



Universidad Nacional Autónoma de México

Posgrado en Ciencias de la Tierra

Instituto de Geología

Geología Ambiental

**Modelación geomorfológica de los meandros del curso bajo
del Río Coatzacoalcos y la simulación de inundaciones**

TESIS

Que para optar por el grado de
Doctora en Ciencias

Presenta

Carolina Ramírez Núñez

Director de tesis

Dr. Jean-François PARROT

Instituto de Geografía, UNAM

Comité Tutor

Dra. Blanca Lucia Prado Pano

Instituto de Geología, UNAM

Dra. Lucia Capra Pedol

Centro de Geociencias, UNAM

México, D.F., Mayo de 2015



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos

Agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología y al Posgrado en Ciencias de la Tierra de la UNAM por los financiamientos respectivos.

Gracias al Dr. Jean-François Parrot, director de este trabajo de investigación doctoral. El *palikari* siempre resultó útil ante los retos de este trabajo.

A mi Comité Tutor, integrado por las doctoras Blanca Prado Pano y Lucia Capra Pedol, muchas gracias por su tiempo y ayuda.

De manera especial agradezco al jurado examinador: Dra. Ann Cyphers, Dra. Blanca Prado Pano, Dr. Mario Arturo Ortiz Pérez, y Dr. Gabriel Legorreta Paulín ya que sus comentarios y observaciones enriquecieron esta investigación.

Agradezco también al Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática que facilitó la información relacionada con los modelos digitales LiDAR; a la Dra. Ann Cyphers quién también me apoyo para el uso inmediato de dichos modelos; y a la Coordinación General del Servicio Meteorológico Nacional de la Comisión Nacional del Agua que otorgó los datos de las estaciones climatológicas e hidrométrica.

A mi *Padre*, mi familia y amigos por su amor y apoyo brindado.

Resumen	7
I. Introducción	11
II. Generalidades de las simulaciones, descripción de los datos utilizados y de la zona de estudio.....	17
II.1. Generalidades de las simulaciones.....	17
II.2. Descripción de los datos utilizados.....	18
II.2.1. Modelos Digitales de Elevación. Descripción de los datos y generación.....	19
II.2.1.a. MDE proveniente de datos vectoriales	20
II.2.1.b. MDT de tipo LiDAR.....	21
II.2.2. Imágenes de satélite. Descripción de los datos y tratamientos.	26
II.3. Descripción de la zona de estudio.....	29
II.3.1. Uso de suelo y vegetación	30
II.3.2. Geología y edafología	31
II.3.3. Hidrología, geomorfología y suelos.....	34
III. Los Modelos Digitales de Elevación	43
III. 1. Generación del MDE de la planicie fluvial a partir de datos vectoriales	43
III.1.1. Datos vectoriales y curvas de nivel utilizadas	46
III.1.2. Tratamientos para generar el MDE	48
III.1.3. Resultados.....	54
III.1.4. Discusión y conclusiones	59
III.2. Corrección de artefactos y altitud de los ríos en MDT provenientes de LiDAR.....	61
III.2.1. Facetas triangulares	61
III.2.2. Altitud de la superficie los ríos.....	63
III.2.3. Resultados.....	65
III.2.4. Discusión y conclusiones	66
IV. Caracterización de la red fluvial.....	69
IV.1. Caracterización de la red de drenaje.....	70
IV.1.1. Métodos de cuantificación de la red de drenaje	70
IV.1.2. Ejemplos de los tratamientos clásicos	74
IV.2. Datos utilizados	87
IV.3. Método	87
IV.3.1. Pre-tratamientos.....	87
IV.3.2. Tratamientos.....	88
IV.4. Resultados	91
IV.5. Discusión y conclusiones	98
V. Simulación de inundaciones en la planicie fluvial del río Coatzacoalcos	99
V. 1. La simulación de inundaciones.....	100
V.2. Morfología de las planicies fluviales.....	102
V.2.1. Pendiente logarítmica	103
V.2.2. Dimensión fractal local.....	104
V.3. Tipos de inundación en la zona de estudio	113

V.4.Tratamientos y resultados	114
V.4.1. Inundación regional	114
V.4.2. Inundaciones por desbordamiento del río.....	120
V.4.3. Ola de inundación	137
V.4.4. Validación de la simulación de inundación	143
V.5. Discusión y conclusiones.....	147
VI. Conclusiones	151
Referencias	155
Índice de Figuras	175
Índice de Tablas.....	181
Anexo I. Especificaciones técnicas de los Modelos Digitales de Elevación e imágenes de satélite.....	183
Anexo II. Bases de datos utilizadas para la validación de los modelos de simulación de inundaciones	185
Anexo III. Productos derivados del trabajo de investigación.....	193

Resumen

La planicie fluvial del río Coatzacoalcos experimenta cambios debido a la actividad minera y a la construcción de caminos y puentes, entre otros. Estas modificaciones repercuten en los ciclos de riego, en los procesos de sedimentación y en la disponibilidad de recursos acuáticos. La población depende estrechamente de la relación entre los flujos locales y regionales de agua para la sobrevivencia durante la época de sequía y canícula. En este sentido, cualquier modificación de altitud ya sea mínima en una planicie con una pendiente promedio de 1° , se traduce en un aumento importante de la rugosidad. En razón de la casi ausencia de pendiente de los ríos (menos de 0.0003%) se desarrolló un sistema esencialmente meándrico con diversas anastomosis, lo que implica la necesidad de caracterizar los diversos segmentos de la red de drenaje utilizando nociones como la tortuosidad, la longitud de la red y la densidad de afluentes. La base de las simulaciones desarrolladas en este contexto son el Modelo Digital de Elevación proveniente de datos vectoriales y el Modelo Digital de Terreno LiDAR para simular eventos de inundación mayor e intermitentes. En una primera etapa se generó un Modelo Digital de Elevación para realizar las simulaciones regionales. Una vez disponibles los datos de alta resolución de LiDAR, se corrigieron los artefactos de las superficies de los ríos del Modelo Digital de Terreno, para verificar entre otros la validez de las simulaciones regionales realizadas a partir del Modelo Digital de Elevación y sobre todo se generaron simulaciones de flujos locales. El conjunto de algoritmos desarrollados responden a un evento de inundación regional, el desbordamiento de los ríos y el desplazamiento de una onda de inundación en la superficie de los ríos. Este tipo de acercamientos sirven para la determinación de las áreas máximas de extensión de la inundación regional ante distintos registros de precipitación pluvial así como al nivel local para la identificación de zonas de recolección de recursos acuáticos en función de los niveles del agua.

Abstract

The floodplain of the Coatzacoalcos River experiences changes due to mining and construction of roads and bridges. These changes affect irrigation cycles, sedimentation processes, and water resources availability. The population is closely dependent to local and regional water flows for survival during drought and heat wave periods. In this sense, any amendment, even of low altitude, on a fluvial plain at an average gradient of 1° , results in a significant increase in roughness. Because of the near absence of slope in rivers (less than 0.0003%), meandering system with different anastomosis was developed, which implies characterizing the segments of the drainage network using notions such as tortuosity, network

length, and confluent density. In this context, the developed simulations are based on a Digital Elevation Model obtained from vector data to simulate major flooding events and on a Digital Terrain Model from LiDAR to model intermittent flows. These last events are studied using the high resolution LiDAR data recently available to eliminate artifacts observed on the river surfaces. Local flow simulations are generated and the results obtained allow validating moreover the regional flood estimations provided by the Digital Elevation Model. The set of algorithms developed to simulate local flood scenario are based on an overflowing of the rivers or on the displacement of a flood wave on the surface of the rivers. All these approaches can be applied to define the maximum extension of regional flood depending on the rainfall records and to identify at the local scale the areas of aquatic resources based on water levels reached during an inundation.

Résumé

La plaine inondable du fleuve Coatzacoalcos subit des changements dus entre autres, à l'exploitation minière et à la construction de routes et de ponts. Ces changements influent sur les cycles d'irrigation, les processus de sédimentation et la disponibilité des ressources en eau. Or, la population est étroitement dépendante de la relation entre les flux locaux et régionaux de l'eau pour sa survie pendant les périodes de sécheresse et de canicule. En ce sens, toute modification de faible altitude sur un plateau dont la pente moyenne n'excède pas 1° , entraîne une augmentation importante de la rugosité. Par ailleurs, en raison de la quasi-absence de pente dans les rivières (moins de 0,0003%), un système essentiellement composé de méandres partiellement anastomosés s'est développé, ce qui implique la nécessité de caractériser les différents segments du réseau de drainage en utilisant des notions telles que la tortuosité, la longueur du réseau et la densité des confluent. Dans ce contexte, les traitements réalisés se basent sur un Modèle Numérique d'Élévation engendré à partir de données vectorielles ainsi que sur un Modèle Numérique de Terrain *LiDAR* en vue de simuler respectivement les grands événements et les inondations intermittentes. L'étude de ces dernières est rendu possible par l'utilisation des données de haute résolution *LiDAR* désormais disponibles à condition d'éliminer les artefacts que présente la surface des rivières sur ce type de données. Il est ainsi possible non seulement de développer des modèles de simulation à l'échelle locale, mais encore de valider les simulations régionales réalisées précédemment à l'aide des Modèles Numériques d'Élévation. Dans l'ensemble des algorithmes développés pour répondre à des problèmes d'inondation locale, les rivières en crue débordent soit en raison d'une montée des eaux, soit par suite du déplacement d'une onde de crue à la surface des rivières. Ces approches sont utilisées pour déterminer les zones d'extension maximales de crues régionales en fonction

de l'enregistrement des précipitations et pour identifier au niveau local les zones et la richesse des ressources aquatiques en fonction des niveaux atteints pendant les crues.

I. Introducción

Las inundaciones son el peligro geomorfológico que genera el mayor número de pérdidas materiales y humanas en comparación con otros fenómenos naturales. Se estima que cada año 25,000 personas pierden la vida y alrededor de 500 mil resultan afectadas. En las últimas décadas se ha observado un aumento en la frecuencia y alcance de estos fenómenos a escala global y se espera que para 2050, 2.5 mil millones de personas estén expuestas a este tipo de peligro dada la tendencia de crecimiento urbano en zonas inundables (Ramade, 2006).

Las inundaciones se producen por la ocurrencia de uno o varios periodos de fuerte lluvia que limita la capacidad de infiltración y percolación del agua a través del perfil del suelo. No obstante, el estudio de las inundaciones requiere considerar distintos factores, entre ellos los climáticos (en distintas escalas), las características del relieve, los tipos de suelo, los factores ecológicos y la influencia antrópica. De acuerdo con el informe de los desastres por inundación en México durante el periodo 1900-2012 del Centro para la Investigación en Epidemiología de los Desastres (2012) (Center for Research on the Epidemiology of Disasters, CRED) (Guha-Sapir *et al.*, 2012) ocurrieron 26 desastres con más de 3 millones de personas afectadas y pérdidas económicas de más de 3 mil millones de dólares.

Los desastres por inundación se asocian a los efectos de lluvias extremas en la sobrecarga de los sistemas hidráulicos, el desborde de ríos y en las llanuras costeras por efecto de la marea de tormenta. A partir de 1990 el registro de inundaciones en México mostró un incremento (Corporación OSSO, 2012). En el caso de la cuenca baja del río Coatzacoalcos, el periodo 1999-2010 muestra inundaciones anuales en varias poblaciones de municipios como Minatitlán, Coatzacoalcos, Jaltipan, Texistepec, entre otros. Cabe destacar que la documentación de eventos de inundación ha incrementado en las últimas décadas.

El clima de la vertiente oriental de México tiene un control de tipo orográfico (Sierra Madre Oriental) y de los sistemas de circulación atmosférica de la temporada húmeda como vientos alisios, depresiones tropicales y nortes. Con base en los registros climáticos del siglo veinte se ha determinado una variabilidad interanual de un 35 a 40% tanto al norte como al sur del

Estado de Veracruz; esto significa un déficit o exceso durante las estaciones de verano y otoño (Ruiz-Barradas y Nigam, 2010). Dicha variabilidad de la lluvia puede asociarse a fenómenos intrínsecos regionales (atmosféricos, oceánicos, ecológicos, antropogénicos) y globales tales como El Niño-Oscilación del Sur (ENSO, El Niño South Oscillation), la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO, Pacific Decadal Oscillation) y la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO, Atlantic Multidecadal Oscillation). Según los índices de teleconexión elaborados para un estudio de la variabilidad natural climática en Veracruz los fenómenos como ENSO en su fase de La Niña, PDO en su fase negativa, y AMO en su fase positiva producen no solo lluvias anómalas, sino extremas (siendo estas las que exceden una desviación estándar tanto al norte como al sur del Estado durante el verano y el otoño (Ruiz-Barradas, 2011). Los efectos de estas lluvias extremas se traducen, cuenca abajo, en avenidas de distinta respuesta para los ríos Tuxpan, Cazonos y Tecolutla al norte de Veracruz, y Papaloapan y Coatzacoalcos al sur del mismo.

Desde tiempos prehispánicos, la dinámica fluvial en la cuenca baja del río Coatzacoalcos ha influido en el desarrollo de la población y en el manejo del riesgo asociado a las inundaciones (Cyphers *et al.*, 2013). De manera particular, los olmecas habitaron la zona de lomeríos entre el río Coatzacoalcos y su afluente el río Chiquito; ahora se reconoce como uno de los centros olmecas más importantes (zona arqueológica de San Lorenzo-Tenochtitlán). Las comunidades experimentaban una dinámica fluvial importante con ascensos y descensos del terreno relacionados con la estructura salina a profundidad (Formación Cuenca Salina del Istmo) y con ello el cambio en el curso de los afluentes del río Coatzacoalcos (Symonds *et al.*, 2002). Los cambios en el nivel de los ríos traen consigo recursos acuáticos para la subsistencia durante la época seca del año. Las comunidades prehispánicas enfrentaban el riesgo a partir del aprovechamiento de los recursos acuáticos y la distribución de la agricultura en las unidades del relieve según la fluctuación del nivel de los ríos. Esta relación entre el hombre y su medio se mantiene para enfrentar el riesgo de inundación mayor (Cyphers *et al.*, 2013). Sin embargo, a partir de la década de 1990, las actividades de subsistencia de la población a nivel regional han cambiado (Cyphers *et al.*, 2013) por lo que la planicie fluvial del río Coatzacoalcos ha tenido cambios topográficos notables producto del cambio de uso de suelo, la actividad minera y la construcción de caminos y puentes, entre otras actividades; la erosión

y sedimentación requiere la continua delimitación parcelaria (Cagnat-Irisson, 2011) junto con la demanda de obras hidráulicas en ciertas partes de los cauces, construcción de muros de contención, pequeños bordos y puentes en afluentes secundarios (Comunicación personal, 2012). El cambio en los niveles de los ríos y zonas de inundación amenaza la subsistencia de la población, misma que experimenta los flujos de agua y/o tipos de inundación como parte de su vida.

Durante la temporada de lluvias (de junio a febrero) en la cuenca baja del río Coatzacoalcos se distinguen cuatro niveles de inundación (Cyphers *et al.*, 2013). El primer ascenso del nivel del río corresponde a ascensos locales entre el mes de junio y mediados de julio. Este ascenso local del agua se presenta en las llanuras sin rebasar las riberas. El segundo nivel corresponde al máximo ascenso del agua o la gran inundación anual entre fines de septiembre u octubre. El tercer nivel se identifica en el mes de diciembre afectando los arroyos y las ciénagas. Por último, en enero se presenta el cuarto nivel de ascenso, el agua rebasa las riberas de los arroyos y la llanura.

Las inundaciones regionales de mayor afectación durante la segunda mitad del siglo veinte en la cuenca baja del río Coatzacoalcos ocurrieron en 1963, 1970, 1999 (Comisión Nacional del Agua, 2010; Morales, 2008), y de acuerdo con la base de datos del Centro para la Investigación en Epidemiología de los Desastres (2012) (Center for Research on the Epidemiology of Disasters, CRED) (Guha-Sapir *et al.*, 2012) en este siglo se presentaron al menos tres inundaciones importantes en 2005, 2008 y 2010. Según los registros de la estación Las Perlas¹, la inundación de 1963 tuvo gastos instantáneos de 7,061 m³/s y una lluvia acumulada de 664 mm/24 hrs.; en 1970 el ascenso del nivel del río Coatzacoalcos fue de al menos 3 metros sobre su nivel normal; en 1999 los gastos registrados en la estación Las Perlas fueron superiores a 5,000 m³/s (Coordinación General del Servicio Meteorológico Nacional y Comisión Nacional del Agua, 2011) y para la estación Tierra Morada 2,000 m³/s (Coordinación General del Servicio Meteorológico Nacional y Comisión Nacional del Agua, 2011) lo que produjo el ascenso del nivel del río Coatzacoalcos registrado en las mismas estaciones entre 11.10 y 12.2 m superando los niveles críticos registrado de 8.54 (estación Las

¹ Ver ubicación de las estaciones climatológicas en el anexo II

Perlas) y 11 m (Tierra Morada), respectivamente (Coordinación General del Servicio Meteorológico Nacional y Comisión Nacional del Agua, 2011, Comisión Nacional del Agua, 2010; Morales, 2008). De acuerdo con la Coordinación General del Servicio Meteorológico Nacional y la Comisión Nacional del Agua (2011), la lluvia registrada en 2008 durante 4 días (400 mm) equivalía a un poco más del volumen de la precipitación promedio anual en México (700 mm) (Agencia Notimex, 2008; Morales, 2008); en 2010, la lluvia en la Sierra de Oaxaca alcanzó los 300 mm/s (Morales, 2010; Zavaleta, 2010) generando cuantiosas pérdidas económicas en la parte baja de la cuenca (Diario Oficial de la Federación, 2010).

Si bien la población vive las inundaciones como un proceso inherente a la vida diaria, los cambios topográficos a la planicie fluvial tienen efectos en el manejo del riesgo que pueden englobarse en la obtención de recursos durante la época seca y de canícula. Es por eso que en esta investigación se desarrolla la simulación de inundaciones a escala regional y local a partir de datos del relieve en escala 1:50,000 y de alta resolución provenientes de LiDAR (Light Detection And Ranging). La simulación de inundaciones es un producto objetivo que a través de imágenes de satélite y datos del relieve como los Modelos Digitales de Elevación (MDE), permite hacer cuantificaciones en el espacio bi y tri-dimensional así como visualizaciones del sujeto de estudio, en este caso el fenómeno de inundación.

El trabajo de investigación que se presenta a continuación se articula de la siguiente manera. El segundo capítulo corresponde al contexto general de las simulaciones en el área de Ciencias de la Tierra, se provee la descripción de los datos utilizados y de los principales tratamientos del MDE e imágenes de satélite así como las características geográficas de la zona de estudio.

El tercer capítulo muestra la producción de un Modelo Digital de Elevación (MDE) de la planicie fluvial con base en los datos vectoriales provistos por el Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI) en la escala 1:50,000. Este trabajo es una respuesta ante la problemática de la representación del relieve de las zonas planas y el uso de la misma para las aplicaciones de los otros capítulos. La generación de este modelo en la primera etapa de investigación responde a la necesidad de un producto de calidad para la simulación de inundaciones en la escala regional (MDE) ya que los Modelos Digitales de

Terreno (MDT) y los Modelos Digitales de Superficie (MDS) provenientes de LiDAR aún no estaban disponibles al público. El MDE resulta de la aplicación de la interpolación multi-direccional (Parrot, 1998) a los archivos vectoriales.

La segunda parte de este capítulo corresponde a la corrección de los artefactos del MDT proveniente del LiDAR. Las correcciones de facetas triangulares y de altitud de la superficie de los ríos es necesaria cuando no se tiene la nube de puntos o los datos originales para generar las simulaciones por el desbordamiento de un río y considerando una ola de inundación (capítulo V).

En el cuarto capítulo se propone una variable para el estudio de la geometría o estructura de la red de drenaje a partir de la tortuosidad, la longitud de la red de drenaje y la densidad de afluentes. Esta variable surge de la necesidad de caracterizar una red de drenaje tan activa como lo es en la zona de estudio, así como de las limitaciones obtenidas en otros métodos. Para este último se proveen mediciones utilizando los ejemplos de la literatura científica, figuras de síntesis y la red de drenaje de la zona de estudio a escala 1:50,000. El método de caracterización desarrollado se compara con las mediciones provistas por la Dimensión Fractal.

Una vez obtenidos el MDE y el MDT corregido se desarrollaron los algoritmos para simular inundaciones a escala regional y local o bien las inundaciones mayores e intermitentes clasificadas así por Cyphers *et al.* (2013). Las simulaciones tienen tres objetivos principales: 1) la representación de un escenario de inundación máxima; 2) las inundaciones por desbordamiento del río y 3) el efecto de una ola de inundación que podría atribuirse tanto a inundaciones locales como regionales. En el caso de las inundaciones locales o intermitentes se utilizan dos acercamientos metodológicos en varias zonas de prueba en la planicie fluvial: el desbordamiento de un río a partir del algoritmo *Lateral_flooding* y del uso de una curva gaussiana (*Gaussian_lateral_flooding*) y su desplazamiento río abajo resultando en una atenuación de la cresta. Para las simulaciones de inundación regional (en la cuenca baja) se utilizan tres tipos de superficies: cóncava, plana y convexa.

Los valores máximos de inundación calculados se establecen con base en las observaciones de campo, reportes de la CONAGUA, periódicos locales y nacionales, y estaciones hidrométricas. La validación de los modelos se realizó con base en imágenes de satélite de los eventos respectivos y reportes de estaciones satelitales de monitoreo de inundaciones (Brakenridge, 2014; Brakenridge *et al.*, 2015).

II. Generalidades de las simulaciones, descripción de los datos utilizados y de la zona de estudio

En este capítulo se proporcionan generalidades sobre el uso de las simulaciones en el área de Ciencias de la Tierra, los datos y los principales tratamientos de imágenes utilizadas y la zona de estudio.

II.1. GENERALIDADES DE LAS SIMULACIONES

La simulación es la construcción de modelos informáticos para describir el comportamiento de un sistema; el diseño y la realización de experimentos a partir del modelo permite obtener resultados y conclusiones que apoyan la toma de decisiones para responder a distintas problemáticas (Ríos-Insúa *et al.*, 2009).

La simulación de procesos en el área de las geociencias ha aumentado; los usuarios han detectado su potencial para proveer soluciones, oportunidades y necesidades (Bates *et al.*, 2005a; Parrot, 2009a; Parrot y Collet, 2009; Delahaye y Douvinet, 2013). La disponibilidad de datos de alta resolución (imágenes de satélite y MDT) y el *open source* facilitan el manejo y aplicación de estos algoritmos de simulación. Un análisis crítico de las distintas problemáticas conduce a desarrollar herramientas específicas ya que un programador no puede dar una solución general para los casos específicos siendo que la naturaleza corresponde a un sistema complejo (Albrecht, 2005; Douvinet *et al.*, 2011).

En el caso de las inundaciones, existe software que responde a la simulación de flujos en distintas escalas y dimensiones (Wurbs, 1987; Akanbi y Katopodes, 1988; Liang *et al.*, 2007; Ramírez-Núñez y Parrot, 2012, 2013 y 2014). El cómputo de la dinámica de fluidos surgió en el área de ingeniería hidráulica y matemáticas para resolver problemas de transferencia de masa y calor. Las ecuaciones fundamentales se desarrollaron en el siglo XIX, sin embargo, la capacidad de cómputo alcanzada en el siglo pasado permitió implementar cálculos complejos bajo las condiciones necesarias.

Para los modelos aplicados al diseño industrial, los códigos responden a un sistema cerrado ya que se establecen las condiciones de límite, la geometría, las propiedades de los materiales, los coeficientes de arrastre, etc. Por su parte, los sistemas ambientales son sistemas abiertos de interacciones complejas en el espacio y tiempo integrados por distintos procesos y entradas. El detalle de la validación puede no ser suficiente al nivel deseado por lo que, tanto el modelo, como la validación, el esquema conceptual y la geometría y los límites deben ser verificados (Bates *et al.*, 2005b). Cabe destacar que a pesar de obtener modelos resueltos con mayor inclusión de procesos no se obtendrán modelos físicos más realistas. Los principales retos de investigación se relacionan con la identificación, cuantificación y reducción de estas incertidumbres. Se espera que a través de la percepción remota, el procesamiento de la dinámica de fluidos y el cómputo económico y de mayor capacidad se obtengan modelos de flujo y transporte multi-dimensionales a una resolución adecuada.

El uso cada vez más frecuente de datos altitudinales de mayor resolución junto con datos reales asegura la generación de mapas de inundación más precisos como fue el caso del estudio de los efectos del huracán Katrina (Gesch, 2005). Es posible que las simulaciones a partir de datos de alta precisión se combinen con datos del terreno así como la información proveniente de sensores remotos. La simulación de flujos tiene que considerar coeficientes de fricción a partir de la estructura de la vegetación, la erosión y la deposición, además de los datos hidrológicos y de infraestructura hidráulica de base.

Los datos históricos permiten hacer un tipo de validación así como modificaciones a escenarios. Al conocer los patrones de inundación y su duración es factible planear las actividades humanas, disminuir el impacto de un desastre de este tipo o bien reubicar zonas urbanas tomando en cuenta los resultados de las simulaciones.

II.2. DESCRIPCIÓN DE LOS DATOS UTILIZADOS

La simulación de inundaciones desarrollada en esta investigación utiliza como datos de entrada Modelos Digitales de Elevación de tipo *raster* obtenidos a partir de la interpolación de

curvas de nivel de tipo vectorial y los Modelos Digitales de Terreno provenientes de LiDAR. A continuación se explican las características principales de este tipo de datos del relieve.

II.2.1. Modelos Digitales de Elevación. Descripción de los datos y generación.

El Modelo Digital de Elevación (MDE) es una representación matemática de la superficie terrestre (Julien, 1994); la variación del espacio se describe en una matriz o malla regular (Burrough, 1986) con los valores altitudes correspondientes. El término MDE se utiliza para describir toda representación general de la superficie terrestre en tanto que el término Modelo Digital de Terreno (MDT) se utiliza para la descripción de la superficie topográfica (Julien, 1994). Existen varios tipos de malla para estimar los valores de altitud: las mallas irregulares y las mallas regulares que se basan especialmente en cuadrados (Florinsky, 2012). Kumler (1994) demostró que los modelos con celdas cuadradas tienen mayor precisión que los modelos TIN (*Triangular Irregular Net*) que incluso son a menudo utilizados para simular inundaciones locales y regionales (Axelsson, 2000)

El objetivo de un MDT es describir la superficie topográfica de la manera más real posible. Para ello se necesitaría una infinidad de puntos. La generación de un MDT por cualquier sensor o método implica la selección de un número finito de muestras de altitud. Una vez que se obtiene la información se define la resolución y el método de interpolación. Existen diversos métodos de interpolación: el *krigging* o krigeado (Matheron, 1969), la interpolación polinomial como los *splines* de lámina delgada (Duchon, 1976; Franke, 1982; Dubrule, 1984; Mitsova y Hofierka 1993; Mitsova y Mitas 1993; Julien, 1994), la dilatación de curvas considerando la morfología matemática (Taud *et al.*, 1999), la interpolación multidireccional por capas de altitud (Parrot, 1998).

Estas interpolaciones utilizan puntos de altitud y curvas de nivel que representan valores locales de la superficie topográfica. Sin embargo, existe otro acercamiento que utiliza datos continuos provenientes de levantamientos LiDAR.

Se distinguen dos tipos de modelos generados a partir de los datos LiDAR: el Modelo Digital de la Superficie (MDS) y el Modelo Digital del Terreno (MDT). En el primer caso, la superficie corresponde a la totalidad de los valores en tanto que en el segundo modelo se requiere una selección de puntos de altitud que representan la topografía (terreno). En esta tesis se emplean dos modelos, el primer MDE se obtiene a partir de las curvas de nivel vectoriales y el segundo MDT proviene de los datos LiDAR.

II.2.1.a. MDE proveniente de datos vectoriales

Los datos vectoriales de altitud son arreglos de información de las coordenadas x , y , z . Los elementos están asociados entre sí y se puede acceder a ellos a través de un valor *integer* no negativo llamado índice. En el formato *dxg* cada índice corresponde a una etiqueta o identificador de un grupo de información (sección) con características dadas. Los datos vectoriales en formato *dxg* de las curvas de nivel producidas por el INEGI se codifican dentro de la sección de entidades (ENTITIES) en la rúbrica POLYLINE o LWPOLYLINE; cada una de estas entidades corresponde a una curva de nivel de altitud (z) y contiene la serie de vértices que compone una curva de nivel con sus coordenadas UTM; la altitud (z) de cada curva está en metros.

La transferencia de estos datos al mundo *raster* consiste en la asignación de las coordenadas a una malla regular de tamaño dado en la que cada elemento de la imagen se le asigna un valor de altitud z (Raper, 1989) donde $z = f(x, y)$. A diferencia de un modelo TIN, un modelo *raster* corresponde a una representación de un espacio tridimensional sobre una superficie bidimensional (Peet y Sahota, 1985)

Los datos vectoriales se convierten en un formato *raster* pasando directamente del formato *dxg* al formato *raw* por medio de los programas *Transf_dxf_v2* (si es necesario, se suman varios archivos vectoriales con el programa *Sum_dxf_v2*) o bien pasando por el formato vectorial *jfp* y finalmente a *raw*. El paso por el formato *jfp* dependerá del tipo de encabezado del archivo *dxg*. La ventaja de este formato es la simplificación del archivo y una estructura económica de la información (Tabla II.1). Una tercera opción es el uso del programa *Transf_dif_dxf* y sumar

todos los archivos de tipo *jfp* resultantes (*Sum_jfp*). El archivo en formato *dx* o *jfp* resultante se transfieren al formato *raster* con el programa *Transf_jfp_raster* o *Transf_dx_raster*. La imagen de 8 bits obtenida corresponde a las curvas de nivel en tonos de gris, el archivo descriptivo y la tabla de correspondencia de tono y altitud. En este paso es posible generar una tabla de correspondencia en centímetros o milímetros para generar un MDE en estas escalas hipsométricas. Por otra parte, se verifica que las curvas de nivel en tonos de gris no tienen hiatos² (*Hiatus*) y con un camino de tipo 8³ (*Net_curve2*). Eventualmente, es posible “ebarbular”⁴ las extensiones anormales con el algoritmo *Net_curve_final*, pero este tratamiento podría eliminar las curvas de nivel por lo que se debe asegurar su aplicación cuidadosamente. La imagen de curvas de nivel corregidas y la tabla de correspondencia se utilizan para la generación de la imagen de las curvas de nivel con valores de altitud con un fondo neutro (imagen de 32 bits). A partir de este archivo se pueden aplicar las interpolaciones de tipo dilatación de curvas (Taud *et al.*, 1999) e interpolación multidireccional (Parrot, 1998). El MDE resultante se suaviza con la aplicación de un filtro de tipo β -spline. Los procedimientos descritos se realizan también en el software DEMONIO (Parrot, 2012c y e) (Figura II.1)

II.2.1.b. MDT de tipo LiDAR.

El LiDAR (*Light Detection And Ranging*) aerotransportado es un sensor activo que a través de un telémetro emisor de luz láser y un espejo que desvía el haz perpendicularmente a la trayectoria del avión, realiza un barrido de la superficie terrestre en donde el sensor emite y recibe los pulsos que llegaron desde dicha superficie. Cada pulso emitido puede registrar hasta tres retornos, además de la intensidad reflejada. El tipo de retorno dependerá de superficie; en superficies sólidas el retorno será inmediato; en cuerpos de agua la reflexión será especular por lo que no habrá registro de información; en zonas de vegetación los retornos dependerán de su densidad, en la vegetación muy densa el primer retorno provendrá de las copas de los

² Un hiato es la separación espacial de uno o más píxeles en una misma curva de nivel. El número de píxeles faltantes no es tan grande de manera que el algoritmo es capaz de unir las extremidades de la misma curva con un número reducido de iteraciones.

³ En el mundo raster, el camino 8 es una curva formada por píxeles cuya distancia entre sus centros puede ser igual a 1 y a la raíz cuadrada de 2. En el caso de un camino 4, la distancia es solamente igual a 1.

⁴ Las ramas secundarias que no existen en la curva principal se denominan “*barbules*” o púas, “ebarbular” implica eliminar dichos segmentos por iteración sucesiva (Pettier y Camillerapp, 1993).

árboles, los siguientes retornos se recibirán en zonas de mayor apertura entre las ramas y por último de los suelos. La distancia entre el sensor y el objeto depende del tiempo entre la emisión y retorno del pulso de luz láser.

4	744479.445228	2158328.749535	Código 4	coordenadas x, y mínimas
5	779931.518413	2185499.301684	Código 5	coordenadas x, y máximas
6	20.000000	1340.000000	Código 6	altitud mínima y máxima
7	0.000000	900.000000	Código 7	altitud de la curva de nivel (segundo valor <i>float</i>)
1	746788.010978	2185531.234340	Código 1	primer vértice de la curva de nivel.
0	746744.999398	2185515.000324	Códigos 0	vértices sucesivos de la curva de nivel.
0	746714.999439	2185487.999888		
0	746672.000135	2185479.000826		
0	746660.999569	2185465.999226		
0	746634.000611	2185416.999522		
0	746607.999851	2185411.000379		
0	746545.000004	2185405.000450		
0	746499.999587	2185423.000638		
0	746465.999221	2185420.000211		
0	746418.999873	2185430.000505		
0	746409.999466	2185426.999510		
0	746371.999316	2185432.999757		
0	746308.000758	2185449.000616		
0	746295.999520	2185457.999200		
0	746269.000299	2185466.999373		
0	746249.000373	2185463.000814		
0	746219.000243	2185464.000745		
0	746154.000454	2185473.000744		
0	746143.999557	2185471.999972		
0	746128.999391	2185476.000583		
0	746101.004530	2185521.700107		
7	0.000000	640.000000		
1	766318.000277	2183476.999608		
0	766262.999878	2183433.000841		
0	766229.999656	2183432.000505		

Nota: todos los registros tienen la misma estructura (*int, float, float*)

Tabla II.1. Estructura del formato vectorial *jfp*.

apoyo terrestre registran la posición espacial del avión cada medio segundo. Además, una cámara de alta resolución realiza la toma de la secuencia de imágenes correspondiente al vuelo. Del barrido LiDAR resultan las imágenes de alta resolución, la imagen de intensidad y la nube de puntos que corresponde al conjunto de retornos georreferenciados.

La nube de puntos proveniente del levantamiento LiDAR se segmenta para extraer la superficie del terreno o diversos elementos como edificios, vegetación, etc. Esta extracción se basa principalmente en la transformada de Hough, un procedimiento común para detectar líneas en una imagen 2D (Hough, 1962, Ballard y Brown, 1982). La transformada de Hough se ha ampliado para detectar los planos en un espacio 3D utilizando diferentes criterios de homogeneidad, por ejemplo la rugosidad de una superficie (Ballard y Brown, *op. cit.*; Besl y Jain, 1986, 1988; Vosselman 2000; Vosselman *et al.*, 2004). La Sociedad Americana de Fotogrametría y Percepción Remota (American Society of Photogrametry and Remote Sensing, ASPRS) desarrolló el formato estándar Lidar (*Lidar Archive Standard, LAS*) para el intercambio de información binaria de los registros clasificados y segmentados de la nube de puntos para el manejo en distintos software y hardware. El archivo binario está formado por tres bloques de información: un encabezado, registros del tipo de variable utilizada y los registros de la nube de puntos.

De manera general, los filtros definen las elevaciones mínimas y máximas para precisar la escala de altitud (Zhang *et al.*, 2003; Zhang y Whitman, 2005). Siguiendo esta lógica, Parrot (2013a) definió un algoritmo (*Dem_Lidar_inegi*) más sencillo que usa directamente la nube de puntos para generar el MDT. El cálculo toma en cuenta un tamaño de píxel tal que los edificios de la zona de estudio entran en esta superficie. Posteriormente se realizan pruebas con tamaños decrecientes de píxel, lo que implica la detección de las variaciones de altitud pasando de una escala a la siguiente. Esta es la condición *sine qua non* para asegurar que la obtención del último retorno corresponde al terreno. Finalmente, se toma en cuenta el valor de menor altitud excepto si se trata de un “*pit*”. En la figura II.2, se muestra que este procedimiento no utiliza polígonos para definir la altitud del terreno debajo de los edificios.

