



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

**DINÁMICA DE LA EROSIÓN/SEDIMENTACIÓN EN LA ÉPOCA
PREHISPÁNICA Y PERIODO COLONIAL. RECONSTRUCCIÓN DE
LAS CONDICIONES PALEOAMBIENTALES EN EL VALLE DE
TEOTIHUACÁN (ESTADO DE MÉXICO, MÉXICO)**

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS

PRESENTA:
MARÍA LOURDES GONZÁLEZ ARQUEROS

TUTOR

DR. LORENZO VÁZQUEZ SELEM
INSTITUTO DE GEOGRAFÍA

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR

DR. JORGE E. GAMA CASTRO – INSTITUTO DE GEOLOGÍA
DRA. EMILY McCLUNG DE TAPIA – INSITUTO DE INVESTIGACIONES
ANTROPOLÓGICAS

MÉXICO, D. F. JUNIO 2014



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra de la Universidad Nacional Autónoma de México, al Instituto de Geología y al Instituto de Geografía por darme la oportunidad de continuar mi formación académica.

Gracias al Consejo Nacional de Ciencia Y Tecnología (CONACYT) por el apoyo económico otorgado para la realización de mis estudios de posgrado (número de becario 240448). También agradezco a la Dirección General de Estudios de Posgrado (DGEP) por el financiamiento para asistir a congresos y apoyos extraordinarios para cubrir diferentes gastos del proyecto. Agradezco a los proyectos financiados por CONACYT (Beca número 101988, E. McClung de Tapia, PI) y PAPIIT (Beca número IN105213, L. Vázquez Selem, PI) por el apoyo financiero.

A mi comité asesor: mi tutor Dr. Lorenzo Vázquez Selem por su amistad, confianza, apoyo, conocimiento, sugerencias, guía y comentarios en este reto académico, la realización de este proyecto y tesis. Mis asesores, la Dra. Emily McClung de Tapia y al Dr. Jorge E. Gama Castro por su inestimable ayuda, y sus valiosos comentarios y sugerencias. Ha sido un privilegio y un honor contar con todos ustedes, han sido y serán un ejemplo y modelo para mí.

Al Dr. Jorge E. Gama Castro, de nuevo, nunca podré llegarle a agradecer del todo como se ha portado conmigo desde la primera vez que visité la UNAM, como me ha ayudado, aconsejado y ha estado ahí siempre que lo he necesitado, con palabras sabias y amables. Soy consciente y agradezco a todas las personas que tienen que ver con esta tesis, pero sin ninguna duda, sin usted no hubiera sido posible.

A los miembros del jurado Dr. Aleksander Jerzy Borejsza, Dr. Gerardo Bocco Verdinelli, Dr. Sergey Sedov, Dr. Lorenzo Vázquez Selem y Dra. Emily McClung de Tapia por sus valiosas sugerencias y observaciones que enriquecieron la versión final de esta tesis.

A Erika Carrillo Ruiz y Mónica Martha Rodríguez Martínez por su inestimable y desinteresada ayuda en el reconocimiento de los restos cerámicos. Al Laboratorio de Micromorfología y Mineralogía del Colegio de Posgraduados del Campus Montecillo (COLPOS). A los laboratorios de Edafología Ambiental, Laboratorio de Paleosuelos y al Área de Laminación de Suelos y Sedimentos del Instituto de Geología de la UNAM.

A Araceli Chaman, del área secretarial del posgrado en el Instituto de Geofísica, por ser tan eficiente, y por tantas veces que me ayudó y solucionó problemas burocráticos

y administrativos que parecían imposibles de resolver. A María Luisa Reyes Ochoa y Gloria Benítez Alba, del área secretarial del Posgrado en el Instituto de Geología.

A todos los que de alguna u otra forma contribuyeron a la realización de alguna parte de esta tesis.

A mis amigos y compañeros quienes me acompañaron en esta aventura del doctorado.

A mi familia que siempre me ha animado y ayudado a seguir formándome.

Una disculpa a todos aquellos que me dejó y a aquellos a los que no agradecí debidamente.

CONTENIDO

Resumen	1
Summary	2

CAPÍTULO 1

1. Introducción	3
1.1. Antecedentes	3
1.2. Justificación y desarrollo del problema	7
1.3. Objetivo general	9
1.4. Objetivos específicos	9
1.5. Hipótesis	10
1.6. Estructura de la investigación	10

CAPÍTULO 2

2. Marco Teórico	12
2.1. Erosión histórica y reconstrucción del paisaje en el centro de México	13
2.2. Aplicación de la geoarqueología al caso de estudio	17
2.3. Estudio macro y micromorfológico de suelos y paleosuelos	21
2.4. Estratigrafía	24
2.5. Métodos para la cronología estratigráfica	25
2.6. Erosion hídrica	26
2.7. Estimación de la erosión	29
2.7.1. Modelo RUSLE	29
2.7.2. Erosión a nivel de cuenca y SIG	33

CAPÍTULO 3

3. Metodología	35
----------------	----

3.1. Área de estudio	35
3.2. Geomorfología	36
3.3. Caracterización de los suelos	38
3.3.1. Estudio micromorfológico	38
3.4. Estratigrafía	39
3.5. Aplicación del modelo RUSLE a nivel de cuenca	40
3.5.1. Factores del modelo	40
3.5.1.1. Factor R	40
3.5.1.2. Factor K	41
3.5.1.3. Factor LS	42
3.5.1.4. Factor C	43
3.5.1.5. Factor P	47
3.5.2. Instrumentación de la RUSLE en un SIG	47
3.5.3. Factores de la RUSLE para épocas pasadas	50

CAPÍTULO 4

4. Resultados y Discusión I	54
4.1. Análisis geomorfopedológico	54
4.1.1. Agrupación de geoformas según diferentes criterios	64
4.2. Estratigrafía del Valle de Teotihuacán	66
4.2.1. Catenas Cedazo y Zacatlán	66
4.2.1.1. Restos cerámicos	70
4.2.2. Análisis micromorfológico	74
4.2.2.1. Descripción de láminas delgadas	74
4.2.2.2. Interpretación de las observaciones y relaciones espaciales	82
4.3. Dinámica del paisaje durante el Holoceno Tardío en el Valle de Teotihuacán	86
4.3.1. Dinámica de ocupación de los asentamientos	86
4.3.2. Fases erosivas, temporalidad y causas probables	88

CAPÍTULO 5

5. Resultados y Discusión II	94
5.1. Erosión hídrica según el modelo RUSLE	94
5.1.1. Factores del modelo RUSLE	94
5.1.2. Modelación de la pérdida de suelo para el periodo actual, Teotihuacano y Azteca	102
5.1.3. Consideraciones generales	117

CAPÍTULO 6

6. Conclusiones	119
-----------------	-----

Referencias	126
--------------------	-----

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.	
Figura 3.1	Mapa altimétrico del área de estudio, con la localización de los perfiles.	34
Figura 3.2	Diagrama de flujo para la obtención de mapas de erosión.	45
Figura 3.3	Mapas de datos para generar factores. a: Mapa de clasificación de suelos; b: Mapa de uso de suelo; c: Mapa altimétrico; d: Mapa de terrazas.	46
Figura 4.1	Mapa geomorfológico del Valle de Teotihuacán.	52
Figura 4.2	Contexto geomorfológico de la catena Zacatlán y relaciones estratigráficas entre perfiles.	56
Figura 4.3	Contexto geomorfológico de la catena Cedazo y relaciones estratigráficas entre perfiles.	58
Figura 4.4	Sistemas geomorfológicos generales del área de estudio.	61
Figura 4.5	Mapa de denudación/sedimentación del área de estudio.	62
Figura 4.6	Distribución de la cerámica identificada por catenas.	68
Figura 4.7	Distribución de la cerámica identificada por unidades geomorfológicas en la catena Cedazo.	70
Figura 4.8	Distribución de la cerámica identificada por unidades geomorfológicas en la catena Zacatlán.	71
Figura 4.9	Micromorfología del perfil ZN7.	73
Figura 4.10	Micromorfología del perfil ZN7.	74
Figura 4.11	Micromorfología del perfil ZN5.	76
Figura 4.12	Micromorfología del perfil ZN3.	78
Figura 5.1	Mapas de isoerosividad para el periodo actual.	93
Figura 5.2	Mapas de isoerosividad. Periodos más seco que el actual y	94

más húmedo que el actual.

Figura 5.3	Factor K (erodabilidad del suelo) de la RUSLE. a: valores actuales; b: valores del Periodo Teotihuacano.	95
Figura 5.4	Factor LS de la RUSLE para todos los periodos.	96
Figura 5.5	Factor C (cobertura vegetal) de la RUSLE. a: valores actuales; b: valores del Periodo Teotihuacano; c: valores del Periodo Azteca.	98
Figura 5.6	Factor P (prácticas de conservación) de la RUSLE. a: valores actuales; b: valores del Periodo Azteca.	99
Figura 5.7	Mapas de pérdida de suelo para el periodo actual. a: Erosión potencial anual; b: Erosión real anual.	101
Figura 5.8	Mapas de pérdida de suelo para el Periodo Teotihuacano. a: Erosión potencial anual; b: Erosión real anual.	102
Figura 5.9	Mapas de pérdida de suelo para el Periodo Azteca seco. a: Erosión potencial anual; b: Erosión real anual.	103
Figura 5.10	Mapas de pérdida de suelo para el Periodo Azteca húmedo. a: Erosión potencial anual; b: Erosión real anual.	104
Figura 5.11	Gráfica de erosión potencial anual por periodos.	105
Figura 5.12	Gráfica de erosión real anual por periodos.	107
Figura 5.13	Gráfica que muestra las diferencias entre la erosión potencial y la erosión real por periodos.	108
Figura 5.14	Erosión potencial anual por clases de severidad de erosión por periodos. Valores de la tabla en % del área total de estudio.	110
Figura 5.15	Erosión real anual por clases de severidad de erosión por periodos. Valores de la tabla en % del área total de estudio.	110
Figura 5.16	Gráfica de tasas de erosión real anual en t/ha/año por unidades geomorfológicas agrupadas.	112

ÍNDICE DE TABLAS

		Pág.
Tabla 2.1	Categorías para considerar riesgos de erosión de acuerdo a las pérdidas de suelo.	30
Tabla 2.2	Categorías para considerar pérdidas de suelo tolerable de acuerdo a grados de erosión hídrica.	31
Tabla 3.1	Clases de pendientes (Modificado de Dissmeyer y Foster 1984).	35
Tabla 3.2	Valores del factor K, de erodabilidad del suelo, según FAO 1980.	40
Tabla 3.3	Valores de factor C de los cultivos agrícolas obtenidos a partir de la metodología propuesta por Figueroa et al 1991, adaptado de Wischmeier y Smith (1978).	43
Tabla 3.4	Valores de factor C agrícola obtenidos a partir de la metodología propuesta por Figueroa et al 1991, adaptado de Wischmeier y Smith (1978).	49
Tabla 3.5	Valores de factor C para periodos del pasado.	48
Tabla 4.1	Leyenda explicativa del mapa geomorfológico.	52
Tabla 4.2	Relación de perfiles de las catena Zacatlán (ZN) y Cedazo (CZ).	53
Tabla 4.3	Características físico-químicas y micro-macromorfológicas de los perfiles de la catena Zacatlán.	55
Tabla 4.4	Características físico-químicas y micro-macromorfológicas de los perfiles de la catena Cedazo.	57
Tabla 4.5	Fechas de radiocarbono.	66
Tabla 4.6	Estudios geoarqueológicos relevantes en el centro de México sobre dinámica del paisaje (agricultura, cambios de uso de	86

suelo, cambios demográficos, clima y erosión).

Tabla 4.7	Periodos de sequia reportados por diferentes autores, sin tener en cuenta las metodologías utilizadas para la obtención de los resultados.	87
Tabla 4.8	Eventos de erosión sugeridos a partir de este estudio.	90
Tabla 5.1	Clasificación de rangos típicos de R anual. Fuente: Modificado Mannaerts (1999).	92
Tabla 5.2	Valores del factor C según uso de suelos. Los diferentes valores agrícolas se deben a medias ponderadas según cultivo, productividad y municipio (ver metodología).	97
Tabla 5.3	Valores de erosion potencial anual por periodos.	105
Tabla 5.4	Valores de erosión real anual por periodos.	106
Tabla 5.5	Erosión real anual según unidades geomorfológicas agrupadas.	112
Tabla 5.6	Erosión real anual según clases de pendientes.	113
Tabla 6.1	Temporalidad y duración de las fases erosivas propuestas por diversos autores y comparadas con las propuestas en este estudio. Representación de la coincidencia con las épocas de sequía reportadas en la bibliografía.	119

RESUMEN

Este estudio se enmarca en el debate científico que contrapone las causas e inicio de la erosión antropogénica acelerada en el centro de México, anterior o posterior al inicio de la Colonia. Se aborda el tema de la dinámica de la erosión y sedimentación en el Valle de Teotihuacán mediante una metodología geoarqueológica en la que se tienen en cuenta aspectos arqueológicos y aspectos de las Ciencias de la Tierra, donde el objeto de estudio principal son los perfiles de suelo.

La selección de los perfiles se realizó con base en una fotointerpretación y verificación de dos catenas de suelos que muestran una distribución desde zona somital hasta planicie aluvial. Las muestras de estos perfiles fueron caracterizadas de manera físico-química y micromorfológica. Se estableció la estratigrafía y mediante dataciones con carbono 14 y reconocimiento de tepalcates se propuso la cronología. Se usó el modelo de predicción de pérdida de suelo *Revised Universal Soil Loss Equation* (RUSLE) para modelar las condiciones actuales y las condiciones hipotéticas del periodo teotihuacano y periodo azteca.

Los resultados muestran varias fases de estabilidad e inestabilidad a lo largo de los dos últimos milenios. A través de la aplicación del modelo RUSLE se obtuvieron tasas de erosión para los escenarios modelados.

Las contribuciones más relevantes de este trabajo recaen en: 1) la adaptación de una metodología de estudio de la dinámica del paisaje, relativa a la erosión de los suelos y diferentes eventos erosivos a través del tiempo; 2) el aporte de nueva información al debate sobre el inicio de la erosión y posibles causas a través de los eventos erosivos reconocidos en el Valle de Teotihuacán; y 3) la relevancia de entender la interrelación entre las actividades humanas (uso y manejo del suelo) y la transformación del paisaje en el presente y futuro, con el fin de conocer en qué grado afectan la características topográficas, climáticas y antropogénicas en el pasado y presente.

SUMMARY

This study is framed within the scientific discussion concerning the age and causes of accelerated anthropogenic erosion in central Mexico, pre-Hispanic or post-Colonial. We studied the dynamic of erosion/sedimentation in the Valley of Teotihuacan through geoarchaeological methodology, based on archaeological and earth science issues. The main object study is soil.

Soil profiles sites were selected by photointerpretation followed by verification on two toposequences of soil profiles from summit area to alluvial plain. Samples of these profiles were characterized by physical and chemical analyses, including micromorphological observation. The stratigraphy was established and the chronology was proposed through radiocarbon dating and pottery sherds. We applied the RUSLE (Revised Universal Soil Loss Equation) for the current conditions and hypothetical conditions during the Teotihuacan and Aztec periods

The results show different phases of stability and instability along the two last millennia. Erosion rates were obtained for the modeled scenarios through applying RUSLE.

The most significant contributions of this project are: 1) the adaptation of a methodology about the study of landscape dynamics, related to soil erosion and different events through several historical periods; 2) the contribution with new information to the discussion concerning the beginning of the soil erosion and causes in the Valley of Teotihuacan; and 3) the relevance of understanding the relation between human activities (soil use and management) and the landscape transformation during the present and the future, in order to know how the topographic, climatic and anthropogenic characteristics affect.

CAPÍTULO 1

1. Introducción

1.1. Antecedentes

El Valle de Teotihuacán representa un lugar de gran interés para diferentes ámbitos de estudio. Se sabe que lo habitaron comunidades agrícolas desde el año 1100 a. C. Se dio ahí la primera gran ciudad prehispánica de América (100-650 d. C.) desarrollándose como una ciudad compleja que se extendió hasta aproximadamente 20 km², con más de cien mil habitantes, y abarcó desde el Preclásico Tardío hasta el Clásico Temprano. Más tarde también fue un lugar relevante en la época azteca (Sanders *et al.* 1979; León-Portilla 2005). Y en general su legado arqueológico continuado es de gran importancia para la historia mesoamericana. Estas razones son las que hacen particularmente importante el valle, y proporcionan un interesante caso de estudio para conocer los cambios ambientales característicos de la región y apreciar los cambios inducidos por actividades humanas.

Las hipótesis que se han planteado para explicar el colapso del Estado de Teotihuacán (s. VII d. C.) han sido muchas y variadas, y por esta razón siempre se ha considerado algo enigmático el fin de esta cultura tan relevante para Mesoamerica. Algunas de las que se barajan hablan de problemas ambientales relacionadas con cambios climáticos, ciclo de lluvias irregulares y sequías severas, erosión de suelo, y deforestación intensa (Sanders 1965; Lorenzo 1968; Palerm y Wolf 1972; Millon 1973; McClung 1977). Pero también se habla de una combinación de factores, entre ellos el debilitamiento de la estructura social, tensiones sociales y el surgimiento de otras ciudades que disputaron su hegemonía a nivel económico y político (Cowgill 1997; Solanes Carraro y Vela 2000). También existe la hipótesis del gran fuego, en la que Millon (1988a) sugiere una destrucción selectiva producida por habitantes teotihuacanos de la que la ciudad no se volvió a recuperar jamás.

Se han llevado a cabo investigaciones arqueológicas desde las primeras décadas del siglo XX (Batres 1906, 1908; Gamio 1922). Wittfogel (1957) exploró la llamada hipótesis hidráulica, en la que se indagó la relación entre la utilización de los sistemas de riego en zonas semiáridas y el desarrollo del estado preindustrial. Millon (1954, 1957) realizó excavaciones en zonas con indicaciones de riego prehispánico para someter a prueba la hipótesis, sin embargo sus evidencias mostraban un uso más tardío, posterior a la época teotihuacana.

Por otra parte, Sanders (1965) también consideró la importancia del riego en el desarrollo del estado teotihuacano y orientó gran parte de su trabajo en la búsqueda de evidencias directas de riego. En su trabajo de investigación también enfatizó el estudio del cambio cultural, económico y político dentro de un contexto “ecológico cultural”. En particular planteaba que el asentamiento humano y las crecientes actividades productivas y extractivas desembocaron en un impacto sobre el medio y provocaron un serio desequilibrio. Como probables manifestaciones de estas perturbaciones se infiere la deforestación severa de las laderas circundantes al valle, la sobreexplotación de los suelos agrícolas y su agotamiento, y la erosión consecuente. Teniendo en cuenta que todas las descripciones y referencias a la ecología de la región se basaban en las condiciones modernas, vigentes en el momento de las investigaciones (Gamio 1922; Sanders 1965; Lorenzo 1968; Charlton 1970).

Millon (1973) tomó en cuenta las características ecológicas del lugar para entender el fenómeno urbano en Teotihuacán y consideró que había que estudiarlas en relación con otros factores como la ideología, control político y factores económicos.

A mediados de los años setenta se inició el estudio de los restos macrobotánicos obtenidos por medio de la flotación de muestras de sedimentos procedentes de las excavaciones del “Teotihuacán Mapping Project” (TMP) coordinados por Millon (McClung de Tapia 1977, 1979, 1980, 1987) con el propósito de evaluar la evidencia directa del uso de recursos de subsistencia por los habitantes urbanos.

A través de la década de los años ochenta se continuó con el análisis de los restos de plantas, incluyendo también restos macrobotánicos (González Vázquez 1985, 1993; Ibarra y Noguera 1993; McClung de Tapia y Tapia Recillas 1993; Manzanilla y McClung de Tapia 1997) como indicadores de actividades de subsistencia y la utilización de recursos vegetales.

En los años noventa se empezó a abordar el estudio de la dinámica paleoambiental en la región de Teotihuacán, caracterizando el entorno en diferentes momentos del pasado desde

una perspectiva interdisciplinaria, lo cual permitiría complementar la historia del asentamiento por medio de la evidencia arqueológica con datos sobre la vegetación y los suelos, ubicados en el tiempo por medio de fechamientos directos con carbono 14 (McClung de Tapia 2005).

En un estudio llevado a cabo en el periodo de 1991 a 1994 y liderado por Linda Manzanilla dentro del proyecto “El cambio global en perspectiva histórica: el centro urbano preindustrial de Teotihuacán”, se iniciaron las actividades de investigación relativas al estudio del paleoambiente y subsistencia prehispánica en la región. El objetivo principal fue la obtención de datos básicos en relación a la vegetación y los suelos. Durante este tiempo se excavaron y muestrearon perfiles, se realizaron estudios físico-químicos de las muestras obtenidas y estudios de restos macro y microbotánicos. Se crearon las bases de datos espaciales correspondientes a la cartografía topográfica y temática de la región, y localización de sitios arqueológicos. Así mismo se estudió la geología y la disponibilidad de materia prima para la construcción de la ciudad de Teotihuacán. Concluyendo que la extracción de tezontle, la utilización de grandes volúmenes de tierra y la utilización de madera para la construcción y combustible para la quema de cal para cubrir los edificios, tuvieron un impacto significativo en el paisaje circundante (Barba 1995).

En una segunda etapa (1998-2001) coordinada por Emily McClung de Tapia, se trató de proponer qué cambios ambientales (climáticos y geomorfológicos) se presentaron en la época prehispánica y cuáles fueron sus efectos en la región. Se lograron grandes avances respecto a la reconstrucción de la vegetación y los procesos geomorfológicos. Se generó un mapa geomorfológico básico de la región (Pérez Pérez 2003) y se estableció una referencia temporal para ubicar los procesos de erosión y sedimentación en el valle (McClung de Tapia y Pérez Pérez 2000).

Durante el 2003-2005 se llevaron a cabo proyectos en los que excavaciones y estudios de suelos dieron la pauta para establecer un esquema preliminar de los cambios ocurridos en el paisaje del valle a lo largo del tiempo. Entre ellos la deforestación en la época teotihuacana, la evidencia para cambios mesoclimáticos y el análisis y diagnóstico de paleosuelos. En cuanto a la deforestación, un modelo de extensión de la zona boscosa generado con Sistema de Información Geográfica mediante la intersección de características de elevación, suelos y vegetación actual, sugiere que el bosque cubría un máximo de 12% del área de estudio (McClung de Tapia y Tapia Recillas 1997), información que contribuye a la reconstrucción paleoambiental al indicar pocos cambios significativos en los recursos de madera disponibles a

través del tiempo. Finalmente estos estudios sugieren que la tasa de sedimentación correspondiente a la época prehispánica es relativamente baja. Por lo que el aumento de sedimentación parece responder más bien a un momento posterior al inicio de la época colonial, asociado a un uso agrícola intenso y a la tala desmesurada de árboles en las laderas para cubrir las necesidades de la Ciudad de México (Torquemada 1615; McClung de Tapia 2005). Adriano-Moran y McClung de Tapia (2008) señalan que los indicadores de taxones de pino son constantes en periodos prehispánicos, evidenciando una no muy fuerte, pero éstos mismos ya no se encuentran en periodos posteriores, donde la tala de árboles habría aumentado considerablemente.

En cuanto a los estudios paleoecológicos han sido extensos a través de múltiples registros en el centro de México para el Pleistoceno Tardío y el Holoceno, incluyendo sedimentos lacustres, polen, registros isotópicos y evidencias magnéticas en rocas (Lozano-García *et al.* 1993, 2005; Ortega-Guerrero *et al.* 2000; Heine 2003; Lounejeva *et al.* 2006).

Debido a la ausencia de sedimentos lacustres inalterados en el Valle de Teotihuacán, un gran número de estudios paleoecológicos se han basado en el estudio de paleosuelos. Con base en el estudio de varios perfiles de suelo, Solleiro-Rebolledo *et al.* (2006) proponen un clima húmedo durante el Último Máximo Glacial, con una tendencia a clima semiárido hacia el final del Pleistoceno que se extiende hacia el Holoceno y tiempo presente.

Los estudios paleoecológicos han reportado la existencia de algunos de los suelos presentes en el Valle de Teotihuacán. Se reportó un suelo clasificado como Luvisol, muy bien estructurado, con abundantes revestimientos de arcilla (Solleiro-Rebolledo *et al.* 2011; Sánchez-Pérez *et al.* 2013) datado en $18,740 \pm 150$ ^{14}C años AP y en $22,670 \pm 290$ ^{14}C años AP por McClung de Tapia *et al.* (2003) y en $13,340 \pm 300$ ^{14}C años AP en un perfil diferente por Solleiro-Rebolledo *et al.* (2006), desarrollado en un periodo de estabilidad bajo condiciones climáticas húmedas en el Pleistoceno Tardío (Solleiro-Rebolledo *et al.* 2006). Otro de los suelos reportados es un suelo de color negro con propiedades vérticas. El correspondiente “suelo negro” en la planicie aluvial fue datado en 2980 ± 40 ^{14}C años AP (Solleiro-Rebolledo *et al.* 2011; Sánchez-Pérez *et al.* 2013). Estudios de micromorfología de suelos (Sedov *et al.* 2009) se enfocaron en este “suelo negro”. Este suelo con propiedades vérticas sugiere un clima semiárido estacional y su importancia se debe a que ha sido identificado como la superficie sobre la cual la cultura teotihuacana se desarrolló (Gama-Castro *et al.* 2005).

Aunque se han identificado periodos de estabilidad geomorfológica y pedogenesis, interrumpidos por etapas de erosión en conexión con cambios medioambientales, tanto naturales como antropogénicos, no se ha identificado claramente el impacto de estas etapas en el “suelo negro” teotihuacano.

Existen dataciones de los paleosuelos estudiados a través de diversos perfiles durante 1992-1997, pero se requieren estudios más detallados para confirmar su estado de desarrollo pedológico (Solleiro-Rebolledo *et al.* 2006; Rivera-Uria *et al.* 2007), ya que parece existir un amplio rango de divergencia entre las capas que se consideran paleosuelos y pedosedimentos.

1.2. Justificación y desarrollo del problema

Desde un punto de vista multidisciplinar se pretende contribuir al conocimiento de las condiciones paleoambientales en la región de Teotihuacán durante los dos últimos milenios, para poder apreciar los cambios inducidos por las actividades humanas y situarlos cronológicamente.

Los suelos representan fuentes importantes de evidencia para detectar las fluctuaciones climáticas y su dinámica, así como el impacto humano. Por lo que se considera que la integración de su estudio en conjunto con otras fuentes de información relevantes del área puede ofrecer una perspectiva del desarrollo cultural y económico de las sociedades que habitaron la región y el paisaje en el que interactuaron.

Los análisis de suelos, geoformas, sedimentos, la búsqueda de referencias en el paisaje, el análisis de patrones de asentamientos y el estudio de documentos históricos podrían proporcionar elementos para comprender de una manera más clara el periodo transicional socioeconómico y ambiental, entre el colapso de la cultura teotihuacana y el inicio de nuevos periodos, en específico para el Valle de Teotihuacán, y en general para ampliar el entendimiento de las culturas prehispánicas.

El estudio de los suelos realizado hasta ahora (McClung de Tapia *et al.* 2005; Rivera-Uria *et al.* 2007, Solleiro-Rebolledo *et al.* 2006; Sánchez-Pérez *et al.* 2013) sugiere que el grado de modificación del paisaje ha sido sustancial entre los periodos prehispánico y actual. Esto hace pensar que el paisaje actual no está en concordancia con el paisaje en la época teotihuacana, aunque tengan algunas semejanzas (McClung de Tapia 1984; Denevan 1992; Rojas Rabiela 1994; Whitmore y Turner 2001; Solleiro-Rebolledo *et al.* 2006)

Existe cierta dificultad en diferenciar entre los cambios ocasionados a partir de la influencia humana de los provocados por cambios climáticos, debido a la introducción de nuevas técnicas agrícolas, pastoreo, deforestación de los cerros circundantes, reducción de población indígena y reordenamiento territorial que caracterizaron al periodo inicial de la Colonia en el centro de México.

A pesar del amplio abanico de estudios pertenecientes a diferentes disciplinas realizados en el Valle de Teotihuacán, no existe una reconstrucción completa sobre los cambios inducidos en el paisaje a través de los diferentes periodos durante el Holoceno Tardío, con un enfoque geoarqueológico, y que aúne los estudios de campos tanto arqueológicos como de las ciencias de la Tierra.

También es notable la cantidad de estudios que se han hecho en el centro de México, en valles o regiones con características similares, tanto culturales como ambientales, a las del Valle de Teotihuacán.

La investigación aquí propuesta se sitúa en el contexto del debate científico sobre el impacto de las civilizaciones prehispánicas en el medio ambiente, específicamente sobre el inicio y causas de la erosión acelerada de los suelos en el centro de México. Los argumentos se centran en las diferentes opiniones que por una parte proponen que en épocas prehispánicas ya ocurrían eventos de erosión significativos, alterando el ambiente como mínimo con la misma intensidad que durante el Periodo Colonial y posteriores, principalmente originados por la agricultura. Y por otra parte se plantea que las civilizaciones prehispánicas no alteraron el ambiente y que la erosión acelerada no se dio hasta los tiempos de la Colonia, y como principal consecuencia del descuido del paisaje debido a una disminución de la población ocasionada por las enfermedades introducidas (p.ej. contradicciones entre O'Hara *et al.* 1993 y Fisher *et al.* 2005; cfr. Whitmore y Turner 2001). El Valle de Teotihuacán, sitio de la primera gran urbe mesoamericana y habitado densamente desde el periodo Clásico, es un escenario geográfico ideal para indagar al respecto y contribuir así al conocimiento de la evolución del paisaje como resultado de la interacción de fenómenos naturales y culturales.

En un marco más general, aunque otros autores ya habían tratado el tema (Cook 1949; Werner 1986; Whitmore *et al.* 1990; Butzer y Butzer 1992), Denevan hace referencia por primera vez en 1992 al "mito prístino", en alusión a un paisaje precolombino sin perturbaciones, mantenido por las poblaciones indígenas. Bajo esta expresión del "mito prístino" mantiene que

para la llegada de los primeros europeos, el paisaje del Nuevo Mundo ya había sido modificado, en diferentes grados, en los lugares con presencia humana como consecuencia de asentamientos, subsistencia, quemados y otras actividades llevadas a cabo por la población indígena. Russell (1997) completa esta afirmación diciendo que esta perturbación muestra diferencias en cuanto a tipo e intensidad de un lugar a otro, y de un periodo a otro.

Desde la publicación de este concepto han aparecido un gran número de libros y artículos al respecto, basados en observaciones históricas, investigaciones paleoecológicas y comentarios (entre otros: McDonnell y Pickett 1993; Redman 1999; Vale 2002a). El concepto de Denevan (1992) contradecía conceptos ampliamente arraigados sobre los paisajes vírgenes, frescos e intactos que existían antes de la llegada de los conquistadores (Fitzgerald 1925; Beard y Beard 1927; Sale 1990). Denevan (2011) reconoce que a partir de 1992 diversos estudios han atacado esta idea con investigaciones, entre otros, sobre la modificación prehistórica de la vegetación y la vida salvaje en la Amazonia (Junqueira 2011), impacto sobre la vegetación desde el Pleistoceno en el este de Norte América (Delcourt y Delcourt 2004) y sobreexplotación de la pesca prehistórica en la bahía de San Francisco (Broughton 2002).

1.3. Objetivo general

Reconstruir las fases de erosión y la subsecuente deposición de sedimentos aluviales y coluviales en el Valle de Teotihuacán, durante los dos últimos milenios, a través del estudio de dos catenas de perfiles de suelos, mediante proxies medioambientales relativos al análisis pedogeomorfológico y estratigráfico, y el uso de un modelo para predecir la erosión potencial y real de suelos.

1.4. Objetivos específicos

1. Contribuir a la reconstrucción de la dinámica del paisaje en el centro de México.
2. Establecer una cronología de los eventos erosivos durante los periodos prehispánicos y Colonial.
3. Discutir sobre las posibles causas y contribuir con nueva información al debate científico sobre el impacto de las civilizaciones prehispánicas en el medio ambiente.
4. Adaptar una metodología basada en el análisis geomorfológico para la obtención de puntos de muestro óptimos en estudios geoarqueológicos sobre dinámicas ambientales.

5. Caracterizar espacial y temporalmente las geoformas, suelos, paleosuelos y sedimentos con el fin de comprender y establecer la secuencia de eventos erosivos y acumulativos.
6. Obtener la secuencia pedoestratigráfica a nivel regional del Valle de Teotihuacán.
7. Determinar de modo cuantitativo el riesgo potencial y real de degradación por erosión de suelos y su representación cartográfica, tanto para las condiciones actuales como para las del pasado prehispánico y colonial, con base en la Ecuación Universal de Pérdida del Suelo Revisada adaptada al estudio de cuencas, con objeto de comparar valores prehispánicos y actuales y evaluar la variabilidad de la erosión.

1.5. Hipótesis

Se plantea que los cambios más significativos en el paisaje del Valle de Teotihuacán se manifiestan a partir del inicio de la Colonia, como consecuencia del cambio de uso y manejo del suelo. Y que por lo tanto las tasas de erosión reflejan valores mayores para la época posterior a la Conquista que para los periodos prehispánicos.

1.6. Estructura de la investigación

Después de esta introducción, en el capítulo 2 se desarrolla el marco teórico en el que se sitúa a la investigación tanto en el contexto geoarqueológico, como de los procesos y patrones de la erosión de suelos. En el mismo capítulo se exploran los principales aspectos de la geoarqueología y las Ciencias de la Tierra utilizados en este proyecto, mediante la aplicación de la geomorfología, el estudio macro y micromorfológico de suelos, la estratigrafía, y los métodos para establecer cronologías. También se trata lo relacionado con la erosión acelerada del suelo, para finalizar con el modelo de análisis de pérdida de suelo utilizado a nivel de cuenca (RUSLE).

El capítulo 3 de metodología pretende breve y claramente ubicar la zona de estudio y presentar sus características generales, y proporcionar información detallada sobre los métodos escogidos.

El capítulo 4 de resultados y discusión contiene, estructurado en apartados, el análisis geomorfopedológico, la estratigrafía del Valle de Teotihuacán, un artículo publicado (González-Arqueros *et al.* 2013) y adaptado sobre análisis micromorfológico, un manuscrito en elaboración y adaptado sobre las fases de erosión y desarrollo del suelo durante el Holoceno

Tardío, y por último un apartado sobre estimaciones de erosión para condiciones modernas y del pasado basado en el modelo RUSLE y Sistemas de Información Geográfica (SIG).

El capítulo 5, de conclusiones, discute la hipótesis planteada, las conclusiones más relevantes de esta investigación, y la contribución del trabajo.

CAPÍTULO 2

2. Marco Teórico

El término geoarqueología ha sido ampliamente utilizado desde 1970 para designar el uso de conocimiento, métodos y conceptos geológicos en la solución directa de problemas arqueológicos. Por el contrario también existe la geología arqueológica, que se basa en la geología interpretada con al menos el objetivo parcial de ser útil a la arqueología (Rapp y Hill 2006).

Para Butzer (1982) la geoarqueología implica investigaciones arqueológicas usando métodos y conceptos de las ciencias de la tierra. Y no debe confundirse con el término geología arqueológica, porque la geoarqueología no está necesariamente ligada a la geología. Una de las distinciones fundamentales que señala es la diferencia entre técnica y objetivo, ya que en la geoarqueología las metodologías de las ciencias de la tierra contribuyen al entendimiento de los contextos arqueológicos, siendo la geología, una de las muchas que la comprenden.

Aunque este estudio se centra mejor en el término de geología arqueológica, no se trata de entrar en debates sobre cómo llamar a la metodología, o a la subdisciplina. Lo importante es, como puntualiza Butzer (1982), el hecho de realizar estudios multidisciplinarios que contribuyan a un mejor desempeño y obtención de resultados. Por esta misma razón la etiqueta de geoarqueología ha sido aplicada a estudios de un amplio ámbito de disciplinas de las ciencias de la tierra, además de la arqueología en sí misma, incluyendo estratigrafía, sedimentología, geomorfología, pedología, petrología, petrografía, geoquímica, geofísica, paleontología, geología marina, geocronología y climatología.

Entre los objetivos específicos de la geoarqueología se encuentran (Butzer 1982): reconstruir el paisaje que fue, en el pasado, ocupado por las sociedades; diferenciar entre rasgos culturales y naturales, conocer la historia del impacto antrópico; obtener una mayor aproximación relacionada con los procesos de formación de los depósitos sedimentarios que

contienen al registro arqueológico, con el propósito de comprender los procesos implicados en su génesis; establecer la cronología de los conjuntos arqueológicos contenidos en los depósitos; y evaluar la organización geográfica de las poblaciones humanas que habitaron en un espacio durante un periodo de interés. Y será en estos objetivos donde se centre la presente investigación. Otros autores, como Borejsza (2008) y Córdova (1997), han realizado trabajos de carácter geoarqueológico a través del estudio de rasgos antrópicos como terrazas agrícolas, con el fin de reconocer el conjunto de procesos que desencadenan la erosión acelerada, debido a la influencia de la actividad antrópica.

2.1. Erosión histórica y reconstrucción del paisaje en el centro de México

Existen diferentes puntos de vista sobre la antigüedad y las causas de la erosión acelerada de suelos en el centro de México. Algunos autores como O'Hara et al (1993), Butzer *et al.* (1997), Enfield (2007) y Enfield *et al.* (1999) opinan que las tasas de erosión en la época prehispánica fueron como mínimo las mismas que en la época Colonial. Por lo tanto que no fue la llegada de los españoles lo que desencadenó los procesos de erosión acelerada. Estudios de O'Hara *et al.* (1993, 1994) en las cuencas lacustres de Michoacán y sur de Guanajuato señalan que la población indígena del centro de México tuvo un impacto en detrimento del paisaje, causando una extendida degradación. O'Hara y colaboradores encuentran que el comienzo de la erosión acelerada coincide con la introducción de la agricultura sedentaria en la región (aproximadamente 1100 a. C.). Y por último que las fluctuaciones climáticas en los últimos 4000 años en la región han sido básicas en las estrategias de subsistencia de la población, por lo tanto en sus asentamientos o abandonos, lo cual está relacionado con los usos de la tierra, y en consecuencia con la intensificación de la erosión.

En cambio Fisher *et al.* (2003), en un estudio realizado en la cuenca del Lago Pátzcuaro (Michoacán), apuntan que la degradación inicial del suelo es debida a los asentamientos, no a la agricultura. Afirman que la densidad de la población es inversamente proporcional a la erosión, y por lo tanto a una severa degradación del suelo. A su vez, que la degradación del suelo está directamente relacionada con la Conquista Europea, pero no por la introducción de los cultivos, animales o tecnología, sino, debido al trastorno del medio ambiente dependiente de la pérdida de la mano de obra humana por la introducción de las enfermedades europeas. Una de sus reflexiones dice que antes de la conquista, aunque en ciertas épocas los asentamientos estuvieran altamente poblados, la forma de trabajar la tierra estaba controlada por la habilidad

de los habitantes de mantener la estabilidad del suelo, pero que luego de la Conquista el abandono de tierras trajo consecuencias catastróficas.

Cordova y Parsons (1997) mediante un enfoque geoarqueológico de un sitio azteca en el piedemonte de Texcoco (Estado de México) proporcionaron información del contexto ecológico de los poblamientos dispersos en la fase Azteca Tardía. La metodología que sigue es la propuesta por Butzer (1981) y Butzer et al (1983) para la reconstrucción de procesos de transformación en sitios urbanos, adaptada a zonas rurales. Esta metodología se basa en la reconstrucción del sitio mediante una cronología detallada obtenida a través de la microestratigrafía, examen exhaustivo de los depósitos culturales y su interrelación con las unidades de suelo y las unidades litoestratigráficas; y por otra parte, una búsqueda en la documentación histórica que trata sobre el uso del suelo y los habitantes del área. Cordova y Parsons (1997) también realizaron láminas delgadas de algunos horizontes para poder hacer comparaciones con propiedades de suelos antropogénicos. Aprovecharon la cerámica colectada por Parsons (1971) y junto con la de su propio estudio aplicaron la metodología usada por Charlton (1969) para estudiar las relaciones espaciales de la delimitación de la cerámica y los asentamientos para los sitios del Azteca Tardío en la zona de Texcoco (cercana al Valle de Teotihuacán). A partir de la interpretación de esta información propone dos episodios erosivos relevantes.

El primero antes de la ocupación azteca, aproximadamente 500-1000 d. C., y coincidiendo con la transición de los asentamientos dispersos, con una densidad relativamente alta, a los asentamientos centralizados, marcando un descenso de la población y un abandono de los asentamientos, los cuales implicaban la protección del suelo ante la erosión. Este episodio fue seguido por una época de estabilidad, dándose la recuperación del suelo, por los aztecas, introduciendo el sistema de terrazas para controlar la pérdida de suelo. A continuación ocurrió otra fase de erosión, en la época postazteca y coincidiendo con la llegada de los españoles (sobre el 1600 d. C.), debida a un descenso de la población, y por lo tanto despoblamiento de la zona, donde los procesos erosivos fueron tomando importancia.

En general, Cordova y Parsons (1997) concluyeron que los episodios de erosión son debidos a cambios en la intensificación del uso de suelo y a los patrones de asentamientos. El suelo formado durante el Holoceno Medio sobre la ceniza y una serie de suelos coluviales fueron erosionados durante los dos últimos milenios en concordancia con los cambios ocupacionales en la región. El papel de los cambios climáticos se prueba únicamente por la

conurrencia de periodos cortos de lluvias intensas que actúan como catalizador de la activación de la erosión del suelo. El efecto de las fluctuaciones climáticas en las fases erosivas preaztecas es difícil de evaluar por la falta de estudios, pero estima que pudieron ocurrir en las formas de cortos periodos de lluvia intensa seguida de despoblamiento del área durante las fases Clásico y Tolteca.

Más recientemente, Borejsza *et al.* (2008) estudiaron varios sistemas de terracedo agrícola superpuestos en el sitio arqueológico de La Laguna (Tlaxcala). Su cronología fue establecida por radiocarbono, luminiscencia estimulada ópticamente (OSL), y la presencia de características diagnóstico y artefactos. Proponen un primer periodo erosivo, 100 a. C.-100 d. C., como consecuencia de la deforestación y de la modificación de las laderas con propósitos agrícolas; y relacionan las ocupaciones con una erosión severa y exposición de los horizontes suprayacentes endurecidos.

Después del abandono definitivo, las áreas cubiertas por el coluvión del Formativo fueron probablemente recolonizadas por vegetación, permitiendo el desarrollo de horizontes A profundos. El segundo episodio de erosión del suelo se sitúa alrededor del 1000 d. C. En este tiempo no hay asentamientos en el lugar, pero la cronología coincide con el que ha sido descrito como “el periodo más seco del Holoceno” en el centro de México (Metcalf *et al.* 2000). Una sequía prolongada podría haber resultado en una cubierta vegetal más escasa, especialmente en las laderas, donde la erosión antropogénica en el Formativo habría dejado en superficie tepetates (toba volcánica endurecida, normalmente clasificada como un (horizonte) fragipan o duripan) u horizontes Bt endurecidos.

Borejsza *et al.* (2008) proponen que se debe tomar con precaución el fechamiento de características agrícolas por asociación con los hallazgos en superficie. Los artefactos del Postclásico están espacialmente limitados al sitio de estudio, y los más recientes (posteriores al Postclásico) están virtualmente ausentes. Ninguno de los sistemas de terrazas es más antiguo que del Postclásico, y la mayoría corresponden a la Colonia o etapas posteriores. Los rellenos de las terrazas contienen cientos de restos de cerámicas de origen prehispánico redepositados, contrastando con los artefactos muy poco comunes de origen cercano a la postconquista.

Aparte de los puntos de vista metodológicos, Borejsza *et al.* (2008) determinan que las causas de la erosión del suelo son mucho más difíciles de establecer que su cronología. Con sus resultados muestra la complejidad de las relaciones entre el crecimiento de la población, la

intensidad de la agricultura y la construcción de terrazas de las laderas. Los dos asentamientos formativos, habitados en momentos en que Tlaxcala estaba experimentando una verdadera explosión demográfica, parecen haber subsistido sin la necesidad de invertir en las terrazas agrícolas. Las primeras terrazas se construyeron en un nuevo ciclo de crecimiento demográfico, en el post-Clásico Medio y Tardío, pero fue por el trabajo de una o dos aldeas situadas en la frontera de la provincia, cuyos principales centros de población se localizaban más al sur. Lo que hizo este ciclo diferente, sin embargo, fue que la reserva de tierra cultivable disponible había sido reducida drásticamente por la erosión.

Otros autores como McAuliffe *et al.* (2001) y Heine (2003) utilizan la estratigrafía y los estudios de los depósitos culturales, entre otros, para determinar los periodos o fases de erosión en diferentes emplazamientos del centro de México.

