	0.09	3.73	1.38	1.58

Tabla 18. Resultados en % de los elementos detectados en el paleosuelo de MA 440 y el sedimento de MA 410.

Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	K ₂ O	TiO ₂
	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]
MA 410 Holoceno	0.10	0.05	0.29	0.71	0.00	0.08	0.00	0.01	0.09	0.06
MA 440 Pleistoceno	0.08	0.10	0.20	0.48	0.00	0.07	0.00	0.05	0.06	0.04

Tabla 19. Desviación estándar de cada uno de los elementos detectados en FRX. Esta tabla permite observar que tanto varía la concentración entre cada elemento de acuerdo a las veces que se el equipo midió la muestra preparada, para este caso se realizaron tres lecturas por cada muestra.



Gráfica 9. Contenido en % de los elementos proxy presentes en el paleosuelo y en el sedimento del arroyo El Muerto.

Como se puede apreciar en los resultados de fluorescencia de rayos X la variación es casi mínima, contrastando con los resultados que se esperaban. La EDX de los estratos tampoco presentan variaciones

significativas entre sí, por ello se agregan las imágenes del MEB y gráficas de EDX en la sección de anexos.

Los análisis de DRX muestran de igual manera una similitud sin cambios importantes que ayuden a la interpretación paleoambiental del sitio durante la transición (Figuras 66 y 67). En la DRX del paleosuelo MA 440 correspondiente al Pleistoceno tardío se reporta una composición mineral de cuarzo, calcita, cristobalita, albita, magnetita, traskita y moscovita (la EIR detectó piropo). Es evidente que se manifiestan los minerales ígneos dominantes en el vulcanismo que aflora a los alrededores del arroyo, el mineral de calcita está asociado en parte a la naturaleza de calizas que también están presentes en el arroyo, al metamorfismo de contacto y a los minerales secundarios formados por el largo periodo de aridez que generó carbonatos pedogénicos en el paleosuelo del Pleistoceno tardío.

MA 440		
Mineral	Formula química	Interpretación
Cuarzo	SiO ₂	Mineral más abundante en la corteza. En el arroyo y alrededores abundan peñascos de cuarzo.
Calcita	CaCO ₃	Mineral asociado al afloramiento de rocas calizas con diversas edades del Mesozoico y a carbonatos pedogénicos con génesis en periodos muy áridos.
Cristobalita	SiO ₂	Mineral de la serie polimórfica del cuarzo, su origen es magmático post-volcánico; es concordante con la litología dominante del sitio.
Albita	Na,Al,Si ₃ O ₈	Mineral ígneo del grupo de las plagioclasas, típico de la composición de rocas volcánicas del ambiente del arroyo
Magnetita	Fe ⁺² (Fe ⁺³) ₂ O ₄	Mineral común en las rocas andesíticas que están en el ambiente del arroyo.
Traskita	Ba ₂₄ ,Ti ₆ , Fe ₂ , Fe ₈ ,Ca,Si ₂₄ ,O ₇₈ ,C ₁₆ (OH) ₃₈ (H ₂ O) ₁₄	Mineral poco común que se forma por contacto en rocas metamórficas; el arroyo se encuentra en una zona de metamorfismo de grado medio.
Moscovita	K,Al ₂ (Al,Si ₃ ,O ₁₀)(OH) ₂	Mineral común en las rocas de composición media y ácida que afloran en el ambiente del sitio

Tabla 20. Breve descripción de los minerales reportados en la DRX en la muestra del paleosuelo del Pleistoceno tardío; no se encuentran anomalías en la composición mineral.

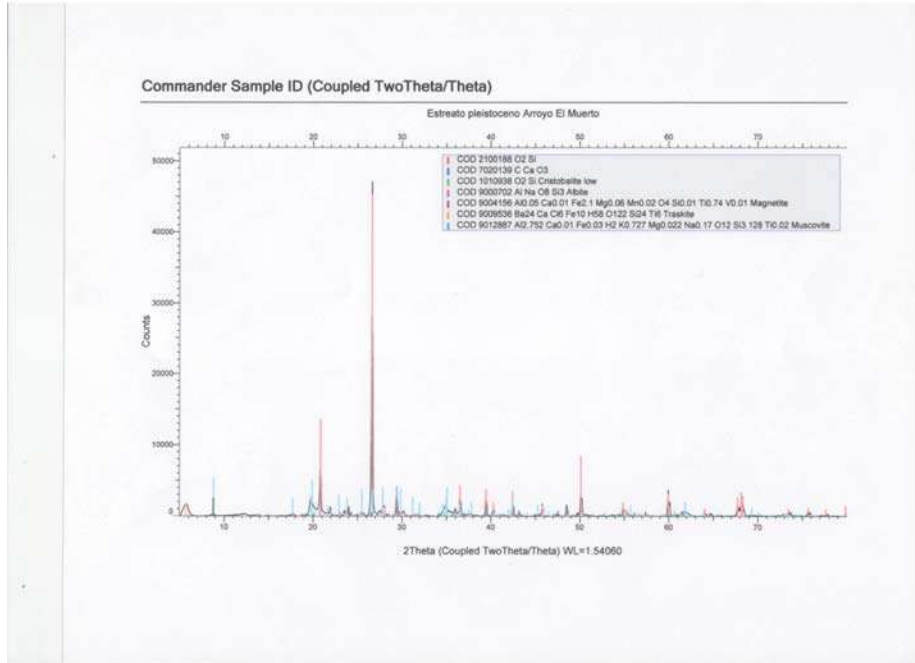


Figura 66. Difractograma generado por el equipo difractómetro de rayos X D8 ADVANCED en las muestras del paleosuelo de MA 440; en este análisis se presentan los minerales dominantes.

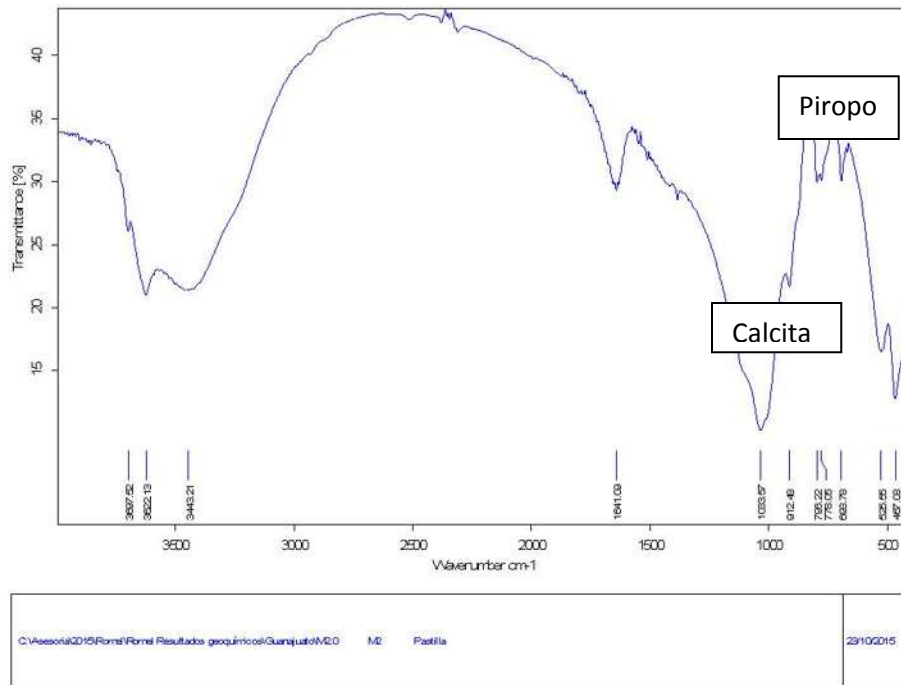


Figura 67. Espectrograma del análisis EIR del paleosuelo MA 440 Pleistoceno tardío; en este análisis es más fuerte la señal del mineral piropo.

En cuanto a la composición mineralógica que se presenta del Holoceno en el arroyo El Muerto (Figura 68) no hay cambios significativos, parece ser la composición constante con el periodo anterior, por ello

estos análisis mineralógicos y geoquímicos deben estar en conjunto con más proxies para respaldar una interpretación fuerte del sitio, ya que estos estudios por si solos demostraron no ser suficientes para este lugar.

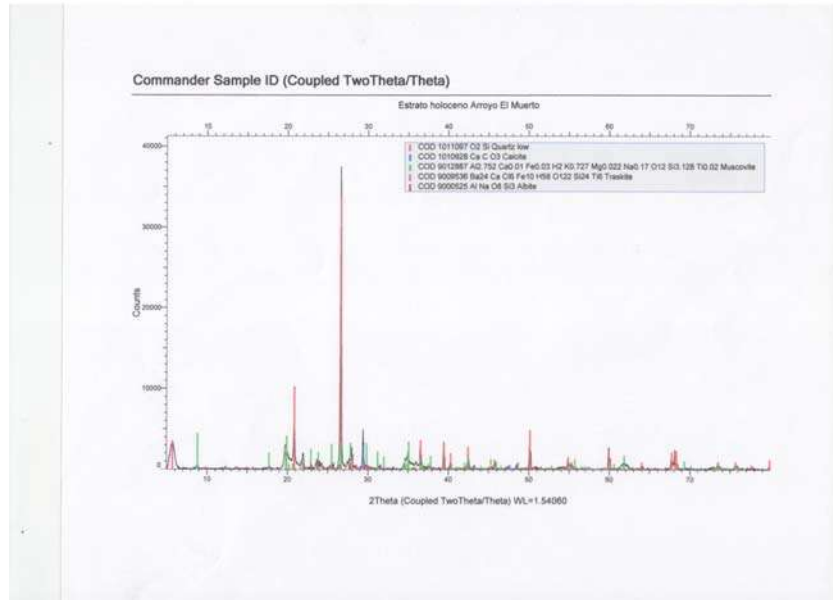


Figura 68. Difractograma generado por el equipo difractómetro de rayos X D8 ADVANCED en las muestras de los sedimentos de MA 410.

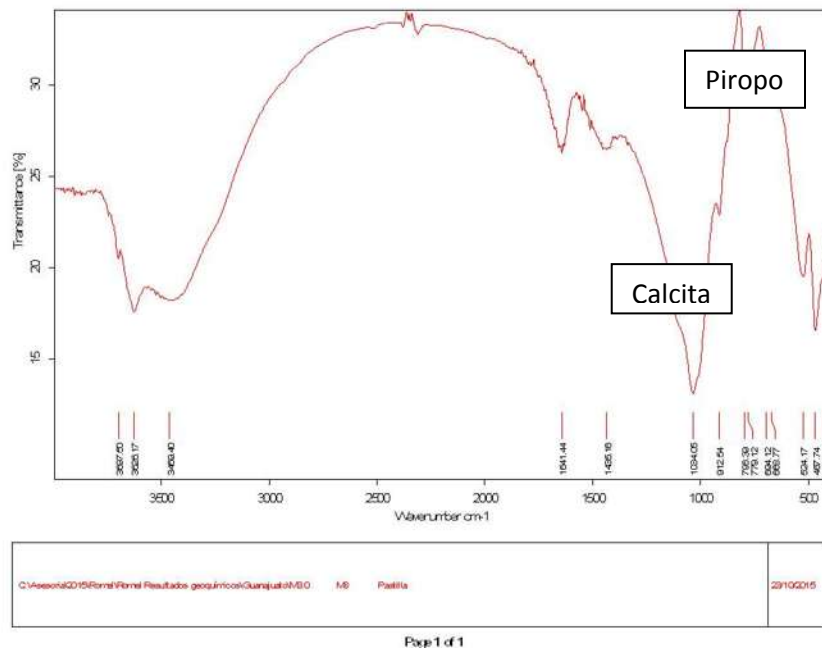


Figura 69. Espectrograma del análisis de EIR de los sedimentos de MA 410 Holoceno. Puede notarse que no hay cambios en la composición mineralógica, únicamente en la intensidad de la señal.

Susceptibilidad magnética

Arroyo Ojo de Agua Zacatecas

Para los análisis de χ en el arroyo Ojo de Agua, Zacatecas, se prepararon un total de 32 muestras (cada 20cm, de la cima a la base) de 8cm³ cada una y se procedió a realizar lecturas con frecuencias bajas y altas de 470Hz en el laboratorio de paleosuelos del Instituto de Geología de la UNAM,

Los resultados obtenidos de χ muestran una correlación positiva con los resultados de los proxies anteriores; esto significa que, en el arroyo, se han generado importantes aportes terrígenos al sistema desde la formación del mismo hasta su última etapa de suelo que representa el Presente. En particular, la tendencia del sistema en las tres etapas (Pleistoceno tardío, YD y Holoceno temprano) es la recepción de minerales ferromagnéticos (magnetita) y paramagnéticos (montmorillonita y moscovita) con un valor mayor en el Pleistoceno tardío (14.16% en peso), una baja durante el YD (alcanza el 4.5% en peso) que puede ser explicada por la abundante materia orgánica, y 12.5% en el Holoceno, incrementándose 8% respecto al YD. Con base en esto se puede hacer una interpretación entre periodos con la secuencia húmedo-seco-húmedo. En la figura 70 se presentan dos gráficas, una (a) con los resultados de susceptibilidad magnética expresada en el Sistema Internacional ($\mu\text{m}^3/\text{Kg}$) y otra (b) con la susceptibilidad dependiente de frecuencia (-1 xhf/xlf) X 100%) (Debido a que existen componentes súper paramagnéticos en las muestras de sedimentos y paleosuelos que no responden a los campos magnéticos de alta frecuencia, dejando de contribuir a la susceptibilidad xfd, es un indicador de la presencia de estas, de acuerdo con Ibarra (2015). Se pueden observar los periodos más húmedos a lo largo de la columna estratigráfica que están a la profundidad de 320cm y 315 (se correlacionan con la última desglaciación del Pleistoceno tardío, antes del YD). En contraste, a estos se presentan los más críticos en términos de aridez, representados por valores negativos, que indican la influencia de minerales diamagnéticos (calizas y minerales de cuarzo) en las profundidades 560, 440, 280, y 220cm.

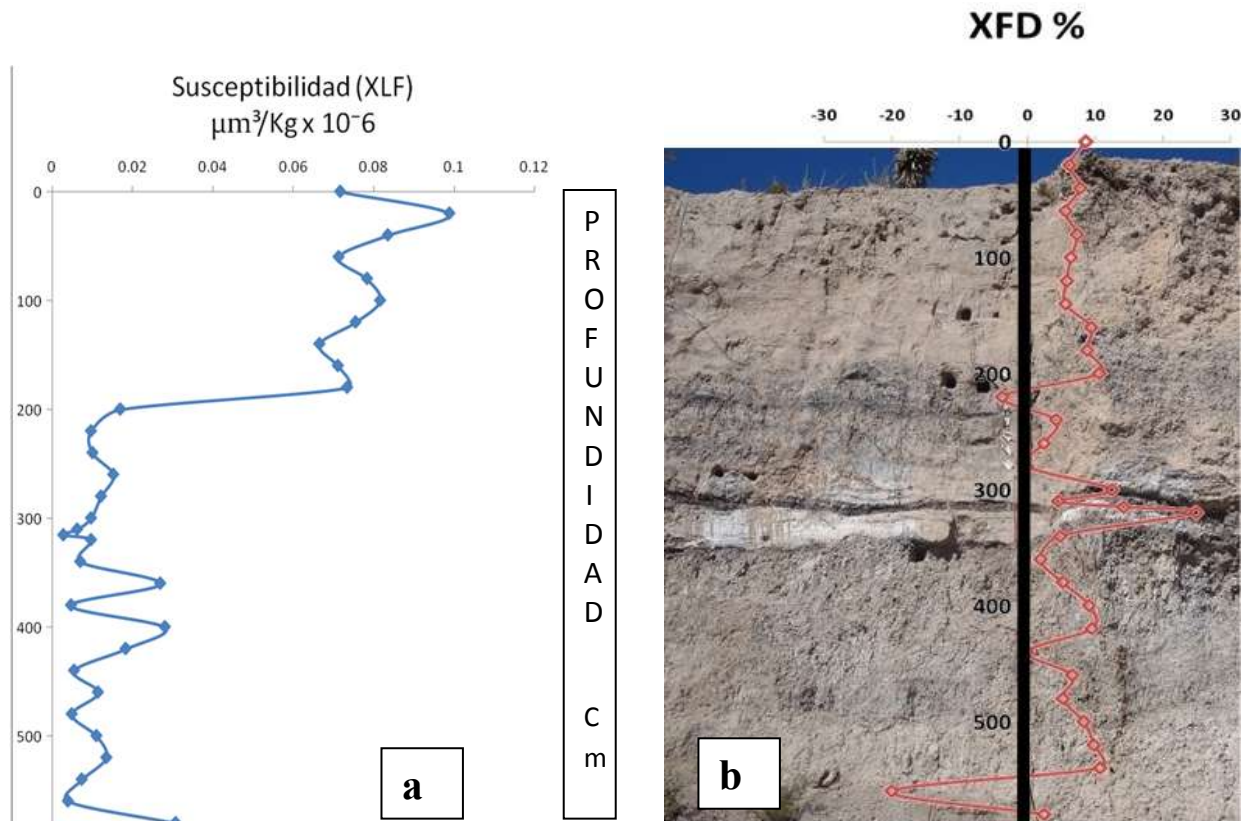


Figura 70. Se muestra la gráfica de susceptibilidad magnética a la izquierda (a) y la gráfica dependiente de frecuencia (b) que muestra una mayor sensibilidad a la presencia de minerales súper paramagnéticos que no aportan señales al campo magnético durante la estimulación de susceptibilidad pero que son muy importantes para conocer la diagénesis del arroyo Ojo de Agua.

Arroyo El Muerto Guanajuato

De la misma manera que en el arroyo Ojo de Agua, en el arroyo El Muerto la susceptibilidad magnética soporta las condiciones paleoclimáticas sugeridas por los proxies que se han estudiado en este trabajo. En la figura 71 se aprecia la gráfica de susceptibilidad y gráfica dependiente de frecuencia que indican una transición entre el Pleistoceno y el Holoceno con cambios en los aportes terrígenos, ya que hay un incremento de los minerales magnéticos que se ve reflejado en ambas gráficas. Es evidente que la interpretación más aproximada esté basada en el hecho de que la activación de la corriente fluvial por las estaciones más húmedas cambió el régimen de sequías que permitieron la formación de un paleosuelo maduro durante el Pleistoceno tardío.

Si bien los minerales que variaron poco entre un estrato y otro no aportaron información sobre el cambio climático, la susceptibilidad permitió conocer el incremento de dichos minerales aportando valiosa

información sobre las condiciones ambientales que caracterizaron cada una de las etapas en el arroyo. En las gráficas también es posible diferenciar las diferentes etapas climáticas que han marcado la historia del sistema fluvial de El Muerto, con periodos que van de muy húmedos (saturados) hasta el periodo poco antes del Presente en el cual se aprecia una sequía muy drástica, definida por arcillas puras y con una importante cantidad de carbonatos pedogénicos.