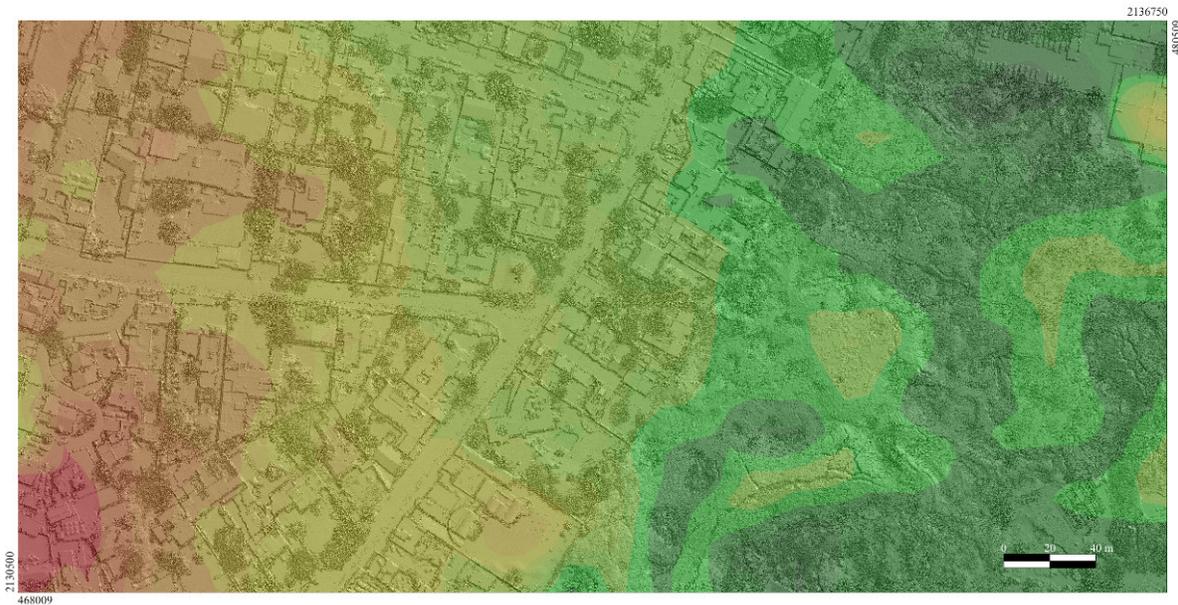


Figura II.2. MDS (sombreado) sobrepuesto en el MDT (hipsometría local mínima a máxima en color, de verde a rojo) obtenido de un archivo vectorial completo (en formato xyz) de la nube de puntos original en formato LAS.

Un procedimiento similar se ha desarrollado para estimar la cobertura del dosel (McGaughey, 2009, 2014). En este caso, la operación utiliza dos variables: los cambios de altura y el tamaño de pixel. Para obtener una evaluación significativa del dosel, el tamaño de la celda debe ser mayor que las copas de los árboles.

Para generar el MDT a partir de los archivos LAS es necesario utilizar por lo menos las categorías de terreno, objetos sobre el terreno (árboles, puentes, edificios, etc.) cuerpos de agua y ruido. Los productos principales en relación con la información del terreno obtenidos de una nube de puntos son los modelos digitales de terreno de tipo *raster* (MDE, MDT, MDS) y vectorial (TIN), líneas de ruptura (*breaklines*), curvas de nivel así como productos derivados.

Una vez que se filtran y clasifican cerca del 90% de los puntos se realiza la clasificación manual utilizando datos auxiliares tales como imágenes de intensidad obtenidas durante el vuelo LiDAR, ortofotos, MDE sombreados, curvas de nivel así como extracción y/o trazo de polígonos.

II.2.2. Imágenes de satélite. Descripción de los datos y tratamientos.

Existen distintos satélites que operan en el espectro electromagnético del visible y del infrarrojo, por ejemplo los satélites Landsat, IKONOS, SPOT con distintas resoluciones (espacial, espectral, temporal y radiométrica) En esta investigación se utilizaron las imágenes provenientes del satélite Landsat7 y Landsat8 y SPOT5. Estas imágenes se emplean en los tratamientos relacionados con índices espectrales, en particular el Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (Normalized Difference Vegetation Index, NDVI) que permite extraer la vegetación activa. Por otra parte, las imágenes Landsat sirven para validar la extensión de la inundación regional. A continuación, se proporcionan las características de ambos tipos de imágenes.

Las imágenes SPOT5 tienen un tamaño de pixel de 10 m pero fueron redimensionadas a un tamaño de 5 m ya que se utilizaron junto con el MDS para extraer la vegetación (algoritmo *Reduc_ascii_iter*, Parrot 2003c). El redimensionamiento se obtiene a partir de un tratamiento iterativo de tipo β -spline de la banda 2 (Red: 0.61-0.68 μ m) y de la banda 3 (Near Infrared, NIR: 0.79-0.89 μ m) (Fig. II.3).

Las imágenes Landsat de verificación de la superficie para la extensión de la simulación inundación máxima en la cuenca baja del río Coatzacoalcos corresponden a los eventos del año 2003, 2010 y algunas imágenes de eventos registrados en 2013. Los datos en relación con los volúmenes máximos de inundación se establecen con base en las observaciones de campo, reportes de la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), periódicos locales y nacionales, y estaciones hidrométricas. La validación de los modelos se realizaron con base en imágenes de satélite de los eventos respectivos y reportes de estaciones satelitales de monitoreo de inundaciones (Observatorio Dartmouth, Global Flood Detection System) (ver apéndice IV).

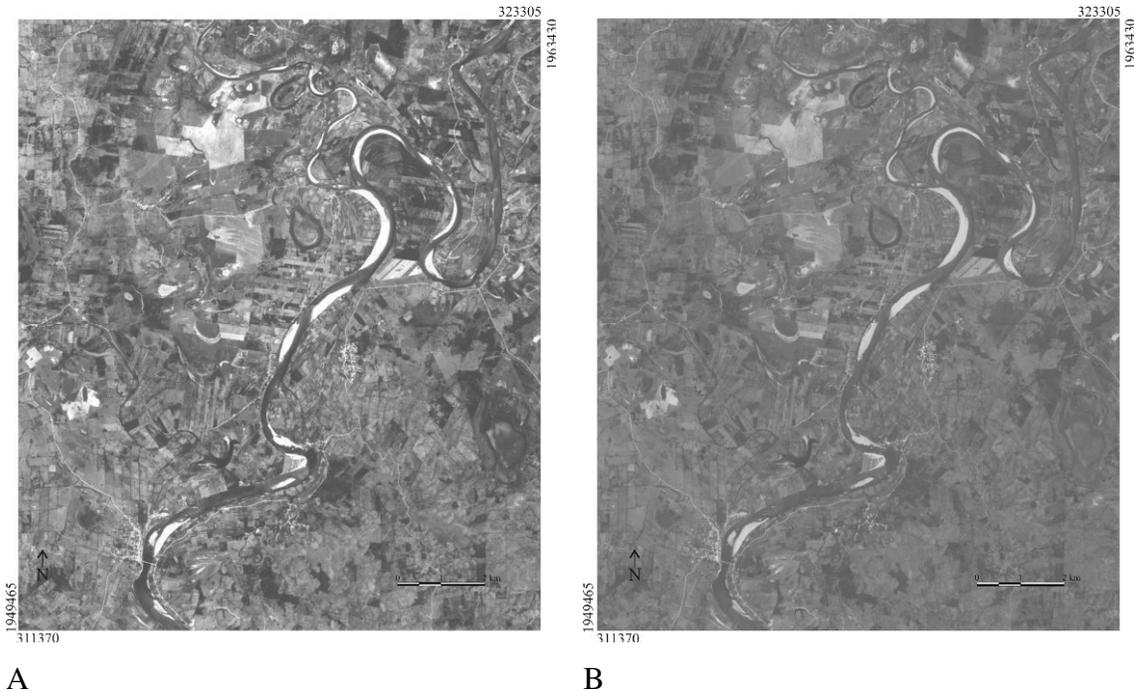


Figura II.3. Sub-escenas de las imágenes SPOT 5 redimensionadas. A. Banda 2; B. Banda 3.

El Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (Normalized Difference Vegetation Index, NDVI) (Rouse *et al.*, 1973a; Rouse *et al.*, 1973b; Tucker, 1979; Jackson *et al.*, 1983; Sellers, 1985; Huete *et al.*, 1997) o el Índice de Vegetación y Suelos Ajustado (Soil Adjusted Vegetation Index, SAVI) (Huete, 1988) mejor adaptado a la vegetación de zonas tropicales, permiten la extracción de la vegetación activa. El NDVI se define de la siguiente manera:

$$NDVI = NIR - Red / NIR + Red \quad (1)$$

El valor del índice está comprendido entre -1 y 1. La vegetación activa normalmente se encuentra entre 0.2 y 1. Guyot y Gu (1994) demostraron que el efecto de la subestimación de la reflectancia en la banda del rojo puede evitarse con un coeficiente de ponderación:

$$NDVI = NIR - 0.801 Red / NIR + 0.801 Red \quad (2)$$

Por otra parte, el índice SAVI se define de la siguiente manera:

$$SAVI = [(NIR - Red) \times (1 + L)] / (NIR + Red + L) \quad (3)$$

Donde L es el factor de corrección por efecto de la brillantez del suelo. El valor de L varía según la densidad de vegetación, por lo que $L=0$ cuando la densidad de vegetación es alta y $L=1$ cuando no existe vegetación. Cuando $L=0$, SAVI corresponde al NDVI. Cuando L incrementa, SAVI va en la dirección del Índice de Vegetación Diferencial (DVI) (Baret y Guyot, 1991) calculado como $DVI = NIR - Red$. El valor de L depende del tipo de suelo. El mejor ajuste se obtiene cuando $L=0.5$. Los índices se calcularon con el software Índices_V2 (Parrot, 2014d y g).

Ya que la zona de estudio no tiene una alta densidad de vegetación o una superficie dominante de suelos desnudos, se utiliza el NDVI para la extracción de la vegetación activa. Las bandas utilizadas para el satélite SPOT5 son el infrarrojo cercano ($0.79-0.89\mu\text{m}$) y la banda del rojo ($0.61-0.68\mu\text{m}$).

Los valores de la vegetación activa se encuentran entre 0.2 y 1, lo que corresponde en la imagen normalizada ente 0 y 255 a los valores de 154 a 255 (Fig. II.4).

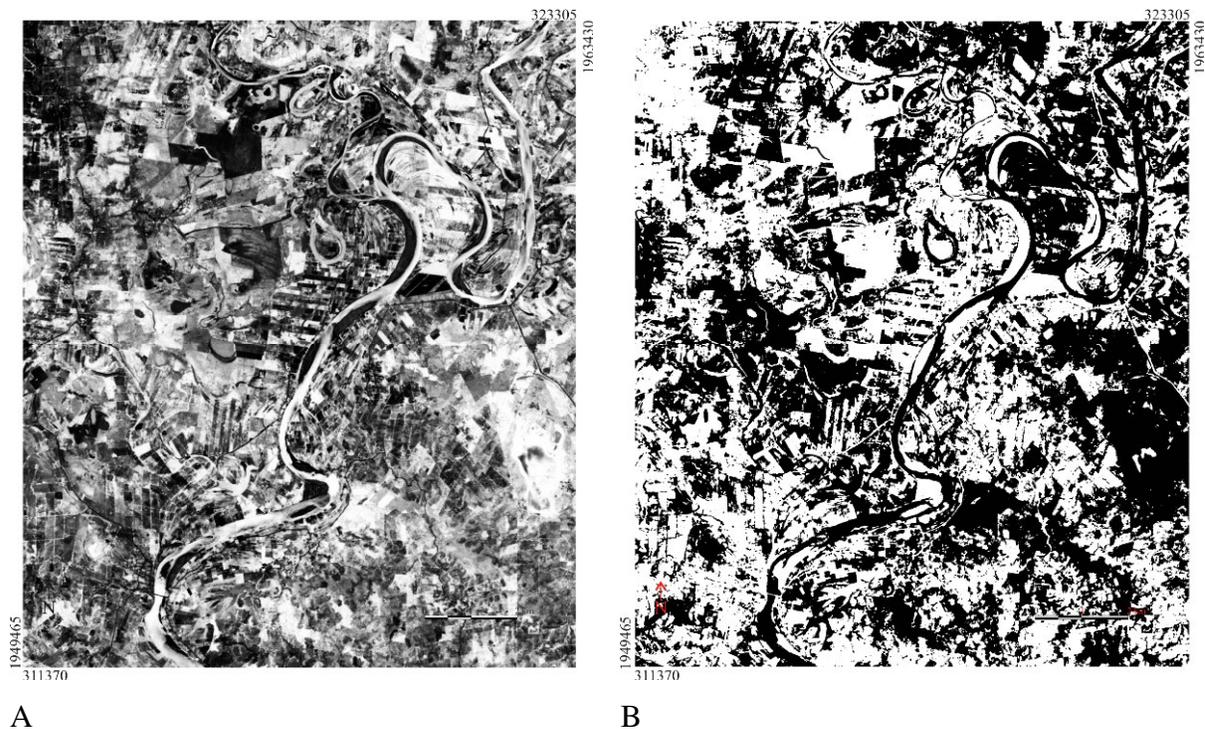


Figura II.4. Ejemplo del NDVI en la zona de estudio. A. Imagen en tonos de gris del NDVI; B. Imagen binaria que proviene del umbral 0.2-1. Los valores correspondientes al río se eliminan ulteriormente.

II.3. DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio se encuentra al sureste de México, en el Estado de Veracruz. Corresponde a la cuenca baja del río Coatzacoalcos. El río Coatzacoalcos nace en la Sierra Niltepec o Atravesada, en el Estado de Oaxaca, y fluye a través de 325 km de sur a norte hasta llegar al Golfo de México. La cuenca tiene una superficie de 17,369 km² y una escorrentía promedio superficial de 28,000 Mm³ (Comisión Nacional del Agua, 2010) (Fig. II.5).

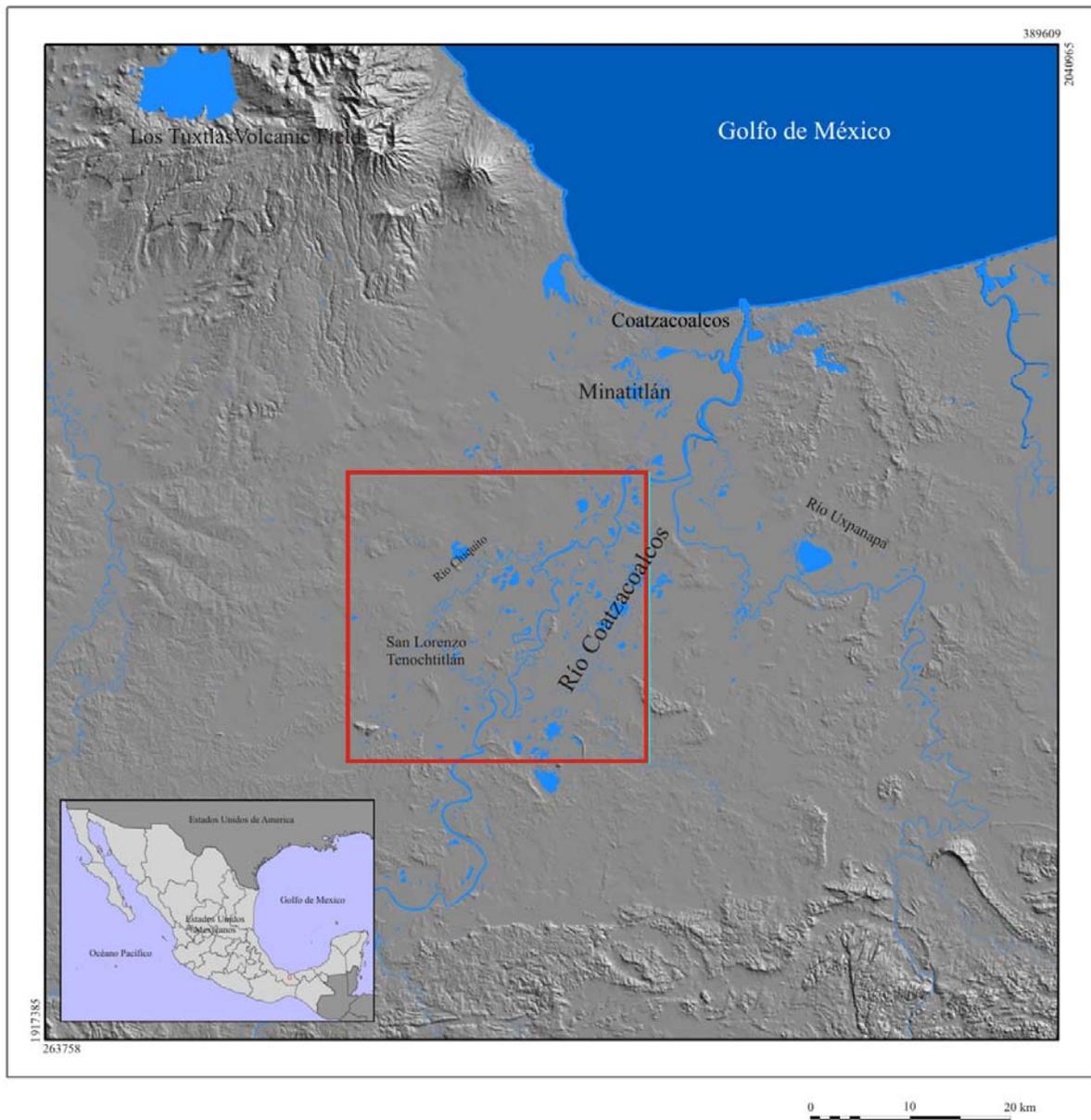


Figura II.5. Zona de estudio de la cuenca baja del río Coatzacoalcos.

II.3.1. Uso de suelo y vegetación

Hasta 1990, las actividades económicas principales de la población eran la agricultura, la pesca y la caza. Pero a fines de esa década, la construcción de caminos facilitó la agricultura mecanizada en las llanuras de inundación y la ganadería en lomeríos (Cyphers *et al.*, 2013) (Fig. II.6).



Figura II.6. Construcción de caminos y puentes en la planicie fluvial del río Coatzacoalcos.

Cabe mencionar que la población de los municipios correspondientes a la cuenca baja del río también ha incrementado y para 2010 correspondía a un poco más de un millón de habitantes (Fig. II.7).

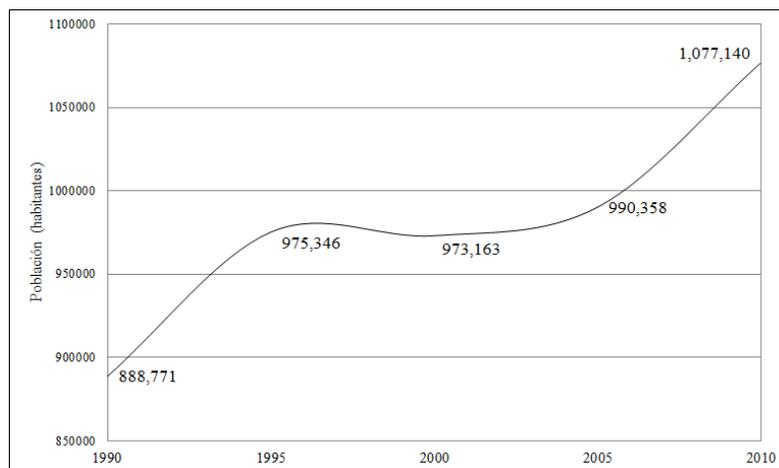


Figura II.7. Incremento de la población en los municipios que integran la cuenca baja del río Coatzacoalcos.

La vegetación de la cuenca baja correspondía a la vegetación de selva tropical lluviosa. Esta región del Estado de Veracruz es el límite boreal de la vegetación de selva tropical lluviosa en el continente americano (Romanini, 1981, Dirzo y Miranda, 1991). La vegetación de selva tropical lluviosa es una comunidad diversa con árboles de 30 m de altura o superior que conservan sus hojas la mayor parte del año; puede ser sub-caducifolio con lianas, epífitas y palmas que también forman parte del ecosistema. Se encuentra entre el rango de altitud de 0 a 1000 m; la lluvia es de 1500 a 3000 mm por año o más con temperaturas entre los 22 y 26°C (Miranda, 1952; Richards, 1952; Sarukhán, 1968a, 1968b; Rzedowski, 2006). Se considera que el ecosistema en general ocupa una región de 151.51 km² de los cuales solo 40.08 km² es vegetación conservada (Sarukhán *et al.*, 2009). En la zona de estudio la vegetación restante puede ser una sucesión del ecosistema eliminado por las culturas prehispánicas con el fin de desarrollar la agricultura. Zurita-Noguera (1997) propuso la posible existencia de vegetación de popal compuesta principalmente de *Thalia geniculata* (platanillo) en la zona de San Lorenzo. Este tipo de vegetación es característica de pantanos de 0.5 a 2 m de profundidad lo que podría utilizarse como un indicador de una posición más baja de las planicies actuales (Cyphers *et al.*, 2013). Actualmente, el principal uso de suelo en la planicie fluvial y lomeríos es la agricultura, ganadería, minería e industria petrolera. Las planicies de inundación más bajas tienen algún tipo de vegetación acuática (Miranda, 1952; Rzedowski, 2006) y las zonas de mayor altitud poseen vegetación secundaria mixta conocida como acahual.

II.3.2. Geología y edafología

La evolución tectónica del sureste de México se relaciona con el origen del Golfo de México. De acuerdo con Padilla y Sánchez (2007), la fragmentación de la Pangea durante el Triásico Superior se traduce por la formación de lechos rojos en el área actual del Golfo de México. El movimiento continúa a inicios del Jurásico y del Jurásico Medio y se sobrepone a los lechos rojos una secuencia de calizas, esquistos, conglomerados, brechas calcáreas y areniscas. A este conjunto de rocas sedimentarias se conoce como la *Unidad Depresión Ístmica* (Servicio Geológico Mexicano, 2004).

La apertura del Golfo de México inició con una invasión somera del mar durante el Jurásico Medio asociada con una alta evaporación que generó la acumulación de 1500 m de sal. Durante el hundimiento también se depositó una secuencia de siliciclastos de mayor densidad (arenisca y lutitas). Es la intrusión de los depósitos de sal durante el Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano que forma las principales estructuras regionales. Los domos de sal en Sayula, Jaltipán y la zona de Chinameca tienen una orientación NE. Arellano-Gil y Yussim-Guarneros (2005) definen una orientación general NW40°SE. En Jaltipán, Coahuila y Chinameca, los domos tienen una capa de depósitos de sulfuro (Hungsberg, 1960; Márquez-Pineda *et al.*, 1964; Benavides-García, 1983; Arellano-Gil *et al.*, 2004). El diapirismo y la formación de domos de sal corresponden a un fenómeno aún activo que modela el paisaje.

En el Cretácico Inferior, la profundidad del agua aumenta y se forman calizas batiales; la *Unidad de Chinameca* (Kimmeridgiano y Cretácico Inferior) es característica de estos procesos. Esta Unidad constituida por piedra caliza, pedernal y lutitas aflora como una pequeña colina en el oeste de la ciudad de Minatitlán, Veracruz. En el Cretácico Medio y Superior, la ausencia de una alta actividad tectónica y la transgresión marina favorecieron una acumulación de depósitos de carbonatos en casi toda la cuenca. Al final del Maastrichtiano y Eoceno Inferior, la convergencia entre la Placa Norteamericana y la Placa de Farallón produjo la Orogenia Laramide y durante el Paleoceno el régimen de deposición produce un cambio de facies del tipo plataforma a tipo cuenca (*Unidad Chicontepec*) (Servicio Geológico Mexicano, 2004).

La deposición continua durante el Mioceno se evidencia en la *Cuenca Terciaria del Golfo*; en el área de estudio las formaciones que afloran son *Depósito* y *Encanto* (lutitas, tobas y areniscas) (Fig. II.8), seguido por las formaciones *Concepción*, *Filisola* y *Paraje Solo*. La actividad volcánica comenzó durante el Paleoceno en el área de Los Tuxtlas (Fig. II.9), límite noroeste de la cuenca, el mar transgredió y dominaron los depósitos continentales de tipo conglomerados, tobas pseudo-estratificadas de mares poco profundos (*Unidad Cedral*) y rocas continentales (*Unidad de Jaltepec*). Finalmente, los depósitos cuaternarios de origen fluvial, eólico y litoral cubren parcialmente las unidades anteriores.



Figura II.8. Falla normal en lutitas y tobas riolíticas del Terciario afectadas por el accidente neotectónico San Carlos.



Figura II.9. Trazas de actividad neotectónica en el piedemonte sureste de la Sierra de Los Tuxtlas.

II.3.3. Hidrología, geomorfología y suelos

Como se mencionó antes, el río Coatzacoalcos nace en la ladera Norte de la Sierra Atravesada, en la confluencia de los ríos Chichihua, Chivela, Jaltepec y Solosúchil. Río abajo, en el poblado de Peña Blanca, la pendiente del terreno disminuye extendiéndose en una amplia planicie deltaica hasta llegar a la costa del Golfo de México (Fig. II.10). En la planicie costera se unen los ríos tributarios de Coachapa, Uxpanapa, Jaltepec, Nanchital, Corte y Chiquito. Cabe mencionar que en realidad el río Chiquito corresponde a una desviación del curso principal del río Coatzacoalcos que se divide a la altura del pueblo de Boca del Río. El río Chiquito reintegra el curso principal del río Coatzacoalcos a la altura de Lomas de Tacamichapa. Algunas de las elevaciones menores de la planicie resultan de la actividad tectónica que se relaciona parcialmente con el movimiento de los domos salinos (Hungsberg, 1960), por ejemplo los lomeríos de Ahuatepec, Las Galeras, Lomas de Tacamichapa, Ranchoapan y San Lorenzo (Fig. II.11a) y por otra parte, con movimientos tectónicos de mayor intensidad como se observa en el lomerío de El Progreso (Fig 11b). Hacia el piedemonte de Los Tuxtlas se observan los efectos de la actividad volcánica (Fig. II.9).

Ortiz y Cyphers (Cyphers y Ortiz 1993; Ortiz y Cyphers, 1997) definieron siete unidades geomorfológicas que caracterizan una parte de la planicie deltaica de la cuenca baja del río Coatzacoalcos y sus afluentes: 1) la terraza erosiva denudatoria, 2) la rampa coluvial inundable, 3) la llanura alta de inundación, 4) la llanura baja de inundación, 5) la planicie de desborde, 6) los diques elevados y 7) el lecho ordinario del río. A continuación se describe la investigación de ambos autores y se muestra en la figura II.12 y II.13 la síntesis de estas formas del relieve.

La *terrazza erosiva-denudatoria* es una unidad de forma tabular y ordenada con laminaciones verticales de altura promedio de 60 m sobre el nivel de erosión, aunque las huellas del escurrimiento parecen indicar que eran más altas. Esta unidad es producto de la deposición de sedimentos Plio-Cuaternarios que se acumularon en un ambiente de baja energía fluvial-lacustre o de lagunas costeras someras. El material es de arenas y lentículas de arenas

conglomeradas así como sedimentos finos. Actualmente son formas altamente disectadas y localmente cumulativas en valles de bajo gradiente.

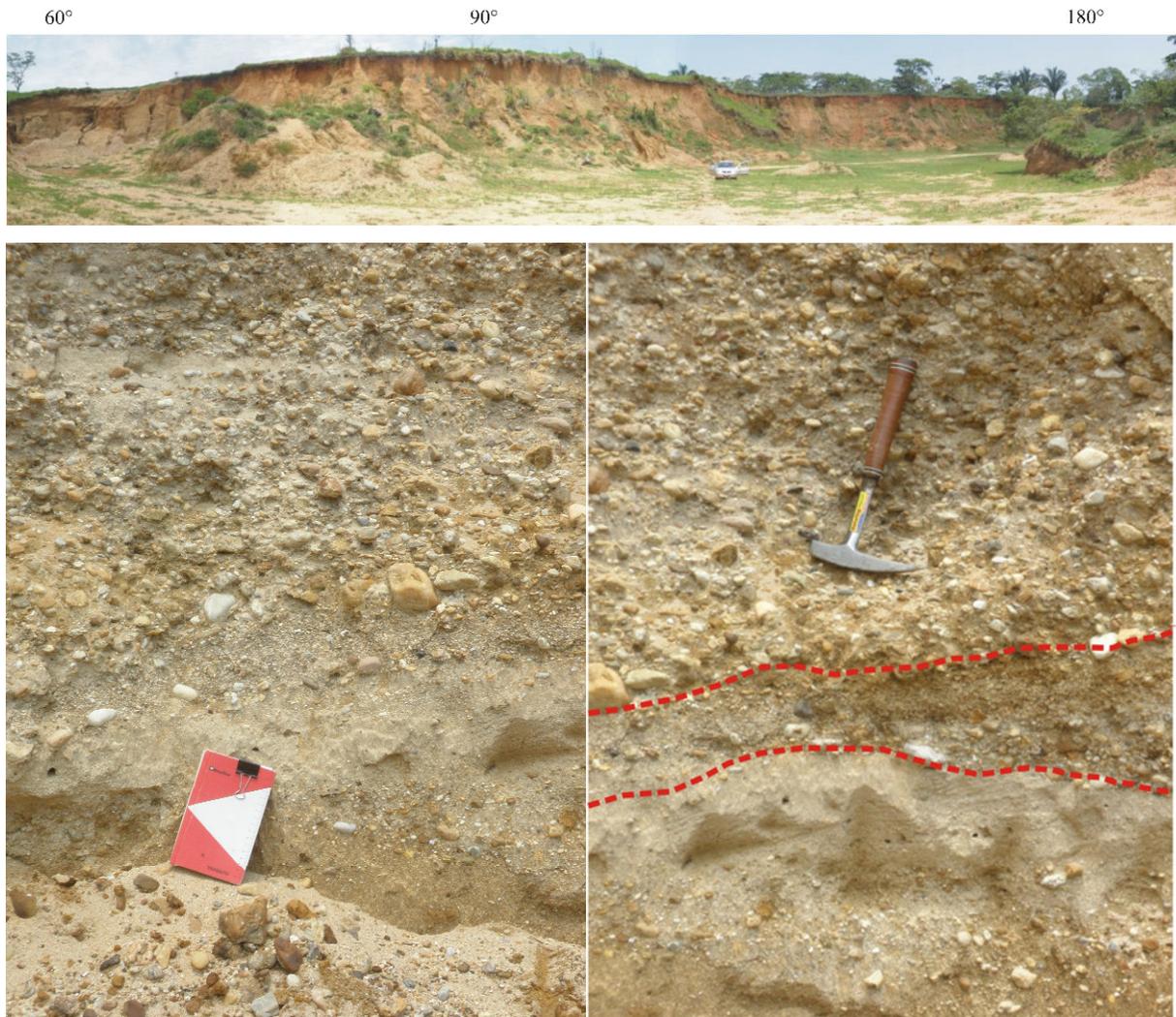


Figura II.10. Depósitos deltaicos al Sureste de Peña Blanca.

La unidad siguiente es una *rampa coluvial inundable* de pendiente suave que se formó por la deposición de los materiales acarreados por la disección de las terrazas erosivas.

En las planicies bajas se distinguen dos unidades susceptibles de inundación anual: 1) la *llanura alta de inundación*, que se ubica entre los terrenos sujetos a la inundación y las tierras altas; es de tipo denudatoria-acumulativa por la esorrentía difusa y las inundaciones extraordinarias; y 2) la *llanura baja de inundación* en la porción de menor altitud en la que se

retienen los sedimentos finos y lenticulares. También se encuentran cursos de río abandonados y antiguos lechos fluviales. Además estas unidades del terreno pueden estar ocupadas por pantanos permanentes o estacionales.



A



B

Figura II.11. Elevaciones en la planicie fluvial: A. San Lorenzo (diapirismo) y B. El Progreso (tectonismo).

La *planicie de desborde* es el terreno paralelo entre los límites de las acumulaciones del dique natural y los cursos principales de los ríos o bien las barras de meandro de las llanuras bajas de

inundación. Estas zonas solamente se cubren cuando las inundaciones alcanzan niveles extremos.

Los *diques elevados* son el resultado de la acumulación de lodo y arena en las riberas por el desbordamiento regular del río o por el cambio en el curso meándrico de un río. Los bordos de diques abandonados solo se cubren con un nivel alto del río.

Por último, el *lecho ordinario del río* resulta del corte erosivo del escurrimiento concentrado. La deposición del material ocurre en la porción interna de la curva meándrica y la formación de bancos aluviales en el lecho ordinario.

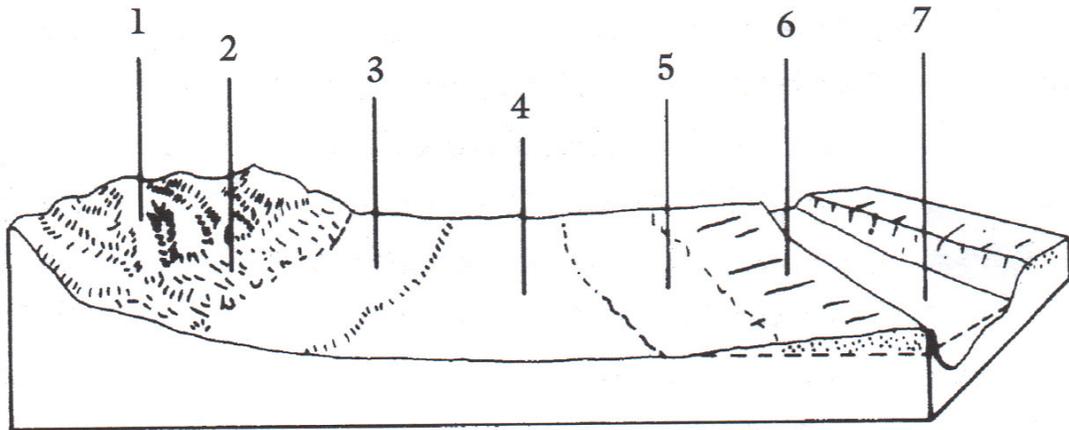


Figura II.12. Síntesis de las unidades geomorfológicas de la zona de San Lorenzo Tenochtitlán. En: Symonds *et al.*, (2002) basado en Ortiz y Cyphers, 1997. 1) La terraza erosiva denudatoria, 2) la rampa coluvial inundable, 3) la llanura alta de inundación, 4) la llanura baja de inundación, 5) la planicie de desborde, 6) los diques elevados y 7) el lecho ordinario del río.

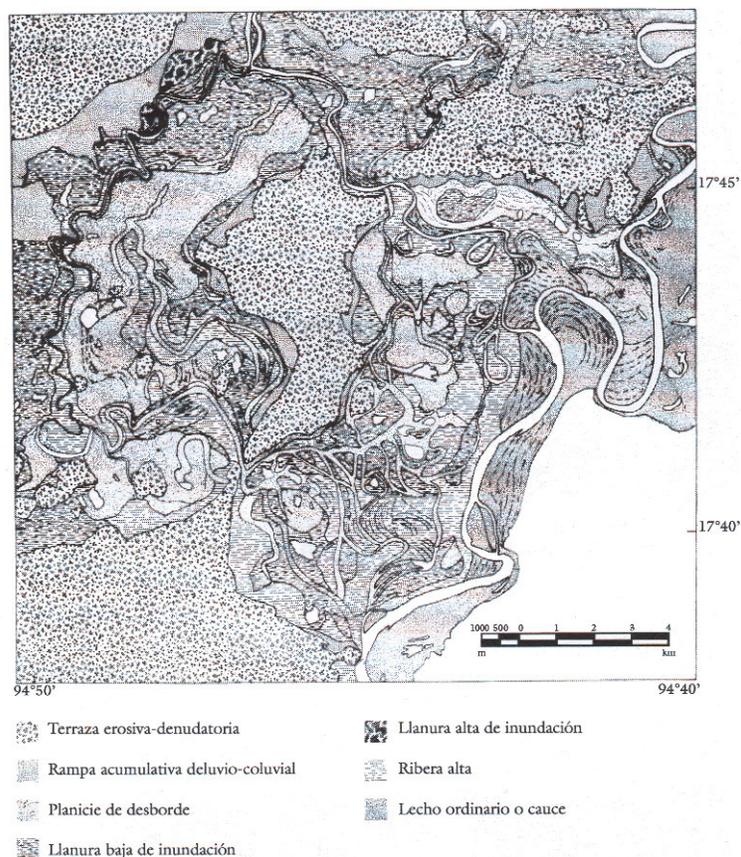


Figura II.13. Ejemplo de las unidades geomorfológicas de la zona de San Lorenzo-Tenochtitlán. En: Symonds *et al.*, (2002) basado en Ortiz y Cyphers (1997).

La planicie deltaica del río Coatzacoalcos tiene alrededor de 60 km de longitud, desde Peña Blanca hasta llegar a su desembocadura en el Golfo de México. La pendiente es ligera (<2%) y los movimientos tectónicos asociados al diapirismo favorecen la formación de patrones meándricos y anastomosados. Los efectos de la dinámica fluvial se reconocen por los cambios constantes de los ríos. Los ríos estacionales son El San Antonio y El Calzadas así como El Tatagapa y El Gato; estos dos últimos ríos se reconocen como tributarios primarios del Coatzacoalcos con una dinámica y orientación diferente (Ortiz y Cyphers, 1997). Los patrones de asentamiento de la antigua población olmeca estaban determinados en gran medida por el movimiento de los cursos del río así como sus ascensos y descensos (Cyphers *et al.*, 2013), en relación con las fluctuaciones climáticas.