En el Valle de Tehuacán (Puebla), McAuliffe *et al.* (2001), a través de estudios detallados de características de los suelos y los depósitos aluviales en barrancas, realizaron la interpretación de la dinámica del paisaje desde el Pleistoceno Tardío. Concluyeron que el cultivo de las laderas en tiempos precolombinos causó una erosión considerable en los paisajes áridos del Valle de Tehuacán, que un episodio muy severo de erosión de suelo en las tierras altas cultivadas ocurrió aproximadamente hace 900 años; y que la magnitud de la erosión del suelo ha dejado detrás un paisaje degradado con una productividad agrícola muy disminuida y una flora nativa empobrecida. McAuliffe *et al.* (2001) afirman que los suelos de ladera en las cuencas estudiadas son altamente susceptibles a la erosión y que ni las prácticas agrícolas precolombinas ni las prácticas agrícolas modernas han sido sustentables en estos entornos de terrenos elevados.

Heine (2003) investigó sobre cambios ambientales inducidos por el hombre durante los últimos 3,500 años en el área de Puebla–Tlaxcala. Esa zona se caracteriza por haber albergado el desarrollo de civilizaciones antiguas y por presentar una pronunciada relación entre cambios en el clima, formas del terreno y erosión (Heine 1978a, 1983, 1988; García-Cook 1986).

El eje del estudio de Heine se basa en que la relación hombre-medio ambiente en el centro de México ha sido foco de un considerable debate donde han estado presentes tres supuestos sintetizados por Butzer (1993) de la siguiente manera: (1) que la agricultura prehispánica era ambientalmente benigna (García-Cook 1986); (2) que las formas de uso de suelo de la Colonia Española, especialmente la ganadería, eran altamente destructivas; y (3)

que en general, los sistemas agrícolas tradicionales son de manera inherente conservadores y señalan las formas para reducir la degradación ambiental hoy en día.

Heine (1978) aporta evidencias para uno de los centros de civilización mesoamericana, que van directamente en contra de estos supuestos. Proporciona datos de perfiles en sedimentos de ladera, rellenos aluviales del valle, suelos fósiles, y capas de tefras que permiten hacer la distinción entre periodos con poca o ninguna influencia humana en la naturaleza y periodos que documentan manipulación severa de los procesos naturales del desarrollo del suelo y erosión del suelo acelerada. Estos perfiles se fecharon mediante Carbono-14 y fueron correlacionados entre ellos y con datos arqueológicos de la cuenca de Puebla-Tlaxcala.

En síntesis Heine (2003) propone que el impacto humano en los suelos se manifiesta en forma de tasas crecientes de sedimentación que producen acumulación coluvial en la parte media y baja de las laderas y rellenos aluviales en los valles; los cambios en el uso de suelo relacionados con procesos políticos cíclicos fueron los responsables de los cambios ambientales; la variabilidad de la precipitación (sequía) no tuvo un efecto directo en la erosión acelerada de los suelos; y que en el centro de México las fases de erosión de suelos no fueron simultáneas en el tiempo ni en el espacio.

Por último, un estudio realizado en el Valle de Teotihuacán (Pérez-Pérez 2003) se basó en la aplicación de metodologías arqueológicas complementadas con el estudio de perfiles de suelo y de geomorfología básica. Su conclusión concuerda con los resultados de Cordova y Parsons (1997) mostrando periodos de modificación del paisaje que coinciden con crisis ecológicas.

2.2. Aplicación de la geoarqueología al caso de estudio

Las evidencias geomorfológicas suministran un punto de partida útil en las investigaciones de los paisajes. Usando las geoformas actuales como análogos se pueden inferir aspectos pasados como línea de evidencia para la reconstrucción de los ambientes del Cuaternario. La segunda gran fuente de información la proporciona la estratigrafía.

La estratigrafía tiene como objeto de estudio los sedimentos, pero también entran en su ámbito los suelos, en el sentido de que guardan una memoria y son un archivo de información ambiental (Retallack 1998), los paleosuelos, las rocas y las capas antropogénicas. Se deberá aplicar bajo determinados criterios según el caso de estudio, en este caso los de la

pedostratigrafía. Los suelos y paleosuelos tienen un valor reconocido en el análisis del Cuaternario. Constituyen marcadores estratigráficos, ya que proporcionan una base para la correlación y pueden ser usados para dataciones relativas. Asimismo pueden proporcionar información de las características de los paleoambientes en los que se desarrollaron debido a los factores formadores (clima, edad, vegetación, material original, relieve) (Jenny 1941).

Cabe señalar en este punto que se entiende como paisaje al conjunto o aspecto visible de las relaciones entre el medio y la sociedad, resultado de las interacciones ambientales y culturales. Y al ambiente como a las condiciones (conjunto de factores) que tienden a modelar los paisajes, tanto naturales como culturales, y momentáneas, que pueden dejar una huella. Por ejemplo el clima seco o una ocupación humana densa son dos factores del ambiente que contribuyen a modelar los paisajes.

En las reconstrucciones de ambientes pasados, la dinámica de la erosión y sedimentación juega un papel importante en el modelado del paisaje. Existen diferentes tipos de erosión y diversos métodos para caracterizarla y cuantificarla. El estudio de la erosión del pasado a través de la geomorfología, la estratigrafía y el estudio de los suelos y paleosuelos da indicios sobre la dinámica ambiental en periodos antiguos y contribuye a reconstruir una historia del escenario ambiental a lo largo del Holoceno Tardío.

Las formas del relieve o geoformas son elementos de la superficie terrestre que se definen por su constitución y características geométricas. La creación de geoformas o formación de relieve, se produce por acción de procesos endógenos y exógenos, y tiene lugar con un ritmo que se manifiesta en las diversas etapas de su evolución. La denudación es el conjunto de procesos exógenos que se encargan de la destrucción de las formas de relieve por medio del intemperismo, la erosión y el transporte. Por el contrario la sedimentación es cualquiera de los tipos de acumulación, en condiciones naturales, que se produce cuando detritos en movimiento pasan al estado de reposo. Las geoformas de sedimentación son aquellas que se originan por la depositación de materiales transportados y se correlacionan con las geoformas denudativas.

Según Lowe y Walker (1997) las oscilaciones pronunciadas en el clima global que ocurrieron durante el Cuaternario condujeron a grandes cambios en los tipos y tasas de operación de los procesos geomorfológicos. Las geoformas que se desarrollaron bajo un régimen climático pasado, a menudo han sobrevivido, a pesar de que a veces han sido muy

modificadas y sólo aparecen como rasgos relictos o fósiles. Análisis cuidadosos de estas geoformas, y particularmente de conjuntos de geoformas, pueden proporcionar información de la naturaleza del régimen climático bajo el cual evolucionaron, y también de otros parámetros ambientales tales como la actividad fluvial, la estabilidad de laderas, los movimientos de agua del subsuelo e incluso la acción humana. El uso de la geomorfología par estos fines requiere de un entendimiento apropiado de las relaciones entre los procesos geomorfológicos y las geoformas resultantes.

Mediante la geomorfología se describen las geoformas y sus procesos de desarrollo, y se investigan las relaciones entre las formas y sus procesos en su disposición espacial durante el tiempo. El mapeo de las geoformas ayuda a entender los cambios ambientales y algunos aspectos de la historia humana.

La producción de un mapa ilustrando la distribución de las principales geoformas es a menudo la primera etapa en la investigación de la historia Cuaternaria de un área. En algunos tipos de análisis, por ejemplo la interpretación de las características del drenaje o la variación en el desarrollo pedológico, puede ser necesario construir un mapa mostrando las facetas del mapeo morfológico donde el objetivo sea identificar y registrar los elementos de ladera (con inclinación) individuales en el paisaje y la naturaleza de los empalmes entre ellos (Richards 1990).

El método denominado análisis del terreno, debido al análisis integrado del terreno del cual se deriva el mapeo de las geoformas a varias escales, del *International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences* (ITC) fue desarrollado principalmente en los años 1960's por Verstappen y Van Zuidam (van Zuidam 1986). Está basado en las experiencias sobre sistemas geomorfológicos conocidos y en las leyendas utilizadas en varias partes del mundo. Los aspectos que considera y por los que este sistema fue el seleccionado en la presente investigación son:

- Debe ser aplicable a la mayoría de tipos de terreno y ser flexible.
- Debe ser aplicable a cualquier escala de mapeo.
- Debe enfatizar en las unidades de geoforma y morfoestructura.
- Debe producir mapas lo más simple posible.
- Debe incluir la producción de mapas geomorfológicos estándares y complementados con mapas de especial propósito o aplicados.

El sistema ITC está basado en el enfoque paisajístico, con muestreo paramétrico, especialmente en niveles de estudio semidetallados y detallados. El número de parámetros usados depende del alcance del estudio. La ventaja de usar este método cualitativo/semicuantitativo combinando alcances paisajísticos/paramétricos de la clasificación del terreno, es que proporciona un mejor dibujo de las estructuras del área de estudio. El mapa resultante indicará unidades realistas de terreno, de paisaje y ecológicas con una extensión específica y relaciones espaciales (van Zuidam 1986). Zinck adapta este método a los levantamientos geopedológicos, es decir lo enfoca el mapeo de las geoformas y a su contenido edáfico (Zinck 1988), y pese a su antigüedad es un método válido y actualmente en uso.

La interpretación se puede hacer mediante sensores remotos. Las imágenes fotográficas convencionales obtenidas por avión, fotografías aéreas, permiten hacer mapas preliminares de las geoformas y sus asociaciones con el espacio. Las desventajas de las fotografías aéreas incluyen distorsiones debido a la inclinación de la cámara o variaciones en la altitud de la cámara, pérdida de detalle debido a cobertura de nubes o efectos de sombra. Aun así, el potencial de las imágenes es considerable.

El ambiente morfogénico refleja de una forma general la configuración biofísica, originada y controlada por un estilo de geodinámica interna y/o externa (Zinck 2013). Para este estudio se enfatiza el ambiente deposicional, controlado por deposición de detritos bajo la influencia del agua y la gravedad, así como el ambiente erosivo o denudativo, controlado por procesos de disección y remoción de materiales transportados por agua o gravedad. Entre las geoformas predominantemente controladas por el agua como agente morfogénico se encuentran las aluviales y las coluviales.

Las definiciones de las principales geoformas (Lugo Hubp 2011) que componen las catenas estudiadas en esta investigación son:

Ladera: Geoforma denudativa. Porción inclinada de la superficie terrestre. En nuestro caso forma parte de las montañas o lomeríos, donde se produce erosión por escorrentía difusa y concentrada y movimientos gravitacionales.

Piedemonte coluvial: Geoforma acumulativa que puntualmente se puede comportar como denudativa. Es una superficie marginal a las montañas, que se distingue por tener una pendiente menor que las laderas y estar en contacto con las mismas. Normalmente consiste de

material detrítico clasificado y anguloso que ha sido transportado de geoformas más altas por gravedad y escorrentía. Es susceptible a la erosión por procesos hídricos.

Abanico aluvial: Geoforma de acumulación. Es un tipo de piedemonte que tiene aspecto de medio cono recostado, inclinado y con el ápice hasta arriba. Su perfil longitudinal es cóncavo, mientras que el transversal es convexo. Se originan en la desembocadura de una corriente montañosa, en una superficie plana o de poca inclinación. Es común de zonas áridas, aunque pueden ocurrir en cualquier ambiente. Consiste en material detrítico redondeado y mal clasificado, con los materiales más gruesos cerca del ápice. Normalmente son formas de unidades mayores de piedemontes.

Planicie aluvial: Geoforma de acumulación. Porción del fondo de un valle resultado de la acción fluvial. Se forma por acumulación de capas de material fino que los ríos transportan en estado de suspensión o bien arrastre de material grueso, dependiendo de la competencia de la corriente, se pueden dar alternancias entre materiales. Incluye zonas muy dinámicas como los cauces que pueden emigrar de posición y las áreas de inundación que están sujetas a desbordamientos.

Terraza aluvial: Geoforma de acumulación. Es una superficie plana o débilmente inclinada, generalmente estrecha y alargada, delimitada por cambios bruscos de pendiente. Son antiguas planicies de inundación que han quedado por encima del cauce de un valle como resultado de la incisión fluvial.

2.3. Estudio macro y micromorfológico de suelos y paleosuelos

Los suelos son sistemas naturales abiertos y complejos cuyas características y propiedades se desarrollan por la acción de agentes climáticos y bióticos actuando sobre los materiales geológicos, condicionados por el relieve y drenaje durante un periodo de tiempo (Jenny 1941). Además de materiales geológicos, también se pueden formar a partir

El termino paleosuelo fue definido por Ruhe (1965) como cualquier suelo que se desarrolló en una superficie de terreno en el pasado. Existen algunas dificultades en ciertos aspectos de su definición, pero se consideran paleosuelos a aquellos que se han formado en condiciones ambientales marcadamente diferentes de la que prevalecen en la actualidad. Por lo tanto, relacionando los horizontes fósiles con los suelos presentes hoy en día, se pueden hacer deducciones en cuanto a condiciones ambientales en el momento de su formación. En

particular, se pueden hacer inferencias en dos factores formadores, clima y vegetación. Los paleosuelos también han sido usados para el fechamiento de geformas y sedimentos, y pueden ser usados para subdivisión y correlación de sucesiones del Cuaternario.

La distinción entre suelo y paleosuelo no es siempre sencilla. La mayoría de los suelos son poligenéticos (varios materiales parentales) o policíclicos (varias condiciones climáticas), ya que pueden estar evolucionando durante un periodo largo de tiempo, y pueden producirse cambios en las condiciones ambientales durante su desarrollo, y por eso estos suelos contienen características relictas inherentes a un régimen distinto de formación climática. En ambientes áridos o semiáridos, cambios a largo plazo en climas regionales pueden llevar a la alternancia entre episodios de enriquecimiento de arcilla bajo periodos más húmedos y acumulación de carbonatos en periodos más secos. Entonces nos referimos a paleosuelos relictos cuando las características relictas han sido ampliamente desarrolladas.

Los suelos enterrados también pueden sufrir diagénesis (alteración de los minerales y sedimentos por las influencias de la oxidación, reducción, hidrólisis, disolución, cambios biológicos, compactación, cementación, recristalización, y la alteración de la estructura reticular de las arcillas por expulsión del agua y de los iones de intercambio) como resultado del entierro y de otras influencias postformación. Todo esto puede llevar a cambios en las propiedades físicas o químicas del suelo.

El grado de desarrollo pedogenético se ha usado como base para cronologías relativas (Lowe y Walker 1997). Este enfoque se basa en el concepto de cronosecuencia de suelo, es decir, series de suelos relacionados y desarrollados cuando todos los factores de formación, excepto el tiempo, han permanecido constantes. Los contrastes entre perfiles de suelo, como variaciones en la textura, propiedades físicas y químicas, micromorfología y profundidad de desarrollo de suelo pueden ser interpretados como función del tiempo, y por lo tanto proporcionar una base para la datación relativa (Birkeland 1984).

El análisis de perfiles de suelo y paleosuelos a través de una catena, es decir la evolución de los suelos en diferentes posiciones del paisaje, proporciona una base sólida para reconstrucción de una cronosecuencia y con ella la historia de los episodios de erosión y redepositación. Las catenas describen los cambios graduales y laterales en los perfiles de los suelos y paleosuelos como resultado de la variación en el gradiente de superficie o la posición topográfica del perfil.

El registro suelo y paleosuelo es una fuente de información importante, ya que a través del estudio de sus componentes, características o propiedades se puede saber de donde procede el suelo, bajo que clima se formó y su edad relativa. El análisis en campo de las características morfológicas y el análisis de las muestras en el laboratorio es una parte integral de los estudios de paleoambientes. Las propiedades físicas y químicas pueden proporcionar datos valiosos sobre la naturaleza de los ambientes deposicionales, y son muy a menudo indicadores útiles de cambios climáticos y ambientales. Las contempladas en este estudio son:

Color: Propiedad física que se origina por la mezcla de sustancias húmicas (negras o marrón oscuras) y minerales de colores más claros. El tono y la intensidad permiten hacer inferencias en relación con algunas características edáficas y procesos pedogenéticos, como contenido de materia orgánica y procesos reductomórficos.

Profundidad: Señala el espesor del suelo y su desarrollo. Y de éste depende la distancia potencial a la que las raíces pueden penetrar y desarrollarse.

Contacto entre horizontes y capas: Según su claridad y topografía proporcionan información sobre discontinuidades entre los diferentes suelos de un mismo perfil.

Estructura: Forma, tamaño y distribución espacial de los agregados (unidades en la que se unen las partículas de suelo). Influye en el balance hídrico y térmico al igual que en la aireación del suelo, e indirectamente en la actividad biológica, el potencial de rendimiento y la erosionabilidad.

Textura: Composición granulométrica de la fracción inorgánica (arena, limo y arcilla); una de las características más importantes de un suelo. El tamaño de partículas del suelo afecta tanto a su superficie interna como al número de poros. La distribución del tamaño de partícula define la capacidad de retención de agua útil, la facilidad para la circulación del agua, la facilidad para el laboreo, la velocidad de entrada de agua al suelo y fase subterránea, el riesgo de erosión hídrica, capacidad de almacenamiento de nutrientes, la capacidad de retención de contaminantes y riesgo de compactación.

Contenido de carbono orgánico: La fracción orgánica del suelo se forma a partir de los residuos de la vegetación y animales. A partir de su determinación se obtiene el contenido de materia

orgánica, que se relaciona con la fertilidad, la estabilidad de la estructura de suelo y la erosionabilidad.

Micromorfología: Estudio de los suelos a escala microscópica, de su génesis y de sus procesos. En los últimos años ha habido un interés creciente en su uso tanto como herramienta descriptiva como de diagnóstico en paleopedología y paleoambientes. Es uno de los métodos más confiables para detectar evidencias de pedogénesis.

2.4. Estratigrafía

Hay dos aspectos complementarios en la interpretación de las secuencias de suelos y sedimentos: la dimensión temporal, que incluye principios de estratigrafía, y la dimensión espacial, que incluye conceptos de correlación. Un entendimiento apropiado de los procedimientos que incluyen estos dos aspectos de la investigación geológico-geomorfológica es fundamental para la correcta interpretación de los cambios ambientales en el Cuaternario y la aplicación de la estratigrafía en estudios de este tipo.

Según Vera (1994) los aspectos más importantes de la estratigrafía son:

- El objeto de estudio son los estratos (capa limitada por superficies horizontales con continuidad lateral y que equivale a una unidad de tiempo de depósito).
- El conocimiento del orden y de las condiciones de formación de los estratos, también de la correlación entre unidades establecida en diferentes áreas de una cuenca.
- El conocimiento detallado de su naturaleza (litología, propiedades geoquímicas y geofísicas), geometría y disposición tridimensional, de manera que a partir de ello se pueda discutir su génesis.

La estratigrafía tiene como objetivos principales (Vera 1994):

- Identificación de los materiales.
- Delimitación de unidades.
- Ordenación relativa de las unidades.
- Interpretación genética de las unidades.
- Levantamiento de secciones estratigráficas.
- Correlación.

- Inducción de la coordenada tiempo.
- Análisis de cuencas, es el objetivo final de cualquier trabajo estratigráfico. Pretende conocer por una parte la geometría y génesis de cada cuenca sedimentaria y por otra parte la localización espacial y temporal de cada una de las unidades estratigráficas.

Según la *American Commission on Stratigraphic Nomenclature* (1961) un suelo estratigráfico es aquel en que sus propiedades pedológicas y relaciones estratigráficas permiten su reconocimiento consistente y mapeo. Consecuentemente, la *North American Commission on Stratigraphic Nomenclature* (1983) introdujo el termino unidad pedoestratigráfica para describir un cubo tridimensional, que consiste en uno o más horizontes pedológicos diferenciados.

La estratigrafía tradicional está dirigida al estudio de las rocas y lo concerniente a ellas. En este proyecto, a través del concepto de pedoestratigrafía y unidad pedoestratigráfica, se aplicarán los principios fundamentales a los suelos del área de estudio. La pedoestratigrafía comprende la identificación de periodos de estabilidad (formación de suelos) y de inestabilidad (erosión/sedimentación). Los suelos o paleosuelos se considerarán como unidades estratigráficas, y como se comentó anteriormente pueden ser considerados como marcadores estratigráficos.

El marcador estratigráfico es una capa distintiva, horizonte o grupo de horizontes que tienen una amplia distribución, la cual puede ser trazada más allá de sus límites en todo el paisaje, en nuestro caso las unidades geomorfológicas. Posee una resolución espacial óptima, ya que se encuentra ampliamente distribuida en las diferentes geoformas del área de estudio, y posee una resolución temporal, ya que corresponde a periodos de estabilidad del paisaje y se puede ubicar en el tiempo.

2.5. Métodos para la cronología estratigráfica

Carbono 14: Los suelos pueden ser fechados, entre otros, por medio de la cuantificación del contenido de Carbono 14 (^{14}C) de sus materiales orgánicos, en articular humus o fragmentos de carbón (Manzanilla y Barba 1994). El ^{14}C o radiocarbono es un isótopo radiactivo de Carbono. Un isótopo radioactivo se caracteriza por tener un núcleo que se transforma en otro elemento que emite electrones a una velocidad determinada. Las dataciones por radiocarbono de los carbones encontrados en los horizontes pueden arrojar edades del evento a fechar. Las fechas obtenidas mediante esta técnica se calibran a partir de curvas que muestran la relación entre edad convencional (resultado de la prueba) y edad calendario, ya que los niveles de ^{14}C no han

sido constantes en el tiempo siempre. Los resultados se expresan como una distribución de probabilidad de que la muestra provenga de un intervalo de tiempo en el calendario, con un error asociado, en este estudio 2-sigma, que significa que aproximadamente el 95% de las medidas caen en el rango reportado (Lowe 1997).

Restos de cerámica: Con base en sus materiales y estilo, los restos de cerámicas pueden ser reconocidos y clasificados por expertos, con el objetivo de situarlos en un periodo de tiempo definido y referido a su fabricación y utilización. El uso de estos restos puede situar el horizonte o la superficie donde se encontraron en un periodo determinado de la historia y con ello da elementos para elaborar una cronología tanto relativa como absoluta.

2.6. Erosión hídrica

La erosión, considerada como un proceso de degradación de suelos, conlleva el desprendimiento y arrastre de partículas del suelo, es decir la pérdida de suelo de un determinado lugar.

Según el origen existen dos tipos: la geológica o natural, que se produce debido a la dinámica del medio ambiente y que expresa el equilibrio dinámico entre los procesos de desgaste y los procesos de formación de nuevo suelo; y la antrópica o acelerada, propiciada de manera directa o indirecta por las actividades del hombre y que se presenta al producirse un rompimiento en el equilibrio dinámico del ecosistema natural y modificarse los flujos entre suelo-planta-agua.

La erosión hídrica es producida por efecto de la lluvia y los flujos de agua que se forman a partir de ella. Los factores que intervienen son:

- Intensidad y frecuencia de las lluvias
- Relieve del terreno
- Longitud de la pendiente
- Cobertura vegetal
- Tipo de suelo
- Manejo del suelo

Existen diferentes tipos de erosión hídrica, en este trabajo sólo se explicaran los que tiene en cuenta el modelo del que se hablará en apartados posteriores.

- Erosión por salpicadura (splash)

Es la movilización de las partículas del suelo por el impacto (energía cinética) de las gotas de lluvia. Actúa destruyendo los agregados y generando una liberación y desplazamiento de partículas a distancias variadas. Si esto ocurre se puede producir una colmatación de los poros del suelo y el consecuente sellado (impermeabilización) del suelo. Es por esto, que este tipo es precursor de la escorrentía difusa. La erosión por salpicadura es particularmente intensa en suelos con agregados poco estables (poca materia orgánica, poca arcilla, y con predominancia de limos y arenas). En un terreno plano no hay pérdida neta de partículas, y en un terreno inclinado hay un movimiento neto de partículas en dirección a la pendiente. Es muy importante la cobertura vegetal de la zona, ya que el follaje atenúa el impacto de las gotas en el suelo.

- Erosión laminar (sheet erosión)

Pérdida de suelo generada por circulación superficial difusa de una lámina de agua de escorrentía. Actúa formando múltiples hilillos de agua, con una profundidad máxima de 1-2 cm, que no se llegan a concentrar. Moviliza solo partículas pequeñas, sobre todo limos y arenas finas. El efecto que genera es la pérdida gradual de una 'lámina' de suelo, aunque no necesariamente uniforme en toda una ladera, ya que depende de la hojarasca, raíces, cubierta vegetal y en especial del estrato herbáceo. Este tipo de erosión se puede dar a causa de la impermeabilización del suelo por partículas derivadas de la erosión pluvial, otra de las razones es que la precipitación sea mayor a la velocidad de infiltración del suelo y por último debido a la saturación del suelo, ya que una vez saturado, el agua precipitada comienza a escurrir. La pedregosidad superficial del suelo, la exhumación de raíces, la superficie moteada del suelo con colores claros, la acumulación de hojarasca en forma de represas y la acumulación de partículas finas al pie de las laderas son evidencias de la erosión laminar. Puede ser precursor de la erosión en surcos.

- Erosión en surcos (rill erosión)

Pérdida de suelo arrastrado por una escorrentía concentrada que se canaliza generando surcos. En este caso los múltiples hilillos de agua de la escorrentía difusa se concentran y aumentan de espesor. La erosión en surcos es precursora de la erosión en cárcavas (gully erosion), esta ocurre cuando al profundizar los surcos, interceptan el flujo subsuperficial, por lo que aumenta el caudal y la capacidad erosiva. Y es posible bajo una lluvia muy intensa o prolongada. Los surcos pueden ser borrados por el arado mientras que las cárcavas no.

Diversos estudios ponen de manifiesto un problema de erosión en la actualidad en el centro de México. Autores como Decroix *et al.* (2008) y Vásquez-Méndez *et al.* (2009) coinciden en que los tipos de erosión que se dan son básicamente erosión hídrica, principalmente por cárcavas o barrancas y erosión laminar. La erosión por cárcavas está particularmente extendida en regiones tropicales y mediterráneas, principalmente debido al tipo de litología y clima (Decroix *et al.* 2008). Coinciden en que la razón por la cual se dan estos procesos de erosión por una parte es debido al clima árido o semiárido de la región, y por otra parte al manejo o uso de la tierra. La deforestación de los bosques o selvas y el sobrepastoreo son también factores importantes e influyentes en la erosión, como también lo es el abandono de zonas agrícolas debido a diversos factores socioeconómicos. Estos factores promueven procesos que inducen una pérdida del espesor del horizonte superficial, dejando en superficie en muchos casos el denominado tepetate (un horizonte cementado de difícil manejo para uso agrícola), y originando grandes volúmenes de sedimentos que se depositan aguas abajo.

Decroix *et al.* (2008) basan su investigación en observaciones de campo, mediciones de la escorrentía y pérdida de suelo, tanto a escala de cuenca como a nivel de análisis exhaustivo de unos pocos barrancos ubicados en un área experimental. Algunas de las particularidades que observan son que una gran cantidad de los sedimentos producidos provienen de áreas previamente degradadas, donde la pedregosidad es la principal evidencia de una fase previa de erosión. Y que el factor precursor de la erosión es el pastoreo excesivo, práctica que produce compactación de los primeros centímetros, y por lo tanto disminución de la infiltración y consecuente aumento de la escorrentía y de la erosión. La deforestación también se perfiló como uno de los factores iniciadores de la erosión, ya una disminución de la cobertura vegetal, produce erosión pluvial, laminar y por último en surcos y cárcavas.

Vásquez-Méndez *et al.* (2009) relacionan la erosión del suelo y la escorrentía con diferentes parches de vegetación en climas semiáridos y expone la importancia en la regulación de los procesos hídricos superficiales; ya que la cobertura vegetal permitirá con mayor o menor facilidad que la energía de la lluvia actúe en contra de la erosión del suelo. Mediante una metodología basada en la comparación de la influencia de cuatro especies representativas con una superficie desnuda de vegetación para determinar las tasas de erosión, demostraron que la erosión del suelo disminuye con el aumento de la cobertura de dosel y la cobertura del suelo de determinadas especies. Por lo que atribuyen un efecto positivo de los parches de vegetación en la regulación de los procesos hidrológicos en superficies de climas semiáridos.

2.7. Estimación de la erosión

Se han dirigido muchos esfuerzos enfocados en mejorar el entendimiento del movimiento del agua y su efecto en los suelos. Muchos de ellos han resultado en modelos que predicen los valores estimados de erosión, la mayoría de ellos a través de formulas o programas. Esto no quiere decir que la aplicación de estos modelos arroje estimaciones fidedignas o automáticas, hay que tener en cuenta la interpretación que se le debe dar a cada modelo y las posibles limitaciones de cada uno de ellos.

Uno de los modelos para cuantificar la erosión es la Ecuación Universal de Pérdida del Suelo Revisada (RUSLE) (Renard *et al.* 1997), un modelo de predicción de la erosión hídrica laminar y en surcos.

La RUSLE fue desarrollada por Renard *et al.* (1997) como actualización de la USLE o Ecuación Universal de Pérdida de Suelo, de Wischmeier y Smith (1978). Es un modelo empírico que permite predecir la pérdida anual de suelo por hectárea en una pendiente simple, así como también precisar las técnicas más apropiadas para el laboreo del suelo, en especial para cultivos agrícolas, con el fin de disminuir las tasas de erosión debidas al clima, pendiente y factores de producción (Yoder *et al.* 2011).

La ecuación contó con un fundamento empírico consistente en un amplio número de parcelas experimentales de escurrimiento. La mayor parte de estas parcelas se mantenían en barbecho y constaban de 22.1 metros de longitud y 3.6 metros de ancho, sobre un terreno con un 9% de pendiente (Mancilla 2008). Los factores que controlan la erosión de los suelos según Wischmeier y Smith (1978) son cinco, y cada factor es la estimación numérica de una condición en específico que afecta la severidad de la erosión del suelo en una localidad en particular (Stone *et al.* 2000).

Hasta el momento, esta ecuación se considera la metodología más adecuada para el cálculo de pérdidas de suelo en tierras agrícolas, es por ello que se utiliza como guía para la evaluación de acciones en cuencas.

2.7.1. Modelo RUSLE

La estructura del modelo de RUSLE (Renard *et al.* 1997) es:

$$A = R \times K \times LS \times C \times P$$

Aunque la ecuación originalmente fue expresada en medidas de unidades inglesas, en el presente estudio ya se trabaja con unidades del Sistema Internacional (SI). Es por eso que algunas ecuaciones o formulas pueden variar de las que se consulten en los manuales originales.

A - Promedio anual de la pérdida de suelo.

Este valor será el que se compare con los límites propuestos de pérdida de suelo tolerable. Unidades en $[t\ ha^{-1}\ año^{-1}]$.

R - Factor de erosividad de la lluvia.

Capacidad de la lluvia para erosionar el suelo en función de la intensidad y la duración de la lluvia. Este factor se mide mediante la suma de los valores de erosividad (EI_{30}) de tormentas individuales, el producto de la energía cinética de la lluvia (E) y su máxima intensidad en un intervalo de 30 minutos (I_{30}) (Wischmeier y Smith 1978). Con la suma de todos los EI_{30} de cada uno de los eventos del año se obtiene el valor R. Por lo general se calcula para un periodo mínimo de 10 años. Unidades en $[MJ\ mm\ ha^{-1}\ h^{-1}]$. Este factor no puede ser modificado.

Debido a que en esta área de estudio no se cuenta con los datos de intensidad de la lluvia, se buscó relacionar los datos de precipitación anual con los valores de R mediante los modelos de regresión (ecuaciones) propuestos por Cortés (1991) para la Republica Mexicana. Se trata de catorce modelos para estimar el valor R en cada una de las regiones con condiciones similares.

Tradicionalmente la erosividad de la lluvia ha sido caracterizada por tener una relación lineal positiva con el volumen de precipitación (Wischmeier y Smith 1958, 1978; Cook *et al.* 1985; Figueroa *et al.* 1991; Renard and Freimund 1994; Daly *et al.* 1994), y recientemente trabajos realizados en áreas que exhibían un alto nivel de variabilidad topográfica sugieren que la elevación puede influenciar la erosividad (Vahrson 1990; Daly *et al.* 1994; Mikhailova *et al.* 1997).

K - Factor de erodabilidad del suelo.

Es una medida de la susceptibilidad de las partículas de un suelo a ser desprendidas y erosionadas por la lluvia y la escorrentía. El principal factor que lo afecta es la textura, pero la estructura (estabilidad de los agregados), la permeabilidad (capacidad de infiltración) y la

materia orgánica también contribuyen. La metodología propuesta por Wischmeier y Smith (1978) requiere el conocimiento del % de limos + arenas muy finas, % de arena, % de materia orgánica, estructura y permeabilidad para el uso de un nomograma. Como no siempre se dispone de los datos necesarios para aplicar el nomograma, la FAO (1980) propone calcular el factor K a partir de la textura superficial (utilizando tres grupos texturales) y la unidad de suelo a la que pertenece según la clasificación FAO/UNESCO. Unidades en $[t\ ha\ h\ MJ^{-1}\ ha^{-1}\ mm^{-1}]$. Este factor al ser fuertemente dependiente de la textura no puede ser fácilmente modificado.

LS – Factor de longitud e inclinación de la pendiente

Es el factor de relieve, caracterizado por la pendiente y longitud de la ladera, es decir es el efecto de la topografía en la erosión. El grado de inclinación de la pendiente se refiere al componente de gravedad necesario para comenzar el movimiento del flujo concentrado y otorgarle velocidad, mientras que el de longitud de la pendiente es un factor que condiciona el volumen de agua que fluye en una ladera determinada, y por lo tanto el esfuerzo de corte que tiene el flujo. Formalmente el subfactor L es definido como la distancia del punto de origen del flujo superficial al punto donde la pendiente decrece hasta que ocurre sedimentación o el escurrimiento entra a una red de drenaje o a un canal construido. El subfactor S indica el grado de inclinación de la pendiente. La pérdida de suelo aumenta más rápidamente con la inclinación de la pendiente que con la longitud (Wischmeier y Smith, 1978). Este factor sí puede ser modificado mediante obras de conformación del terreno, tales como terrazas. Unidades [adimensional].

C - Factor de cobertura vegetal

Representa el grado de protección que un determinado tipo de cobertura vegetal ofrece al suelo. Este factor está representado por los efectos del porcentaje de recubrimiento de la vegetación, el efecto protector de los residuos vegetales incluidos en la hojarasca y en la acción de agregación que tienen las raíces en el suelo. La RUSLE fue establecida primordialmente para suelos agrícolas, y la mayoría de datos y parámetros existentes derivan de ellos, aunque también existen datos para casos forestales y de pastizal, entre otros. Para cultivos agrícolas este factor incluye labores anexas, tales como preparación del sitio, época de siembra y rotaciones usuales para diferentes tipos de clima y suelo. Unidades [adimensional].

En general para determinar este factor existen tabulaciones y no ecuaciones. Se trata de un factor que compara la pérdida de suelo de un terreno bajo una cobertura vegetal específica

con una situación de suelo desnudo ($C=1$) y en situación de labranza. Este factor sí puede ser modificado mediante manejo de desechos y mejoramiento de sistemas de siembra en el caso de suelos agrícolas.

P - Factor de prácticas de conservación del suelo

Refleja el efecto de las practicas que reducen la cantidad y proporción de la escorrentía y por lo tanto la reducción de la erosión. Este factor, que se obtiene mediante tablas, representa la relación entre la pérdida de suelo usando una práctica de manejo en específico comparado con la labranza en surcos rectos y paralelos a la pendiente, es decir sin ejercer ninguna práctica de conservación del suelo ($P=1$). Este factor sí puede ser modificado mediante prácticas agronómicas o de manejo. Unidades [adimensional].

Una vez estimados los factores se multiplican entre sí para obtener la estimación de pérdida de suelo. Para conocer la erosión potencial, que es la erosión máxima que se puede esperar y que se genera en un suelo totalmente desprotegido de cubierta vegetal, se deben multiplicar únicamente los factores R , K y LS (Wischmeier y Smith 1978). La erosión real es la que se está generando en estos momentos por efectos de sistema de producción aplicado y la cobertura vegetal; para el cálculo de la erosión real se deben multiplicar los cinco factores del modelo (R , K , LS , C y P).

Los valores obtenidos se pueden comparar con clases correlacionadas de valores de pérdida de suelo anual que se muestran en la tabla 2.1, donde se distinguen seis categorías de riesgo de erosión. En la tabla 2.2 se observan las categorías propuestas por la FAO (1980) como grados de erosión hídrica y perdidas tolerables de suelo.

Grado	Pérdida de suelo T/ha año	Riesgo de erosión
1	<0.5	Normal
2	0.5-5.0	Ligera
3	5-15	Moderada
4	15-50	Severa
5	50-200	Muy Severa
6	>200	Catastrófica

Tabla 2.1. Categorías para considerar riesgos de erosión de acuerdo a las pérdidas de suelo (FAO 1980).

PÉRDIDAS DE SUELO TOLERABLES	
<i>Pérdidas t ha⁻¹ año⁻¹</i>	<i>Grado de erosión hídrica</i>
<10	Ninguna o ligera
10-50	Moderada
50-200	Alta
>200	Muy alta

Tabla 2.2. Categorías para considerar pérdidas de suelo tolerable de acuerdo a grados de erosión hídrica (FAO 1980).

El impacto de la erosión en un tipo de suelo, es decir los niveles de tolerancia en suelos puede variar dependiendo de sus características, propiedades y profundidad. Generalmente, suelos con la misma profundidad, uniformes, sin pedregosidad superficial y/o no erosionado previamente se asumen que tienen un límite de tolerancia a la erosión más alto que los suelos previamente erosionados (Figuroa *et al.* 1991).

2.7.2. Erosión a nivel de cuenca y Sistemas de Información Geográfica

A pesar de que la RUSLE originalmente fue desarrollada para predecir la erosión en parcelas agrícolas pequeñas con condiciones uniformes, en años recientes se ha adaptado a grandes extensiones de terreno o cuencas. De esta manera se ha integrado la Ecuación Universal de Pérdida del Suelo Revisada con los Sistemas de Información Geográfica (SIG) y tecnologías de sensores remotos para modelar la erosión potencial.

Millward y Mersey (1999), en un estudio en una cuenca tropical con orografía montañosa monitorearon y modelaron los efectos del manejo y uso del suelo y la erosión potencial. Según Millward y Mersey (1999) la aplicación de la RUSLE en cuencas tropicales presenta las siguientes ventajas: el requerimiento de datos no es muy complejo o inalcanzable en un país en desarrollo, es compatible con los SIG, y es fácil de implementar y entender desde una perspectiva funcional.

En cambio Kim *et al.* (2005) usan la USLE (y no su versión revisada) para identificar relaciones espaciales entre las tasas de erosión y los factores geográficos como pendiente de las laderas, uso y manejo agrícola en el Salvador. El mismo método se ha aplicó para

pronosticar cambios en la erosión a partir de cambios proyectados en el uso del suelo en una zona montañosa tropical (Hoyos 2005).

Milward y Mersey (1999), Hoyos (2005 y Kim (2005) concluyen que los valores de A (promedio anual de pérdida de suelo) generados con el modelo de la RUSLE/USLE están sujetos a errores debido a imprecisiones inherentes a cada tipo de capa, a las limitaciones de los métodos usados para derivar los valores de los factores, a errores de interpretación en los mapas topográficos y de suelos, a errores de interpolación a la hora de digitalizar, a la precisión en la capas de los datos de precipitación y a la falta de precisión con las imágenes temáticas de satélite.

En todos los casos estos tres estudios están de acuerdo en que los mapas resultantes son herramientas útiles para la planeación el territorio, sobre todo en las áreas marcadas con más riesgo para la pérdida de suelo. Asimismo, consideran a este enfoque una herramienta útil para la toma de decisiones a la hora de destinar recursos financieros, por lo tanto es una herramienta útil social y económicamente. A su vez, es fácil cambiar alguna de las características introducidas en el modelo, y así poder recrear diferentes escenarios para la óptima toma de decisiones.

Los trabajos citados anteriormente, no obstante, utilizan el modelo RUSLE y los SIG para modelar condiciones del presente, no se sabe de ningún trabajo previo que haya utilizado el modelo de predicción de pérdida de suelo como modelación de condiciones hipotéticas del pasado con el fin de reconstruir parte de la dinámica ambiental de un área.

CAPÍTULO 3

3. Metodología

La investigación inició en el 2010 con el reconocimiento del área de estudio y la localización de las catenas, con la subsecuente descripción y muestreo de los perfiles. En salidas de campo posteriores se añadieron otros perfiles de suelo a las catenas originales, así como descripciones más detalladas y nuevos muestreos específicos. Por esta razón el nombre de referencia de los perfiles no corresponde con su orden natural en el paisaje.

3.1. Área de estudio

El estudio se realizó en un área de 271 km² dentro del Valle de Teotihuacán, aproximadamente 50 km al NE de la Ciudad de México, entre 2250 y 3050 msnm (Figura 3.1), formando parte del Valle de México. El área está conformada por una planicie constituida principalmente por materiales aluviales y laháricos, rodeada de sierras volcánicas en las que destaca el cerro Gordo, cerro Chiconautla, Sierra Patlachique y pequeños conos volcánicos como el cerro San Lucas (Tapia-Valera y López-Blanco 2002; Rivera-Uria *et al.* 2007).

La geología de la zona, de origen predominantemente volcánico, consiste de rocas andesítico basálticas localizadas en el norte (Cerro Gordo), flujos de lava basálticos en la porción sureste, rocas dacíticas en el sur (Sierra de Patlachique), y una planicie de origen fluvial-lacustre formada por material clástico no consolidado (Hernández 2007). Según García (1988) el clima actual es una transición entre semiárido (BS) y subhúmedo (C), con una temperatura media anual de 14.9 °C y una precipitación media anual de 563.3 mm. En promedio, el 86.5% de la precipitación anual se recibe en la época de lluvia, y el 13.5% restante durante la época seca. La vegetación, según Rzedowski *et al.* (1964), Castilla-Hernández y Tejero-Diez (1987), se conforma por cuatro zonas principales: bosques situados en rangos de montaña, pastizales secundarios y matorrales xerofíticos en piedemontes y laderas bajas y

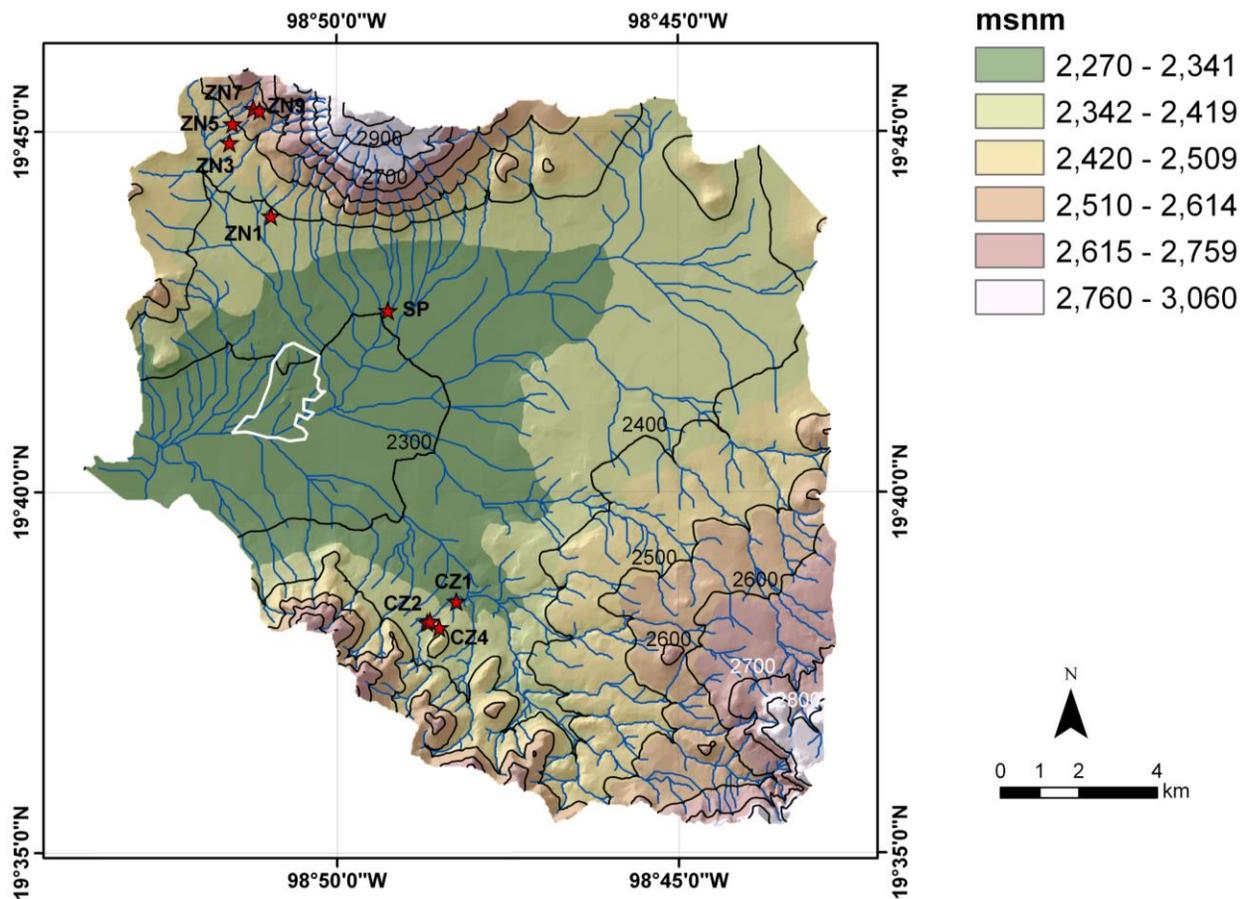


Figura 3.1. Mapa altimétrico del área del área de estudio, con la localización de los perfiles.

vegetación halófila en las partes de menos elevación del valle. Los suelos modernos, de acuerdo a CETENAL (1975), son Leptosoles en la mayoría de las montañas en el sur (Sierra Patlachique) y en las geformas más altas del Cerro Gordo en el norte, Feozems y Cambisoles en las partes medias y bajas del área de estudio, y Vertisoles en las partes más bajas de valle. El uso actual del suelo está representado por el uso urbano y agrícola, donde el nopal (*Opuntia sp.*), el maíz, el frijol, la alfalfa y los granos pequeños (avena y cebada mayoritariamente) son los cultivos predominantes.