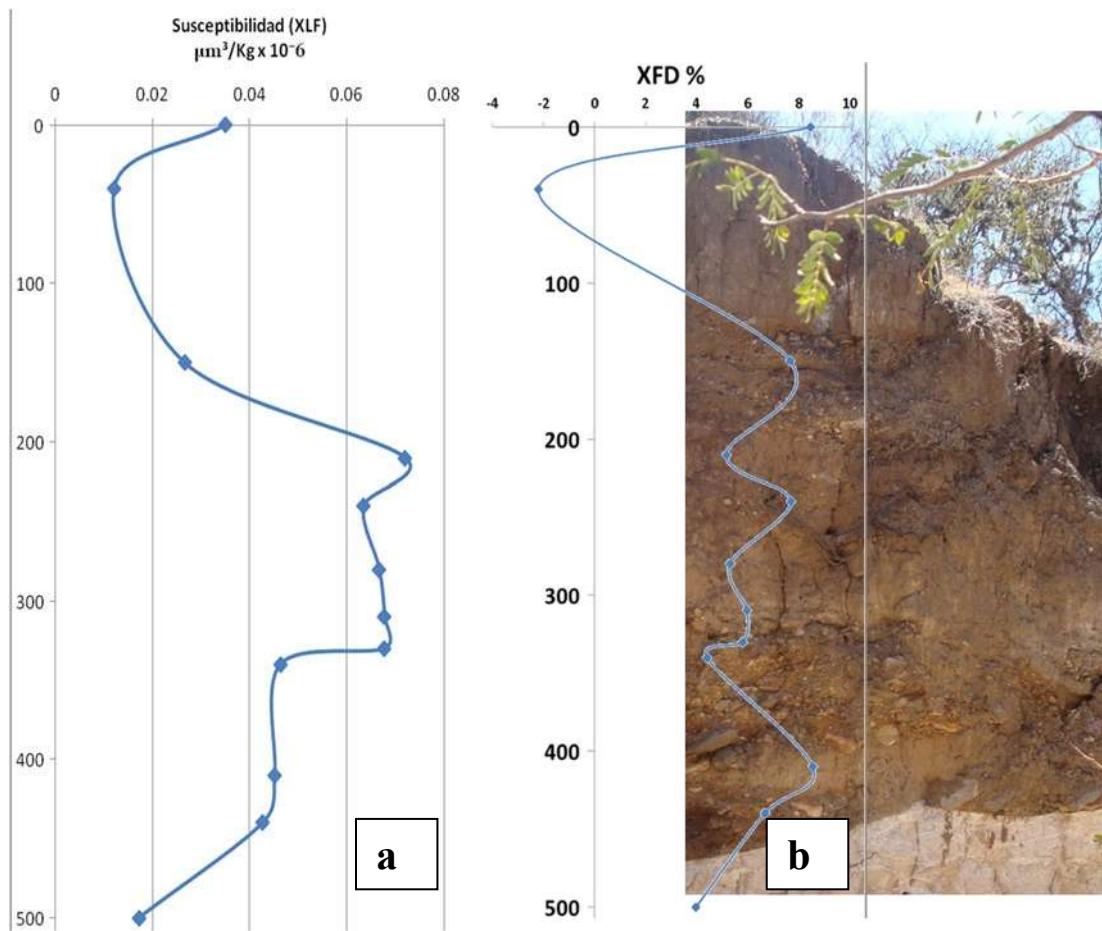


Figura 71. Se muestra la gráfica de susceptibilidad magnética a la izquierda (a) y la gráfica dependiente de frecuencia (b) que presenta mayor sensibilidad a minerales súper paramagnéticos que no aportan señales al campo magnético durante la estimulación de susceptibilidad. En la transición Pleistoceno-Holoceno se observa un incremento en los minerales indicadores de humedad. Muy cerca de la cima se puede apreciar que se registra el periodo de mayor aridez, y se corrobora con la presencia de los carbonatos que dominan en lo alto de las columnas a lo largo del arroyo El Muerto y que no han sido iluviados.

Estudios micropaleontológicos

Arroyo Ojo de Agua Zacatecas

El arroyo Ojo de Agua, Zacatecas, contiene numerosos microfósiles de la fauna y la flora que atestiguó la transición entre las últimas dos épocas del Cuaternario (Figura 72). Contrariamente, en el arroyo El Muerto, Guanajuato, no se obtuvieron fósiles para la interpretación paleoambiental con base en organismos como animales o plantas. Por esta razón en el presente capítulo se enlistan solo las especies del arroyo Ojo de Agua que fueron identificadas e interpretadas en el laboratorio de paleontología de la Universidad del Mar campus Puerto Escondido, Oaxaca.



Figura 72. Es una fotografía que muestra el conjunto de microfósiles del arroyo Ojo de Agua antes de ser lavados para su observación e identificación, tal cual aparecen fueron separados del sedimento con pinceles de las mallas correspondientes.

OA 315: este estrato presentó la mayor diversidad de microfósiles, incluyendo siete especies de gasterópodos, una de bivalvo y una de ostrácodo. A continuación se muestran las especies con su descripción morfológica, ecológica.

Pisidium compressum (Prime, 1851) (Figuras 73a y 73b); Reino Animalia, Phylum Mollusca, Clase Bivalvia, Familia Pisidiidae. Este género (*Pisidium*) fue descrito por C. Pfeiffer (1821); de acuerdo a la descripción de A. BYRON 1950, es un grupo compuesto por animales de talla pequeña, la mayoría de las conchas poseen solo unos cuantos mm de longitud; sus hábitats se componen de una amplia variedad de ambientes que van desde aguas fangosas poco profundas, en vegetación acuática, arroyos de corrientes suaves con limos y arcillas; se tiene registro de presencia en lagos con profundidades de hasta 25m; esta especie ha proliferado en ambientes alimentados por manantiales en Meade, condado de Kansas.

Los caracteres morfológicos que se emplearon para determinar la especie fueron las medidas de los dientes en la Charnela (bisagra) que son un elemento de identificación fiable. La mayoría de los 23 organismos contados presentaron una talla entre 3 y 4mm teniendo por tanto la certeza de que son ejemplares adultos y que su identificación se basó en rasgos que no cambiarían como en el caso de los bivalvos juveniles que tienden a modificar estructuras con el tiempo de madurez. En resumen, el diagnóstico de la presencia de esta especie en el arroyo está asociado a un ambiente de baja energía con agua poco profunda. Esta diagnosis se correlaciona con las especies de moluscos del Pleistoceno tardío reportados en Norte América incluyendo el norte de México, en sitios con características ecológicas muy similares, lo más afín entre estos sitios son los sistemas hídricos que estuvieron funcionando con manantiales después de la desglaciación del Ultimo Glaciar Máximo, tal como se conoce que ocurrió en el arroyo Ojo de Agua en el Pleistoceno terminal y como se ha correlacionado también con los resultados de granulometría que indican baja energía en el transporte fluvial.

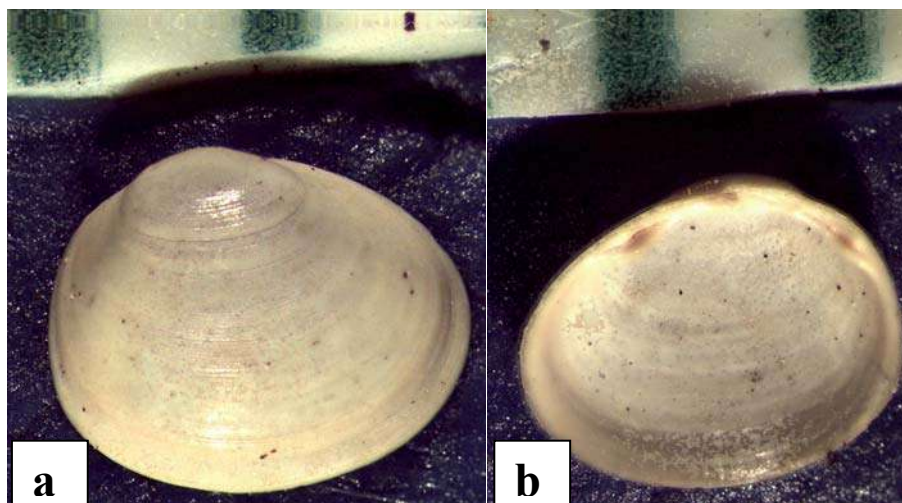


Figura 73. *Pisidium compressum*, Bivalvia, vista dorsal (a) y ventral (b), las marcas entre las cinta superior corresponden a escala de 1mm.

Retinella electrina (Gould) Baker 1939, (Figura 74), Reino Animalia, Phylum Mollusca, Clase Gastropoda, Familia Zonitidae. De acuerdo con la descripción ecológica propuesta por A. BYRON 1950, es una especie muy común en los sedimentos del Pleistoceno en los bosques del este de Canadá, en el condado del sur de Virginia, al oeste de Montana, Oregón, Alaska, hacia el sur de Nuevo México y Arizona. Vive principalmente en el suelos, entre la hojarasca en descomposición, debajo de los árboles muertos. Se le puede encontrar de manera común asociada a la especie *Zonitoides arboreus*. Su distribución es esencialmente dentro de los bosques húmedos, y se va limitando hacia las porciones que tienden a la aridez. Se puede observar que su presencia habla de un ambiente húmedo, el cual está limitado en el arroyo Ojo de Agua solo a las zonas próximas a los manantiales; en este contexto las observaciones sobre la tafonomía de los ejemplares indican que los 10 organismos presentes (representan el 9% de los gasterópodos totales) tuvieron un importante transporte que borró las estrías comunes de las conchas, dejándolos casi lisos y depositándolos en el sedimento OA315, esto significa que son organismos alóctonos transportados de zonas altas por las corrientes fluviales hasta las zonas más bajas. En la actualidad las sierras cercanas poseen vegetación de *pinus*, el hábitat ideal para *Retinella electrina* siendo su presencia un proxy de interpretación paleoambiental de las proximidades altas del arroyo.



Figura 74. *Retinella electrina*, habitante de los bosques próximos al arroyo, es posible apreciar en la imagen que las estrías regulares casi se han perdido por procesos tafonómicos como el transporte fluvial. La distancia entre las marcas de la cinta representan un milímetro.

Succinea avara, Say 1824, (Figuras 75a y b), Reino Animalia, Phylum Mollusca, Clase Gastropoda Familia Succineidae. De acuerdo con la descripción ecológica propuesta por A. BYRON 1950, es una especie que se ha encontrado abundantemente en los ambientes más áridos de Kansas. También hay registros de *Succinea avara* hacia las bahías de Hudson, en el sur de la Florida y el norte de México. Este gasterópodo tiene una amplia variedad de hábitats que van desde la costa hasta las porciones altas de las montañas habitando entre los troncos y las hojas en descomposición; se le ha encontrado asociado a especies de la familia Pupilidae. Se cree que las especies que alcanzan unos pocos mm de longitud en su estadio adulto demuestran un déficit de nutrimentos en el ambiente que les limita el crecimiento (BYRON 1950), y el ejemplo de ellos son los colectados en el estrato OA 315 del Pleistoceno tardío ya que los más grandes alcanzan tallas de 4mm y la talla regular en un óptimo ambiente es de entre 7 y 11mm. Este hábito cosmopolita de la especie le atribuye que en las muestras haya sido el organismo más abundante con un conteo de 61 ejemplares. En el análisis tafonómico se encontraron organismos que presentaban sus estrías alrededor de la cubierta casi intactas y otras que presentaron marcas de desgaste post-mortem como es el transporte fluvial. Esto significa que la especie *Succinea avara* tuvo presencia a

lo largo del arroyo, coincidiendo en el norte de Zacatecas con la descripción cosmopolita que propone el autor de la interpretación ecológica en los sitios de Norte América en la porción de Estados Unidos.

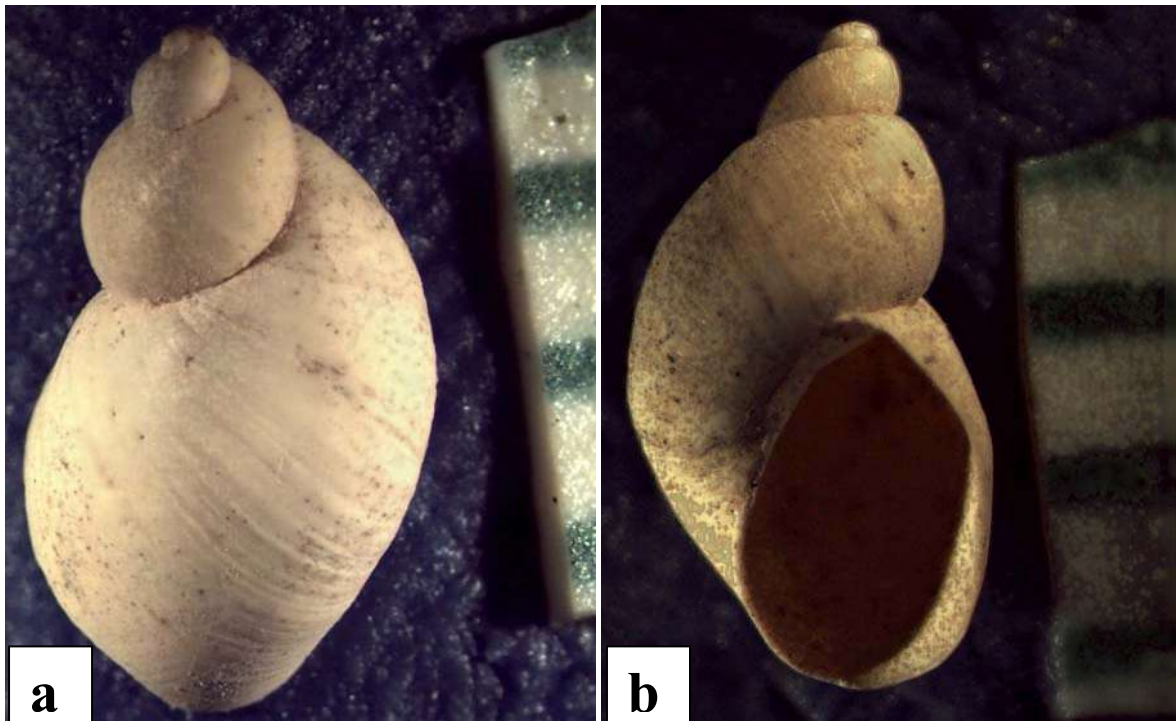


Figura 75. *Succinea avara*, (a) vista dorsal, (b) vista ventral. Habitante de una amplia variedad de ecosistemas lo que le confiere el título de especie cosmopolita, con la mayor riqueza de organismos respecto a las otras especies que le acompañan. La distancia entre las marcas de la cinta representan un milímetro.

Vertigo ovata. Say, 1982, (Figura 76), Reino Animalia, Phylum Mollusca, Clase Gastropoda, Familia Pupiliidae. *Vertigo* es un género de caracoles que están ampliamente distribuidos en el perfil altitudinal en América del Norte, a excepción de los bosques de coníferas. Por lo regular se les encuentra habitando entre las gramíneas cerca de los arroyos y los estanques de baja profundidad. La especie *Vertigo ovata* ha tenido presencia en el registro fósil desde el Plioceno inferior en localidades de Estados Unidos y también en México (BYRON 1950). La humedad es un factor limitante de esta especie, su hábitat es siempre en lugares que se acompañan de pantanos, ciénagas, o en el caso de los que habitan cerca del mar se pueden encontrar cerca de los muelles en donde las corrientes son escasas y abunda la vegetación.



Figura 76. *Vertigo ovata*. Habitante de una amplia variedad de ecosistemas asociados siempre con cuerpos de agua de baja profundidad. La distancia entre las marcas de la escala representan un milímetro.

Gastrocopta sp. (Figura 77). Reino Animalia, Phylum Mollusca, Clase Gastropoda; Es un fósil de la misma familia que *Vertigo rugosula* (Pupiliidae); el género *Gastrocopta* presenta la diferencia morfológica con respecto a *Vertigo* de la pesada armadura de denticulos que son notablemente más robustos. Respecto a sus preferencias de hábitat no hay variaciones importantes, presenta marcas de evidente transporte e inclusive es probable que hayan compartido el mismo nicho ecológico en los bosques de las sierras que rodean al arroyo Ojo de Agua.



Figura 77. *Gastrocopta sp.* Únicamente fue posible determinar el género de este fósil, sin embargo las preferencias de hábitat son las mismas que *Vertigo rugosula*.

Gyraulus parvus (Figura 78). Reino Animalia, Phylum Mollusca, Clase Gastropoda Familia Planorbidae. Son animales muy pequeños que tienen una amplia distribución en Norte America incluyendo México; se ha reportado su presencia en los paleambientes de aguas someras en las que habitó entre la vegetación acuática alimentándose de diatomeas y otros componentes del plancton. El género de *Gyraulus* es característico de los sistemas de aguas tranquilas desarrollando su ciclo de vida en plantas sumergidas. En las muestras de sedimentos de OA 315 no son abundantes y su talla es muy pequeña (aun siendo adultos) los más grandes tienen 2.5mm de longitud.



Figura 78. *Gyraulus parvus*.

Zonitoides arboreus (Figuras 79a y b). Reino Animalia, Phylum Mollusca, Clase Gastropoda Familia Gastrodontiidae. Es un habitante de ambientes relativamente templados, su distribución está asociada a bosques y como se pudo observar al microscopio los ejemplares de esta especie presentan un pulimiento sobre ambas caras del caparazón, lo que puede ser interpretado como una especie que se depositó posterior a su muerte, transportada desde las zonas más altas de las sierras que circundan al arroyo. Sin embargo este género ha estado presente durante todo el Pleistoceno en Norte América formando comunidades con los otros gasterópodos de ambientes fríos; es importante resaltar que en los estratos superiores a OA315 ya no se vuelve a encontrar registro, indicando que el sitio ya no volvió a presentar una cobertura de bosque importante debido a que el Holoceno es en términos generales un periodo cálido interglaciar y la línea de bosque está muy por arriba respecto a la vegetación desértica que predomina.