El clima de la cuenca baja del río Coatzacoalcos es de tipo cálido-húmedo con una temperatura media anual de 22 y 26°C con regiones que superan los 26°C y una precipitación promedio anual de entre 1500 y 2500 mm (Comisión Nacional del Agua, 2010). La temporada húmeda corresponde a los meses de junio a octubre en tanto que la estación seca va de noviembre a mayo. Los sistemas meteorológicos que afectan la región corresponden a los vientos alisios del verano asociados a la Zona Intertropical de Convergencia (ZIC); de octubre a febrero se presentan los frentes fríos y eventos de “norte”. La distribución de la precipitación es bimodal con sus máximos de precipitación en junio y septiembre-octubre y un periodo de sequía interestival entre ambos picos. La sequía interestival o canícula está en relación con la intensidad y la ubicación de la Zona Intertropical de Convergencia (ZIC) en su porción del Pacífico Este y sus interacciones con el continente y el mar (Pereyra-Díaz *et al.*, 1994; Magaña, *et al.*, 1999). Con base en los registros climáticos del siglo veinte se ha determinado una variabilidad interanual de un 35 a 40% tanto al norte como al sur del Estado de Veracruz; esto es un déficit o exceso durante las estaciones de verano y otoño (Ruiz-Barradas y Nigam, 2010). Dicha variabilidad de la lluvia puede asociarse a fenómenos intrínsecos regionales (atmosféricos, oceánicos, ecológicos, antropogénicos) y globales tales como El Niño-Oscilación del Sur (ENSO, El Niño South Oscillation) (Pereyra-Díaz *et al.*, 1994; Magaña *et al.*, 1999), la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO, Pacific Decadal Oscillation) y la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO, Atlantic Multidecadal Oscillation). Según los índices de teleconexión elaborados para un estudio de la variabilidad natural climática en Veracruz los fenómenos como ENSO en su fase de La Niña, PDO en su fase negativa, y AMO en su fase positiva producen no solo lluvias anómalas, sino extremas (siendo estas las que exceden una desviación estándar) durante el verano y el otoño tanto al norte como al sur del Estado de Veracruz (Ruiz-Barradas, 2011). Los efectos de estas lluvias extremas se traducen, cuenca abajo, en caudales de distinta magnitud para los Ríos Tuxpan, Cazones y Tecolutla, al norte y Papaloapan y Coatzacoalcos al sur.

Los ríos y estuarios han favorecido la formación de diques ribereños y tierras estuarinas pantanosas separadas por planicies bajas ubicadas alrededor de la región de San Lorenzo, al sur de Texistepec y al norte de Peña Blanca. Estos diques se observan como pequeñas islas durante las inundaciones mayores. Esta alternancia de formas tiene un papel fundamental, las

planicies son los sitios de recolección de recursos durante las crecidas máximas de los ríos y los diques con suelos de un alto contenido de materia orgánica y sedimentos. En las zonas de meandros, las crestas elevadas en zonas como Boca del Río y Malota se utilizan para la agricultura. Las formas del relieve fluvial en estas zonas se muestran en las figuras II.14 y II.15.

Los tipos de suelos identificados están relacionados con las formas del terreno. Según Coe y Diehl (1980) se reconocen cuatro series: 1) la *serie Coatzacoalcos* formada por la deposición aluvial de arenas y gravas ubicadas en los diques altos, planicies de desbordamiento, márgenes convexos de las curvas de meandros y en los bancos aluviales del lecho ordinario y considerada como tierra de primera o abono; 2) la *serie Tatagapa* está formada de arcillas de origen fluvial cuyo uso principal es la pastura; 3) la *serie Tenochtitlan* compuesta de arcillas y arenas utilizada principalmente para el barreal; y por último 4) la *serie San Lorenzo*, similar en origen a la serie Tenochtitlán pero con mayor contenido de arena y grava.

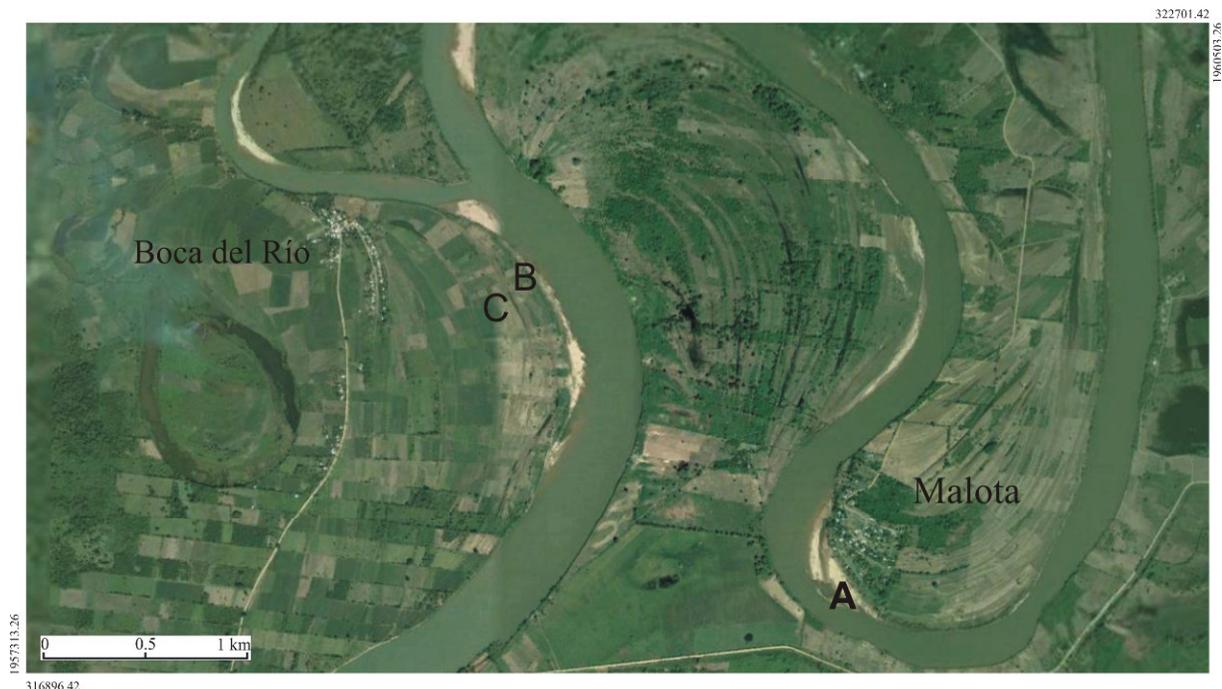


Figura II.14. Ubicación de las fotos de la figura II.15.

230°



A



B



C

Figura II.15. Procesos y formas del relieve fluvial: A) Sedimentos fluviales de la inundación de 2011 en Malota; B y C) Planicie fluvial y cordones al interior de un meandro en Boca del Río.

III. Los Modelos Digitales de Elevación

La información altitudinal de datos vectoriales permiten generar Modelos Digitales de Elevación (MDE); sin embargo, el uso de estos datos para la representación del relieve de las llanuras fluviales y costeras requiere de tratamientos específicos para obtener un resultado de calidad. Actualmente, la información proveniente de los datos de tipo LiDAR proporciona Modelos Digitales del Terreno (MDT) de alta resolución. Un MDE preciso es un insumo básico, especialmente cuando se utiliza para realizar simulaciones y calcular distintas variables del terreno. En México, esta información de alta resolución aún no está disponible para todo el país, y la mayoría de los MDE se generan con los datos vectoriales proporcionados por el INEGI (Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática).

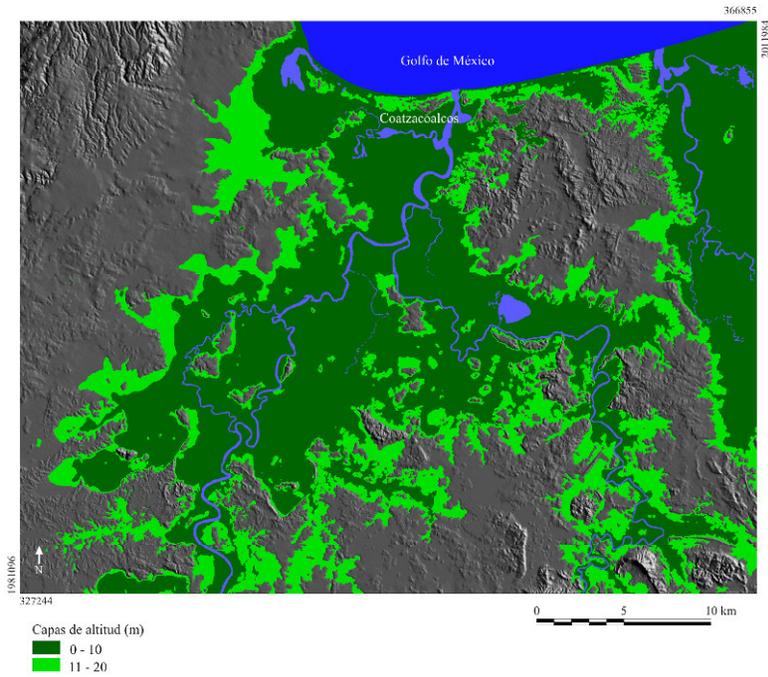
En la primera parte de este capítulo se proporciona un método para la generación de MDE a partir de datos vectoriales y se valida con el cálculo del error cuadrático medio (ECM), el error cuadrático medio de la rugosidad (ECMR) y de una simulación de inundación regional ya que con esta última se proporcionan datos de expansión y volumen del agua que se obtiene del MDE y su comparación con un MDT. Este subcapítulo corresponde a la primera etapa de la investigación en la cual aún no se tenían datos de alta resolución provenientes del cubrimiento LiDAR. La segunda parte de este capítulo detalla la corrección de artefactos de los Modelos Digitales del Terreno (MDT) del LiDAR. La precisión del MDT resultante también se evalúa con el ECM y el ECMR. Ambos modelos digitales de elevación son los insumos básicos para la aplicación de los algoritmos del capítulo V, es por ello que se muestra su producción y corrección ya que la calidad de un modelo también repercute en la calidad del resultado de las simulaciones.

III. 1. GENERACIÓN DEL MDE DE LA PLANICIE FLUVIAL A PARTIR DE DATOS VECTORIALES

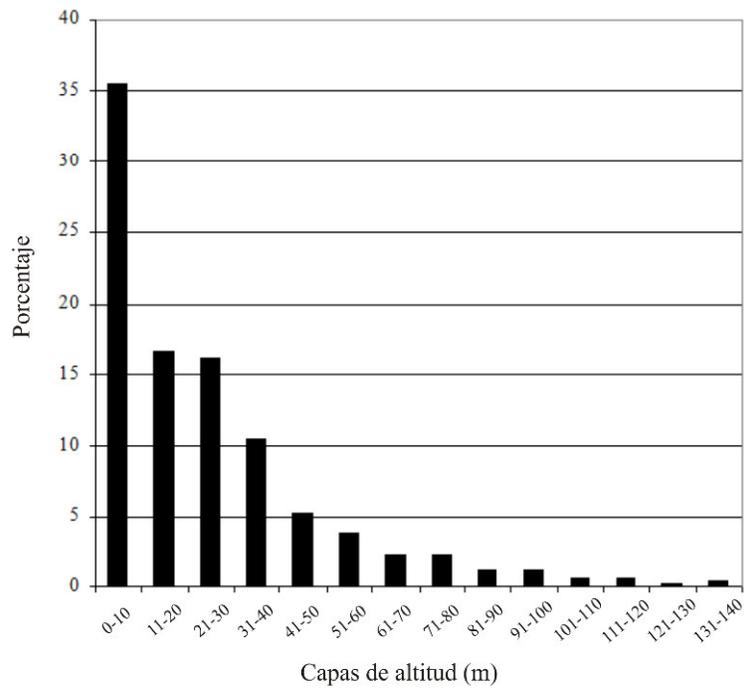
Las curvas de nivel en formato vectorial en escala 1: 50,000 y 1: 250,000 de INEGI (2012) se obtuvieron a partir de pares estereoscópicos; los MDE resultantes de la interpolación de dichas curvas tienen resolución de 15, 30, 60, 90 y 120 m (INEGI, 2014). El archivo de las curvas de nivel de nomenclatura *cn* y extensión *dx* no toma en cuenta la curva de nivel correspondiente

al nivel del mar. Este valor tiene que buscarse en el archivo que contiene la información de los cuerpos de agua de nomenclatura *ha* y con extensión *dx*. El mar está considerado como uno de los cuerpos de agua, y su perímetro, al igual que el de los ríos, lagos y presas, no tiene valor hipsométrico. El contorno del mar se puede codificar con el valor cero e integrarse en el conjunto de curvas de nivel (Parrot, 2006a). Sin embargo, en la zona de estudio, y en general, en las planicies fluviales y costeras, los distintos cuerpos de agua tienen diferente altitud; por otra parte, es necesario atribuir a cada píxel que pertenece a la orilla del río un valor hipsométrico congruente con su posición en el relieve antes de realizar la interpolación final.

En general, los MDE obtenidos a partir de las curvas de nivel generan un sobrepeso de los valores altitudinales asociado al trazo de dichas líneas. Esta sobreestimación de los valores de altitud se observa como picos en los histogramas hipsométricos de las imágenes resultantes (Taud *et al.*, 1999). Este problema puede ser parcialmente resuelto (Parrot, 2014h) al cambiar la escala hipsométrica (de metros a centímetros o milímetros si es necesario) o bien como es generalmente conocido, a través de una suavización de tipo *β -spline*. Esta corrección no es tan necesaria en las regiones montañosas debido al número de curvas de nivel por lo que la corrección concierne principalmente las zonas costeras o las cuencas endorreicas. La escala hipsométrica en milímetro elimina el efecto de escalera observado en zonas amplias y con pendiente ligera, pero en las llanuras costeras se requiere complementar con otro tipo de acercamiento. En el caso particular de la cuenca baja del río Coatzacoalcos (Veracruz, México), la distancia entre el nivel del mar y la primera curva de nivel alcanza distancias máximas de 60 km; la superficie comprendida entre las curvas de nivel de 0 y 10 m s.n.m. es de 2,889.027 km², lo que significa que el 35.5% de la zona de estudio (Fig. III.1) no presenta detalles y por otra parte 92% de dicha superficie tiene una pendiente de 0°.



A



B

Figura III.1. Rangos de altitud. A. Superposición en el MDE sombreado: color verde oscuro, altitud de 0 a 10 m; color verde claro, altitud de 11 a 20 m. B. Porcentaje de la superficie de las capas de altitud (intervalo de 10 m).

En esta investigación se propone un método para producir un MDE adaptativo de las planicies fluviales y costeras por medio de los datos vectoriales en escala 1:50,000. En la primera sección de este subcapítulo se describen los datos vectoriales y las curvas de nivel de dicho formato. En la segunda parte, se explican los tratamientos utilizados para generar el MDE. Por último, la exactitud del MDE resultante se evalúa por medio del error cuadrático medio (*root mean square error*, RMSE) y por medio del error cuadrático medio de la rugosidad (*root mean square roughness*, RMSR), así como la realización de una simulación de inundación al nivel regional. La importancia de este producto radica en su uso potencial como una herramienta para la protección civil.

III.1.1. Datos vectoriales y curvas de nivel utilizadas

El formato vectorial es una representación de datos etiquetados de toda la información contenida en un dibujo digital; cada elemento del dibujo está precedido por un número entero que representa un código de grupo. Las curvas de nivel resultan de la unión sucesiva de los vértices que la componen y cada vértice tiene valores x , y , z . Esta información altitudinal es una de las más utilizadas para la producción de MDE de tipo *raster*.

La información vectorial utilizada proviene del INEGI (2012) con un sistema de coordenadas decimales (Universal Transversal Mercator, UTM). Del conjunto topográfico vectorial proporcionado se utilizaron los archivos de altimetría (curvas de nivel, de nomenclatura *cn* y con extensión *dxh*) e hidrografía e infraestructura hidráulica (cuerpos de agua, de nomenclatura *ha* y con extensión *dxh*). Como se mencionó anteriormente, en el caso de las zonas costeras y planicies fluviales, es necesario crear un archivo que contenga las curvas de nivel y el perímetro de todos los cuerpos de agua (ríos, lagunas, presas y la superficie del mar). El método para generar MDE se explica a continuación (Fig. III.2).

III.1.2. Tratamientos para generar el MDE

Etapa 1. Generación de la imagen raster principal (curvas de nivel). Desde el punto de vista cartográfico, los océanos se clasifican como cuerpos de agua lo que en términos de digitalización resulta en un polígono por carta topográfica. De esta manera, en los datos vectoriales de INEGI, la primera curva de nivel corresponde a 10 m de altitud. El archivo de los datos vectoriales de los cuerpos de agua contiene tanto el polígono del mar como los polígonos de los ríos de mayor caudal. Este archivo también contiene canales y acueductos. Un primer algoritmo atribuye el valor hipsométrico cero al polígono del mar y añade esta primera línea de contorno vectorial (Parrot 2006a, 2012j y 2014k⁵). A medida que los márgenes de los ríos, incluso si están en el interior, tiene la misma etiqueta, la altitud de todas las riberas de los ríos es cero. Los perímetros de meandros abandonados y lagunas también tienen esta altitud. Una vez que se tiene el archivo vectorial completo de las curvas de nivel, un segundo algoritmo (Parrot, 2005b, 2012b⁶) genera una imagen *raster* de 8 bits, donde un valor de tono gris se le da a cada curva de nivel y masa de agua fronteriza de acuerdo a su altitud⁷ (Fig. III.3A).

Etapa 2. Producción de los datos de entrada básicos para los cuerpos de agua. Todos los perímetros de los cuerpos de agua están codificados con el valor cero; este valor se le asigna a la superficie interior utilizando un editor de pantalla o bien mediante la función *labeling* en el software FROG_V2 (Parrot, 2014b y f). Esta operación manual o automatizada permite que todos los cuerpos de agua sean etiquetados. En esta etapa, cada etiqueta clasifica los cuerpos de agua que no corresponden a las superficies de los ríos, tales como meandros, lagunas y presas. Es posible definir un valor de altitud para cada cuerpo de agua etiquetado o definiendo grupos, por ejemplo, el de los cuerpos de agua que pertenecen a la planicie fluvial (< 10 m de altitud) y el de los cuerpos de agua cuya altura es superior a 10 m.

⁵ Programas que utilizan el formato vectorial con extensión *.jfp* (ver en el capítulo anterior las características de este formato).

⁶ Programa que utiliza el formato vectorial con extensión *.jfp* para generar una imagen *raster*.

⁷ En esta etapa se realiza una limpieza de las curvas de nivel (Parrot, 2012c-e)

Al final de estos tratamientos se obtienen cinco imágenes binarias que representan la base para la generación del MDE (ver diagrama de flujo en la figura III.2). Estas imágenes son las siguientes: superficie del río (Fig. III.3B), perímetro de los ríos (Fig. III.3C), cuerpos de agua en la planicie fluvial (Fig. III.3D), perímetros de estos cuerpos de agua (Fig. III.3E) y la superficie restante dentro de la planicie fluvial con una altitud inferior a 10 m (Fig. III.3F).

Etapa 3. Producción de la imagen raster básica de las curvas de nivel de 4 bytes utilizada en la etapa final de la generación del MDE. El archivo *raster* de 8 bits con su correspondiente tabla de gris tono / altitud (altitud definido en metros, decímetros, centímetros o milímetros [Parrot y Ramírez-Núñez, 2012a]) se utiliza para producir una imagen *integer* de 4 bytes que contiene las curvas de nivel (Parrot 2005b, 2012a). Esta imagen se utilizará para generar el MDE en la etapa final. Este es el archivo al que se añadirán los resultados obtenidos en la etapa 4 para finalmente crear el MDE de la llanura de inundación. Las curvas de nivel se presentan en una imagen de tipo *integer* 4 con un fondo neutro -999999. Esta imagen provisional se nombra IP_C4.

Etapa 4. Definición de los valores de elevación de las diferentes superficies de agua. Este proceso se basa en las primeras cuatro imágenes binarias: superficie de los ríos, perímetro de los ríos, superficie de los cuerpos de agua en la planicie de inundación y la imagen de los perímetros de la superficie de los cuerpos de agua. El objetivo del algoritmo desarrollado es definir los valores de altitud de todos los cuerpos de agua por medio de dos tratamientos diferentes.

a) Etiquetaje de las orillas del río

Este tratamiento requiere separar las superficies de los ríos del resto de los cuerpos de agua. En ese caso, los valores hipsométricos de los perímetros de los ríos se calculan por separado antes de interpolar los valores asignados a la superficie del río. El procedimiento consiste en seguir cada orilla del río desde el punto de altitud más bajo al punto de altitud superior, guardando en una tabla el valor hipsométrico de cada píxel que pertenece a la orilla del río. Para asignar valores altitudinales a los cuerpos de agua restantes, el etiquetado previo (etapa 2) permite atribuir de manera individual un valor de altitud propia.

Este proceso es laborioso y difícil de realizar, y requiere muchas intervenciones locales con el fin de eliminar algunos resultados incoherentes sobre todo cuando se encuentran afluentes.

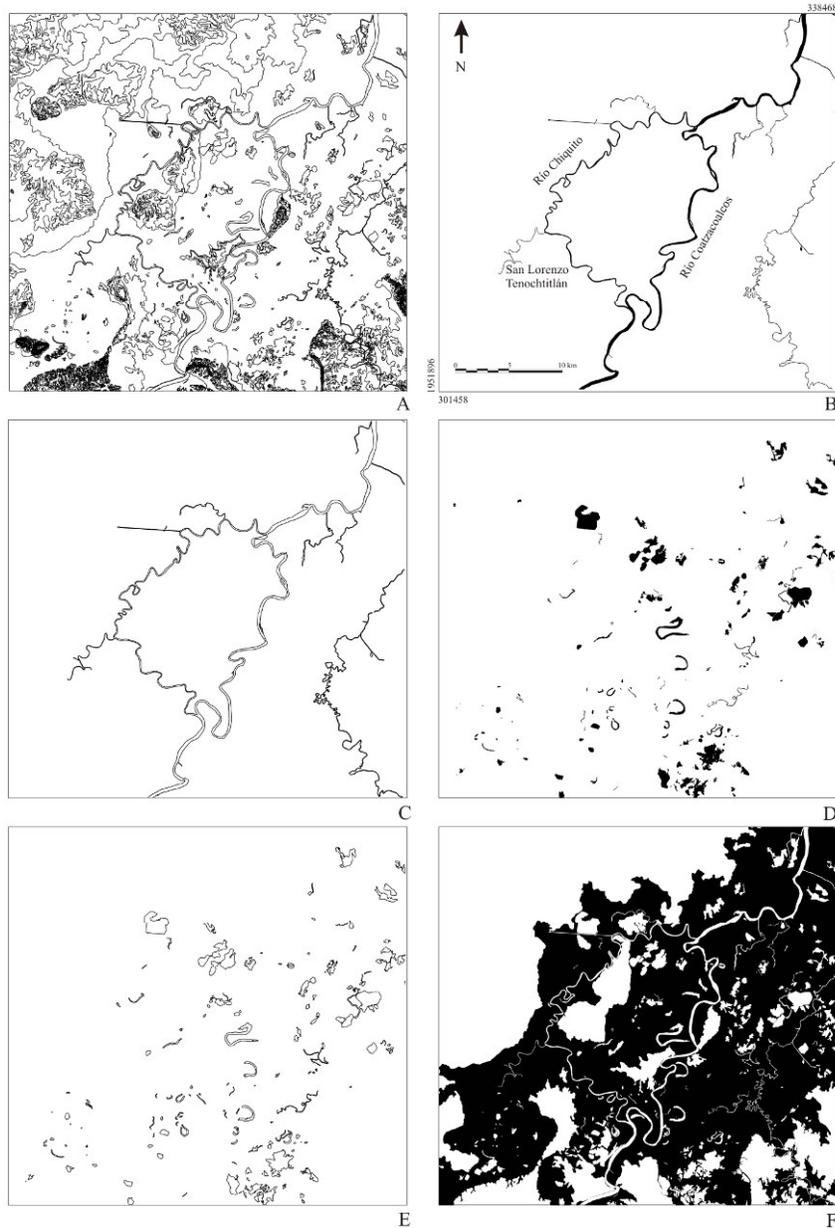


Figura III.3. Imágenes *raster* básicas para la generación del MDE: A. Curvas de nivel y cuerpos de agua (8 bits), B. Superficie de los ríos, C. Perímetro de los ríos, D. Cuerpos de agua, E. Perímetro de los cuerpos de agua, y F. Superficie de la planicie fluvial (<10 m). Nota: imágenes A, C y D corresponden a los perímetros con una dilatación (una iteración). La georreferencia y escala de la figura 3B son las mismas para las demás imágenes de ésta figura.

b) Tratamiento regional

Para simplificar el procedimiento se generó un plano inclinado regional que sirve como referencia para calcular el valor hipsométrico tanto de los cuerpos de agua como de la superficie del río. Esta generalización se basa, por parte en la orientación sur-norte de la cuenca baja del río Coatzacoalcos (Fig. II.5 del capítulo 2) y en las observaciones de Ortiz y Cyphers (1997) y Cyphers *et al.* (2013) quienes documentan un cambio de pendiente importante en el poblado de Peña Blanca, ubicado a 110 km de la desembocadura del río Coatzacoalcos.

La cantidad de artefactos generados por este método depende de la configuración de la red de drenaje y la falta de orientación dominante. En la zona donde se aplica el tratamiento, la dirección de la red de drenaje a nivel regional es de sur a norte, y sólo los meandros cambian de manera local la orientación. En cuanto al cálculo de los valores altitudinales de los otros cuerpos de agua, el algoritmo define un punto de referencia tal como el centro de gravedad de la superficie, el punto de la elevación más alta o el punto de la altitud más baja (Parrot y Ramírez-Núñez, 2012c).

El resultado del segundo tratamiento es la imagen *integer* 4 de la altitud de los cuerpos de agua (ACA) (Fig. III.4).

Quinta Etapa. Generación de las altitudes de la planicie fluvial. Los datos utilizados para generar las alturas de la planicie fluvial son la imagen de la curva de nivel de 10 m (Fig. III.3A), la imagen *integer* 4 de la altitud de los cuerpos de agua (ACA) (Fig. III.4), la imagen del perímetro del río (Fig. III.3C), la imagen binaria de los perímetros de los cuerpos de agua (Fig. III.3E) y la superficie binaria de la planicie fluvial entre 0 y 10 m de altitud (Fig. III.3F). La interpolación final funciona de la siguiente manera. Para cada píxel situado en la llanura de inundación, se busca la distancia menor ds hacia la curva de nivel que corresponde al límite superior de la planicie fluvial (en este caso, la altitud As de la curva de nivel es de 10 metros) y de la distancia menor di entre este píxel y el perímetro del río o un perímetro del cuerpo de agua (Fig. III.5). La altitud correspondiente Ai depende de la altitud del cuerpo de agua en este

punto. Entonces, el valor hipsométrico A_p del píxel estudiado es igual a $A_p = A_i + [(A_s - A_i) \times (d_i / d)]$ donde $d = d_i + d_s$.

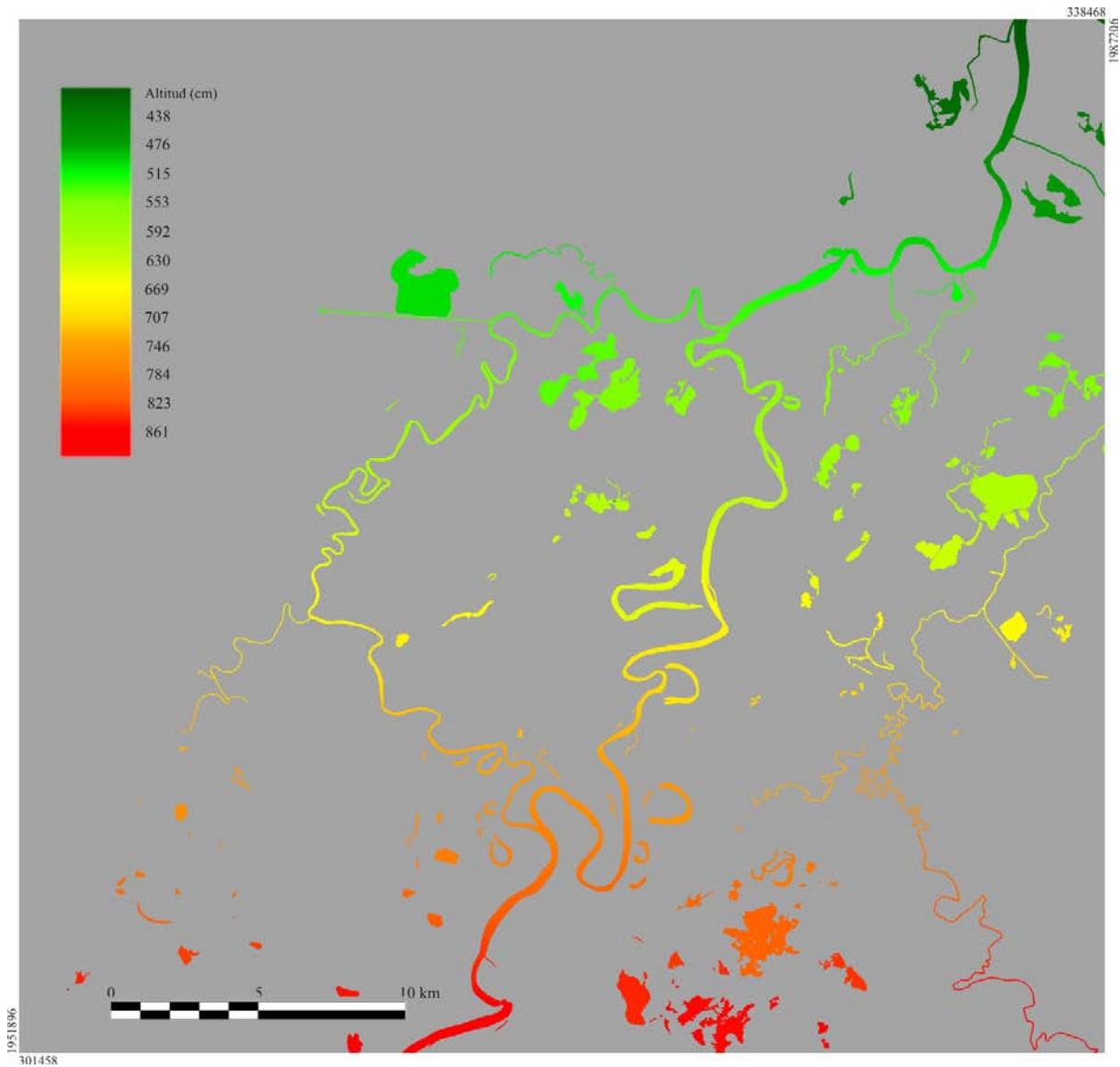


Figura III.4. Altitud recalculada de los cuerpos de agua.

Los valores de altitud de la planicie fluvial (APF) resultantes se guardan en un archivo *integer* de 4 bytes (Fig. III.6) (Parrot, 2012b y f).

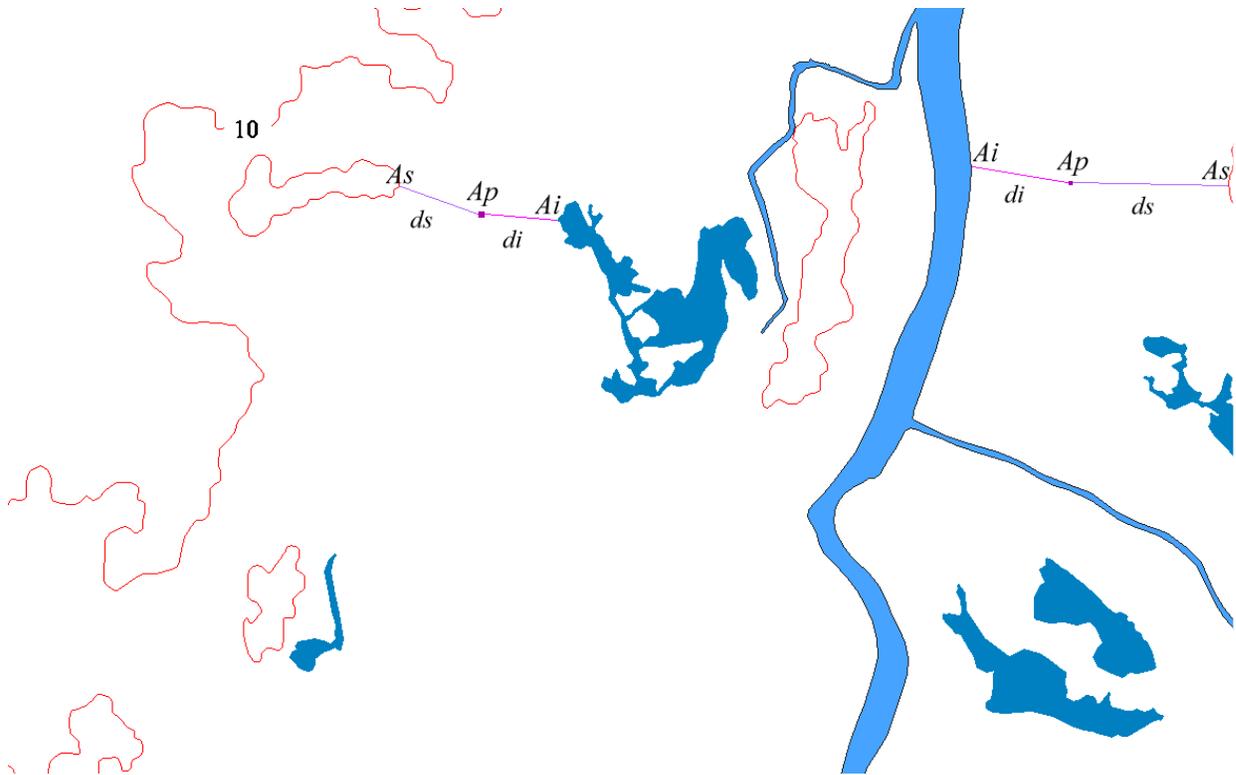


Figura III.5. Ejemplo de interpolación donde As es la altitud superior (en este caso la altitud es de 10 m), Ai la altitud más baja en función de la distancia di hasta el cuerpo de agua más cercano, ds la distancia hasta As y Ap la altura calculada del píxel estudiado de la planicie fluvial.

Sexta etapa. La generación MDE final. En esta etapa, el MDE de los cuerpos de agua y la imagen de las altitudes de la planicie fluvial se superponen a la imagen provisional que contiene las curvas de nivel. La altitud Ap de los píxeles con valor nulo se calculan utilizando la interpolación multidireccional lineal definida anteriormente (Parrot, 1998), pero en este caso, el algoritmo obtiene los valores por cada capa de altitud. Una capa de altitud corresponde al intervalo hipsométrico entre dos curvas de nivel consecutivas que definen ds y di así como Ai y As .