3.2. Geomorfología

Mediante la fotointerpretación de fotos aéreas a escala 1:40,000 y el subsecuente trabajo de campo enfocado en el mapeo morfológico, siguiendo la metodología del ITC, se generó el mapa geomorfológico del área de estudio con su respectiva leyenda.

Los principales criterios y características usadas para la caracterización y división del área de estudio en sistemas fueron:

- Relieve/morfología.
- Tipo de roca o sedimento.
- Procesos activos o génesis.
- Vegetación/uso del suelo

Los principales criterios y características usadas para la caracterización y división del área de estudio de las unidades principales de relieve fueron:

- Relieve/morfología
- Procesos
- Tipo de roca
- Suelo
- Situación hidrológica
- Vegetación/uso del suelo

Para las clases de pendientes incluidas en la leyenda del mapa geomorfológico se utilizaron las siguientes (Tabla 3.1).

%	Clases de pendientes
1-2	Plano o casi plano
2-7	Suavemente inclinado
7-12	Moderadamente inclinado
12-18	Inclinado
18-24	Fuertemente inclinado
>24	Muy fuertemente inclinado

Tabla 3.1. Clases de pendientes (Modificado de Dissmeyer y Foster 1984).

El posterior análisis del mapa y sus geoformas permitió la creación de mapas con propósitos específicos para la dinámica de erosión y sedimentación. Estos mapas fueron la base para la elección de dos catenas de perfiles de suelos a estudiar. Estas catenas cumplen con los requisitos de contener geoformas de denudación, como laderas, y geoformas de sedimentación, como piedemontes coluviales, abanicos aluviales y terrazas aluviales. El interés de estos puntos recae en que son áreas dinámicas del paisaje, es decir han estado o están

sujetas a aportes de material constantemente, lo que hace que pueda realizarse una cronología de los eventos y estimar su intensidad y volumen. A su vez, por sus características edafocológicas son de gran relevancia para la agricultura. Y este posible uso también puede evidenciar hechos importantes para el presente estudio, como son identificar cambios en el paisaje, momentos de estabilidad y ocupación en el sitio.

La catena Zacatlán se localiza entre 2465 y 2575 msnm al pie del Cerro Gordo, en la parte norte de la región. La catena Cedazo se localiza entre 2335 y 2385 msnm, en una montaña de poca altura de la Sierra de Patlachique, en la parte sur de la región.

3.3. Caracterización de los suelos

El muestreo y las descripciones detalladas de suelos y paleosuelos se realizaron siguiendo la metodología del Soil Survey Manual (Soil Survey Division Staff 1993). Las muestras fueron caracterizadas de manera físico-química, incluyendo la observación micromorfológica de láminas delgadas con microscopio petrográfico.

Los análisis realizados en el laboratorio fueron los siguientes:

- El tamaño de partícula se determinó mediante el método de la pipeta (Rouiller y Jeanroy 1971; Avery y Bascomb 1974) en horizontes específicos; para el resto de horizontes se realizó la determinación mediante el método de campo “al tacto”.
- La cantidad de carbono orgánico total (COT) se evaluó con un analizador CHNS/O, Perkin Elmer 2400, serie II. La cantidad de materia orgánica se obtuvo al multiplicar el porcentaje de carbono orgánico total por el factor Duchaufour (1.724), considerando que el 58% de la masa de la materia orgánica está compuesta por carbono.

3.1.1. Estudio micromorfológico

Las láminas delgadas para el estudio micromorfológico se prepararon a partir de bloques de muestra no alterada, impregnadas a temperatura ambiente con resina Cristal MC-40, se observaron bajo un microscopio petrográfico y se describieron siguiendo la terminología propuesta por Bullock *et al.* (1985) y Stoops (2003).

3.4. Estratigrafía

Los criterios para reconocer estratos (horizonte/s que pertenecen a un mismo suelo) se basan en las diferencias observadas en los siguientes parámetros:

- Color
- Grado de cementación o compactación
- Textura
- Contenido de carbono orgánico
- Espesor
- Contacto entre estratos
- Edaforrasgos

Como marcador estratigráfico se utilizó un suelo con propiedades vérticas (a partir de ahora SPV) ampliamente distribuido entre las diferentes geoformas del Valle de Teotihuacán.

Los procesos pedogenéticos se infieren a partir de los rasgos observados en las láminas delgadas. En base a esto es posible hacer inferencias sobre el paisaje, y reconstruir las condiciones ambientales durante la pedogenesis.

Para obtener la edad de los estratos y su fechamiento, los fragmentos de carbón encontrados en los perfiles a diferentes profundidades se enviaron para fechamiento de radiocarbono (isótopo ^{14}C) a la Universidad de Arizona, *AMS Radiocarbon Facility* por el método del Acelerador de Espectrometría de Masas debido al tamaño reducido de las muestras obtenidas. Los resultados obtenidos fueron calibrados con CALIB 7.0 y CALIBomb (Stuiver y Reimer 1993; Hua y Barbetti 2004; Reimer *et al.* 2009).

Fueron colectados fragmentos de cerámica en las superficies y en el entorno inmediato de los perfiles indicados para las unidades geomorfológicas caracterizadas por este método, ampliando la recolección a un radio de dos metros del centro del perfil. Posteriormente fueron identificados por expertos con propósitos de fechamiento relativo (Expertas: Erika Carrillo Ruiz y Mónica Martha Rodríguez Martínez, Laboratorio del Proyecto Ventilla, Teotihuacán).

3.5. Aplicación del modelo RUSLE a nivel de cuenca

A continuación se detalla la metodología utilizada para la obtención de los factores que controlan la erosión de suelos para condiciones actuales y cómo se modificaron para el Periodo Teotihuacano y el Periodo Azteca, con el fin de aplicar el modelo RUSLE en condiciones hipotéticas del pasado y estimar la erosión bajo diversas posibles condiciones.

3.5.1. Factores del modelo

3.5.1.1. Factor R - Erosividad de la Lluvia

El factor R se obtuvo a partir de los datos de las precipitaciones medias de 39 estaciones meteorológicas ubicadas en un área de influencia mayor al área de estudio. Dentro del área de estudio (con una topografía montañosa al norte y al sur, y una planicie en el centro) solo se contabilizan 3 estaciones a altitudes similares. Este número y su ubicación se consideraron insuficientes para una representación real del Valle de Teotihuacán.

Las estaciones se encuentran en un intervalo de altitud entre 1900 msnm y 2882 msnm y pertenecen al Servicio Meteorológico Nacional, con datos de normales meteorológicas para todos los meses correspondientes a los años entre 1971 y 2000, 29 años de mediciones, a excepción de tres estaciones con 27, 26 y 11 años de mediciones. Al ser valores superiores a los 10 años de datos, tal y como recomienda Renard *et al.* (1997), se decidió no descartar ninguna de las estaciones seleccionadas.

La ecuación para el cálculo del factor R en el área de estudio es (Cortés 1991):

$$Y = 1.99671x + 0.003270x^2 \quad R^2 = 0.98$$

Donde $Y = EI_{30}$ (MJ mm / ha h) (EI_{30} es el índice de erosividad para un evento, E = energía cinética de la lluvia (MJ / ha), I_{30} = Intensidad máxima en 30 minutos continuos de lluvia (mm / h))

x = precipitación anual (mm)

A través del análisis de los datos obtenidos en las estaciones meteorológicas se observa que el área tiene un régimen de precipitación de distribución unimodal o normal, con un pico máximo y un pico mínimo de precipitación. De acuerdo a estos porcentajes de lluvia por estación se debe considerar que la erosividad pueda tener variaciones durante las estaciones (Cook *et al.* 1985; Coote *et al.* 1988). Aunque pocos estudios se han dirigido a reconocer patrones de erosividad

de la lluvia y erodabilidad del suelo en áreas tropicales con estaciones secas y húmedas distintas, en este estudio se tendrán en cuenta a la hora de la aplicación del modelo, ya que la variación en la cantidad y tipo de precipitación pueden contribuir a las variaciones en la erosividad estacional en climas templados (Millard y Mersey, 1999; Cook *et al.* , 1985; Coote *et al.* , 1988).

Se realizó un análisis para comprobar si en el Valle de Teotihuacán la altitud está correlacionada con la precipitación. Se sometió a una regresión lineal la precipitación promedio anual de todas las estaciones meteorológicas en función de la altitud, encontrando como resultado una correlación lineal positiva, aunque muy débil ($R^2 = 0.3511$)

Debido a que el rango de altitud de la zona de estudio es de 2250 a 3060 msnm, y el rango de altitudes de las 39 estaciones meteorológicas utilizadas es de 1900 a 2882 msnm, se repitió el análisis descartando las estaciones que estuvieran por debajo de la altitud mínima. El resultado es una correlación lineal positiva, aunque más débil incluso que la anterior ($R^2 = 0.2448$). También se analizaron las regresiones lineales para los promedios por estación con el fin de descartar que la estacionalidad mostrara una correlación lineal positiva. Para el caso de la época de lluvia la correlación positiva fue muy débil ($R^2 = 0.3208$), y para el caso de la época seca una correlación casi inexistente ($R^2 = 0.0877$).

El análisis anterior nos conduce a afirmar que no existe correlación positiva entre la precipitación y la altitud en nuestra zona de estudio.

3.5.1.2. Factor K - Erodabilidad del suelo

El procedimiento para la cuantificación se realizó con la metodología propuesta por la FAO (1980). Se determinan las unidades de suelos del Valle de Teotihuacán a partir del mapa edafológico realizado por INEGI y proporcionado por CONABIO de la hoja E14B21 Texcoco, escala 1:50,000. De este mismo mapa se extrae la clase textural y física que caracteriza cada unidad de suelo (Tabla 3.2).

Desde un punto de vista práctico es suficiente usar clases de valores de K (0.010, 0.020, 0.025, 0.030, 0.035, 0.040, 0.050, 0.060, 0.070 y 0.080) y se debe ajustar si existen fragmentos gruesos en la superficie (FAO, 1980; Figueroa *et al.* , 1991) (Tabla 3.2).

Las fases físicas de las unidades de suelos presentes en el área de estudio según INEGI son: dúrica (capa cementada por sílice que no se disuelve en agua dentro de los primeros 50 cm de profundidad), dúrica profunda (capa cementada por sílice que no se disuelve en agua dentro 50-100 cm de profundidad) y lítica (roca continua dentro de los primeros 50 cm de profundidad). En los tres casos la permeabilidad del suelo se ve afectada de forma negativa, por lo que promueve la escorrentía superficial aumentando el riesgo de erosión.

FAO (1980) y Figueroa *et al.* (1991) proponen que se ajusten las clases de los valores de C según su pedregosidad superficial, ya que influye en la conductividad hidráulica de forma positiva, y reduce por tanto el riesgo de erosión. De la misma manera la oficina de recuperación de minas del gobierno de EEUU (<http://techtransfer.osmre.gov/>) propone que se modifique el factor para suelos sellados, debido a que la permeabilidad se ve modificada de forma negativa. Ya que disponemos de información sobre la fase física de los suelos del área de estudio, y del conocimiento sobre suelos delgados o con presencia de tepetate cerca de la superficie en el área, se deciden ajustar las clases para estos supuestos. Para los casos de fase dúrica y lítica se subirán dos clases, y para el caso de fase dúrica profunda se subirá una clase (Tabla 3.2).

Unidad de Suelo	Clase Textural	Fase Física	Valor K Tabla	Valor K según clases	Valor K ajustado
Feozem Háplico	Media	Dúrica	0.020	0.020	0.030
Feozem Háplico	Media	Dúrica profunda	0.020	0.020	0.025
Feozem Háplico	Media	nd	0.020	0.020	0.020
Feozem Háplico	Fina	Lítica	0.007	0.010	0.025
Litosol	Media	nd	0.020	0.020	0.020
Cambisol Eútrico	Media	Dúrica	0.040	0.040	0.060
Vertisol Crómico	Fina	nd	0.026	0.025	0.025

Tabla 3.2. Valores del factor K, de erodabilidad del suelo, según FAO 1980. Columna de valor de K ajustado para una pedregosidad de 35-50%.

3.5.1.3. Factor LS – Longitud e inclinación de la pendiente

En el modelo RUSLE, el factor LS se divide en el subfactor L (longitud de la ladera) y el subfactor S (pendiente o inclinación de la ladera). La definición clásica del subfactor L de Wischmeier y Smith (1978) no contempla áreas de captación, las áreas que se dan en el análisis de la erosión de los suelos en el conjunto de una cuenca o subcuenca.

Para tomar en cuenta las áreas de captación, el método que se elige es el algoritmo de enrutamiento de descomposición de flujo desarrollado por Desmet y Govers (1995, 1996b), porque contempla flujos complejos con patrones divergentes y convergentes, los cuales son inevitables en áreas con topografía montañosa. Y representa un estimador híbrido que tiene la capacidad de cambiar el algoritmo de flujo múltiple a algoritmo de flujo único en el caso de encontrarse con concavidades afiladas en la superficie (Millward y Mersey 1999).

Para describir la influencia de la pendiente de la ladera se utilizó la función propuesta por McCool (1987, 1989) que contempla dos ecuaciones dependiendo de la pendiente.

$$S = 10.8 \sin \theta + 0.03 \quad \text{Pendiente} < 9\%$$

$$S = 16.8 \sin \theta - 0.5 \quad \text{Pendiente} \geq 9\%$$

3.5.1.4. Factor C - Cobertura vegetal

La información sobre uso de suelo, vegetación, tipo de cultivo, productividad y manejo se extrajo de los planes municipales disponibles para el año 2003 (Plan municipal de desarrollo urbano de los municipios de: Acolman; Axapusco; Nopaltepec; Otumba y Santiago Tolman; San Martín de las Pirámides y Santiago Tepetitlan; Teotihuacán de Arista; Tepetlaoxtoc) y de conversaciones con agricultores de la zona. Los cultivos que se identificaron y se tomaron en cuenta fueron: maíz, frijol, nopal y granos pequeños (cebada y avena). La asignación de cultivos a cada zona se hizo a partir de los mapas contenidos en los planes municipales. Para cada unidad agrícola se realizaron promedios ponderados de la superficie de los cultivos y la productividad reportada.

Para el cálculo del valor C para cultivos se sigue la metodología propuesta por Wischmeier y Smith (1978) que tiene en cuenta la pérdida de suelo relativa en relación con la precipitación en el periodo de cada labor en el manejo. El procedimiento es el siguiente:

1. Determinar fechas de siembra y cosechas más probables, la velocidad de desarrollo de la cobertura y la cantidad final de cobertura del cultivo.
2. Definir detalles de manejo de cultivos y residuos
3. Hacer tabla (Tabla 3.3) en la que:
 - a. Columna 1: fase del cultivo
 - b. Columna 2: fechas en las que comienza cada periodo de crecimiento vegetal

- c. Columna 3: valores de pérdida de suelo relativa de tabla 4.14 considerando el cultivo y manejo, nivel de producción, y porcentaje de cobertura con rastrojos después de la siembra.
- d. Columna 4: porcentaje acumulativo de *EI* para cada fecha de la columna, interpolando entre fechas en casos necesarios.
- e. Columna 5: producto de la columna 3 y 4
- f. El valor anual de C se obtiene sumando todos los valores de C de la columna 5

Crop: Corn Medium productivity** / Continuous / Conventional tillage / RdR / TP / Spring					
Crop phase	Time period	SLR	% EI	C-Value	
Harvest to plowing or new seeding	1 Nov. 1- May 1	0.69	0.12	0.0845	
Seedbed preparation to 10% canopy cover	May 1- June 1	0.76	0.09	0.0711	
Growth from 10% cover to 50 %	June 1 - July 10	0.67	0.25	0.1660	
Growth from 50% cover to 75 %	July 10 - August 10	0.48	0.19	0.0924	
Growth from 75% cover to harvest	August 10 -Nov. 1	0.31	0.34	0.1065	
Annual value				0.5206	
Crop: Corn Low productivity** / Continuous / Conventional tillage / RdR / TP / Spring					
Crop phase	Time period	SLR	% EI	C-Value	
Harvest to plowing or new seeding	1 Nov. 1- May 1	0.74	0.12	0.0907	
Seedbed preparation to 10% canopy cover	May 1- June 1	0.77	0.09	0.0721	
Growth from 10% cover to 50 %	June 1 - July 10	0.68	0.25	0.1685	
Growth from 50% cover to 75 %	July 10 - August 10	0.49	0.19	0.0943	
Growth from 75% cover to harvest	August 10 -Nov. 1	0.35	0.34	0.1203	
Annual value				0.5458	
Crop: Bean Medium Productivity*/*** / Continuous / Conventional tillage / TP / RdL / Spring					
Crop phase	Time period	SLR	% EI	C-Value	
Harvest to plowing or new seeding	1 Nov. 1- July 1	0.37	0.40	0.1469	
Seedbed preparation to 10% canopy cover	July 1- July 15	0.78	0.10	0.0782	
Growth from 10% cover to 50 %	July 15 - August 15	0.65	0.19	0.1225	
Growth from 50% cover to 75 %	August 15 - Sep. 1	0.51	0.09	0.0449	
Growth from 75% cover to harvest	Sep. 1 -Nov. 1	0.30	0.23	0.0678	
Annual value				0.4604	
Crop: Bean Low Productivity*/*** / Continuous / Conventional tillage / TP / RdL / Spring					
Crop phase	Time period	SLR	% EI	C-Value	
Harvest to plowing or new seeding	1 Nov. 1- July 1	0.44	0.40	0.1747	
Seedbed preparation to 10% canopy cover	July 1- July 15	0.83	0.10	0.0832	
Growth from 10% cover to 50 %	July 15 - August 15	0.70	0.19	0.1319	
Growth from 50% cover to 75 %	August 15 - Sep. 1	0.54	0.09	0.0476	
Growth from 75% cover to harvest	Sep. 1 -Nov. 1	0.40	0.23	0.0904	
Annual value				0.5279	

Crop: Small grain Good Productivity*/***/ Continuous / Conventional tillage / TP / RdL / Spring					
Crop phase	Time period	SLR	% EI	C-Value	
Harvest to plowing or new seeding	1 Nov. 1- May 1	0.29	0.12	0.0355	
Seedbed preparation to 10% canopy cover	May 1- June 1	0.72	0.09	0.0674	
Growth from 10% cover to 50 %	June 1 - July 10	0.60	0.25	0.1487	
Growth from 50% cover to 75 %	July 10 - August 10	0.48	0.19	0.0924	
Growth from 75% cover to harvest	August 10 -Nov. 1	0.25	0.34	0.0859	
Annual value				0.4298	
Crop: Small grain Medium Productivity*/***/ Continuous / Conventional tillage / TP / RdL / Spring					
Crop phase	Time period	SLR	% EI	C-Value	
Harvest to plowing or new seeding	1 Nov. 1- May 1	0.37	0.12	0.0453	
Seedbed preparation to 10% canopy cover	May 1- June 1	0.78	0.09	0.0730	
Growth from 10% cover to 50 %	June 1 - July 10	0.65	0.25	0.1611	
Growth from 50% cover to 75 %	July 10 - August 10	0.51	0.19	0.0981	
Growth from 75% cover to harvest	August 10 -Nov. 1	0.30	0.34	0.1031	
Annual value				0.4806	
Crop: Small grain Low Productivity*/***/ Continuous / Conventional tillage / TP / RdL / Spring					
Crop phase	Time period	SLR	% EI	C-Value	
Harvest to plowing or new seeding	1 Nov. 1- May 1	0.44	0.12	0.0539	
Seedbed preparation to 10% canopy cover	May 1- June 1	0.83	0.09	0.0777	
Growth from 10% cover to 50 %	June 1 - July 10	0.70	0.25	0.1735	
Growth from 50% cover to 75 %	July 10 - August 10	0.54	0.19	0.1039	
Growth from 75% cover to harvest	August 10 -Nov. 1	0.40	0.34	0.1374	
Annual value				0.5464	

Tabla 3.3. Valores de factor C de los cultivos agrícolas obtenidos a partir de la metodología propuesta por Figueroa et al 1991, adaptado de Wischmeier y Smith (1978). Abreviaciones: RdR = Remover los residuos del cultivo en el campo. RdL = Dejar los residuos del cultivo en el campo. TP= Barbecho con arado de vertedera. Consideraciones generales para la metodología: Labranza convencional. Labranza justo antes de plantar (no después de cosechar). Consideraciones de los cultivos para la metodología: Maíz: El cultivo de maíz es después de maíz, variedad de maíz con un cultivo de 180 días (variedad criollo), cultivo de primavera; Frijol: Cultivo de frijol después de frijol, variedad de frijol con un ciclo de 90 días, cultivo de primavera; Granos pequeños (avena y cebada): ciclo de cultivo de 180 días, cultivo de primavera.

Los valores de C utilizados para el resto de usos se muestran en la tabla 3.4.

Uso	Valor C
Alfalfa	0.05
Tuna	0.4
Bosque-Matorral Encino	0.044
Matorral xerófilo perturbado	0.025
Bosque natural	0.001
Urbano	0
Zona arqueológica	0

Tabla 3.4. Valores de factor C, cobertura de suelo. Fuente de los valores: Alfalfa: SAGARPA; Tuna: Osuna 2006; Bosque-Matorral Encino y matorral xerófilo perturbado: Zambrano Aguilar 2010; Bosque natural: Figueroa *et al.* 1991; Urbano y zona arqueológica: valor nulo por superficie sellada.

3.5.1.5. Factor P - Prácticas de conservación del suelo

Este factor tiene en cuenta prácticas de conservación como terrazas, cultivo en líneas de contorno, franjas de protección entre otros. En la zona de estudio, la práctica de conservación más representada son las terrazas agrícolas, que se delimitaron mediante *Google Earth*. Se realizaron promedios ponderados de los valores de C según Schwab *et al.* (1996) y las unidades de terraza por pendiente media, el valor de P que se aplicó a las unidades de terraza fue de 0.55. Al resto del área se le asignó el valor 1 por no presentar prácticas de conservación.

3.5.2. Instrumentación de la RUSLE en un sistema de información geográfica

La metodología utilizada para evaluar el riesgo a la erosión en el Valle de Teotihuacán se basó en la aplicación de conceptos y herramientas de los Sistemas de Información Geográfica. Se utilizó el software ArcGis versión 9.3, se trabajó en formatos vector y raster con una resolución de pixel de 15 m x 15 m; generando bases de datos geográficos y de atributos de acuerdo a cada capa de información. Los mapas y ortofotos utilizados corresponden a la hoja E14B21 Texcoco, escala 1:50,000 de INEGI.

El mapa del **factor R** se generó con el método de interpolación spline, usando el EI_{30} de cada estación como parámetro de análisis.

El mapa del **factor K** se creó asignando los valores correspondientes a cada unidad de suelo en el mapa de suelos (Figura 3.2).

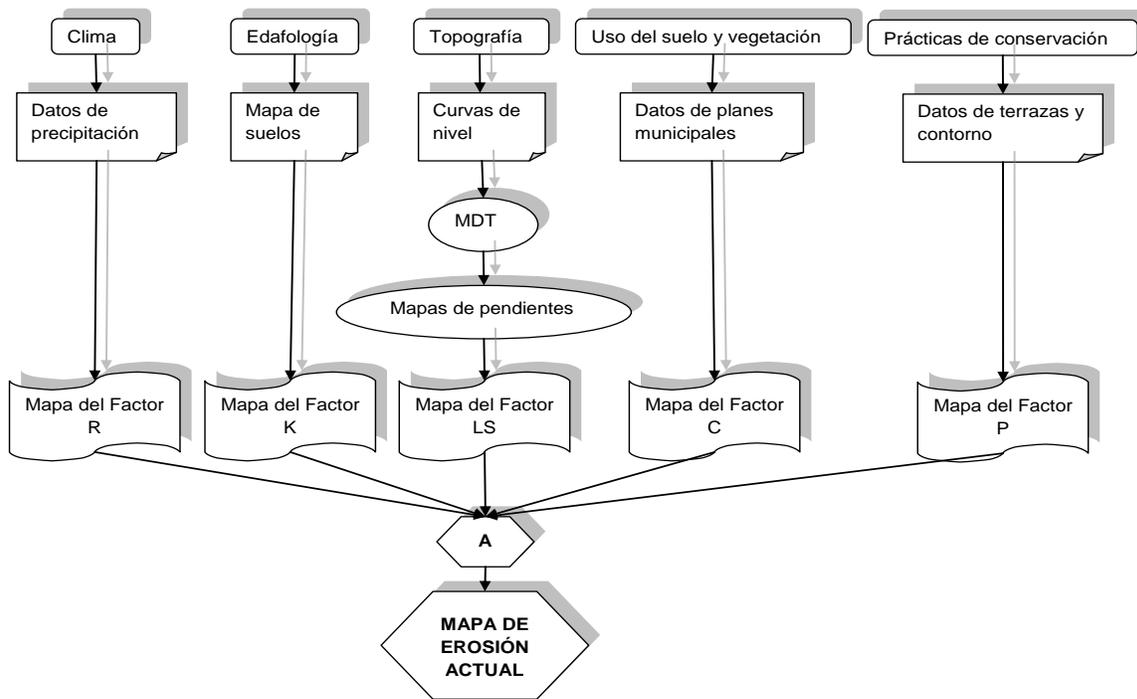


Figura 3.2. Diagrama de flujo para la obtención de mapas de erosión.

Para generar el mapa del **factor LS** primero se generó el modelo digital del terreno (MDT) (Figura 3.2), usando las curvas de nivel para crear un modelo vectorial con una red irregular de triángulos (TIN). Con herramientas de hidrología se rellenaron los sumideros de la superficie raster para eliminar pequeñas imperfecciones de los datos. A partir del MDT con los sumideros rellenados se creó el mapa de pendientes. A continuación se creó el mapa de dirección de flujo, para obtener el mapa de acumulación de flujo. Con herramientas de calculadora raster se calculó la F y la m.

$$F = \frac{\sin([slope_gra] * 0.01745)}{0.0896} \qquad m = \frac{F}{1 + F}$$

$$F = \frac{\sin([slope_gra] * 0.01745)}{3 * (\sin ([slope_gra] * 0.01745)^{0.8}) + 0.56}$$

Y se sustituyeron en la siguiente fórmula para obtener el subfactor L:

$$L_{(i,j)} = \frac{(A_{(i,j)} + D^2)^{m+1} - A_{(i,j)}^{m+1}}{D^{m+2} * (22.13)^m}$$

Donde: $A_{(i,j)}$ raster de acumulación de flujo
 D dimensión del pixel (15 m x 15 m)

m exponente de la longitud de la pendiente

El subfactor S se calcula mediante un comando de condición usando el mapa de pendiente (β (i,j))

$$S_{(i,j)} = \begin{cases} 10.8 \sin \beta_{(i,j)} + 0.03 & \tan \beta_{(i,j)} < 0.09 \\ 16.8 \sin \beta_{(i,j)} - 0.5 & \tan \beta_{(i,j)} \geq 0.09 \end{cases}$$

Se multiplican los rasters de cada subfactor para obtener el mapa del factor LS.

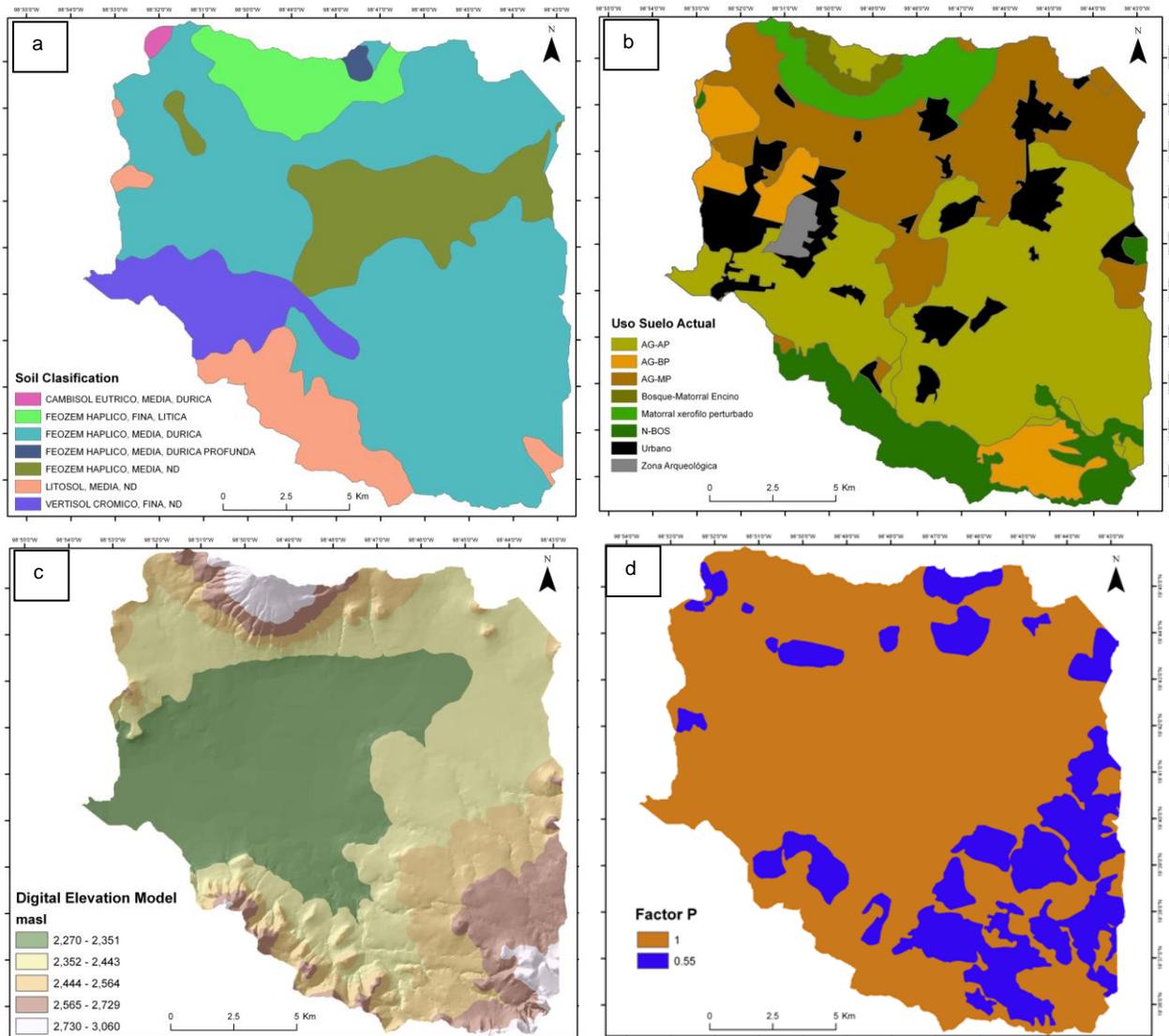


Figura 3.3. Mapas de datos para generar factores. a: Mapa de clasificación de suelos; b: Mapa de uso de suelo; c: Mapa altimétrico; d: Mapa de terrazas.

El mapa del **factor C** se obtuvo asignando los valores correspondientes a la base de datos del mapa de uso de suelo obtenido a partir de los planes municipales anteriormente mencionados (Figura 3.3).

El mapa del **factor P** se creó colocando los valores correspondientes al mapa con las unidades delimitadas de terraza (Figura 3.3).

3.5.3. Factores de la RUSLE para épocas pasadas

FACTOR R

Desde el inicio del Holoceno el clima en el Valle de Teotihuacán no ha cambiado significativamente, aunque existe una amplia divergencia en cuanto a la temporalidad y la duración de las sequías ocurridas. A partir de diversas investigaciones paleoclimáticas (García 1974; Berres 2000; Metcalfe *et al.* 2010; Stahle *et al.* 2009, 2011; Lachniet *et al.* 2012) se ha comprobado la existencia de etapas más secas y más húmedas que la actual. Por lo que se creó un factor R para condiciones de sequía y un factor R para condiciones más húmedas que las actuales.

Según Stahle *et al.* (2009) las sequías que ocurrieron en los años 1950 fueron aproximadamente de la misma magnitud que las de 1550 d. C. En esta suposición nos basamos para calcular el escenario de clima más seco que el actual para épocas pasadas.

Se eligió la estación meteorológica de la Universidad Autónoma Chapingo porque ofrece datos muy similares a los de la estación de Acolman, dentro de la zona de estudio y porque cuenta con 81 años de registros. De los cuales se utilizan 76 que no presentan anomalías en las mediciones mensuales. La metodología seguida para obtener los datos es la siguiente:

Se calcula el índice de sequías PPN (Porcentaje de Precipitación Normal, $PPN = (Pi - Pm/Pi)*100$) a las precipitaciones medias anuales. Se refiere a la relación que existe entre la precipitación acumulada en un año (Pi) y la precipitación media anual (Pm), para una región y en un periodo dado, expresado de manera porcentual, para un periodo no menor de 30 años. Los valores porcentuales estimados para cada año indican el déficit (valores negativos) y el excedente (valores positivos) en la precipitación anual ocurrida. Por su parte, valores porcentuales próximos a cero corresponden a valores cercanos al promedio histórico.

Delos datos de los 76 años analizados, se consideraron que presentaban sequía aquellos que mostraban valores de -49.1 a -59% de PPN (años de sequía: 1949, 1953 y 1957). Los años que presentaron valores de +30% de PPN se consideraron como años más húmedos que el actual (años húmedos: 1931, 1941 y 2007). Los valores de precipitación media anual de los años escogidos para cada caso (periodo más seco que el actual y periodo más húmedo que el actual) se utilizaron para calcular el factor R de la misma forma que para el escenario de clima actual. Se genera el mapa del factor R mediante SIG.

Lachniet *et al.* (2012) propone una reconstrucción del clima para el centro de México asociado a los periodos prehispánicos y cambios culturales. Según sus resultados el establecimiento de la cultura teotihuacana está marcado por un aumento de la precipitación, por lo que este periodo se modelará con un factor R más húmedo que el actual. Durante el Periodo Azteca se identifican periodos con menor precipitación, pero también periodos considerablemente húmedos, por lo que se recreará un Periodo Azteca con un factor R más seco que el actual y un Periodo Azteca con un factor R más húmedo que el actual.

FACTOR K

Para la elaboración del factor K en el Periodo Teotihuacano se tomó la información de Sánchez-Pérez *et al.* (2013) en la que delimita el “suelo negro” en superficie, clasificado como Vertisol (Rivera-Uria *et al.* 2007; Sedov *et al.* 2009; Solleiro-Rebolledo *et al.* 2011; Sánchez-Pérez *et al.* 2013). A la zona que queda fuera de la delimitación del “suelo negro” se le asigna el mismo suelo (y por tanto valores de K) que existe en la actualidad, en base a la cerámica recolectada y clasificada en este estudio. Se genera el mapa del factor K mediante SIG.

De la cerámica identificada en esta investigación, un alto porcentaje corresponde al Periodo Azteca. En base a esto, para la reconstrucción del modelo durante el Periodo Azteca, los valores de K serán los mismos que los utilizados para las condiciones actuales. Se genera el mapa del factor K mediante SIG.

FACTOR LS

Se considera que el factor LS es uniforme durante la temporalidad que abarca el estudio y se trabaja con el mismo mapa que para las condiciones actuales.

FACTOR C

Para determinar los usos de suelo urbano en el Periodo Teotihuacano y Periodo Azteca se utilizaron los mapas de dinámica de asentamientos de Gorenflo y Sanders (2007). Para determinar la vegetación y cultivos nos basamos en los documentos sobre ecología, cultura y paisaje prehispánico en el Valle de Teotihuacán de McClung de Tapia (2003). El cultivo generalizado que se considera es maíz de baja producción (comparado con niveles actuales) y el método de cálculo del valor C (Tabla 3.4) es el promedio de las pérdidas relativas de suelo de las fases de cultivo igual que para condiciones actuales. No se toma en cuenta el porcentaje de *EI*. Se genera un mapa del factor C para cada periodo (actual, Azteca y Teotihuacano) mediante SIG.

Crop: Corn Low productivity** / Continuous / Non till/ Plant in residues		
Crop phase	Time period	SLR
Harvest to plowing or new seeding	1 Nov. 1- May 1	0.36
Seedbed preparation to 10% canopy cover	May 1- June 1	0.26
Growth from 10% cover to 50 %	June 1 - July 10	0.24
Growth from 50% cover to 75 %	July 10 - August 10	0.22
Growth from 75% cover to harvest	August 10 -Nov. 1	0.21
Annual value		0.258

Tabla 3.4. Valores de factor C agrícola obtenidos a partir de la metodología propuesta por Figueroa et al 1991, adaptado de Wischmeier y Smith (1978). Abreviaciones: Consideraciones generales para la metodología: Labranza cero. Se dejan los residuos del cultivo en el campo. Consideraciones del cultivo de maíz para la metodología: Maíz: El cultivo de maíz es después de maíz, variedad de maíz con un cultivo de 180 días (variedad criollo).

Los valores para uso forestal será $C = 0.001$ y para uso urbano $C = 0$

FACTOR P

Para el Periodo Teotihuacano no se realizó ningún mapa, ya que se consideró que no se realizaban prácticas de conservación, por lo que el factor $P = 1$. Para el Periodo Azteca diversos autores (Sanders *et al.* 1979; McClung de Tapia *et al.* 2003) atribuyen la construcción de terrazas como prácticas de conservación del paisaje, por lo que se delimitan según sus

interpretaciones y se les da el mismo valor que a las terrazas activas actuales ($P = 0.55$). Se genera un mapa del factor P para el Periodo Azteca mediante SIG.

CAPÍTULO 4

4. Resultados y Discusión

4.1. Análisis geomorfopedológico

El Valle de Teotihuacán en general es un paisaje, modificado por la actividad humana a lo largo de los siglos, en el que se observa una gran densidad de vías de comunicación, asentamientos humanos, construcciones agrícolas, parcelas agrícolas y canales.

A través del estudio del paisaje se describen las siguientes unidades geomorfológicas (Figura 4.1, Tabla 4.1), principalmente en base a su forma, pendiente, procesos de denudación y sedimentación, material original y vegetación o uso actual. Las geoformas específicas contenidas en las catenas están acompañadas de perfiles descritos y analizados en detalle (Tabla 4.2, Figura 3.3).

Zona somital: Son unidades que se encuentran en las partes altas de las geoformas de montaña o de flujo de lava. Tienen formas irregulares y se localizan en su mayoría en la parte norte, sur y sureste del área de estudio. Las pendientes varían entre 1 y 7%, siendo unidades planas, casi planas o suavemente inclinadas. Excepcionalmente el área somital del Cerro Gordo puede presentar pendientes de hasta 20%. El material parental es de origen volcánico. Su principal característica es que son unidades relativamente estables, donde se pueden dar eventualmente eventos de erosión. Su uso principal es forestal y agrícola de temporal. Las unidades que conforman esta geoforma cubren un área total de 10.5 km², representando el 3.8% del área total de estudio. Se dividen en zona somital de montaña (M1) y zona somital de flujo de lava (F1). La observación ZN10 (Figura 4.2, Tabla 4.3) revela un suelo poco profundo, con un horizonte coluvial en la superficie enterrando al suelo con propiedades vérticas (SPV). La roca se encuentra a menos de un metro de profundidad, enterrada por horizontes de suelo.

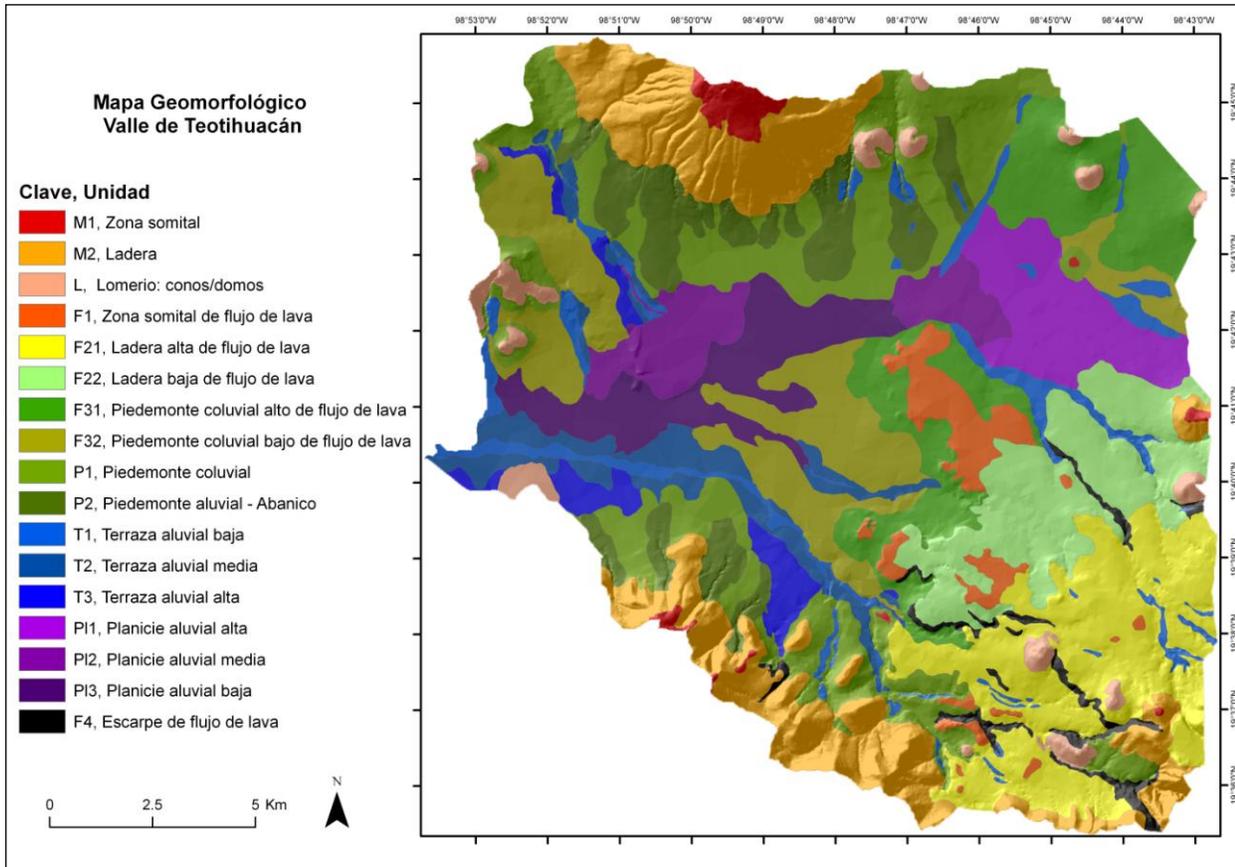


Figura 4.1. Mapa geomorfológico del Valle de Teotihuacán.

CLAVE	UNIDAD PRINCIPAL	CLAVE	UNIDAD SECUNDARIA	CLAVE	UNIDAD TERCIARIA		
M	Montaña	M1	Zona somital				
		M2	Ladera				
L	Lomerio (domos y conos)						
P	Piedemonte	P1	Piedemonte coluvial				
		P2	Piedemonte aluvial (abanico)				
F	Flujo de lava	F1	Flujo de lava - zona somital				
		F2	Flujo de lava - ladera			F21	Flujo de lava ladera alta
		F3	Flujo de lava - piedemonte coluvial			F31	Flujo de lava piedemonte coluvial alto
						F32	Flujo de lava piedemonte coluvial bajo
F4	Flujo de lava - escarpes						
PI	Planicie	PI1	Planicie aluvial- parte alta				
		PI2	Planicie aluvial- parte media				
		PI3	Planicie aluvial- parte baja				
T	Terraza aluvial	T1	Terraza aluvial baja - joven				
		T2	Terraza aluvial media				
		T3	Terraza aluvial alta - antigua				

Tabla 4.1. Leyenda explicativa del mapa geomorfológico.

Perfil	Localización geográfica (UTM 14N)	Geoforma	Altitud (msnm)	Litología	Uso actual
ZN10	X518412	Zona somital	3025	Andesítica-Basáltica	Forestal y agricultura de temporal
	Y2184221				
ZN11	X517142	Ladera	2975	Andesítica-Basáltica	Forestal
	Y2184073				
ZN9	X515522	Ladera	2575	Andesítica-Basáltica	Forestal y pastizal
	Y2184154				
ZN7	X515330	Ladera	2571	Andesítica-Basáltica	Forestal y pastizal
	Y2184400				
ZN5	X514000	Ladera	2501	Andesítica-Basáltica	Forestal y pastizal
	Y2184010				
ZN3	X514700	Piedemonte coluvial	2465	Andesítica-Basáltica y SDT	Agricultura de temporal
	Y2183530				
ZN1	X515780	Abanico aluvial	2273	Andesítica-Basáltica y SDT	Agricultura de temporal
	Y2181665				
CZ4	X520085	Ladera	2384	Dacítica	Forestal y pastizal
	Y2171137				
CZ1	X520525	Piedemonte coluvial	2335	Dacítica y SDT	Agricultura de temporal
	Y2171812				
CZ3	X519854	Terraza aluvial	2378	SDT	Agricultura de temporal
	Y2171304				
CZ2	X519779	Terraza aluvial	2370	SDT	Agricultura de temporal
	Y2171272				

Tabla 4.2. Relación de perfiles de las catenas Zacatlán (ZN) y Cedazo (CZ). CZ1 muestra una elevación menor porque se describió en la zona norte del Cerro Chiconquiaco, al contrario del resto de perfiles de la catena Cedazo que se describieron al oeste del Cerro Chiconquiaco.