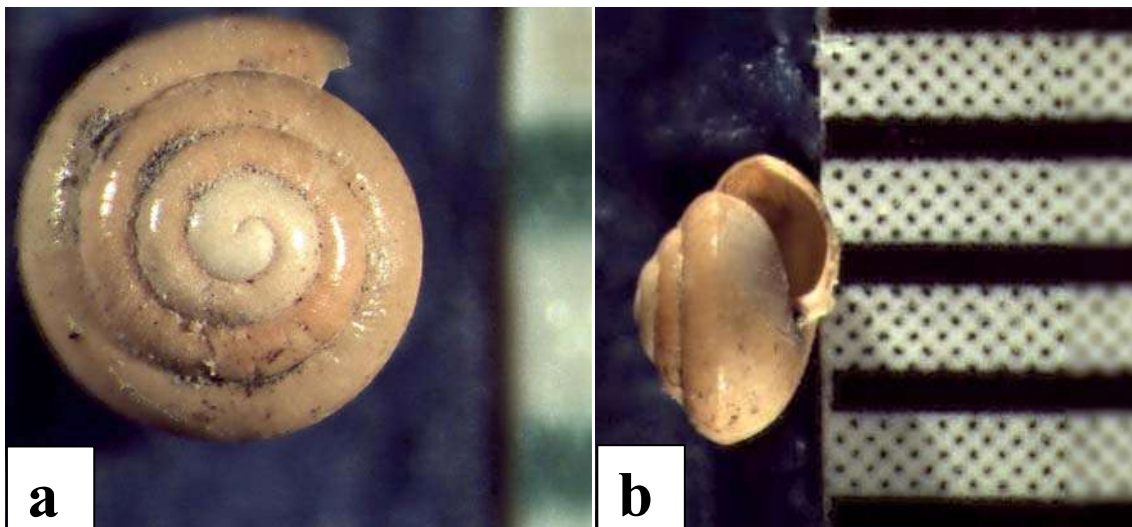


Figura 79. *Zonitoides arboreus*, habitante de bosques, su análisis tafonómico sugiere que fue transportado desde los bosques y depositado algunos kilómetros más abajo. (a) vista de costado en la que se aprecia el pulido del caparazón,
(b) vista ventral. Se presentan las escalas verticales de 1mm.

Deroceras aenigma, (Figura 80), Reino Animalia, Phylum Mollusca, Clase Gastropoda Familia Limacidae. El género *Deroceras* es un grupo de caracoles muy particulares, ya que la concha no está desarrollada ni expuesta, por ende presentan únicamente un vestigio de ella pero internamente. Se les conoce con el nombre común de “babosas” como los típicos caracoles desnudos que habitan en los lugares húmedos. En este caso se encontraron únicamente dos conchas en condiciones de evidente

transporte con sedimentos, por lo que su origen es alóctono al igual que las otras especies que son características de ambientes de mayor altitud y que desarrollan gran parte de su vida entre la hojarasca en descomposición.



Figura 80. *Deroceras aenigma*, es una especie de caracoles de apariencia desnuda, el estado dañado de las conchas es evidencia del transporte con las corrientes fluviales. Puede notarse que el tamaño de la estructura alcanza solamente 1.5mm.

Candonia sp. (Figuras 81a y b). Reino Animalia, Phylum Artropoda, Subphylum Crustacea, Familia Candonidae. Es el único crustáceo que se encontró entre los sedimentos; estos organismos son muy importantes en la reconstrucción paleoclimática por su naturaleza de respuesta a los cambios físicos y químicos; su sensibilidad a las condiciones del medio permite que se determine con puntualidad el ambiente dominante del sitio que habitaron. De esta manera, teniendo en cuenta que los caparazones se obtuvieron en buenas condiciones post-mortem determinando que es autóctona del sedimento muestreado, la ecología del género *Candonia* de acuerdo a Bridwater 1995, su distribución está asociada a ríos y lagos con ligera alcalinidad, habitando entre vegetación acuática en profundidades que varían desde unos cuantos centímetros hasta cerca de los 9m. La presencia de este ostrácodo en el arroyo

soporta las condiciones de alcalinidad en el agua que estuvo fluyendo constantemente y produciendo disolución sobre las calizas preexistentes.

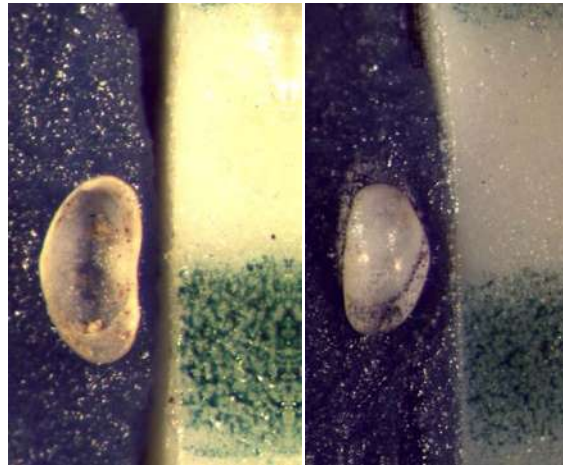


Figura 81. *Candona sp.* El único representante de los ostrácodos presentes en las muestras de OA315. Es un micro-artropodo (1mm) que habitó en el arroyo por las condiciones de alcalinidad que este presentó durante el Pleistoceno tardío.



Figura 82. Imágenes a mayor escala de los ostrácodos del sedimento OA 315.

Los microfósiles en el registro sedimentario son de los proxies más importantes para la reconstrucción de la historia paleoclimática-ambiental de la Tierra.

BM: este estrato que se ha identificado como un paleosuelo, por su naturaleza no presentó fósiles completos que pudieran apoyar la reconstrucción paleoambiental del sitio; con lo único que se cuentan respecto a fauna, es con un importante contenido de fragmentos de conchas de moluscos que no es posible identificar (Figura 83). La flora si está representada por abundantes microfragmentos de carbón que sí pueden ser clasificados taxonómicamente.

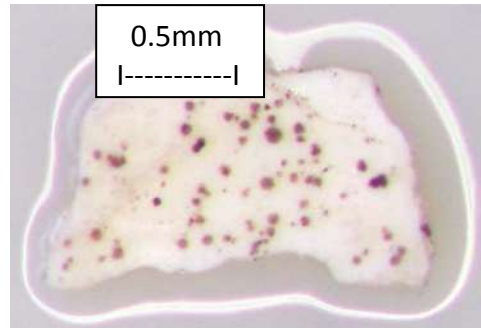


Figura 83. Fragmento de concha, muy abundantes en el paleosuelo del YD.

OA 300: como se ha interpretado anteriormente, el Holoceno en el arroyo Ojo de Agua aparece como un retorno a las condiciones fluviales. El notable cambio entre el paleosuelo del YD y el sedimento posterior a la transición presentan una diferencia muy marcada que es de gran interés para el estudio de múltiples disciplinas. En las muestras de OA 300 se identifican solo dos especies (Figuras 84a y b, y 85) que ya tenían presencia en el Pleistoceno tardío, estas representan únicamente el 22.2% respecto a las nueve que componen la comunidad de micro fauna antes del YD. Cabe señalar que en estratos superiores a OA 300, es decir, más jóvenes, si hay una recuperación completa de la comunidad teniendo como referencia a las de OA 315; esos estratos que representan eventos más jóvenes ya no están dentro del objeto de estudio de este trabajo, pero es posible señalar que las condiciones favorecieron por cierto tiempo a los moluscos y ostrácodos que en hoy en día ya no habitan en el arroyo. Como se describió con anterioridad, la mayoría de las especies encontradas son cosmopolitas, mediante ellas como único proxy no es posible determinar un paleoambiente, por lo que su presencia en estratos superiores al YD no indican que el medio haya sido igual o afín al del Pleistoceno terminal.

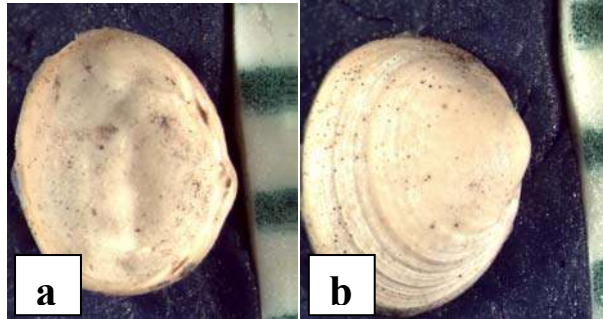


Figura 84. *Pisidium compressum*, Bilvalvo en el sedimento del Holoceno, presente también en el Pleistoceno tardío. a) vista del interior, la charnela, también conocida como bisagra es importante para la identificación de las especies. b) vista dorsal.

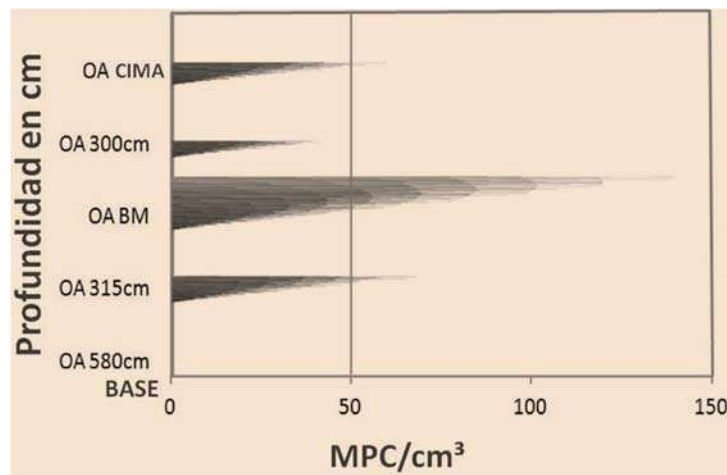


Figura 85. *Gyraulus parvus*, Gasterópodo en el sedimento del Holoceno, que también habitó durante El Pleistoceno tardío.

Macropartículas de carbón

Arroyo Ojo de Agua Zacatecas

En la gráfica 10 se muestran los resultados del conteo de macropartículas, las muestras que presentan mayor cantidad por cm^3 se encuentra en el paleosuelo del Younger Dryas (BM) con 147mpc, posteriormente OA 315 con 74mpc y la cima con 60mpc. Estas muestras son consideradas como periodos con episodios de fuerte actividad en incendios porque superan la línea de las 50mpc en la gráfica, a diferencia de la BASE y OA 300 que no rebasan el trazo que separa los eventos de fuego masivo y los de menor escala.



Grafica 10. Presenta la abundancia de macropartículas de carbón en los sedimentos OA BASE, OA 315, BM, OA 300 y OA CIMA; la gráfica presenta una línea ubicada en 50mpc para diferenciar los eventos que son considerados incendios de gran importancia y sobrepasan la línea, con los incendios menores que están por debajo de esta.

Este análisis por si solo puede explicar los resultados obtenidos de los conteos en los sedimentos y el suelo de la cima, la base de la columna está constituida por conglomerados de calizas, razón por la que no se identificaron mpc; el Pleistoceno tardío (OA 315) muestra que sí estuvo influenciado por algunos incendios de grandes magnitudes en el entorno que depositaron mpc en el arroyo; la explicación más parsimoniosa podría residir en la cantidad de vegetación disponible en el medio cuando las comunidades de la Megafauna como los grandes herbívoros comenzaron a declinar después del Último Glaciar Máximo permitiendo que las plantas crecieran sin un control por depredación. Como se ha sugerido

anteriormente el arroyo en el Pleistoceno tardío fue húmedo, sin embargo el entorno que no alcanzaba contribución hídrica de los manantiales pudo acumular grandes masas de pastizales que lógicamente eran combustibles disponibles.

Micromorfología

Arroyo Ojo de Agua Zacatecas

Estos análisis se realizaron en las muestras de ambos arroyos, Ojo de Agua y El Muerto. Para el arroyo Ojo de Agua se presenta una lámina delgada del estrato BM que representa al Younger Dryas y una descripción de sus propiedades físicas y químicas; estas propiedades son muy importantes porque contienen la información que soporta la clasificación del estrato BM como un paleosuelo. Para el caso del arroyo el Muerto se realizaron un total de 10 láminas delgadas con las que fue posible reconstruir los momentos de la historia climática de los estratos más representativos de la columna (incluyendo los que involucran la transición Pleistoceno-Holoceno).

Se presentan a continuación los resultados de micromorfología de los sedimentos y paleosuelos de ambos arroyos iniciando por la BM de Ojo de Agua, Zacatecas y posterior a ello únicamente los dos estratos del Pleistoceno-Holoceno de El arroyo El Muerto, Guanajuato; los resultados de las láminas de toda la columna se muestran en el apartado de anexos.

BM: La muestra del estrato BM adquirió este nombre por la abreviación de las esterillas negras o Black Mat características de paleoambientes del Pleistoceno tardío en Norte América que se formaron muy próximas a sistemas fluviales alimentados por manantiales, los cuales tuvieron como principal fuente de recarga el agua de deshielo del bloque Laurantida que en algunos sitios formó grandes lagos y en otros recargó mantos freáticos.

El estrato BM del arroyo Ojo de Agua es muy similar a los reportados en Estados Unidos, sus características físicas, químicas y biológicas son homologas por lo que se considera una Black Mat. Presenta estructuras porosas (Figura 86) con agregados o pedios de finos a medios (5-25mm) de limos muy finos y arcillas, dispuestos en formas que van de angulares a subangulares poliédricas (Figura 87a y b); es un paleosuelo parcialmente compacto lo que le confiere una estabilidad moderada. La matriz está compuesta por un 17% de arcilla adherida a los poros (Figura 88) y un 12% de materia orgánica derivada principalmente de algas pardas y micro fragmentos de vegetación carbonizada (Figuras 89 y

90); estos componentes sugieren que se trató de un suelo (se trató porque se está hablando en tiempo pasado, ahora es un paleosuelo, en el momento de su formación era suelo) de tipo Histosol (suelos húmedos, llegan a encharcarse acumulando abundante materia orgánica en descomposición que en la mayoría de las ocasiones forman turbas). Posteriormente a su formación experimentó un proceso de pirolisis (calentamiento a altas temperaturas en ausencia de oxígeno) el cual es fácil de identificar en las láminas delgadas por la semi-combustión de tejidos vegetales y por los fragmentos carbonizados que aún conservan su estructura y rasgos anatómicos debido a la presencia del polímero orgánico complejo lignina, el cual es importante en los tejidos de soporte en plantas y también presente en algunas algas (Figuras 91a, b, c y d).

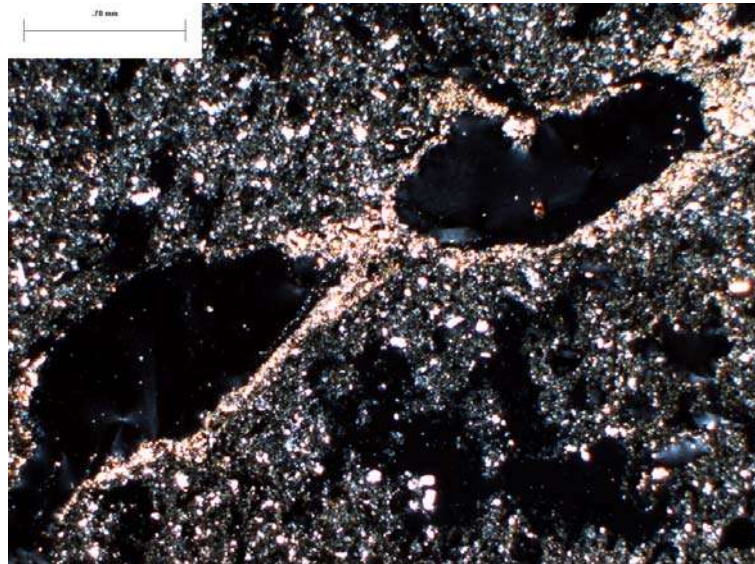


Figura 86. Imagen de la estructura porosa del paleosuelo BM.

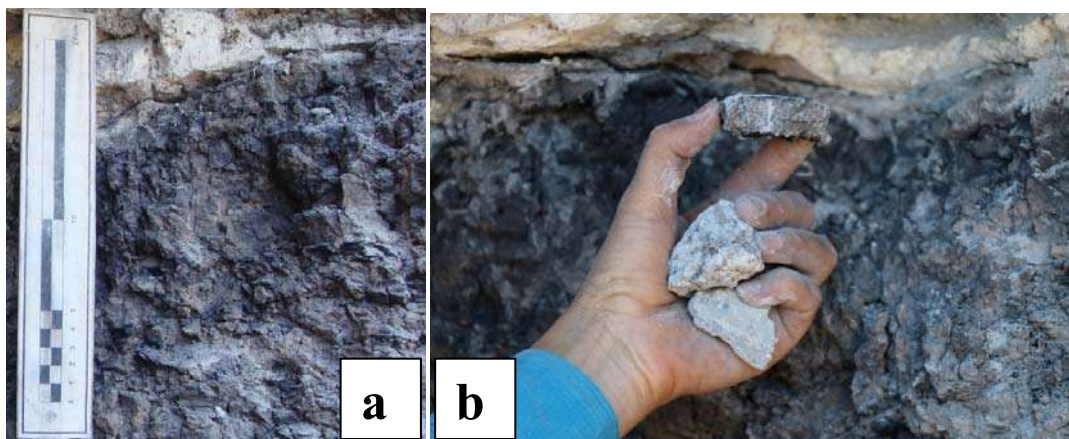


Figura. 87 a) Paleosuelo in situ, b) Agregados con estructuras angulares y subangulares del paleosuelo BM.



Figura 88. Los poros del paleosuelo del estrato BM se observan recubiertos por arcillas, lo que sugiere que el suelo permaneció húmedo por un tiempo y posteriormente se secó acomodando los minerales arcillosos en los márgenes. En el poro derecho se puede observar un fragmente de caparazón de molusco.

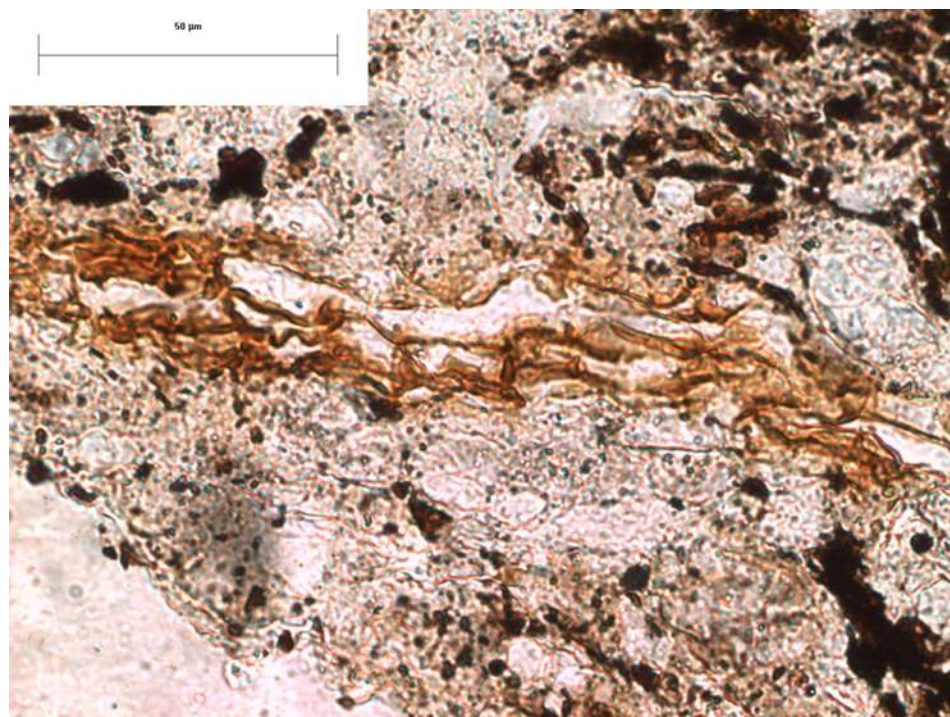


Figura 89. El paleosuelo conserva en perfecto estado y sin ninguna alteración restos de algas pardas comunes que son muy abundantes en ciénagas.