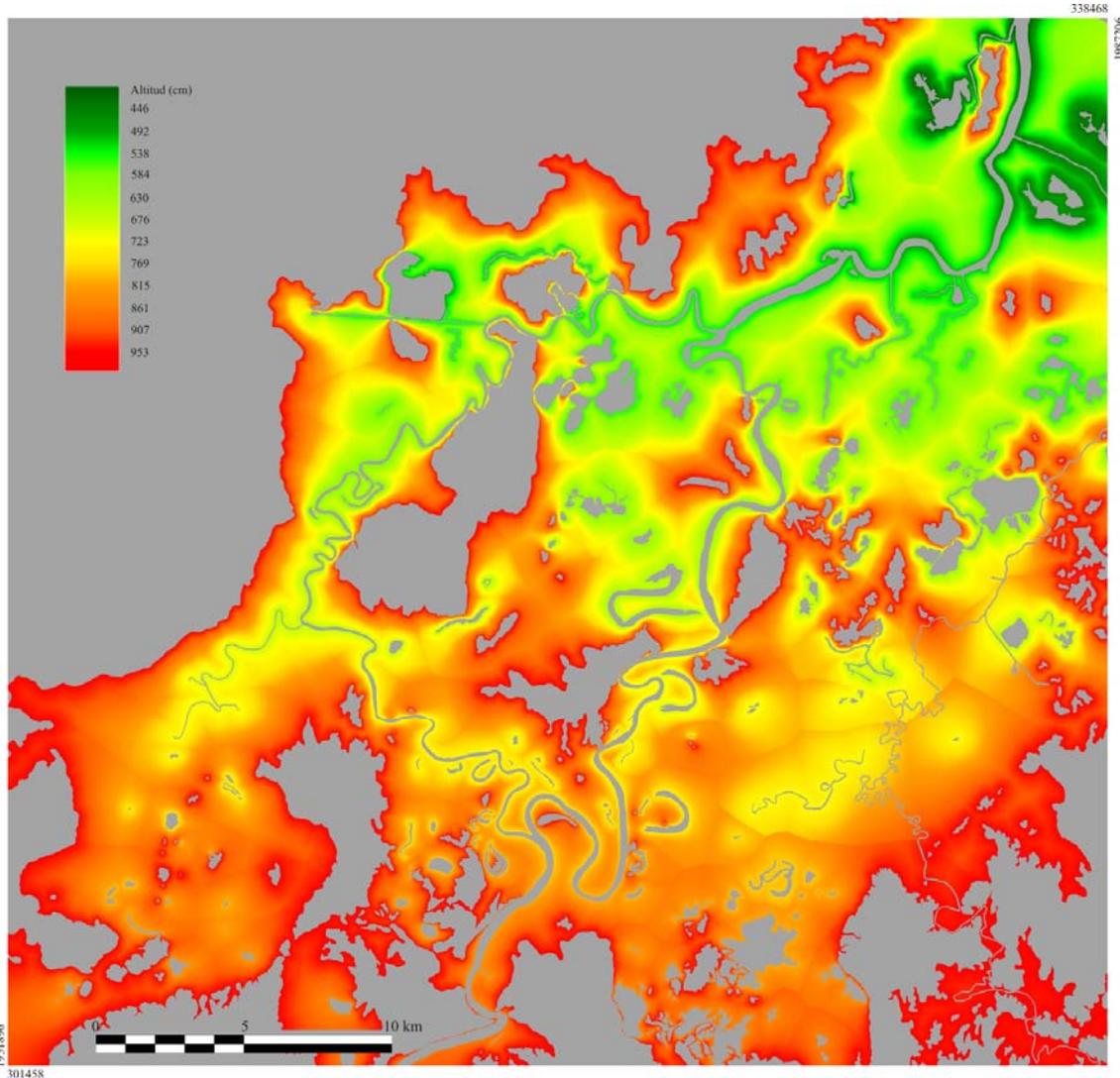


Figura III.6. Altitud recalculada de la planicie fluvial entre 0 y 10 m (imagen de tipo *integer* 4).

Finalmente, se aplica una suavización del MDE excepto en las superficies de los cuerpos de agua (Parrot, 2012h). Esta suavización corresponde a una función β -spline. El MDE resultante tiene una resolución de 5 metros y una escala hipsométrica en centímetros.

III.1.3. Resultados

La precisión de un MDE depende de factores tales como el tipo de sensor utilizado para generar los datos, el tipo de interpolación, la resolución, etc. Los errores de frecuencia baja y media se presentan en los MDE provenientes de la interpolación de curvas de nivel (Rieger,

1996; Florinsky, 1998, 2012; Wechsler, 1999; Aguilar *et al.*, 2005; Ghilani y Wolf, 2008). La evaluación del error cuadrático medio (ECM) se realiza directamente a partir de la superficie del MDE o bien de los atributos o variables morfométricas calculadas (por ejemplo, pendiente, concavidad, red de drenaje, etc.) (Young, 1978; Evans, 1979). De manera general, el criterio de validación del MDE consiste en la comparación del MDE a evaluar y una superficie más precisa (Wood, 1996; Brasington *et al.*, 2000; Wechsler, 2000), una superficie de referencia (Felicísimo, 1994) o puntos de altitud obtenidos a partir de estaciones totales (Ivanov y Kruzhkov, 1992; Bolstad y Stowe, 1994; Wechsler, 1999). Sin embargo, el número de puntos de altitud de referencia es generalmente limitado y es difícil considerar un MDE de referencia (incluso el de mayor precisión) como la superficie real (Florinsky, 2012).

La precisión del MDE resultante se evaluó mediante el ECM, el error cuadrático medio de la rugosidad (ECMR) y el criterio de homogeneidad (H) por líneas, columnas y en toda la imagen. El ECM se calcula de acuerdo con el procedimiento de Felicísimo (1994) en el cual se compara cada píxel del MDE con una superficie de referencia obtenida a partir del promedio de los valores altitudinales cardinales de cada píxel. Una segunda validación consiste en una simulación de inundación regional utilizando tanto el MDE resultante y un Modelo Digital de Terreno (MDT) LiDAR (INEGI, 2013) con una resolución hipsométrica en centímetros y resolución horizontal de 5 m.

Error cuadrático medio de la rugosidad

El ECMR es la raíz cuadrada de la suma de los cuadrados de la diferencia de altitud de cada píxel (i, j) en una imagen de tamaño $m \times n$ y la media μ que se calcula de la siguiente manera:

$$\bar{\mu} = \frac{1}{mn} \sum_{i,j} \mu_{i,j} \quad (1)$$

$$\text{ECMR} = \left(\frac{1}{mn} \sum_{k=0}^{m-1} \sum_{l=0}^{n-1} (Z(i_k, j_l) - \bar{\mu})^2 \right)^{0.5} \quad (2)$$

El cálculo se realiza por línea (ECMR₁), columna (ECMR₂) o a la imagen completa (ECMR₃) (B.C. MacDonald & Co, 2011).

Coefficiente de Homogeneidad

Por otra parte, el coeficiente de Homogeneidad (H) propuesto en esta investigación corresponde a la siguiente fórmula:

$$H = 100 - \left[\left(\frac{ECMR_1 + ECMR_2 + ECMR_3}{(ECMR_1 + ECMR_2 + ECMR_3)/3} \right) \times 100 \right] \quad (3)$$

Ambos cálculos se aplicaron tanto al MDE como a la imagen resultante del cálculo de la pendiente (Tabla III.1).

	ECM				Coeficiente de Homogeneidad
	Línea	Columna	Imagen		
			ECM	Desviación	
MDE (m)	9.955	9.422	12.340	0.00171	81.60
Pendiente (°)	1.364	1.447	1.679	0.00023	85.96

Tabla III.1. ECM calculado para el MDE resultante y la pendiente del terreno considerando el algoritmo de Felicísimo (1994).

Error cuadrático medio

El ECM se calcula de la siguiente manera: $ECM = \sqrt{\sum_{i=1}^N (y_i - y_j)^2 / N - 1}$, donde y_i es un punto

de altitud del MDE resultante, y_j el valor del punto correspondiente en la superficie "de referencia" y N el número de puntos de muestreo. Felicísimo (1994) propuso generar una superficie de "referencia" considerando los valores hipsométricos de los cuatro puntos cardinales de cada píxel estudiado. Como este proceso se aplica a todos los píxeles del MDE, también se puede calcular la media aritmética y la desviación estándar de estas diferencias.

En la figura III.7 se comparan los resultados de la rugosidad en una línea aplicado al cálculo por líneas. El ECMR y la desviación estándar del MDE generado es más bajo (0.0074 y 0.0059) que para el MDT LiDAR (0.0945 y 0.0793), demostrando que este último modelo

tiene un mayor nivel de errores asociados a las correcciones manuales locales que a menudo necesita la generación del MDT LiDAR.

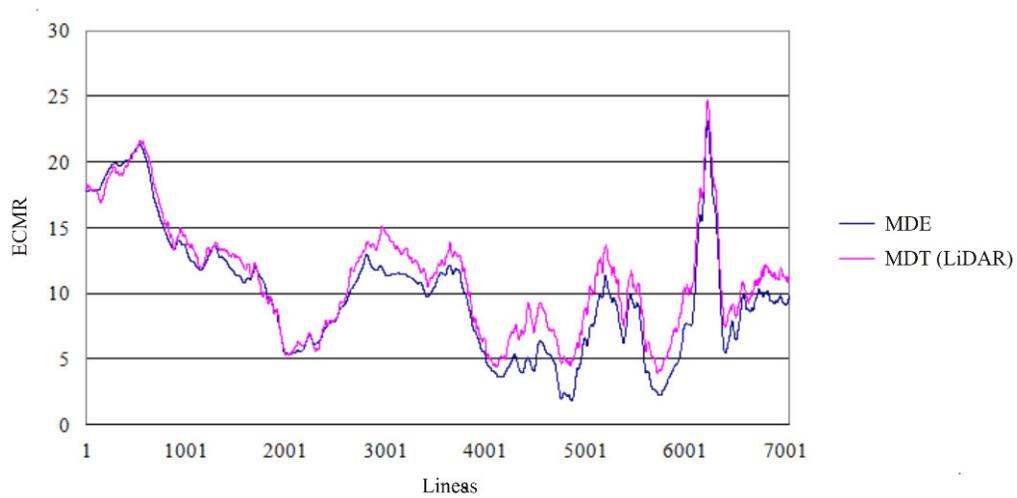


Figura III.7. Comparación del *ECMR* del MDE generado y el MDT LiDAR.

Por último, se puede notar que las zonas de mayor rugosidad dentro de la planicie fluvial tal como las barras de los meandros requieren de una suavización. En este caso, se utilizó la transformada rápida de Fourier (TRF) con el fin de suavizar y difuminar una parte de las barras de desplazamiento del meandro (Fig. III.8).

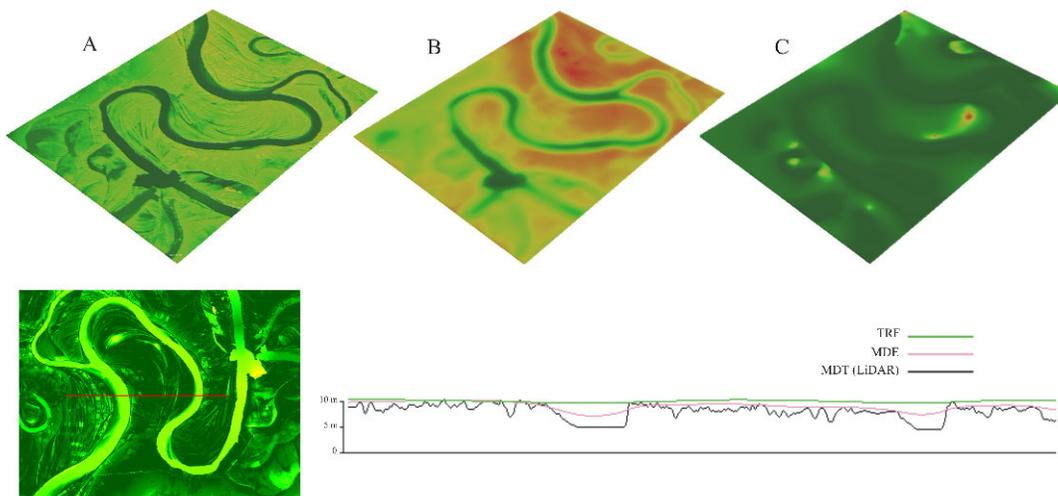


Figura III.8. Comparación entre el MDE generado y el modelo resultante de la aplicación de la TRF al MDT LiDAR. A. MDT LiDAR, B. Aplicación de la TRF (eliminación de un 5% de las frecuencias), C. MDE generado por el método propuesto.

Simulación de inundaciones

El objetivo de realizar una simulación de inundación regional en la zona de estudio es la comparación volumétrica y superficial de las mediciones utilizando ambos modelos de elevación. Los MDE tienen una resolución horizontal de 5 m y una escala hipsométrica en centímetros. La altura del flujo considerada corresponde a un evento de inundación regional los días 22, 26 y 30 de Agosto de 2010, así como el día 3 de septiembre de 2010, en 14 municipios del Estado de Veracruz (Diario Oficial de la Federación, 2010). Las inundaciones de 2010 producidas por varios eventos meteorológicos (entre ellos dos huracanes y varias ondas tropicales) afectaron el 80% de los municipios del Estado de Veracruz (Secretaría de Gobernación, Coordinación General de Protección Civil, Centro Nacional de Prevención de Desastres, 2012).

En una primera aproximación, la inundación se calcula considerando la intersección de la superficie del MDE y la superficie de una lámina de agua de espesor dado (cm). Esta lámina de agua se define tomando en cuenta el aumento del valor local de la superficie del agua cuenca arriba y abajo. Una segunda aproximación de la simulación de inundación se realiza mediante una función gaussiana local para seguir el desplazamiento del agua.

El área y volumen resultantes corresponden a un aumento máximo del nivel del agua de 2 m sobre la superficie del río; lo que concuerda con las mediciones de campo después del periodo máximo de inundación de 2010 y los datos reportados por los habitantes.

El área calculada a partir del MDE resultante es de 716.63 km² mientras que el área obtenida para el MDT LiDAR corresponde a 787.82 km². La figura III.9 muestra la superposición de las áreas que coinciden para los dos MDE así como aquellas áreas calculadas por los modelos de manera individual. El volumen respectivo para cada MDE es de 1.02 km³ para el MDE resultante y de 0.86 km³ para el MDT LiDAR. Esta diferencia se relaciona con la alta rugosidad de la planicie fluvial del MDT LiDAR, es decir, que las formas detalladas tales como cordones de meandros no aparecen en el MDE resultante, lo que produce un ligero aumento de volumen (ver el perfil de la figura III.8).

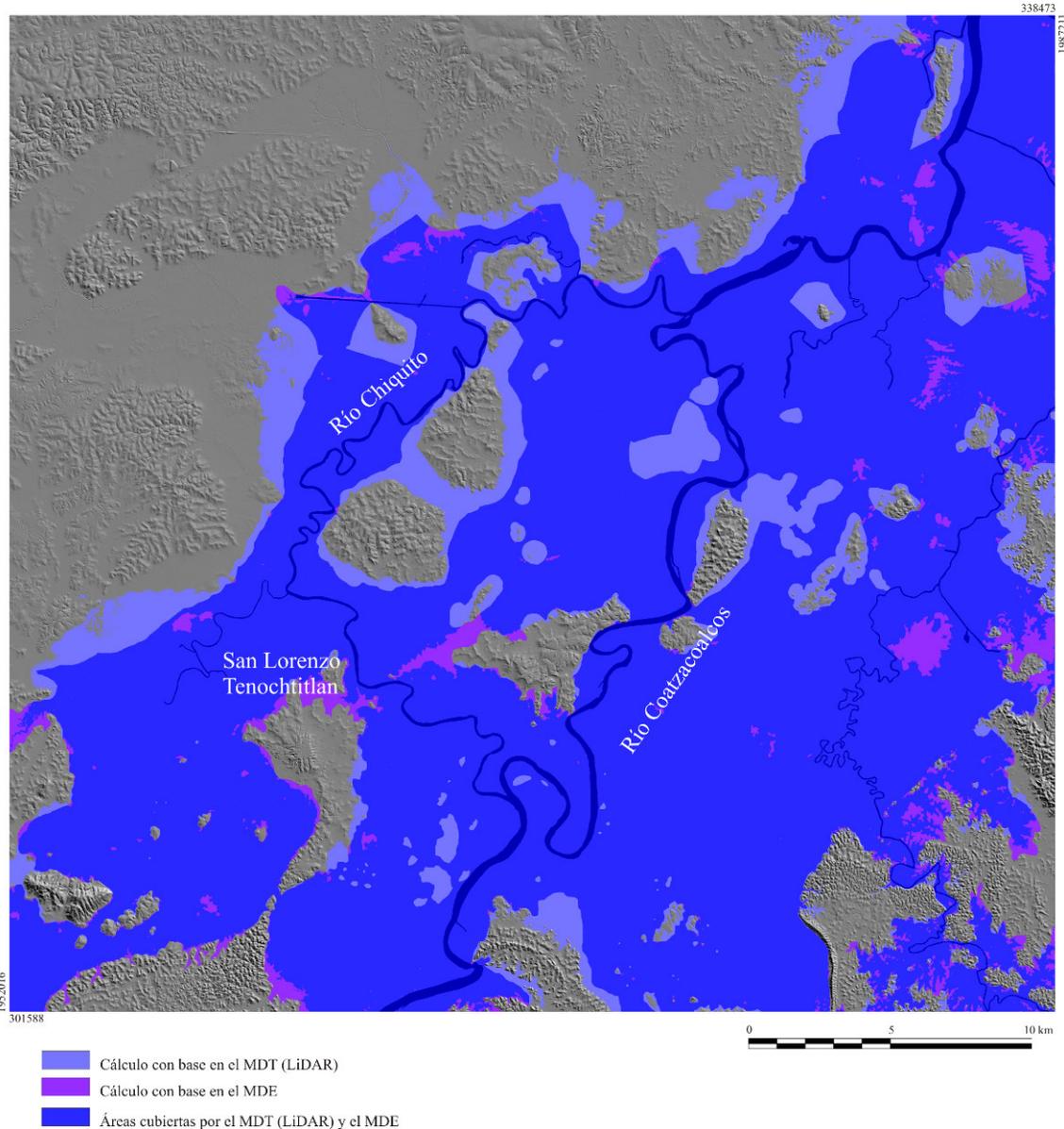


Figura III.9. Áreas inundadas de la cuenca baja del río Coatzacoalcos según el MDE utilizado. Azul oscuro: área común para los dos MDE: MDT LiDAR y MDE resultante; Azul claro, área obtenida utilizando el MDT LiDAR; Púrpura, área calculada con el MDE resultante.

III.1.4. Discusión y conclusiones

Las inundaciones representan uno de los riesgos más frecuentes en México, sin embargo, la cobertura de los MDE de alta resolución aún no están disponibles para todas las planicies fluviales y costeras. En esta investigación se propone la producción de un MDE adaptativo a partir de los datos vectoriales en escala 1:50,000. El método de interpolación multi-direccional

utilizado ha mostrado resultados adecuados en comparación con otros métodos (Pérez-Vega y Mas, 2009).

Este MDE adaptativo se puede utilizar como un insumo básico de simulaciones regionales de inundación para proporcionar una respuesta rápida para organismos gubernamentales. La precisión del MDE y de la variable de pendiente del terreno muestra poca variación en su comparación con el ECMR por líneas y columnas, no así en toda la imagen. Este resultado se debe a que en la zona de estudio se encuentran también otros tipos de relieve como lomeríos, piedemontes y elevaciones montañosas lo que influye en el incremento de la medición de la rugosidad de la superficie terrestre. Esta aseveración se corrobora con los resultados del ECM en el que se compara la superficie del MDE resultante y el MDT LiDAR. Sin embargo, en términos de simulaciones de magnitud regional el uso del MDE resultante es satisfactorio para cálculos de volumen y área. Las variaciones en estas mediciones estarán asociadas a la rugosidad de los MDT LiDAR.

III.2. CORRECCIÓN DE ARTEFACTOS Y ALTITUD DE LOS RÍOS EN MDT PROVENIENTES DE LiDAR

Como se mencionó anteriormente, los MDE utilizados para esta investigación provienen de datos vectoriales del tipo de curvas de nivel y de la nube de puntos LiDAR. En el apartado anterior se describió la generación de los MDE provenientes de las curvas de nivel vectoriales. En este subcapítulo se detallan las correcciones principales realizadas al MDT proveniente de la nube de puntos LiDAR.

Los datos de la nube de puntos se llevaron al formato *raster* por medio del programa *Dem_lidar_inegi* (Parrot, 2013a). Los artefactos resultantes son inherentes a la transformación de datos vectoriales a celdas. Las técnicas fotogramétricas empleadas son la lidargrametría (*lidargrammetry*) (Fowler *et al.*, 2007) que se basa en el uso de pares estereoscópicos de la imagen de intensidad y los datos de elevación para visualizar el terreno. En el caso de los cuerpos de agua se utiliza el *hydrologic enforcement* para asignar un valor de altitud homogéneo a la superficie. Este valor constante se añade junto con los valores de la nube de puntos clasificados como terreno lo que genera superficies triangulares. Por esta razón, los artefactos resultantes son facetas triangulares en distintas áreas del MDT así como valores de altitud irregulares en los ríos. Estos artefactos producen cálculos erróneos en aplicaciones de modelado y simulaciones de diferentes fenómenos y procesos naturales. A continuación, se explica la corrección realizada para las facetas triangulares y la altitud de la superficie de los ríos.

III.2.1. Facetas triangulares

Las facetas triangulares resultan de la introducción de valores de altitud aleatorios considerados como representativos (Fig. III.10) y que provienen de técnicas como la *lidargrametría* (Fowler *et al.*, 2007; Maune, 2007). El método propuesto para corregir de manera sencilla estos artefactos consiste en tomar en cuenta los tres vértices del polígono triangular para obtener curvas de nivel que permitan reconstruir la morfología por medio de la interpolación de dilatación de curvas (Taud *et al.*, 1999) o la interpolación multi-direccional

(Parrot, 1998) que a la vez han mostrado resultados eficaces para obtener un MDE (Pérez-Vega y Mas, 2009).

En la figura III.11 se muestra el área del MDT extraída y las curvas de nivel correspondientes en una imagen de 8 bits. Las curvas de nivel se corrigen con vecindad de tipo 8 con el programa *Net_curve2* (Parrot, 2012g) o se llenan los hiatos (Parrot, 2012d). Las curvas de nivel extraídas tienen un intervalo hipsométrico de 1m para las que se genera su tabla de tono de gris y los valores altitudinales correspondientes (Parrot y Ramírez-Núñez, 2012a). Posteriormente se genera una imagen de fondo neutro y los valores altitudinales para las curvas de nivel con la cual se aplica cualquiera de los algoritmos de interpolación (Parrot, 1998; Taud *et al.*, 1999). El área corregida se reincorpora al MDT con el programa *Pega_im* (Parrot, 2003b).

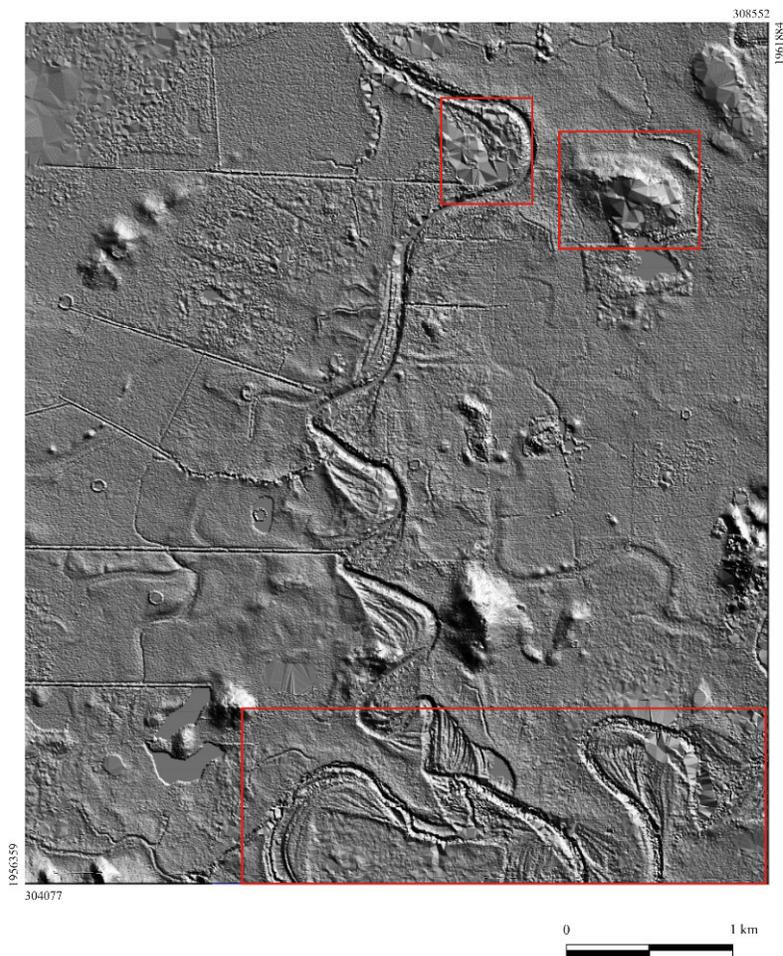


Figura III.10. Ejemplo de artefactos en el terreno y superficie de ríos del MDT.

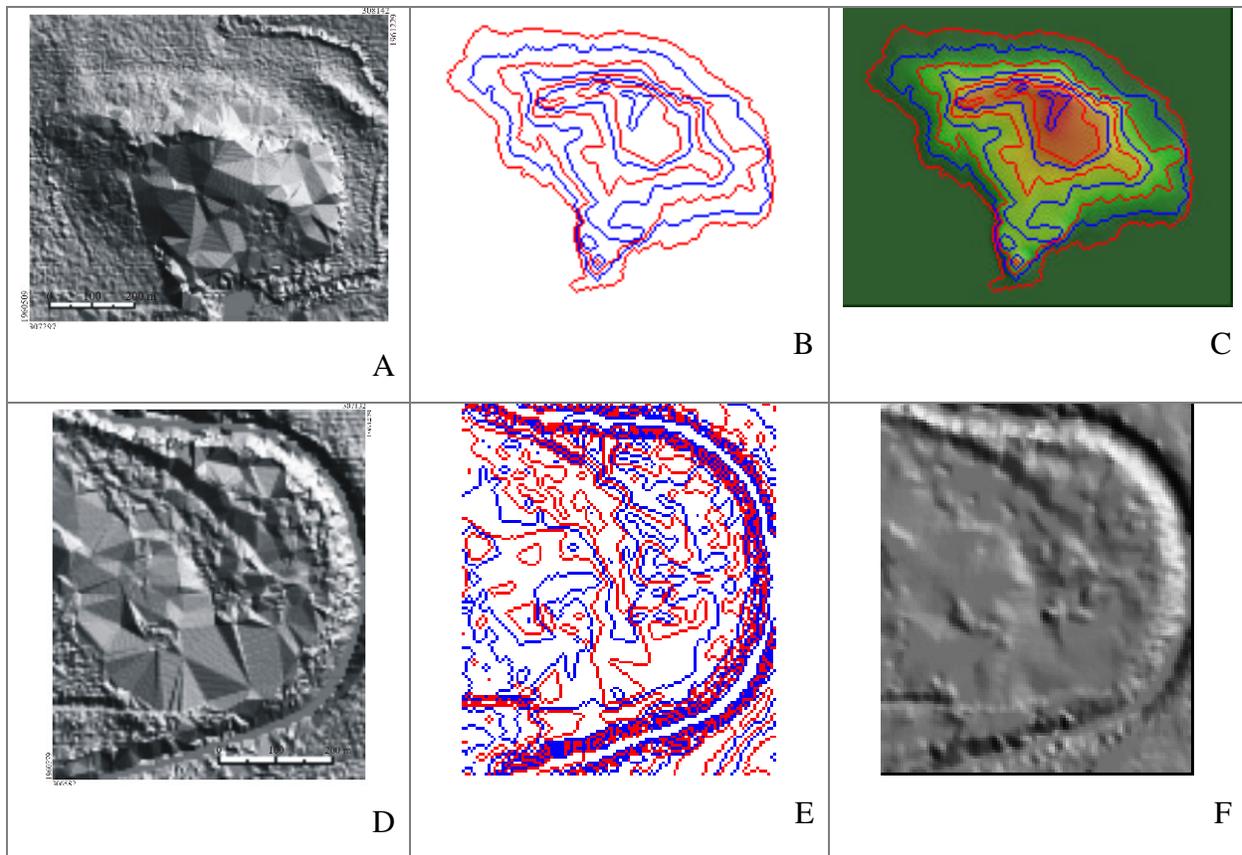


Figura III.11. Reconstrucción de las formas del relieve: A. Facetas triangulares en lomeríos, B. Ejemplo de curvas de nivel corregidas y de vecindad tipo 8, C. Lomerío reconstruido, D. Facetas triangulares en cordones de meandros, E. Ejemplo de curvas de nivel extraídas y sin corrección, F. Forma del relieve reconstruida. Nota: La georreferencia y escala de la figura 11a es la misma para las imágenes 11b y 11c. La georreferencia y escala de la figura 11d corresponde también a las figuras 11e y 11f.

III.2.2. Altitud de la superficie los ríos

El MDT presenta tres tipos de artefactos en relación con los cuerpos de agua (Fig. III.10 y II.11): 1) presencia de numerosas facetas triangulares en superficies de cuerpos de agua y/o superficies de ríos cuando la densidad de la vegetación tal como los bosques de galería es alta; 2) en un MDT debe proveerse un valor altitudinal coherente de los cuerpos de agua y superficies de los ríos; y 3) las superficies de los ríos descienden cuenca abajo. De manera general, la altitud de los ríos y cuerpos de agua se corrige a través de polígonos y con la técnica del refuerzo hidrológico (*hidrologic enforcement*). En el caso de los ríos, la corrección

propuesta se basa, de manera parcial en el uso de la máscara⁸ de los ríos. A partir de esta máscara se extrae el esqueleto del polígono por medio del algoritmo de esqueletización de O’Gorman (1990). Los puntos extremos del esqueleto se utilizan para calcular la altitud de los píxeles sucesivos que describen el esqueleto o “alma” del río. Los valores altitudinales corresponden a la diferencia de altitud entre ambos puntos tomados entre el número de píxeles que pertenecen al “esqueleto”. El siguiente paso consiste en atribuir valores altitudinales al resto de la máscara del río. La figura III.12 muestra las condiciones de atribución de valores altitudinales: cuando en una ventana de tamaño 3×3 un pixel cardinal posee un valor, la atribución del valor altitudinal es directa; cuando existen dos pixeles cardinales, se atribuye el valor promedio. Al inicio del tratamiento, solamente los pixeles del “esqueleto” tienen un valor altitudinal. El tratamiento no es secuencial; después de cada barrido se registran los valores de altitud en una imagen provisional de 4 bytes y se añade al esqueleto los pixeles correspondientes. Se recuperan los valores de altitud de la imagen provisional antes de hacer un nuevo barrido. El procedimiento termina cuando todos los pixeles de la máscara del río poseen un valor altitudinal (Parrot, 2014i). El resultado se sobrepone en el MDT LiDAR (Parrot, 2014j).

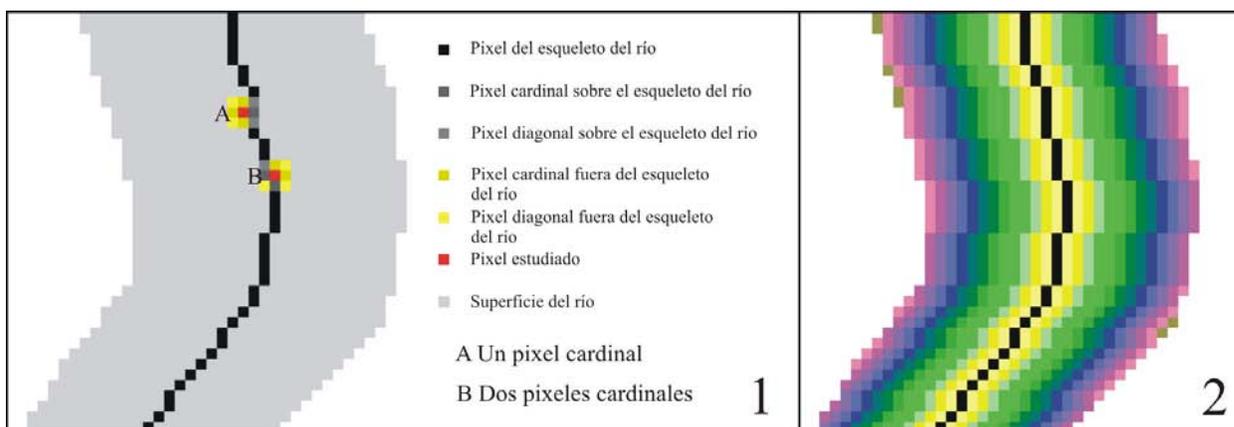


Figura III.12. Cálculo de la altitud de la superficie de los ríos. 1. Tipos de configuración para el cálculo de la altitud de la superficie de los ríos en una ventana móvil. Esqueleto del río en negro y máscara de la superficie del río en gris; 2. Expansión lateral.

⁸ Una máscara es un conjunto de datos que con una operación se extraen o añaden de manera selectiva ciertos datos de otro conjunto de información. En este caso la máscara es la imagen binaria I de tamaño $m \times n$ que representa la superficie del río. Cuando se aplica cualquiera de los algoritmos a la imagen de la superficie del río y el MDT, por ejemplo, la corrección de la altitud del MDT, el resultado selectivo será la superficie del río recalculada.

III.2.3. Resultados

Los MDT originales y los MDT resultantes tanto de la imagen seleccionada (Figura III.13) como de las zonas del lomerío y de la superficie del río se evalúan por medio del ECM y del ECMR. El cálculo del ECMR del MDT original calculado línea por línea, columna por columna y en la imagen total es de 1.437, 1.418 y 1.759 respectivamente. Una vez que se superponen las correcciones, los valores correspondientes son de 1.411, 1.396 y 1.746 lo que implica una disminución en la rugosidad del MDT en las zonas tratadas. Si se calcula una superficie de referencia (Felicísimo, 1994) el valor del ECM para el MDT LiDAR original es 0.0826 con una desviación estándar de 0.0701 en tanto que el MDT LiDAR corregido es 0.0774 con una desviación estándar de 0.0634.

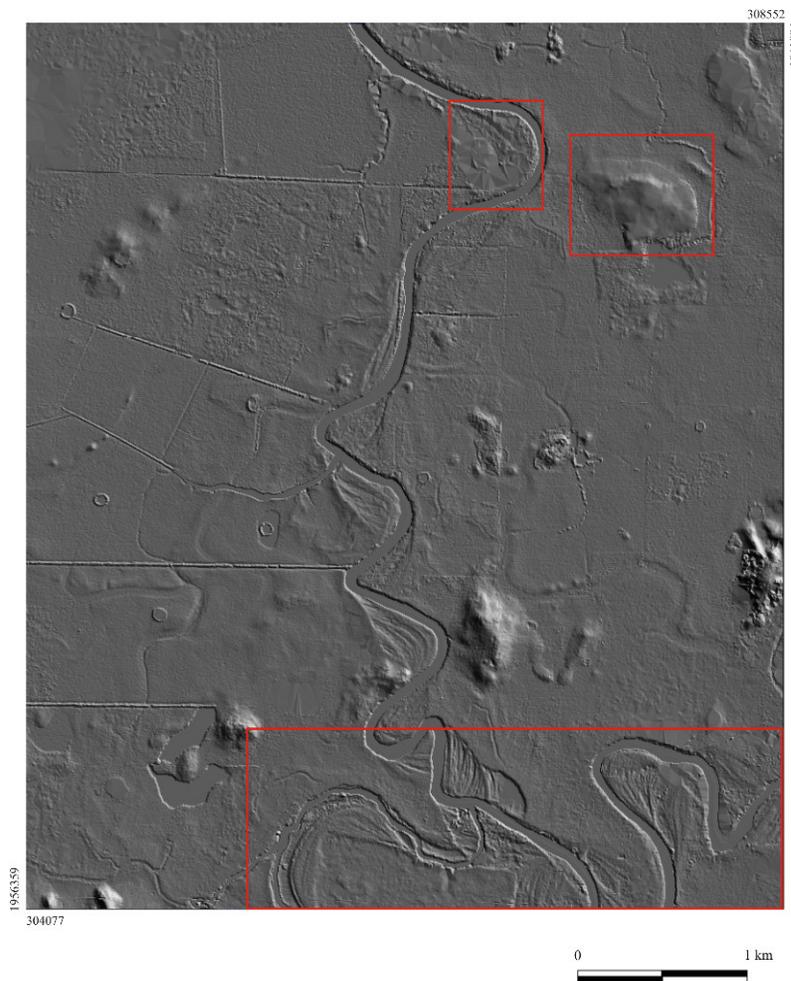


Figura III.13. MDT LiDAR corregido.

En la tabla III.2 se reportan los resultados del ECMR y el ECM para las zonas de lomerío y del meandro. Se observa que en las evaluaciones, los valores del error disminuyen. Cabe resaltar que las mediciones del error están en función del tipo de relieve, densidad de puntos, técnicas de interpolación, sensores, etc. (Aguilar *et al.*, 2005; Pérez-Vega y Mas, 2009; Florinsky, 2012). Algunos artefactos estarán asociados a zonas montañosas en función de los cambios de la pendiente (Felicísimo, 1995), de tal manera que las diferencias serán notorias en relieves prominentes (Carlisle, 2005; Fisher y Tate, 2006; Cárdenas-Tristán *et al.*, 2013).

	ECMR	ECM	Desviación estándar	ECM entre los dos MDT
MDT LiDAR original del lomerío	2.309	0.067	0.052	0.778
MDT LiDAR del lomerío reconstruido	1.783	0.012	0.011	
MDT LiDAR original del meandro	1.079	0.101	0.082	0.181
MDT LiDAR del meandro reconstruido	0.996	0.034	0.028	

Tabla III.2. Error cuadrático medio y de la rugosidad de los MDT LiDAR originales y corregidos.