Ladera: Son unidades que se encuentran en las geoformas de montaña o de flujo de lava. Tienen formas irregulares y anchas, en su mayoría se localizan en la parte norte, sur y sureste del área de estudio. Las pendientes son muy variadas dependiendo de la geoforma, en general las laderas de montaña presentan mayor pendiente, usualmente de 20 a 55%, muy inclinadas, y ocasionalmente de 13 a 20%, de moderadamente inclinadas a inclinadas. Las laderas de flujo de lava presentan pendientes menores, variando entre 2 y 18%, de suavemente inclinadas a moderadamente inclinadas. El material original es de origen volcánico. Su principal característica es que son unidades inestables, donde se dan procesos erosivos. El uso es forestal, y en áreas donde se encuentra vegetación modificada inducida (matorrales) el uso es pastoreo. En determinadas áreas se encuentran terraceadas con uso agrícola de temporal. Las unidades que conforman esta geoforma cubren un área total de 84.6 km², representando el 31.2% del área total de estudio. Se dividen en laderas de montaña (M2), laderas altas de flujo de lava (F21) y laderas bajas de flujo de lava (F22).

La unidad de ladera del Cerro Gordo generalmente es muy inestable y susceptible a la erosión del suelo. Desde un punto de vista regional es una fuente importante de sedimentos para áreas más bajas. Está disecada por numerosos barrancos profundos (pendiente >55%). A

pesar de las pendientes que normalmente predominan en las laderas de la zona de estudio, en los sitios donde se describieron los perfiles y que muestran una erosión moderada o intensa, la pendiente varía entre 7 y 13%.

La unidad de ladera alta está representada por ZN11 (Figura 4.2, Tabla 4.3), donde se describe un suelo muy poco profundo, presenta un horizonte coluvial en la superficie, inmediatamente seguido por la roca.

ZN9 y ZN7 se encuentran en la ladera media (Figura 4.2, Tabla 4.3). Son perfiles similares y ambos se describen en pedestales de erosión (pequeños promontorios relictos) en un escenario de erosión intensa. Estos perfiles muestran la superficie la cual representaba el antiguo nivel de superficie. ZN5 fue descrito en la ladera baja (Figura 4.2, Tabla 4.3), donde se presentan moderada erosión laminar y cárcavas incipientes. En esta área de la geoforma, la acumulación de carbonatos secundarios se incrementa debido al flujo subsuperficial, por lo que cuando el suelo está erosionado se observa la calcreta expuesta en superficie.

Lomerío (L): Son unidades que se encuentran aisladas y ubicadas por toda el área de estudio a excepción de la zona central. Generalmente son redondeadas y anchas. Esta unidad está conformada por conos de escoria y domos de lava y localmente una cubierta de toba. Las pendientes pueden variar entre 7 y 18%, son inclinadas o moderadamente inclinadas. Su principal característica es que son unidades poco estables, donde se dan procesos erosivos. Su uso principal es forestal y agrícola, a menudo se encuentran terraceadas. Las unidades que conforman esta geoforma cubren un área total de 6.4 km², representando el 2.4% del área total de estudio.

El perfil CZ4 (Figura 4.3, Tabla 4.4) se describe en la ladera de un lomerío, el Cerro Chiconquiaco, de 2450 msnm. Se conservan restos de terrazas antropogénicas, revelando una agricultura pasada en el área, y un periodo extenso de abandono reflejado por su actual estado de conservación. Esta unidad es susceptible a la erosión, reflejando un 35-50% de pedregosidad superficial. En algunas áreas la toba se encuentra en superficie a causa de la erosión hídrica.

Piedemonte coluvial: Son unidades que se encuentran en las partes bajas, al pie de las geoformas de montaña o de flujo de lava. Las relacionadas con montañas se encuentran distribuidas por todo el área de estudio; en cambio, las relacionadas con geoformas de flujo de

Perfil	Horizonte	Profundidad (cm)	Contacto	Color (húmedo)	Textura	Materia orgánica	Estructura	Grietas	Matriz				Edaforrasgos			
									Micromasa				Rasgos reductomórficos			
									Birrefringencia				Nodulos		Hiporevestimientos	
									u	ps	gs	st	d	c	gm	f
ZN9	A	0-10/16	C-O	10YR 2/2	C	2.26	GR, M, 3		nd							
	2AC	10/16-44	C-P	10YR 2/2	C	1.91	BSA/BA, F-M, 2		x	x	x		x	x	x	
	3AC	44-75	A-P	7.5YR 3/2	SiC	1.08	BA, F-M, 2		x	x	x		x	x	x	
	4Btg1	75-102	D-P	7.5YR 3/2	CL	0.99	BA, M, 3	x	x				x	x	x	
	4Btg2	102-125	G-P	10YR 3/3	SiC	0.76	BA, M, 3	x	x				x	x	x	
	5Btg	125-160	G-P	10YR 3/3	SiCL	0.69	BA, F-M, 3	x	x				x		x	
	6Btg	160-200	D-P	10YR 2/2	SiCL	0.67	BA, F-M, 2		x				x		x	
	7Btg	200-235	C-P	10YR 3/3	SiCL	0.65	BSA/BA, M-G, 1-2		x				x		x	
	8Cm	235-260	C-P	10YR 4/2	SiCL	0.28	BSA, C, 1			x	x	x	x	x	x	
9Cmg	260-277	nd	10YR 4/3	CL	0.25	Massive						x	x	x		
ZN7	A	0-25	G-P	10YR 2/2	SiCL	2.94	BSA, F, 2		nd							
	2AB	25-50	G-P	10YR 2/1	SiC	2.22	BSA, F-M, 2	x	x	x			x	x		
	2B	50-85	D-P	10YR 2/1	SiC	2.53	BSA, M, 2-3	x	x	x			x	x		
	2B/3Bt	85-130	D-P	10YR 3/3	SiC	0.78	BA, F, 2-3	x	x	x	x		x	x	x	
	3Btg1	130-155	D-P	7.5YR 3/2	SiC	0.79	BA, F-M, 2		x	x			x		x	
	3Btg2	155-185	nd	10YR 3/3	CL	0.95	BA, F-M, 1-2		x	x			x		x	
ZN5	A	0-10	D-P	10YR 2/1	C	2.77	GR, F-M, 2-3	x	nd							
	AB	10-35	A-P	10YR 2/1	C	2.52	BSA, M, 2	x			x		x	x	x	
	B/2C	>35	nd	nd	nd	nd	Massive			x		x	x	x		
ZN3	A	0-15	C-P	10YR 2/2	SiC	2.89	GR, M, 2		nd							
	2A1	15-34	F-P	10YR 2/1	SiC	1.94	BSA, G, 2	x		x	x	x	x	x	x	
	2A2	34-47	G-P	10YR 2/1	SiC	2.18	BSA, M, 2	x	x	x	x		x	x	x	
	2AB	47-62	D-O	10YR 2/1	SiC	1.69	BSA, M-G, 2	x	x	x	x		x	x	x	
	3BC	62-73	nd	nd	nd	nd	nd		x			x	x	x	x	

Tabla 4.3. Características físico-químicas y micro-macromorfológicas de los perfiles de la catena Zacatlán. El símbolo *x* significa presencia.

Contacto: transición: A-abrupto, C-claro, D-difuso; topografía: P-plano, O-ondulado

Estructura: forma: GR-granular, BA-bloques angulares, BSA-boque subangulares; tamaño: F-fina, M-media, G-gruesa; desarrollo: 1-débil, 2-moderado, 3-fuerte.

Textura: C-Arcillosa, SiC-Arcillo limosa, L-franca, CL-franco arcillosa, SiCL-franco arcillo limosa. nd-no determinada.

Micromasa: u=indiferenciada, ps=poroestriada, gs=granoestriada

Nodulo: c=limites claros y abruptos, d=limites difusos

Hiporevestimientos: gm=matriz, f=en fisuras

Revestimientos de arcilla: d=sucio, t=transparente, g=con granos mayores al limo, f=fragmentada

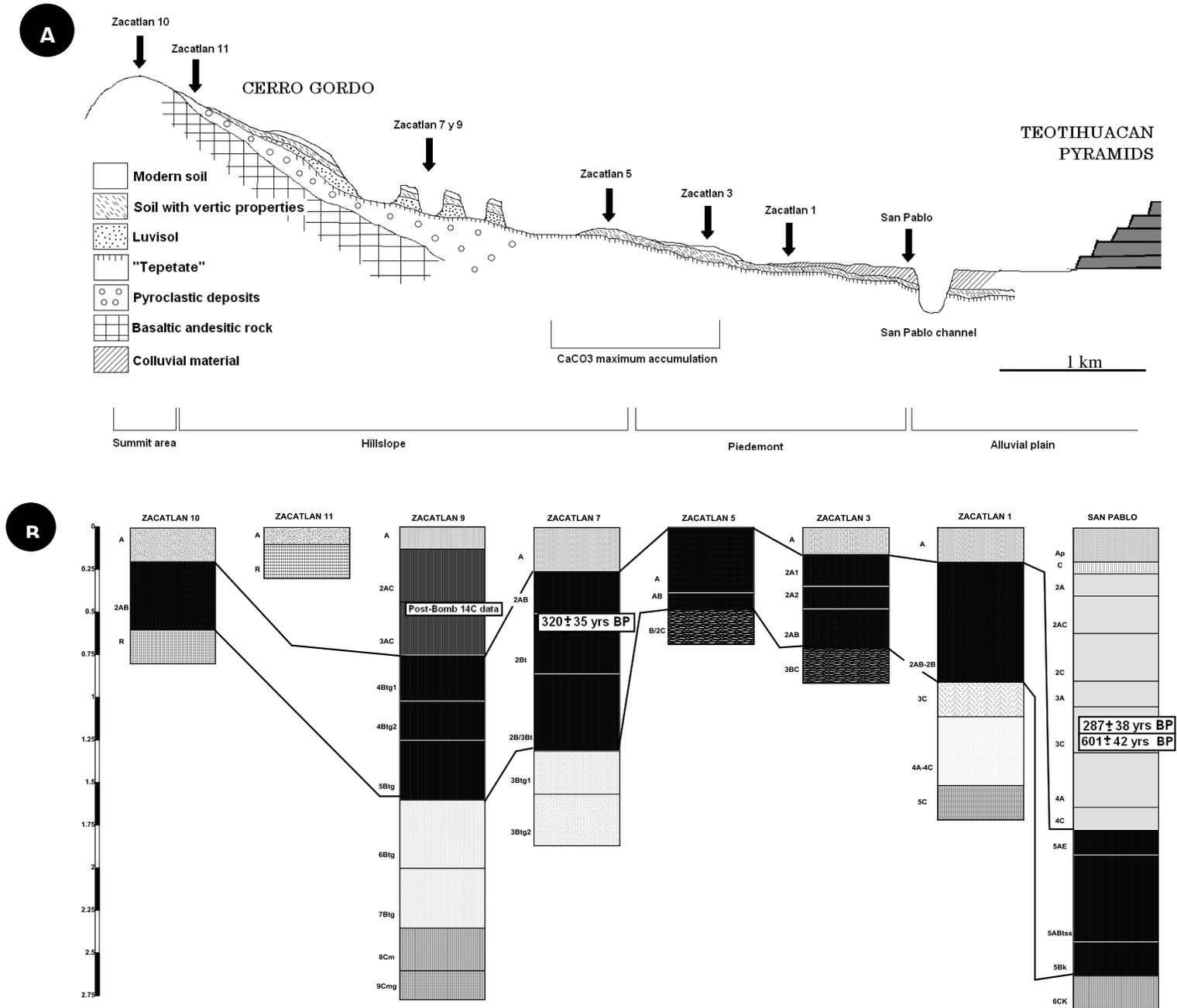


Figura 4.2.
 A: Contexto geomorfológico de la catena Zacatlán.
 B: Relaciones estratigráficas entre perfiles.

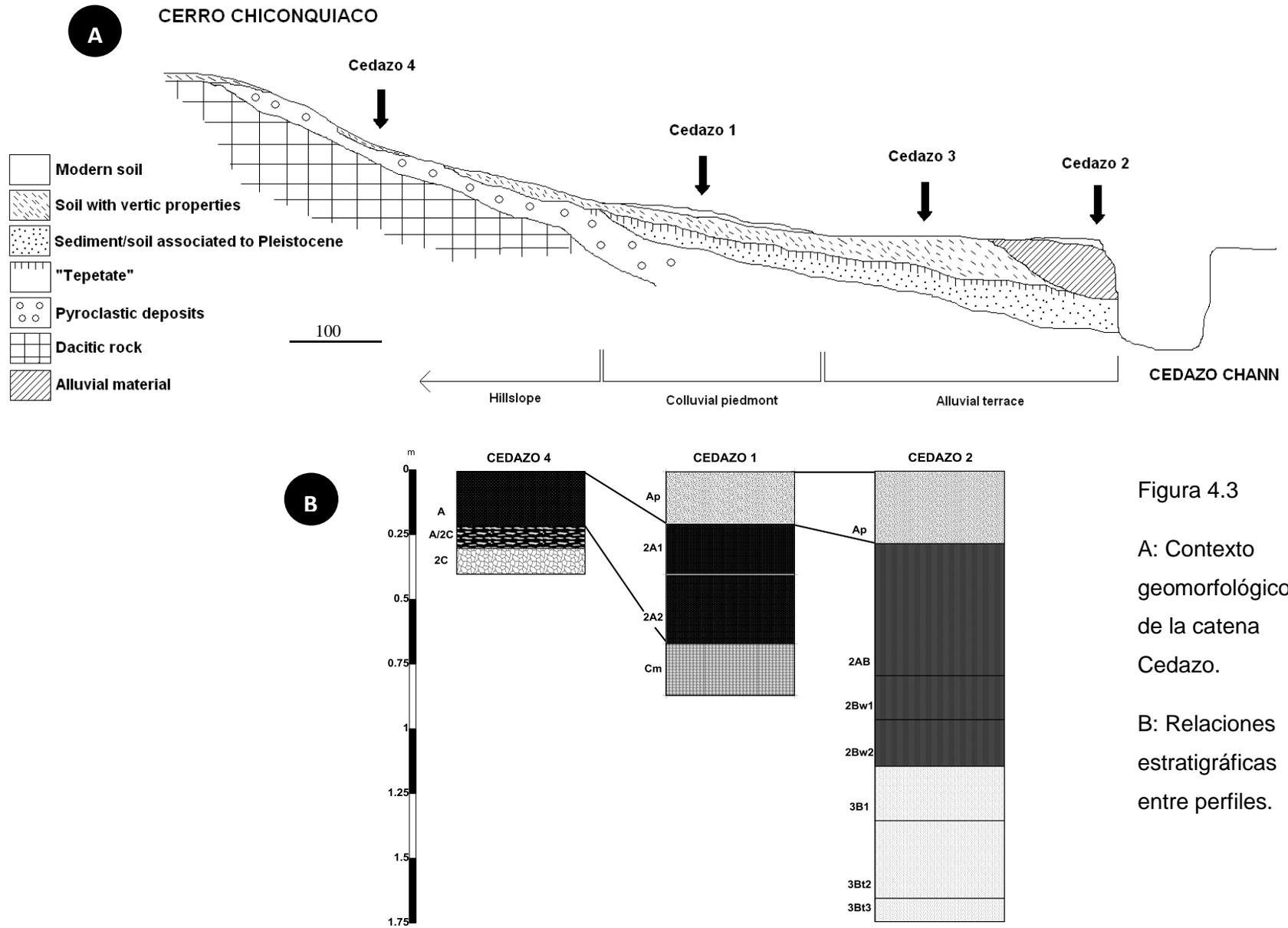


Figura 4.3
A: Contexto geomorfológico de la catena Cedazo.
B: Relaciones estratigráficas entre perfiles.

lava principalmente se encuentran en el este y sureste de la zona de estudio. Las pendientes varían entre 1 y 18%, siendo planas o casi planas a moderadamente inclinadas. El material parental es de origen volcánico con sedimentos detríticos transportados por coluviones, por acción de la gravedad. El material que lo caracteriza contiene fragmentos angulosos y heterogéneos. Su principal característica es que son unidades relativamente estables donde se dan procesos de sedimentación, aunque la ocupación humana ha llevado a una severa erosión en bastantes lugares exponiendo el tepetate en superficie. Su uso principal es agrícola y misceláneo (poblaciones e infraestructuras), presenta terrazas antropogénicas activas y evidencias de terrazas actualmente abandonadas. Las unidades que conforman esta geoforma cubren un área total de 85.3 km², representando el 31.5% del área total de estudio. Se dividen en piedemontes coluviales de montaña (P1), piedemontes coluviales altos de flujo de lava (F31) y piedemontes coluviales bajos de flujo de lava (F32). El piedemonte coluvial está representado por CZ1 y ZN3 (Figuras 4.2 y 4.3, Tablas 4.2 y 4.3).

Piedemonte aluvial (P2): Son unidades que se encuentran en las partes bajas, al pie de las geoformas de montaña, y están estrechamente relacionadas con barrancas o cursos fluviales. Tiene formas relativamente estrechas y alargadas en su mayoría. Se localizan en todo el área de estudio. Las pendientes varían entre 2 y 12%, siendo suavemente inclinadas o inclinadas. El material original es de origen volcánico con sedimentos detríticos transportados por aluviones, es decir por acción del agua. El material que lo caracteriza tiene fragmentos redondeados y homogéneos. Su principal características es que son unidades relativamente estables y recientes, donde se dan procesos de sedimentación. Su uso principal es agrícola. Las unidades que conforman esta geoforma cubren un área total de 16.7 km², representando el 6.2% del área total de estudio.

ZN1 (Figura 4.2, Tabla 4.3) no se muestreó por problemas de accesibilidad, pero las observaciones realizadas muestran un horizonte superficial de color marrón con estructura en bloques subangular, que entierra al SPV evidenciado por las grietas. Por debajo se encuentra una capa de abundantes gravas de tamaño mediano redondeadas, y en la base el tepetate.

Escarpe de flujo de lava (F4): Son unidades que se encuentran en los límites y bordes de las geoformas de los flujos de lava. Tienen formas irregulares, estrechas y tortuosas y se localizan en su mayoría en el sur y sureste del área de estudio. Las pendientes generalmente son mayores de 55%, siendo inclinadas o muy inclinadas. El material original es de origen volcánico.

Su principal características es que son unidades muy poco estables, donde se dan procesos de erosión. Su uso principal es forestal o roca desnuda. Las unidades que conforman esta geoforma cubren un área total de 3.8 km², representando el 1.4% del área total de estudio.

Planicie aluvial: Son unidades que se encuentran en las partes más bajas del área de estudio. Se trata de formas amplias y muy extendidas. Se localizan en la parte este y centro de la zona. Las pendientes varían entre 1% y 2%, siendo unidades planas o casi planas. El material original es de origen volcánico con sedimentos detríticos transportados por acción de los ríos. Su principal características es que son unidades estables, donde se dan procesos de sedimentación aluvial. Esta unidad se divide en PI1, PI2 y PI3 por su diferente elevación debido a fenómenos estructurales. Su uso principal es agrícola y misceláneo (poblaciones e infraestructuras). Las unidades que conforman esta geoforma cubren un área total de 35.9 km², representando el 13.2% del área total de estudio.

Terraza aluvial: Son unidades que se encuentran en las partes más bajas del área de estudio, pero no tanto como las planicies aluviales. Tienen formas estrechas y alargadas, en algunos casos las terrazas más antiguas pueden ser relativamente anchas. Se localizan a los lados de los cauces fluviales, pueden formar niveles de terrazas, que se diferencian por su antigüedad y tipo de suelo. Las pendientes varían entre 1% y 2%, siendo planas o casi planas. El material original es de origen volcánico con sedimentos detríticos transportados por acción de los ríos. Las terrazas bajas (T1) son jóvenes y poco estables, ya que todavía pueden recibir sedimentos debido a inundaciones y crecidas de los ríos. Las terrazas medias (T2) presentan más estabilidad que las terrazas bajas. Y las terrazas altas (T3) son estables ya que muy pocas veces se ven influenciadas por la acción de los ríos. Su uso principal es agrícola de temporal. Las unidades que conforman esta geoforma cubren un área total de 27.8 km², representando el 10.3% del área total de estudio.

La observación CZ3, en la terraza aluvial a algunos metros del canal (Figura 4.3, Tabla 4.4), pone de manifiesto la presencia del SPV en la superficie, demostrado por las amplias grietas observadas durante la estación seca. Las terrazas aluviales están representadas por el perfil CZ2 (Figura 4.3, Tabla 4.4), descrito en la pared de un canal fluvial. Corresponde a una terraza aluvial alta, lo cual significa que es una unidad antigua que raramente o nunca es afectada por inundaciones y sedimentación

4.1.1. Agrupación de geoformas según diferentes criterios

Una vez descritas las unidades geomorfológicas se pueden agrupar según comportamiento y similitud en cuatro sistemas generales (Figura 4.4).

Montaña: Incluye las unidades que se encuentran en el Cerro Gordo, en la Sierra de Patlachique y los lomeríos. La Sierra de Patlachique es el sistema montañoso más antiguo dentro del Valle de Teotihuacán y es de composición dacítica, la red hidrográfica que segmenta las laderas es más corta en comparación con la del Cerro Gordo. Esta sierra se derivó a partir de domos volcánicos de lava dacítica (Hernández 2007). El Cerro Gordo es el sistema montañoso más joven (30,915 - 9,645 años AP) y de composición andesítico-basáltica (Hernández 2007). Se trata de un complejo dómico de grandes dimensiones. La red hidrográfica muestra grandes barrancas que dan lugar a abundantes piedemontes aluviales. En este sistema predominan los procesos erosivos.

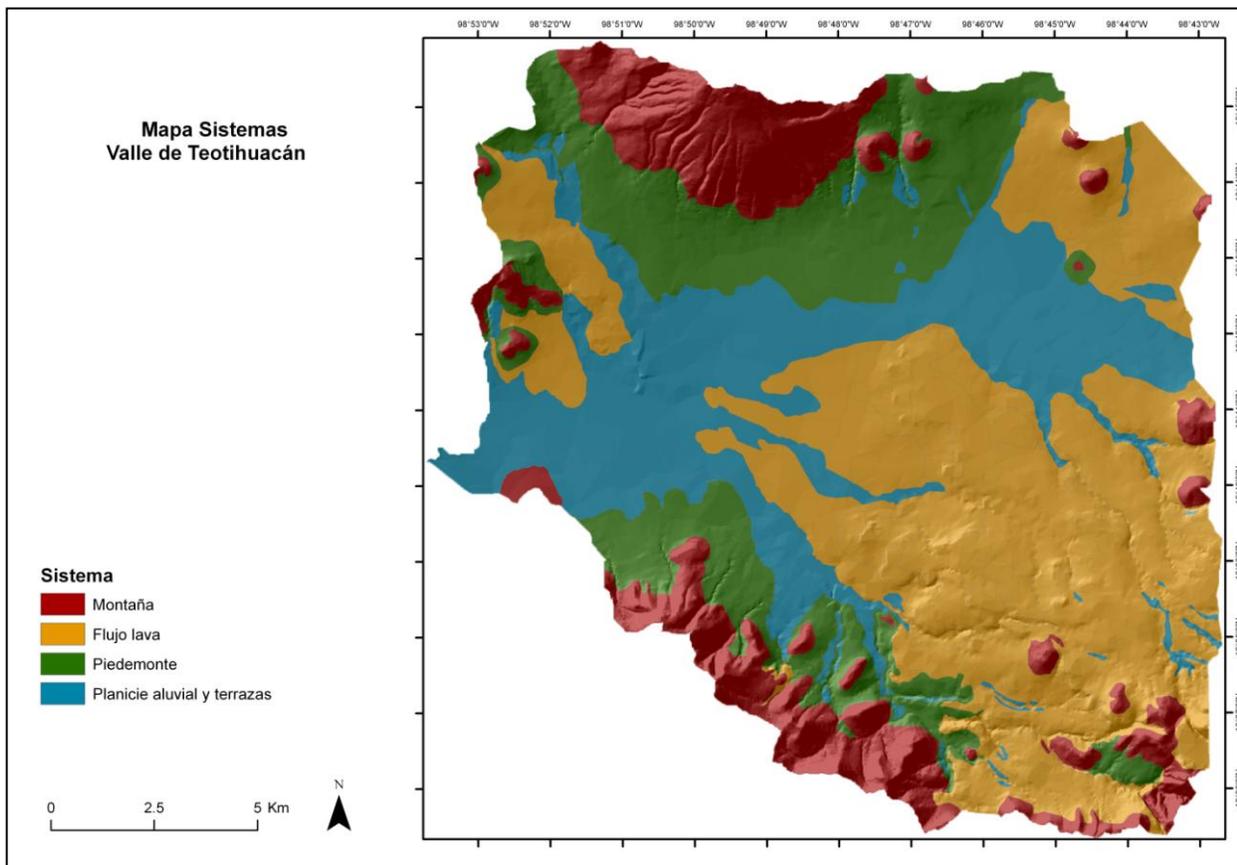


Figura 4.4. Sistemas geomorfológicos generales del área de estudio

Flujo de lava: Mayoritariamente está conformado por dos grandes flujos de lava (sureste), Santa Gertrudis y Tepa, ambos de origen basáltico (Hernández 2007), y se encuentran erosionados produciendo geoformas suaves de poca altura. Su edad se encuentra entre la edad de la Sierra Patlachique y la edad del Cerro Gordo. En este sistema se observan procesos de carácter tanto erosivo como acumulativo.

Piedemonte: Incluye las geoformas de piedemonte aluvial y coluvial. En los piedemontes aluviales se concentran aquellas geoformas que han tenido una influencia estrictamente aluvial y se ubican en las partes finales de los cursos fluviales. En cambio, los piedemontes coluviales predominantemente tienen influencia coluvial de las laderas adyacentes, pero es posible encontrar zonas con influencia aluvial. Se ubican al pie de las laderas de montaña y su carácter es acumulativo.

Planicie aluvial y terrazas aluviales: Las diferentes unidades de planicie aluvial tienen su explicación en el tectonismo sufrido en la zona, que ha hecho que se diferencien unidades de planicie a diferentes altitudes, soportan una gran red de canales y barrancas, que en algunas ocasiones tienen asociadas terrazas. Las terrazas se han dividido en tres tipos, según la altura

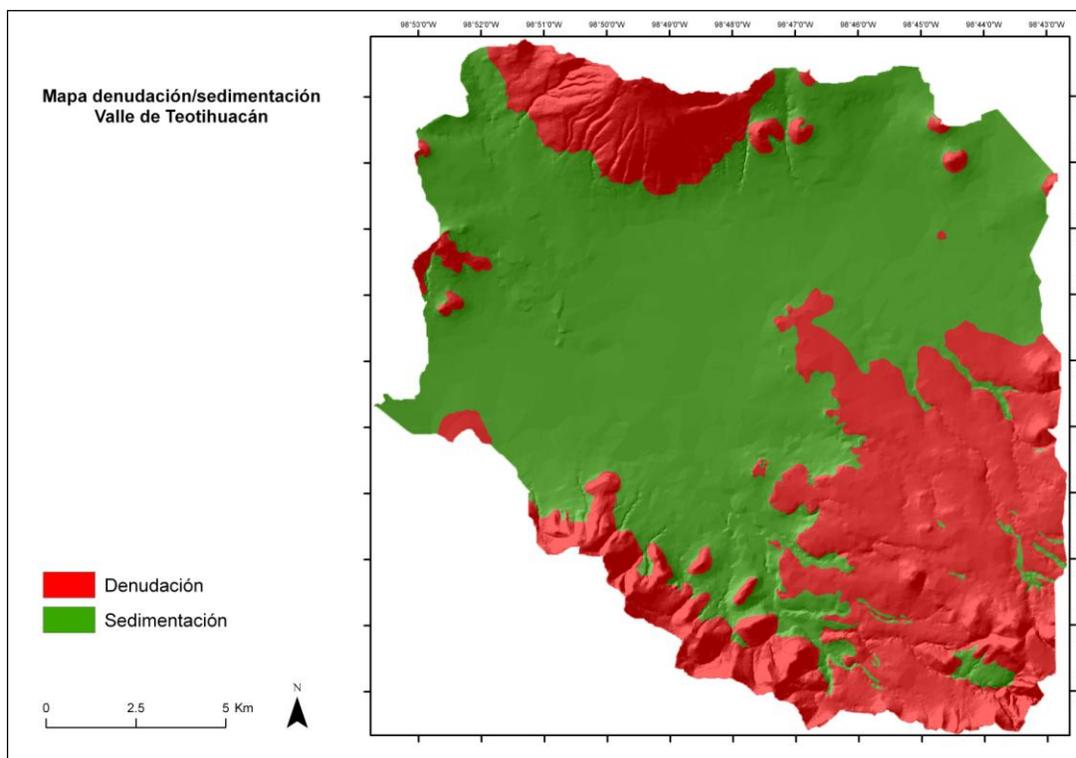


Figura 4.5. Mapa de denudación/sedimentación del área de estudio.

relativa entre ellas, lo cual se encuentra estrechamente relacionado a su edad. En algunos casos se encuentra más de una terraza en el mismo lugar, formando complejos de terrazas. El material que las conforma es aluvial. Ambas unidades, planicies y terrazas, se ubican en las partes más bajas del Valle de Teotihuacán. Y su carácter es básicamente acumulativo.

De esta clasificación surge el mapa que divide el área de estudio en zonas con procesos predominantemente erosivos (denudativos) y zonas con procesos predominantemente de sedimentación (Figura 4.5).

4.2. Estratigrafía de suelos y sedimentos en dos catenas del Valle de Teotihuacán

4.2.1. Catenas Zacatlán y Cedazo

La investigación estratigráfica, unida a las descripciones detalladas de perfiles de suelo en campo, la micromorfología de suelos y los análisis de laboratorio revelan que algunas de las capas y horizontes pueden ser correlacionadas en diferentes sitios del paisaje. En particular, el estudio de dos catenas, llamadas Zacatlán y Cedazo, muestra varios periodos de estabilidad e inestabilidad, aunque han evolucionado de manera diferente como se indica por la presencia de capas de sedimentos y pedosedimentos intercalados con suelos que exhiben diferentes grados de pedogenesis.

El objeto principal (el marcador estratigráfico) que nos permitió reconocer las relaciones entre perfiles y catenas fue un suelo con propiedades vérticas o SPV (grietas, estriación) (Figuras 4.3 y 4.4), con diferentes grado de desarrollo e intensidad dependiendo de la geoforma.

El SPV en la catena Zacatlán muestra un desarrollo más fuerte comparado con el correspondiente suelo de la catena Cedazo. Esto se podría explicar por el material parental, ya que la catena Zacatlán se originó a partir de rocas andesítico-basálticas, mientras que la catena Cedazo se originó a partir de rocas dacíticas. El basalto y la andesita contienen más bases que la dacita, y las bases favorecen el desarrollo de las propiedades vérticas.

La comparación de los perfiles en las unidades de cada catena manifiesta diferencias remarcables sobre la dinámica del paisaje y los eventos erosivos en las unidades más altas, mientras que las unidades de zonas más bajas comparten algunas similitudes.

La catena Zacatlán consiste de cinco perfiles: ZN9, ZN7, ZN5, ZN3 y ZN1; y dos observaciones realizadas con barrena: ZN10 y ZN11 (Tabla 4.3, Figuras 3.1 y 4.2).

La ladera media de una gran formación como es el Cerro Gordo muestra como principal característica la imponente evidencia de erosión de suelo. En algunos perfiles la secuencia entera fue removida de la mayor parte del área durante un periodo de erosión catastrófico reciente. ZN7 y ZN9 muestran cómo más de 2 metros de espesor de suelo fueron totalmente erosionados de una superficie de varias hectáreas, dejando solo algunos pedestales relictos de la superficie original. Las posiciones en el paisaje de estos pedestales, cerca de grandes barrancas (Figura 3.1 y 4.2), y los procesos hídricos asociadas a ellas, probablemente favorecieron la erosión de suelo acelerada sufrida.

En estos dos perfiles (ZN7 y ZN9) el SPV también presenta iluviación de arcilla. Los horizontes que presentan grietas también están asociados con sedimentos redepositados, manifestado por nódulos ferruginosos disórticos y fragmentos de iluviación de arcilla. Esto puede ser explicado por el hecho de que estos horizontes se desarrollaron sobre pedosedimentos, erosionados y transportados en etapas previas durante la transición del Pleistoceno-Holoceno (González-Arqueros *et al.* 2013).

En ZN7, el horizonte 2B con propiedades vérticas está fechado en 1476-1646 años cal. d. C. a una profundidad de 50 cm (Tabla 4.5). Esta fecha del SPV indica la edad mínima de ocupación de esta superficie. También indica que el evento erosivo que dejó los horizontes coluviales (A-2AC-3AC) por encima se sitúa entre los siglos XVI/XVII y XX.

En el perfil ZN9 las fechas de radiocarbono en el horizonte 3AC a 48 cm datan a un periodo postbomba (posterior al 1950 d. C). Los horizontes 2AC y 3AC de ZN9 son claramente horizontes coluviales. Muestran pedogenesis moderada y el contacto entre ellos es claro y plano, en el horizonte 3AC la microlaminación es evidente. Estas evidencias junto con las fechas post bomba (Tabla 4.5) son consistentes con un evento reciente de erosión. Las fechas obtenidas en ZN9 indican que la erosión acelerada del suelo que produjo los pedestales relictos todavía no había ocurrido en la primera mitad del siglo XX.

Aunque ZN5 se localiza en la ladera del Cerro Gordo contrasta fuertemente con respecto a los pedestales, ya que presenta evidencia de la deposición o erosión observadas a través de los paquetes de suelos de los perfiles ZN7 y ZN9. A diferencia de otros sitios, el suelo con

propiedades vérticas del perfil ZN5 contiene nódulos de carbonatos secundarios, lo que probablemente se deba a su posición en el paisaje con respecto al flujo subsuperficial del agua. En muchos lugares la erosión laminar de estos suelos poco profundos ha dejado expuesta calcreta en superficie, y una pedregosidad del 35-50%.

El perfil de piedemonte coluvial ZN3 muestra en la superficie un suelo moderno que comparte características con el SPV. Este suelo podría ser probablemente material coluvial procedente de SPV de áreas más altas en el paisaje. Por debajo de este primer horizonte, se encuentra el SPV. Y a menos de un metro de profundidad se describe el tepetate.

En el piedemonte aluvial_(ZN1) la presencia de una capa de cantos rodados por debajo del SPV sugiere una transformación del patrón hidrológico, probablemente coincidente con el cambio climático en las primeras etapas del Holoceno, de condiciones húmedas a semiáridas. De acuerdo con la estratigrafía, el paleocanal pasó por esta área antes del desarrollo del SPV.

La transición entre el piedemonte coluvial y la planicie aluvial en la parte sur del Cerro Gordo, un perfil profundo (perfil San Pablo, tomado de Sánchez-Pérez *et al.* 2013) muestra cómo el material aluvial-coluvial de áreas más elevadas del paisaje se depositan en las partes más bajas, enterrando el suelo con propiedades vérticas a una profundidad aproximada de 2 metros.

Las fechas obtenidas a partir de nuevos fragmentos de carbón para este estudio en el perfil SP (Tabla 4.5), a una profundidad de 122 cm (1478-1666 cal d. C.) y 128 cm (1293-1412 cal d. C.), dentro y en el límite del horizonte aluvial-coluvial 3C (~50 cm por encima del suelo con propiedades vérticas), probablemente representan eventos de estabilidad de corta duración dentro de una fase dominada por eventos erosivos. La forma angular de los fragmentos y su localización dentro de los agregados de los suelos sugieren que no fueron transportados, pudiendo ser signos de ocupación humana en el sitio.

Basado en las fechas, el suelo con propiedades vérticas de la planicie aluvial fue enterrado antes del siglo XIII por ~0.5 m de pedosedimento (probablemente horizontes superficiales de áreas más altas). Por otra parte, la secuencia que se encuentra por encima del horizonte fechado en 1487-1666 cal d. C. a 122 cm, fue probablemente depositada después de la mitad del siglo XVII, por lo que representa otro evento de erosión importante.

A partir de estas fechas, también se puede considerar que la secuencia de horizontes que se encuentra por encima de los fechados fueron redepositados como mínimo después del siglo XIII, ubicando otro evento erosivo que generó una gran cantidad de pedosedimento.

Perfil/ Profundidad	Lab. Ref.	Material	Fecha AMS, años AP	$\delta^{13}\text{C}$ ‰	2 σ rango: [empieza: fin] área relativa
ZN7 / 50 cm	AA98873	Carbón	320 \pm 35*	-27.5	[1476 cal d. C.: 1646 cal d. C.] 1.
ZN9 / 48 cm	AA98875	Carbón	144.2 \pm 0.6 pMC [#]	-31.7	[1962.80 cal d.C.: 1963.98 cal d.C.] 0.122 [1972.96 cal d. C.: 1974.87 cal d. C.] 0.874
SP / 122 cm	AA102281	Carbón	287 \pm 38*	-24.7	[1487 cal d. C.: 1604 cal d. C.] 0.645195 [1608 cal d. C.: 1666 cal d. C.] 0.333286 [1784 cal d. C.: 1795 cal d. C.] 0.021519
SP / 128 cm	AA102282	Carbón	601 \pm 42*	-23.6	[1293 cal d. C.: 1412 cal d. C.] 1.

Tabla 4.5. Fechas de radiocarbono. * Calibrado usando la curva intcal13 en CALIB 7.0.0. (Stuiver y Reimer 1993; Reimer *et al.* 2009). # Calibrado usando CALIBomb (Hua y Barbetti 2004).

Las dos fechas derivadas de fragmentos de carbón del estudio de Sánchez-Pérez *et al.* (2013) (1440-1630 cal d. C.) y de Rivera-Uria *et al.* (2007) (1420-1523 y 1572-1629 cal d. C) para uno de estos horizontes coluviales (~160 cm de la superficie) coinciden totalmente con la fecha a 122 cm (Tabla 4.5), y confirma que los horizontes pertenecen a la misma secuencia y por lo tanto, al mismo evento. La fecha a 128 cm, 1293-1412 cal d.C. (Tabla 4.5), junto con otra del estudio de Solleiro-Rebolledo *et al.* (2011) (1290-1410 cal d. C.) confirman que este horizonte pertenece a otro evento, correspondiente a la secuencia de horizontes 4A-4C.

Otros autores obtuvieron fechas de radiocarbono de este perfil (Rivera-Uria *et al.* 2007; Solleiro-Rebolledo *et al.* 2011; Sánchez-Pérez *et al.* 2013). Aquí sólo se consideran las que se derivan de fragmentos de carbono, ya que muchas se obtuvieron a partir de materia orgánica. El uso de fechas de radiocarbono a partir de materia orgánica como indicador cronológico de inicio o final de periodos de estabilidad e inestabilidad es controversial. Esto se debe a los argumentos acerca del pretratamiento de este tipo de material, tiempo de residencia en el suelo, y contaminación a través de raíces o materia orgánica reciente introducida por poros o grietas (Taylor 1987; Geyh 2005).

La catena Cedazo consiste de tres perfiles: Cedazo 4 (CZ4), Cedazo 2 (CZ2) y Cedazo 1 (CZ1); y una observación superficial, Cedazo 3 (CZ3) (Tabla 4.4, Figuras 3.1 y 4.3).

La ladera baja del Cerro Gordo y la ladera de un lomerío, Cerro Chiconquiaco, muestra una distribución del suelo en parches, indicativa de erosión laminar real. Los perfiles de suelo ZN5 y CZ4 (Tablas 4.3 y 4.4, Figuras 4.2 y 4.3) son similares, poco profundos y muestran el SPV como la cubierta actual de la superficie, lo que indica un periodo duradero de estabilidad. Estos perfiles, a diferencia de ZN9 y ZN7, no muestran iluviación de arcilla en ninguno de sus horizontes.

El perfil de piedemonte coluvial CZ1, al igual que ZN3, muestra en la superficie un suelo moderno que comparte características con el SPV. Así mismo con una procedencia coluvial de áreas más altas en el paisaje. Por debajo de este primer horizonte, se encuentra el SPV. Y a menos de un metro de profundidad se describe el tepetate.

La terraza aluvial (CZ3), a diferencia del piedemonte coluvial, muestra el SPV en superficie. Esto se puede traducir en una alta estabilidad del sitio, que no ha sufrido eventos mayores de erosión, ya que el material coluvial no ha alcanzado estas unidades bajas.

El perfil CZ2 de terraza aluvial descrito en la pared del canal, se interpreta como representativo de una cuña de suelo que consiste de diferentes secuencias de suelo desarrollado a partir de material aluvial. Este material aluvial fue probablemente erosionado de otras áreas de la cuenca por procesos hídricos, transportados a través del canal y redepositados en las partes más bajas. Se trata de una secuencia de horizontes que comparten algunas características (color oscuro, estriación incipiente) con el SPV, pero sin ser él. Debajo de esta secuencia se describen algunos horizontes con iluviación de arcilla. En el fondo se encuentra el tepetate y material Pleistocénico.

4.2.1.1. Restos cerámicos

En la ladera media de Zacatlán las cerámicas fueron recogidas tanto en la superficie de los pedestales como en los alrededores. Después de diversas visitas a la zona se corroboró que los pedestales están en proceso de erosión y cada vez su superficie es menor, por lo que se deduce que la cerámica recolectada pertenece a la antigua superficie del área (actualmente únicamente representada por la superficie de los pedestales) y que los eventos de precipitación que erosionan los pedestales, también dispersan las cerámicas sobre la actual superficie

erosionada de la zona (tepetate). En el piedemonte coluvial de Zacatlán la cerámica no corresponde al perfil ZN3, sino a una zona homóloga de piedemonte coluvial en el sur del Cerro Gordo. El resto de cerámicas sí fueron recogidas tal y como se indica en la metodología. La cronología utilizada para las fases y periodos referidos se basa en Crider *et al.* (2007).

En general, el patrón observado en ambas catenas es similar (Figura 4.6). En la catena Zacatlán, el primer asentamiento identificado por los restos de cerámica pertenece la Fase Xolalpan (400-500 d. C.), aunque con una proporción muy pequeña (0.3% del total de fragmentos de cerámica identificados para la catena Zacatlán). La Fase Xolalpan pertenece a la época teotihuacana. La tendencia en la proporción de restos por periodo es ascendente, aunque no se identificaron restos de cerámica para la Fase Coyotlatelco (600/650-800/900 d. C.). En la catena Cedazo la tendencia también es ascendente, pero al contrario que en Zacatlán, el primer periodo identificado es la Fase Coyotlatelco.

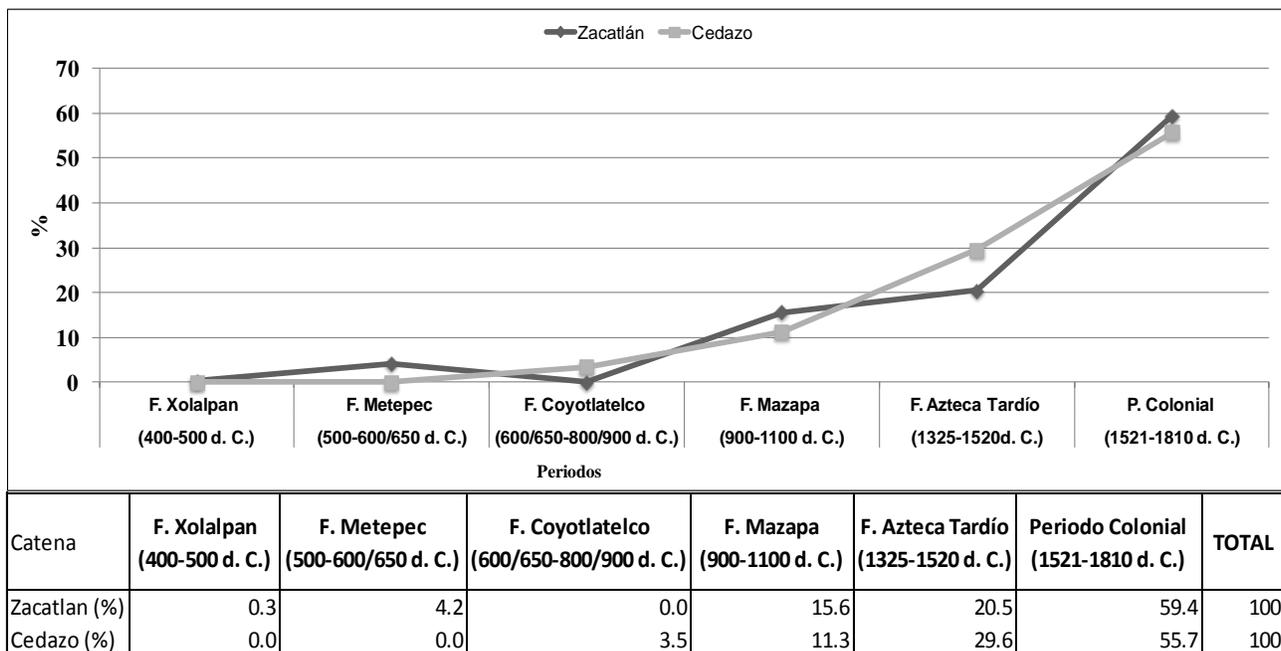


Figura 4.6. Distribución de la cerámica identificada por catenas. Porcentaje para un total de 423 fragmentos de cerámica identificados para las dos catenas.