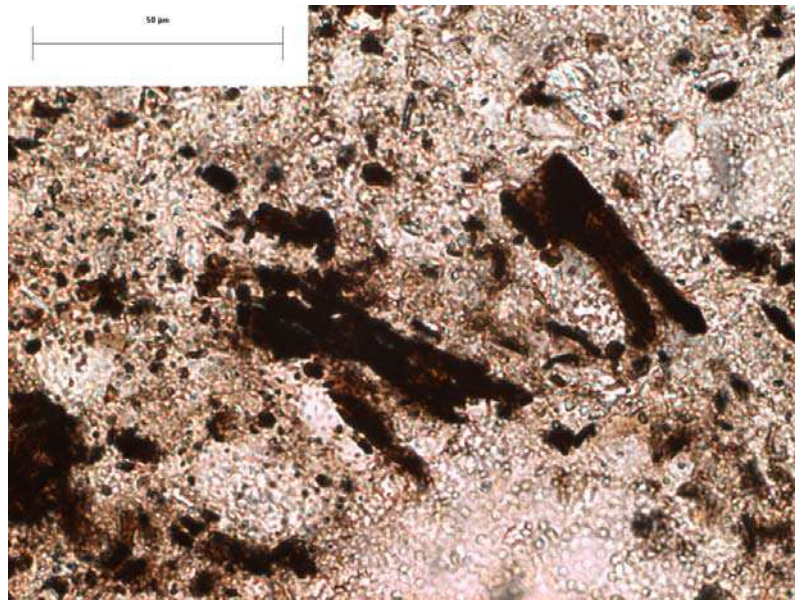


Figura 90. La materia orgánica en forma de raíces y pequeños tallos que no se incendiaron son muy abundantes.

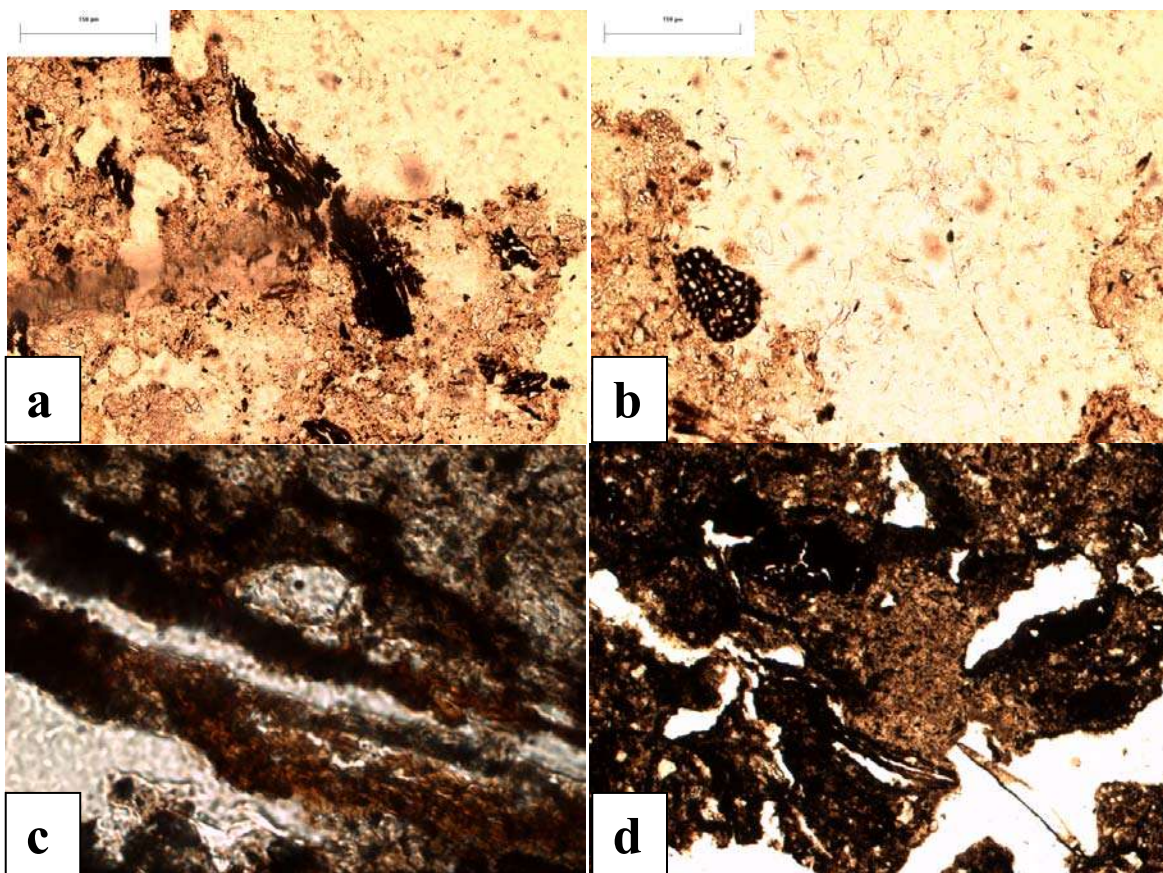


Figura 991. a) Fragmento leñoso sin quemar, b) fragmento leñoso carbonizado, c) tejidos de algas si quemar, d) tejidos de algas después de la pirolisis.

De acuerdo a la clasificación de Harris Parks (2014), el estrato BM del arroyo Ojo de Agua fechado en la cronozona del Younger Dryas es homologa con las esteras negras reportadas en el Pleistoceno tardío en el norte del continente Americano. Las características que se presentan en este estudio sobre el estrato BM son semejantes en términos geoquímicos, mineralógicos, físicos, biológicos y micromorfológicos; después del análisis detallado de este estrato se determinó la correlación con uno de los cuatro tipos propuestos por Harris Parks (2014). Las propiedades del estrato BM encajan con el Tipo I, el cual presenta las siguientes características: contienen de 9,9 a 21,7% de materia orgánica y de 0,5 a 12,9% de carbonatos. Se caracterizan por la estructura en bloques angulares. Los microcomponentes son casi en su totalidad de fitoclastos opacos finamente fragmentados y muy abundantes. En las áreas de las secciones delgadas <30 micras de espesor, la materia orgánica aparece enrojecida a lo largo de los bordes, en algunas muestras aparecen estructuras celulares individuales. Los fitolitos también están presentes en estas capas en abundancias de hasta 2%. Frecuentemente estos estratos se depositan en la parte superior de margas o intercalados (como se aprecia en los estratos subyacentes y sobreyacentes de la BM en Ojo de Agua). La interpretación paleoambiental para este tipo de estratos es la siguiente: Sitios con niveles bajos de agua intercalados con periodos de desecación duraderos en los cuales se daban las condiciones para la formación de turbas debido a la acumulación de materia orgánica; cuando estas facies alcanzan fases de suelo, la materia orgánica se encuentra bien mezclada por lo que hay ausencia de estructuras estratificadas.

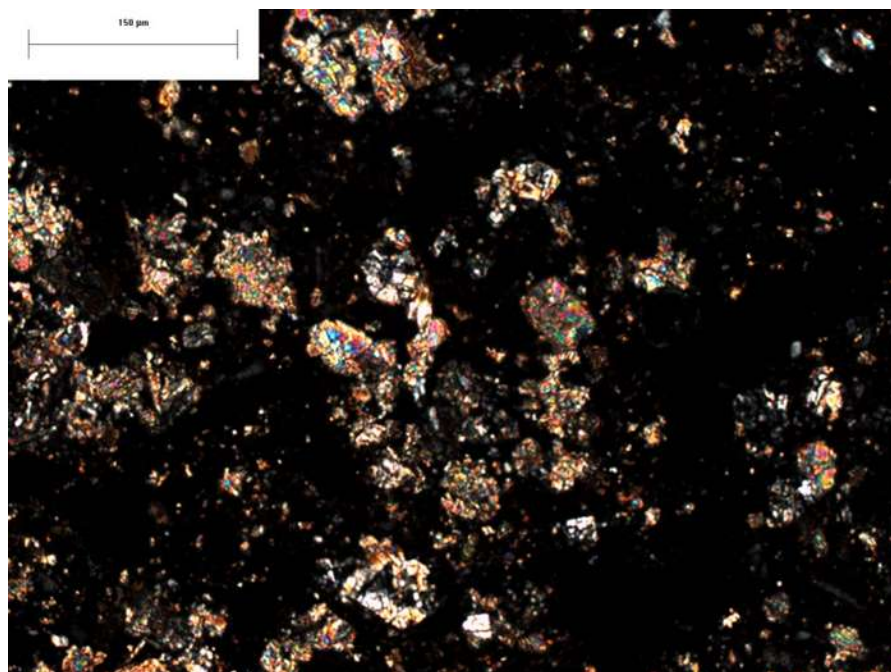


Figura 92. Cristales de calcita en micro masas acumulados alrededor de poros del paleosuelo BM.

Arroyo El Muerto Guanajuato

El arroyo El Muerto presentó una dinámica climática totalmente diferente a la del norte de Zacatecas. En los análisis de micromorfología fue posible afirmar que el Pleistoceno tardío se manifestó en un suelo árido bien desarrollado y que la transición al Holoceno reactivó el canal por un corto tiempo en el cual formó una facie sedimentaria que sobreyace al paleosuelo en contacto discordante erosivo. A continuación se describen ambos estratos con base en las observaciones de las láminas delgadas.

MA 440 (Pleistoceno tardío): Es un paleosuelo bien desarrollado con estructuras redondeadas, alto grado de porosidad (Figura 93), de color pardo claro compuesto por aluviones de calizas, andesitas, areniscas, ignimbritas y esquistos. Presenta arcilla libre que recubre los clastos; no hay carbonatos pedogénicos pero si hay fuerte reacción al HCl debido a los minerales de calcita presentes en detritos de tamaños que van desde bloques hasta limos finos (Figura 94). Este estrato representa la secuencia del Pleistoceno tardío y sus características edafológicas indican un periodo marcado por las condiciones áridas; sin embargo es posible apreciar una importante cantidad de concreciones de Hierro (Figura 95) dispuestas en nódulos que abundan en todas las muestras de este paleosuelo, ello demuestra la naturaleza de la incisión de este estrato que sobreyace a un depósito masivo de material volcánico el cual no ha sido fechado pero se ha clasificado como un depósito de caída; el paleosuelo del estrato MA 440 tuvo como origen un material acarreado o depositado por eventos fluviales de alta energía que al disminuir permitió el establecimiento de un suelo, en el cual, al agotarse la saturación de agua y el oxígeno favoreció el crecimiento de bacterias anaerobias reductoras responsables de estas concreciones de Hierro producto del metabolismo celular.

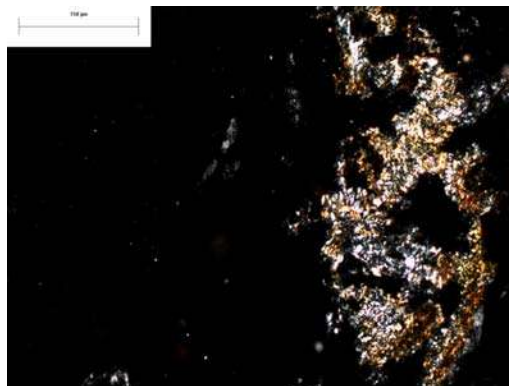


Figura 93. La arcilla se dispone alrededor de los poros indicando que el paleosuelo tuvo en un principio abundante agua y posterior a ello se secó sin retornar a las condiciones húmedas.

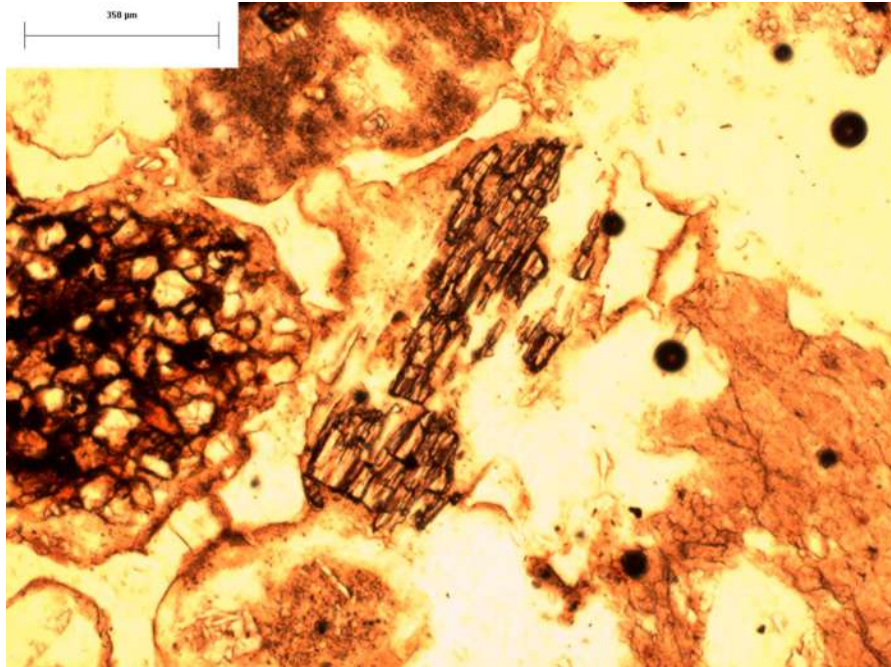


Figura 94. Micro fragmento de caliza en el que se aprecia un alto grado de alteración física.

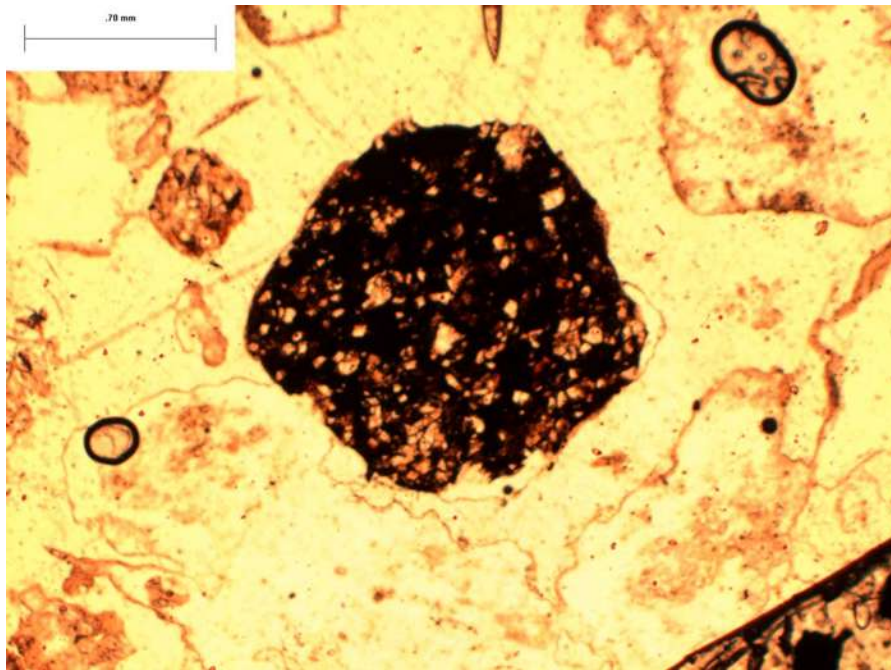


Figura 95. Concreción de Hierro, formaciones que resultan de la actividad anaerobia de bacterias en ambientes donde hubo agua en periodos húmedos y posteriormente se tornaron áridos; al agotarse el oxígeno de los poros (por actividad aerobia) se favoreció el crecimiento de bacterias reductoras de Fe.

MA 410 (Holoceno temprano): Este sedimento es muy importante ya que contiene la información de las condiciones del inicio del Holoceno. Tiene un color pardo oscuro, los pequeños clastos que lo integran son de areniscas, cuarzos y esquistos (Figura 96). Es un estrato que acumulo una gran cantidad de

materia orgánica la cual tiene influencia en la pigmentación de este (Figura 97), sin embargo no presenta restos de carbón que puedan ayudar a la identificación de plantas. No se observan detritos volcánicos. Es posible apreciar una moderada cantidad de carbonatos pedogénicos que tienen su origen en los estratos superiores y que han sido removidos por lixiviación; es claro que las condiciones fluviales duraron poco tiempo, ya que a unos pocos centímetros posteriores al contacto con MA 440 se forma un suelo con propiedades verticas (atribuidas a las altas concentraciones de arcillas expansivas de montmorillonita que forman pronunciadas grietas en estaciones secas o largos periodos áridos (Figura 98)).

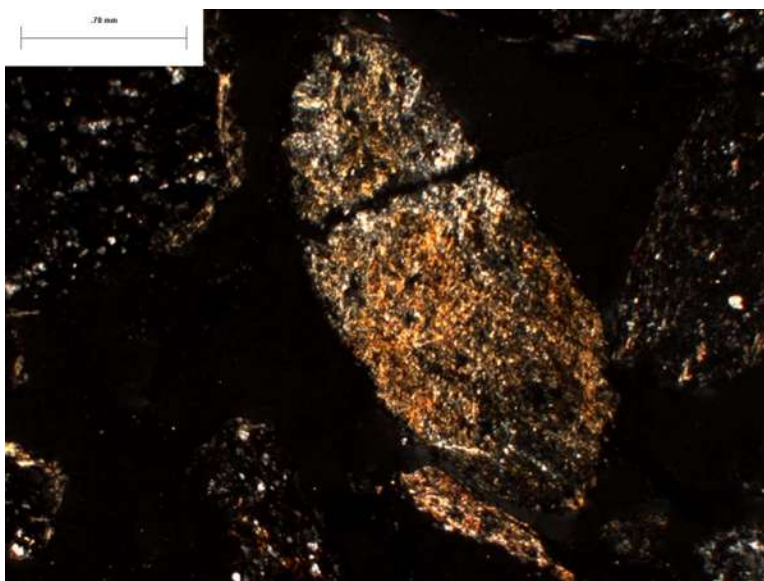


Figura 96. Micro fragmento de esquistos que conforman el basamento del arroyo El Muerto.