III.2.4. Discusión y conclusiones

En este subcapítulo se presentaron dos métodos para la corrección de las superficies triangulares presentes en un MDT LiDAR. Estas facetas triangulares son el resultado de la aplicación de técnicas como la *lidargrametría* y el refuerzo hidrológico (*hydrologic enforcement*). Si bien existen distintos filtros para disminuir el ruido en los datos LiDAR así como métodos manuales que para la corrección de valores altitudinales, algunas superficies se mantienen con valores de altitud incongruentes, por ejemplo las superficies de los ríos. En este

caso la evaluación de los MDT reconstituidos muestra una mejora tanto en la zona de los lomeríos como del meandro. Cuando se utiliza un MDT sin verificar la calidad del mismo, las variables del terreno calculadas a partir de esta superficie o bien aplicaciones tales como la simulación de inundaciones resultan con errores.

IV. Caracterización de la red fluvial

Los ríos son entidades dinámicas cuyas características cambian a través del tiempo y en el espacio; el patrón o estructura de una red de drenaje permite entender su evolución y la geometría asociada a controles ambientales tales como tipo de roca, fallas y fracturas, sedimentación, pendiente y orientación de la ladera, precipitación pluvial, vegetación, tiempo, etc. Las entradas y salidas de agua y transporte de sedimentos dependerán de estos factores que a la vez influyen en las características de los cuerpos de agua (Twidale, 2004; Charlton, 2008). La representación promedio del cauce se obtiene con mapas topográficos y fotografías aéreas. El problema principal de esta representación radica en tres aspectos: 1) la ambigüedad de los elementos interpretados (Knighton, 1998), 2) la limitación del número de cabeceras (Gregory y Walling, 1968) y 3) la definición cartográfica de la red en términos de cauces perennes, intermitentes y efímeros (Knighton, 1998); por ende se necesitan criterios que permitan utilizar un tratamiento para caracterizar una red de drenaje. A partir de los Modelos Digitales de Elevación (MDE) se puede extraer la red de drenaje con distintos algoritmos y software, por ejemplo los algoritmos desarrollados por Deimel *et al.* (1982), Abrahams (1984), O'Callaghan y Mark (1984), Mark (1983), Peet y Sahota (1985), Besl y Jain (1986), Band (1986), Yuan y Vanderpool (1986), Seemuller (1989), Hadipriono *et al.* (1990), Smith *et al.* (1990), Fairfield y Leymarie (1991), Jenson (1991), Tarboton *et al.* (1991), Tribe (1992), Chorowicz *et al.* (1992), Martz y Garbrecht (1992), Meiseils *et al.* (1995), Arge *et al.* (2003), Gong y Xie (2009). Estos algoritmos utilizan diferentes acercamientos: el barrido de los perfiles de los MDE, la modelación del escurrimiento, el máximo de la curvatura, el cálculo de la acumulación del flujo o método del umbral del cauce (contributing-area method; Jenson y Domingue, 1988). El software TLALOC (Parrot, 2006b) utiliza una estimación local de la curvatura máxima. El tratamiento consiste en sumar dentro de una ventana móvil de tamaño creciente el número de píxeles que tienen una altitud mayor que el píxel central. Cuando este total es mayor que el 55% del número total de píxeles dentro de la ventana móvil, el píxel central se considera como *thalweg*. Para evitar uniones incorrectas entre los diversos segmentos de red extraídos, se utiliza un editor de pantalla para juntar o eliminar los segmentos que así lo requieren. La densidad de la red extraída depende de la resolución del MDE empleado. Por otro lado, los Sistemas de Información Geográfica (SIG) consideran la

blue-line obtenida a partir de vectores (Dinesh *et al.*, 2012) como la base de la extracción, pero la densidad dependerá nuevamente de la escala utilizada.

En una red de drenaje, los arroyos y ríos se conectan entre sí para formar redes. Las redes de drenaje presentan distintos patrones que responden a factores geográficos. Las investigaciones sobre el tema son acercamientos de tipo geográfico e hidrológico, por ejemplo, los realizados por Horton (1945), Smith (1950), Strahler (1952, 1957, 1964), Schumm (1956, 1963), Hadley y Schumm (1961) Howard (1967), Pike y Wilson (1971), Singh y Dubey (1994), Lambert (1998), Twidale (2004) y Pidwirny (2006), etc. Sin embargo, el reconocimiento automático de la geometría de las redes de drenaje no está bien desarrollado; y de manera general, se recurre a la digitalización y clasificación de las redes de drenaje con base en las relaciones topológicas y la codificación y georreferenciación de los segmentos constitutivos.

En este capítulo se describen los métodos de clasificación de la red de drenaje en relación con su composición y densidad así como su dimensión fractal; posteriormente se presentan aplicaciones de estos métodos a la red de drenaje general de la zona de estudio y ejemplos sintéticos o provenientes de la literatura científica. Por otro lado, con el propósito de responder a algunas incertidumbres relacionadas con el análisis automatizado de la geometría de las redes de drenaje, se desarrolló un nuevo acercamiento que utiliza los tratamientos de imágenes y características tales como la tortuosidad, densidad de confluente y longitud de la red de drenaje. Esta caracterización responde a la dinámica de la zona de estudio como se verá en el capítulo V.

IV.1. CARACTERIZACIÓN DE LA RED DE DRENAJE

IV.1.1. Métodos de cuantificación de la red de drenaje

En esta sección se presentan los métodos básicos para la cuantificación de la red fluvial, por ejemplo, los que corresponden a la composición de la red de drenaje, la densidad de disección y la dimensión fractal (*DF*).

Composición de la red de drenaje

Horton (1945) introdujo dos conceptos cuantitativos para el análisis de la red de drenaje: el orden de las corrientes y la densidad de drenaje. Posteriormente, Strahler (1952, 1957 y 1964) modificó el método y añadió variables para clasificar los segmentos de las redes en términos de orden. Este método considera tres reglas básicas:

1. Los tributarios originados en la cabecera se designan como corriente de orden 1;
2. La unión de dos corrientes de orden u genera una corriente cuenca abajo de orden $u + 1$;
3. La unión de dos corrientes de orden disímil u y v donde $u > v$, genera un segmento corriente abajo de orden igual al de mayor orden de corriente u .

La principal aplicación de este acercamiento concierne el análisis de la estructura interna o geometría de las redes (Knighton, 1998).

A estas variables se añadió el uso del área de la cuenca hidrográfica y su relación con el orden de las corrientes fluviales (Shumm, 1956). De esta manera, se establecieron las leyes de la composición de la red de drenaje, las cuales corresponden a razones y funciones calculadas a partir del número de corrientes, la longitud de la red fluvial y el área de la cuenca hidrográfica. A partir de las asociaciones directas o inversas de las nociones empíricas en las redes de drenaje se desarrollaron conceptos tales como la constante para el surgimiento de un canal (Shumm, 1956), la relación entre la distancia de la corriente principal de la cuenca y el área de la misma (Hack, 1957) y modificaciones a los coeficientes de elongación (Ijjasz-Vasquez *et al.*, 1993; Rigon *et al.*, 1996). Para Horton, las leyes de la composición del drenaje eran una explicación determinística de la red de drenaje en relación con los procesos físicos. Sin embargo, su aporte es una definición estadística que describe el estado más probable de la composición de la red de drenaje (Knighton, 1998).

Si bien, los aspectos geológicos juegan un papel importante en el origen y desarrollo de las redes de drenaje, el acercamiento probabilístico-topológico iniciado por Shreve (1966, 1967) y Smart (1968) consideraba la aleatoriedad y la regularidad de la estructura de la red de drenaje.

Este acercamiento metodológico representaba un intento de establecer un contexto teórico de la explicación y predicción del desarrollo de las redes de drenaje. Los componentes de las redes de drenaje (cabeceras, afluentes y exutorio) fueron definidos en términos de nodos, uniones internas y externas, magnitudes y diámetro de la red de drenaje. Este acercamiento se aplica en la comparación estandarizada de redes permitiendo que factores como el espacio de llenado y el relieve de la cuenca fueran considerados dentro de las caracterizaciones para analizar las tendencias sistemáticas que presentan las ramificaciones dentro de las redes de drenaje.

Se debe aclarar que tanto la topología aleatoria como las uniones fortuitas entre los segmentos que forman la red se inscriben en realidad en estándares estadísticos y que por ende, a este nivel existen patrones. Goodchild y Klinkenberg (1993) previeron ciertas limitaciones de estos acercamientos ya que la red de drenaje se desarrolla en el espacio tridimensional. Un acercamiento que considerara elementos de la realidad de una red de drenaje para explicar su geometría resultaría más complejo.

Densidad de disección

El concepto de la densidad de disección fue desarrollado por Horton (1945) para explicar la evolución de las redes de drenaje en relación con la incisión de los cauces fluviales, y el tipo de material geológico así como algunos procesos de infiltración difusa. Las desventajas de su uso radica en tres factores principales asociados a los datos utilizados: 1) la interpretación de las cabeceras fluviales según el insumo (mapa, fotografía aérea o MDE), 2) la densidad de la red de drenaje, y 3) el tamaño del cuadrante o ventana móvil.

Dimensión Fractal

La geometría fractal desarrollada por Mandelbrot (1983) permite la descripción y cuantificación de forma y fenómenos naturales que no tienen una forma regular o comportamiento determinístico; en la naturaleza, los objetos se relacionan más a patrones irregulares que a formas perfectas. Una forma u objeto que tiene la misma estructura al

cambiar de escala de observación se llama fractal. La medida de dicha irregularidad se traduce en la rugosidad por lo que la medida de la DF corresponde a un número flotante, en tanto que en la geometría euclidiana se utiliza la dimensión 1 para una línea, 2 para una superficie y 3 para un volumen. La DF mide la complejidad de un objeto expresado por su rugosidad. Una forma de DF mayor es más compleja que una forma con una DF menor; por ejemplo una forma con una DF entre 1 y 2 llena más espacio que una curva uni-dimensional.

El tipo de patrón fractal puede cambiar de manera isotrópica o anisotrópica. Un fractal isotrópico o auto-similar tiene la misma proporción de cambio en todas las direcciones y en el mundo *raster* en direcciones perpendiculares ($x \rightarrow \gamma x$ y $y \rightarrow \gamma y$) sin importar la escala de observación; los fractales anisotrópicos o auto-afines no presentan la misma proporción en ambas direcciones ($x \rightarrow \gamma x$ y $y \rightarrow \gamma^{\xi} y$) y por ello no se puede probar en un rango infinito de escalas (Mandelbrot, 1983).

Se utilizan distintos métodos para medir la DF . En el caso de los objetos o formas bidimensionales existe, por ejemplo, la técnica del conteo de cajas (*Box-Counting*) (Pentland, 1984; Peleg *et al.*, 1984 y Keller *et al.*, 1989). El conteo de cajas utiliza una malla de tamaño s que se sobrepone a una imagen binaria y se cuenta el número de cajas llenas que ocupa total o parcialmente el tema de estudio en la imagen ($N(s)$). La DF se mide cambiando de manera progresiva el tamaño de caja. Para evitar una medición sesgada se realiza una definición previa del tamaño de la imagen que puede ser dividida por un número máximo de divisores. La DF se deriva de la relación:

$$1 = N_s s^D \text{ or } DF = -\log N_s / \log(s) \quad (1)$$

donde N_s corresponde al número de cajas necesarias de tamaño (s) para abarcar la estructura.

DF es el valor calculado con la fórmula siguiente:

$$DF = \lim_{s \rightarrow 0} [\log N_s / \log(1/s)] \quad (2)$$

y corresponde al inverso de la pendiente de la curva en el diagrama $\log N_s / \log(S)$. La DF de una curva es un valor flotante entre 1 y 2 (los valores euclidianos de una línea y una curva, respectivamente). La ecuación se define de la siguiente manera.

$$\log(N(s)) = \log(K) + D(\log(1/s)) \quad (3)$$

donde K es una constante y $N(s)$ es proporcional a $(1/s)^{-D}$ (Falconer, 2003).

Otros estudios han correlacionado la DF con el exponente de área-longitud de Hack y con las tasas de bifurcación y longitud de cauces de Horton (Phillips, 1993).

IV.1.2. Ejemplos de los tratamientos clásicos

En esta sección se muestran algunos ejemplos de tratamientos aplicando por ejemplo, los métodos de cuantificación del orden de corrientes fluviales modificado de Strahler, la densidad de disección y la dimensión fractal de la red de drenaje de la zona de estudio.

Orden de corrientes fluviales modificado de Strahler

Las corrientes fluviales de primer orden van formando cuenca abajo las de segundo orden. El proceso se ilustra en la figura IV.1 hasta el orden 4. Sin embargo, se observa que el desarrollo de las corrientes de primer orden no es exclusivo de las elevaciones volcánicas de Los Tuxtlas y Imeríos (ver Fig. II.5 del capítulo II), sino que en la planicie fluvial del río Coatzacoalcos hay varias corrientes de este orden. Estas corrientes normalmente alimentan cuerpos de agua locales y están asociadas con el proceso de inundación local.

Esta observación se corroboró mediante el cálculo de la densidad de las corrientes de primer orden representadas en una imagen binaria (I). En general, el tema tiene el valor 1 y el fondo el valor 255. El cálculo en el software *Density_V2* (Parrot, 2014a y e) considera los píxeles del tema en estudio N_{pi} dentro de una ventana móvil de tamaño impar $m \times m$ o un círculo de radio x y el número de píxeles N_{pv} dentro de la ventana. Hay dos opciones para realizar la medición: utilizando todas las configuraciones de los píxeles del tema estudiado dentro de la ventana, o bien considerando los píxeles del tema únicamente cuando un píxel del tema se ubica en el centro de la ventana. La relación N_{pi} / N_{pv} se normaliza entre 0 y 100 para obtener una representación en porcentaje o entre 0 y 255 si se requiere visualizar el resultado en tonos de gris (Fig. IV.2).

La repartición en el espacio bidimensional de los segmentos de primer orden de la red de drenaje define los límites y la configuración del cauce. Esta observación también es válida para las cabeceras. Sin embargo, la imagen binaria de las cabeceras no puede utilizarse directamente porque el nivel de representación de una cabecera en la imagen se reduce a un pixel, excepto si se utiliza una dilatación muy grande del tema. La dilatación es una función de la morfología matemática que alarga un tema cuando el barrido de la imagen por un elemento estructural pone en contacto un pixel del tema con este elemento.

En el caso de los cálculos de la densidad que se aplican a los segmentos de primer orden se necesita también hacer una dilatación de estos, pero se limita a una sola iteración.

La frecuencia de los valores de densidad que corresponden a estas dos opciones se presenta en el diagrama de la figura IV.3. En el primer caso, el barrido genera una distribución regular porque el tratamiento reparte de manera casi uniforme los píxeles binarios del tema; en el segundo caso, se puede observar que un valor alrededor de 25% corresponde a un mínimo de densidad para los segmentos dilatados.

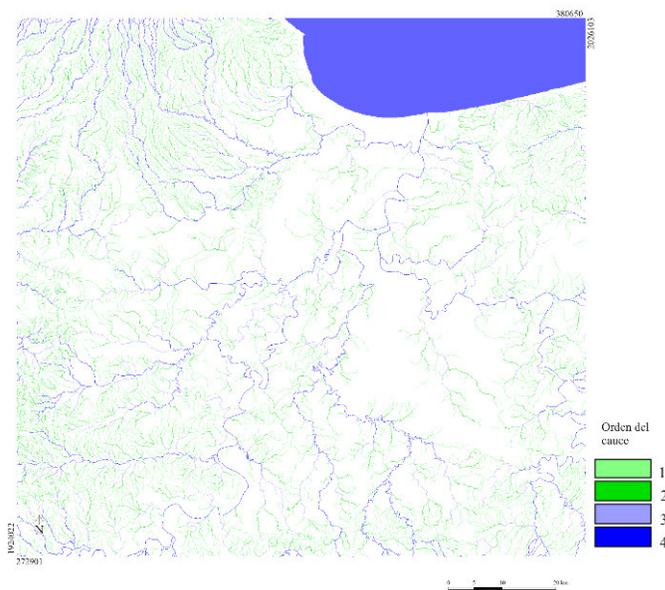


Figura IV.1. Orden de cauces en la zona de estudio (*Orden.exe*, Parrot, 2004).

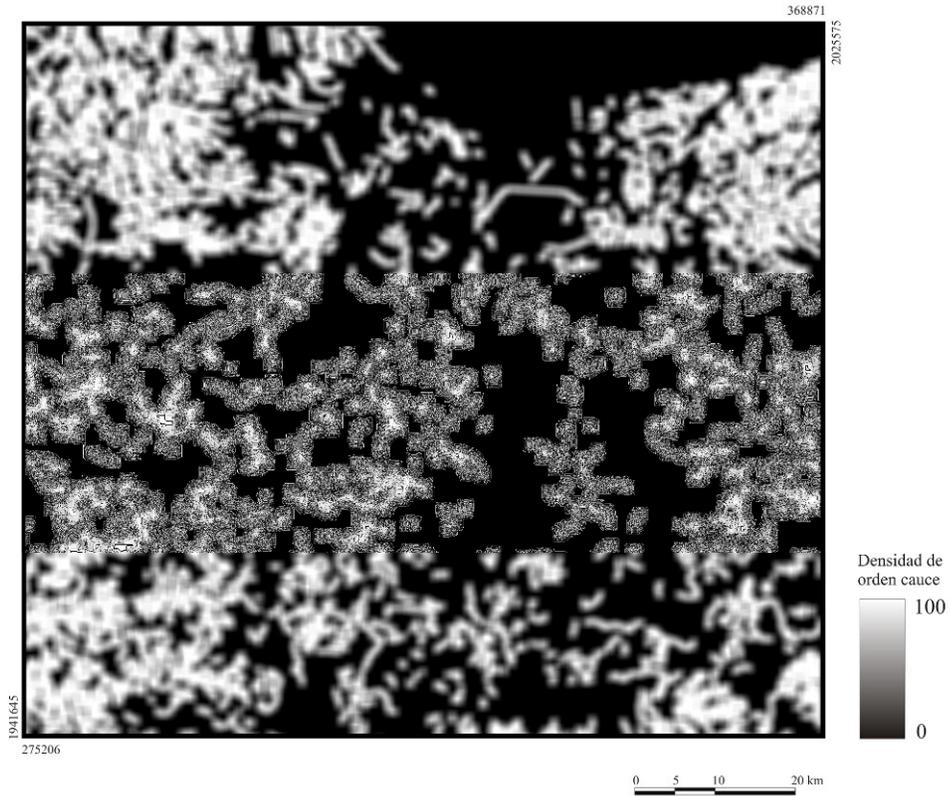


Figura IV.2. Representación en tonos de gris de la densidad de los segmentos de primer orden.

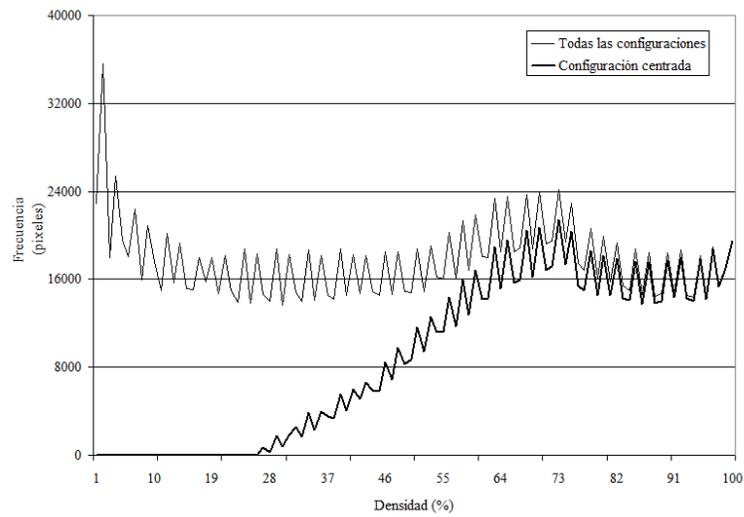


Figura IV.3. Relación frecuencia y densidad de los segmentos de primer orden.

La figura IV.4 muestra el resultado obtenido a partir de los segmentos de primer orden en función de las dos opciones definidas anteriormente.

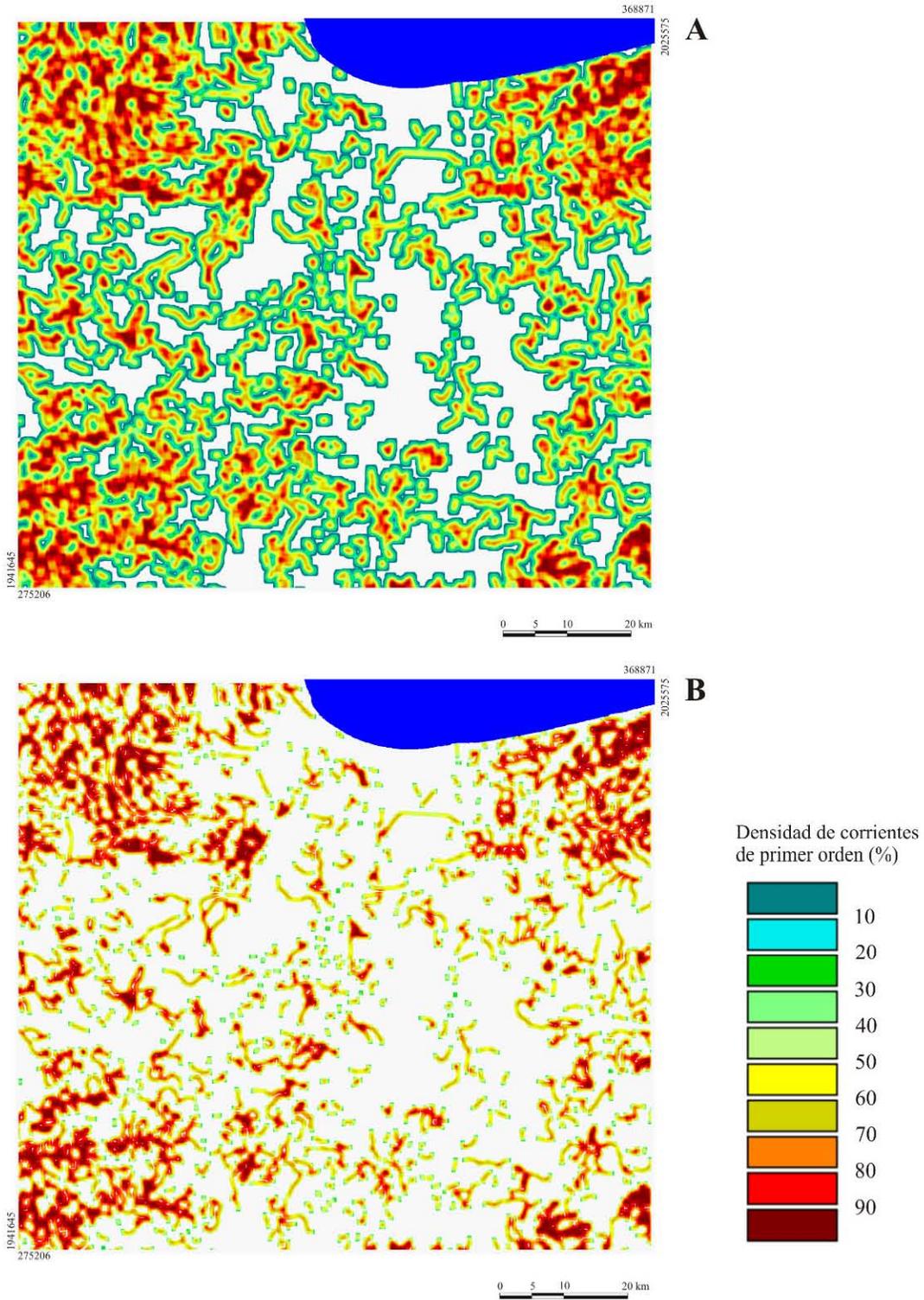


Figura IV.4. Densidad de los segmentos de primer orden. A. Cálculo con todas las configuraciones. B. Cálculo con la configuración centrada.

Como se mencionó anteriormente, también es posible utilizar la posición de los puntos que corresponden a las fuentes para definir la configuración de la cuenca baja del río Coatzacoalcos (Fig. IV.5). La dilatación utilizada es de dos iteraciones.

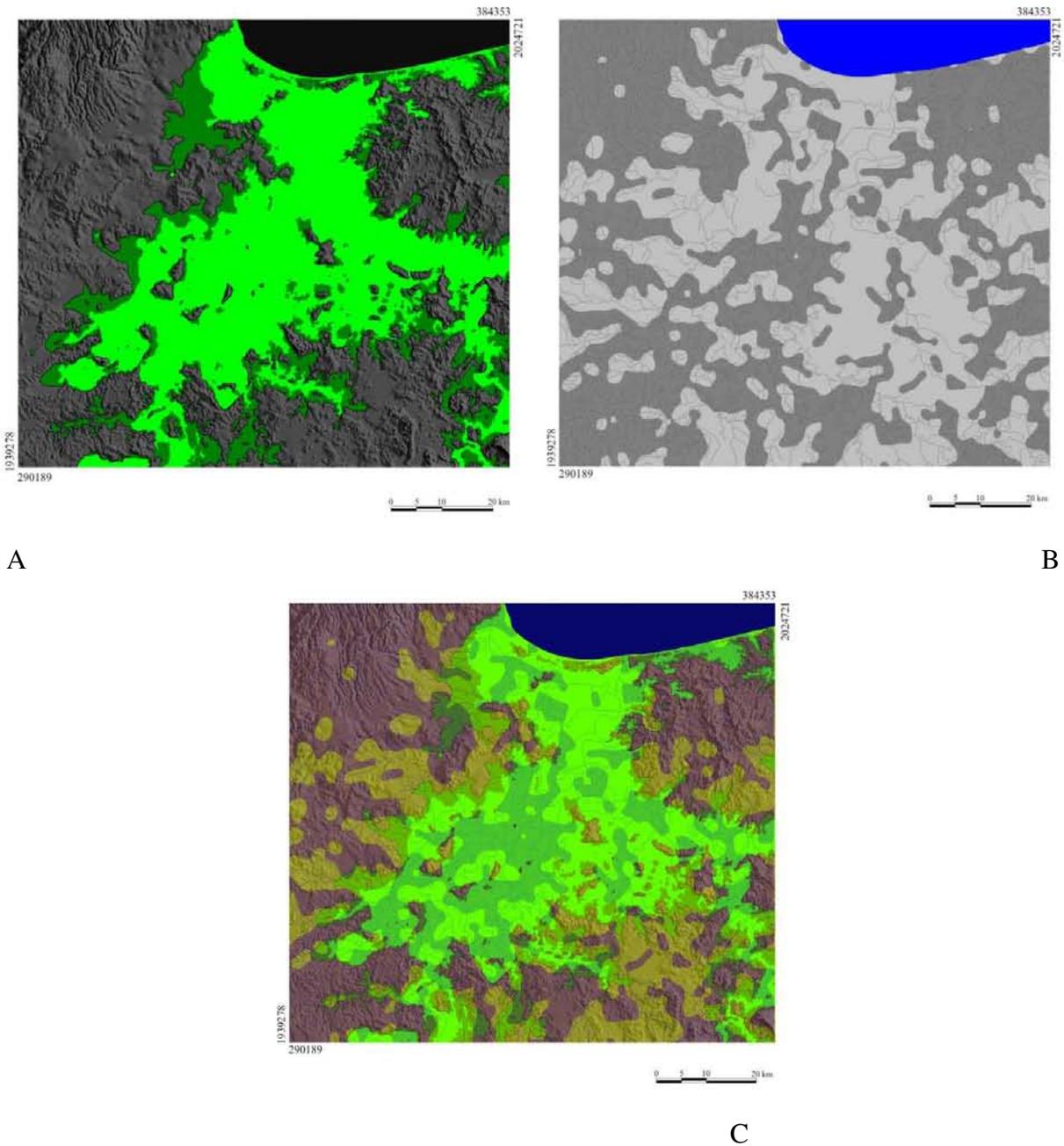


Figura IV.5. Densidad de cabeceras en la planicie fluvial. A. Capas de altitud sobrepuestas en el MDE sombreado. Verde claro: 0-10 m; Verde oscuro: 11-20 m. B. Densidad de cabeceras: Gris oscuro: 75-100 %; Gris claro: 0-74 %. C. Sobreposición de las dos imágenes.

En los dos casos, es interesante notar que la cuenca baja estudiada se caracteriza por la presencia de numerosos puntos de corrientes de primer orden, asociados con la erosión de formas como las terrazas erosivas y a su vez asociadas con el diapirismo.

Densidad de disección

La densidad de disección (Dd) corresponde a la relación de la longitud de la red de drenaje (L_z) en una superficie dada. Esta superficie es una malla cuadrada de dimensión $m \times m$ superpuesta a la imagen de la red de drenaje (I). Una alternativa al uso de la malla cuadrada es el uso de una ventana móvil de tamaño $m \times m$ como se explica a continuación. Existen dos opciones para calcular la densidad de disección:

a) *La densidad de disección medida en términos de píxeles (Dd_1):*

Esta medida se obtiene a partir de la suma del número de píxeles (Np) que pertenecen a la red de drenaje dentro de una ventana de tamaño $m \times m$, donde NpT es el número total de píxeles de la ventana (Parrot, 2002a).

$$Dd_1 = (Np/NpT) \times 100 \quad (4)$$

b) *La densidad de disección utilizando la longitud de la red de drenaje (Dd_2):*

En el segundo caso, se calcula en primer lugar la longitud (L_z) de la porción de red fluvial dentro de la ventana de observación. Por otro lado se mide la superficie (S) de la ventana de dimensión $m \times m$ (Parrot, 2002a). Finalmente, el valor de Dd_2 se obtiene de la relación:

$$Dd_2 = [L_z/S] \times 100 \quad (5)$$

Se necesita aclarar que el cálculo de la longitud (L_z) toma en cuenta la configuración de cada píxel de la red y de su entorno, así como el tamaño (Tp) del lado del píxel. Por otro lado, como lo muestra la figura IV.6, la distancia entre el centro de un píxel y el centro de sus vecinos puede ser igual a Tp o a $Tp \times \sqrt{2}$; es decir que, en función de la configuración que describe dentro de una ventana de 3×3 el píxel estudiado y sus vecinos, la porción l_z de la red fluvial

que atraviesa el píxel central será igual a Tp , $Tp \times \sqrt{2}$ o $\frac{Tp}{2} + \frac{(Tp \times \sqrt{2})}{2}$ (es decir, para un tamaño de píxel igual a 1, l_z puede ser igual a 1, 1.414 o 1.207; y 1.914 cuando se presenta un confluente).

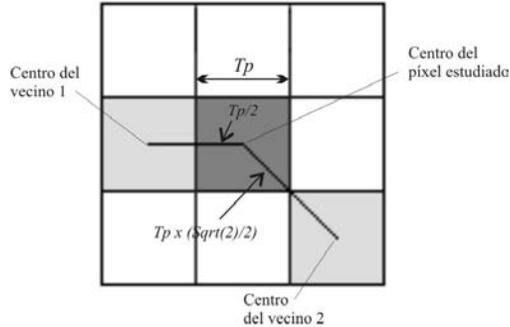


Figura IV.6. Valor de l_z de acuerdo con la posición de los píxeles vecinos.

Por otro lado (ver Fig. IV.7), el cálculo se realiza solamente en una ventana de superficie $m-1 \times m-1$ ya que la información de los píxeles ubicados en el borde de la imagen no puede indicar cuál es la configuración que se utiliza para calcular la longitud de la red dentro de cada píxel constitutivo como se describió anteriormente. En este caso, la superficie de la ventana de observación será igual a $S = (m-1)^2 \times Tp^2$.

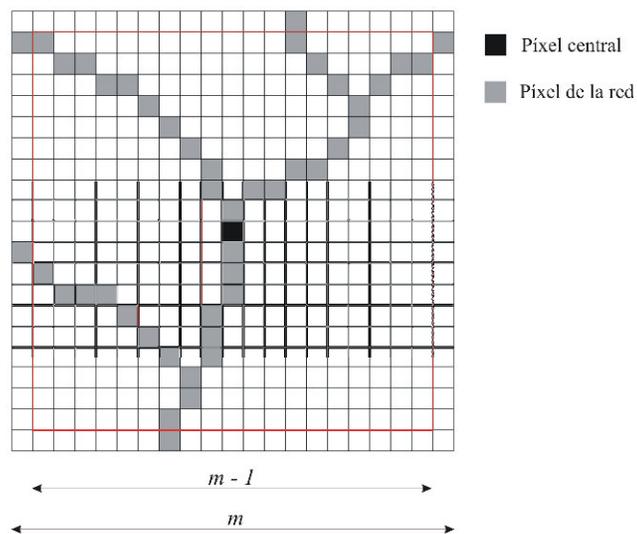


Figura IV.7. Cálculo de la densidad de disección Dd_2 .

La tabla IV.1 precisa el valor de la longitud local en función de la configuración que se presenta en el ejemplo de la figura IV.2.

Tabla IV.1. Localización (línea y columna) y valor de la longitud (l_z) del esqueleto de la red fluvial dentro de cada píxel en función de la configuración.

Línea	Columna	Longitud local	Línea	Columna	Longitud local
1	1	1.207	8	11	1.207
1	13	1.207	8	12	1.207
2	2	1.207	9	10	1.914
2	3	1.207	10	10	1
2	14	1.414	11	10	1
2	18	1.207	12	1	1.414
2	19	1.207	12	10	1
3	4	1.207	13	2	1.207
3	5	1.207	13	3	1
3	15	1.414	13	4	1.207
3	17	1.414	13	10	1.207
4	6	1.414	14	5	1.414
4	16	1.914	14	9	1.207
5	7	1.414	15	6	1.414
5	16	1.207	15	9	1
6	8	1.414	16	7	1.414
6	15	1.414	16	9	1.207
7	9	1.207	17	8	1.914
7	13	1.207	18	8	1.207
7	14	1.207	19	7	1.207
8	9	1.207			

Para un tamaño de píxel de 1×1 , la longitud L_z que corresponde a la suma de todos los l_z es igual a 52.85, mientras que la superficie S es de 361 (19×19), lo que da para Dd_2 un valor de

14.64. El mismo cálculo para la densidad Dd_1 da un valor de 11.36, porque se atribuye el mismo valor 1 a cada píxel de la red de drenaje.

Por otro lado, se necesita aclarar que el valor obtenido en un caso u otro depende del tamaño del píxel. La figura IV.8 muestra que en realidad el valor máximo de la densidad de disección disminuye cuando el tamaño del píxel aumenta. Esto es un problema inherente a la fórmula que divide una progresión aritmética con una progresión geométrica.