De manera particular, en las gráficas por geoforma de la catena Cedazo (Figura 4.7) se observa que la ocupación más antigua registrada en la ladera (perfil CZ4) pertenece a la Fase Azteca Tardío (1325-1520 d. C.).

En el piedemonte coluvial (perfil CZ1), la cerámica más antigua registrada en superficie es la de la Fase Mazapa (900-1100 d. C.), con lo cual se puede suponer que el horizonte coluvial encontrado en superficie (Figura 4.3, Tabla 4.4) es anterior o contemporáneo a la Fase Mazapa.

En la terraza aluvial la primera ocupación registrada corresponde la Fase Coyotlatelco (600/650-800/900 d. C.), lo que se traduce en que la superficie del SPV de CZ3 y la cuña con suelo coluvial en superficie de CZ2 que se describe hoy en día, ya existían en este periodo. Por lo que el evento de erosión que transportó y depositó los sedimentos que formaron la cuña ocurrió como mínimo antes de la Fase Coyotlatelco. Y de la misma forma sabemos que el encajamiento de la barranca se produjo con posterioridad a este periodo.

En la catena Zacatlán, en la geoforma de la ladera media (Figura 4.8) la ocupación registrada se remonta hasta la Fase Xolalpan (400-500 d. C.), y continúa en todos los periodos a excepción de la Fase Coyotlatelco (600/650-800/900 d. C.).

En el piedemonte coluvial de Zacatlán, la primera ocupación registrada pertenece a la Fase Metepec (500-600/650 d. C.), y es continua en todos los periodos o fases a excepción de la Fase Coyotlatelco, tal como ocurre en la ladera media. Por lo tanto, podemos afirmar que el horizonte coluvial presente en la superficie del piedemonte coluvial ya existía para estos periodos y que por lo tanto el evento erosivo que los causó es como mínimo anterior a la Fase Metepec.

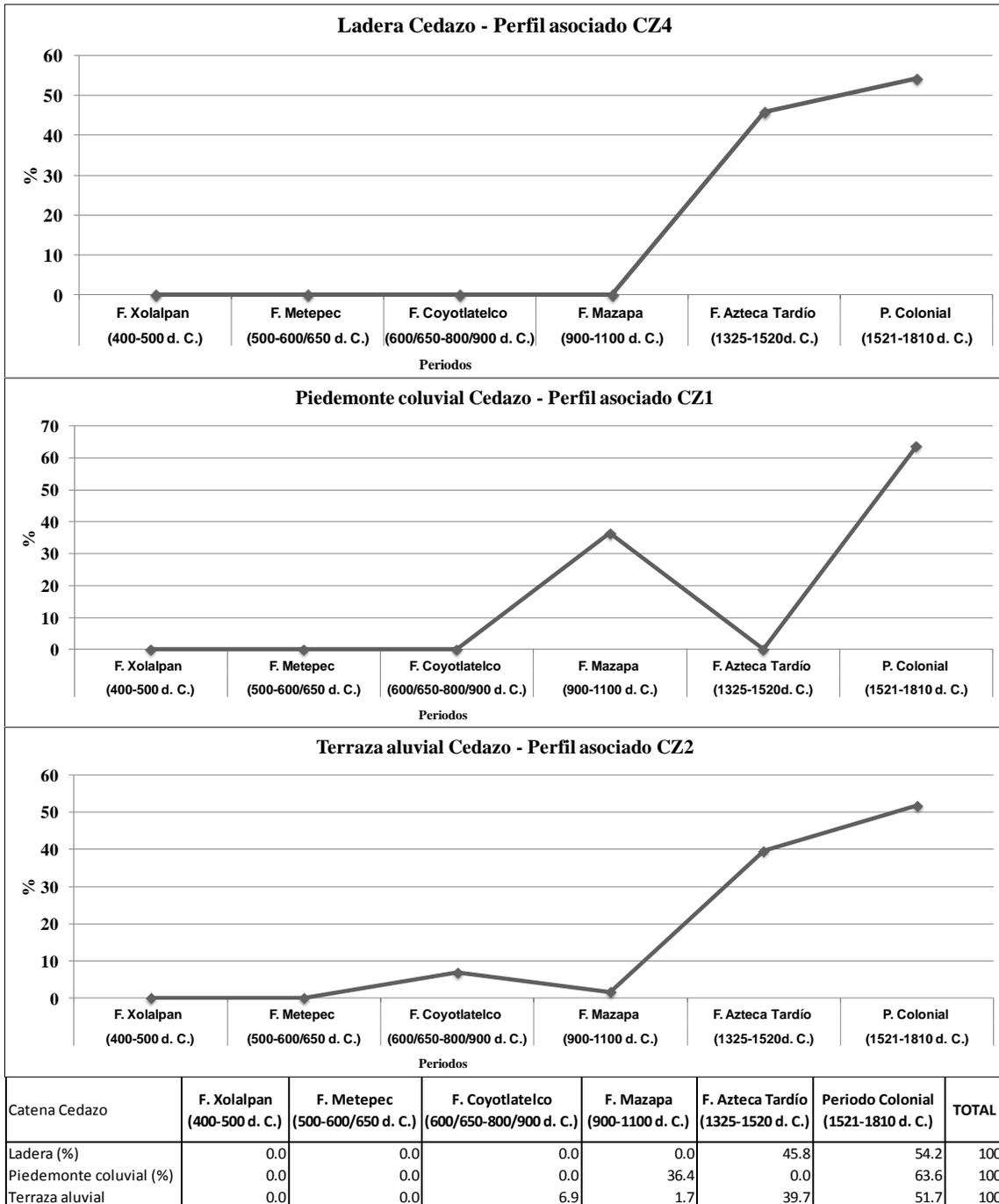


Figura 4.7. Distribución de la cerámica identificada por unidades geomorfológicas en la catena Cedazo. Porcentaje para un total de 115 fragmentos de cerámica identificados.

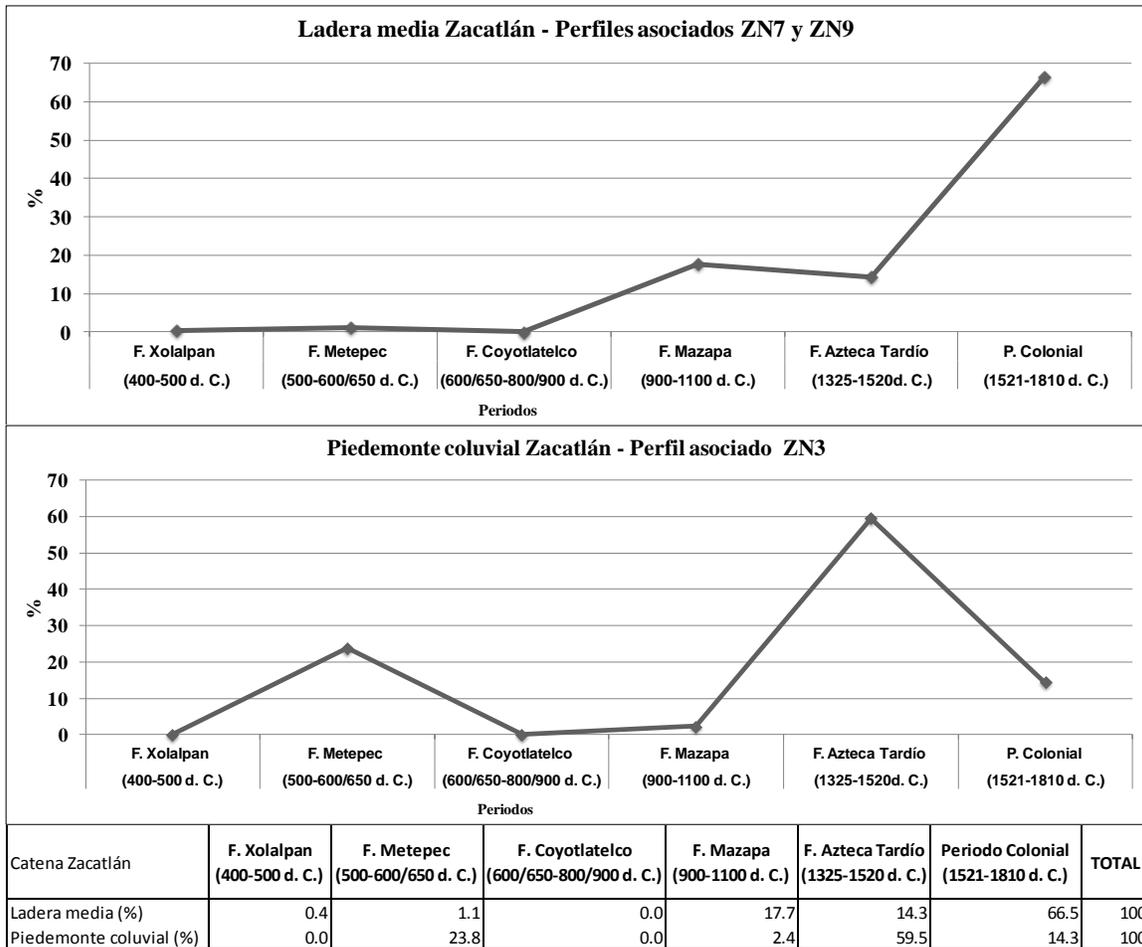


Figura 4.8. Distribución de la cerámica identificada por unidades geomorfológicas en la catena Zacatlán. Porcentaje para un total de 308 fragmentos de cerámica identificados.

4.2.2. Análisis micromorfológico

4.2.2.1. Descripción de las láminas delgadas

La micromorfología detallada de los perfiles ZN7, ZN5 y ZN3 de la catena Zacatlán pone de manifiesto relaciones entre horizontes difíciles de observar a escala macroscópica. Para mejor comprensión, las descripciones de horizontes similares han sido agrupadas. Los horizontes de “suelo negro” (SPV o marcador estratigráfico) se refieren a 2AB-2B en ZN7, A-AB en ZN5 y 2A1-2A2-2AB en ZN3.

En general, los componentes minerales gruesos en todos los perfiles, son mayoritariamente piroxenos, feldespatos (plagioclasas) y anfíboles. También se encuentra vidrio volcánico, fragmentos de roca pómez y fragmentos de roca basáltica con inclusiones de vidrio

volcánico. Todos ellos son heredados del material parental y muestran diferentes grados de intemperismo.

Los componentes orgánicos gruesos están básicamente compuestos por residuos como raíces y restos de tejidos, y normalmente se encuentran en los horizontes superiores. También se encuentra material orgánico fino amorfo, así como puntuaciones y concentraciones de pigmento orgánico en áreas específicas de la matriz. Los fragmentos de carbón se encuentran en los horizontes de “suelo negro” (Figuras 4.9c and 4.11f). La distribución relacionada *c/f* es porfírica abierta en todos los horizontes. El color de la matriz varía de marrón rojizo/marrón rojizo muy oscuro a marrón-gris.

En el perfil ZN7, las láminas delgadas de suelo de los horizontes 2AB y 2B muestran contextura birrefringente indiferenciada (Figuras 4.9h, i y k), aunque es evidente una poroestración incipiente (Figura 4.9h). También se encuentran presentes fragmentos de roca con diferente grados de intemperismo (Figuras 4.9a, b y g).

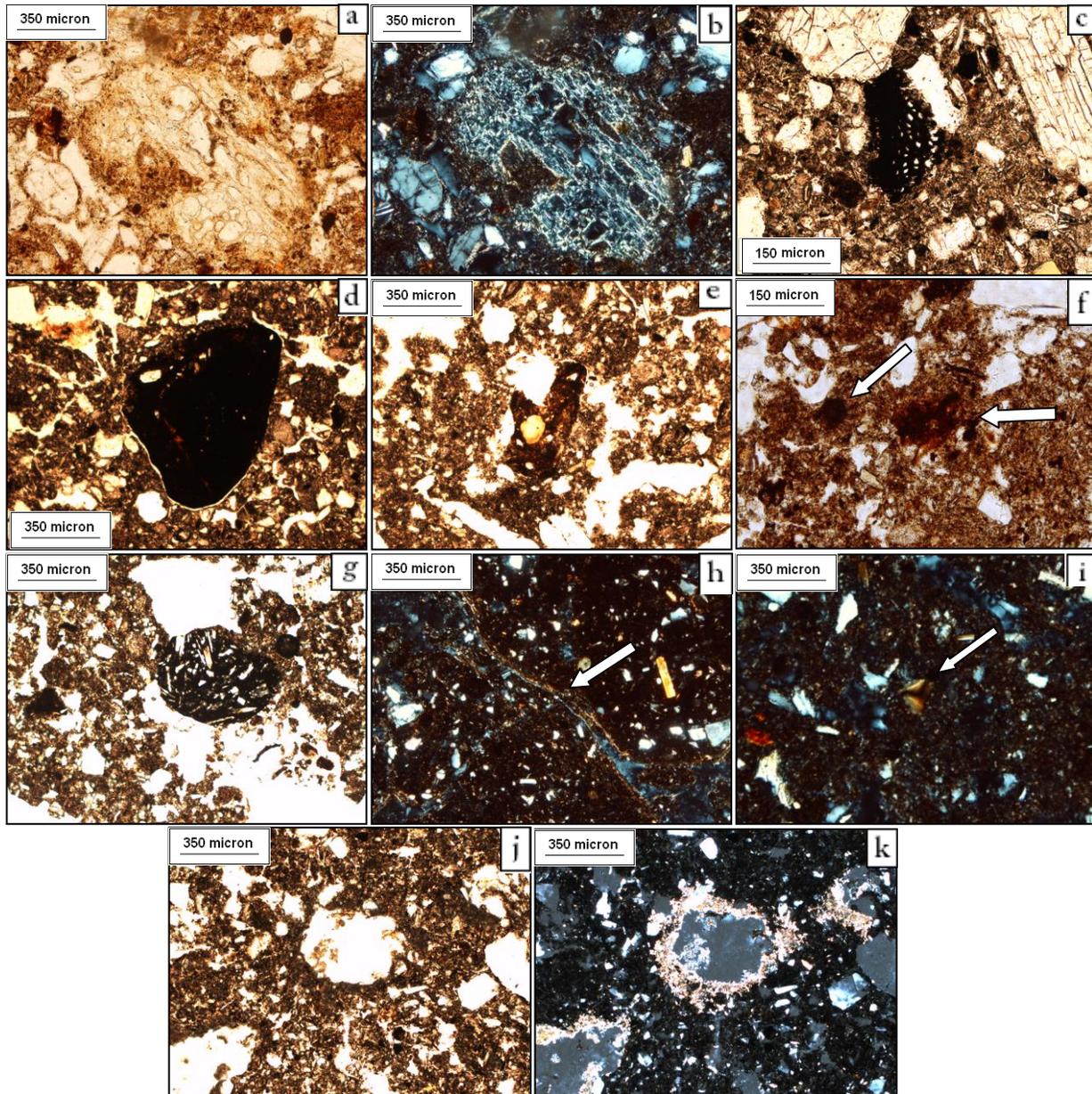


Figura 4.9. Micromorfología del perfil ZN7. (PPL, luz plana polarizada; XLP, luz polarizada cruzada). (a) Fragmento de pómez fuertemente intemperizado (PPL, en horizonte 2AB). (b) mismo campo en XLP. (c) Fragmento de carbón. Nótese la estructura celular (PPL, en hor. 2AB) (d) Nódulo ferruginoso típico disórtico, con impregnación fuerte y límites claros (PPL, en hor. 2AB). (e) Nódulo ferruginosos nucléico disórtico y fragmentado (PPL, en hor. 2B). (f) Hiporrevestimiento ferruginoso con fuerte impregnación. Nótese la distribución relacionada c/f porfírica abierta (PPL, in 2B hor.). (g) Fragmento de roca volcánico fresco con inclusiones (PPL, en hor. 2B). (h) Contextura birrefringente poroestrizada débilmente desarrollada a través de un hueco planar (XLP, en hor. 2B). (i) Fragmento de revestimiento de arcilla microlaminada bien orientado y contextura birrefringente indiferenciada (XLP, en hor. 2B). (j) Hiporrevestimiento micrítico en huecos con revestimientos asociados, en una matriz no calcárea (PPL, en hor.2B). (k) Mismo campo en XLP.

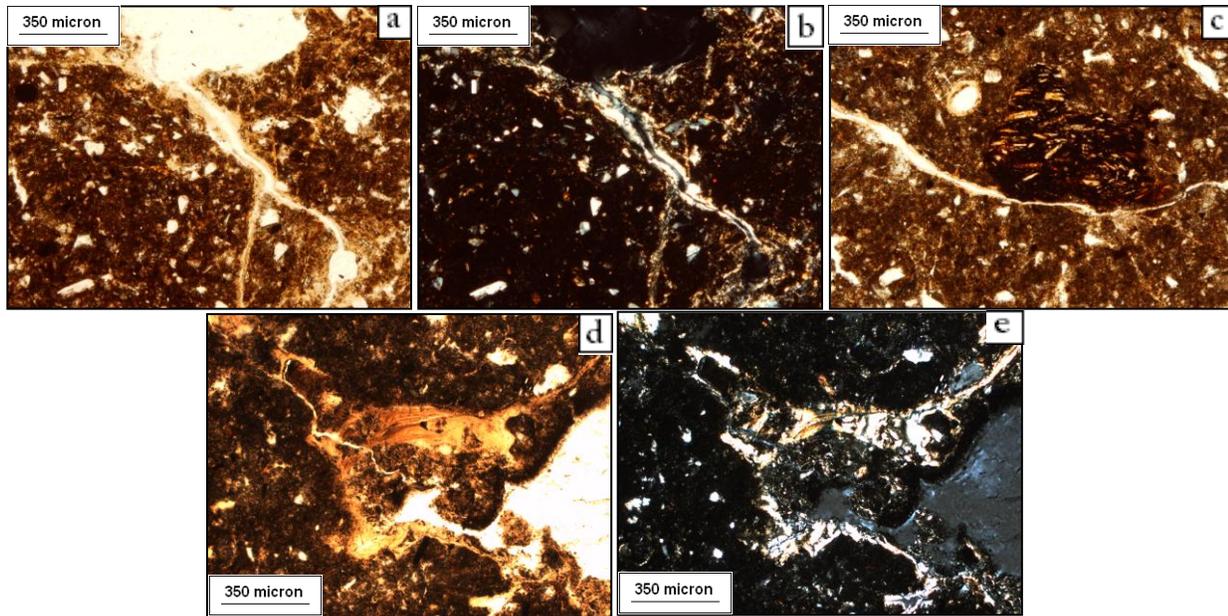


Figura 4.10. Perfil ZN7. (a) Microestructura en bloques subangular, con distribución relacionada c/F porfírica abierta y revestimientos de arcilla iluviada (PPL, en hor. 3Btg1). (b) Mismo campo en XLP. Nótese los huecos planares y la poroestría. (c) Fragmento de roca basáltica, con inclusiones, fuertemente intemperizada; nótese la sustitución de Fe/Mn (PPL, en hor.3Btg2). (d) Revestimientos de arcilla transparente marrón-amarilla (fase 1, más vieja de), revestimientos de arcilla impura parcialmente orientada con material más grande que la arcilla (fase 2 más joven), fragmentada por presión (PPL, en hor. 3Btg2). (e) Mismo campo en XLP, flechas blancas apuntan el límite entre la fase 1 y 2.

En el horizonte 2AB, la matriz está rota por cavidades, pero no interconectada, con algunos canales y cámaras. La microestructura predominante es en cavidades y en canales y es aparente la presencia de agregados no separados. En 2B, los agregados están no acomodados-parcialmente acomodados mostrando una microestructura granular y en bloques subangular, de desarrollo débil. En 2B los huecos son más frecuentes que en 2AB, y los canales con cámaras y los huecos planares están conectados (Figura 4.9h).

En ambos horizontes se describen frecuentemente nódulos disórticos ferruginosos esferoidales y típicos, a veces rotos, con fuerte impregnación y límites claros (Figuras 4.9d y e); también en los huecos son frecuentes los hiporrevestimientos ferruginosos impregnativos (Figuras 4.9j y k); se encuentran muy pocos rellenos órticos micríticos densos incompletos; y se describen muy frecuentemente fragmentos de revestimientos de arcilla microlaminada (Figura 4.9i).

Los horizontes 3Btg en el perfil ZN7 muestran en algunas partes una contextura birrefringente poroestriada (Figura 4.10b) e indiferenciada en el resto (Figura 4.10e). Los fragmentos de roca se encuentran fuertemente intemperizados (Figura 4c). Los huecos predominantes son planares (Figures 4.10a, b y c), pero también se observan canales y cámaras. Los agregados están acomodados en microestructura de bloques subangulares (Figures 4.10a y b) con moderado desarrollo.

Los edaforrasgos en estos horizontes son abundantes revestimientos de arcilla iluviada. En algunos huecos planares estos revestimientos son de arcilla transparente orientada (Figuras 4.10a y b), pero también se encuentran huecos con complejos formados por revestimientos de arcilla transparente parcialmente microlaminada, de color marrón-amarilla (iluvación de arcilla más vieja, fase 1) y revestimientos de arcilla impura parcialmente orientada y con granos más grandes que la arena, de color marrón-amarilla (iluvación de arcilla más joven, fase 2) (Figuras 4.10d y e). Los rellenos de arcilla iluvial densos e incompletos también son frecuentes. Otros de los edaforrasgos son nódulos órticos ferruginosos típicos con fuerte impregnación y límites difusos muy abundantes y nódulos órticos ferruginosos dendríticos.

El horizonte AB de ZN5 muestra contextura birrefringente granoestriada (Figuras 4.11b y e). Los fragmentos de roca con grado de intemperismo diferente son evidentes, aunque la mayoría de los fragmentos están fuertemente intemperizados y a menudo se encuentran rodeados por revestimientos de arcilla (Figura 4.11a). La cantidad de minerales es menor que en ZN7, y se encuentran concentrados en determinadas zonas.

Los huecos planares son abundantes, tanto como los canales con cámaras (Figura 4.11). Los agregados tienen forma en bloques subangulares (Figura 4.11g) y un grado de desarrollo de microestructura de débil a moderado. Esta lámina delgada muestra una microestructura compuesta ya que también se presenta fisurada y fracturada (Figuras 4.11f y g). Los rasgos más comunes y abundantes son los nódulos disórticos ferruginosos típicos esferoidales, con fuerte impregnación y límite claro. También se encuentran numerosos fragmentos de revestimientos de arcilla microlaminada (Figura 4.11a).

En el horizonte B/2C de ZN5, las diferencias notables con respecto al horizonte suprayacente son la ausencia de fragmentos de revestimientos de arcilla y la presencia de

hiporrevestimientos ferruginosos impregnativos (Figura 4.11c). Los nódulos ferruginosos son típicos, concéntricos y nucléicos (Figura 4.11f). No se encuentran fragmentos de roca.

En los horizontes 2A y 2AB de ZN3 la contextura birrefringente es estriada mostrando incipiente grano y poroestriación (Figura 4.12c). También se encuentran de manera usual algunos agregados esferoidales con contextura birrefringente indiferenciada (Figuras 4.12d y e). Los fragmentos de roca muestran diferentes grados de intemperismo (Figuras 4.12a, b y g). Los minerales son abundantes, similar a ZN7. Predominan los canales con cámaras, pero también

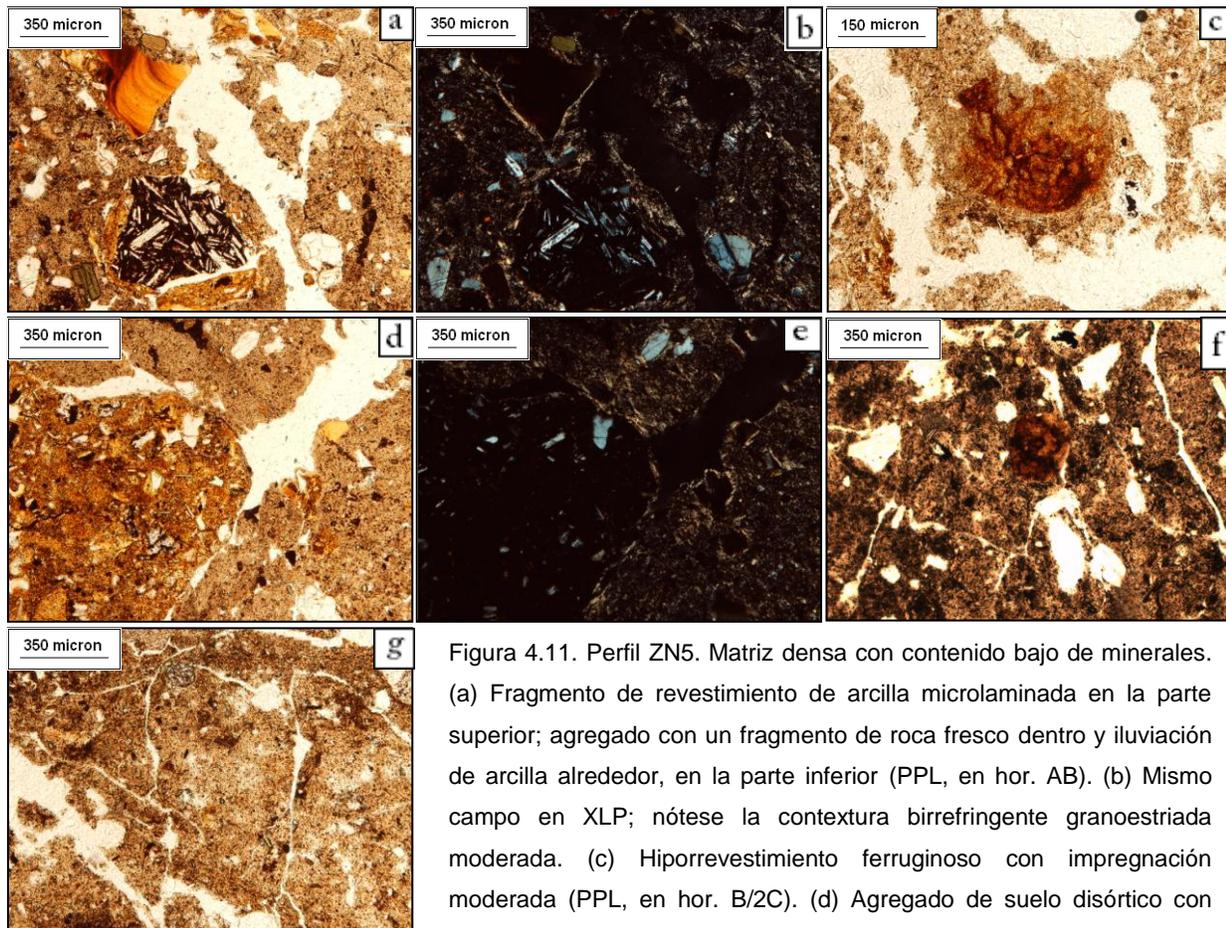


Figura 4.11. Perfil ZN5. Matriz densa con contenido bajo de minerales. (a) Fragmento de revestimiento de arcilla microlaminada en la parte superior; agregado con un fragmento de roca fresco dentro y iluviación de arcilla alrededor, en la parte inferior (PPL, en hor. AB). (b) Mismo campo en XLP; nótese la contextura birrefringente granoestriada moderada. (c) Hiporrevestimiento ferruginoso con impregnación moderada (PPL, en hor. B/2C). (d) Agregado de suelo disórtico con diferente matriz (PPL, en hor. AB). (e) Mismo campo en XLP; Nótese la poroestriación y la contextura birrefringente indiferenciada del agregado. (f) Nódulo ferruginoso concéntrico, con fuerte impregnación y límites claros. Nótese las fisuras (PPL, en hor. B/2C). (g) Huecos planares y fisuras típicas para material vértico (PPL, en hor. B/2C).

se encuentran huecos planares. Los agregados están parcialmente acomodados en forma granular y en bloques subangulares con grado de desarrollo de microestructura de débil a moderado, con algo de microestructura fisurada y fracturada. En la matriz se observan algunos nódulos ferruginosos geodésicos (Figura 4.12j).

Observamos la presencia muy frecuente de nódulos ferruginosos esferoidales típicos (Figuras 4.12a y b), también nódulos concéntricos y nucléicos, la mayoría con fuerte impregnación y límite claro (disórticos). Se describieron frecuentes hiporrevestimientos ferruginosos impregnativos (órticos) (Figura 4.12i); y fragmentos de revestimientos de arcilla microlaminada (sólo en el horizonte 2AB) (Figura 4.12h).

El horizonte 3BC de ZN3 muestra dos zonas diferentes en la lámina delgada. La primera tiene contextura birrefringente indiferenciada con canales y cámaras (Figura 4.12l), en la cual los agregados son en forma granular y no están acomodados, el desarrollo de la microestructura es moderado-fuerte. Se encuentran pocos fragmentos de roca, y estos están fuertemente intemperizados, los edaforasgos descritos son nódulos órticos ferruginosos nucléicos y típicos, la mayoría con fuerte impregnación y límite difuso, hiporrevestimientos impregnativos, y revestimientos de arcilla iluviada microlaminada (Figuras 4.12k y l).

La otra zona muestra contextura birrefringente monoestriada, huecos planares, canales y cámaras. Los agregados son en bloques subangulares con desarrollo de la microestructura moderado. Apenas se encuentran minerales o fragmentos de roca. Los revestimientos de arcilla iluvial tienen una alta birrefringencia y se encuentran abundantes nódulos ferruginosos.

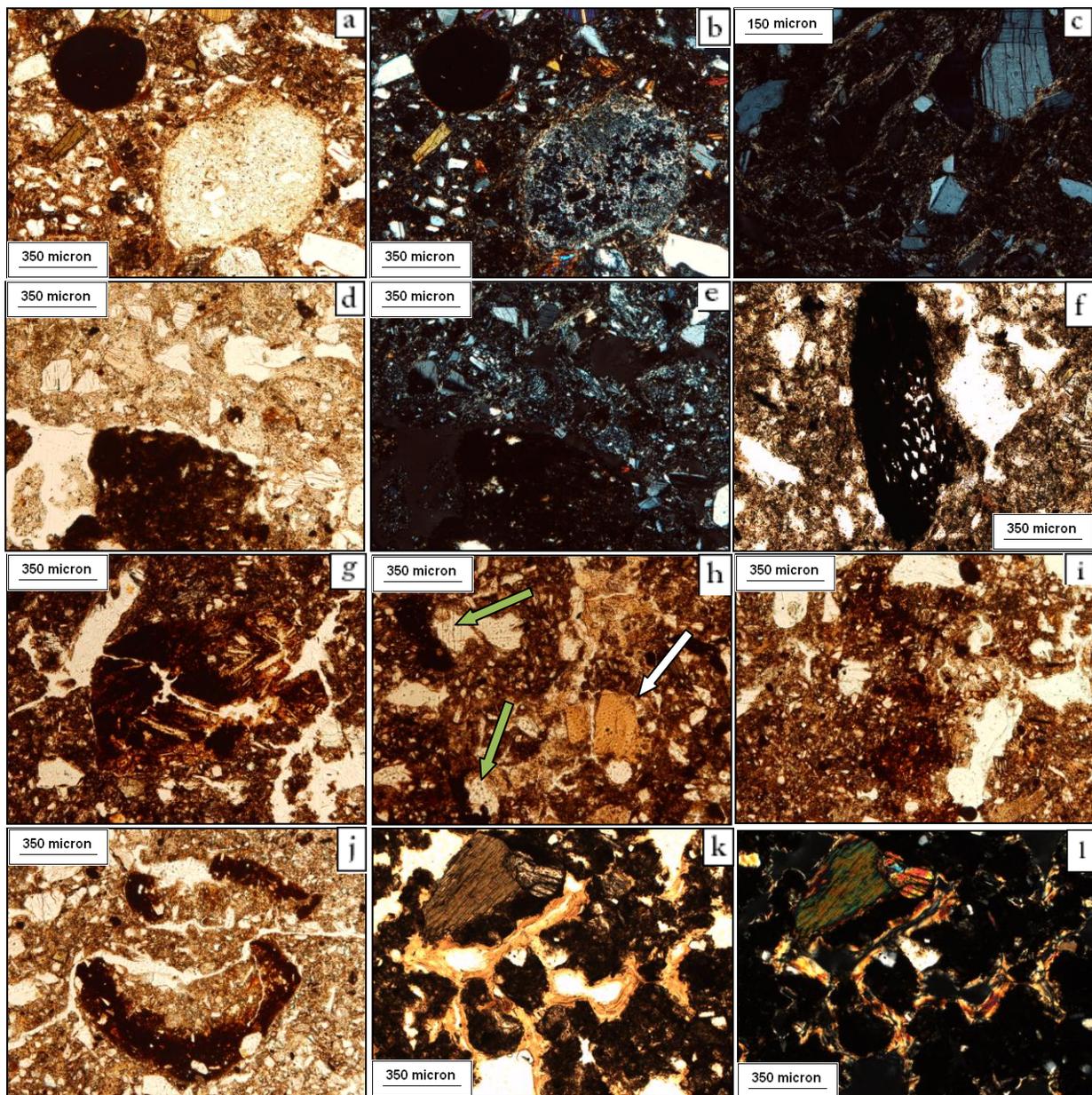


Figura 4.12. Perfil ZN3. (a) Parte superior: Nódulo típico esférico con fuerte impregnación; Parte inferior: Fragmento de pómez intemperizada (PPL en hor. 2A1). (b) Mismo campo en XLP. (c) Contextura birrefringente granoestriada moderadamente desarrollada; nótese las plagioclasas (XLP, en hor. 2A1). (d) Matriz heterogénea con material rico en materia orgánica y contextura birrefringente indiferenciada al lado de material arcilloso con contextura birrefringente estriada aleatoria (PPL, en hor. 2A1). (e) Mismo campo en XLP. (f) Fragmento de carbón. Nótese la estructura celular (PPL, en hor. 2A2). (g) Fragmento de roca fuertemente intemperizado y fragmentado, mostrando sustitución de arcilla y Fe/Mn (PPL, en hor. 2A2). (h) Flechas verdes: Revestimientos de óxidos de Fe/Mn; Flecha blanca: revestimientos de arcilla fragmentada (PPL, en hor. 2AB). (i) Hiporrevestimiento ferruginoso (PPL, en hor. 2AB). (j) Nódulo ferruginoso geodésico fragmentado y desplazado por expansión/contracción (PPL, en hor. 2AB). (k) Iluviación fuerte con arcilla transparente y orientada; anfíbol en la esquina superior izquierda (PPL, en hor. 3BC). (l) Mismo campo en XLP, nótese las fuertes bandas de extinción que indican una buena orientación de las partículas de arcilla.

4.2.2.2. Interpretación de las observaciones y relaciones espaciales

En el capítulo uno se introdujeron brevemente homólogos de los suelos aquí descritos. La micromorfología ha señalado previamente algunos de los rasgos in situ y redepositados en el pedocomplejo del “suelo negro” (Sedov *et al.* 2009). De acuerdo a la Base Referencial de Suelos (IUSS 2006), el poligenético “suelo negro” cumple con los requerimientos taxonómicos para un Cambisol Vértico. Este suelo ha sido estudiado desde diferentes puntos de vista, incluyendo su edad, génesis y potencial agrícola (McClung de Tapia *et al.* 2003, 2005; Gama-Castro *et al.* 2005; Solleiro-Rebolledo *et al.* 2006, 2011; Rivera-Uria *et al.* 2007; Sedov *et al.* 2009, 2010; Sánchez-Pérez *et al.* 2013). Y aunque algunos estudios previos mostraron que en áreas elevadas el “suelo negro” esta normalmente suprayaciendo a los Luvisoles, todavía no se habían estudiado la relación espacial exacta entre el “suelo negro” y los Luvisoles y su variabilidad espacial a lo largo de la laderas de montaña que a continuación se presenta.

El escenario del Valle de Teotihuacán pone de manifiesto la erosión de suelo como una de las formas más duraderas de modificación por actividad humana del paisaje, que también se refleja en la memoria del suelo y puede ser reconocida a través de estudios micromorfológicos del suelo. La posición geomorfológica de los perfiles en el paisaje proporciona información sobre la dinámica de erosión/sedimentación del sitio. Una vez la posición en el paisaje ha sido reconocida, es posible buscar signos de erosión, transporte y deposición de materiales en las láminas delgadas de suelo, los cuales aparecen como características de pedosedimento, tales como, agregados redondeados con contacto abrupto, fragmentos de revestimientos de arcilla microlaminada, microlaminación de materiales y fragmentos de costras (Courty *et al.* 1989).

A pesar de la variabilidad espacial del marcador estratigráfico a lo largo de la toposecuencia, las correlaciones entre las secuencias de suelos de los diferentes perfiles son posibles gracias a la identificación de características macro y micromorfológicas del “suelo negro”.

En el “suelo negro”, las propiedades vérticas de expansión-contracción, pedoturbación y cizallamiento lateral se presentan en diferentes grados de evolución o desarrollo. Las características relevantes son textura arcillosa, estructura en bloques, distribución relacionada c/f porfirica abierta, grietas amplias y profundas, color homogéneo, carbonatos pedogenéticos y óxidos ferruginosos impregnativos.

El grado de estabilidad estructural y la separación de pedos pueden variar según las condiciones de campo. Los pedos o agregados que caen a través de las grietas generan heterogeneidad en la matriz, como zonas más oscuras debido a la acumulación de humus. La matriz densa, como se muestra en algunas figuras micromorfológicas, la distribución relacionada c/f porfírica abierta y los huecos planares son típicos en los suelos Vertisoles. El material grueso o nódulos están fragmentados por el comportamiento de expansión-contracción del suelo a medida que aumenta la profundidad.

Macromorfológicamente el color del Luvisol (horizontes Bt) y el suelo con propiedades vérticas es diferente. En cambio, en las láminas delgadas el color de la matriz de ambos es similar, marrón rojizo, lo que podría resultar del clima semiárido y del material parental (Kovda y Mermut 2010).

Un signo de propiedad vértica es la contextura birrefringente estriada, que se da gracias a la reorientación y alineamiento de los campos de arcilla. La expresión de la estriación difiere de perfil a perfil, y esto puede estar asociado con diferencias en el desarrollo (a menor desarrollo menor estriación), con una alta cantidad de materia orgánica que oscurece la matriz y a la vez la estriación, con una marcada estacionalidad en la precipitación, o al material parental basáltico (Kovda y Mermut 2010). Los procesos de expansión-contracción son menos evidentes en presencia de calcita micrítica, lo que puede explicar la débil estriación en la contextura birrefringente observada en ZN7, donde se describieron revestimientos micríticos.

Los edaforrasgos, tales como nódulos impregnativos de Fe/Mn son típicos para este tipo de suelos. Los nódulos concéntricos en particular han sido reportados en regímenes húmedos con ciclos repetidos de estaciones húmedas/secas (Kovda y Mermut 2010).

En el Luvisol, los edaforrasgos incluyen revestimientos de arcilla iluviada y abundantes nódulos ferruginosos órticos. Algunos de los revestimientos son de arcilla transparentes con bandas de extinción fuertes, lo cual indica procesos de iluviación fuerte y puros. También se encuentran revestimientos de arcilla impura, con material más grueso que la arcilla, moderadamente clasificados y normalmente con orientación paralela débil. Los revestimientos observados reflejan diferentes fases de formación, una fase inicial con arcilla transparente y una segunda fase con arcilla impura o material más grueso que la arcilla. La última está relacionada con flujos turbulentos superficiales y alta concentración de material suspendido. Todos estos

revestimientos cubren huecos planares y canales. También se observan algunos rellenos de arcilla.

Los dos tipos de suelo (el Luvisol y el “suelo negro”) indican edafogénesis bajo condiciones ambientales diferentes. El Luvisol inicialmente se desarrolló bajo condiciones climáticas húmedas, y el subsecuente “suelo negro” bajo un clima semiárido estacional.

De manera similar a los microrrasgos identificados por Courty *et al.* (1989) en sedimentos, en general en el “suelo negro” los rasgos identificados indican material translocado en la ladera como: fragmentos de revestimientos de arcilla, nódulos ferruginosos disórticos y fracturados, nódulos ferruginosos disórticos típicos con límites abruptos, agregados redondeados compuestos de material derivado de otros horizontes de suelo o con fuertes diferencias al de la matriz donde se encuentran, fragmentos de roca poco intemperizados coexistiendo con fragmentos de roca fuertemente intemperizados o restos de pómez con bordes de intemperismo y sustitución de arcilla y Fe/Mn, y distribución heterogénea de los fragmentos de carbón.

Los horizontes Bt del Luvisol se asocian con un grado avanzado de intemperismo, donde normalmente los minerales y las rocas están fuertemente alterados. En los horizontes vérticos, la presencia en la misma matriz de fragmentos de pómez fuertemente intemperizada y componentes minerales gruesos menos intemperizados son evidencias de eventos de transporte.

Muchos de los fragmentos de revestimientos encontrados en la matriz tienen débil birrefringencia. Por una parte, Gutiérrez-Castorena y Effland (2010) sostienen que tales rasgos provienen de ópalo, que se desarrollan como revestimientos microlaminados en duripanes, en materiales volcánicos. Por otra parte, Sedov *et al.* (2003) defienden la idea de que los revestimientos son de arcilla, en particular haloisita, la cual tienen débil birrefringencia y no se orienta adecuadamente durante la iluviación. Sin importar el origen, estos fragmentos indican erosión.

Aunque reconocemos que los nódulos impregnativos pueden desarrollar límites abruptos y claros en algunos suelos con propiedades vérticas, la presencia de una amplia variedad de rasgos mencionados más arriba indica la translocación de material con evidencia de pedogénesis previa.

De acuerdo con los estudios de las etapas de evolución del paisaje en el Cuaternario Tardío en el Valle de Teotihuacán (Solleiro-Rebolledo *et al.* 2011), la erosión y la depositación en las partes altas, asociadas con un incremento substancial de la sedimentación en las partes más bajas del paisaje, podría haber ocurrido alrededor de la transición entre el Pleistoceno y el Holoceno (16,000-9,000 años AP), como resultado del cambio de clima y el incremento de la actividad volcánica. El paisaje se volvió inestable promoviendo la sedimentación sobre la pedogénesis, por lo que los Luvisoles fueron parcialmente erosionados y su material se depositó en las laderas bajas de la montaña.

En suma, el análisis micromorfológico de tres perfiles de la catena Zacatlán indica lo siguiente:

- a) El “suelo negro” presenta propiedades vérticas de expansión-contracción, pedoturbación y cizallamiento lateral, sus características más relevantes son textura arcillosa, estructura en bloques, distribución relacionada c/f porfírica abierta, grietas amplias y profundas, color homogéneo, carbonatos pedogenéticos y óxidos ferruginosos impregnativos.
- b) Los microrrasgos de material translocado identificados en el “suelo negro” son: fragmentos de revestimientos de arcilla, nódulos ferruginosos disórticos y fracturados, nódulos ferruginosos disórticos típicos con límites abruptos, agregados redondeados compuestos de material derivado de otros horizontes de suelo o con fuertes diferencias al de la matriz donde se encuentran, fragmentos de roca poco intemperizados coexistiendo con fragmentos de roca fuertemente intemperizados o restos de pómez con bordes de intemperismo y sustitución de arcilla y Fe/Mn, y distribución heterogénea de los fragmentos de carbón.
- c) Los edaforrasgos del Luvisol son revestimientos de arcilla iluviada (mostrando diferentes fases) y abundantes nódulos ferruginosos órticos. También se observan algunos rellenos de arcilla.
- d) La edafogénesis del Luvisol y el “suelo negro” fueron bajo condiciones ambientales diferentes.

- e) La identificación de las características micromorfológicas del marcador estratigráfico “suelo negro”, aun existiendo variabilidad espacial, permite correlacionar perfiles de una toposecuencia.

4.3. Dinámica del paisaje durante el Holoceno Tardío en el Valle de Teotihuacán

4.3.1. Dinámica de ocupación de los asentamientos

Con el objetivo de saber cómo influyó la dinámica de ocupación y asentamientos a las catenas Zacatlán y Cedazo se realizó una síntesis de la recopilación sobre la información arqueológica disponible de los asentamientos prehispánicos en el Valle de Teotihuacán realizada por Gorenflo y Sanders (2007). La información se basa en los proyectos liderados por William Sanders desde 1960 hasta el 1975, que presentaron evidencias de ocupación desde el Periodo Formativo Temprano (1050-900 a. C.) hasta el Periodo Azteca Tardío (1400-1519 d. C.).