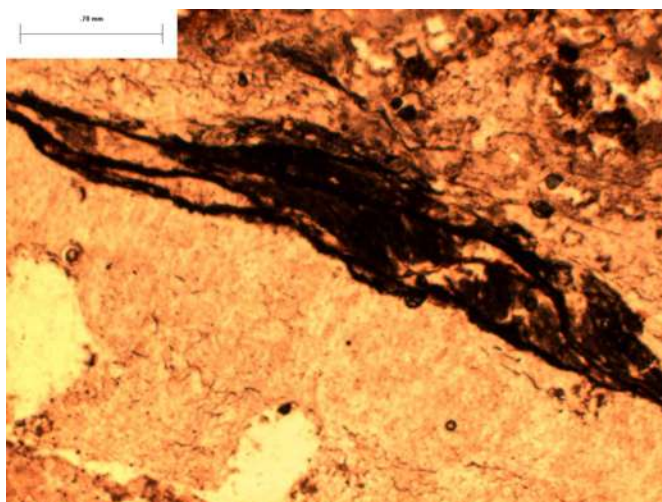


Figura 97. Se aprecia tejido de materia orgánica, es abundante en las muestras pero su estado de conservación no es adecuado para clasificar taxonómicamente los restos de estas plantas.



Figura 98. El estrato en el que se encuentran los sedimentos MA 410 presenta una profunda alteración, por ejemplo, la acumulación de carbonatos pertenecientes a estratos superiores, actividad de microorganismos, plantas, insectos, arácnidos, entre otros que han contribuido la transición a una fase edáfica, la cual le confiere propiedades verticas como el agrietamiento que favorece su erosión.

Los estudios realizados a micro escala de las muestras obtenidas en el arroyo El Muerto en Guanajuato, también prueban que el lugar ha sido muy fluctuante en su historia climática, esto repercute de manera directa en las condiciones en las cuales se conservan los estratos (con alteraciones físicas y químicas). Lo importante es que a lo largo de la sección fluvial se aprecian columnas que aunque presentan evidente alteración, aun son viables para el estudio paleoclimático-ambiental de la zona pues en ellas se conservan los sedimentos del Holoceno, los cuales contrastan el prolongado periodo árido que dominó en el Pleistoceno terminal, que se ve interrumpido con la entrada de humedad proveniente del Océano Atlántico; esta pudo tener su principal origen al incrementarse el nivel del océano por el aporte de agua de la desglaciación del casquete Laurantide y Escandinavo, por lo tanto la activación de la corriente en el arroyo debió ser resultado del desplazamiento de la Zona de Convergencia Inter Tropical a una posición parecida a la actual; entonces el origen de la humedad podría estar asociada a estaciones con veranos muy lluviosos, por lo menos hasta que la configuración en la convección marina se estableció.

Identificación de flora mediante micro fragmentos carbonizados

Arroyo Ojo de Agua Zacatecas

El carbón que se generó durante el o los incendios que marcaron el estrato BM del Younger Dryas permitió conocer la familia de plantas más abundantes en las proximidades del arroyo Ojo de Agua; en el análisis de macropartículas de carbón fueron aprovechados los fragmentos contados para clasificarlos taxonómicamente y conocer la combinación de los diversos procesos que actuaron en el ambiente (el régimen de incendios, la biomasa como combustible, procesos tafonómicos) para que fuera posible la acumulación masiva de carbón.

Las claves de identificación para carbón propuestas por Courtney y Pisaric (2014) son una guía indispensable para la caracterización de las plantas a nivel de familia mediante anatomía comparada, para esto se emplean rasgos geométricos, estructurales y texturales. Los resultados de las investigaciones de Scott (2010) son útiles en la determinación de las temperaturas a las cuales se formó el carbón y así determinar los procesos tafonómicos de los microfragmentos depositados en el estrato BM.

Con base en esto se lograron los siguientes resultados:

De los 147 fragmentos de carbón contados en 2cm³ de muestra, únicamente 72 presentaron una morfología adecuada para su identificación taxonómica; de estos, 53 se agruparon dentro de la familia Poaceae (74.28%) y 19 en la familia Pinaceae (25.72%). En este estudio se realizó una selección rigurosa de los fragmentos a identificar para dejar el margen mínimo de errores en la clasificación, por lo que se excluyeron piezas rotas, sucias, con caracteres poco distinguibles o de dudosa apariencia.

Para determinar la temperatura aproximada en la formación del carbón, se realizaron las observaciones de los tejidos vegetales con el objetivo de reconocer el estado de alteración de la lignina; con ayuda de una aguja de plástico se fragmentaron varios ejemplares para también conocer el estado de conservación del interior de los tejidos. En luz natural se realizaron las observaciones relativas básicas para reconocer si las estructuras presentaban brillo u opacidad. En la figura 99 se presentan las imágenes más representativas de los fragmentos de carbón con una escala a 500µm y la parte anatómica identificada.

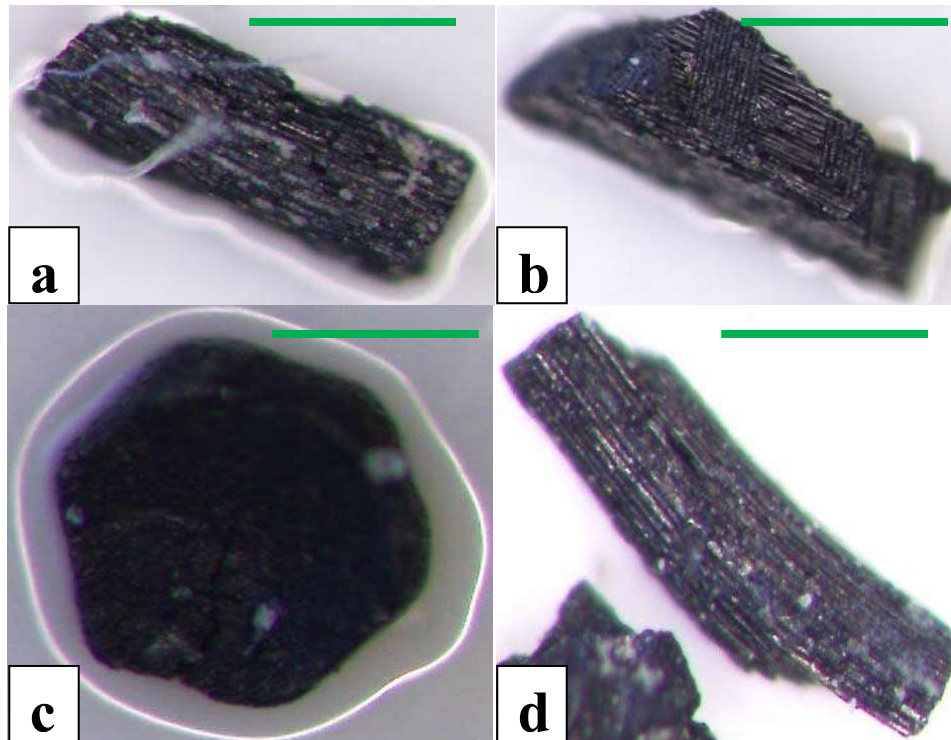
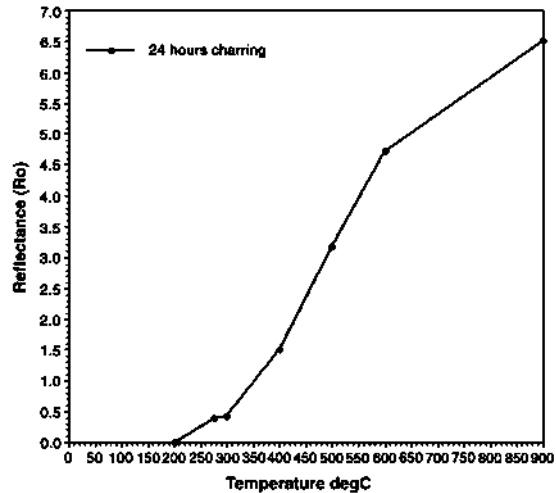


Figura 99. En las imágenes se presentan los fragmentos más representativos que fueron clasificados en dos familias: Poaceae (o gramíneas, todas herbáceas) con abundancia dominante; y Pinaceae (la familia de los pinos) con solo 25.72%. En las imágenes se muestra a) Tallo de Poaceae, b) Hoja de Poaceae, c) sección transversal de una hoja de pino y d) porción longitudinal de una hoja de pino. La escala representa 500 μ m.

Todos los fragmentos de carbón presentaron brillo intenso y sus estructuras anatómicas internas completas, por lo que se determinó que la quema no pudo ser resultado de la actividad de rayos, por lo menos no en los fragmentos analizados ya que en esos casos las plantas son sometidas rápidamente a altas temperaturas lo que ocasiona la descomposición de la celulosa y las estructuras en los tejidos (Pyne *et al.*, 1996). De acuerdo a Scott (2010), los resultados sugieren que los incendios que depositaron grandes cantidades de carbón en el estrato BM alcanzaron temperaturas entre 290°C y 400°C ya que la combustión es casi completa y se conservan los tejidos aun con su estructura basal. Si hubiesen ocurrido a temperaturas menores se observarían partes sin quemar, principalmente de tejidos internos en el momento que se fragmentaron intencionalmente las piezas; de haber sido una temperatura mayor a 400°C se hubieran degradado los tejidos y no se apreciarían claramente las estructuras vasculares y de soporte de las plantas de herbáceas y pinos identificadas. (Scott. 2010), propone que las temperaturas que están dentro del rango de los 290°C y 400°C poseen brillo de baja reflectancia (Gráfica 11) y por lo tanto son incendios de diversos episodios que mantuvieron una corta duración, no mayor a 12 horas.



Gráfica 11. Presenta la correlación positiva entre el incremento de temperatura Y la reflectancia o brillo. Tomada directamente de: Charcoal recognition, taphonomy and uses in palaeoenvironmental analysis (Scott. 2010).

La interpretación paleoambiental para este resultado se sostiene en los proxies analizados en este mismo trabajo. Así, conociendo que en el arroyo Ojo de Agua, Zacatecas, durante el YD hubo una intensa actividad eólica, los microfragmentos de carbón de pinos pudieron ser transportados y depositados por el viento desde las montañas boscosas muy próximas al arroyo ya que la línea de bosque durante el YD debió ser baja por la regresión glacial y el arroyo pudo funcionar como captador de los restos de este incendios masivo. Con base en la microfauna registrada, se conoce que la vegetación herbácea en las proximidades del arroyo y las partes bajas de la cuenca tuvo un papel importante en el ecosistema, por ello es la más abundante en los microfragmentos, entonces el carbón de la familia Poaceae es autóctono y el de Pinaceae alóctono de las proximidades del arroyo.

CAPITULO VII

Discusión

Se realizaron estudios detallados de las facies sedimentarias y edafológicas que contienen el registro de la anomalía climática Younger Dryas en dos sitios de México. En las investigaciones previas a este trabajo, otros autores han estudiado las condiciones ambientales que prevalecieron durante la transición Pleistoceno-Holoceno la cual tuvo una duración aproximada de 1,300 años, sus resultados se han basado en la aplicación de algunos indicadores paleoambientales que precisan un cambio importante a nivel global hace 12,800 años a.P.

Los resultados que aquí se presentan tienen el objetivo de fundamentar las causas y los efectos del Younger Dryas, por lo que se estudiaron once indicadores que sustentan una interpretación integral de este fenómeno en el arroyo Ojo de Agua en Zacatecas y en el arroyo El Muerto en Guanajuato.

Se ha creado gran controversia en todo el mundo acerca del origen y los efectos del Younger Dryas; los resultados que se obtuvieron en este trabajo sugieren que la geografía fue el principal factor que determinó la magnitud y la expresión de este cambio climático; se observa que en las altitudes de mayor elevación y las zonas más cercanas a los polos (septentrionales) manifestaron climas parecidos a los de las glaciaciones, y las zonas más bajas y próximas al ecuador tuvieron efectos menos drásticos pero igual de abruptos.

Los análisis geoquímicos mostraron la presencia de Ti, Fe, K, Mn y Ca utilizados como proxy en el estudio de paleoambientes. De la misma manera la microscopía electrónica de barrido (MEB) y los análisis mineralógicos de difracción de rayos X (DRX) y espectrometría infrarrojo (EIR), proporcionaron información sobre la composición de los minerales y las fases mineralógicas dominantes en las muestras de cada uno de los tiempos involucrados en la cronozona del YD. El Al, Fe, K y Ti son excelentes indicadores de pulsos en los aportes alóctonos a una cuenca (Priyadarsi *et al.*, 2012); en particular el Ti proporciona una referencia sobre los cambios en los aportes clásticos, esto se debe a que está presente en minerales que son más resistentes a la meteorización y es considerado dentro de los más inmóviles en los procesos que ocurren durante el intemperismo (Navarro *et al.*, 2006). De acuerdo a Ortiz (2010) el Mn es un indicador para identificar la iluviación en los periodos de humedad que están

en sucesión a prolongados periodos de aridez. De acuerdo a Navarro *et. al* (2006) el calcio que compone la materia biogénica proporciona información sobre los organismos que habitaron en un determinado tiempo, y la presencia del calcio inorgánico, como el de los carbonatos, es un excelente marcador para identificar los periodos secos o muy áridos, ya que existe en momentos de bajo aporte clástico; de esta manera es posible correlacionar al Ti y Ca, la relación $Ti > Ca$ es interpretada como aportes terrígenos al sistema por abundantes precipitaciones (Rothwell, Rack, 2006). El SiO_2 forma parte de casi todas las rocas sedimentarias debido a que es el elemento más abundante en la corteza terrestre y por tanto en las rocas sedimentarias. La relación que existe entre los elementos en un sitio de naturaleza cálcica como el arroyo Ojo de Agua es relativamente compleja para su interpretación debido a la abundancia dominante de Ca, por lo que es preciso tener especial cuidado en la interpretación geoquímica para evitar equivocaciones que puedan confundir en una reconstrucción paleoambiental.

Se ha sugerido en este trabajo que, durante el Younger Dryas el norte de Zacatecas estuvo dominado por un ambiente seco, con mínimo aporte fluvial, pero sí con un gran aporte de minerales ígneos transportados por algunos pulsos fluviales de baja energía y muy probablemente algunos de forma eólica. Los análisis mostraron incrementos en los elementos indicadores de condiciones húmedas como el Ti, K y Fe durante el YD y una baja significativa en el Ca, los análisis granulométricos indican que hubo un aporte alóctono mínimo por un tirante de agua. Los agregados tienen texturas muy finas de arcillas y limo muy fino que fueron acumulados por acción de dicho tirante que, en efecto, pudieron arrastrar el material meteorizado de los cuerpos intrusivos más próximos que presentan una composición de rocas Monzonitas. La baja presencia de Ca en el YD, que contrasta con el periodo que le antecede y el que le continua, puede ser interpretada como una reducción en la cantidad de agua que provocaba disolución de las calizas. El Pleistoceno tardío y el Holoceno temprano presentan más Ca debido a que son periodos en los que hay un tirante de agua de baja energía pero en constante movimiento.

En este caso, la importancia de las reconstrucciones multiproxy resulta de mucho valor, ya que, sin los múltiples estudios realizados en esta investigación, la interpretación geoquímica por sí sola podría tornarse un tanto equivocada; un conjunto de proxies pueden soportarse entre sí y enriquecer la información contenida en los registros sedimentarios y paleosuelos; se reconoce que posterior al Último Máximo Glaciar, en el final del Pleistoceno y antes del YD, el lugar manifestó corrientes fluviales perenes que se alimentaron por manantiales post-glaciares (como se ilustra en la figura 100), el registro fósil permitió identificar una gran cantidad de gasterópodos característicos de zonas muy húmedas; si

bien, debido a su tamaño, en peso los fósiles encontrados no son significativos, en 750gr de muestra se contaron 97 conchas de gasterópodos pertenecientes a cinco géneros, 23 de bivalvo y 58 valvas de ostrácodos pertenecientes a dos géneros, todos estos microfósiles pertenecen a organismos que vivieron en sistemas fluviales muy someros, perenes, de agua dulce ligeramente alcalina (en laboratorio se midió el pH de la muestra obteniendo un resultado de 7.28, el cual puede estar alterado por la percolación de ácidos del estrato superior rico en materia orgánica); *Deroceras aenigma*, una de las especies identificadas, es habitante estricto de los ambientes con humedad permanente, el arroyo estuvo sujeto a corrientes de baja energía pero constantes en las cuales fue posible la deposición de minerales arcillosos principalmente de carbonatos de calcio; Los seres vivos habitan en las condiciones más favorables acorde a su configuración morfológica y fisiológica, respecto a esto, las adaptaciones que adquieren las diversas especies en los ecosistemas guardan intrínsecamente las características físicas y químicas del entorno en el que se desarrollan; es decir, el conjunto de factores abióticos como la humedad, pH, salinidad, precipitación, presión, temperatura, altitud, morfología del terreno etc., serán los que determinen qué especies pueden tolerar los diversos grados y combinaciones de estos factores; en este contexto si el ambiente físico cambia las especies también lo harán en un proceso denominado recambio de especies, en el que, los organismos que no toleren un cambio, serán substituidos por los que si tengan afinidad a los parámetros nuevos; por ello cada especie es única, si se han estudiado los hábitos de vida de estas, se puede acceder a una fuerte interpretación del medio en el que vive o vivió; solo por mencionar un ejemplo, es conocido que hay varias especies del género *Pinus* distribuidas a una altitud entre los 1500 y 2400msnm a temperaturas templadas y húmedas; fuera de estos rangos no sobreviven y otras especies reemplazan a las de género *Pinus* en su nicho, los desplazan o los desaparecen; ello lleva entonces a descartar que si en el registro fósil hay polen de las especies ya conocidas de pinos con los requisitos de hábitat anteriores, el ambiente haya sido seco, árido o en las montañas a mas de 4000msnm con condiciones glaciares. Los análisis de macro partículas de carbón indican que hubo eventos asociados a incendios pero no significativos. En la cronozona del YD (posterior a las condiciones frías húmedas del Pleistoceno tardío) contrasta fuertemente la cantidad de carbón en el estrato YD. Las condiciones fueron muy distintas, de manera repentina el aporte fluvial disminuyó o casi se interrumpió, quedando únicamente como un afluente estacional el cual permitió que se desarrollara un suelo muy húmedo, las estructuras edáficas se reconocieron en las láminas delgadas en las que también fue posible observar los tejidos vegetales (algas) típicas de ciénegas (como se ilustra en la figura 101), razón por la cual es posible determinar que en este periodo la energía de la corriente se suspendió por un largo

periodo en el cual a pesar de ser poco el transporte de materiales el lugar estuvo sujeto a continua aportación de agua formando ciénegas que permitieron el desarrollo de un suelo húmedo altamente orgánico conocido como Histosol. En esta muestra no se encontraron diatomeas y se registró únicamente un grano de polen perteneciente a gramíneas (Poaceae). Este suelo presentó un pH de 6.87 y es posible que esa ligera acidez esté dada por la cantidad de ácidos orgánicos presentes en él. La mineralogía reportó un aumento en la cantidad de minerales volcánicos y la geoquímica demuestra un incremento de titanio respecto a la cantidad reportada para el Pleistoceno tardío; estos resultados por sí solos son indicadores de que la transición Pleistoceno-Holoceno estuvo dominada por un incremento en la humedad, no obstante, la granulometría, micromorfología y la susceptibilidad magnética indican lo contrario. Y en efecto, las condiciones sucedieron como lo indica la segunda interpretación, la mineralogía y geoquímica no están equivocadas, y se reconoce que arrojan resultados contrarios porque ciertamente hubo un incremento en la deposición de minerales asociados a humedad pero la razón es el transporte la intensa actividad eólica ocasionado mediante corrientes atmosféricas muy intensas en inviernos influenciados por glaciaciones y por los pocos pulsos fluviales. Las características frías y secas del arroyo Ojo de Agua en Zacatecas durante el YD coinciden con el avance del glaciar escandinavo en el norte de Inglaterra y gran parte de Europa que reportan Mercer *et al.*, (1969), al igual que en Transvaal África Abel, Plug *et al.*, (2000), Shuman *et al.*, (2002) en el este de Norte América con la respuesta de la vegetación al establecimiento de una glaciación repentina en el inicio del YD, al igual que Cole, Arundel *et al.*, (2005) que identificaron en el Gran Cañón una caída en la temperatura de alrededor de 3°C en los inviernos (un ambiente 8°C más frío que el actual), y Massaferrero *et al.*, (2009) que encuentra una regresión glaciar en la Patagonia.