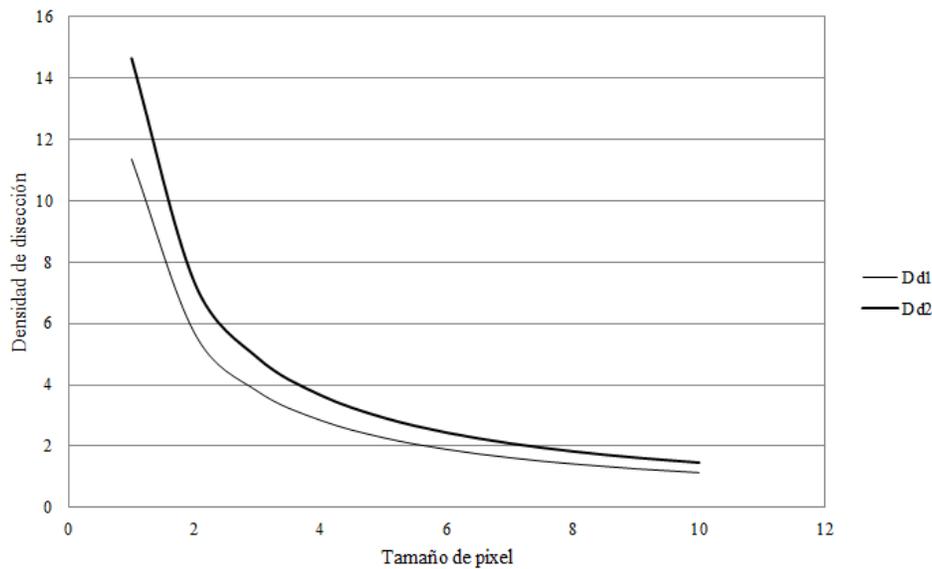
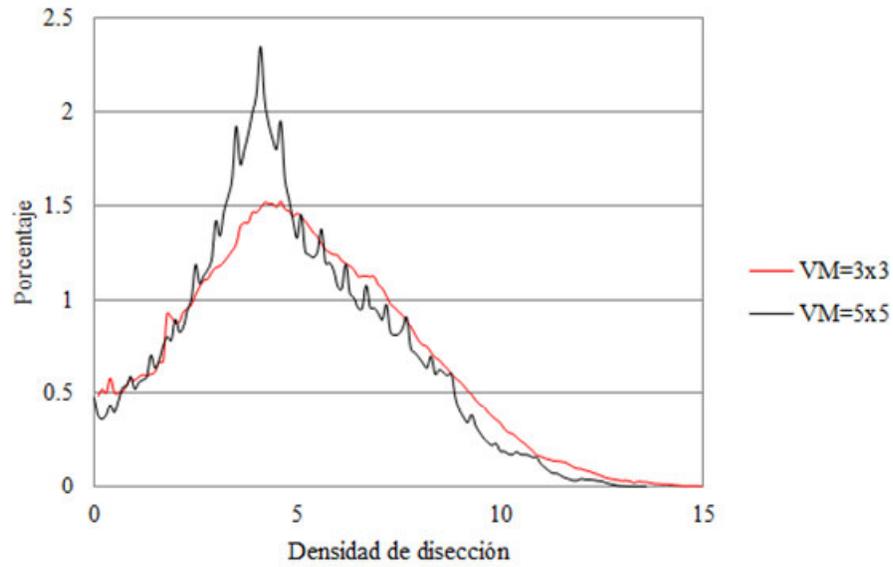
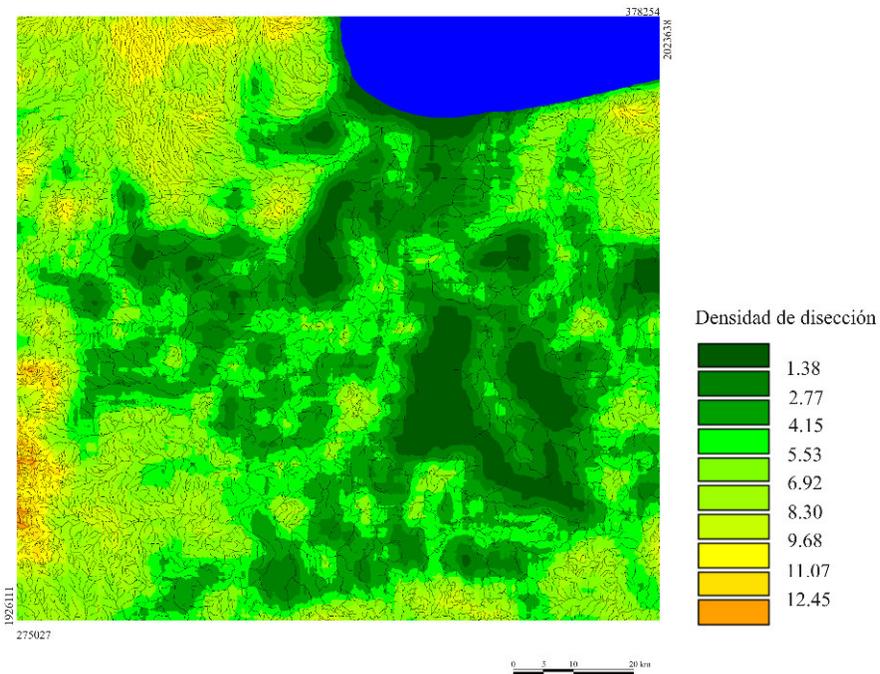


Figura IV.8. Valor de la densidad de disección en relación con el tamaño de píxel.

Si bien la densidad de disección es un indicador de la incisión de los cauces fluviales en relación con distintos factores geográficos, el ejemplo muestra que su valor está relacionado además con el tamaño de ventana móvil utilizada. El ejemplo de la figura IV.9 indica que el abanico de valores de la densidad de disección disminuye cuando se utiliza una ventana móvil de mayor tamaño. Con un tamaño de ventana móvil de 3×3 , los valores de la densidad de disección están comprendidos entre 0 y 15 mientras que para un tamaño de ventana móvil de 5×5 , el abanico de valores se reduce entre 0 y 14.



A

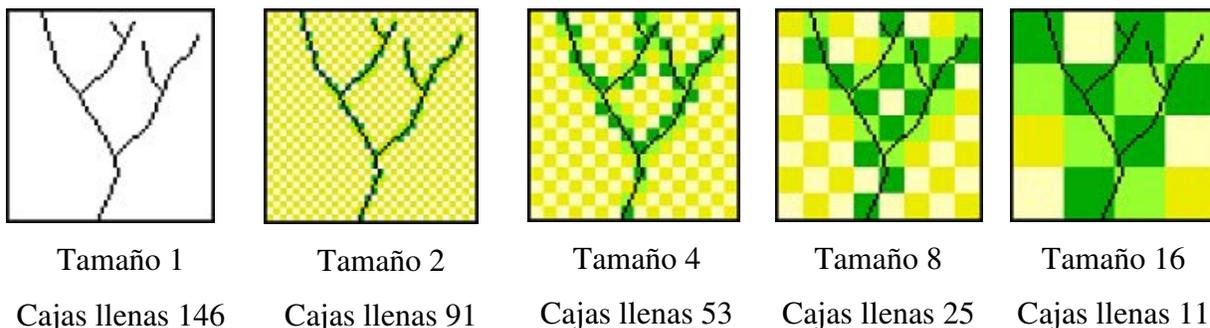


B

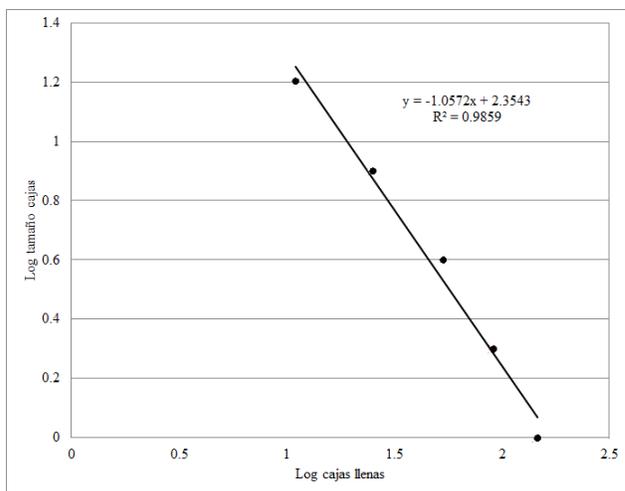
Figura IV.9. Densidad de disección de la red de drenaje: A. Distribución de la densidad de disección medida en una ventana móvil de 1.65 y 2.75 km, B. Ejemplo del cálculo de la densidad de disección para una ventana móvil de 2.75 km (Programa TLALOC_V2, Parrot [2006c]).

Dimensión Fractal

Las configuraciones de la red de drenaje obedecen a la geometría fractal (Mandelbrot, 1983). En el caso de las redes de drenaje también se puede utilizar la técnica de conteo de cajas aplicada ya sea a la superficie del río o a su esqueleto (Fig. IV.10).



A



B

Figura IV.10. Aplicación al esqueleto de la red de drenaje del método de conteo de cajas A. Uso de distintos tamaños de caja y B. Relación $\log N_s / \log(S)$

Tarboton *et al.* (1988) reportan que el valor de la red de drenaje tiene valores de $DF = 2$, valor que normalmente corresponde a la medida de una superficie. Por su parte, La Barbera y Rosso (1989) concluyeron a partir de mapas que la DF que las redes de drenaje tiene valores entre 1.5 y 2 con un promedio de 1.6-1.7. En realidad, estos valores sobreestiman el valor de la DF para las redes de drenaje ya que esta medida mide no solo el arreglo estructural sino también cómo estas redes invaden el espacio. Un ejemplo de la sobre-estimación corresponde a la red

de drenaje provista por La Barbera y Rosso (1989) (Fig. IV.11); un segundo cálculo de esta red esqueletizada muestra que la DF de la red de drenaje calculada sobre toda esta imagen es de 1.5684 con un coeficiente de correlación (R^2) 0.9985. Este resultado puede asociarse también a la escala del mapa, el ejemplo anterior se encuentra en una escala entre 1:250,000 a 1:24,000.

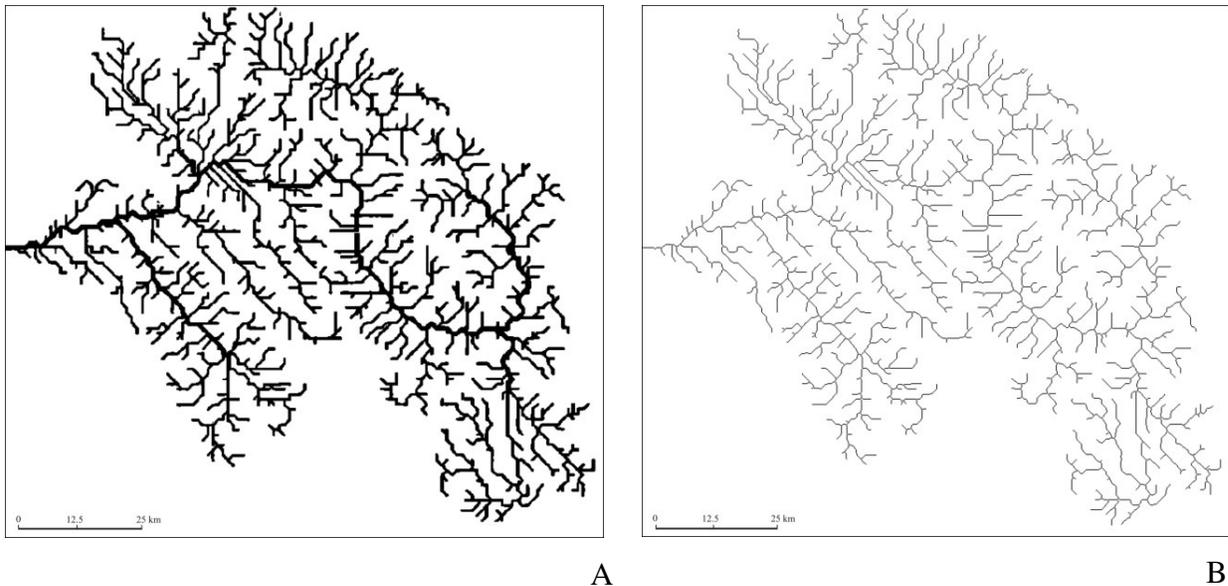


Figura IV.11. Ejemplo de la red de drenaje tomada de La Barbera y Rosso (1989) A. Imagen original y B. Esqueleto del río.

Si la imagen se reduce por un factor de 2, $DF = 1.5732$ con $R^2 = 0.9956$, lo que implica un aumento en la DF cuando se reduce la escala. En una imagen *raster* una línea corresponde a una superficie por lo que un motivo bidimensional, comparando la superficie de las dos zonas de entrenamiento, requiere más píxeles cuando se dibuja en una escala reducida (ejemplo, una diagonal en una imagen de 100×100 píxeles requiere 100 píxeles, en tanto que la misma diagonal requiere 50 píxeles para una imagen de 50×50 píxeles, lo que equivale a 1% de la superficie en el primer caso y 2% en el segundo caso). Sin embargo, cuando se utiliza el esqueleto del río, la DF de este patrón es de 1.2265 (Fig. IV.12). La pendiente del diagrama y R^2 (0.9704) indican la multi-fractalidad de la red de drenaje; la primera parte de la curva tiene un $R^2 = 0.997$ y $DF = 1.07$; la segunda parte de la curva tiene una DF de 1.75 y $R^2 = 0.999$.

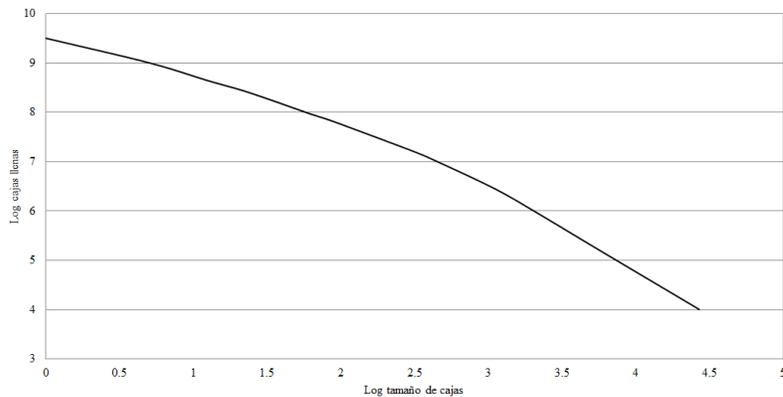


Figura IV.12. Dimensión fractal de la red de drenaje de la figura IV.11B.

El diagrama indica que las cajas de tamaños más pequeños toman en cuenta los segmentos de los ríos y que las cajas de mayor tamaño miden el arreglo de los segmentos como en el caso de los patrones dendríticos. En el ejemplo utilizado, el valor mínimo de las cajas que circunscribe una estructura dendrítica tiene que ser mayor que el divisor 12 o 14 que corresponde a una superficie de 2×2 km.

La DF ha sido utilizada para explicar que el desarrollo de las redes de drenaje se realiza en dirección de una forma óptima que disminuye la tasa de energía invertida en el sistema (Rinaldo *et al.*, 1992). Sin embargo, de manera general, la medición de la DF de las redes de drenaje no considera un tratamiento previo de las imágenes; incluso si se realiza este tipo de tratamiento, la DF obtenida no distingue el patrón de la red de drenaje. Por ejemplo, la DF es muy similar para las figuras de síntesis IV.13 de una red de drenaje meándrica ($DF = 1.05$) y una red de drenaje dendrítica ($DF = 1.052$) cuando se utiliza el esqueleto del río en una imagen del mismo tamaño y con el mismo número de píxeles para la red de drenaje.

Los acercamientos teóricos anteriores tienen como objetivo el estudio de la evolución de la red de drenaje a partir del análisis geométrico asociado a los distintos factores geográficos que influyen en su desarrollo. No obstante la mezcla de dimensiones, errores en el tratamiento de imágenes, y sobreestimación de mediciones limitan el uso de algoritmos automatizados eficientes que no solo permitan caracterizar cuantitativamente una red de drenaje sino que se comprenda su estado y evolución de manera objetiva. En el siguiente apartado se muestra el desarrollo de un nuevo índice que responde a esta problemática y diferenciar configuraciones

de la red fluvial. Los resultados obtenidos a partir de este índice se comparan con los que provee el método de conteo de cajas utilizado en la medición de la *DF*.

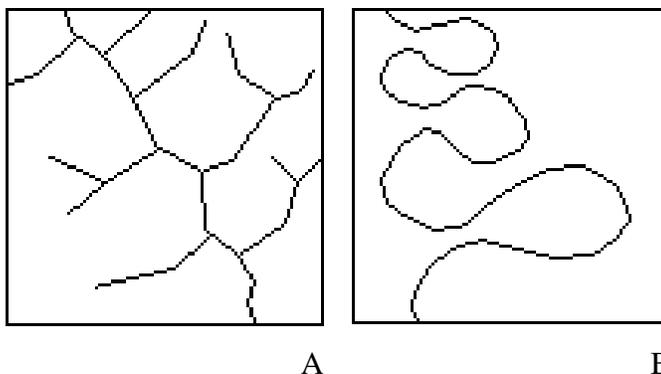


Figura IV.13. Ejemplos de red de drenaje meándrica (A) y dendrítica (B).

IV.2. DATOS UTILIZADOS

La red de drenaje utilizada proviene de los datos generados por el Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (2013) en la escala 1: 50,000, la cual fue originalmente digitalizada y actualizada mediante el uso de datos topográficos vectoriales (línea de costa, áreas urbanas, curvas de nivel, datos hidrográficos, geología, propiedades del suelo, sistema de fallas, etc.), imágenes de satélite SPOT, ortofotos y el Modelo Digital de Elevación (MDE) a 1 minuto de arco, cartografía digital) en las escalas 1:20,000, 1:50,000 y 1:250,000. La red de drenaje binaria se puede obtener directamente de un MDE.

IV.3. MÉTODO

IV.3.1. Pre-tratamientos

El conjunto de algoritmos (Parrot y Taud, 1991; Parrot, 2002b, 2012g, 2005a, 2011a, 2013c) utilizados en esta investigación requieren de una imagen binaria con el valor 1 para la red de drenaje. Los dos pre-tratamientos son la esqueletización y la representación de confluente por medio de un píxel con tres píxeles vecinos que no tienen contacto entre ellos. La superficie de

la red de drenaje se obtiene utilizando el algoritmo de O’Gorman (1990) para obtener una red de drenaje de camino 8. Por otro lado, un algoritmo auxiliar (*Net_curve2*, Parrot, 2013c) permite mejorar el resultado anterior eliminando los píxeles residuales que puedan existir. La base del algoritmo es la siguiente: cuando en una ventana móvil se encuentra un píxel que pertenece a la red de drenaje, la posición de los píxeles vecinos se da usando el código correspondiente a su posición en relación con la suma del código de todos los píxeles vecinos del píxel central (configuración de la figura. IV.14⁹). Algunas de estas configuraciones permiten eliminar el excedente de píxeles y, si es necesario, añadir píxeles para asegurar la configuración de confluentes usada en el tratamiento (Tabla IV.2).

1	2	4
128		8
64	32	16

Figura IV.14. Configuración de los códigos.

IV.3.2. Tratamientos

El índice TACO (Tortuosity And Confluent Organization) se desarrolló para analizar las redes de drenaje a partir de su configuración. Esta clasificación utiliza criterios de tortuosidad, longitud de la red observada y la densidad de confluentes en una ventana móvil (Parrot y Ramírez-Núñez, 2013c y d).

⁹ Esta configuración es frecuentemente usada en el tratamiento digital de imágenes para definir dentro de una ventana de 3 x 3 píxeles la configuración que dibujan los píxeles vecinos.

Como se mostró en la figura de síntesis IV.13, las configuraciones de drenaje dendríticas y meándricas tienen la misma DF cuando el número de píxeles utilizados en la representación es el mismo.

Tabla IV.2. Configuraciones y transformaciones del arreglo de pixel en una ventana móvil.

Códigos	Acción	Ejemplos
10 40 160 130	Eliminación del pixel central.	<p>10</p>
26 104 161 136		<p>26</p>
194 11 44 176		<p>194</p>
42 168 162 138		<p>42</p>
74 41 164 146	Eliminación del pixel central y unión por adición de un pixel vecino.	<p>74</p> <p>added pixel</p>

Nota: cada ejemplo tiene un ángulo de rotación de 90° hacia la derecha que corresponde a todos los códigos de la lista.

En el caso del índice TACO, los valores reportados en la figura IV.16 muestran que existen dos polos de clasificación: el primero, alrededor de valores de 50, corresponde a meandros de alta tortuosidad y el segundo a estructuras dendríticas densas con valores que van en la dirección de 200. Los valores intermedios (alrededor de 100) corresponden a patrones lineales, lo que implica que un meandro con alta tortuosidad caracterizado por un índice de 50 puede ir progresivamente en dirección del patrón lineal con un índice cercano a 100; por otro lado, los segmentos lineales pueden unirse gradualmente para generar estructuras dendríticas de mayor complejidad.

En cuanto a las estructuras dendríticas (R) (los valores del índice TACO entre 100 y 200), el cálculo toma en cuenta la longitud L o el número de píxeles de la red de drenaje seleccionada cuando el píxel central de la ventana móvil atraviesa la red, el número de afluentes N_c y el tamaño de la ventana m , con la fórmula siguiente:

$$R = 200 - (P \times 100) \quad (6)$$

donde

$$P = [L / (N_c + 1)] / m \quad (7)$$

Ésta fórmula mide el nivel de dendritismo (P), pero cuando N_c tiende a 0 y $L > m$, el algoritmo calcula la tortuosidad del meandro con la fórmula (8). En una primera aproximación, en una imagen digital, un meandro teórico de mayor tortuosidad en una ventana $m \times m$ corresponde a la mitad de la superficie de esta ventana. En este caso el porcentaje de ocupación del meandro es igual a $(L/m^2) \times 100$, lo que implica el 50% de la superficie de la imagen. Este valor es considerado como referencia para estimar el porcentaje de ocupación. Además, el valor mínimo d de la ocupación de un segmento pasando a través del centro de la ventana móvil será igual a $d = [(m/2) + 1/m^2] \times 100$. De hecho, este valor es bajo (1.04 para $m = 50$; 0.51 para $m = 100$; 0.25 para $m = 200$), por el contrario, el primero, depende del tamaño de ventana (mayor para un valor pequeño de m y bajo para un valor alto m) y puede ser despreciado o usado para asegurar un desplazamiento ligero a la derecha durante el cálculo. Finalmente, el cálculo de la tortuosidad será de la siguiente manera:

Índice de tortuosidad del meandro:

$$T = y + 2d \quad (8)$$

$$y = 100 - 4x \text{ y } x = (L/m^2) \times 100.$$

Los valores del índice TACO (o DF) se reportan en cada pixel de la red de drenaje. Sin embargo, la imagen resultante no permite distinguir a simple vista los distintos arreglos o patrones. Por esta razón, los valores se interpolan utilizando otro tamaño de ventana. La interpolación regional (IR) utiliza el valor promedio del índice TACO calculado con una ventana móvil cuadrada o circular del mismo tamaño que el cálculo inicial o de diferente tamaño de acuerdo con la siguiente fórmula:

$$IR = \sum_1^n \xi_{i,j} \quad \text{Si } \xi_{i,j} \neq 0 \quad (9)$$

donde i,j corresponde a las coordenadas de los pixeles que pertenecen a la red de drenaje y ξ al índice utilizado (DF o TACO).

IV.4. RESULTADOS

La medición de la DF depende del tamaño de ventana utilizada cuando se calcula la Exploración Fractal Local; un tamaño de ventana pequeño reporta valores bajos de DF lo que corresponde a segmentos o incluso a segmentos incompletos que no abarcan completamente la ventana móvil (en este último caso la DF es menor a 1). De acuerdo con la resolución de la imagen, las ventanas móviles de mayor tamaño consideran el arreglo o patrón de la red de drenaje por lo que los valores de DF serán mayores (Fig. IV.15). El tamaño de ventana utilizada para la Exploración Fractal Local (cálculo de la DF para la red de drenaje e interpolación regional) es de 241 y 101 por lo que la DF es de 0.713719 y 1.468943. Como se explicó anteriormente, es posible seleccionar entre las respuestas multi-fractales la que corresponde al arreglo dendrítico.

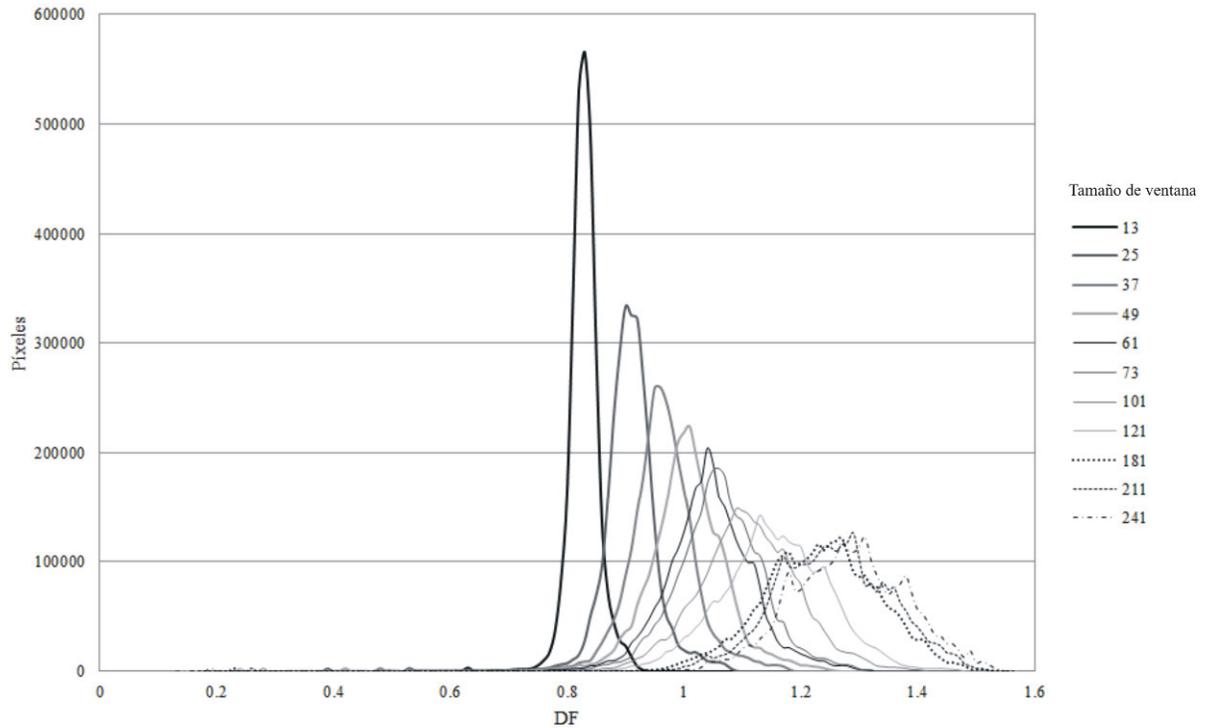


Figura IV.15. Dimensión fractal según el tamaño de ventana.

El diagrama de frecuencia reportado en la figura IV.16 muestra la distribución de las tres configuraciones de drenaje evaluadas (drenaje meándrico, paralelo o estructuras lineales y dendríticas). Cuando se considera el grado de tortuosidad, los meandros tendrán un valor bajo del índice referido; sin embargo, esta medida es mayor cuando disminuye la tortuosidad. El valor TACO alrededor de 100 implica que los patrones lineales son dominantes. Los valores entre 120 y 200 corresponden a estructuras dendríticas cada vez con un mayor número de segmentos. Es por eso que se considera el número de afluentes de acuerdo con las fórmulas (6) y (7).

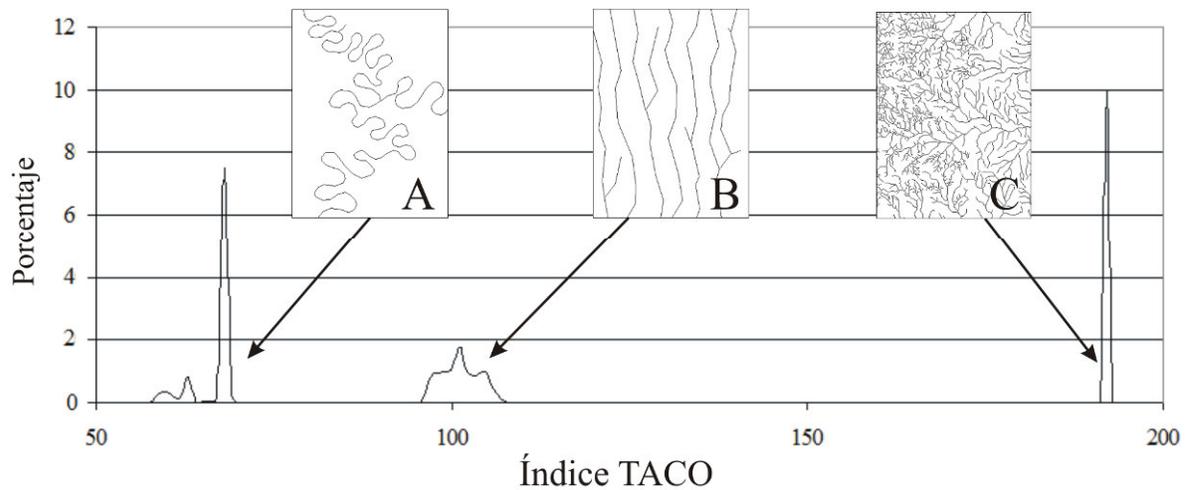


Figura IV.16. Caracterización de la red de drenaje a través del índice TACO.

Estos resultados también dependen tanto de la cuantificación local como de la interpolación regional.

El tamaño de la ventana se elige considerando el valor de la superficie que circunscribe la configuración en estudio. La figura IV.17 muestra la frecuencia de los valores del índice TACO en relación con el tamaño creciente de la ventana móvil. Los tamaños de ventana pequeños consideran estructuras lineales con diferentes grados de tortuosidad en comparación de los arreglos dendríticos que se descomponen en sus segmentos constitutivos considerando la ventana de observación. Se observa un pequeño pico correspondiente a los meandros medidos en un tamaño de ventana entre 25 y 49. Los meandros de mayor tortuosidad representan 2.84% y 1.84% para los tamaños de ventana entre 13 y 25, cuando los tamaños más grandes destacan los arreglos dendríticos, especialmente los patrones más densos que están representados por un pequeño pico cerca de los valores TACO más altos. En la imagen de la región de estudio, este pico representa el 4.78% para un tamaño de ventana de 241×241 . Los tamaños de ventana intermediarios tienden a difuminar tanto los patrones meándricos y dendríticos.

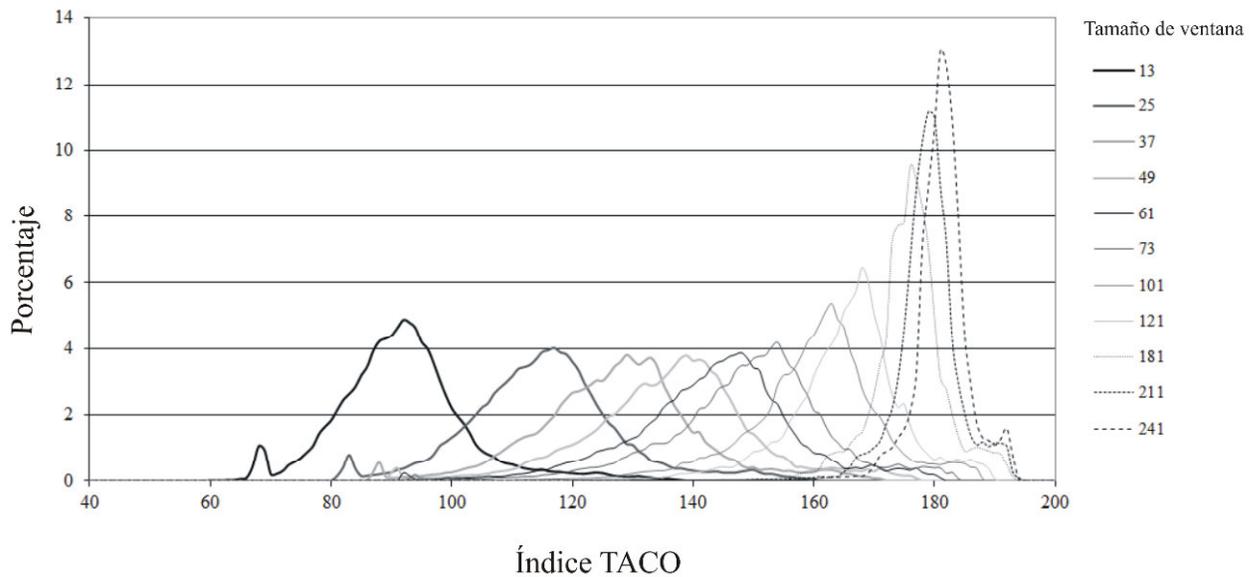


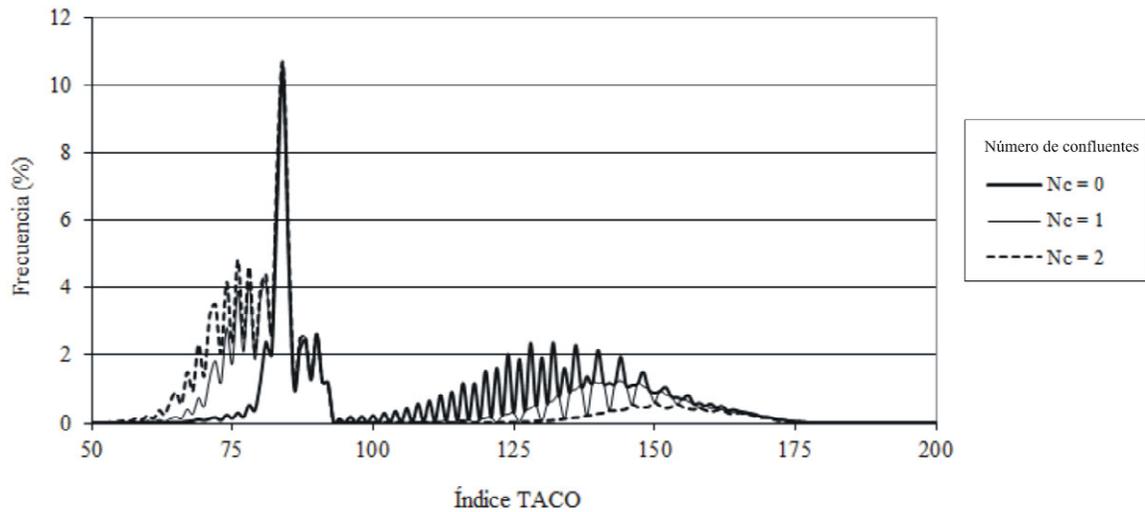
Figura IV.17. Interpolación regional del índice TACO.

La red de drenaje utilizada para la cuenca de Coatzacoalcos proviene de los datos de INEGI (2013). Esta red se limpió para obtener una red de camino-8 y afluentes de tres píxeles vecinos en una ventana móvil de tamaño 3×3 .

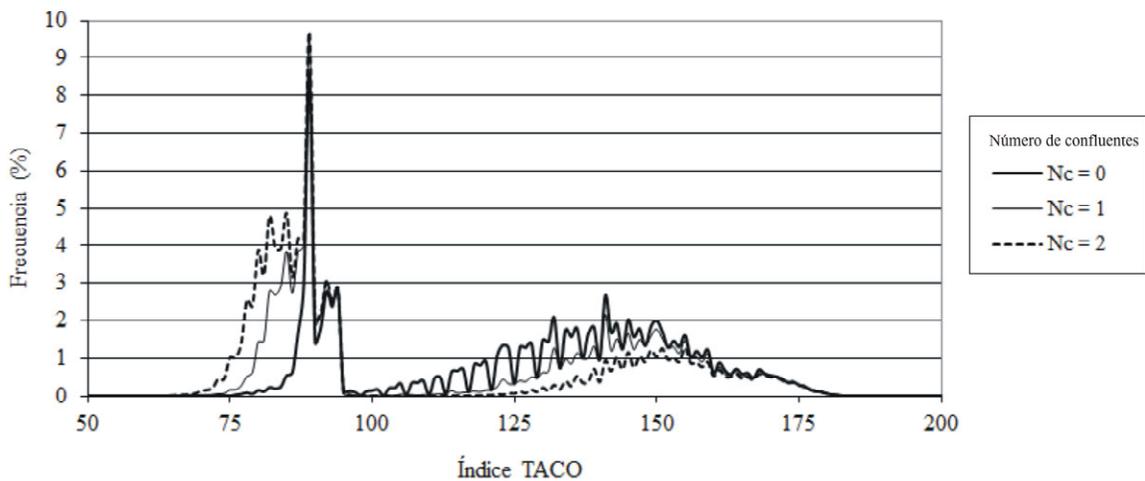
La detección del tipo de red de drenaje depende del tamaño de ventana y del número de afluentes. Con base en estas variables se distinguen dos grupos: los patrones meándricos de tortuosidad media y los patrones dendríticos. En la fórmula (6) se excluye la presencia de afluentes. Sin embargo, como se muestra en la figura IV.18 si se toma en cuenta 1 o 2 afluentes, el número de meandros incrementa a expensas de las estructuras lineales o paralelas. Estos resultados muestran la influencia del tamaño de ventana y la consideración o no de los afluentes para el caso de los patrones meándricos.

Los diagramas de la figura referida que corresponden, respectivamente, a un tamaño de ventana de 25 y 37 píxeles, es decir un área de 1.56 y 3.42 km² y el uso de un número de afluentes (0 a 2) ilustran esta dependencia. Las pruebas con distintos tamaños de ventana

móvil y número de afluentes N_c muestran que en el área de estudio, el tamaño más apropiado de la ventana móvil es de 25 y que el número N_c utilizado debe ser igual a 0 ó 1. Cuando N_c es igual a 0, los meandros y configuraciones paralelas representan 42.49% de las estructuras, por su parte, cuando N_c es igual a 1, este porcentaje corresponde a 69.95% (Fig. IV.19).



A



B

Figura IV.18. Caracterización de la red de drenaje considerando el tamaño de ventana móvil y el número de afluentes (N_c) A. Tamaño de ventana 25×25 , B. Tamaño de ventana 37×37 .