Para el Periodo Formativo (1050-150 a. C.) se localizaron asentamientos dispersos a menos de 3 km de distancia de las catenas Zacatlán y Cedazo en forma de trazas de ocupación y poblados, y en menor medida en forma de pequeñas aldeas nucleadas. Durante el Periodo Formativo Tardío (500-300 a. C.) se registró una traza de ocupación en el sitio de ZN3, y un poblado en el sitio de CZ4.

Durante el Periodo Teotihuacano (150-650 d. C.) la densidad de población sufrió un incremento sustancial en la ladera norte del Cerro Gordo (fuera de nuestro área de estudio), demostrado por los restos arqueológicos de poblados y pequeñas y grandes aldeas nucleadas. La proximidad entre estos asentamientos y la catena Zacatlán sugiere una alta probabilidad de que zonas de la ladera con menos pendiente, y caracterizadas en algunos perfiles de la catena Zacatlán, pudieran haber servido como zonas agrícolas para los asentamientos referidos a los restos arqueológicos. Estos registros concuerdan con los fragmentos de cerámica estudiados en este proyecto, en los cuales la Fase Xolalpan (400-500 d. C.) y la Fase Metepec (500-600/650 d. C.) están representadas en la ladera media y el piedemonte coluvial de la catena Zacatlán. Los sitios de la catena Cedazo no experimentan este incremento de la población. Aunque se identificaron trazas de ocupación y poblados, no se reconocieron fragmentos de cerámica en las muestras identificadas.

Para la Fase Tolteca Temprano (750-1000 d. C.) las áreas previamente ocupadas (cerca de las catenas) registraron un abandono de la población. Esto probablemente afectó

significativamente al paisaje debido a un cambio de uso de suelo (supuestamente de agrícola a forestal o vegetación leñosa, arbustal y arbórea, mediante una restauración natural), el cual se traduce en un incremento de la erosión del suelo en las primeras etapas después del abandono debido a una falta de manejo agrícola. Se identificaron fragmentos de cerámica correspondientes a la Fase Coyotlatelco (600/650-800/900 d. C.) en la terraza aluvial de la catena Cedazo. También se reconocieron fragmentos de cerámica correspondientes a la Fase Mazapa (900-1100 d. C.) en todas las unidades geomorfológicas de ambas catenas, a excepción de la geoforma de ladera de Cedazo. Durante el Periodo Tolteca (1000-1150 d. C.) los asentamientos fueron reintroducidos en los sitios de las catenas de Zacatlán y Cedazo esta vez más dispersos y en términos de poblados o de naturaleza desconocida.

De forma similar a la Fase Tolteca Temprano, en la Fase Azteca Temprano (1100-1325 d. C.) no se registraron asentamientos cerca de las catenas, lo cual sugiere un abandono y cambio de uso de suelo, aumentando la erosión, como posiblemente ocurrió en la Fase Tolteca Temprano. Durante la Fase Azteca Tardío (1325-1520 d. C.), inmediatamente anterior al comienzo de la Colonia, las áreas alrededor de las catenas sufrieron un resurgimiento en la población, en forma de aldeas nucleadas pequeñas y grandes. Una vez más, los registros concuerdan con los fragmentos de cerámica analizados. Los fragmentos correspondientes a la Fase Periodo Azteca Tardío componen la mayoría de los fragmentos registrados, juntos con los correspondientes al Periodo Colonial, esto es debido a la alta densidad de población, pero también a la proximidad en el tiempo, y por lo tanto a una mejor conservación de los mismos.

Del Periodo Colonial (1521-1810 d. C.) existen pocos estudios sobre densidad de población y asentamientos (Gibson 1964; Jones 1980; Evans 1985). Gibson (1964) reportó una caída drástica en la población del Valle de Mexico, de hasta el 95% hacia el final del siglo XVI, causada por enfermedades, viruela y sarampión como de las más importantes. A partir de esta disminución en la población, la relación entre el suelo y el hombre se modificó, provocando un impacto en el paisaje, debido al abandono de los campos agrícolas y el desplazamiento hacia zonas más bajas. Esta dinámica deriva de la política Colonial de congregación, a través de la cual se concentraron los habitantes (sobrevivientes de las enfermedades) en asentamientos, dejando abandonadas otras comunidades y sus tierras. Las haciendas, las primeras unidades económicas coloniales, aparecieron en el siglo XVI, y en el siglo XVII se convirtieron en los elementos predominantes para la agricultura del Valle de Teotihuacán. Algunas de las haciendas más importantes del área de estudio son Zuapayuca y San Juan Tlacateopan, ambas

de tradición mezcalera o pulquera. Los fragmentos cerámicos de estos tiempos están ampliamente representados en las muestras identificadas.

4.3.2. Fases erosivas, temporalidad y causas probables

Existen varias investigaciones geoarqueológicas de áreas circundantes o del mismo Valle de Teotihuacán, de las que se puede extraer información interesante para este estudio y establecer relaciones espaciales. En la tabla 4.6 se muestra un resumen ordenado por proximidad al área de estudio de las fases erosivas y sus posibles causas. Por orden cronológico, los autores y las fases descritas por ellos se pueden asociar en los siguientes grupos.

- Cordova *et al.* (1997) identificaron una fase de erosión intensa entre el 500 y 1000 d. C. Fisher *et al.* (2003) reconocieron el mismo intervalo, pero con una duración menor, desde el 665 d. C. hasta el 775 d. C. O'Hara *et al.* (1993) también reportaron una fase erosiva, la cual duró hasta el 800 d. C., pero iniciando en el 500 a. C.

- Heine (2003), Borejsza *et al.* (2008) y McClung de Tapia *et al.* (2005) coinciden ligeramente en una fase erosiva que para Heine empezó en el 700 a. C., para Borejsza empezó en el 100 a. C., y para McClung de Tapia empezó en el 0 d. C. Pero todos ellos concuerdan en que esta fase duró hasta tiempo prehispánicos. Heine y Borejsza sitúan su final hacia el 100 d. C. y McClung de Tapia hacia el 500 d. C.

- O'Hara *et al.* (1993), McAuliffe *et al.* (2001), Heine (2003), McClung de Tapia *et al.* (2003) y Borejsza *et al.* (2008) coinciden en el inicio de una etapa erosiva hacia el 1000 d. C.; McClung de Tapia sitúa su final en el 1500 d. C. y O'Hara plantea que todavía esta activa.

- Cordova *et al.* (1997), Fisher *et al.* (2003) y Heine (2003) coinciden sobre el inicio de otra fase erosiva en el 1500-1600 d. C.

- El último periodo reportado fue por Heine (2003) en el 1900 d. C.

Autor	Fases erosivas	Posibles causas de los procesos/cambios observados	Área de estudio
McClung <i>et al.</i> 2005	0 – 500 d. C. 1000 – 1500 d. C.	- Agricultura y deforestación intensiva	Valle de Teotihuacán
Córdova <i>et al.</i> 1997	500 – 1000 d. C. 1600's d. C.	- Transición de asentamientos dispersos a nucleados - Disminución de la población	Texcoco
Borejsza <i>et al.</i> 2008	100 a. C – 100 d. C. 1000 d. C.	- Deforestación y modificación de las laderas con propósitos agrícolas - Condiciones climáticas áridas	Tlaxcala
Heine 2003	700 a. C. – 100 d. C. 1000 d. C. 1650 d. C. 1900 d. C.	- Cambio de uso de suelo relacionado a actividades humanas - Disminución de la población - No debido a condiciones climáticas	Puebla-Tlaxcala
McAuliffe <i>et al.</i> 2001	1100 d. C.	- Agricultura prehispánica - Colapso agrícola - Abandono de tierras	Valle de Tehuacán
Metcalfe <i>et al.</i> 2000	500 a. C. – 800 d. C. 1100 d. C. – Presente	- Asentamientos prehispánicos - Introducción de la agricultura sedentaria - Fluctuaciones climáticas a más aridez	Lago Patzcuaro y otros lagos de Michoacán y Guanajuato
Fisher <i>et al.</i> 2009	665 – 775 d. C. 1521 d. C.	- Asentamientos prehispánicos - Conquista española e introducción de enfermedades - Disminución de la población	Lago Patzcuaro

Tabla 4.6. Estudios geoarqueológicos relevantes en el centro de México sobre dinámica del paisaje (agricultura, cambios de uso de suelo, cambios demográficos, clima y erosión).

De acuerdo a las diferentes causas propuestas por los autores, se ha aceptado la dificultad para diferenciar entre cambios en la dinámica geomórfica debidos a causas antrópicas o cambios climáticos. García (1974), Therrell *et al.* (2002), Stahle *et al.* (2009, 2011), Enfield *et al.* (2007), Metcalfe *et al.* (2010), y Lachniet *et al.* (2012) investigaron la variabilidad climática del holoceno Tardío en el centro de México a través de diferentes técnicas. La tabla 4.7, muestra de manera esquemática los periodos de sequía propuestos por los autores mencionados, para las épocas prehispánica y colonial, sin tener en cuenta las diversas metodologías empleadas.

Siglos	Garcia 1974	Therrell 2006	Stahle et al. 2007	Enfield 2007	Metcalfe 2010	Stahle et al. 2011	Lachniet 2012
I							
II							
III							
IV							
V							
VI							
VII							
VIII							
IX							
X							
XI							
XII							
XIII							
XIV							
XV							
XVI							
XVII							
XVIII							
XIX							
XX							

Tabla 4.7. Periodos de sequia reportados para el centro de México por diferentes autores, sin tener en cuenta las metodologías utilizadas para la obtención de los resultados.

Nuestros resultados coinciden con el hecho de que las causas que han provocado los eventos de erosión han podido ser de índole muy variada, y por otra parte que ha existido más de una etapa erosiva, aunque solo la última mostró cantidades catastróficas de pedosedimento erosionado desde partes más altas y redepositado en la planicie aluvial.

A partir de las fechas obtenidas mediante radiocarbono en los pedestales relictos que representan los perfiles ZN7 y ZN9 (Tabla 4.5) sabemos:

- a. Que el SPV de ZN7 ya estaba en 1476-1647 d. C.
- b. Que los horizontes coluviales que cubren al SPV se depositaron uno entre 1476-1647 d. C. (finales del s. XV a mediados del s. XVII) y el siguiente alrededor de 1950 d. C.
- c. Que la erosión de los pedestales fue posterior a 1950 d. C. (mediados del s. XX)

A partir de las fechas obtenidas mediante radiocarbono en el perfil SP (Tabla 4.5) de la transición entre piedemonte coluvial y planicie aluvial, sabemos:

- d. Que el SPV de SP fue enterrado antes de 1293-1412 d. C. (~ s. XIV).

- e. Que el horizonte fechado a 128 cm ya había sido depositado en 1293-1412 d. C. (~ s. XIV).
- f. Que el horizonte fechado a 122 cm ya había sido depositado en 1478-1666 d. C. (s. XV-XVII).

A partir de las cerámicas identificadas correspondientes a la catena Zacatlán sabemos:

- g. Que los horizontes superficiales coluviales del piedemonte coluvial ya existían durante la Fase Metepec (500-600/650 d. C.).

A partir de las cerámicas identificadas correspondientes a la catena Cedazo sabemos:

- h. Que el horizonte coluvial que muestra el piedemonte coluvial en superficie ya existía en la Fase Mazapa (900-1100 d. C.).
- i. Que la cuña que muestra el perfil CZ2 de la pared del canal ya existía durante la Fase Coyotlatelco (600/650-800/900 d. C.).

Con la información anterior deducimos la siguiente cronología de eventos erosivos (Tabla 4.8):

1. Un evento erosivo que dejó 25 cm de material coluvial en los piedemontes proveniente de las laderas de la catena Zacatlán antes del siglo VI-VII (Perfil asociado: ZN3).
2. Un evento erosivo, como mínimo, en la cuenca aguas arriba de El Cedazo, que resultó en la depositación de la cuña con sedimento en el actual borde de la barranca, ocurrido antes del siglo VII-IX/X (Perfil asociado: CZ2).
3. Un evento erosivo en la ladera del lomerío de El Cedazo y que resultó en una capa de ~25 cm depositada en el piedemonte coluvial ocurrido antes del siglo X-XII (Perfil asociado: CZ1).
4. Un evento erosivo antes del siglo XIV que sepultó el SPV de la planicie aluvial. En esta época se registran varias sequías, y la dinámica de asentamientos reporta fluctuaciones moderadas, por lo que éstas podrían ser las causas probables para este evento (Perfil asociado: SP).
5. Un evento erosivo entre el siglo XIV y el siglo XV-XVII que depositó varios cm de material (dependiendo de la posición en el paisaje). Este evento se sitúa

mayoritariamente dentro del final del Periodo Azteca Temprano (1150-1400 d. C.), Periodo Azteca Tardío (1400-1519 d. C.) y Periodo Colonial (1521-1700 d. C), donde se registran grandes fluctuaciones en la densidad de población y dinámica de asentamientos. Primero se da una disminución en la densidad de población debido a un abandono de la zona durante el Periodo Azteca Temprano, seguida por un gran resurgimiento en el Periodo Azteca Tardío, continuado por una drástica disminución en el Periodo Colonial. Además, diversos autores reportan diversas sequías para el rango de este periodo (Perfil asociado: SP).

6. Al menos un evento erosivo posterior al siglo XV-XVII que produjo ~1 m de espesor de material, y produciendo la superficie actual del suelo. Este evento coincide muy probablemente con el Periodo Colonial y puede atribuirse a las causas anteriormente comentadas (Perfil asociado: SP).
7. Un evento erosivo que produce de 20 a 80 cm de material (dependiendo la posición en el paisaje) que proviene de partes altas y se deposita en partes medias-bajas del paisaje, que se produce entre el siglo XVI y XX (después del inicio de la Colonia). Entre las posibles causas se encuentran la congregación de los asentamientos, la disminución de la densidad de población por enfermedades, y diversas sequías reportadas en el transcurso de estos siglos (Perfiles asociados: ZN7 y ZN9).
8. Un evento erosivo acelerado y muy intenso en las laderas medias de la catena Zacatlán erosionando hasta 2 metros de profundidad de suelo, asociado a depositación en las partes más bajas del paisaje (final de piedemontes coluviales, planicie aluvial), y que se produjo después de la segunda mitad del siglo XX. Las razones más plausibles se encuentran en los factores socioeconómicos que pudieron afectar a la densidad de población y periodos muy secos reportados por la bibliografía (Perfiles asociados: ZN7 y ZN9).

Cabría la posibilidad de que los ocho eventos erosivos descritos sean en sí eventos independientes en el tiempo, pero también cabe la posibilidad de que algunos de ellos se refieran al mismo evento. De los eventos numerados como 4, 5, 7 y 8 (Tabla 4.8) existe alta probabilidad, pues sus evidencias son robustas y están bien definidos en un intervalo de tiempo, a excepción del evento 4 que únicamente se basa en una fecha mínima. Los eventos numerados como 1, 2, 3 y 6 (Tabla 4.8) tienen una fecha mínima o máxima de ocurrencia, pero

no están ubicados dentro de un intervalo, tres de ellos pertenecen a periodos prehispánicos y uno al Periodo Colonial.

En cuanto a las coincidencias, el evento 6 coincide en el tiempo con el evento 5, por lo que podría tratarse de un evento diferente o de una reafirmación de la ocurrencia del evento 5. Los eventos 1, 2 y 3 son coherentes con el evento 4, por lo se puede hacer la misma reflexión que para el caso anterior, estos eventos se describen en ambas catenas con lo cual se infiere un/os evento/s más importantes debido a un alcance espacial mayor.

Evento	Fechamiento	Fecha	Periodo	Perfil asociado
1	Cerámica	anterior a s. VI-VII	Prehispánico	ZN3
2	Cerámica	anterior a s. VII-IX/X	Prehispánico	CZ2
3	Cerámica	anterior a s. X-XII	Prehispánico	CZ1
4	Radiocarbono	anterior a s. XIV	Prehispánico	SP
5	Radiocarbono	entre s. XIV y s. XVI-XVII	Prehispánico-Colonial	SP
6	Radiocarbono	posterior a s. XVI-XVII	Colonial	SP
7	Radiocarbono	entre s. XVI y s. XX	Colonial	ZN7 y ZN9
8	Radiocarbono	posterior a 1950 d. C.	Colonial	ZN7 y ZN9

Tabla 4.8. Eventos de erosión en el Valle de Teotihuacán inferidos a partir de este estudio.

En resumen, como mínimo se describen cuatro eventos de erosión tanto en periodos prehispánicos como en periodos posteriores al inicio de la Colonia. Y como máximo podrían tratarse de ocho eventos diferentes, y en este caso, con mayor ocurrencia durante periodos prehispánicos.

De las causas de los eventos erosivos comentadas anteriormente, la nucleación de asentamientos y la disminución de densidad de población por enfermedades o por factores socioeconómicos tienen en común un cambio de uso de suelo. En este proceso de cambio de uso, el suelo queda desprotegido de la vegetación que lo protegía del desprendimiento de partículas, o en su caso, del manejo que controlaba el riesgo de denudación. Como consecuencia aumenta el riesgo de erosión en las zonas más susceptibles o vulnerables, y aumenta las tasas de sedimentación en zonas medias y bajas del paisaje.

CAPÍTULO 5

5. Resultados y Discusión II

5.1. Erosión hídrica según el modelo RUSLE

Este modelo de predicción de pérdida de suelo, basado en cinco factores que se multiplican, nos proporciona información sobre la erosión real y potencial durante el periodo actual, es decir las condiciones ambientales y topográficas actuales. De la misma manera, la recreación de los cinco factores de la RUSLE basándonos en las condiciones hipotéticas de los Periodos Teotihuacano y Azteca, permite obtener información referente a la pérdida de suelo bajo condiciones diferentes a las actuales, y establecer comparaciones en cuanto a condiciones climáticas, de uso y manejo de suelo y de prácticas de conservación.

5.1.1. Factores del modelo RUSLE

a) Factor R

Periodo actual

Los valores anuales obtenidos de R varían entre 1650 MJ mm/ha hr y 2956 MJ mm/ha hr. Puesto que existe una marcada diferencia entre la cantidad de precipitación recibida en la época de lluvia, que transcurre de mayo a octubre, y la época seca, de noviembre a abril, se calcularon las R para cada una de las estaciones. El valor mínimo de R para la época de lluvia corresponde a 1319 MJ mm/ha hr y el máximo a 2261 MJ mm/ha hr. Mientras que el valor mínimo para la época seca es de 149 MJ mm/ha hr y el máximo es de 266 MJ mm / ha hr.

Según la tabla 5.1, que representa el grado de erosividad de la lluvia, los valores de R obtenidos para la zona de estudio en el periodo anual y húmedo tienen un grado de erosividad mediano. En cambio los valores de la época seca tienen un grado de erosividad muy bajo.

Clase	R (MJ/ha*mm/h)
Muy baja	<500
Baja	500-1000
Mediana	1000-3000
Alta	3000-6000
Muy alta	>6000

Tabla 5.1. Clasificación de rangos típicos de R anual. Fuente: Modificado de Mannaerts (1999).

Las capas creadas para el factor R anual y el factor R para la época de lluvia siguen un patrón similar y con amplias diferencias en comparación con la capa creada para el factor R para la época seca (Figura 5.1).

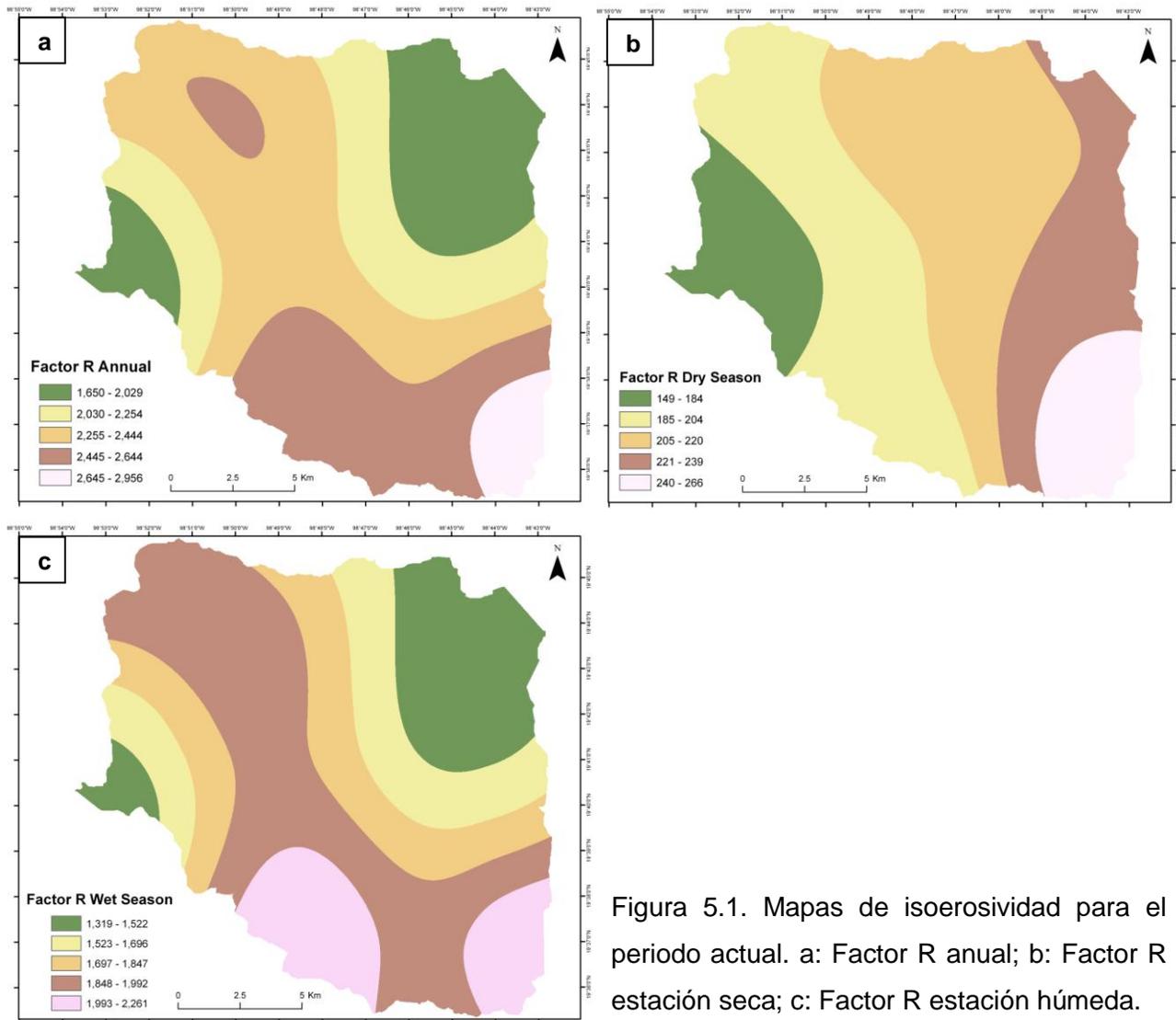


Figura 5.1. Mapas de isoerosividad para el periodo actual. a: Factor R anual; b: Factor R estación seca; c: Factor R estación húmeda.

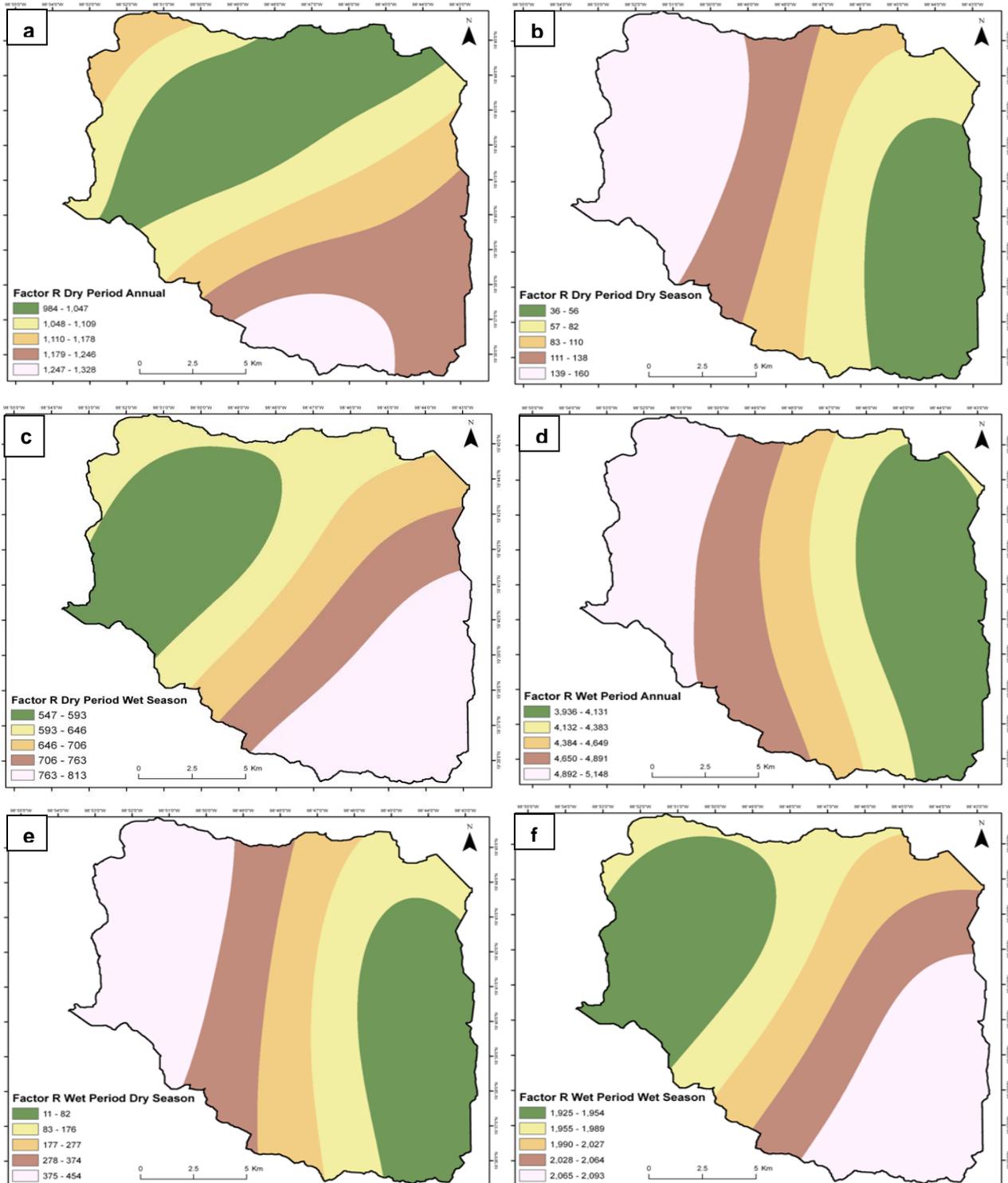


Figura 5.2. Mapas de isoerosividad. Periodos más seco que el actual: a: Factor R anual; b: Factor R estación seca; c: Factor R estación húmeda. Periodos más húmedo que el actual: d: Factor R anual; e: Factor R estación seca; f: Factor R estación húmeda.

Periodo más seco que el actual

La figura 5.2 (a, b y c) muestra que los valores anuales tienen un grado de erosividad baja-mediana, la estación húmeda muestra valores bajos y los valores de erosividad para la estación seca son muy bajos.

Periodo más húmedo que el actual

La figura 5.2 (d, e y f) muestra que los valores anuales tienen un grado de erosividad alto y muy alto, el periodo húmedo muestra valores medios y los valores de erosividad para el periodo seco siguen siendo muy bajos.

a) Factor K

Periodo actual

Se obtuvieron cuatro valores para el área de estudio (Figura 5.3a): 0.020 para las zonas con Feozems Háplicos de textura media y Litosoles de textura media, 0.025 para las zonas con Feozems Háplicos dúricos profundos de textura media, Feozems Háplicos líticos de textura fina, y Vertisoles Crómicos de textura fina, 0.030 para los Feozems Háplicos dúricos de textura media, y 0.060 para las zonas con Cambisoles Crómicos dúricos de textura media.

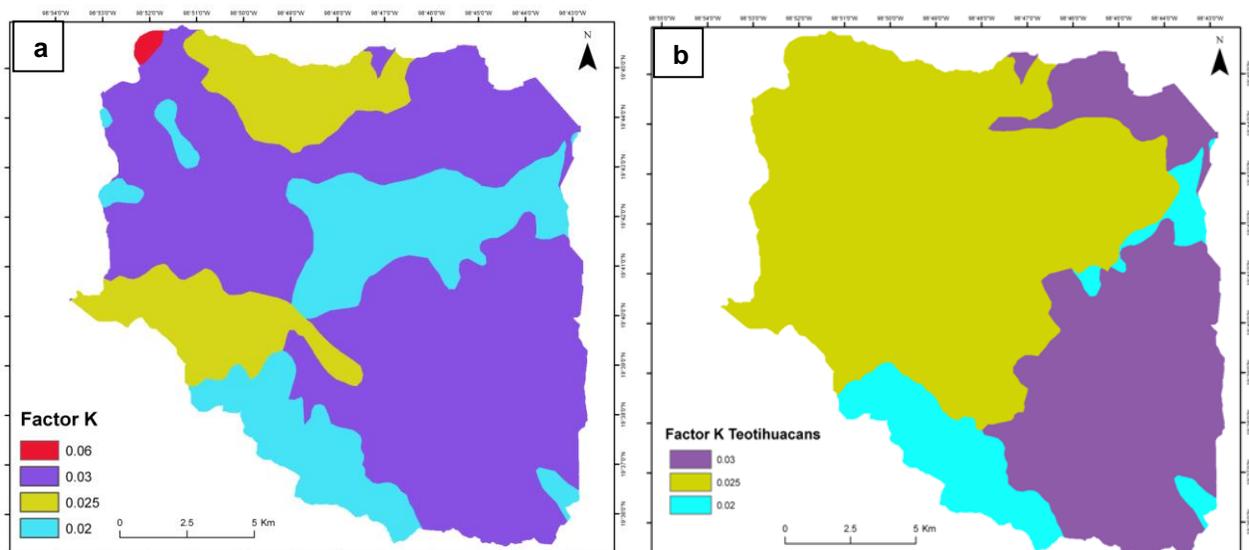


Figura 5.3. Factor K (erodabilidad del suelo) de la RUSLE. a: valores actuales; b: valores del Periodo Teotihuacano.

Los valores más bajos de K representan las unidades que reflejan una mayor resistencia intrínseca a la erosión, haciendo que el factor erodabilidad disminuya, y viceversa para los valores más altos.

Periodo teotihuacano

Se obtuvieron tres valores para el factor de erodabilidad del suelo (Figura 5.3b). Los valores que se presentan son relativamente bajos, con lo que los suelos de este periodo muestran una resistencia intrínseca a la erosión. El valor 0.025 corresponde al área ocupada por el suelo con propiedades vérticas, equiparable al Vertisol Crómico. Y los valores de 0.03 y 0.02 corresponden a los mismos suelos que para el periodo actual.

b) Factor LS

Para el Valle de Teotihuacán el factor de longitud e inclinación de la pendiente varía desde 0.03 hasta 270.13 (Figura 5.4). Los valores bajos predominan en la mayor parte del área de estudio, y los valores altos se concentran principalmente en la parte norte y sur, por lo que se esperan valores de la erosión por el efecto de la pendiente mucho mayores en estas dos áreas.

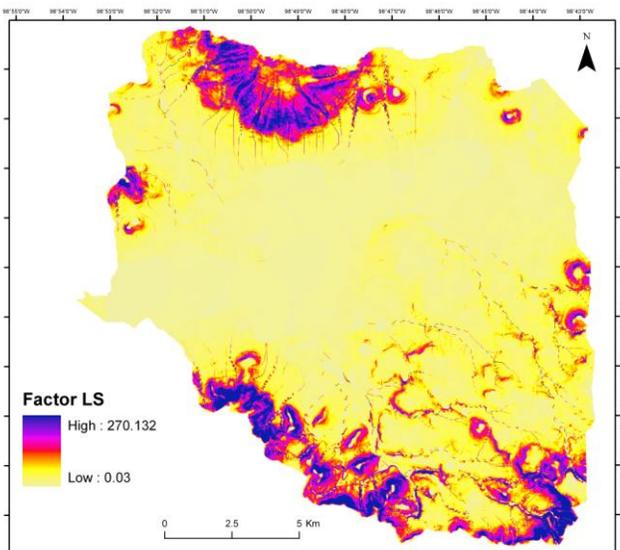


Figura 5.4. Factor LS de la RUSLE para todos los periodos.

c) Factor C

Periodo actual

A partir de los valores C obtenidos mediante la metodología explicada en el capítulo 3 se obtienen las medias ponderadas de los valores de C por municipio, según el uso y la productividad de los cultivos reportadas en los planes municipales. Los valores aplicados al área de estudio son nueve (Tabla 5.2, Figura 5.5a), se observa que los resultados para las zonas agrícolas son similares, por lo que el cultivo o la productividad no tendrá una influencia mayor en el modelo y en la intensidad de la erosión.

Uso	Valor C
Urbano/Zona arqueológica	0
Bosque natural	0.001
Matorral xerófilo perturbado	0.025
Bosque-Matorral Encino	0.044
Tuna	0.4
Agrícola	0.5446
Agrícola	0.5457
Agrícola	0.5462
Agrícola	0.5464

Tabla 5.2. Valores del factor C según uso de suelos. Los diferentes valores agrícolas se deben a medias ponderadas según cultivo, productividad y municipio (ver metodología).

Periodo teotihuacano

La cobertura vegetal en este periodo muestra tres usos diferentes con valores de 0 para la gran urbe de Teotihuacán, 0.001 para las zonas con bosque y vegetación natural y 0.258 para las zonas con agricultura (Figura 5.5b).

Periodo azteca

Los valores para el factor de cobertura vegetal en el Periodo Azteca no difieren de los valores calculados para el Periodo Teotihuacano (Figura 5.5c). La diferencia radica en la distribución, puesto que en el Periodo Azteca los asentamientos están distribuidos en un área mayor, y la agricultura alcanza cotas más altas y ocupa más espacio en el paisaje.

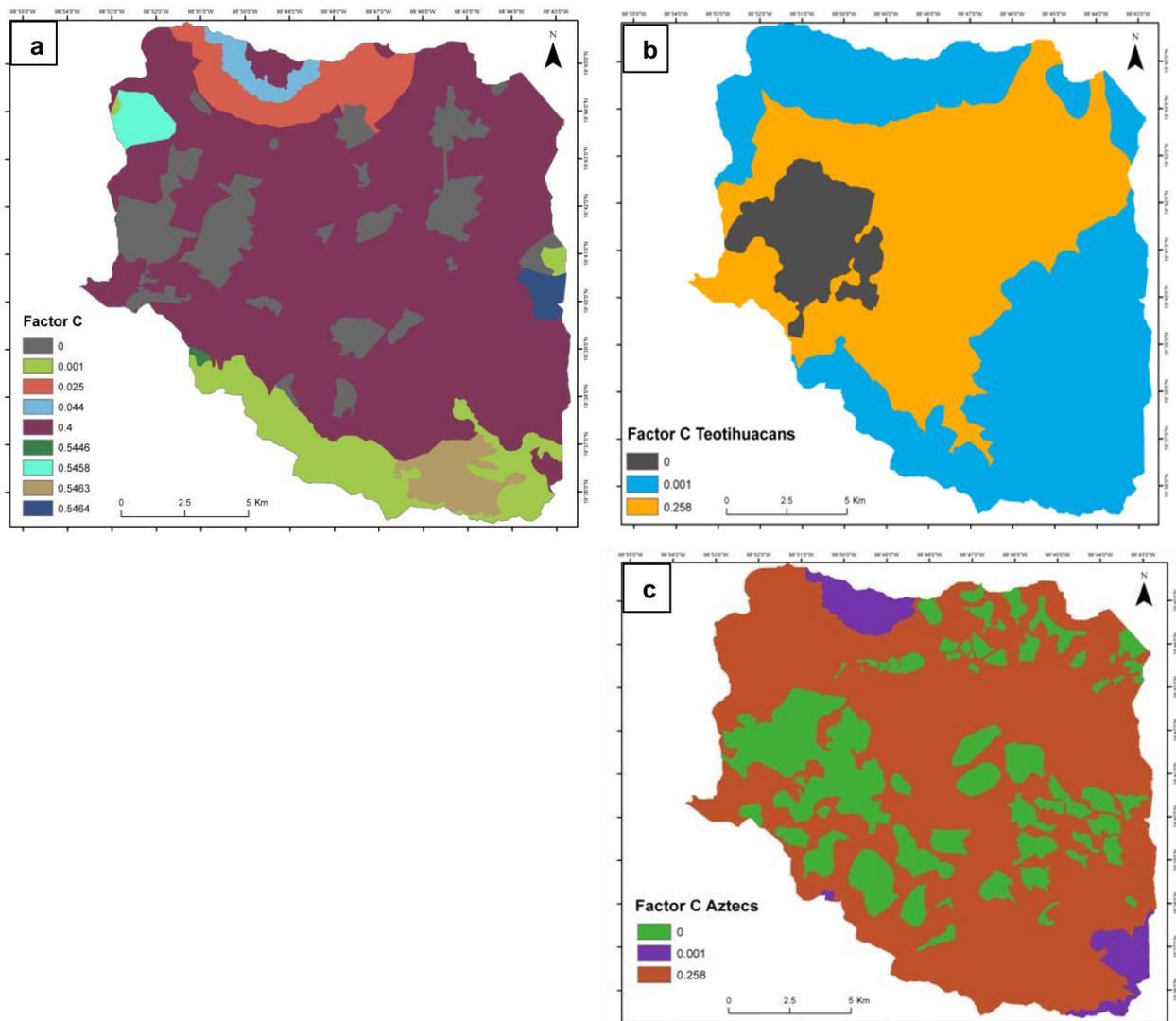


Figura 5.5. Factor C (cobertura vegetal) de la RUSLE. a: valores actuales; b: valores del Periodo Teotihuacano; c: valores del Periodo Azteca.

d) Factor P

Periodo actual

Las terrazas delimitadas en el área de estudio y consideradas como única práctica de conservación del suelo se concentran en la parte sudeste del área de estudio, encontrando algunas dispersas en la parte norte, al pie del Cerro Gordo y lomeríos (Figura 5.6a).

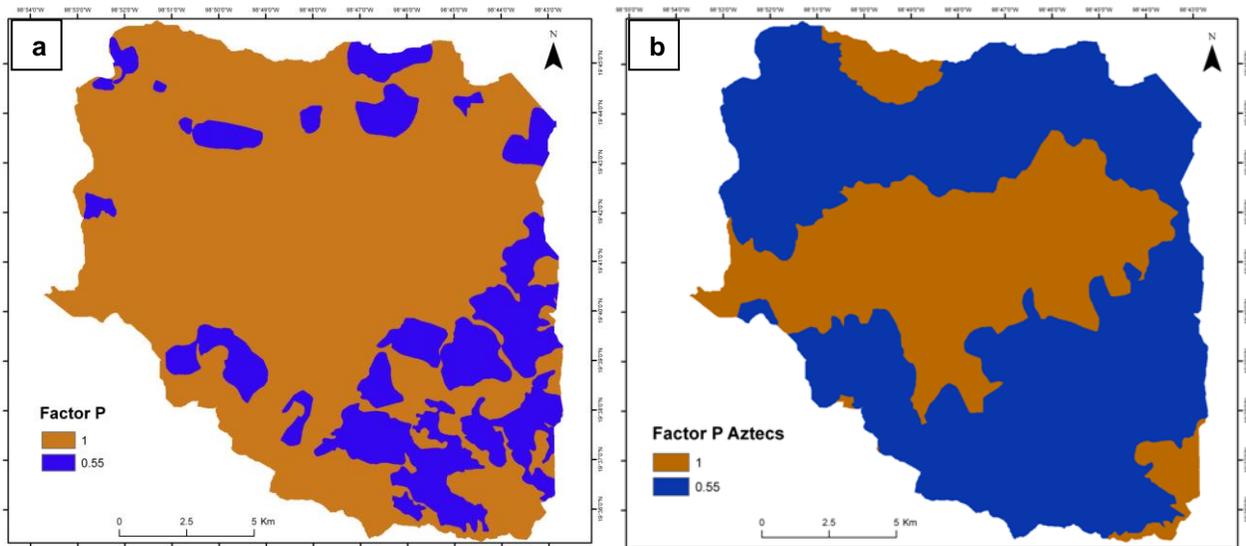


Figura 5.6. Factor P (prácticas de conservación) de la RUSLE. a: valores actuales; b: valores del Periodo Azteca.

Periodo azteca

Del mismo modo que el uso agrícola alcanzó cotas más altas y una mayor distribución debido a la alta densidad de población, también se presume que la mayor parte de las zonas agrícolas comprendidas fuera de la planicie aluvial fueron terraceadas (Figura 5.6b).

5.1.2. Modelación de la pérdida de suelo para el periodo actual, y Periodos Teotihuacano y Azteca

Como se observa en las figuras 5.7 a 5.10, se realizaron las modelaciones de la pérdida de suelo mediante el modelo RUSLE para los siguientes escenarios:

- Periodo actual, representa las condiciones climáticas y antropogénicas actuales.
- Periodo Teotihuacano, con un clima más húmedo que el actual (factor R periodo húmedo) y suelo, uso de suelo y prácticas de conservación (factores K, C y P) para las condiciones teotihuacanas hipotéticas.
- Periodo Azteca húmedo, con un clima más húmedo que el actual (factor R periodo húmedo) y suelo, uso de suelo y prácticas de conservación (factores K, C y P) para las condiciones aztecas hipotéticas.
- Periodo Azteca seco, con un clima más seco que el actual (factor R periodo seco) y suelo, uso de suelo y prácticas de conservación (factores K, C y P) para las condiciones aztecas hipotéticas.

Para cada escenario se obtuvieron los siguientes valores:

- Pérdida de suelo anual (con el factor R de la precipitación media anual).
- Pérdida de suelo en la estación húmeda (con el factor R de la precipitación media para la estación húmeda).
- Pérdida de suelo estación seca (con el factor R de la precipitación media para la estación seca).

De las combinaciones de escenarios aquí propuestos se obtendrá la erosión potencial, la cual tiene en cuenta únicamente los factores R, LS y K, y la erosión real, obtenida a partir de todos los factores, R, LS, K, C y P (Zachar 1982).

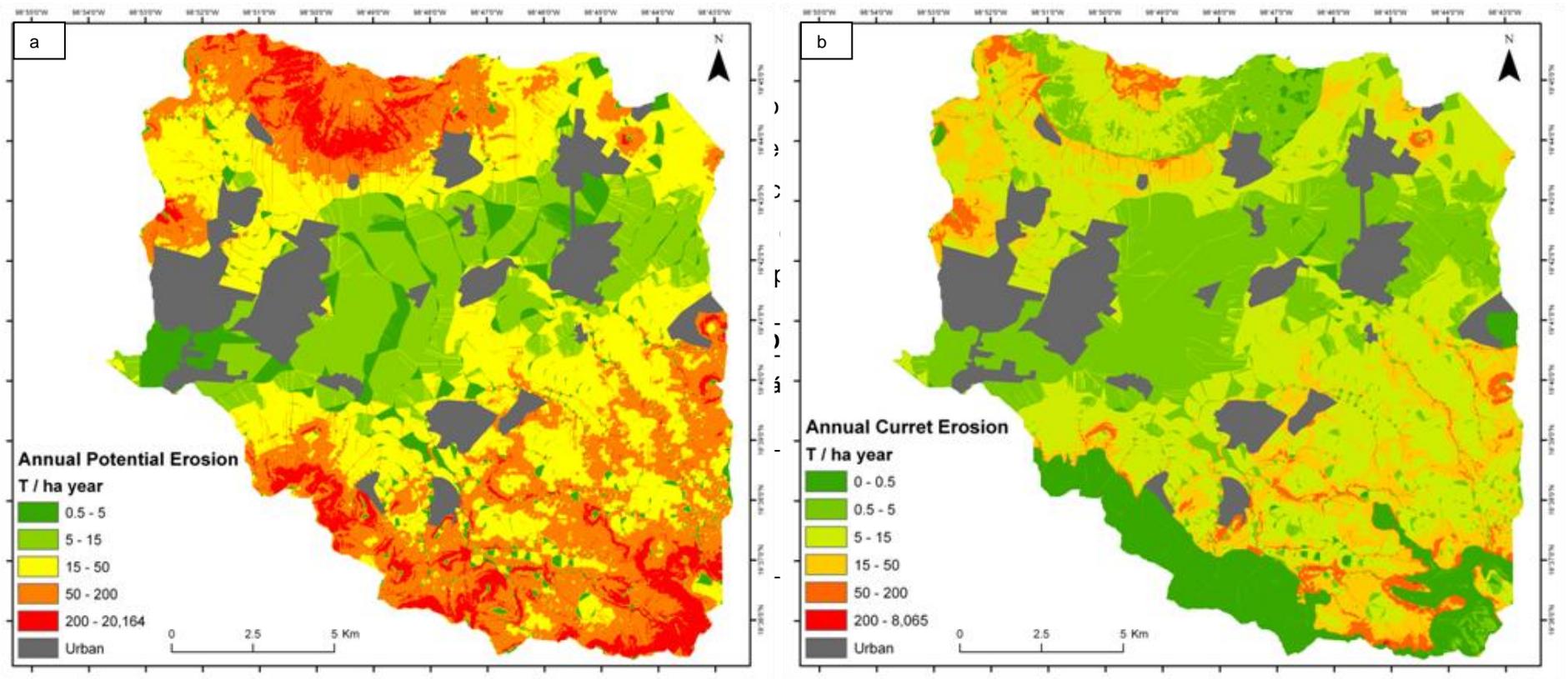


Figura 5.7. Mapas de pérdida de suelo para el periodo actual. a: Erosión potencial anual; b: Erosión real anual.