También es de gran interés la similitud que presenta el estrato YD (Black Mat) de Zacatecas en cuanto al contenido de carbón con los sitios en los que se ha asociado el inicio de la anomalía climática con un meteorito que ocasionó incendios masivos en diversos continentes y al que también se le asocia la extinción de la Megafauna por los cambios abruptos a los que no pudieron adaptarse las grandes especies (Firestone *et al.*, 2007), (West *et al.*, 2007), (Kennett *et al.*, 2008), (Kennet *et al.*, 2009), (Israde *et al.*, 2012), (González *et al.*, 2014). Un cambio así de repentino y drástico únicamente pudo ser efecto de un meteorito que, al ingresar a la atmósfera, su onda de choque pudo ocasionar los incendios sincrónicos de gran magnitud reportados en diversas partes del mundo incluyendo Zacatecas; el calor producido por la desintegración del meteorito en la atmósfera debió catalizar la fundición repentina de los glaciares que continuaban su lento retroceso a las latitudes más polares. Ese drenaje masivo y

repentino hacia el Atlántico Norte puede ser la respuesta a la regresión glacial (alteración del transporte de calor asociado a la termohalina de la circulación general de los océanos).

El suelo del nivel actual del arroyo también presenta una actividad importante en incendios, la razón más probable y quizás la única, es que en los alrededores del arroyo se han establecido poblaciones humanas desde mucho tiempo antes de la conquista española (Ardelean. 2013). Por lo tanto la quema de vegetación con fines alimentarios, de cobijo y cambio de uso de suelo para la agricultura han perturbado los ecosistemas a gran escala, y prueba de ello es la desaparición de varias especies vegetales endémicas, la introducción de especies exóticas, la reducción en la cobertura vegetal y el carbón depositado en el suelo que es prueba de estas actividades antrópicas.



Figura 100. Con esta imagen tomada y modificada de

<http://sciteachers.tumblr.com/post/90391395093/prehistoric-dioramas-for-the-cairo-ministry-of> se pretende ilustrar una descripción del arroyo Ojo de Agua antes del YD con lo que se conoce de lo estudiado hasta ahora. Se observa un ambiente frío y seco, en el fondo es posible percibir una montaña con un leve recubrimiento de hielo, la fauna que se aprecia es característica de los entornos fríos a los cuales están perfectamente adaptados por el grueso pelaje y el alto contenido de grasa en la piel que les funcionaba como aislante térmico. Aunque en las muestras del sedimento solo fue posible identificar un fragmento de fósil de vertebrado, en la zona hay registros de la presencia de abundante Megafauna del Pleistoceno. En la parte inferior izquierda de la imagen se observa un pequeño cuerpo de agua, puede representar uno de los manantiales del sitio, estos mantuvieron el principal aporte fluvial a los arroyos después del Último Glaciar Máximo.



Figura 101. Esta imagen tomada y modificada de la página electrónica <http://sciteachers.tumblr.com/post/90391395093/prehistoric-dioramas-for-the-cairo-ministry-of> se utiliza para generar una idea de lo que pudo representar otra porción del arroyo Ojo de Agua, se aprecia que el entorno se vuelve más árido. En este caso, la actividad de los manantiales se ve casi nula de tal manera que hay leves aportes de agua pero no lo suficiente para generar corrientes en el arroyo. Esto permitió que se formara un suelo muy húmedo y altamente orgánico, el cual se creó a partir de la eutrofización de los cuerpos de agua que aun recibían poca contribución de agua de los manantiales. Sin duda, durante este periodo de transición, es posible que el suelo haya estado sujeto también a periodos muy secos, sin agua, lo suficiente para atestiguar un importante incendio que generó el abundante carbón que contienen las muestras; En el capítulo de micromorfología se describe a detalle la evidencia que sustenta a nivel microscópico este proceso.

La posición geográfica del arroyo Ojo de Agua en Zacatecas le permite ser un sitio clave en el registro de la actividad climática y ambiental. Es un lugar que tiene fuerte influencia del clima polar y prueba de ello es su régimen de lluvias distribuido principalmente en invierno. Durante el Pleistoceno terminal este lugar pudo tener glaciares en sus montañas más altas, de la misma forma en que ha estado ocurriendo recientemente en el sitio debido a la influencia de corrientes polares más fuertes que alcanzan a crear nevadas en las porciones más altas de las montañas de Concepción del Oro (Figura 102). Los análisis indican que el YD comenzó con un evento importante de incendios, responsables de los abundantes depósitos de carbón vegetal en el estrato de esta cronozona. Una vez que el interglaciar se estabiliza nuevamente el clima se torna cálido ligeramente húmedo con la tendencia hacia la aridez como lo es en el presente.



Figura 102. a) Imágenes del municipio de Concepción del Oro Zacatecas, sitio en donde se ubica el arroyo Ojo de agua. En las fotografías tomadas por habitantes del lugar se aprecia claramente el dominio de las corrientes polares en estas latitudes cuando los inviernos en Norte América tienden a ser más fríos que el promedio con años anteriores. Esta proximidad a los polos es la razón por la cual el Younger Dryas impactó de manera significativa a este lugar. Las imágenes fueron tomadas de <http://ntrzacatecas.com/2016/03/11/concepcion-del-oro-antiguo-pueblo-minero/>.

Los cambios climáticos que ocurren de manera natural en el planeta llevan una secuencia gradual, a menos que un factor externo catalice un cambio que registre de manera abrupta. ¿Las nevadas atípicas en Zacatecas y las de otros sitios registrados en diversos lugares del mundo, podrían ser destellos de la próxima glaciación como lo promueven varios investigadores (Zbigniew Jaworowski *et al.*, 2007); es un tema de gran interés, que en cierto grado ayuda a sustentar al YD como un evento causado por una interrupción en la dirección del clima interglaciar, posterior a la inesperada aparición del YD el planeta retoma la dirección climática del inter-estadío y cediendo el paso a la época actual.

El centro de México es reconocido por la importante dinámica biológica y geológica que ha dado forma a los paisajes moldeándolos de manera impresionante en lapsos de tiempo relativamente cortos; la provincia fisiográfica de la FVTM está influenciada por fenómenos climáticos y meteorológicos provenientes del Golfo de México y del Océano Pacífico, a la cual se le suma la naturaleza vulcano-tectónica que ha formado desde montañas con glaciares hasta extensos valles, esta variedad

geomorfológica otorga ambientes con una gran diversidad de ecosistemas que han registrado la evolución del clima y los procesos geológicos a una gran escala temporal. Es por ello que cuando se analizan lagos, secciones fluviales o morrenas tratando de entender el pasado es posible encontrar registros muy dinámicos en todos los sentidos.

Para el centro de México hay diversas interpretaciones climáticas dependiendo de los sitios que se han estudiado. Durante la cronozona del YD en el Nevado de Toluca se registró un avance glaciario a 11,600 años (Arce *et al.*, 2003); Caballero *et al.*, (2010) identifican esta etapa como la última de cuatro que caracterizan el final del Pleistoceno y a la que denominan como glaciario terminal, (a pesar de los múltiples estudios que sustentan los dos anteriores, Heine *et al.*, (1975, 1994) señala que los avances no tuvieron sincronía con el YD. Sí reconoce cuatro eventos de transgresión glaciario de gran importancia, y el que corresponde al último lo ubica fuera de tiempo con la Cronozona YD; sin embargo, Heine propone que el último avance en el hielo de las tierras altas ocurrió entre 10,500 y 8,500 cal. aP, y que su origen estuvo asociado a la humedad aportada por el Golfo de México efecto de la desglaciación.

Condiciones semejantes se identifican en el bosque abierto en Chignahuapan (cuenca del Lerma) con polen de Asteraceae como principal indicador de ambientes fríos y secos con pastizales alpinos (Lozano-García *et al.*, 2005). Las investigaciones de Solleiro Rebolledo *et al.*, (2006) también reportan condiciones frías y secas en el valle de Teotihuacán.

Contrastando los ambientes fríos y secos anteriormente citados durante la transición, pero reforzando la hipótesis de que la geografía fue fundamental para la expresión del YD, en el centro de México Bradbury *et al.*, (1997, 2000), Sedov *et al.*, (2001), Metcalfe *et al.*, (2006), Israde *et al.*, (2010), Díaz Ortega (2010), Ortega *et al.*, (2010), Torres, Rodríguez *et al.*, (2012), sostienen que la transición Pleistoceno-Holoceno fue húmeda.

En el arroyo El Muerto, en Guanajuato esa condición también se cumple, ya que se estableció una corriente de baja energía que inició la deposición de sedimentos sobre un sustrato edáfico, el cual en la actualidad contiene los indicadores de que en el sitio el clima posterior al Último Máximo Glaciario fue seco árido. La evidencia está principalmente en la micromorfología y la susceptibilidad magnética. En las láminas delgadas es posible distinguir una cantidad importante de carbonatos pedogénicos propios del estrato y una cantidad significativa de concreciones de hierro producto del metabolismo bacteriano que se presenta en condiciones anaerobias. El Younger Dryas cambió el periodo seco que duró algunos miles de años en el arroyo El Muerto y generó un importante aumento en la humedad con estaciones de

veranos más lluviosos y más duraderos, hasta que el efecto del YD se suprimió con el clima característico del Holoceno temprano. La susceptibilidad magnética es consistente con las interpretaciones climáticas de la transición en el arroyo, aunado a ella, la geoquímica también indica un incremento de Ti y K al inicio del YD respecto al Pleistoceno terminal, ese incremento es consistente con las estructuras sedimentarias que componen la transición. El arroyo El Muerto es un lugar clave para el entendimiento de los climas en las zonas que tienen influencias atmosféricas con convergencia de características climáticas muy diferentes. El arroyo se ubica en un punto en el cual hay influencia del Norte, influencia atmosférica del Océano Atlántico y del Océano Pacífico. Esto ha sido razón principal para que los arroyos de San Miguel de Allende sean tan diversos en sus secciones estratigráficas, alternando múltiples episodios de paleosuelos, sedimentos de alta y baja energía, ciénegas, etc. El paleosuelo del Pleistoceno tardío en el arroyo El Muerto, sobreyace a un depósito de caída de composición ácida, la obtención de una fecha entre este depósito y el paleosuelo de aluviones que compone al Pleistoceno terminal, sería muy importante para conocer el evento climático que depositó con gran energía fluvial los bloques clásticos que posteriormente, al bajar la energía y la precipitación, formarían el paleosuelo que es la base de los sedimentos durante el YD.

El Younger Dryas es una anomalía muy particular dentro de la historia climática del Pleistoceno, que si bien es un periodo marcado por ciclos glaciares e interglaciares, ninguno de ellos tiene la repentina aparición ni la duración que el YD manifiesta. Se ha reconocido en las investigaciones paleoclimáticas que las tendencias de los sistemas es responder a mecanismos de retroalimentación negativa a nivel planetario; por ejemplo, el inicio de las glaciaciones del Pleistoceno que contrastan con los máximos cálidos del Plioceno son prueba de que en un sistema tan complejo como el de la Tierra, la dirección climática no puede seguir una línea recta hasta la catastrófica aridez general o el recubrimiento total por hielo. El YD es un ejemplo claro de esto, la abrupta alteración climática dura solo el lapso necesario para que el clima global continúe con su dirección normal.

CAPITULO VIII

Conclusiones

El Younger Dryas es una anomalía climática importante desde el punto de vista antropológico y paleoambiental. Las diversas causas que se han sugerido para entender su repentina aparición han sido analizadas y discutidas en este trabajo. Fue posible comparar y correlacionar este evento estudiado en el norte y centro de México con otros estudios previos realizados en el país y con otros en el continente Americano, Europeo, Africano y Asiático, llegando a la conclusión de que el YD tuvo una manifestación a nivel global, sin embargo la geografía influyó en sus efectos determinando las condiciones ambientales que prevalecerían durante la cronozona en cada lugar.

Para el centro de México, en el arroyo El Muerto Guanajuato, los proxies indicaron que las transiciones climáticas entre el Pleistoceno tardío, Younger Dryas, y el Holoceno temprano, presentaron cambios muy significativos en el ambiente, siguiendo fases con una transición de aridez seguida por humedad y sucesiva aridez durante el Boreal. En términos generales el YD se estableció con pulsos de abundante humedad que marcaron el cambio del hábitat árido, permitiendo que se activara un drenaje fluvial que generó un gran aporte clástico. Finalmente, posterior al YD, el ambiente se tornó nuevamente árido con las características secas e inestables que han caracterizado el Holoceno.

El paleosuelo que subyace al YD en el arroyo El Muerto se formó posterior a un evento volcánico que depositó una importante cantidad de materiales de textura fina, estos fueron clasificados como depósitos de caída con composiciones ácidas y de texturas finas.

En el arroyo Ojo de Agua en Zacatecas, la dinámica ocurrió diferente a la del centro. Se observó que la transición tuvo una drástica aparición, los once análisis realizados en el arroyo permitieron interpretar el paleoclima del Pleistoceno tardío, Younger Dryas y Holoceno temprano en la siguiente secuencia: frío húmedo, frío seco, y semi-húmedo cálido con tendencia a la aridez. El estrato denominado BM presentó evidencias de que el sitio fue afectado por un episodio de combustión intensiva, el cual comenzó de manera sincrónica con la aparición del YD. Mediante el análisis de reconocimiento de fragmentos de carbón vegetal, fue posible conocer que el incendio involucró las partes altas de las montañas y las planicies, ya que se identificó vegetación característica de estas zonas.

El origen del abundante carbón en BM pudo estar en un episodio de baja y moderada intensidad pero de gran magnitud ya que los restos de plantas corresponden tanto a las partes altas como bajas del arroyo. Este episodio permitió la quema parcial del suelo, dejando materia orgánica principalmente vegetal y de algas sin alteración por pirolisis o con una leve influencia de esta. La causa de esta quema masiva es una cuestión muy interesante, ya que existe una correlación importante del arroyo Ojo de Agua con los diversos sitios de la cronozona YD en los cuales se ha identificado una cantidad importante de carbón asociado al impacto extraterrestre; este, al detonar en la atmosfera produjo una onda expansiva que generó incendios masivos con las características reportadas en muchos estudios en Norte América y el centro de México.

Cabe resaltar que los distintos marcadores que se analizaron en esta investigación solo aparecen en el límite del YD y no se establecen de forma gradual, lo hacen repentinamente de manera que cambian abruptamente las facies sedimentarias en ambos registros. Esto ha implicado que se apoye la teoría del impacto extraterrestre como un catalizador del cambio climático y como agente causal de los incendios masivos y la deposición de componentes mineralógicos y geoquímicos anómalos identificados en distintas regiones del mundo en el comienzo del YD. Este evento ha sido reconocido en varios países, resalta por su repetitividad y su sincronía con anomalías de marcadores geoquímicos bien registrados en Groenlandia. En los arroyos El Muerto y Ojo de Agua no se identificaron microesferulas, probablemente porque fueron oxidadas en las condiciones de aridez actuales.

Por lo anterior, en el presente estudio se sugiere que los ciclos de Milankovitch sean descartados como uno de los forzamientos que ocasionaran la regresión glacial del Younger Dryas debido a que los lapsos de dichos ciclos tienen duraciones en el orden de las decenas de miles de años, y el YD no tiene una manifestación mayor a los 1,300 años, por lo tanto se desfasan con la cronozona; la respuesta a este debe ser buscada en los factores que son capaces de generar cambios drásticos y repentinos como son presentados por el gran número de investigadores que, entre otros proxies, reportan evidencias geoquímicas y mineralógicas de componentes que solo pueden estar asociados a un impacto cósmico como agente causal. De la misma forma, el mecanismo de la desestabilización de la convección marina pudo ser un proceso lento y gradual (el tiempo entre el Último Máximo Glacial y el Younger Dryas es de aproximadamente de 5,000 años), la repentina descarga masiva de agua dulce y fría alcanzó un máximo al ser catalizada por un factor ajeno que forzó un drenaje masivo y ocasionó la interrupción del flujo hídrico cálido a las latitudes polares.

Un cambio, y sobre todo uno tan repentino como el Younger Dryas afectaría fuertemente la supervivencia de las sociedades que dependen principalmente de la agricultura y la distribución específica de los climas, que si bien, fluctúan a través del tiempo, sus cambios son graduales y no como ocurrió en el límite Pleistoceno-Holoceno; por ello entender fenómenos que causan cambios súbitos en los ecosistemas continuará siendo de gran relevancia e interés para las investigaciones paleoambientales.