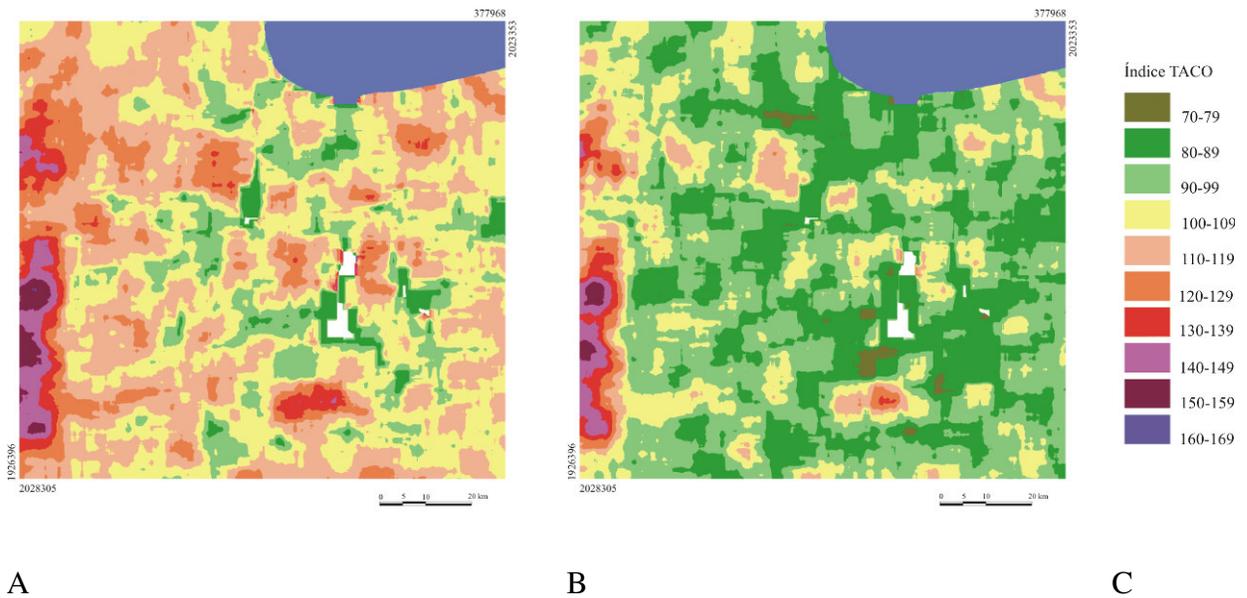


Figura IV.19. Ejemplos de la interpolación del índice TACO. A. Tamaño de ventana 25×25 y $N_c = 0$. B. Tamaño de ventana 25×25 y $N_c = 1$. C. Tabla de color del índice TACO.

Como se muestra en la figura IV.19A y figura IV.20, los valores de la interpolación del índice TACO en una ventana de 101×101 se encuentran entre 80 y 166. La compresión de la curva proviene del efecto de suavización de la ecuación 9.

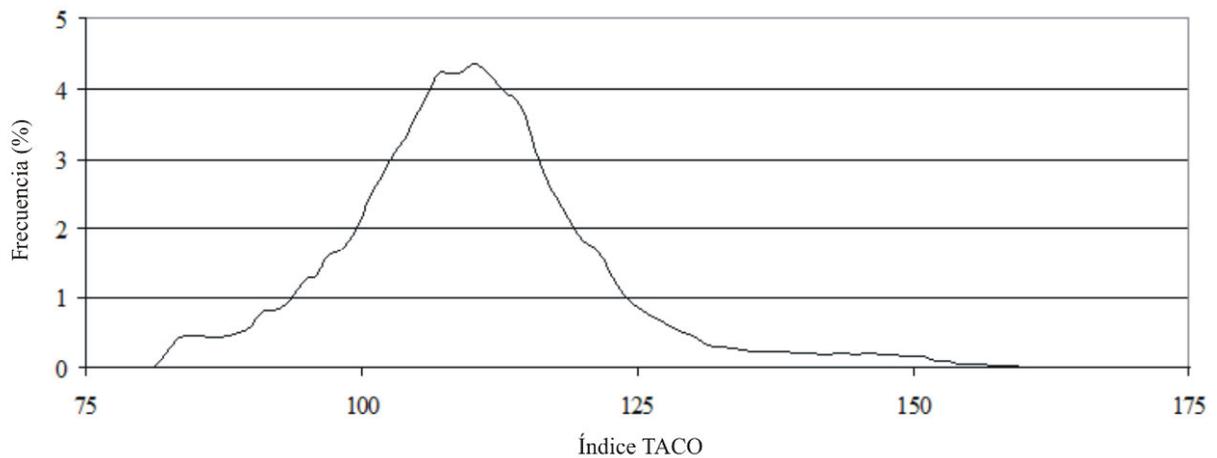


Figura IV.20. Frecuencia de los valores para la interpolación del índice TACO (tamaño de ventana móvil 25×25 ; $N_c = 0$; tamaño de ventana para la interpolación regional 101×101).

Por último, la red de drenaje se superpone a los resultados de la interpolación del índice TACO. La región de estudio (Fig. IV.21) incluye áreas con meandros que pueden medirse en superficies equivalentes a 156.25 hectáreas, red de drenaje paralelo (sobre todo en el noreste del área de estudio) y áreas dendríticas que presentan un patrón particularmente denso en las laderas occidentales que cierran la cuenca. Los meandros (verde oscuro) y una parte de las estructuras lineales (verde claro) corresponde esencialmente a la zona de inundación de la cuenca baja del río Coatzacoalcos; los patrones dendríticos (naranja claro y medio) con una densidad escasa son testigos de diapirismo y actividad neotectónica. Estas zonas corresponden a la distribución de antiguos asentamientos humanos [Cyphers *et al.*, 2013].

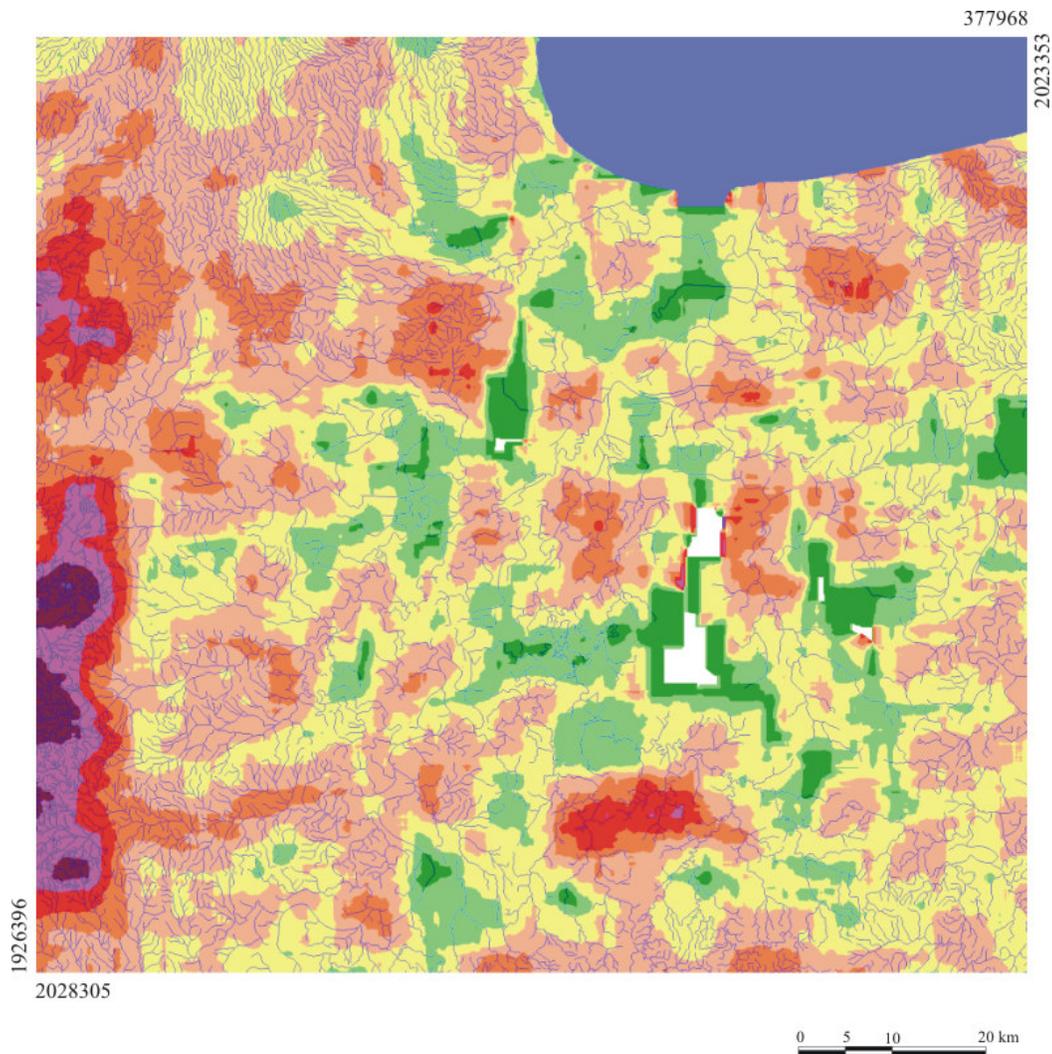


Figura IV.21. Caracterización de la red de drenaje con base en el índice TACO. Ver leyenda correspondiente en la figura IV.19

IV.5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La geometría de la red de drenaje está en relación con distintos factores geográficos. El uso de esta variable del terreno para un estudio de inundaciones permite caracterizar de manera objetiva la dinámica fluvial de la planicie. Las medidas clásicas para la caracterización de la red de drenaje describen aspectos de la dinámica fluvial de la zona de estudio. Entre ellos, la importancia de la densidad de segmentos de primer orden en la zona de la planicie fluvial.

Por otra parte, el uso de la DF para determinar la estructura de las redes tiende a sobreestimar dicha medida. Ya que el valor de DF 2 equivale a la dimensión de un área, una red de drenaje no puede tomar estos valores porque no llena todo el espacio en el cual se inscribe. La medida de la DF aplicada a la red de drenaje depende de la escala de observación y del tamaño de la ventana. Cuando se aumenta la escala de la imagen, el valor de la DF también aumenta ya que en una superficie menor se requiere un porcentaje más grande de píxeles. Cabe destacar que la esqueletización de la red de drenaje pone énfasis en el carácter lineal y por esta razón se obtienen valores de la DF en dirección de la dimensión 1; por otro lado, este tratamiento revela el carácter multi-fractal del arreglo observado.

En este caso es difícil considerar la DF como una variable de caracterización de patrones de la red excepto si se requiere evaluar la evolución o complejidad de la red por sí misma o en relación con otro fenómeno, por ejemplo el aumento de la superficie del río cuando se produce una inundación o la subida de dicha superficie.

Para eliminar o disminuir este inconveniente, se desarrolló un nuevo índice (TACO) que caracteriza los patrones de la red de drenaje considerando la tortuosidad, densidad de afluentes y longitud de la red sin introducir nociones de polígonos como límite de cuenca y sin utilizar el ancho de los canales.

Una vez caracterizada la red fluvial y su distribución en la zona en estudio, se tiene definido el contexto en el cual se van a realizar las simulaciones de inundación del siguiente capítulo.

V. Simulación de inundaciones en la planicie fluvial del río Coatzacoalcos

El control más importante en el proceso de inundación es el relieve (Nicholas y Walling, 1997); esto muestra la importancia de la modelación tridimensional o cuasi tridimensional de los fenómenos naturales. El uso de un Modelo Digital de Terreno (MDT) o un Modelo Digital de Elevación (MDE)¹⁰ en la simulación de inundaciones es una herramienta básica ya que es una representación bidimensional de un espacio tridimensional; cada pixel posee un valor de altitud (Peet y Sahota, 1985), de manera que este espacio se considera como una dimensión 2.5.

Las planicies fluviales son áreas topográficamente sensibles y de alta rugosidad. Los más mínimos cambios de altitud y morfología modifican la dinámica de flujo, lo que influye en los procesos de sedimentación, humedad, recursos acuáticos, entre otros. En el caso de la planicie fluvial de Coatzacoalcos, desde 1990 se reportan cambios topográficos asociados a la minería y la construcción de carreteras. De hecho, los habitantes señalan cambios en la sedimentación y en los ciclos hidrológicos y por ende de riego. Estos cambios afectan las actividades de la población tales como la agricultura y la pesca. En la zona de estudio se registran por lo menos cuatro niveles de inundación, asociados a la época húmeda del año (Figura V.8), y como se verá más adelante con la morfología regional y con los cambios topográficos. En la última década (2000-2010), independientemente de las fluctuaciones regulares de los ríos y cuerpos de agua, ocurrieron inundaciones regionales de gran amplitud.

En este capítulo, se trata principalmente de la simulación de las inundaciones con el propósito de entender dichos procesos y los efectos de modificaciones de la topografía. La importancia de la modelación de este proceso radica en la relación estrecha entre las modificaciones de la planicie y los recursos que explota la población local. Además, es importante tratar de estimar

¹⁰ La diferencia en el uso entre los términos MDT o MDE en esta tesis se hace para distinguir el origen de cada uno de los modelos. Como se mostró en el capítulo III, MDE se emplea para la representación del terreno resultado de la interpolación de las curvas de nivel, en tanto que el MDT proviene de la selección de la nube de puntos correspondientes al retorno del terreno de un levantamiento LiDAR y la interpolación de dichos puntos.

los daños que se pueden producir cuando ocurren eventos excepcionales con el fin de tomar decisiones adecuadas para disminuir los efectos de las catástrofes.

Para entender el papel de la topografía en dichos eventos y sus modificaciones, se utilizan las relaciones que existen entre dos parámetros esenciales: la expresión logarítmica de la pendiente y la DF tridimensional que permite resaltar la rugosidad local y por ende como actúan las formas del relieve en la planicie fluvial.

Después de presentar las generalidades de los distintos acercamientos que corresponden a las simulaciones de inundaciones, se estudia la morfología fluvial con una explicación detallada de los algoritmos desarrollados. En la sección siguiente, se distinguen tres tipos de inundación y las herramientas específicas y su aplicación en distintas planicies. Por ende, se discuten los resultados y las aplicaciones a las problemáticas que se asocian a la fluctuación de los niveles de los ríos, así como las conclusiones de este capítulo.

V. 1. LA SIMULACIÓN DE INUNDACIONES

En términos de dinámica de fluidos, una inundación es una ola grande de baja amplitud que se desplaza río abajo en un canal de geometría compleja con una celeridad específica atenuada por pérdidas debido a la fricción. Cuando la onda alcanza la profundidad del cauce, el agua desborda los límites del río principal y la lámina se extiende rápidamente desbordando las riberas. Si la fricción dentro del canal es continua, una vez que el río desborda, la velocidad del flujo cambia en función de la fricción entre ambas zonas (río principal, riberas). En dirección de la corriente existen flujos secundarios y por último turbulencia al interior del canal. Las planicies adyacentes actúan como reservorios de agua o bien como rutas para el movimiento continuo del flujo (Bates *et al.*, 2005a).

Los modelos hidráulicos se clasifican de acuerdo al número de dimensiones en el que se requiere representar el flujo. De manera general, los flujos que se restringen al cauce se modelan en una dimensión (Bates *et al.*, *op. cit.*). Cuando existe un desbordamiento hacia la planicie, la modelación se realiza en el espacio bidimensional, y por último, cuando hay

turbulencia derivada de la fricción entre el cauce y la planicie, se utilizan modelos tridimensionales.

Dentro de una problemática definida entre los objetivos a alcanzar, la calidad de una simulación depende de las condiciones iniciales y sus límites, los datos topográficos y los factores de fricción. La modelación y su calibración, así como la validación final deben considerar la disponibilidad de los datos y el error inherente a cada fuente (Bates *et al.*, 2005b).

La modelación de inundaciones no sigue un método determinístico por lo que el tratamiento va desde la intersección de planos en un MDE (Priestnall *et al.*, 2000; Ramírez-Núñez y Parrot, 2014) hasta una solución en tres dimensiones de las ecuaciones de flujo (Tomas y Williams, 1995; Feng y Perić, 2003; Stoesser *et al.*, 2003). Sin embargo, todos los modelos se basan en un nivel de solución de las ecuaciones de tres dimensiones de Navier-Stokes aplicadas a un flujo incompresible de densidad constante representado en un vector cartesiano de la siguiente manera:

$$\rho \frac{Du}{Dt} = -\nabla p + \mu \nabla^2 u + F \quad (1)$$

donde ρ es la densidad del fluido, u la velocidad, t el tiempo, p la presión, μ la viscosidad y F el grupo de términos específicos de la problemática (por ejemplo, gravedad, fricción, fuerza de Coriolis). Cuando se combinan con la ecuación de continuidad ($\nabla \cdot u = 0$), se obtiene un sistema para resolver el vector tridimensional de la velocidad $u = (u \ v \ w)$ donde u , v , w son los tres componentes de u en las direcciones x , y , z respectivamente y la presión p para un punto dado en espacio y tiempo. Cuando se tiene una superficie libre, la presión se reemplaza con la profundidad del flujo h . Los distintos grupos de ecuaciones de continuidad y *momentum* (por ejemplo, las ecuaciones de St. Venant, las ecuaciones Boussinesq, etc.) dependen de la precisión de la aproximación requerida. El uso de las ecuaciones bidimensionales responde a una representación en una escala dada del proceso bajo estudio.

Los tipos de modelos bidimensionales utilizan el almacenamiento de celdas, soluciones completas en 2D de las ecuaciones de St. Venant o de flujo somero así como modelos simplificados de dicho flujo. Los datos necesarios para aplicar estas ecuaciones pueden ser mallas estructuradas o MDT (Nicholas y Walling, 1997; Bates y De Roo, 2000; Nicholas y Mitchell, 2003; Ramírez-Núñez, 2010), mallas sin estructura (Hervouet y Van Haren, 1996; Sen, 2002) o deformables que siguen el flujo en el tiempo (Lynch y Gray, 1980; Kawahara y Umetsu, 1986; Benkhaldoun y Monthe, 1994).

Dada la escala de modelación, se utilizan modelos bidimensionales para simular los tipos de inundación. Este tipo de modelo responde a los efectos del límite del movimiento y puede utilizarse para representar el cambio en la dinámica a través del tiempo. Los datos disponibles para la validación son imágenes de satélite, datos de monitoreo remoto (Brakenridge, 2014; Brakenridge *et al.*, 2015) lo cual permite corroborar gastos máximos del río (Coordinación General del Servicio Meteorológico Nacional y Comisión Nacional del Agua, 2011). Los datos de altitud que se utilizan en este capítulo son el MDE y el MDT corregido proveniente del levantamiento LiDAR (ver apartado III.2).

El uso de la simulación de inundaciones en la cuenca baja del río Coatzacoalcos tiene dos propósitos específicos: 1) la representación espacial de la variación vertical de los flujos y 2) la extensión máxima de la inundación regional dado que este manejo representa una herramienta básica para los gestores del riesgo en caso de desastre (Penning-Rowsell y Tunstall, 1996). Por otro lado, las simulaciones permiten responder a problemáticas anexas tales como la distribución de recursos acuáticos estacionales o bien para explicar las relaciones del ambiente en el pasado, por ejemplo, la ubicación de montículos de origen antrópico que en términos antropológicos son una evidencia del manejo del riesgo de los antiguos pobladores olmecas (Cyphers *et al.*, 2013).

V.2. MORFOLOGÍA DE LAS PLANICIES FLUVIALES

Como se mencionó anteriormente, 35% de la zona en estudio tiene una altitud de entre 0 y 10 m s.n.m. lo que corresponde a 2,889.02 km². Esto implica que el 35.5% de la zona de estudio

no presenta detalles y por otra parte que 92% de dicha superficie tiene una pendiente nula (ver la figura III.1 del capítulo III). Sin embargo, a partir de los datos provenientes del MDT se muestra que la planicie es una superficie sensible y de cambios altitudinales importantes.

V.2.1. Pendiente logarítmica

La aseveración anterior se corrobora a partir del cálculo de la pendiente logarítmica del terreno. El tratamiento consiste básicamente en el realce del valor de la pendiente en cada celda del MDT a través del uso del logaritmo natural. A diferencia de los software comerciales en los que los valores de cero o negativos del MDE se transforman en celdas sin valores (Fig.V.1A), el programa *LogSlope* (Parrot, 2009b) utiliza el logaritmo de los valores decimales incrementados con el valor 1 porque de esta manera no se generan celdas sin información (Fig. V.1B). Por esta razón, es importante contar con un MDT en centímetros o bien producir un MDE como se mostró en el capítulo III.

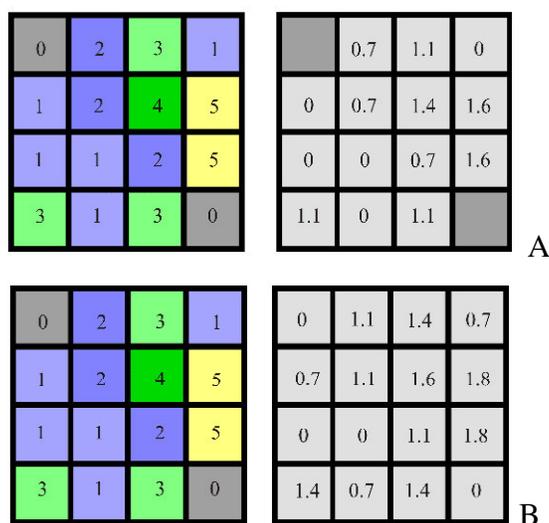


Figura V.1. Ejemplo de tratamientos de la pendiente logarítmica. A. Software comercial; B. Programa *LogSlope* (Parrot, 2009b). En: Parrot *et al.* 2013.

La pendiente logarítmica calculada en los MDE y MDT LiDAR (ver capítulo III) indica detalles tanto en las zonas de la planicie fluvial como en las elevaciones (Fig. V.2); esto es más evidente en el MDT LiDAR.

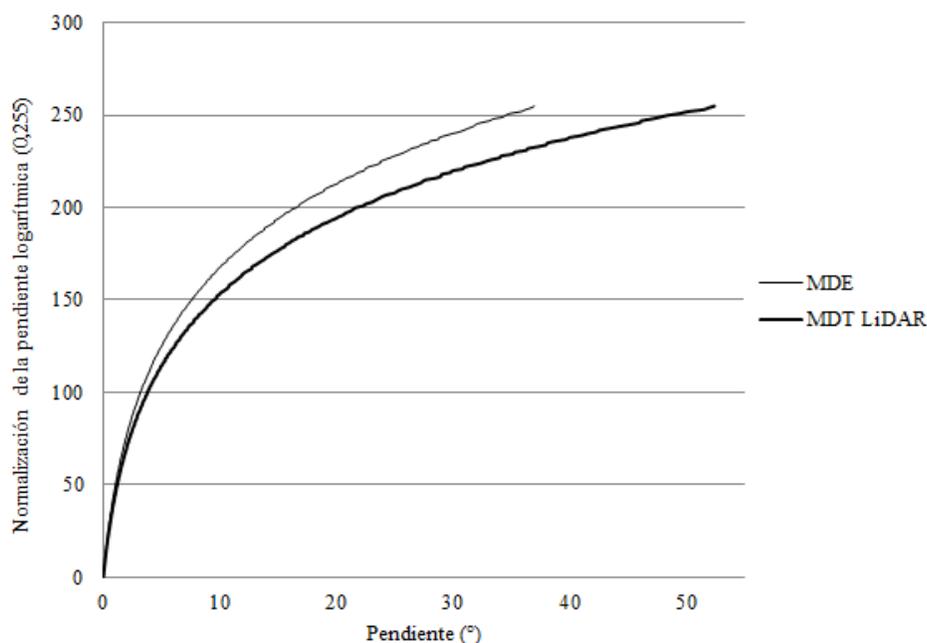


Figura V.2. Pendiente logarítmica calculada a partir del MDE y MDT.

Con este último producto, la pendiente $<1.2^\circ$ muestra las formas de origen fluvial, por ejemplo las variaciones del cauce, la presencia de cordones en los meandros, así como formas de origen antrópico de edad prehispánica (Fig. V.3).

V.2.2. Dimensión fractal local

Taud y Parrot (2005) propusieron utilizar una medida tridimensional de la rugosidad de la superficie de los MDT a partir del cálculo de la DF . La DF de cada píxel de la superficie del MDT se calcula dentro de una ventana móvil y mediante el uso de un método tridimensional derivado del conteo de cajas. En este tratamiento los vóxeles¹¹ que describen el volumen necesario para el cálculo de la DF al nivel local están directamente relacionados con los

¹¹ Un píxel (o “*Picture element*”) corresponde a la celda x , y cuadrada y básica de una malla en el mundo *raster*. El valor del píxel puede ser un tono de gris o, en el caso de los MDT, una altitud z . El vóxel es el equivalente tridimensional y corresponde a un cubo (x, y, z) .

valores de altitud de los píxeles que definen la superficie del modelo digital. El tratamiento no requiere ningún modelado o interpolación de la superficie para calcular esta dimensión.

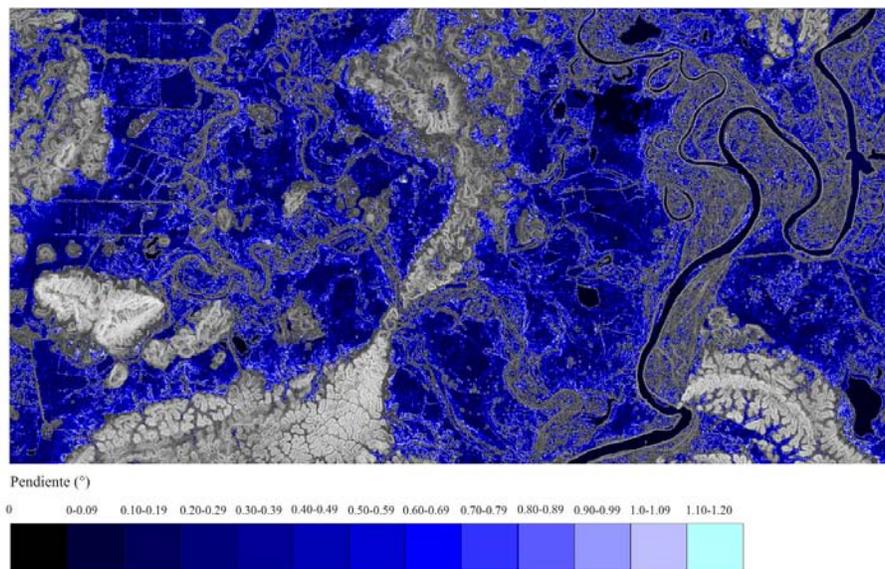
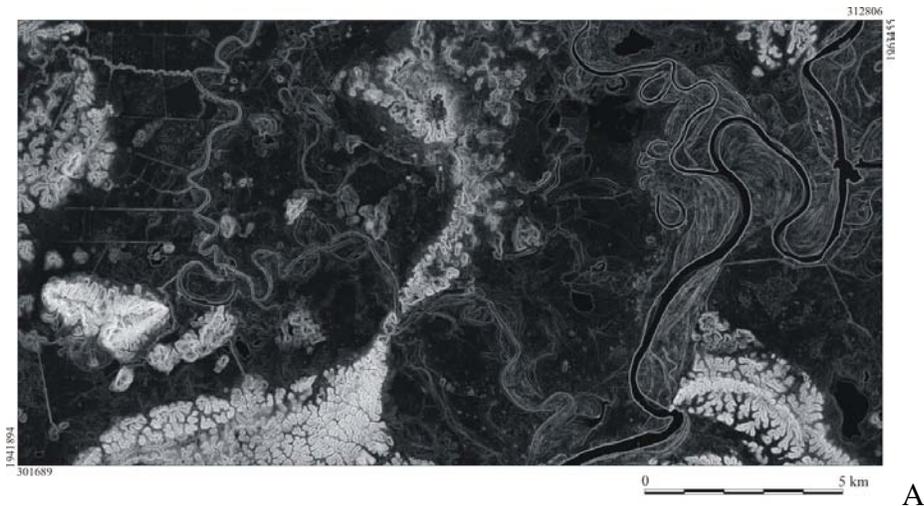


Figura V.3. Pendiente logarítmica al sur de la zona de estudio. A. Imagen en tonos de gris, B. Ejemplo de zonas de pendiente $<1.2^\circ$. En: Parrot *et al.* (2013). Nota: La georreferencia y escala de la figura 3a corresponde también a la figura 3B.

Dentro de un cubo de tamaño $s \times s \times s$ centrado en el píxel del MDT estudiado, el volumen correspondiente a la superficie se define por un conjunto de vóxeles. Un vóxel es un cubo elemental cuyos lados son iguales al tamaño del píxel. Por lo tanto, en el espacio (x, y) , cada

punto (i, j) del cubo contiene una columna con un número $vs(i, j)$ de vóxeles comprendido entre 0 y s . El número total V_s de vóxeles que describen el volumen es igual a:

$$V_s = \sum_{i=1,s} \sum_{j=1,s} vs(i, j) \quad (3)$$

En un espacio bidimensional el valor $vs(i, j)$ se calcula de la siguiente manera:

$$vs(i, j) = \begin{cases} T(i, j) & \text{si } 1 < T(i, j) < s \\ s & \text{si } T(i, j) \geq s \\ 0 & \text{si } T(i, j) \leq 0 \end{cases} \quad (4)$$

$$\text{con } T(i, j) = \left(\frac{I(i, j) - I_c}{ps} \times h \right) + \frac{s}{2} \quad (5)$$

donde I es la imagen original, I_c el valor del píxel central de la ventana, ps el tamaño del píxel, h un coeficiente que define la resolución vertical, y s el tamaño de los cubos. El cubo está dividido en cajas cúbicas de tamaño q comprendido entre 1 y $s/2$ (Fig. V.4). Cada una de estas cajas se considera como llena si contiene al menos un vóxel. En otras palabras, se determina el máximo de $vs(i, j)/q$ en cada celda. El cálculo se realiza de la manera siguiente:

$$Ns = \sum_{i=1,s/q} \sum_{j=1,s/q} \frac{1}{q} \times \text{Max} \{Vs(i \times q - m, j \times q - m)\} \quad 0 \leq m < q \quad (6)$$

donde Max es una función que permite calcular el máximo. La DF corresponde al inverso de la pendiente $P = \ln(q)/\ln(Ns)$, donde q es el tamaño de la arista de la caja y Ns el número total de cajas llenas. En el cálculo de la pendiente, el coeficiente de correlación R^2 se calcula para validación. La estimación de la DF depende de varios factores como lo veremos a continuación.

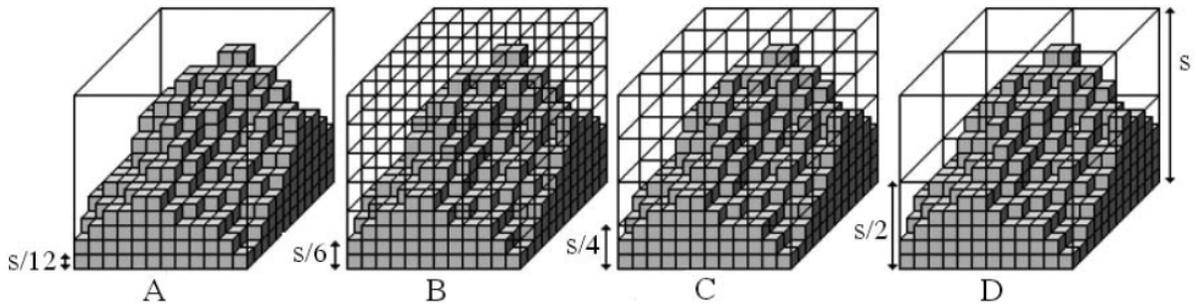


Fig. V.4. Cálculo de la dimensión fractal local en un cubo móvil de $12 \times 12 \times 12$ (Taud y Parrot, 2005).

Como lo muestran Taud y Parrot (2005) el punto central estudiado está situado, por definición, en el centro del cubo; así, un punto aislado rodeado por valores inferiores a la base del cubo $s \times s \times s$, generará una línea vertical y un elemento lineal en la imagen genera un plano vertical. De la misma manera, una superficie horizontal llenará media parte del cubo de prueba. Cuando la superficie dentro del cubo es irregular, su DF crece en dirección de la dimensión 3, es decir como lo muestra el diagrama de la figura V.5, que los valores de DF están comprendidos entre 2 y 3.

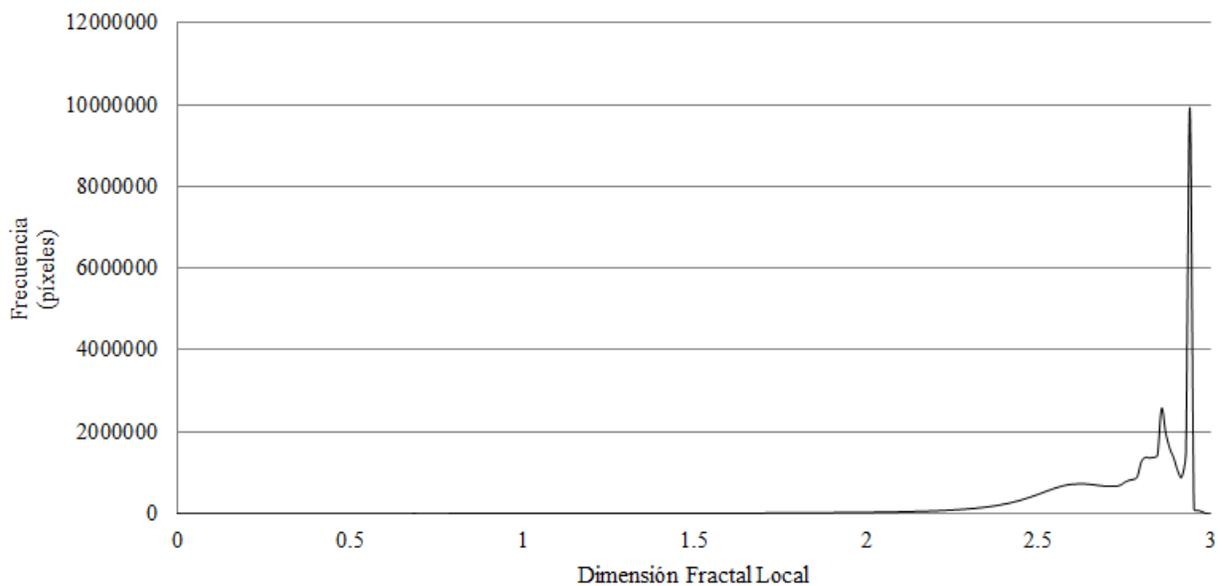


Figura V.5. Dimensión fractal local de la zona de estudio

El volumen interior del cubo depende del coeficiente h utilizado por el algoritmo. La transformación en vóxeles puede suavizar la superficie o, por el contrario, puede aumentar la rugosidad de la superficie. Cuando $h = 1$, el volumen depende directamente de la resolución del MDT. Una variación del coeficiente h en la ecuación (5) genera un cambio en el tamaño de la arista z de los de vóxeles $vs(i,j)$. Valores bajos de h acentúan la rugosidad de la superficie y valores altos producen superficies suaves. A continuación, se muestra que es posible adaptar el valor h de acuerdo con el tipo de MDT y el nivel de información esperado.

La determinación del tamaño de ventana móvil más apropiado para estimar la DF es un problema común (Foroutan-Pour *et al.*, 1999). El tamaño de la trama utilizada para el cálculo puede ser un número par o impar y el rango de tamaño creciente de las cajas puede ser una potencia de dos (Biswas *et al.*, 1998) o una sucesión de números enteros. En el tratamiento propuesto por Taud y Parrot (2005), tratamiento integrado en el software TLALOC, se propone elegir un tamaño de ventana móvil igual a 12 o 24. De hecho, el uso de estos tamaños fijos genera una pendiente $P = \ln(q)/\ln(Ns)$ más regular cuando se emplean un número exacto de divisores. Para una superficie plana y un volumen, los valores de P obtenidos son respectivamente iguales a -2 y -3. Incluso si estas proporciones son respetadas y no producen un resultado diferente después de la normalización, ventanas pares proporcionan una ligera desviación de la pendiente P para las formas teóricas.

En el caso del cubo $12 \times 12 \times 12$, se definen cinco divisores exactos (1, 2, 3, 4 y 6) y cuando se trata de un cubo de $24 \times 24 \times 24$, existen siete divisores exactos (1, 2, 3, 4, 6, 8 y 12). A medida que el segundo término de la ecuación (5) depende del tamaño de la ventana s , el uso de la ventana más pequeña acentúa las pequeñas irregularidades de la superficie y la ventana más grande exhibe las características generales de los MDT estudiados.