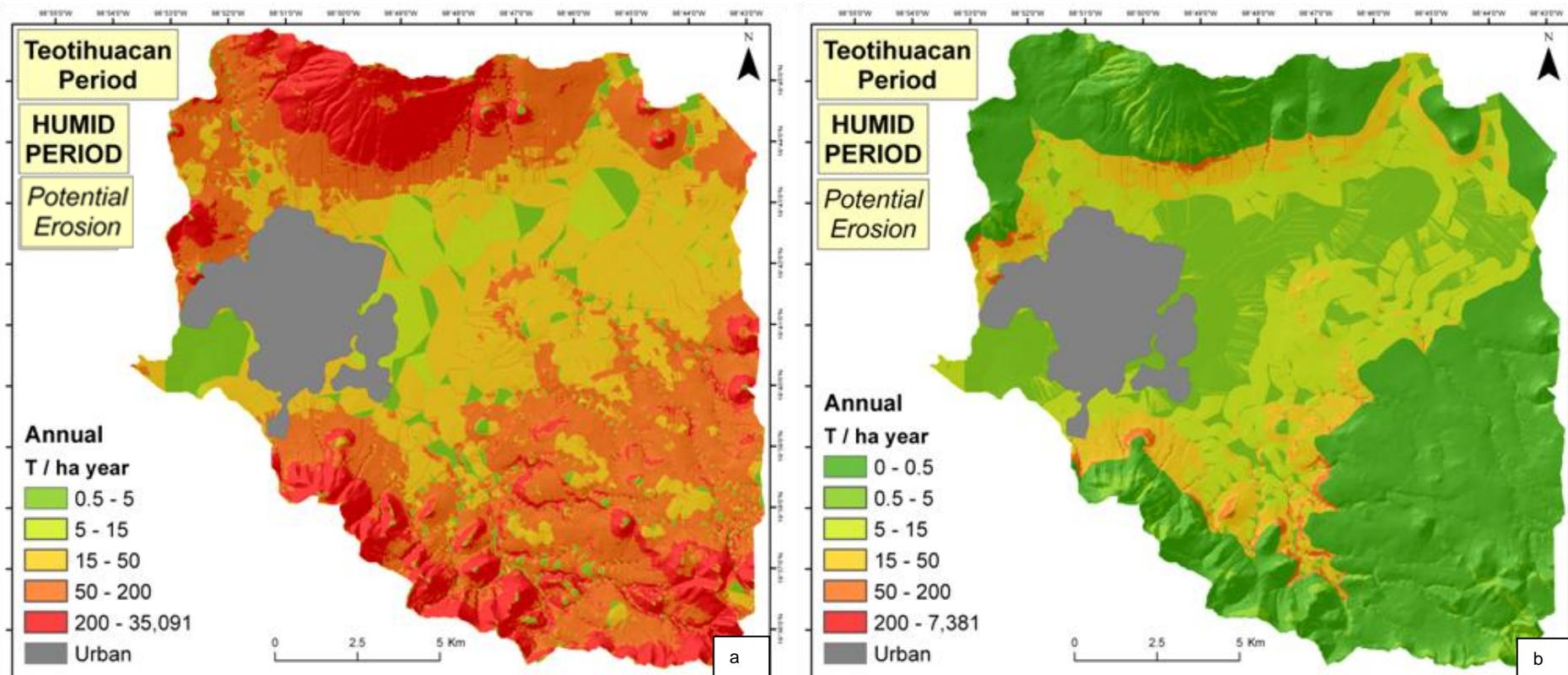


Figura 5.8. Mapas de pérdida de suelo para el Periodo Teotihuacano. a: Erosión potencial anual; b: Erosión real anual.

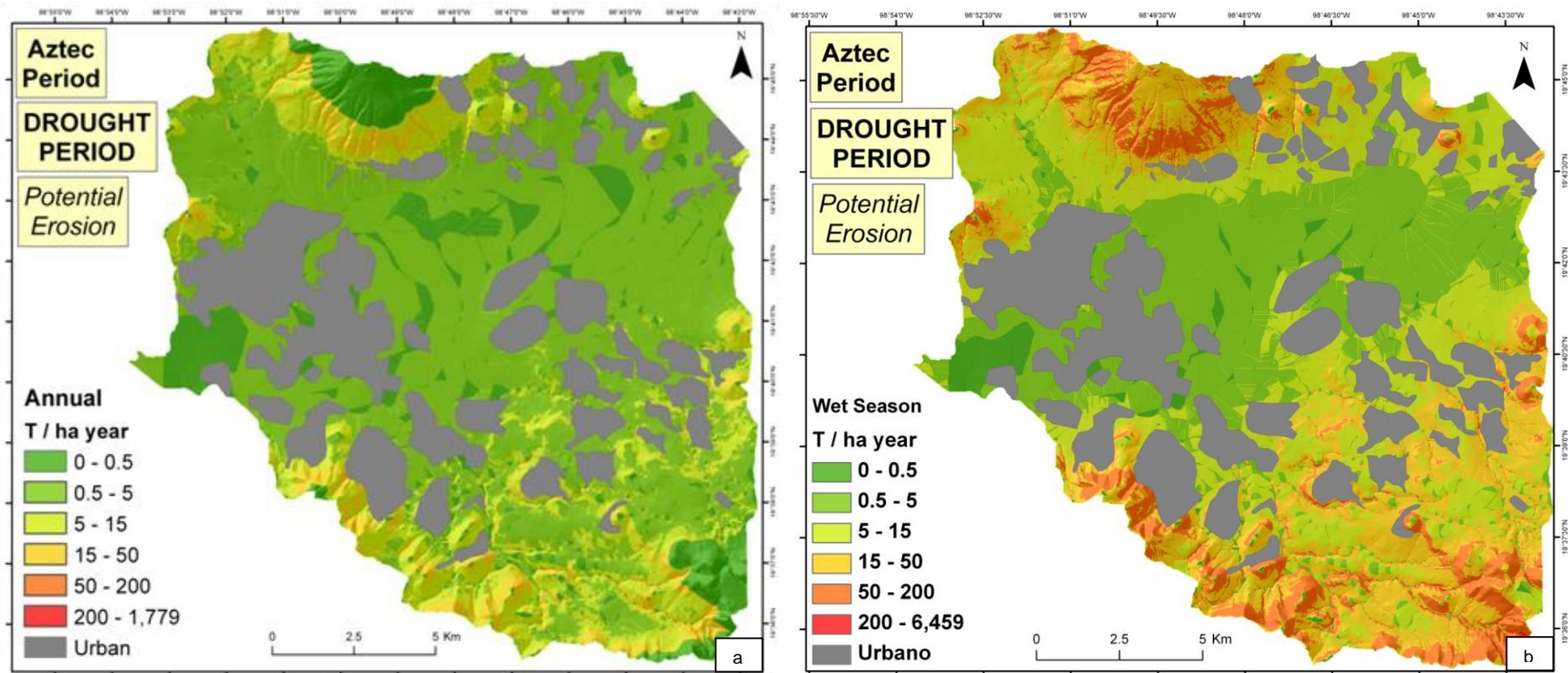


Figura 5.9. Mapas de pérdida de suelo para el Periodo Azteca seco. a: Erosión potencial anual; b: Erosión real anual.

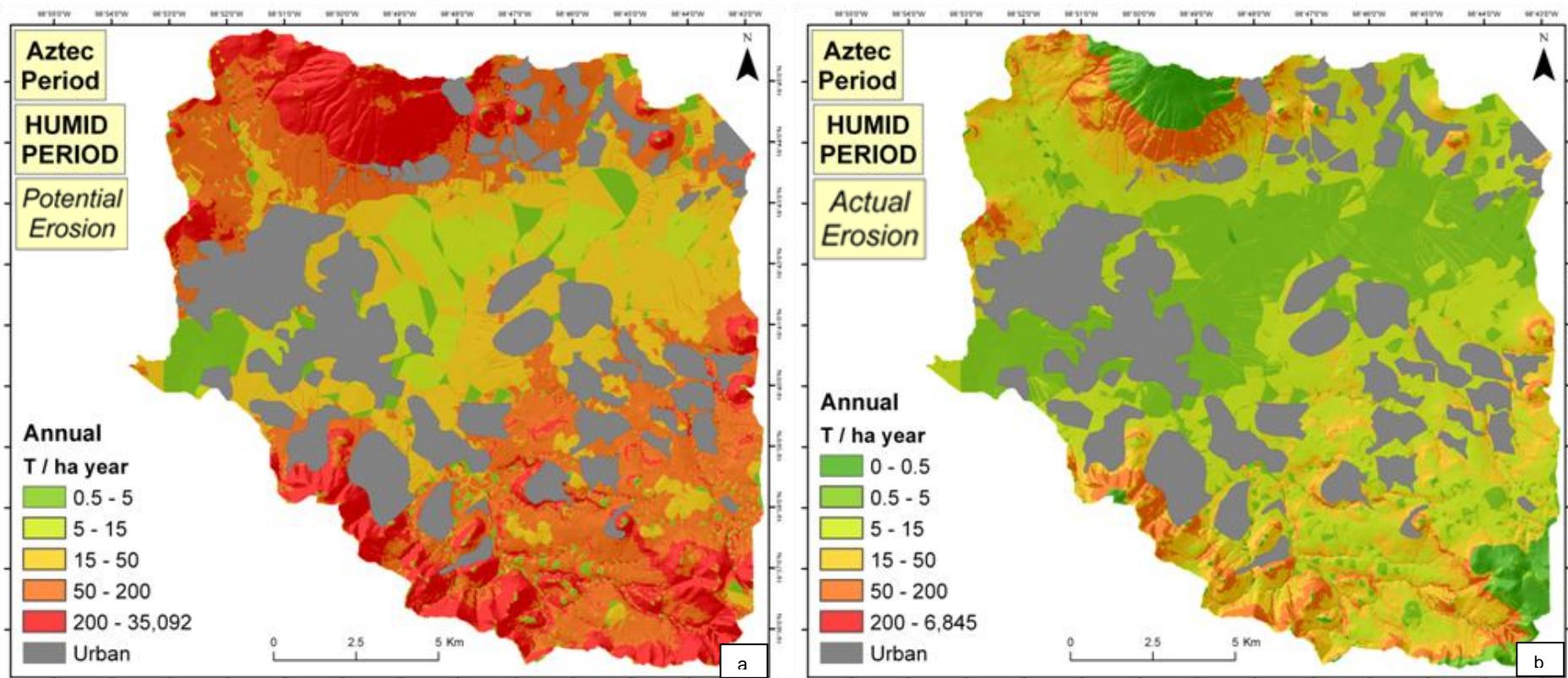


Figura 5.10. Mapas de pérdida de suelo para el Periodo Azteca húmedo. a: Erosión potencial anual; b: Erosión real anual.

En términos de pérdida de suelo total, la erosión potencial (factores LS, R y K) muestra el valor más alto en el Periodo Azteca húmedo, y muy cercano al Periodo Teotihuacano, también considerado húmedo. De los cuatro escenarios modelados el que ofrece menor valor de pérdida de suelo total es el Periodo Azteca seco, con casi cuatro veces menos erosión, teniendo en cuenta que las condiciones son las mismas que en el Periodo Azteca húmedo excepto la precipitación. El periodo actual muestra rangos que representan aproximadamente la mitad de pérdida de suelo que el periodo que le precede (Figura 5.11, Tabla 5.3).

	EROSIÓN POTENCIAL ANUAL				
	masa total de suelo erosionado (t)	t /ha	volumen total de suelo erosionado (m ³)	Profundidad erosionada (mm)	Profundidad erosionada (cm)
Teotihuacán Húmedo	3,238,311	119.9	34,087,489	324.6	32.5
Azteca Seco	850,643	31.5	8,179,259	77.9	7.8
Azteca Húmedo	3,327,251	123.2	31,992,797	304.7	30.5
Presente	1,781,663	66.0	17,131,372	163.2	16.3

Tabla 5.3. Valores de erosión potencial anual por periodos. Para el cálculo de profundidad erosionada se utilizó una densidad de 0.95 g/cm³ para el Periodo Teotihuacano y 1.04 g/cm³ para el resto, estos valores fueron calculados a partir de análisis de laboratorio de un suelo con propiedades vérticas y un suelo coluvial.

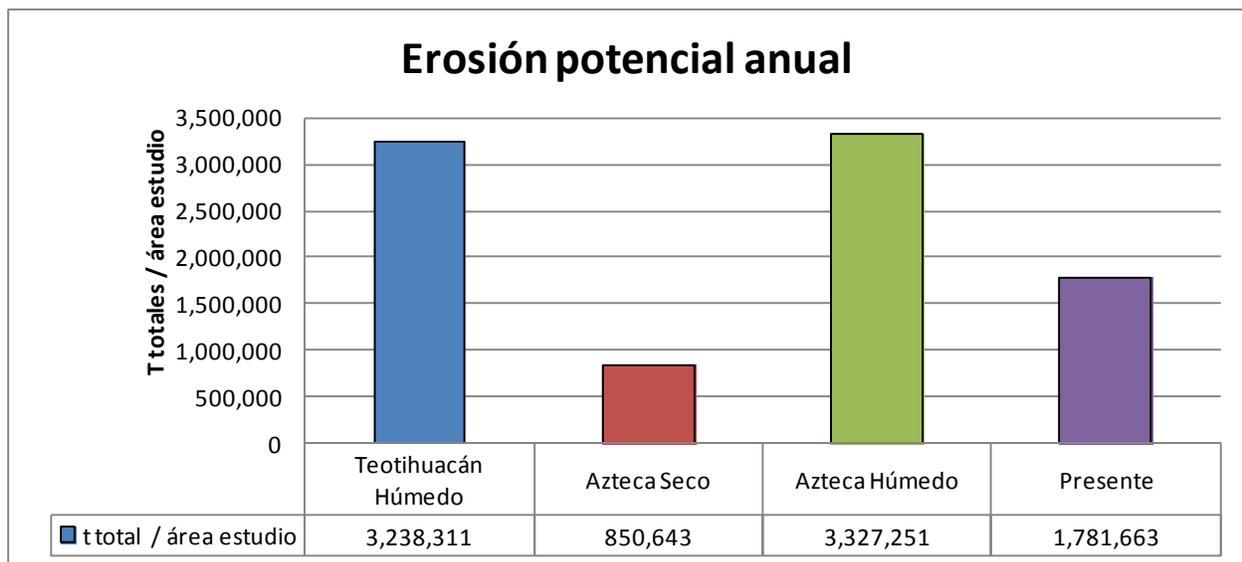


Figura 5.11. Gráfica de erosión potencial anual por periodos.

La erosión potencial representa la susceptibilidad a la pérdida de suelo de las condiciones intrínsecas de la precipitación, suelo y topografía. Se considera al suelo desnudo por lo que son los valores máximos que se podrían dar en el peor escenario. La comparación entre los diferentes periodos modelados muestra cómo el factor R (erosividad de la lluvia) tiene un gran impacto y juega un papel importante en los valores de pérdida de suelo del área de estudio.

La figura 5.12 y la tabla 5.4 muestran que los valores de pérdida de suelo total para la erosión real (factores LS, R, K, C, P) son mucho menores que los valores correspondientes a la erosión potencial, del orden de 20 veces menor para el Periodo Teotihuacano, nueve veces menor para los Periodos Aztecas y seis veces menor para el periodo actual. Este tipo de erosión es la pérdida de suelo real que se produce en el área de estudio bajo el manejo y uso que corresponde a cada periodo. Por lo que la diferencia entre erosión potencial y erosión real podría ser el indicador de qué tan efectivas son las prácticas de conservación aplicadas, en el caso de que existan, y que tan adecuado es el uso al que se está sometiendo al suelo.

	EROSIÓN REAL ANUAL				
	masa total de suelo erosionado (t)	t /ha	volumen total de suelo erosionado (m ³)	Profundidad erosionada (mm)	Profundidad erosionada (cm)
Teotihuacán Húmedo	160,037	5.9	152,035	1.4	0.1
Azteca Seco	94,242	3.5	98,011	0.9	0.1
Azteca Húmedo	366,641	13.6	381,307	3.6	0.4
Presente	302,003	11.2	314,083	3.0	0.3

Tabla 5.4. Valores de erosión real anual por periodos. Para el cálculo de profundidad erosionada se utilizó una densidad de 0.95 g/cm³ para el Periodo Teotihuacano y 1.04 g/cm³ para el resto, estos valores fueron calculados a partir de análisis de laboratorio de un suelo con propiedades vérticas y un suelo coluvial.

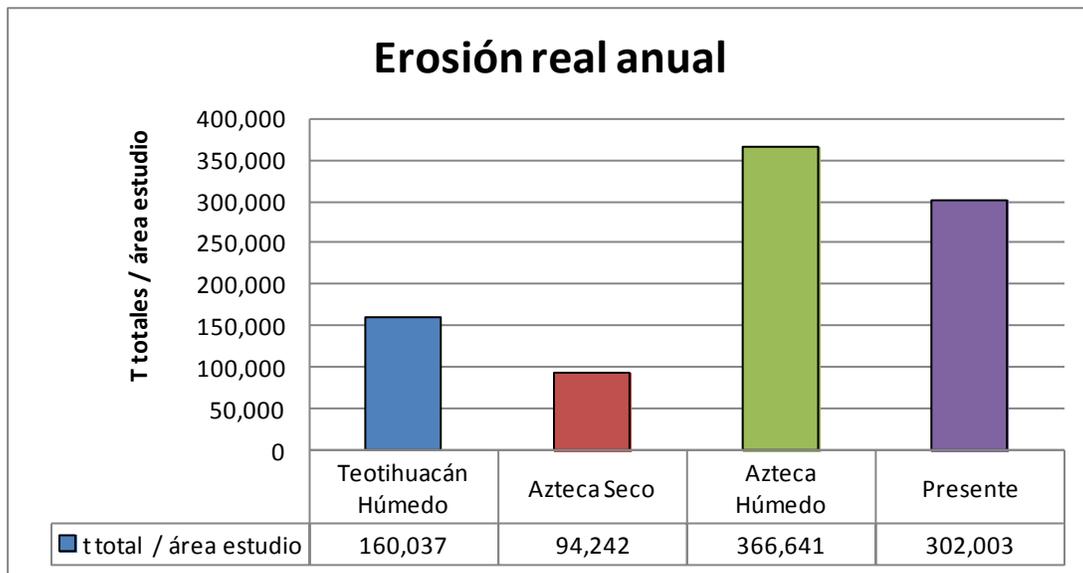


Figura 5.12. Gráfica de erosión real anual por periodos.

En la figura 5.12 se observa que las tendencias en los valores totales de pérdida de suelo varían con respecto a la erosión potencial. El escenario que muestra valores más altos es el Periodo Azteca húmedo, seguido por el periodo actual, a continuación el Periodo Teotihuacano y por último el Periodo Azteca seco.

En cuanto a la efectividad de las prácticas de conservación y de uso del suelo, la figura 5.13 muestra que las mayores diferencias entre erosión potencial y erosión real corresponden a los Periodos Teotihuacano y Azteca húmedo, por lo que se podría pensar que estos dos periodos fueron más efectivos en el control de la erosión, comparándolos con el Periodo Azteca seco y el periodo actual.

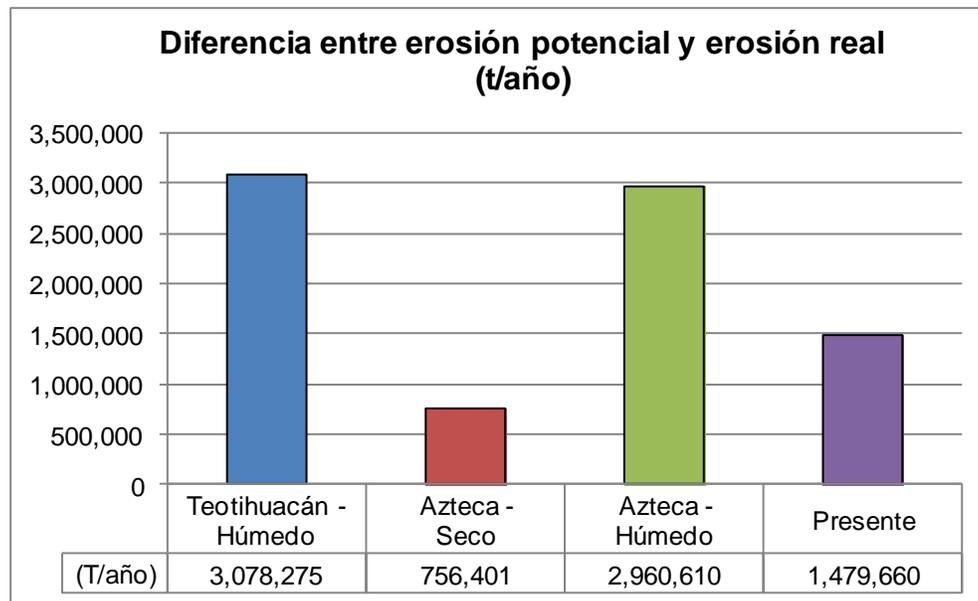


Figura 5.13. Gráfica que muestra las diferencias entre la erosión potencial y la erosión real por periodos.

Pensando en el control de la erosión, en el caso del Periodo Teotihuacano podemos pensar que el factor más importante fue el de cobertura vegetal (factor C) debido a que gran parte del área de estudio todavía conservaba vegetación natural no alterada, y que aun habiendo una densidad de población importante, no tuvo un impacto tan fuerte en las áreas no habitadas, puesto que se reporta que en este periodo no se realizaba ninguna práctica de conservación. Según Charlton (1970) es difícil imaginar un sistema agrícola para cubrir las necesidades de la población del Periodo Teotihuacano sin el uso de técnicas de manejo de suelo, como semi-terraceo o terraceo en las laderas adyacentes, pero lo cierto es que no se han encontrado evidencias directas de prácticas de conservación del suelo (Palerm 1973; McClung de Tapia 1984; Sanders *et al.* 1979). Para el caso del Periodo Azteca húmedo, el factor de cobertura de suelo, es decir el uso, no es tan intenso como para el periodo actual. Por otro lado hay que tener en cuenta que en este caso sí se reportan el hallazgo de prácticas de conservación en forma de terrazas agrícolas, que supuestamente debieron ayudar de una manera más o menos efectiva a controlar la erosión.

La diferencia entre erosión real y potencial en el Periodo Azteca seco no es muy significativa. En este periodo esta comparación no es tan relevante debido a que los valores de erosión potencial simulados son en general muy bajos. Los valores de pérdida de suelo

obtenidos para el Periodo Azteca seco son los más bajos de todos los escenarios modelados, y estos resultados están de acuerdo con el factor R utilizado, que representa una precipitación muy reducida.

Para el caso del periodo actual la erosión real representa el 17% de la erosión potencial, por lo que se puede concluir que aunque siempre es mejorable, el uso y manejo del suelo no es del todo desfavorable.

Si tomamos los valores promedio de pérdida de suelo en toneladas por hectárea de manera general para el área de estudio, los valores de erosión potencial (Tabla 5.3) muestran valores por encima de un riesgo severo o muy severo en todos los escenarios (Tabla 2.1), y en cuanto a pérdidas de suelo tolerables (Tabla 2.2) el grado de erosión hídrica es moderada para el Periodo Azteca seco, y alto para el resto de escenarios.

En el caso de la erosión real (Tabla 5.4), el Periodo Azteca seco muestra un riesgo de erosión ligero, y en el resto de los escenarios es moderado. En cuanto a las pérdidas de suelo tolerable, el grado de erosión hídrica en el caso del Periodo Teotihuacano y el Periodo Azteca seco serian ligera, y en los casos del Periodo Azteca húmedo y presente mostrarían un grado de erosión hídrica moderada.

En las tablas 5.3 y 5.4 se reporta la profundidad del suelo erosionado. Como se observa en los mapas resultantes (Figura 5.7 a 5.10) la mayor parte de la erosión ya sea potencial o real, y la más intensa, ocurre en las áreas de denudación (Figura 4.5), por lo que el cálculo de profundidad de suelo erosionado y transportado correspondería a estas áreas, y no al total del área de estudio. Este mismo suelo que se erosiona de la zona de denudación, se depositaría en la zona de sedimentación (Figura 4.5).

Al evaluar la erosión según las clases de severidad de erosión que propone la USLE (Tabla 3.1), en la erosión potencial (Figura 5.14) las clases con un porcentaje mayor de erosión son la severa y la muy severa. No se registran datos de erosión normal y vemos que todos los periodos siguen el mismo patrón de comportamiento (a excepción del Periodo Azteca seco), en el que las clases más representadas son las de erosión ligera, moderada y severa.

La distribución de pérdida de suelo por clases para la erosión real (Figura 5.15) muestra que los valores más representados de pérdida de suelo son normal, ligera y moderada. Las

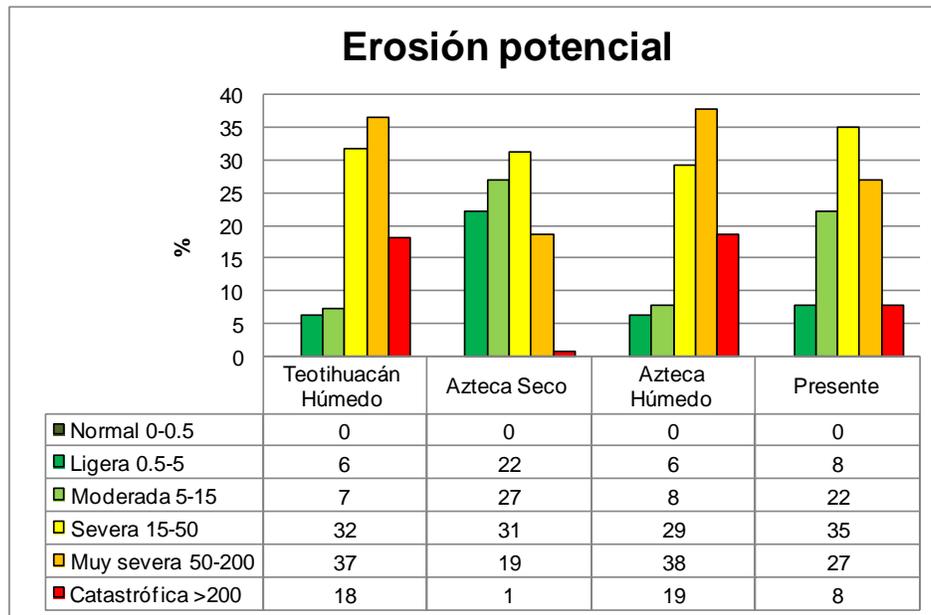


Figura 5.14. Erosión potencial anual por clases de severidad de erosión por periodos. Valores de la tabla en % del área total de estudio.

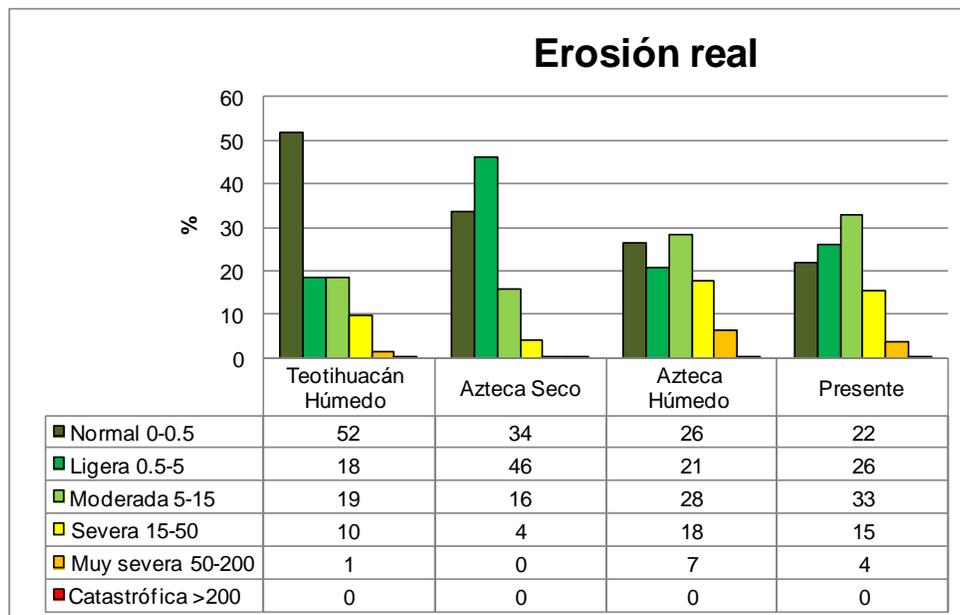


Figura 5.15. Erosión real anual por clases de severidad de erosión por periodos. Valores de la tabla en % del área total de estudio.

clases muy severas y catastróficas son apenas representadas. Y en éste, a diferencia de la erosión potencial, el Periodo Azteca húmedo y periodo presente tienen un comportamiento similar. El Periodo Teotihuacano y el Periodo Azteca seco también comparten un comportamiento similar, a excepción de que en el Periodo Azteca seco el tipo de erosión ligera sobresale notablemente.

EROSIÓN POR UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS

Con el propósito de observar el comportamiento de la erosión según unidades geomorfológicas, se comparó la pérdida de suelo entre las unidades que comparten características. Por una parte se agruparon los flujos de lava, al ser extensiones grandes y con pendientes moderadas. Por otra parte se agruparon los piedemontes de montaña, tanto los coluviales como los aluviales, por ser unidades en las que prevalecen los procesos de sedimentación, pero que en esta área, al estar notablemente perturbada, presentan importantes procesos de erosión dependiendo de la zona del valle. Y por último las laderas de montaña y lomeríos, con pendientes más pronunciadas dominadas por la denudación, y junto con ellas las zonas somitales ya que están estrechamente ligadas a las laderas de montaña.

En estos casos únicamente se compara la erosión real, que es la que tiene en cuenta los cinco factores de la RUSLE.

En el Periodo Teotihuacano húmedo (Figura 5.16) tanto el flujo de lava como las laderas de montaña comparten tasas de erosión por hectárea muy parecidas, y las mayores tasas en los piedemontes. En este periodo, supuestamente el uso del flujo de la lava no estaba muy intensificado y las laderas tendrían un uso forestal, por lo que la agricultura se concentraría en las partes bajas y medias del valle como los piedemontes, explicando de esta manera las tasas de erosión en estas porciones del paisaje.

Para el Periodo Azteca (Figura 5.16), tanto seco como húmedo, y a diferencia del Periodo Teotihuacano, los flujos de lava y el piedemonte muestran tasas de erosión similares, mientras que las laderas muestran una tasa mayor sobretodo en el Periodo Azteca húmedo. Esto posiblemente se debió a que se comenzaron a usar localizaciones más altas para usos agrícolas debido a un incremento en la población, y seguramente a una deforestación más intensa, con fines de construcción. Estas laderas, al tener pendientes más pronunciadas, son

más susceptibles a la erosión una vez se produce un cambio de uso, y se desprovee al suelo de su cubierta natural que controla la erosión.

Unidades geomorfológicas	EROSIÓN REAL ANUAL							
	Teotihuacán Húmedo		Azteca Seco		Azteca Húmedo		Presente	
	t	t/ha	t	t/ha	t	t/ha	t	t/ha
Flujo de lava	37,802	3.5	40,249	3.7	110,613	10.2	142,919	13.2
Piedemontes montaña	68,508	12.7	15,591	2.9	64,834	12.0	67,438	12.5
Laderas montaña	14,376	3.2	40,249	9.1	163,883	37.0	64,185	14.5

Tabla 5.5. Erosión real anual según unidades geomorfológicas agrupadas.

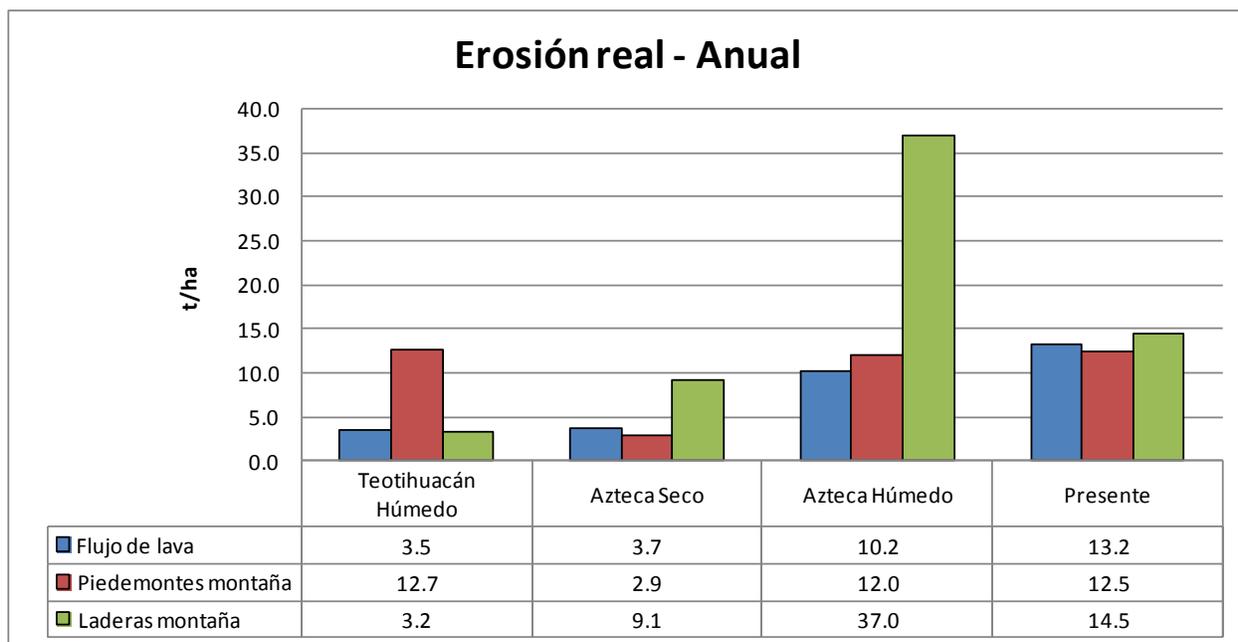


Figura 5.16. Gráfica de tasas de erosión real anual en t/ha/año por unidades geomorfológicas agrupadas.

En cambio para el escenario del presente (Figura 5.16) se observa que para las tres unidades, las tasas de erosión son similares. Esto puede ser debido al uso intenso provocado en las tres unidades por igual, ya que la agricultura no se concentra sólo en las partes bajas o medias del paisaje, y a que una gran parte de la zona forestal, que es sensiblemente menor que en otros periodos, está perturbada y por lo tanto ejerce un menor control de la erosión.

Con el fin de observar que tan influyente es la topografía en la erosión para cada periodo, se repite el mismo ejercicio anterior pero esta vez por clases de pendiente (Tabla 3.1). La clase de 0-2% no se tiene en cuenta, ya que en estas zonas el movimiento de partículas es muy

reducido o nulo, mayoritariamente se trata de la planicie aluvial y las terrazas aluviales, donde predominan los procesos de sedimentación y los de erosión son excepcionalmente raros.

Las tasas de erosión por clases de pendiente (Figura 5.17, Tabla 5.6) para el Periodo Teotihuacano y para el Periodo Azteca seco son bastante uniformes. En el caso del Periodo Azteca seco se empieza a notar un incremento de las tasas de erosión a medida que aumenta la pendiente. El Periodo Azteca tanto seco como húmedo muestra el mismo comportamiento, a pesar de que las tasas de erosión son notablemente más altas en el escenario húmedo.

Calses de pendientes	EROSIÓN REAL ANUAL							
	Teotihuacán Húmedo		Azteca Seco		Azteca Húmedo		Presente	
	t	t/ha	t	t/ha	t	t/ha	t	t/ha
2-7	70,085.0	7.2	16,843.2	1.7	70,085.0	7.2	86,597.9	8.9
7-12	28,622.5	7.5	14,950.8	3.9	55,509.8	14.6	69,414.1	18.2
12-18	16,870.0	9.0	12,996.2	6.9	48,945.3	26.1	51,023.1	27.2
18-24	10,753.1	8.0	12,146.6	9.1	47,273.7	35.3	32,428.5	24.2
>24	11,435.9	4.5	32,580.1	12.9	129,706.2	51.3	44,608.7	17.6

Tabla 5.6. Erosión real anual según clases de pendientes.

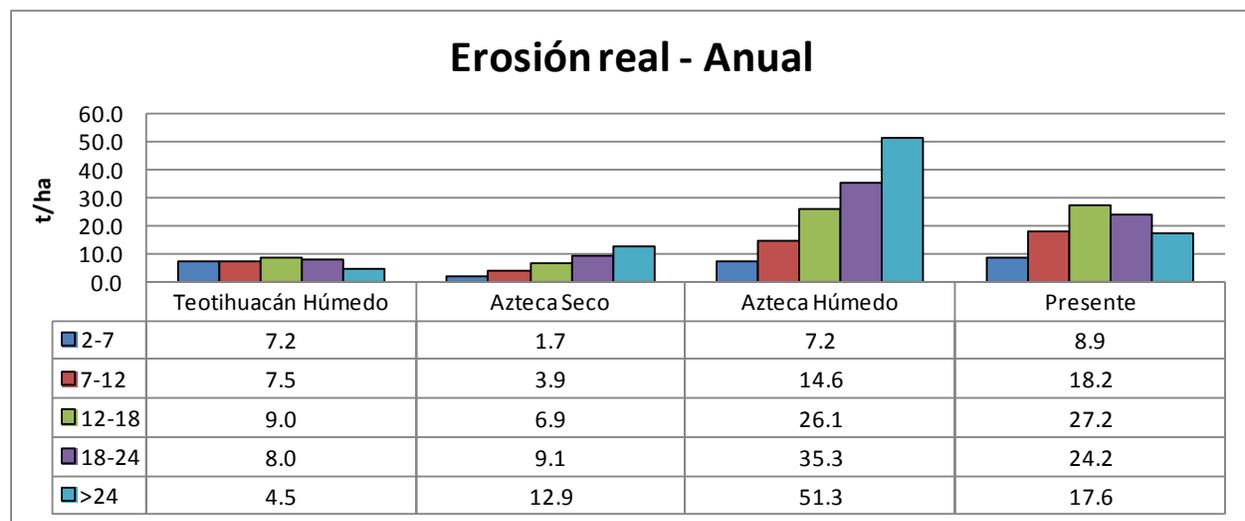


Figura 5.17. Gráfica de tasas de erosión real anual en t/ha/año por clases de pendiente.

Que en el Periodo Teotihuacano las tasas de erosión no tengan una relación clara con la pendiente se puede explicar relacionándolo con una cobertura vegetal notable y de calidad en las zonas de ladera, que controla eficazmente la erosión.

En los escenarios aztecas la cubierta se desequilibra y ya se correlaciona positivamente el aumento de las tasas de erosión con el aumento de la pendiente.

Para el escenario presente es curioso observar, al igual que para el Periodo Teotihuacano, que no existe una correlación de clases de pendientes con las tasas de erosión. Éstas muestran un aumento hasta pendientes de 12-18%, para después mostrar una ligera disminución de las tasas de erosión a medida que aumenta la pendiente. Esto es debido a que las zonas forestales se concentran en pendientes elevadas, donde la agricultura no es rentable o posible, lo que sugiere en este tipo de laderas la presencia de una cobertura que controla la erosión. Las pendientes menores (2-18%) es donde se concentran las zonas más degradadas y las zonas agrícolas, con lo cual es coherente esta correlación entre tasas de erosión y pendiente, lo cual también nos indica unas prácticas agrícolas no del todo eficientes de acuerdo al control de la erosión del suelo.

5.1.3. Consideraciones generales

No se realizó la modelación para un posible escenario de Periodo Teotihuacano seco, ya que como se ha comentado anteriormente, diversos autores reportan un clima húmedo para la mayoría del periodo. Aun así, una de las posibles causas a las que se le atribuye el colapso de esta cultura es la de una sequía severa. En este caso, los valores de este escenario se acercaría mucho a los valores obtenidos para el escenario del Periodo Azteca seco, puesto que aunque hay diferencias en los factores C, K y P, el factor R tiene un gran peso en los valores de pérdida de suelo real y potencial.

En cuanto a las relaciones entre las tasas registradas para los diferentes periodos y los eventos de erosión descritos en el capítulo anterior, las tasas de pérdida de suelo más elevadas (Tabla 5.4) se registran en el Periodo Azteca húmedo, seguido de cerca por el periodo actual. En relación a los eventos de erosión descritos en el capítulo 4 (Tabla 4.8), se observa una correlación de estos valores con el número de eventos propuestos. Los eventos 4 y 5 se localizan en el rango de tiempo que ocupó el Periodo Azteca húmedo, y los eventos 6, 7 y 8 se presentan una vez iniciada la Colonia. El evento número 1 se localiza dentro del Periodo Teotihuacano, donde las tasas de erosión son moderadas. Los dos restantes, el evento 2 se situaría en la Fase Coyotlatelco y el evento 3 en la Fase Mazapa, ambos una vez finalizados el Periodo Teotihuacano, donde las tasas de erosión podrían haber sido mayores a las del Periodo Teotihuacano en sí, pero menores a las del Periodo Azteca húmedo y presente. Por lo tanto, ninguno de los eventos descrito se situaría dentro del Periodo Azteca seco, reflejando una coincidencia con las tasas de erosión más bajas modeladas.

Tanto las tasas de erosión de suelo calculadas por geomorfos (Tabla 5.5) como las calculadas por clases de pendientes (Tabla 5.6) se pueden correlacionar con los resultados encontrados a través de la estratigrafía de las dos catenas de suelos. El evento de erosión de suelo acelerada que produjo los pedestales relictos en las laderas del Cerro Gordo, ocurrió bajo las condiciones modeladas como escenario del presente, y según el modelo RUSLE coincide que las geoformas de ladera son las que presentan tasas de erosión más altas. En cuanto a las clases de pendientes, aunque las tasas más altas se dan en pendientes de 18 a 24%, se observa que los pedestales relictos se encuentran en una zona de ladera media, con un grado de pendiente que varía entre 7 y 13%. Si tenemos en cuenta la profundidad erosionada, de estos pedestales en específico, en relación a las tasas de pérdida de suelo por periodo (Tabla 5.4), y teniendo en cuenta una altura media de 2-3 m, se necesitarían de 666 a 1000 años para producir una erosión de este tipo en una ladera de este tipo.

CAPÍTULO 6

6. Conclusiones

El propósito principal del estudio, reconstruir la dinámica del paisaje a través de las fases de erosión y deposición de sedimentos aluviales y coluviales mediante el análisis de los perfiles de suelos contenidos en dos catenas, durante el Holoceno Tardío en el Valle de Teotihuacán, se ha conseguido a partir de la reconstrucción de los eventos de erosión y sedimentación y de la cronología establecida para ellos. Las fases de sedimentación se ven representadas a través de los perfiles de la planicie aluvial y de la terraza aluvial, en conjunto con ciertos signos de sedimentación en los horizontes ya edafizados de diversos perfiles.

En cuanto a la contribución al debate científico sobre el inicio y las causas de la erosión en el centro de México, se han aportado nuevos datos, algunos de los cuales concuerdan con las hipótesis ya planteadas por otros autores, y otros datos aportan nueva información a la discusión. A través de los proxies ambientales y geoarqueológicos utilizados es posible establecer prioridad entre las probables causas que resultaron en los eventos erosivos reconocidos. El uso de un modelo de estimación de la pérdida de suelo para diferentes periodos del pasado, junto con el periodo actual, aporta información sobre la posible erosión real y potencial que podría haber ocurrido en cada época y lugar del Valle de Teotihuacán, y al contrastarlo con los resultados obtenidos mediante estratigrafía y fechamientos se obtiene información interesante referente a los eventos de erosión ocurridos a través del tiempo y a las diferentes tasas de erosión calculadas.

Las conclusiones específicas que se desprenden del presente trabajo son:

- El análisis del terreno y del paisaje a través del mapa geomorfológico a nivel de detalle optimiza la selección de puntos de muestreo idóneos para diversos propósitos, en este caso el de catenas que contienen geformas dinámicas en el paisaje y en el tiempo.