Bibliografia

- ABELL, PAUL I. AND INA PLUG., (2000):** "THE PLEISTOCENE/HOLOCENE TRANSITION IN SOUTH AFRICA: EVIDENCE FOR THE YOUNGER DRYAS EVENT", *GLOBAL AND PLANETARY CHANGE* 26, pp. 173-179.
- ADAMS, D. K., COMRIE, A. C., (1997):** THE NORTH AMERICAN MONSOON. BULLETIN OF THE AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY 78, 2197–2213 pp.
- ANDREW C. SCOTT, NICHOLAS PINTER, MARGARET E. COLLINSON, MARK HARDIMAN, R. SCOTT ANDERSON, ANTHONY P.R. BRAIN, SELENA Y. SMITH, FEDERICA MARONE, MARCO STAMPANONI., (2010):** FUNGUS, NOT COMET OR CATASTROPHE, ACCOUNTS FOR CARBONACEOUS SPHERULES IN THE YOUNGER DRYAS "IMPACT LAYER". *GEOPHYS RES LETT* 37:L14302.
- ANDERSON, P.M., LOZHKIN, A.V., (2002):** PALYNOLOGICAL AND RADIOCARBON DATA FROM LATE QUATERNARY DEPOSITS OF NORTHEAST SIBERIA. U.S. NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION AND THE RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES, FAR EAST BRANCH, MAGADAN, pp. 27-34.
- ALLEY, R. B., MEESE, D. A., SHUMAN, C. A., GOW, A. J., TAYLOR, K. C., GROOTES, P. M., WHITE, J. W. C., RAM, M. WADDINGTON, E. D., MAYEWSKI, P. A., ZIELINSKI, G. A., (1993):** ABRUPT INCREASE IN GREENLAND SNOW ACCUMULATION AT THE END OF THE YOUNGER DRYAS EVENT. *NATURE* 362, 527 – 529.
- ALLEY, R., (2000):** THE YOUNGER DRYAS COLD INTERVAL AS VIEWED FROM CENTRAL GREENLAND. *QUATERNARY SCIENCE REVIEWS* (19): 213–226.
- BARNOSKY, A. D. (1986):** BIG GAME EXTINCTION CAUSED BY LATE PLEISTOCENE CLIMATIC CHANGE: IRISH ELK (*MEGALOCEROS GIGANTEUS*) IN IRELAND", *QUATERNARY RESEARCH* 25, pp.128-135.
- BOND, G. C., AND R. LOTTI, (1995):** ICEBERG DISCHARGES INTO THE NORTH ATLANTIC ON MILLENNIAL TIME SCALES.
- BOND, G. C., SHOWERS, W., ELLIOT, M., EVANS, M., LOTTI, R., HAJDAS, I., BONANI, G. AND JOHNSON, S., (2000):** EN: MECHANISMS OF GLOBAL CLIMATE CHANGE AT MILLENNIALTIME SCALES (P.U. CLARK, R.S. WEBB Y L.D. KEIGWIN, EDS.). *GEOPHYSICAL MONOGRAPH SERIES, AMERICAN GEOPHYSICAL UNION*, 112, 35-58 pp.
- BOYLE, E., (2000):** IS OCEAN THERMOHALINE CIRCULATION LINKED TO ABRUPT STADIAL/INTERSTADIAL TRANSITIONS? *QUATERNARY SCIENCE REVIEWS*, 19: 255-272 pp.
- BROECKER, W. S., BOND, G., KLAS, M., CLARK, E. AND MCMANUS, J., (1992):** ORIGIN OF THE NORTH ATLANTIC'S HEINRICH EVENTS. *CLIMATE DYNAMICS*, 6: 265-273 pp.
- BJÖRCK, S., KROMER, B., JOHNSEN, S., BENNIKE, O., HAMMARLUND, D., LEMDAHL, G., POSSNERT, G., RASMUSSEN, T.L., WOHLFARTH, B., HAMMER, C.U., SPURK, M., (1996):** SYNCHRONIZED TERRESTRIAL-ATMOSPHERIC DEGLACIAL RECORDS AROUND THE NORTH ATLANTIC. *SCIENCE* (274): 1150-1160.

- CABALLERO, M. M., (1997):** THE LAS GLACIAL MÁXIMUM IN THE BASIN OF MÉXICO: THE DIATOM RECORD BETWEEN 30,000 AND 15,000 YEARS BP YEARS BP FROM LAKE CHALCO. QUATERNARY INTERNATIONAL 43/44, 125-136 PP.
- CAME R. E., CURRY W. B., OPPO D. W., BROCCOLI A. J., STOUFFER R. J. AND LYNCH-STIEGLITZ., (2007):** NORTH ATLANTIC INTERMEDIATE DEPTH VARIABILITY DURING THE YOUNGER DRYAS: EVINDENCE FROM BENTHIC FORAMINIFERAL MG/CA AND GFDL R30 COUPLED CLIMATE MODEL.
- CHÁVEZ-LARA, C. M., ROY, P. D., CABALLERO, M. M., CARREÑO, A. L. AND LAKSHUMANAN, C., (2012):** LACUSTRINE OSTRACODES FROM THE CHIHUAHUA DESERT OF MÉXICO AND INFERRED LATE QUATERNARY PALEOECOLOGICAL CONDITIONS. RESVISTA MEXICANA DE CIENCIAS GEOLÓGICAS.
- CIPRIAN, F. A., (2013)** ARCHAEOLOGY OF EARLY HUMAN OCCUPATIONS AND THE PLEISTOCENE-HOLOCENE TRANSITION IN THE ZACATECAS DESERT, NORTHERN MEXICO. (TESIS DOCTORAL). UNIVERSITY OF EXETER COLLEGE OF HUMANITIES DEPARTMENT OF ARCHAEOLOGY.
- CLARK, P. U. AND MIX, A. C., (2002):** ICE SHEETS AND SEA LEVEL OF THE LAST GLACIAL MAXIMUM. QUATERNARY SCIENCE REVIEWS 21. 1-7 PP.
- COHEN, A. S., (2003):** PALEOLIMNOLOGY: THE HISTORY AND EVOLUTION OF LAKE SYSTEMS. OXFORD UNIVERSITY PRESS, NEW YORK.
- COLMAN, S. M., (1995):** CONTINENTAL DRILLING FOR PALEOCLIMATIC RECORDS:
[HTTP://PAGES.UNIBE.CH/PRODUCTS/REPORTS/CONTIDRILL/0TOC.HTML](http://pages.unibe.ch/products/reports/contidrill/0toc.html) 96 PP.
- CRONIN, THOMAS M. (1999):** PRINCIPIOS DE CLIMATOLOGÍA . NUEVA YORK: COLUMBIA UNIVERSITY PRESS. PAG. 204. ISBN 0-231-10955-5
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S. J., MÖLLER, J. AND LANGWAY JR., (1969):** ONE THOUSAND CENTURIES RECORD FROM CAMP CENTURY ON THE GREENLAND ICE SHEET. SCIENCE 166 NO. 3903, 377-380 PP.
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S. J., CLAUSEN, H. B., DAHL-JENSEN, D., GUNDESTRUP, N. S., HAMMER, C. U. AND OESCHGER, H., (1984):** NORTH ATLANTIC CLIMATIC OSCILLATIONS REVEALED BY DEEP GREENLAND ICE CORES. EN: CLIMATE PROCESSES AND CLIMATE SENSITIVITY (J. E. HANSEN Y T. TAKAHASHI, EDS.). MAURICE EWING. AMERICAN GEOPHYSICAL UNION, WASHINGTON, 288-298 PP.
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S. J., CLAUSEN, H. B., DAHL-JENSEN, N. S., HAMMER, C. U., HVIDBERG, C .S., STEFFENSEN, J. P., SVEINBJÖRNSDOTTIR, A. E., JOUZEL, J. AND BOND, G., (1993):** NATURE, 364, 218-220 PP.
- DAULTON, T. L., PINTER, N., SCOTT, A. C., (2010):** NO EVIDENCE OF NANODIAMONDS IN YOUNGER–DRYAS SEDIMENTS TO SUPPORT AN IMPACT EVENT. PNAS, SEPTEMBER 14, 2010, VOL. 107, NO. 37, 16043–16047.
- JAIME DÍAZ-ORTEGA, ELIZABETH SOLLEIRO-REBOLLEDO, SERGEY SEDOV, HÉCTOR CABADAS.** PALEOSUELOS Y TEPETATES DEL GLACIS DE BUENAVISTA MORELOS (MÉXICO): TESTIGOS DE EVENTOS CLIMÁTICOS DE LA TRANSICIÓN PLEISTOCENO-HOLOCENO. BOLETÍN DE LA SOCIEDAD GEOLÓGICA MEXICANA VOLUMEN 62, NÚM. 3, 2010, P. 469-486.

ERIN HARRIS-PARKS. THE MICROMORPHOLOGY OF YOUNGER DRYAS-AGED BLACK MATS FROM NEVADA, ARIZONA, TEXAS AND NEW MÉXICO. A PREPUBLICATION MANUSCRIPT SUBMITTED TO THE FACULTY OF THE DEPARTMENT OF GEOSCIENCES IN PARTIAL FULFILLMENT OF THE REQUIREMENTS FOR THE DEGREE OF MASTER OF SCIENCE IN THE GRADUATE COLLEGE THE UNIVERSITY OF ARIZONA 2014.

DOUGLAS, M. W., MADDOX, R. A., HOWARD, K. AND REYES, S., (1993): THE MEXICAN MONSSON. JOURNAL OF CLIMATE 6, 1,665-1,667 PP.

DRUMMOND C. N., PATTERSON W. P. AND WALKER J . C., (1995): CLIMATE FORCING OF CARBON–OXYGEN ISOTOPIC COVARIANCE IN TEMPERATE-REGION MARL LAKES.GEOLOGY 23: 1031–1034 PP.

EUGSTER H. P., (1980): LAKE MAGADI, KENYA, AND ITS PRECURSORS. IN A. NISSENBAUM (ED.), HYPERSALINE BRINES AND EVAPORITIC ENVIRONMENTS. ELSEVIER, AMSTERDAM: 195-230 PP.

EUGSTER H. P. AND HARDIE L. A., (1978): SALINE LAKES. IN LAKES: CHEMISTRY,GEOLOGY, PHYSICS, SALINE LAKES, LERMAN A (ED.). SPRINGER: NEW YORK; 237–293 PP.

FEDOROV A.V., (2006): THE PLIOCENE PARADOX (MECHANISMS FOR A PERMANENT EL NINO), SCIENCE, 312, 1485-1489.

GANESHAM, R. AND PEDERSEN, T., (1998): GLACIAL-INTERGLACIAL VARIABILITY IN UPWELLING AND BIOPRODUCTIVITY OFF NW MEXICO: IMPLICATIONS FOR QUATERNARY PALEOCLIMATE. PALEOCEANOGRAPHY 13, 634–645 PP.

GANOPOLSKI, A. AND RAHMSTORF, S., (2001): RAPID CHANGES OF GLACIAL CLIMATE SIMULATED IN A COUPLED CLIMATE MODEL. NATURE, 409: 153-158 PP.

GÓMEZ–TUENA, A., OROZCO–ESQUIVEL, M.T., FERRARI, L., (2005): PETROGÉNESIS ÍGNEA DE LA FAJA VOLCÁNICA TRANSMEXICANA: BOLETÍN DE LA SOCIEDAD GEOLÓGICA MEXICANA, 57(3), 227–283.

GRIMM, E. C., WATTS, W. A., JACOBSON, G. L., (2006): EVIDENCE FOR WARM WET HEINRICH EVENTS IN FLORIDA. QUATERNARY SCIENCE, ELSEVIER.

GROUSSET, F. E., PUJOL, C., LABEYRIE, L., AUFFRET, G. AND BOELAERT, A., (2000): WERE THE NORTH ATLANTIC HEINRICH EVENTS TRIGGERED BY THE BEHAVIOR OF THE EUROPEAN ICE SHEETS? GEOLOGY, 28:123-126 PP.

FIRESTONE R.B., (2007). EVIDENCE FOR AN EXTRATERRESTRIAL IMPACT 12,900 YEARS AGO THAT CONTRIBUTED TO THE MEGAFANAL EXTINCTIONS AND THE YOUNGER DRYAS COOLING. PROC NATL ACAD SCI USA 104:16016–16021.

HARDIE, L. A., SMOOT, J. P., EUGSTER., H. P., (1978): SALINE LAKES AND THEIR DEPOSITS: A SEDIMENTOLOGICAL APPROACH. IN: MATTER, A., TUCKER, M., (EDS.), MODERN AND ANCIENT LAKE SEDIMENTS. INTERNATIONAL ASSOCIATION OF SEDIMENTOLOGISTS, 7-41 PP

HEMMING, S. R., (2009): HEINRICH EVENTS. MASSIVE LATE PLEISTOCENE DETRITUS LAYERS OF THE NORTH ATLANTIC AND THEIR GLOBAL CLIMATES IMPRINT. REVIEW OF GEOPHYSICS 44 PP, RG1005.

- HENDY, J., GAGAN, M., ALIBERT, C., MCCULLOCH, M., LOUGH, J., PETER J. ISDALE., (2002):** ABRUPT DECREASE IN TROPICAL PACIFIC SEA SURFACE SALINITY AT END OF LITTLE ICE AGE. *ERICA SCIENCE*: VOL. 295, ISSUE 5559, PP. 1511-1514.
- HEINRICH, H., (1988):** ORIGIN AND CONSEQUENCES OF CYCLIC ICERAFTING IN THE NORTHEAST ATLANTIC OCEAN DURING THE PAST 130.000 YEARS. *QUATERNARY RESEARCH*, 29: 142-152 PP.
- IMBRIE J. AND IMBRIE J. Z., (1980):** MODELING THE CLIMATIC RESPONSE TO ORBITAL VARIATIONS. *SCIENCE* 207, 943-953 PP.
- ISRADE-ALCÁNTARA, JAMES L. BISCHOFF, DOMÍNGUEZ-VÁZQUEZ, HONG-CHUN LI, PAUL S. DECARLI, TED E. BUNCH, JAMES H. WITKE, JAMES C. WEAVER, RICHARD B. FIRESTONE, ALLEN WEST, JAMES P. KENNETT, CHRIS MERCER, SUJING XIE, ERIC K. RICHMAN, CHARLES R. KINZIE, AND WENDY S. WOLBACH., (2012):** EVIDENCE FROM CENTRAL MEXICO SUPPORTING THE YOUNGER DRYAS EXTRATERRESTRIAL IMPACT HYPOTHESIS. *PNAS EARLY EDITION*.
- IVERSEN, J., (1953):** RADIOCARBON DATING OF THE ALLERÖD PERIOD, *SCIENCE*, NEW SERIES, VOL. 118, NO. 3053, PP. 9-11.
- JANSEN, E., J. OVERPECK, K.R. BRIFFA, J.-C. DUPLESSY, F. JOOS, V. MASSON-DELMOTTE, D. OLAGO, B. OTTO-BLIESNER, W.R. PELTIER, S. RAHMSTORF, R. RAMESH, D. RAYNAUD, D. RIND, O. SOLOMINA, R. VILLALBA AND D. ZHANG., (2007):** PALAEOCLIMATE. IN: *CLIMATE CHANGE 2007: THE PHYSICAL SCIENCE BASIS. CONTRIBUTION OF WORKING GROUP I TO THE FOURTH ASSESSMENT REPORT OF THE INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE [SOLOMON, S., D. QIN, M. MANNING, Z. CHEN, M. MARQUIS, K.B. AVERYT, M. TIGNOR AND H.L. MILLER (EDS.)]*. CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS, CAMBRIDGE, UNITED KINGDOM AND NEW YORK, NY, USA.
- JONES B. F., (1965):** HYDROLOGY AND MINERALOGY OF DEEP SPRINGS LAKE, INYO COUNTY, CALIFORNIA. U. S. GEOL. SURVEY PROF. PAPER 502-A, 56 PP.
- JOHNSEN, S.J., CLAUSEN, H.B., DANSGAARD, W., FUHRER, K., GUNDESTRUP, N., HAMMER, C.U., IVERSEN, P., JOUZEL, J., STAUFFER, B., STEFFENSEN, J.P., (1992):** IRREGULAR GLACIAL INTERSTADIALS RECORDED IN A NEW GREENLAND ICE CORE. *NATURE* (359): 311-313.
- JOHNSEN, S.J., DAHL-JENSEN, D., GUNDESTRUP, N., STEFFENSEN, J.P., CLAUSEN, H.B., MILLER, H., MASSON-DELMOTTE, V., SVEINBJÖRNDOTTIR, A.E., WHITE, J., (2001):** OXYGEN ISOTOPE AND PALAEOTEMPERATURE RECORDS FROM SIX GREENLAND ICE-CORE STATIONS: CAMP CENTURY, DYE-3, GRIP, GISP2, RENLAND AND NORTHGRIP. *JOURNAL OF QUATERNARY SCIENCE* (16): 299-307.
- KENNETT, D. J., (2009):** SHOCK-SYNTHESIZED HEXAGONAL DIAMONDS IN YOUNGER DRYAS BOUNDARY SEDIMENTS, *PROC NATL. ACAD. SCI. USA*, 106 (31): 12623-12628.
- KENNETT, D. J., KENNETT, J. P., WEST, G.J., ERLANDSON, J. M., JOHNSON, J. R., HENDY, I. L., WEST, A., CULLETON, B. J., JONES, T. L., STAFFORD, T., (2008):** WILDFIRE AND ABRUPT ECOSYSTEM DISRUPTION ON CALIFORNIA'S NORTHERN CHANNEL ISLANDS AT THE ALLERÖD-YOUNGER DRYAS BOUNDARY (13.0-12.9 KA). *QUATERNARY SCIENCE REVIEWS* (27): 2528-2543.
- LAPRIDA, C., MASSAFERRO, J., MERCAU, R., JOSEFINA, M., CUSMINSKY, G., (2014):** PALEOBIOINDICADORES DEL FIN DEL MUNDO: OSTRÁCODOS Y QUIRONÓMIDOS DEL EXTREMO SUR DE SUDAMÉRICA EN AMBIENTES

LACUSTRES CUATERNARIOS LATIN AMERICAN JOURNAL OF SEDIMENTOLOGY AND BASIN ANALYSIS, VOL. 21, NÚM. 2, 2014, PP. 97-117

LAST, W. M., SMOL, J. P., (2001): TRACKING ENVIRONMENTAL CHANGE USING LAKE SEDIMENTS: PHYSICAL AND GEOCHEMICAL METHODS. KLUWER ACADEMIC PUBLISHERS, HOLANDA, 2.

LENG M. J. AND MARSHALL J. D., (2004): PALAEOCLIMATE INTERPRETATION OF STABLE ISOTOPE DATA FROM LAKE SEDIMENT ARCHIVES. QUATERNARY SCIENCE REVIEWS 23: 811–831PP.

MACAYEAL, D. R., (1993): BINGE/PURGE OSCILLATIONS OF THE LAURENTIDE ICE SHEET AS A CAUSE OF THE NORTH ATLANTIC'S HEINRICH EVENTS. PALEOCEANOGRAPHY, 8: 775-784 PP.

MANGILI C., PLESSEN B., AND WOLFF C., (2010): CLIMATIC IMPLICATIONS OF ANNUAL TO DECADAL RESOLUTION STABLE ISOTOPE DATA FROM CALCITE VARVES OF THE PIA'NICO INTERGLACIAL LAKE RECORD, SOUTHERN ALPS. GLOBAL AND PLANETARY CHANGE 71: 168–174 PP.

MCAULIFFE, J. R. AND VAN DEVENDER, T. R., (1998): A 22,000 YEAR RECORD OF VEGETATION CHANGE IN THE NORTH-CENTRAL SONORA DESERT. PALAEOGEOGRAPHY ,PALAEOGEOGRAPHY, PALAEOCLIMATOLOGY 141, 253-275 PP.