- El análisis del paisaje a través del estudio geomorfológico ha permitido reconocer zonas de denudación y zonas de sedimentación dentro del Valle de Teotihuacán, demostrando que un 61% del área total corresponde a áreas donde predominan los procesos de sedimentación y un 39% corresponde a áreas donde los procesos dominantes son los de denudación o erosión.
- La caracterización de los suelos descritos en la catena Zacatlán y en la catena Cedazo ha permitido reconocer la presencia de diferentes tipos de suelos, entre ellos un suelo con propiedades vérticas que se ha usado como marcador estratigráfico en este estudio y en estudios previos. Un suelo con edaforrasgos de iluviación de arcilla (Luvisol) y un suelo coluvial (suelo actual), este último normalmente en la superficie de los perfiles y a diferencia de los otros dos con poca o moderada edafogénesis.
- La catena Cedazo se describió en una secuencia corta de ladera-piedemonte coluvial-terrazza aluvial mostrando evidencias de erosión limitada, lo cual sugiere una estabilidad geomorfológica parcial. En contraste, la catena Zacatlán se describió en una secuencia larga y ligeramente inclinada de ladera-piedemonte coluvial, localmente enterrado por depósitos de abanicos aluviales del Cerro Gordo. Ésta muestra una historia remarcable de erosión intensa en las laderas medias y bajas, pero también, acumulación local de sedimentos erosionados de partes más altas de la montaña. Por lo que, asociada la erosión previamente mencionada, se presenta una gran sedimentación en las partes más bajas del paisaje, como es la planicie aluvial. En conjunto, las dos catenas muestran algunas diferencias y similitudes a través de sus perfiles, en cuanto a tipos de suelos y posiciones geomorfológicas, las cuales permiten entender la dinámica del paisaje en el Valle de Teotihuacán desde un punto de vista regional.
- El análisis micromorfológico de láminas delgadas de suelo ha permitido definir que la pedogénesis del suelo con edaforrasgos de iluviación de arcilla (Luvisol), que se reconoce en las partes altas y medias del Cerro Gordo, alcanzó un desarrollo fuerte bajo un clima húmedo. El suelo con propiedades vérticas, presente en la mayoría de los perfiles de suelo de ambas catenas, muestra una pedogénesis en algunos casos moderada, pero frecuentemente fuerte, y se desarrolló bajo un ambiente posterior con clima semiárido estacional. El suelo coluvial es un suelo reciente con moderada o débil pedogénesis

desarrollado bajo el clima actual, y en algunos casos conservando rasgos coluviales, como laminación.

- El análisis micromorfológico confirma las diferencias explicadas macromorfológicamente entre el suelo con propiedades vérticas (que indica la proporción de componente/s que determina la cualidad o atributo esencial de algo) y el suelo con edaforrasgos de iluviación (resultados de los procesos y factores de formación), y revela que el suelo con propiedades vérticas, en la catena Zacatlán, se desarrolló a partir del pedosedimento del Luvisol, tal como indican los rasgos de erosión, transporte y sedimentación observados en el suelo con propiedades vérticas.
- Tal como se indica en la tabla 5.1, los eventos erosivos que se reconocen a partir del análisis estratigráfico, el fechamiento relativo mediante el reconocimiento de restos cerámicos, y el fechamiento de fragmentos de carbón a través de radiocarbono, se agrupan en varias temporalidades. Se reconoce como mínimo un evento erosivo antes de 1000 d. C., que podría corresponder al final del Periodo Teotihuacano, debido al abandono del lugar y por lo tanto del suelo, y consecuentemente al cambio de uso del mismo. Por otra parte se reconoce, nuevamente, como mínimo un evento erosivo situado alrededor del final del Periodo Azteca Tardío y la conquista española, más probablemente situado una vez ya iniciado el Periodo Colonial. Las posibles causas se pueden atribuir al cambio de uso de suelo, por una parte a consecuencia de una disminución de la población por nuevas enfermedades introducidas; y en parte, debido a la política de congregación colonial. El último evento erosivo reconocido ocurriría después de 1950 d. C.
- De los eventos comentados, los más cercanos en el tiempo coinciden principalmente con los estudios de McClung et al (2005), Cordova *et al.* (1997) y Heine (2003), teniendo en cuenta que los dos primeros autores se refieren a trabajos en la misma zona de estudio o muy cerca. Los eventos erosivos referidos al periodo justo después del Periodo Teotihuacano se asemeja más a los propuestos por Cordova *et al.* (1997), Metcalfe *et al.* (2000) y Fisher *et al.* (2009). El evento referido al siglo XX concuerda con los estudios de Heine (2003)
- En cuanto a la relación de los eventos erosivos con los periodos de sequía propuestos por diversos autores, se observa que para los eventos erosivos más cercanos en el tiempo se producen sequías reportadas por varios autores (Tabla 6.1). Lo mismo ocurre con el primer

conjunto de eventos, numerados como 1, 2 y 4 en la tabla 5.1, en los cuales observa cierta coincidencia con periodos de sequía. Estas coincidencias entre sequías y periodos erosivos sugieren que a pesar del cambio de uso de suelo, básicamente debido al abandono de las tierras, el acaecimiento de periodos más secos, aunque de diferente severidad, es un factor relevante que acentúa la erosión de los suelos (Hudson 1971).

- La estimación de la pérdida de suelo a través del uso del modelo RUSLE a escala de cuenca mediante SIG ha hecho posible determinar la erosión potencial (factores LS, R y K) y la erosión real (factores LS, R, K, C y P) para el periodo actual y obtener valores para las modelaciones hipotéticas del Periodo Teotihuacano y Periodo Azteca, metodología innovadora puesto que este ejercicio no se ha reportado hasta ahora en otros estudios. Se han mostrado de manera cartográfica las zonas más vulnerables del paisaje, laderas de montaña y piedemontes coluviales y aluviales, en cada periodo, bajo usos y manejos determinados.
- Los resultados obtenidos a partir del modelo RUSLE confirman erosión real notable en los Periodos Teotihuacano y Azteca, pero registrando mayores tasas de pérdida de suelo durante el Periodo Azteca húmedo y el periodo actual. Las diferencias observadas entre la erosión potencial y real para estos dos periodos muestran una mayor efectividad en el control de la erosión durante el Periodo Azteca húmedo, como consecuencia de prácticas de conservación y uso y manejo del suelo. Estos resultados concuerdan con los eventos de erosión reconocidos en este estudio, que prueban eventos en periodos prehispánicos, lo suficientemente evidentes como para apreciar impactos en el paisaje. A su vez concuerdan con el hecho de que los eventos producidos en el Periodo Azteca y periodo actual fueron de una intensidad mayor, traducida en un mayor impacto en el paisaje.
- Aun cuando los análisis hechos han sido a escalas espaciales distintas, se pueden comparar y correlacionar las tasas de pérdida de suelo obtenidas mediante el modelo RUSLE con los eventos de erosión descritos a partir del estudio de dos catenas de perfiles y la estratigrafía de las mismas.

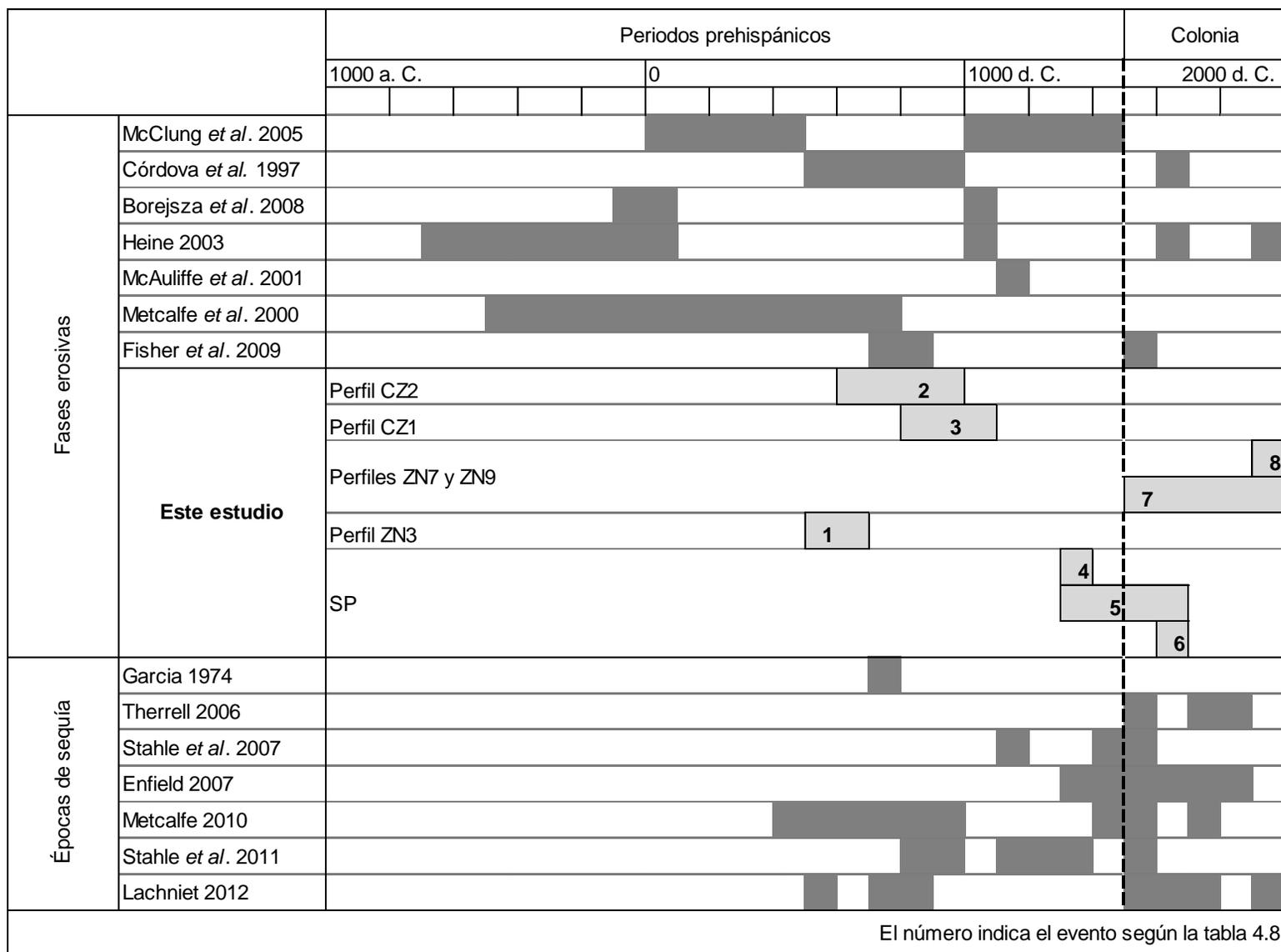


Tabla 6.1. Temporalidad y duración de las fases erosivas propuestas por diversos autores y comparadas con las propuestas en este estudio. Representación de la coincidencia con las épocas de sequía reportadas en la bibliografía.

- Los restos arqueológicos se pueden considerar para esclarecer las posibles causas de la erosión de suelo y las diferentes fases de estabilidad e inestabilidad. La investigación de Gorenflo y Sanders (2007) confirma la ocupación temprana y continuada en el área de estudio, durante la introducción de la agricultura prehispánica en el centro de México, desde el Periodo Formativo Temprano (1050-900 a. C.) hasta el presente. Esto, junto con los fragmentos de cerámica analizados de la superficie de los diferentes perfiles de las catenas, revelan un periodo intenso y duradero de ocupación desde periodos prehispánicos, lo cual se puede traducir en diversos cambios de uso de suelo. Estos cambios de uso de suelo a través del tiempo y variando en consonancia con la dinámica de asentamiento de cada fase, se refleja en las diferentes intensidades de erosión entre las dos catenas, sin descartar la influencia local de las sequías en el área.
- Esta tesis apoya la teoría de O'Hara et al (1993), Butzer *et al.* (1997), Enfield (2007) y Enfield *et al.* (1999) que proponen que se dieron eventos erosivos desde la introducción de la agricultura prehispánica en sus áreas de estudio. Pero en cuanto a la afirmación de que estos eventos ocurrían con la misma intensidad en tiempos pre y post-Coloniales, nuestros resultados muestran que los eventos erosivos ocurridos durante el Periodo Teotihuacano y hasta el Periodo Azteca seco tienen un impacto menor que los eventos ocurridos en periodos cercanos a la Colonia y posteriores, de acuerdo con Fisher *et al.* (2005).
- Las fases erosivas propuestas en este trabajo principalmente coinciden con el abandono de tierras en diferentes periodos. Por lo tanto, la disminución en la población probablemente es uno de los factores más importantes de la erosión del suelo en esta área. La caída en la densidad de población está directamente relacionada con el uso de suelo, y éste con la intensidad del impacto en el paisaje. Mientras el uso de suelo es constante y bajo prácticas de conservación, es posible controlar la erosión. Se sabe (Fisher et al. 2005; Cordova y Parsons 1997; Heine 2003) que después del abandono, el equilibrio se rompe, la superficie se vuelve vulnerable y la erosión de los suelos puede alcanzar picos máximos hasta que se da la recuperación total de la cubierta vegetal.
- Se han producido cambios en el paisaje significativos, modelados y reflejados por la erosión de suelo, en diferentes periodos a través de los 2,000 últimos años en el Valle de Teotihuacán, tanto en periodos prehispánicos como en el Periodo Colonial, y en la época actual. Nuestros resultados indican que los cambios más considerables se han producido

después del inicio de la Colonia. Las causas más probables para estos impactos se consideran como consecuencia de la dinámica de asentamientos y variabilidad demográfica en el valle a través de los periodos, cambios de uso de suelo asociados a esta dinámica y variabilidad, uso más intenso de los recursos del paisaje, en especial del recurso suelo (aunado a nuevos aperos de labranza), debido a una necesidad relacionada con el aumento demográfico a través del tiempo.

Resumiendo, las contribuciones más relevantes de este trabajo recaen en: 1) la adaptación de una metodología de estudio de la dinámica del paisaje, relativa a la erosión de los suelos y diferentes eventos erosivos a través del tiempo. Mediante un enfoque basado en las Ciencias de la Tierra y la Geoarqueología, aplicable a otras partes de la Cuenca de México, y en general a otras áreas y regiones del país con antigua ocupación agrícola, siempre y cuando estas áreas estén sujetas a una dinámica poblacional activa durante diversos periodos relevantes de tiempo; 2) el aporte de nueva información al debate sobre el inicio de la erosión y posibles causas a través de los eventos erosivos reconocidos en el Valle de Teotihuacán; y 3) la relevancia de entender la interrelación entre las actividades humanas (uso y manejo del suelo) y la transformación del paisaje en el presente y futuro. Mediante el estudio de la información bibliográfica disponible y la aplicación de un modelo de pérdida de suelo, con el fin de conocer en qué grado afectan la características topográficas, climáticas y antropogénicas en el pasado y presente, mostrando que las zonas que en apariencia son más vulnerables (piedemontes y laderas) pueden llegar a presentar tasas de erosión aceptables con un uso y un manejo adecuado. Y por otra parte, que el factor más influyente en el aumento de la pérdida de suelo es el abandono de las áreas.

REFERENCIAS

Adriano-Morán CC, McClung de Tapia E. 2008. Trees and shrubs: the use of Wood in prehispanic Teotihuacan. *Journal of Archaeological Science*, 35, 2927-2936.

American Commission on Stratigraphic Nomenclature. 1961. Code of Stratigraphic Nomenclature. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 45, 645-665.

Avery BW, Bascomb CL. 1974. *Soil survey Laboratory Methods*. Harpenden, Hertfordshire (United Kingdom): Rochamsted Experimental Station.

Barba Pigarrón LA. 1995. El impacto humano en la paleogeografía del Valle de Teotihuacán. Tesis de Doctorado, Facultad de Filosofía y Letras de la UNAM.

Batres L. 1906. *Teotihuacán, Memoria*. Imprenta de Fidencio S. Soria. México

Batres L. 1908. *Monumentos arqueológicos de Teotihuacán*. Imprenta de Buznego y León. México

Beard CA, Beard MR. 1927. *The Rise of American Civilization*. New York, Macmillan.

Berres TE. 2000. Climatic change and lacustrine resources at the period of initial aztec development. *Ancient America*, 11:27-38.

Bikerland PW. 1984. *Soils and Geomorphology*. Oxford University Press.

Borejsza A, Rodríguez López I, Frederick CD, Bateman MD. 2008. Agricultural slope management and soil erosion at La Laguna, Tlaxcala, Mexico. *Journal of Archaeological Science* 35, 1854-1866.

Broughton JM. 2002. Prey Spatial Structure and Behavior Affect Archaeological Tests of Optimal Foraging Models: Examples from the Emeryville Shellmound Vertebrate Fauna. *World Archaeology* 34(1), 60-83.

Bullock P, Federoff N, Jongerius A, Stoops G, Tursina T, Babel U. 1985. *Handbook for soil thin section description*. Wolverhampton (United Kingdom): Wayne Research Publications.

Butzer KW, Butzer EK. 1997. The “natural” vegetation of the Mexican Bajío: Archival documentation of a 16th century savanna environment. *Quaternary International* 43/44 (1997): 161-172.

Butzer KW, Butzer EK. 1992. The sixteenth-century environment of the central Mexican Bajío: Archival reconstruction from Spanish land grants. En *Culture, form, and place*. Ed. K Mathewson. Baton rouge, LA, Geoscience Man.

Butzer KW, Miralles I, Mateu JF. 1983. Urban Geo-Archaeology in Medieval Alzira (Prov. Valencia, Spain). *Journal of Field Archaeology* 10, 333–349.

Butzer KW. 1981. Rise and Fall of Axum, Ethiopia: A Geoarchaeological Interpretation. *American Antiquity* 46, 471–495.

Butzer KW. 1982. *Archeology as human ecology: Methods and Theory for a Contextual Approach*. New York and Melbourne, Cambridge University Press

Butzer KW. 1993. No eden in the new world: *Nature*, 362, 16-17.

Castilla-Hernández ME, Tejero-Diez JD. 1987. Flora y vegetación del Cerro Gordo (San Juan Teotihuacan) y regiones aledañas, Valle de México, México. *Biótica* 12:231-255.

CETENAL. Comisión de Estudios del Territorio Nacional. 1975. Clasificación de Suelos FAO-UNESCO (1970) modificado por CETENAL 1975. México, DF: Secretaria de la Presidencia

Charlton TH. 1969. Ethnohistory and archaeology: Post-Conquest Aztec sites. *American Antiquity* 34, 286–294.

Charlton TH. 1970. Contemporary Agriculture in the Teotihuacan Valley. En Sanders, W.T. et al. *The Teotihuacan Valley Project. Final Report. Vol. 1. Occasional Papers in Anthropology*. The Pennsylvania State University, University Park. Pp. 253-383.

Crider D, Nichols DL, Neff H, Glascock MD. 2007. In the aftermath of Teotihuacan: Epiclassic Pottery Production and Distribution in the Teotihuacan Valley, Mexico. *Latin American Antiquity* 18(2), 123-143.

Cook DJ, Dickinson WT, Rudra RP. 1985. GAMES — Guelph Model for Evaluating the Effects of Agricultural Management Systems on Erosion and Sedimentation. University of Guelph. School of Engineering, Guelph, 75 pp.

Cook SF. 1949. Soil erosion and population in Central Mexico. *Ibero-Americana* 34. Berkeley, University of California Press.

Coote DR, Malcolm-McGovern CA, Wall GJ, Dickinson WT, Rudra RP. 1988. Seasonal variation of erodibility indices based on shear strength and aggregate stability in some Ontario soils. *Canadian Journal of Soil Science* 68 (2), 405–416.

Córdova CE, Parsons JR. 1997. Geoarchaeology of an Aztec dispersed village on the Texcoco piedmont of Central Mexico. *Geoarchaeology* 12, 177-210.

Cortés TH. 1991. Caracterización de la erosividad de la lluvia en México utilizando métodos multivariados. Tesis para la obtención del título de Maestría. Colegio de Posgraduados. Chapingo, México.

Courty MA, Goldberg P, McPhail R. 1989. Soils and micromorphology in archaeology. Cambridge (Great Britain): Cambridge University Press.

Cowgill GL. 1997. State and Society at Teotihuacan, Mexico. *Annual Review of Anthropology* 26, 129-161.

Daly C, Neilson RP, Phillips DL. 1994. A statistical–topographic model for mapping climatological precipitation over mountainous terrain. *Journal of Applied Meteorology* 33 (2), 140–158.

Delcourt PA, Delcourt HR. 2004. Prehistoric Native Americans and Ecological Change: Human Ecosystems in Eastern North America since the Pleistocene. Cambridge, U.K., Cambridge University Press.

Denevan MW. 1992. The Pristine Myth: The Landscape of the Americas in 1492. *Annals of the Association of American Geographers* 82 (3), 369-385.

Denevan MW. 2011. The “Pristine Myth” revisited. *The Geographical Review*, 101(4), 576-591.

Descroix L, González Barrios JL, Viramontes D, Poulenard J, Anaya E, Esteves M, Estrada J. 2008. Gully and sheet erosion on subtropical mountain slopes: Their respective roles and the scale effect. *Catena* 72: 325–339.

Desmet PJ, Govers G. 1996b. Comparison of routing algorithms for digital elevation models and their implications for predicting ephemeral gullies. *International Journal of Geographic Information Systems* 10 (3), 311–331.

Desmet PJ, Govers G., 1995a. GIS-based simulation of erosion and deposition patterns in agricultural landscape: a comparison of model results with soil map information. *Catena* 25 (1–4), 389–401.

Dissmeyer G, Foster G. 1984. A guide for predicting sheet and rill erosion on forest land. USDA. Forest Service.

Enfield GH, O'Hara SL. 1999. Degradation, drought, and dissent: an environmental history of Colonial Michoacan, west central Mexico. *Annals of the Association of American Geographers*, 89 (3), 402-419.

Enfield GH. 2007. Archival explorations of climate variability and social vulnerability in colonial Mexico. *Climatic change*, 83,9-38.

Evans ST. 1985. The Cerro Gordo Site: A rural settlement of the Aztec Period in the Basin of Mexico. *Journal of Field Archaeology* 12:1-18.

FAO. 1980. Metodología provisional para la evaluación de la degradación de suelos. FAO. Roma. 86 p.

Figuerola B, Amante A, Cortés HG, Pimentel J, Osuna ES, Rodríguez JM, Morales FJ. 1991. Manual de predicción de pérdidas de suelo por erosión. Secretaria de Agricultura y Recursos Hidráulicos-Colegio de Posgraduados. Salinas, San Luis Potosí, México.

Fisher CT, Pollard HP, Israde-Alcántara I, Garduño-Monroy VH, Banerjee K. 2003. A reexamination of human-induced environmental change within the Lake Patzcuaro Basin, Michoacan, Mexico. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 100 (8), 4957-4962.

Fisher CT. 2005. Demographic and Landscape Change in the Lake Pátzcuaro Basin, Mexico: Abandoning the Garden. *American Anthropologist*, 107(1), pp. 87–95.

Fitzgerald FS. [1925] 2004. *The Great Gatsby*. New York: Scribner.

Gama-Castro JE, Solleiro-Rebolledo E, McClung E, Villalpando JL, Sedov S, Jasso-Castañeda C, Palacios-Mayorga S, Hernández D. 2005. Contribuciones de la Ciencia del Suelo a la investigación arqueológica: el caso de Teotihuacán. *Terra Latinoamericana*, 23(1):1-11.

Gamio M. 1922. *La Población del Valle de Teotihuacan*, Vols. I-III. Secretaría de Agricultura y Fomento, México.

García E. 1974. Situaciones climáticas durante el auge y la caída de la cultura Teotihuacana: Universidad Nacional Autónoma de México, *Boletín del Instituto de Geografía*, 5, 35-70.

García E. 1988. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köeppen. México: Offset Larios.

García-Cook, A.G. 1986. El control de la erosión en Tlaxcala; un problema secular: *Erdkunde*, 40, 251-262.

Geyh Ma. 2005. ¹⁴C dating – still a challenge for users?. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 139:63-86.

Gibson C. 1964. *The Aztecs under Spanish Rule. A history of the Indians of the Valley of Mexico, 1519-1810*. Stanford University Press.

González Vázquez J. 1985. La identificación de semillas carbonizadas de cactáceas procedentes del sitio arqueológico de Tetitla, Teotihuacan, México. Facultad de Ciencias, UNAM, México.

González Vázquez J. 1993. Estudio del material arqueobotánico de Oztoyahualco, En Manzanilla, L. (ed.) *Anatomía de un conjunto habitacional teotihuacano en Oztoyahualco*, IIA, UNAM. pp. 661-673.

González-Arqueros ML, Vázquez-Selem L, Gama-Castro JE, McClung de Tapia E, Sedov S. 2013. History of pedogenesis and geomorphic processes in the Valley of Teotihuacán, Mexico: micromorphological evidence from soil catena. *Spanish Soil Science Journal*, 3(3): 201-216.

Gorenflo LJ, Sanders WT. 2007. Archaeological Settlement Pattern Data from the Cuautitlan, Temascalapa, and Teotihuacan Regions, Mexico. *Occasional Papers in Anthropology*, Number 30, Department of Anthropology, The Pennsylvania State University.

Gutiérrez-Castorena MdC, Effland WR. 2010. 21 - Pedogenic and Biogenic Siliceous Features. In: Stoops G, Marcelino V, Mees F, editors. *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*. Amsterdam: Elsevier. p. 109-127.

Heine K. 1983. Bodenabtrag in Zentralmexiko: Messungen– Extrapolationen– geomorphologisch–sedimentologische Befunde: *Geographische Zeitschrift*, 71, 28-40.

Heine K. 1988. Klimagang, Geomorphodynamik und Kulturentwicklung in Zentralmexiko: *Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft zu Hannover*, 189-211.

Heine K. 2003. Paleopedological evidence of human-induced environmental change in the Puebla-Tlaxcala area (Mexico) during the last 3,500 years. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 20 (3), 235-244.

Heine K. 1978. Mensch und geomorphodynamische Prozesse in Raum und Zeit im randtropischen Hochbecken von Puebla/Tlaxcala, Mexiko, in 41. *Deutscher Geographentag Mainz: Wiesbaden, Franz Steiner Verlag, Tagungsberichte und Wissenschaftliche Abhandlungen*: 390-406.

Hernández Javier I. 2007. Geología y geomorfología volcánica de la región de los yacimientos de obsidiana de Otumba en el sector norte de la Sierra Nevada de México: México D.F. Universidad Nacional Autónoma de México. Facultad de Filosofía y Letras. Tesis de Licenciatura en Geografía.

Hoyos N. 2005. Spatial modeling of soil erosion potential in a tropical watershed of the Colombian Andes. *Catena* 63, 85-108.

Hua Q, Barbetti M. 2004. Review of Tropospheric Bomb ^{14}C Data for Carbon Cycle Modeling and Age Calibration Purposes. *Radiocarbon* 46:1273-1298.

Hudson NW. 1971. Soil conservation. Ithaca, NY, Cornell. University Press.

Ibarra Morales E. y Zurita Noguera J. 1993. Análisis de microrrestos arqueobotánicos en la unidad habitacional de Oztoyahualco, En Manzanilla, L. (ed.) *Anatomía de un conjunto habitacional teotihuacano en Oztoyahualco*, IIA, UNAM. pp. 673-693.

IUSS Working Group. 2006. World Reference Base for Soil Resources 2006. World Soil Resources Reports No. 103. Rome: FAO.

Jenny H. 1941. Factors of soil formation. McGraw-Hill, New York.

Jones AG. 1980. A classification of the New World species of Aster (Asteraceae):. *Brittonia* 32:230-239.

Junqueira AB, Shepard GH Jr, Clement CR. 2011. Secondary Forests on Anthropogenic Soils of the Middle Madeira River: Valuation, Local Knowledge, and Landscape Domestication in Brazilian Amazonia. *Economic Botany* 65(1), 85-99.

Kim JB, Saunders P, Finn JT. 2005. Rapid assessment of soil erosion in the Rio Lempa basin, Central America, using the Universal Soil Loss Equation and Geographic Information Systems. *Environmental Management* 36 (6), 872-885.

Kovda I, Mermut AR. 2010. 7 - Vertic features. In: Stoops G, Marcelino V, Mees F, editors. *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*. Amsterdam: Elsevier. p. 109-127.

Lachniet MS, Bernal JP, Asmerom Y, Polyak V, Pipermo D. 2012. A 240 yr Mesoamerican rainfall reconstruction links climate and cultural change. *Geology* 40(3):259-262.

León-Portilla M. 2005. *Aztecas-Mexicas, Desarrollo de una civilización originaria*. México: Algaba Ediciones.

Lorenzo JL. 1968. Clima y agricultura en Teotihuacan. En *Materiales para la Arqueología de Teotihuacan* (J.L. Lorenzo, ed.), INAH, Serie Investigaciones 17, pp. 51-72.

Lounejeva Baturina E, Morales Puente P, Cabadas Báez HV, Cienfuegos Alvarado E, Sedov S, Vallejo Gómez E, Solleiro Rebolledo E. 2006. Late Pleistocene to Holocene environmental changes from $\delta^{13}\text{C}$ determinations in soils at Teotihuacán, Mexico. *Geofís Int.* 45(2):85-98.

Lowe JJ, Walker MJ. C. 1997. *Reconstructing Quaternary Environments*. Longman. England. 446 pp.

Lozano-García S, Ortega-Guerrero B, Caballero-Miranda M, Urrutia-Fucugauchi J. 1993. Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments of Chalco lake, central Mexico. *Quaternary Res.* 40:332-42.

Lozano-García S, Vázquez-Selem L. 2005. A high-elevation Holocene pollen record from Iztaccíhuatl volcano, central Mexico. *Holocene.* 15(3):329–338.

Lugo Hubp J. 2011. *Diccionario geomorfológico*. Universidad Nacional Autónoma de México.

Mancilla GA. 2008. *Apuntes docentes de usos y conservación de suelos*. Universidad de Chile. Chile. 64pp.

Manzanilla L, Barba L. 1994. *La Ciencia para Todos*. Fondo de Cultura Económica. México.

Manzanilla L. y McClung de Tapia E. 1997. Patrones de utilización de recursos durante las ocupaciones de túneles posteotihuacanos, Cuicuilco, *Nueva Época*, 4(10-11): 107-120.

McAuliffe JR, Sundt PC, Valiente-Banuet A, Casas A, Viveros JL. 2001. Pre-columbian soil erosion, persistent ecological changes, and collapse of a subsistence agricultural economy in the semi-arid Tehuacán Valley, Mexico's 'Cradle of Maize': *Journal of Arid Environment*, 47, 47-75.

McClung de Tapia E, Domínguez Rubio I, Gama Castro J, Solleiro E, Sedov S. 2005. Radiocarbon dates from soil profiles in the Teotihuacán Valley, Mexico: indicators of geomorphological processes. *Radiocarbon.* 47(1):159-175.

McClung de Tapia E. 1977. Recientes estudios paleo-etnobotánicos en Teotihuacan, México, *Anales de Antropología*, XIV:49-61, IIA, UNAM.

McClung de Tapia E. 1979. *Ecología y Cultura en Mesoamérica*, Dirección General de Publicaciones, UNAM, (2a edición, 1984), México.

McClung de Tapia E. 1980. Interpretación de restos botánicos procedentes de sitios arqueológicos, *Anales de Antropología*, XVIII(I):149-166, IIA, UNAM.

McClung de Tapia E. 1984. *Ecología y cultura Mesoamericana*. University of Pittsburgh, Latin American Archaeology Publications.

McClung de Tapia E. 1987a. Agriculture and the Formation of the Teotihuacan State, L. Manzanilla (ed), *Studies in the Neolithic and the Urban Revolutions: The V. Gordon Childe Colloquium*. BAR International Series 349, pp. 353-364, Oxford.

McClung de Tapia E. 1987b. Patrones de Subsistencia Urbana, En Teotihuacan: Nuevos Datos, Nuevas Síntesis, Nuevos Problemas (E. McClung de Tapia y E.C. Rattray, eds.), pp. 57-74, IIA, UNAM.

McClung de Tapia E. y Pérez Pérez J. 2000. Agricultura y modificación al paisaje en Teotihuacan: Temporada 1999. Informe al Consejo de Arqueología, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México.

McClung de Tapia E. y Tapia-Recillas H. 1993. Características espaciales de la distribución de restos macrobotánicos en Oztoyohualco, Teotihuacan. En Manzanilla, L. (ed.) *Anatomía de un conjunto habitacional teotihuacano en Oztoyahualco*, IIA, UNAM. pp. 693-728.

McClung de Tapia E. y Tapia-Recillas H. 1997. Sistemas de Información Geográfica en la Arqueología: un análisis espacial en la región de Teotihuacan, *Ciencia y Desarrollo* 133/134:48-65.

McClung de Tapia, E., Solleiro-Rebolledo, E., Gama-Castro, J., Villalpando, J.L., Sedov, S. 2003. Paleosols in the Teotihuacan valley, Mexico: evidence for paleoenvironment and human impact. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 20 (3), 270-282.

McCool DK, Brown LC, Foster GR, Mutchler CK, Meyer D. 1987. Revised slope steepness factor for the universal soil loss equation. *Transactions of the ASAE*, 30:1387--1396.

McCool DK, Foster GR, Mutchler CK, Meyer D. 1989. Revised slope length factor for the Universal Soil Loss Equation. *Transactions of the ASAE*, vol. 32, pp. 1571-1576.

McDonnell MJ, Pickett STA eds. 1993. *Humans as Components of Ecosystems: The Ecology of Subtle Human Effects and Populated Areas*. New York, Springer-Verlag.

Metcalfe SE, Jones M, Davies SJ, Noren A, MacKenzie A. 2010. Climate variability over the last two millennia in the North American Monsoon region, recorded in laminated lake sediments from Laguna de Juanacatlan, Mexico. *Holocene*, 20:1195–1206.

Metcalfe SE, O'Hara SL, Caballero Miranda M, Davies SJ. 2000. Records of Late Pleistocene-Holocene climatic change in Mexico e a review. *Quaternary Science Reviews* 19, 699-721. México (UNAM), México.

Mikhailova EA, Bryant RB, Schwager SJ, Smith SD. 1997. Predicting rainfall erosivity in Honduras. *Soil Science Society of America Journal* 61 (1), 273–279.

Millon R. 1954. Irrigation at Teotihuacan, *American Antiquity* 20(2):177-180.

Millon R. 1957. Irrigation systems in the Valley of Teotihuacan. *American Antiquity*, 23(2):160-166.

Millon R. 1973. *Urbanization at Teotihuacan, México. Vol. I. The Teotihuacan Map: Part 1*, Austin, University of Texas Press.

Millon R. 1988a. The last years of Teotihuacan dominance. In *The Collapse of Ancient States and Civilizations*, ed. N Yoffee, GL Cowgill, pp. 102-64. Tucson: Univ. Ariz. Press

Millward AA, Mersey JE. 1999. Adapting the RUSLE to model soil erosion potential in a mountainous tropical watershed. *Catena* 38, 109-129.

North American Commission on Stratigraphic Nomenclature. 1983. North American Stratigraphic Code. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 67, 841-875.

O'Hara SL, Metcalfe SE, Street-Perrott F.A. 1994. On the arid margin: The relationship between climate, humans and the environment. A review of evidence from the highlands of Central Mexico. *Chemosphere* 29, 965–981.

O'Hara SL, Street-Perrott A, Bur, TP. 1993. Accelerated soil erosion around a Mexican Highland lake caused by Prehispanic agriculture: *Nature*, 362, 48-51.

Ortega-Guerrero B, Thompson R, Urrutia Fucugauchi J. 2000. Magnetic properties of lake sediments from Lake Chalco, central Mexico, and their palaeoenvironmental implications. *J Quaternary Sci.* 15:127–140.

Palerm A, Wolf E. 1972. *Agricultura y civilización en Mesoamerica*. Ed. Gernika, México.

Palerm A. 1973. Instituto Nacional de Antropología e Historia. ed. *Obras hidráulicas prehispánicas en el sistema lacustre del valle de México*, 19-44.

Parsons JR. 1971. *Prehispanic Settlement Patterns in the Texcoco Region, Mexico*. *Memoirs of the Museum of Anthropology* 3. Ann Arbor: University of Michigan.

Pérez Pérez J. 2003. *La agricultura en Teotihuacán. Una forma de modificación del paisaje*. Instituto de Investigaciones Antropológicas. Ciudad de México, Universidad Autónoma de México. *Maestra en Arqueología*: 203.

Rapp G. y Hill CL. 2006. *Geoarchaeology. The Earth-Science Approach to Archaeological Interpretation*. New Haven and London, Yale University Press.

Redman, CL. 1999. *Human Impact on Ancient Environments*. Tucson, University of Arizona Press.

Reimer PJ, Bard E, Bayliss A, Beck JW, Blackwell PG, Bronk Ramsey C, Buck CE, Cheng H, Edwards RL, Friedrich M, Grootes PM, Guilderson TP, Hafliðason H, Hajdas I, Hatté C, Heaton TJ, Hoffman DL, Hogg AG, Hughen KA, Kaiser KF, Kromer B, Manning SW, Niu M, Reimer RW, Richards DA, Scott EM, Southon JR, Staff RA, Turney CSM, van der Plicht J. 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age Calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55(4), 111-1150.

Renard KG, Foster GR, Weesies GA, McCool DK, Yoder DC. 1997. *Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)* Handbook No. 703. US Department of Agriculture, 404 pp.

Renard KG, Freimund JR. 1994. Using monthly precipitation data to estimate the R factor in the revised USLE. *Journal of Hydrology* 157(1–4), 287–306.

Retallack GJ. 1998. Core concepts in paleopedology. *Quaternary International*, 51/52: 203-212.

Rivera-Uria MY, Sedov S, Solleiro-Rebolledo E, Pérez-Pérez J, McClung E, González A, Gama-Castro J. 2007. Degradación ambiental en el Valle Teotihuacán: evidencias geológicas y paleopedológicas. *Bol Soc Geol Mex.* 59(2):203-217.

Rojas Rabiela T. 1994. Agricultura indígena, pasado y presente. SEP Cultura, Centro de Investigaciones y Estudios Superiores en Antropología Social.

Rouiller J, Jeanroy E. 1971. *Resumé de quelques techniques de Pédologie Generale*. Nancy: Centre de Pédologie Biologique du C.N.R.S.

Ruhe RV. 1965. Quaternary Paleopedology. In: H.E. Wright and D. G. Fry. *The quaternary of United States*. Princeton, NJ, Princeton University Press.

Russell EWB. 1987. *People and the Land through Time: Linking Ecology and History*. New Haven, Conn.: Yale University Press.

Rzedowski JG, Guzmán A. Hernández Muñiz C. 1964. Cartografía de la vegetación de la parte norte del Valle de México. *Anales de la Esc Nac Cienc Biol.* 13:31-57.

Sánchez-Pérez S, Solleiro-Rebolledo E, Sedov S, McClung de Tapia E, Golyeva A, Prado B, Ibarra-Morales E. 2013. The Black San Pablo paleosol of the Teotihuacán Valley, Mexico: pedogenesis, fertility, and use in Ancient agricultural and urban systems. *Geoarchaeology.* 28:249-267.

Sanders WT, Parsons JR, Santley RS. 1979. *The basin of Mexico, Ecological processes in the evolution of a civilization*. New York: Academic Press Inc.

Sanders WT. 1965. *The cultural ecology of the Teotihuacan Valley*, Department of Sociology and Anthropology. The Pennsylvania State University, University Park, USA.

Schwab GO, FangMeier DD, Elliot WJ. 1996. *Soil and water management systems*.

Sedov S, Rivera Y, Solleiro E. 2009. Holocene paleoecology of Teotihuacán, Mexico: Micromorphological evidences from alluvial paleosols and pedosediments. *Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten Serie D Physische Geographie*. 30:123-131.

Sedov S, Solleiro-Rebolledo E, Gama-Castro JE. 2003. Andosol to Luvisol evolution in Central Mexico: timing, mechanisms and environmental setting. *Catena*. 54(3):495-513.

Sedov S., Lozano-García S, Solleiro-Rebolledo E, McClung de Tapia E, Ortega-Guerrero B, Sosa-Nájera S. 2010. Tepexpan revisited: A multiple proxy of local environmental changes in relation to human occupation from a paleolake shore section in Central Mexico. *Geomorphology*. 122(3-4):309-322.

Soil Survey Division Staff. 1993. Soil survey manual, Soil Conservation Service, U.S. Department of Agriculture Handbook 18.

Solanes Carraro MC, Vela E. 2000. Atlas del México prehispánico: mapas de periodos, regiones y cultura. México D.F.: Editorial Raíces: Instituto Nacional de Antropología e Historia

Solleiro-Rebolledo E, Sedov S, McClung de Tapia E, Cabadas H, Gama-Castro J, Vallejo-Gómez E. 2006. Spatial variability of environment change in the Teotihuacán Valley during the Late Quaternary: Paleopedological inferences. *Quatern Int*. 156-157:13-31.

Solleiro-Rebolledo E, Sychev, S, Sedov S, McClung de Tapia E, Rivera-Uria Y, Salcido-Berkovich C. y Kuznetsova A. 2011. Fluvial processes and paleopedogenesis in Teotihuacán Valley, Mexico: Responses to the late Quaternary environmental changes. *Quaternary International*, 233, 40-52.

Stahle DW, Cleaveland MK, Grissino-Mayer H, Griffin RD, Fye FK, Therrell MD, Burnette DJ, Meko DM, Villanueva Diaz J., 2009. Cool and warm season precipitation reconstructions over western New Mexico. *Journal of Climate* 22, 3729-3750.

Stahle DW, Villanueva Díaz J, Burnette DJ, Cerano Paredes J, Heim Jr RR, Fye FK, Acuna Soto R, Therrell MD, Cleaveland MK, Sthale DK. 2011. Major Mesoamerican droughts of the past millennium. *Geophysical Research Letters* 38. L05703. 1-4.

Stone RP, Hilborn D. 2000. Universal Soil Loss Equation (USLE). Fact Sheet, Agricultural Engineering. Ministry of Agriculture, Food and Rural Affairs, Ontario.

Stoops G. 2003. Guidelines for the analysis and description of soil and regolith thin sections. Madison, Wisconsin: Soil Science Society of America Inc.

Stuiver M, Reimer PJ. 1993 CALIB User's Guide Rev. 3.0. University of Washington, Quaternary Isotope Laboratory.

Tapia-Varela G, López-Blanco J. 2002. Mapeo geomorfológico analítico de la porción central de la cuenca de México: unidades morfogenéticas a escala 1:100 000. Rev Mex Cienc Geol. 19(1):50-65.

Taylor RE. 1987. Radiocarbon dating. An archaeological perspective. Academic Press, Harcourt Brace Jovanovich Publishers.

Therrell MD, Stahle DW, Cleaveland MK, Villanueva-Diaz J. 2002. Warm season tree growth and precipitation over Mexico. J Geophys Res 107:(D14): 4205.

Torquemada fJ. 1615. De los veinte y un rituales y la monarquía indiana. Vol. 1, Libro tercero.

Vahrson W. 1990. El potencial erosivo de la lluvia en Costa Rica. Agronomía Costarricense 14 (1), 15–24.

Vale TR. 2002a ed. Fire, Native Peoples, and the Natural Landscape. Washington, D.C., Island Press.

van Zuidam RA. 1986. Aerial photo-interpretation in terrain analysis and geomorphologic mapping. Smits Publishers, The Hague. 442 p.p.

Vásquez-Méndez R, Ventura-Ramos E, Oleschko K, Hernández-Sandoval L, Parrot JF, Nearing MA. 2009. Soil erosion and runoff in different vegetation patches from semiarid Central Mexico. Catena 80. pp. 162–169.

Vera Torres JA. 1994. Estratigrafía. Principios y métodos. Ed. Rueda. España.

Verstappen HT. 1977. Remote Sensing in Geomorphology. Elseviers, Amersterdam.

Verstappen HT. 1983. Applied geomorphology: Geomorphological surveys for environmental development. Amsterdam. Elsevier. 437 p.

Werner G. 1986. Landschaftsumgestaltung als Folge von Landnutzung durch die altindianische Bevölkerung im Staat Tlaxcala, Mexicko. Erdkunde 40, 262-270.

Whitmore TM, Turner BL II, Johnson DL, Kates RW, Gottschang TR. 1990. Long-term population change. In the earth as transformed by human action. Ed. BL Turner II et al. 25-39. Cambridge , Cambridge University Press.

Whitmore TM y Turner BLI. 2001. Cultivated landscapes of Middle America on the eve of the conquest. Oxford Geographical and Environmental Studies. Oxford University Press, Oxford, 311 pp.

Wischmeier WH, Smith DD. 1958. Rainfall energy and its relation to soil loss. Transactions of the American Geophysical Union 39 (2), 285–291.

Wischmeier WH, Smith DD. 1978. Predicting Rainfall Erosion Losses: A Guide to Conservation, Agricultural Handbook 537. Planning, Science and Education Administration. US Department of Agriculture, Washington, DC, 58 pp.

Wischmeier WH, Smith DD. 1978. Predicting Rainfall Erosion Losses: A Guide to Conservation, Agricultural Handbook 537. Planning, Science and Education Administration. US Department of Agriculture, Washington, DC, 58 pp.

Wittfogel K. 1957. Oriental despotism: a comparative study of total power. Yale University Press, New Haven.

Yoder DC, Foster GR, Weesies GA, Renard KG, McCool DK, Lown JB. 2011. "Evaluation of the RUSLE Soil Erosion Model", disponible en <http://www.bae.ncsu.edu/www3/acad/Regional-Bulletins/Modeling-Bulletin/rusle-yoder-001016.html#942786>.

Yoder DC, Lown JB. 1995. The future of RUSLE: Inside the new Revised Universal Soil Loss Equation. J. Soil and Water Conservation, 50(5):484-489.

Zachar D. 1982. Soil erosion. Development in soil science 10. Elseiver Scientific Publishing Company.

Zinck JA. 1988. Physiography and soils. Lecture notes. Enschede, The Netherlands: International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (ITC).

Zinck JA, López J, Metternicht GI, Shrestha DP, Vázquez-Selem L. 2001. Mapping and modelling mass movements and gullies in mountainous areas using remote sensing and GIS techniques. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. 3(1): 43-53.