MERCER, J. H. (1969): THE ALLERØD OSCILLATION: A EUROPEAN CLIMATIC ANOMALY?, *ARCTIC AND ALPINE RESEARCH*, VOL. 1, No. 4, PP. 227-234.

MASSAFERRO, J., (2009): PALEOECOLOGÍA: EL USO DE LOS QUIRONÓMIDOS FÓSILES (DIPTERA: CHIRONOMIDAE) EN RECONSTRUCCIONES PALEOAMBIENTALES DURANTE EL CUATERNARIO EN LA PATAGONIA. ISSN 0373-5680 REV. SOC. ENTOMOL. ARGENT. 68 (1-2): 209-217.

METCALFE, S. E., BIMPSON, A., COURTICE, A. J., O'HARA, S. L. AND TAYLOR, D. M., (1997): CLIMATE CHANGE AT THE MONSOON/WESTERLY BOUNDARY IN THE NORTHERN MEXICO. JOURNAL OF PALEOCLIMATOLOGY 17,155-171 PP.

METCALFE, S. E., O'HARA, S. L., CABALLERO, M. AND DAVIES, S. J., (2000): RECORDS OF LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE CLIMATIC CHANGE IN MEXICO—A REVIEW. QUATERNARY SCIENCE REVIEWS 19, 699–721 PP.

METCALFE, S., SAY, A., BLACK, S., MCCULLOCH, R. AND O'HARA, S., (2002): WET CONDITIONS DURING THE LAST GLACIATION IN THE CHIHUAHUA DESERT, ALTA BABICORA BASIN, MEXICO. QUATERNARY RESEARCH 57, 91-101 PP.

MEYERS, P. A., (1994): PRESERVATION OF ELEMENTAL AND ISOTOPIC SOURCE IDENTIFICATION OF SEDIMENTARY ORGANIC MATTER. CHEMICAL GEOLOGY 114, 289-302 PP.

MOCK, C. J., (2007): ENCYCLOPEDIA OF QUATERNARY SCIENCE, UNIVERSITY OF SOUTH CALIFORNIA, COLUMBIA, USA. MÉXICO, CENTRAL MÉXICO. QUATERNARY INTERNATIONAL 50,90-106 PP.

- ORTEGA-GUERRERO, B., CABALLERO-MIRANDA, M., LOZANO-GARCÍA, S. AND DE LA O VILLANUEVA, M., (1999):** PALAEOENVIRONMENTAL RECORD THE LAST 70,000 YR UN SAN FELEPE BASIN, SONORA DESERT MÉXICO: PRELIMINARY RESULT. GEOFISICA INTERNACIONAL 38, 153-163 PP.
- QUIROZ-JIMÉNEZ. D. J., (2012):** VARIABILIDAD CLIMÁTICA DE LOS ÚLTIMOS 80 KA CAL A.P. EN EL NORTE DE MÉXICO CON PROXIES GEOQUÍMICOS EN SEDIMENTOS LACUSTRES. TESIS DE MAESTRÍA, UNAM, 134 PP.
- PALACIOS-FEST, M., CARREÑO, A. L. ORTEGA-RAMIREZ, J. R. AND ALVARA DO-VALDEZ, G., (2002):** A PALEPENVIROMENTAL RECONSTRUCTION OF LAGUNA BABICORA, CHIHUAHUA, MÉXICO BASED ON OSTRACODE PALEOECOLOGY AND TRACE ELEMNT SHELL CHEMISTRY. JOURNAL OF PALEOLIMNOLOGY 27, 185-2012 PP.
- PARKER, S. S., HAWES, J. T., COLUCCI, S. J. AND HAYDEN, B. P., (1989):** CLIMATOLOGY OF 500-MB CYCLONES AND ANTICYCLONS, 1950-1985. MONTHLY WEATHER REVIEW 117, 558-570 PP.
- PÉREZ-CRUZ, L., (2006):** CLIMATE AND OCEAN VARIABILITY DURING THE MIDDLE AND LATE HOLOCENE RECORDED IN LAMINATED SEDIMENTS FROM ALFONSO BASIN, GULF OF CALIFORNIA. QUATERNARY RESEARCH 65, 401-410 PP.
- PÉREZ-CRUZ, L., VILLAGRÁN DE LA CRUZ, G. E. AND GÓMEZ-LIZÁRRAGA, L. E., (2009):** RADIOLARIOS EN LOS SEDIMENTOS MARINOS DEL CUATERNARIO TARDÍO DEL GOLFO DE CALIFORNIA-PALEOCEANOGRFÍA Y PALEOCLIMATOLOGÍA. MONOGRAFÍAS DEL INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM 15, 66 PP.
- POORE, R. Z., PAVICH, M. J. AND GRISSINO-MAYER, H. D., (2005):** RECORD OF THE NORTH AMERICAN SOUTWEST MONSOON FROM GULF OF MEXCIO SEDIEMNT CORES. GEOLOGY 33, 3, 209-212 PP.
- RENSSEN, H., MAIRESSE, A., GOOSSE, H., MATHIOT, P., HEIRI, O., ROCHE, D., NISANCIOGLU, K., VALDES, P., (2015):** MULTIPLE CAUSES OF THE YOUNGER DRYAS COLD PERIOD. NATURE GEOSCIENCE, LETTERS, PUBLISHED ONLINE.
- RAHMOSTORF, S., (2002):** OCEAN CIRCULATION AND CLIMATE DURING THE PAST 120,000 YEARS. NATURE. 419: 207-214 PP.
- REIMER, P. J., BAILLIE, M. G., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J. W., BLACKWELL, P. G., BRONK-RAMSEY, C., BUCK, C. E., BURR, G. S., EDWARDS, R. L., FRIEDRICH, M., GROOTES, P. M., GUILDERTSON, T. P., HAJDAS, I., HEATON, T. J., HOGG, A. G., HUGHEN, K. A., KAISER, K. F., KROMER, B., MC-CORMAC, F. G., MANNING, S. W., REIMER, R. W., RICHARDS, D. A., SOUTHON, J. R., TALAMO, S., TURNEY, C. S. M., VAN DER PLI CHT, J. AND WEYHENMEYER, C. E., (2009):** INTCAL09 AND MARINE09 RADIOCARBONAGE CALIBRATION CURVES, 0-50,000 YEARS CAL BP. EN: RADIOCARBON. 51(4): 1111-50 PP.
- RIVERO-NAVARRETE, A., (2013):** ESTUDIO GEOQUÍMICO Y MAGNÉTICO DE LOS SEDIMENTOS HOLOCÉNICOS DEL PALEO-LAGO LAS CRUCES, SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO. TESIS DE LICENCIATURA, UNAM. 66 PP
- ROY, P. D., CABALLERO, M., LOZANO, R., ORTEGA, B., LOZANO, S., PI, T., ISRADE, I. AND MORTON, O., (2010):** GEOCHEMICAL RECORD OF LATE QUATERNARY PALEOCLIMATE FROM LACUSTRINE SEDIMENTS OF PALEO-LAKE SAN FELIPE, WESTERN SONORA DESERT, MÉXICO. JOURNAL OF SOUTH AMERICA EARTH SCIENCES 29, 586-596 PP.

- ROY P. D., JONATHAN, M. P., PÉREZ-CRUZ, L. L., SÁNCHEZ-CÓRDOBA, M. M., QUIROZ-JIMENEZ, J. D. AND ROMERO-MARTIN, F., (2012):** A MILLENNIAL SCALE LATE PLAEISTOCENE-HOLOCENE PALEOCLIMATIC REGISTER FROM WESTERN CHIHUAHUA DESERT, MÉXICO. *BOREAS* 10.1111/J.1502-3885.2012.00266.x.
- ROY, P. D., QUIROZ-JIMÉNEZ, D., PÉREZ-CRUZ, L., LOZANO-GARCÍA, S., METCALFE, S. E., LOZANO-SANTACRUZ, R., LÓPEZ-BALBIAUX, N., SÁNCHEZ-ZAVALA, J. L. AND 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 pp.
- RUDDIMAN, W. F. AND MCINTYRE A., (1981):** THE NORTH ATLANTIC OCEAN DURING THE LAST DEGLACIATION, *PALAEOEOGR. PALEOCLIMATOL. PALEOECOL.*, 35, 145-214 pp.
- RULL, V., STANSELL, N.D., MONTOYA, E., BEZADA, M., ABBOTT, M.B., (2010):** PALYNOLOGICAL SIGNAL OF THE YOUNGER DRYAS IN THE TROPICAL VENEZUELAN ANDES. *QUATERNARY SCIENCE REVIEWS* DOI:10.1016/J.QUASCIREV.2010.07.012.
- SAUER, C. O., (1957):** THE END OF THE ICE AGE AND ITS WITNESSES, *GEOGRAPHICAL REVIEW*, VOL. 47, NO. 1, PP. 29-43.
- SÁNCHEZ-CÓRDOVA, M. M., (2012):** REGISTRO PALEOCLIMÁTICO DE LOS ÚLTIMOS 34,000 CAL. A.P., EN LA LAGUNA BABICORA, DESIERTO DE CHIHUAHUA (MÉXICO). TESIS DE MAESTRÍA, UNAM.
- SEDOV S. SOLÍS B. SOLLEIRO E. DARK HUMIC ALLUVIAL PALEOSOLS IN CENTRAL AND SOUTHERN MEXICO: MICROMORPHOLOGICAL INDICATORS OF LATE PLEISTOCENE MEGAFUNA HABITATS. SJSS. SPANISH JOURNAL OF SOIL SCIENCE YEAR 2013 VOLUME 3 ISSUE 3.**
- SERVICIO GEOLÓGICO MEXICANO., (1999):** Queretaro F14-10. ESCALA 1: 50,000.
- SERVICIO GEOLÓGICO MEXICANO., (1999):** Zacatecas, Concepción del Oro. ESCALA 1: 50,000.
- SEVERINGHAUS, J. P., SOWERS, T., BOOK, E. J., ALLEY, R. B. AND BENDER M. L., (1998):** TIMING OF ABRUPT CLIMATE CHANGE AT THE END OF THE YOUNGER DRYAS INTERVAL FROM THERMALLY FRACTIONATED GASES IN POLAR ICE, *NATURE* 391, 141-146 pp.
- SCHMIDT, R. H. JR., (1983):** CLIMATE AND THE CHIHUAHUA DESERT. IN E. CAMPOS-LOPEZ & R.J. ANDERSON (EDS) *NATURAL RESOURCES AND DEVELOPMENT IN ARID REGIONS*. WESTVIEW PRESS, BOULDER: 35-52 pp
- SCHÖNWIESE, C., (1995):** KLIMAÄNDERUNGEN: DATEN, ANALYSEN, PROGNOSEN. SPRINGER, HEIDELBERG.
- SHUMAN, B., WEBB T., BARTLEIN, P., WILLIAMS, P., (2002):** THE ANATOMY OF A CLIMATIC OSCILLATION: VEGETATION CHANGE IN EASTERN NORTH AMERICA DURING THE YOUNGER DRYAS CHRONOZONE, *QUATERNARY SCIENCE REVIEWS* 21, pp. 1777-1791.
- 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.

- Stansell, D., Abbott, M., Rull, V., Rodbell, D., Bezada, M., Montoya, E., (2010):** Abrupt Younger Dryas cooling in the northern tropics recorded in lake sediments from the Venezuelan Andes. *Earth and Planetary Science Letters* (293): 154–163.
- STENSRUD, D.J., GALL, R.L., MULLEN, S.L. AND HOWARD, K.W., (1995):** MODEL CLIMATOLOGY OF THE MEXICAN MONSOON. *JOURNAL OF CLIMATE*, 8, 1,775-1,794 PP.
- STUIVER M., (1970):** OXYGEN AND CARBON ISOTOPE RATIOS OF FRESHWATER CARBONATES AS CLIMATIC INDICATORS. *J. GEOPHYS. RES.* 75: 5247–5257 PP.
- SEVERINGHAUS, J. P., TODD S. E., BROOK, J., ALLEY, R. B., BENDER, M. L., (1998):**TIMING OF ABRUPT CLIMATE CHANGE AT THE END OF THE YOUNGER DRYAS INTERVAL FROM THERMALLY FRACTIONATED GASES IN POLAR ICE. *NATURE VOL 391 8.*
- SVENSSON, A., ANDERSEN, K. K., BIGLER, B., H. B., DAHL-JENSEN, D., DAVIES, S. M., JOHNSEN, S. J., MUSCHELER, R., RASMUSSEN, S. O., RÖTHLISBERGER, R., STEDDENSEN, J. P., VINTHER, B. M., (2006):** THE GREENLAND ICE CORE CHRONOLOGY 2005, 15-42 KA. PART 2: COMPARISON TO OTHER RECORDS. *QUATERNARY SCIENCE REVIEWS* 25, 3258-3267 PP.
- SWANSON, S. K., BAHR, J. M., SCHWAR, M. T., POTTER, K. W., (2001):** TWO-WAY CLUSTER ANALYSIS OF GEOCHEMICAL DATA TO CONSTRAIN SPRING WATERS. *CHEMICAL GEOLOGY* 179, 73-91 PP.
- TARBUCK E.J. Y LUTGENS F.K.,** CIENCIAS DE LA TIERRA. EDIT. PRENTICE HALL, EDICIÓN 2000, TRAD. DE 6ª ED. 1999, ESPAÑA, 616 P.
- TELLER, J. T., CLAYTON, L., (1993):** GLACIAL LAKE AGASSIZ. *GEOLOGICAL ASSOCIATION OF CANADA, ST. JOHN'S, NEWFOUNDLAND.* PP. 261–290.
- THOMSON, R. AND OLDFIELD, F., (1986):** ENVIRONMENTAL MAGNETISM. ALLEN & UNWIN, LONDON.
- TIERCELIN J. J., A. VINCENS, C.E. BARTON, P. CARBONEL, J. CASANOVA, G. DELIBRIAS, F. GASSE, E. GROSDIDIER, J. P. HERBIN, A. Y. HUC, S. JARDINÉ, J. LE FOURNIER, F. MÉLIÈRES, R. B. OWEN, P. PAGÉ, C. PALACIOS, H. PAQUET, G. PÉNIGUEL, J.P. PEYPOUQUET, J.F. RAYNAUD, R.W. RENAUT, P. DE RENÉVILLE, J.P. RICHERT, R. RIFT, P. ROBERT, C. SEYVE, M. VANDENBROUCKE AND G. VIDAL, (1987):** LE DEMI-GRABEN DE BARINGO-BOGORIA, RIFT GREGORY, KENYA. 30000 ANS D'HISTOIRE HYDROLOGIQUE ET SÉDIMENTAIRE. *BULL. CENTRES RECH. EXPLOR.-PROD. ELF-AQUITAINE* 11: 249-540PP.
- URIARTE, C. A., (2010):** HISTORIA DEL CLIMA DE LA TIERRA 2A ED. SERVICIO CENTRAL DE PUBLICACIONES DEL GOBIERNO VASCO. ESPAÑA, 306 PP.
- URRUTIA FUCUGAUCHI, J., ORTEGA RAMÍREZ, J. AND CRU Z GATICA, R., (1997):** ROCK MAGNETIC STUDY OF LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE SEDIMENTS FROM THE BABICORA LACUSTRINE BASIN, CHIHUAHUA NORTHERN MÉXICO. *GEOFISICA INTERNACIONAL* 10, 77-86 PP.

- VAN DEVENDER, T. R., (1990):** LATE QUATERNARY VEGETATION AND CLIMATE OF THE SONORA 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, 104-133 PP.
- VALDEOLMILLOS, A., (2005):** REGISTRO PLEISTOCENO Y PALEO-AMBIENTAL DE LOS ÚLTIMOS 350,00 AÑOS EN EL PARQUE NACIONAL DE LAS TABLAS DE DAIMIEL (CIUDAD REAL). TESIS DE DOCTORADO, UNIVERSIDAD DE ALCALÁ, ESPAÑA.
- WANNER, H., BEER, J., BUTIKOFER, J., CROWLEY, T. J., CUBASCH, U., FLUCKIGER, J., GOOSE, H., GROSJEAN, M., FORTUNAT, J., KAPLAN, J. O., KUTTEL, M., MULLER, S. A., PRENTICE, I. C., SOLOMINA, O., STOCKER, T. F., TARASOV, P., WAGNER, M. AND WIDMANN, M., (2008):** MID- TO LATE HOLOCENE CLIMATE CHANGE: AN OVERVIEW. *QUATERNARY SCIENCE REVIEWS* 27, 1791–1828 PP.
- YTA, M., (1992):** ETUDE GÉODYNAMIQUE ET METALLOGENIQUE D'UN SECTEUR DE LA "FAJA DE PLATA", MEXIQUE-LA ZONE DE ZACATECAS-FRANCISCO I. MADERO-SAUCITO: UNIVERSITÉ D'ORLEANS, PH.D. DISSERTATION, 266 PP.
- ZECCHIN, M., BARADELLO, L., BRANCOLINI, G., DONDA, F., RIZZETTO, F. AND TOSI, L., (2008):** SEQUENCE STRATIGRAPHY BASED ON HIGH-RESOLUTION SEISMIC PROFILES IN THE LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE DEPOSITS OF THE VENICE AREA, *MARINE GEOLOGY* 253, 185-198 PP.
- ZICHENG YU., H.E. WRIGHT JR. (2001):** RESPONSE OF INTERIOR NORTH AMERICA TO ABRUPT CLIMATE OSCILLATIONS IN THE NORTH ATLANTIC REGION DURING THE LAST DEGLACIATION. *EARTH-SCIENCE REVIEWS* 52, 333-369.
- ZIC, M., NEGRINI, R. AND WIGAND, P., (2002):** EVIDENCE OF SYNCHRONOUS CLIMATE CHANGE ACROSS THE NORTHERN HEMISPHERE BETWEEN THE NORTH ATLANTIC AND NORTHWESTERN GREAT BASIN, *UNITED STATES GEOLOGY* 30 (7), 635-638 PP.
- WANG, Y.J., CHENG, H., EDWARDS, R.L., AN, Z.S., WU, J.Y., SHEN, C.-C., DORALE, J.A. (2001):** A HIGH-RESOLUTION ABSOLUTE-DATED LATE PLEISTOCENE MONSOON RECORD FROM HULU CAVE, CHINA. *SCIENCE* 294, 2345-2348.
- WILLIAMSON, D., MAURICE, T., DAMNATI, B., ICOLE, M. AND THOUVENY., (1993):** EQUATORIAL EXTENSION OF THE YOUNGER DRYAS EVENT: ROCK MAGNETIC EVIDENCE FROM LAKE MAGADI (KENYA)", *GLOBAL AND PLANETARY CHANGE* 7, PP. 235-242, ELSEVIER SCIENCE PUBLISHERS BV, AMSTERDAM.
- WRIGHT, H. (2000):** MEANS OF CORRELATION OF QUATERNARY SUCCESSIONS. UNIVERSITY OF UTAH PRESS, SALT LAKE CITY, PP. 591-631.