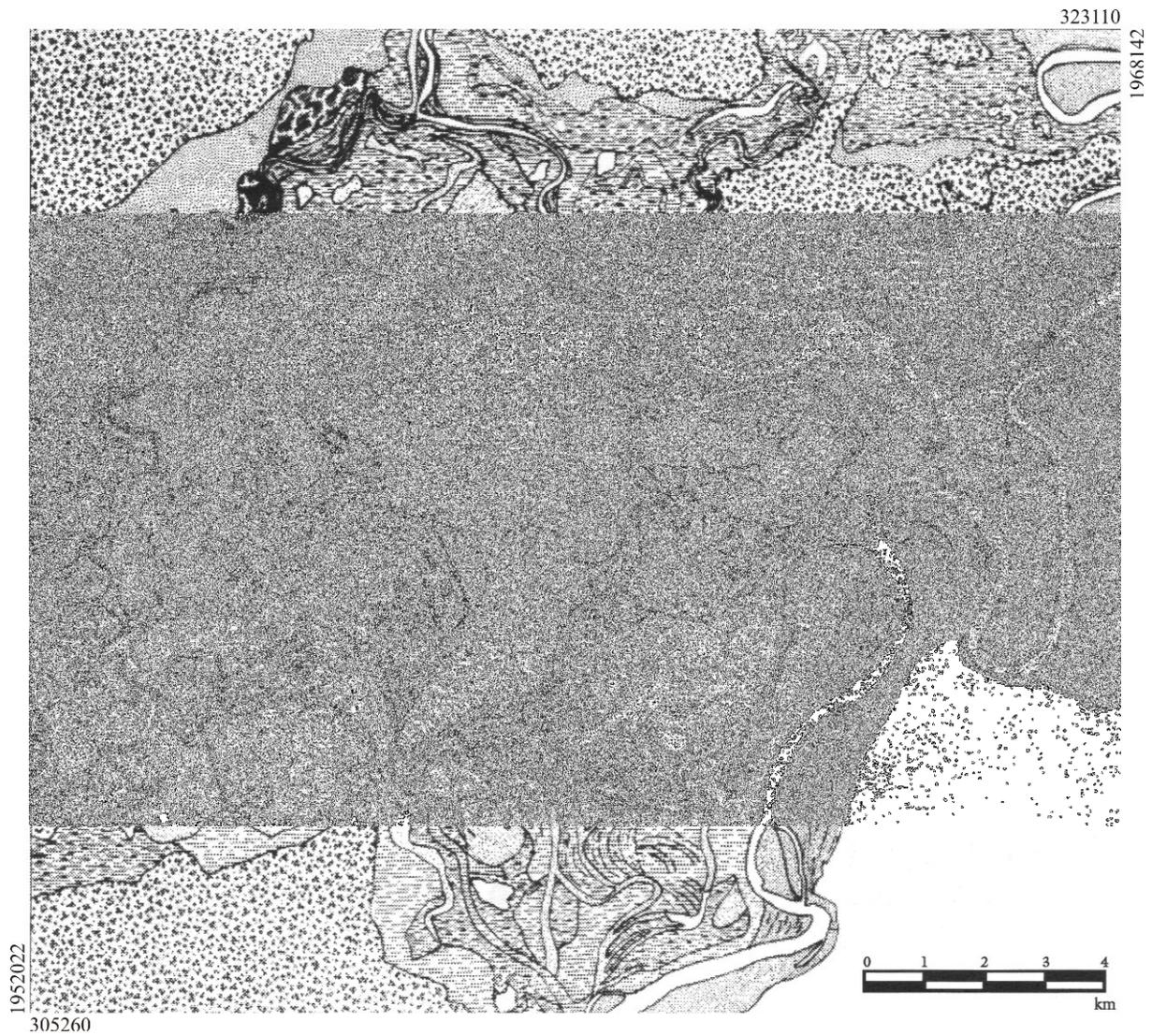
La DF se calcula localmente en una ventana móvil centrada sucesivamente en cada píxel del MDT. Como se discutió anteriormente, los resultados son mejores con un tamaño de ventana par porque tiene más divisores que para un tamaño impar. Sin embargo, en el caso de una ventana par, el concepto de centro debe definirse porque el punto estudiado no puede ser localizado exactamente en el centro sino en uno de los cuatro puntos que rodean este centro. Si se utiliza solamente uno de estos puntos se observa una desviación del resultado con una orientación privilegiada.

Estas observaciones implican que el procedimiento debe o bien calcular la dimensión fractal local en cada uno de estos cuatro píxeles con el riesgo de difuminar la respuesta cuando se calcula la media, o definir el valor del centro tomando el valor medio de los cuatro píxeles situados en el centro de la ventana. En la ecuación (5) el cálculo se realiza de acuerdo con la

segunda alternativa con el fin de evitar una difuminación y para minimizar el costo computacional.

El uso de este tratamiento responde a la necesidad de obtener las formas del relieve al interior de la planicie fluvial, lo cual permite analizar el movimiento de los flujos verticales y la migración de los cauces fluviales principales y secundarios. Este resultado también permite validar los distintos tratamientos de las simulaciones de inundación.

Ya que el valor de h aumenta el factor de la rugosidad, las formas de la planicie se distinguirán en gran medida. En la figura V.6 se muestra la comparación entre los resultados de la DF local calculada a partir del MDT LiDAR y los trabajos de Cyphers y Ortiz (1993) y Ortiz y Cyphers (1997) quienes realizaron el estudio geomorfológico para la región de San Lorenzo Tenochtitlan a partir de fotografías aéreas.



- | | | | |
|---|------------------------------------|---|----------------------------|
|  | Terraza erosiva-denudatoria |  | Llanura alta de inundación |
|  | Rampa acumulativa deluvio-cokuvial |  | Ríbera alta |
|  | Planicie de desborde |  | Lecho ordinario o cauce |
|  | Llanura baja de inundación | | |

Figura V.6. Imagen parcial de las formas del relieve tomada de Symonds *et al.*, (2002) basado en Ortiz y Cyphers (1997).



Figura V.7. Dimensión fractal de las formas del relieve de la zona de la figura V.6 obtenidas a partir del cálculo de la dimensión fractal local. Negativo del original con fines de visualización.

Si los datos de elevación LiDAR muestran las variaciones del relieve, la medida de la dimensión fractal local pone en evidencia su rugosidad y a su vez resalta la sensibilidad de una planicie con una pendiente inferior a 0.5° .

El valor de la *DF* local en la zona de estudio (ver figura II.5 del capítulo II) va desde 2 a 2.98. Los valores altos se relacionan con la presencia de las elevaciones y el piedemonte de la zona volcánica de Los Tuxtlas al noroeste así como las elevaciones y terrazas al suroeste de la zona de estudio.

Por lo que concierne la planicie fluvial, la medida de la dimensión fractal local muestra que la rugosidad de las formas del relieve resultantes de la fluctuación de los cauces de los ríos principales y secundarios, así como los depósitos fluviales más recientes a la orilla de los ríos tienen el valor más alto. De la misma manera, las formas del relieve antrópico como canales y bordos o los montículos de edad prehispánica descritos por Cyphers *et al.* (2013) tienen valores altos de dimensión fractal local.

La extracción de estas formas corrobora los resultados de las zonas inundadas así como la afectación y validación del movimiento de los flujos verticales y horizontales ante cambios de altitud en la planicie. Estos cambios que pueden alcanzar algunos metros resultan de la actividad minera y de la construcción de caminos y puentes; también disminuyen la posibilidad de explotar los recursos acuáticos de los cuales depende la población local.

Por otro lado, el seguimiento de los movimientos en relación con la subida del nivel de los ríos o bien en el caso de inundaciones mayores, incluso catastróficas (Youssef *et al.*, 2011), necesita una visión exhaustiva de los diversos caminos que sigue el agua en la época de estiaje para entender la dinámica de los diferentes eventos.

De hecho, se presentó en el capítulo anterior, un nuevo parámetro que permite clasificar de manera automatizada las diversas estructuras de la red de drenaje. La red fluvial en los lomeríos tiene una estructura dendrítica en relación con un número elevado de cabeceras, describe estructuras sobre todo lineales y paralelas en la zona de piedemonte y en la planicie, la dinámica fluvial se expresa por la formación de numerosos meandros, meandros abandonados y cuerpos de agua; en este último caso, en razón de la casi ausencia de pendiente (menos de 0.0003%), el movimiento del agua no se puede realizar de manera directa, sino con extensiones laterales que generan los meandros. Ellos juegan un papel importante, con desplazamientos constantes que se perciben en la figura V.7.

Por esta razón, se necesitaba describir anteriormente en detalle la estructura fluvial que representa un elemento importante de la comprensión de esta dinámica, sobre todo cuando

gran parte de los acercamientos metodológicos de este capítulo se basan, como se muestra más adelante, en el curso de los ríos.

V.3. TIPOS DE INUNDACIÓN EN LA ZONA DE ESTUDIO

De acuerdo con los registros de campo generados por Cyphers *et al.* (2013), se distinguen cuatro niveles de inundación durante la temporada de lluvias (de junio a febrero) en la cuenca baja del río Coatzacoalcos (Fig. V.8).

- 1) El primer ascenso del nivel del río se presenta de junio a mediados de julio. En este ascenso las inundaciones son ascensos locales del agua en la llanura sin rebasar las riberas.
- 2) El segundo nivel corresponde al máximo ascenso del agua o la gran inundación anual entre fines de septiembre u octubre. Los eventos excepcionales como los de 2008 y 2010 se inscriben en esta rúbrica.
- 3) El tercer nivel se identifica en el mes de diciembre afectando los arroyos y las ciénagas.
- 4) Por último, el cuarto nivel de ascenso identificado rebasa las riberas de los arroyos y la llanura y se presenta entre enero y febrero.



Figura V.8. Niveles de inundación en la cuenca baja del Río Coatzacoalcos tomado de Cyphers *et al.* (2013).

Las simulaciones realizadas en este capítulo consideran tres esquemas principales: 1) un escenario de la inundación máxima; 2) las inundaciones por desbordamiento del río y 3) el efecto de una ola de inundación que podría atribuirse tanto a efectos de inundaciones locales como regionales.

V.4. TRATAMIENTOS Y RESULTADOS

La simulación se basa en el uso del MDT de tipo LiDAR en formato *raster* de 5 m de resolución horizontal y resolución hipsométrica en centímetros. El MDT ha sido corregido en las zonas que presentaban artefactos y principalmente los valores altitudinales de la superficie de los ríos (ver capítulo III).

Las simulaciones tratan la inundación mayor y las inundaciones intermitentes a partir de varios acercamientos metodológicos: el desplazamiento de una ola en el cauce principal y el uso de tres tipos de superficies (cóncava, convexa y horizontal) en el que se estima el movimiento regional de la inundación. A continuación se explican los algoritmos desarrollados.

V.4.1. Inundación regional

En la escala regional, se puede considerar, sobre todo en el caso de una planicie con una pendiente inferior a 1° , que es posible representar una inundación de desarrollo mayor a partir de una simple intersección entre un plano de agua y la superficie del modelo digital.

Este algoritmo simple reconstituye las áreas inundadas considerando un volumen de inundación equivalente a los registros máximos de la gran inundación anual. Como se mostró en el capítulo III para validar el MDE generado a partir de las curvas de nivel, es posible considerar dicho modelo o el MDT LiDAR. Además, las simulaciones de las inundaciones regionales que siguen este primer acercamiento pueden utilizar tres tipos de superficie: convexa, cóncava y plana.

Para un mismo volumen de agua movilizado, la distancia alcanzada depende de la pendiente del plano de agua. También, de manera inversa, a partir de la imagen de ocupación regional por la inundación, se puede obtener los volúmenes de las distintas etapas del evento.

Un primer algoritmo (*Sim-flooding*; Parrot y Ramírez-Núñez, 2012d) calcula el despliegue de la inundación regional a partir de la definición del espesor del flujo de agua río arriba y río abajo dentro de una sección de la cuenca. Esta posibilidad permite obtener planos con diversos ángulos de pendiente. De hecho, es posible aplicar este algoritmo en la medida que, en la zona estudiada, la dirección general Sur-Norte de los diversos ríos es globalmente paralela. El resultado así obtenido se presenta en la figura V.9.

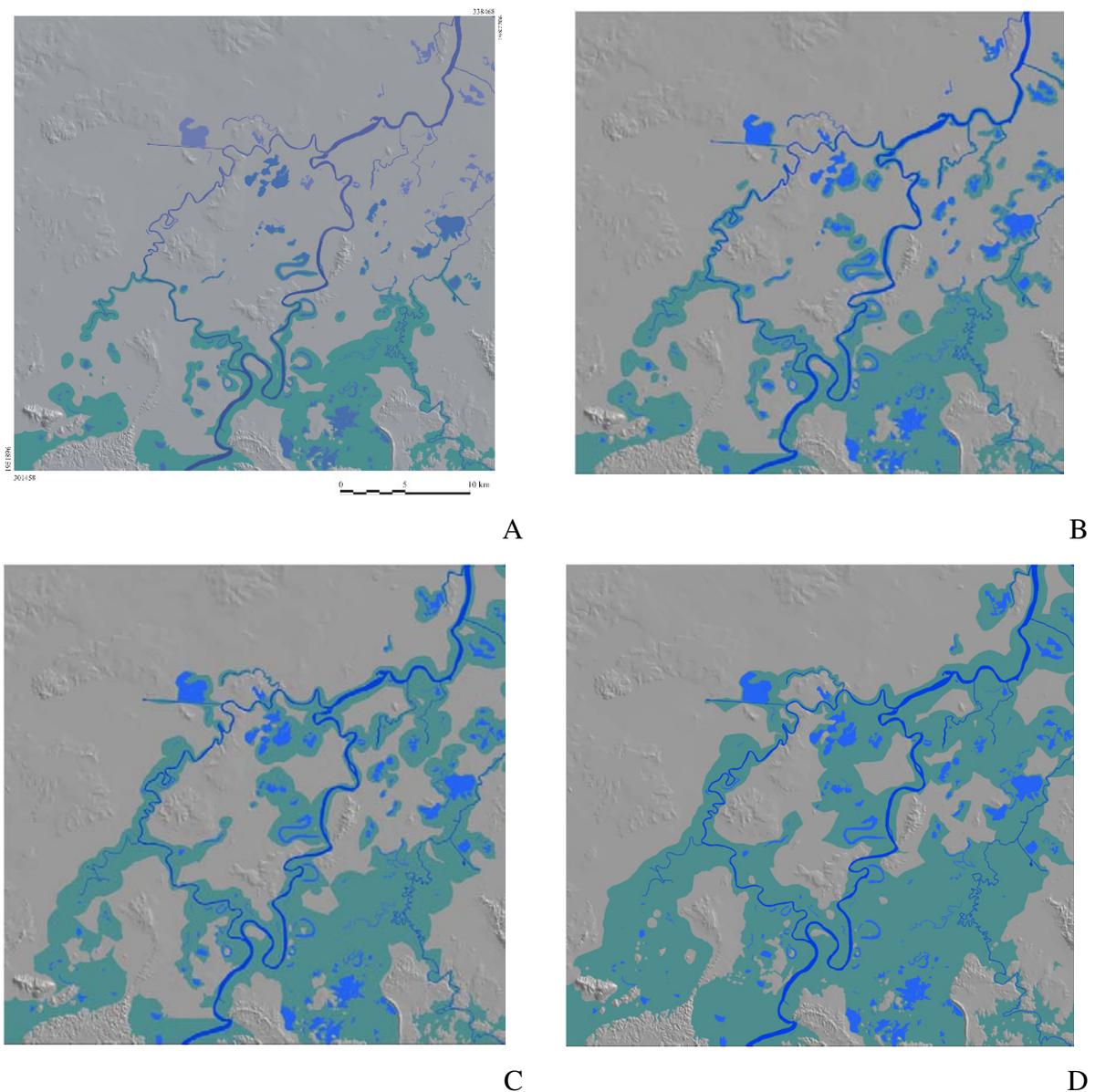


Figura V.9 Inundación regional utilizando el MDE. Superposición de los ríos y cuerpos de agua para visualización. Nota: La georreferencia y escala de la figura 9A son las mismas para las demás imágenes de ésta figura.

El segundo acercamiento (*Sim-flooding_2*; Parrot y Ramírez-Núñez, 2012e) utiliza las superficies convexa y cóncava al nivel regional con base en el MDT (Fig. V.10). Si se estima en una primera aproximación que la superficie plana equivale a la inundación máxima de la cuenca baja, la utilización de una superficie convexa muestra el desplazamiento de la onda de inundación cuenca abajo y la superficie cóncava ilustra el movimiento del agua a la salida de la cuenca (Fig. V.11).

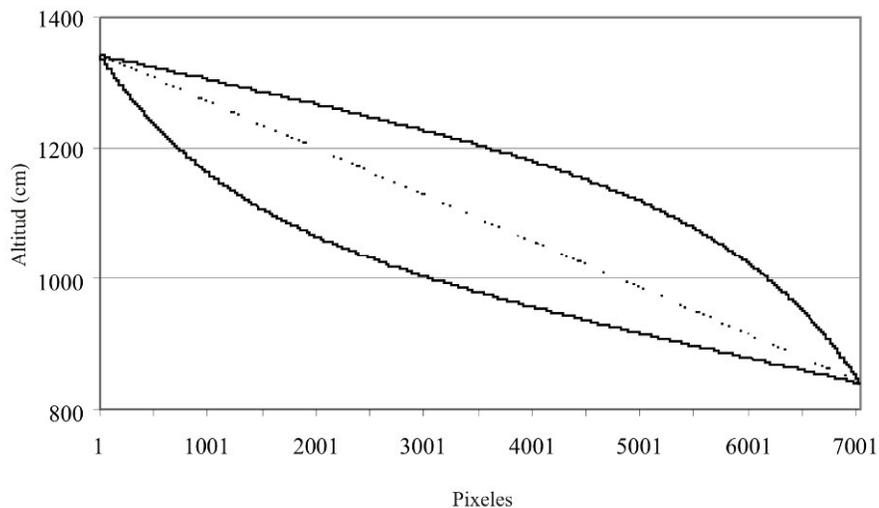


Figura. V.10. Perfiles de láminas de agua según la curva utilizada para la simulación.

Considerando una altura máxima de 2 m para un flujo regional, como el medido en campo y el reportado por los habitantes (Fig. V.12), la superficie invadida por el agua es de 787.82 km^2 con un volumen total de 0.86 km^3 (Fig. V.11). Si las superficies convexas, planas y cóncavas utilizadas se consideraran como un proceso de inundación calculado a partir del MDT LiDAR, los volúmenes resultantes serían respectivamente de 1.48 , 1.22 y 0.93 km^3 .

El desplazamiento de la lámina de agua cuenca abajo en el MDE delimita los domos de sal en la planicie fluvial, los cuales representan los sitios de habitación y agricultura. No obstante, en esta escala no se puede obtener una delimitación de los flujos verticales y laterales, se requieren el uso de un modelo de mayor resolución.

Diversos autores (Wurbs, 1987; Liang *et al.*, 2007; Stoesser *et al.*, 2003; Bates *et al.*, 2005a) al estimar eventos tales como la ruptura de presas, inundaciones locales en el medio urbano, y el desbordamiento de los ríos, consideran que en realidad el movimiento del agua es comparable al desplazamiento de una onda. Con el fin de tomar en cuenta este aspecto, se desarrolló un tercer algoritmo (*Sim-flooding_3*; Parrot y Ramírez-Núñez, 2012f) que simula el movimiento río abajo de una ola de inundación.

La formación de la ola sigue más o menos el mismo proceso que para generar una ola en el curso de un río. El tratamiento será detallado en los siguientes apartados. Pero en el caso de la simulación al nivel regional, la ola afecta el total de la planicie fluvial.

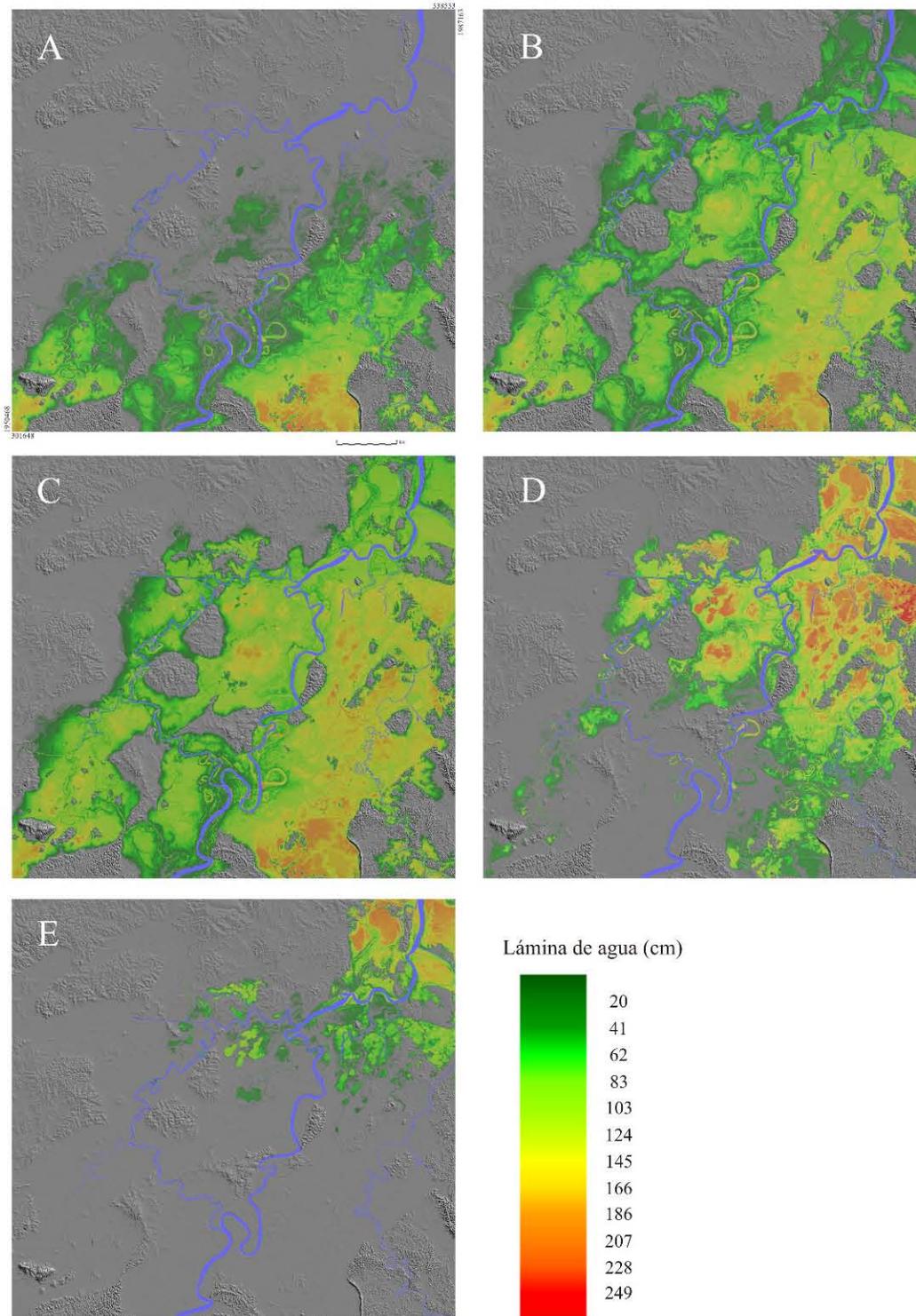


Figura V.11. Evolución de la inundación según el tipo de superficie considerada: A. Superficie convexa, B y C. Superficie plana, D y E. Superficie cóncava. El río Coatzacoalcos y sus principales afluentes se muestran en color azul. Nota: La georreferencia y escala de la figura 11A son las mismas para las demás imágenes de ésta figura.



A



B



C

Figura V.12. Nivel máximo de inundación en la zona de Lomas de Tacamichapan: A. Río Chiquito, B y C. Nivel de inundación correspondiente en la planicie fluvial de Lomas de Tacamichapan.

En los apartados siguientes se presentan las simulaciones que toman en cuenta el curso de los ríos en el movimiento del agua. La subida del nivel de los ríos es el factor dominante ya sea de manera general o bien bajo el efecto de una ola de inundación.

V.4.2. Inundaciones por desbordamiento del río

En un primer acercamiento, se desarrolló un algoritmo que simula el ascenso progresivo de la superficie del río en todo su curso y cómo este ascenso provoca una invasión lateral en dirección de las riberas o bien el llenado estacional que se presenta en algunos cuerpos de agua (Fig. V.13). El algoritmo (*Lateral_flooding*, Parrot y Ramírez-Núñez, 2014b) se aplica al MDT corregido en función del proceso descrito en el capítulo III utilizando los módulos ejecutables *River_slope3* y *Sup_river_slope* (Parrot, 2014i y 2014j) con el objetivo de obtener superficies regulares de los ríos en estudio. *Lateral_flooding* se basa en parte sobre la función *River_slope3* para simular la extensión lateral del flujo.

En una primera etapa, se añade al nivel del río una capa de espesor definida por el usuario y después se realizan diversos barridos del MDT para buscar los píxeles que se encuentran junto a la máscara de la superficie del río; se sigue exactamente el proceso que se utilizó para generar la superficie del río (ver la figura III.12). Cuando dentro de una ventana móvil de tamaño 3×3 , el píxel central (i,j) toca en vecindad cardinal la máscara y cuando su altitud es menor que los píxeles cardinales vecinos de la superficie del río, es posible definir su altitud y añadir un píxel con las mismas coordenadas (i,j) a la máscara. La atribución del valor hipsométrico es directa: cuando existe un solo píxel cardinal, el píxel (i,j) toma el valor de altitud del píxel cardinal; cuando existen dos o tres píxeles cardinales, se atribuye el valor promedio. Como en el caso del algoritmo *River_slope3*, el tratamiento no es secuencial; después de cada barrido se registran los valores de altitud en una imagen provisional de 4 bytes. Se recuperan los valores de altitud de la imagen provisional y la máscara modificada antes de hacer un nuevo barrido. El procedimiento termina cuando no se encuentra ningún píxel con un valor hipsométrico inferior al flujo de invasión sobre la planicie fluvial.

En primer lugar, para validar los resultados obtenidos a partir del algoritmo se realizaron modelos digitales de síntesis y también se modeló la invasión progresiva del espacio en dos zonas de prueba. Finalmente, para lo que concierne las inundaciones por desbordamiento del río, se realizó una simulación en una zona pantanosa situada al norte del pueblo El Progreso.



A



B



C



D

Figura V.13. Ejemplos de inundaciones por el ascenso de los niveles de los ríos y algunos cuerpos de agua en las planicies fluviales. A-B. Estero San Antonio (limitando la Isla de Tacamichapan); C. En los alrededores del pueblo Emiliano Zapata D. Laguna Manatí, porción sur.

Un proceso de inundación ocurre de manera diferencial según el caudal, los flujos laterales y verticales, las características del terreno, etc. En este caso, para producir los flujos laterales menores se consideran las capas altitudinales obtenidas del MDT LiDAR. El algoritmo *Explor_terrace* (Parrot y Ramírez-Núñez, 2014a) calcula dentro de zonas locales el porcentaje de la superficie cubierta por el agua cuando el nivel de la capa de agua se incrementa por un intervalo de altitud; este intervalo depende de la altitud máxima y mínima de la zona en estudio (Fig. V.14A). Por ejemplo, en el modelo sintético de la figura V.14, el 20% de la superficie se llenará con una capa de altitud de 10 dm encontrando una primera terraza y a una capa de 30 dm de altitud estará lleno el 80% de la superficie. Por otro lado, el movimiento

ascendente del agua traduce la presencia de la superficie estructural cuando de un intervalo de altitud a otro la superficie cubierta aumenta abruptamente. La vista cenital de la figura V.15A muestra que la terraza más baja se cubre cuando la altitud de la superficie del agua asciende tan solo 2 cm (de 0.95 m a 0.97 m). La aplicación de este proceso permite seguir la progresión de la inundación sobre diversas terrazas ligado al aumento progresivo del volumen de agua movilizado (Fig. V.15B).

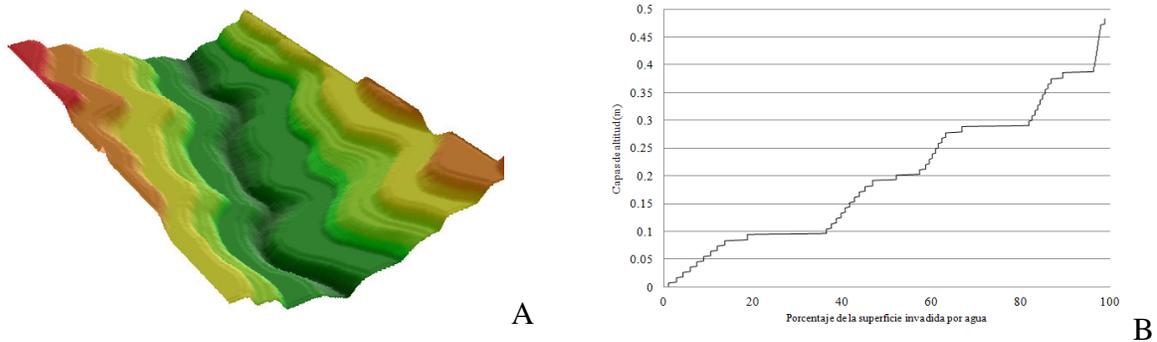


Figura V.14. Modelación de las inundaciones intermitentes: A. MDT de síntesis, B. Porcentaje de la superficie invadida por capas de altitud.

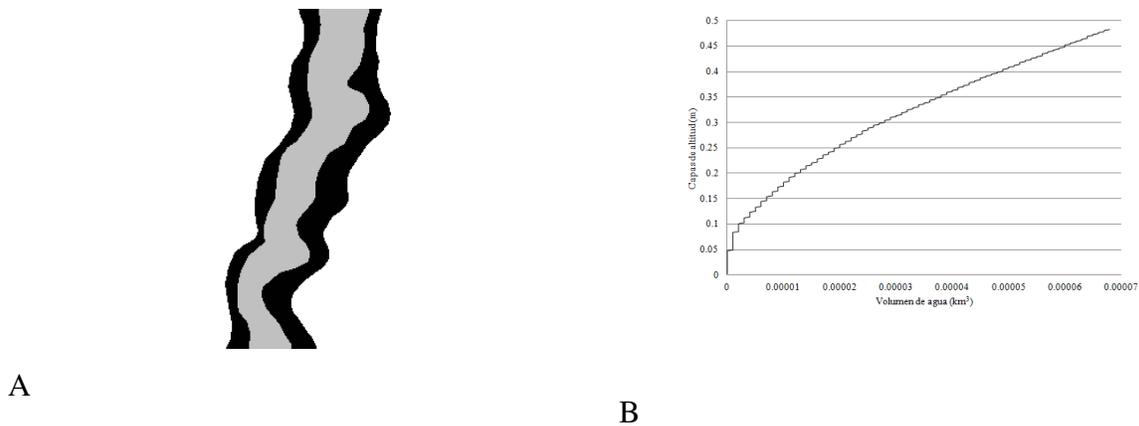


Figura V.15. Modelación de las inundaciones intermitentes: A. Vista cenital de la invasión de la primera terraza, B. Volumen de agua por capas de altitud.

Dos ejemplos de tratamiento se realizaron en la cuenca baja del río Coatzacoalcos: 1) la planicie al norte de los lomeríos de San Lorenzo y Tenochtitlán, planicie limitada por los ríos Tatagapa y Chiquito; 2) la zona de meandros localizada al este del pueblo Boca del Río.

En la región de San Lorenzo-Tenochtitlan, una secuencia de imágenes permite seguir la invasión de la planicie cuando sube el nivel de la inundación (Figuras V.16, V.17 y V.18). Durante las primeras etapas (Figuras V.16, V.17A, V.17B), solamente se llenan las depresiones de la zona. Los dos diagramas de la figura V.18 muestran respectivamente la relación entre el porcentaje de la superficie invadida por el agua y las capas de altitud, y el incremento del volumen cuando sube el nivel del río. Como lo muestra el diagrama B de la figura, el volumen de agua en las partes bajas no aumentan de manera significativa durante las primeras etapas de la subida del nivel de agua en el río; paralelamente, se observa un crecimiento débil de la superficie invadida (diagrama A de la figura V.18). Posteriormente, inicia la invasión de una superficie estructural al punto de inflexión de la curva A que corresponde a un ascenso del nivel del agua en el río de 2.14 m. A partir de este punto, un incremento de tan solo 0.238 m desencadena la invasión de dicha superficie estructural (Fig. V.17C) que se llena totalmente (Fig. V.17F) cuando se encuentra el segundo punto de inflexión (inicio de la terraza erosiva) que corresponde a un nivel de 4.53 m. En este punto, la superficie invadida representa 52.66 % de la zona de prueba.

El segundo ejemplo se trata de la planicie fluvial de la región de Boca del Río (Fig.V.19). En esta planicie hay distintos meandros abandonados y cordones producidos por la migración del río Coatzacoalcos y de su afluente el río Chiquito. Las planicies internas están protegidas por los cordones de manera que el proceso de inundación lateral sigue un ritmo distinto. Los depósitos fluviales representan una barrera para el desbordamiento del río; la inundación de la zona ocurre en las planicies internas cuando hay una conexión entre ellas o bien por los surcos entre los cordones de los meandros, y que el ascenso es de por lo menos 3 m (Fig. V.20). La superficie y el volumen de agua aumentan de manera progresiva.

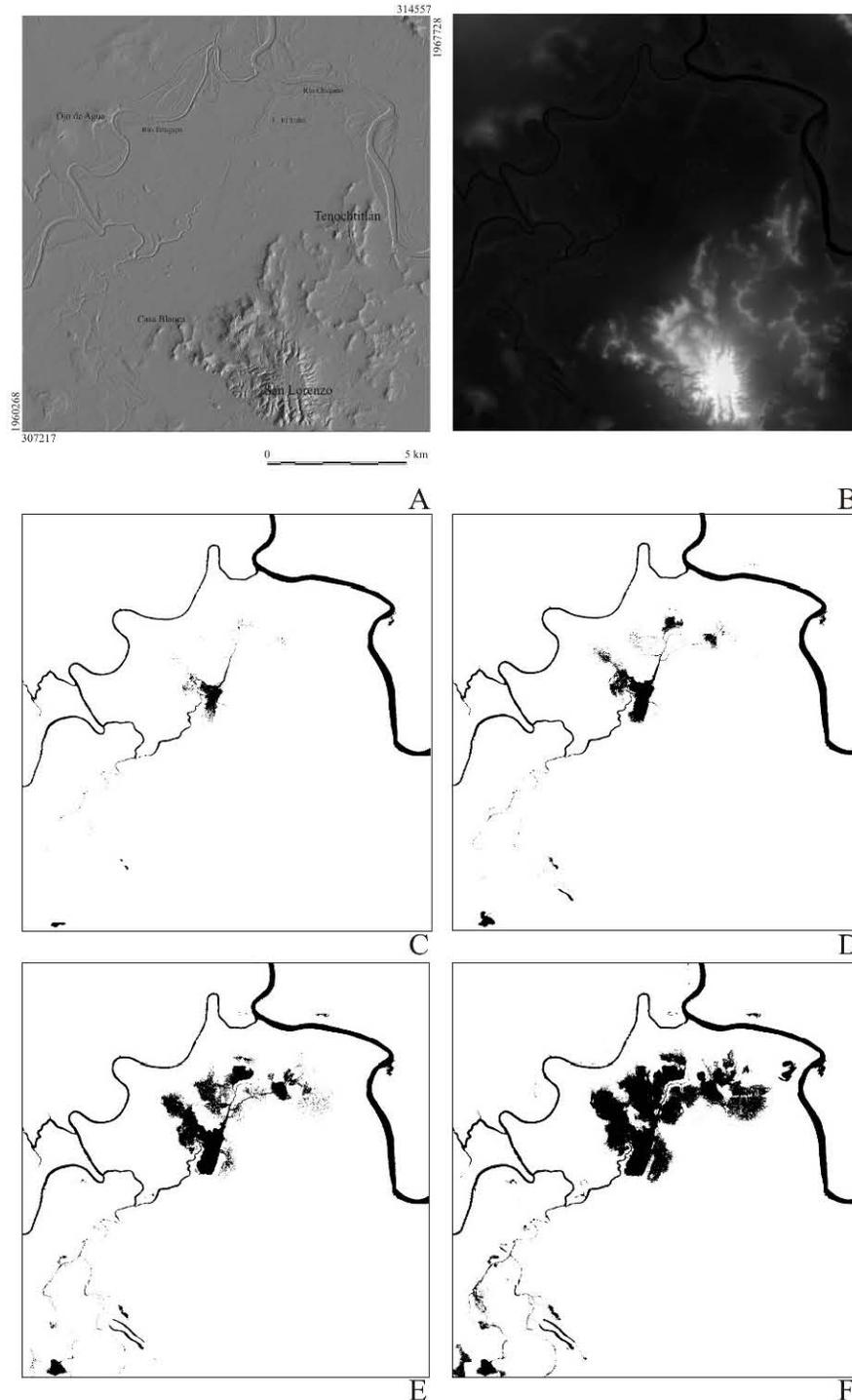


Figura V.16. Invasión del agua: A. MDE sombreado, B. MDE en tonos de gris, C.2.4% de la superficie ocupada con una lámina de 1.66 m, D. 3.22% superficie y lámina de 1.90 m, E. 4.87% superficie y 2.14 m, F. 8.12% superficie y lámina de 2.38 m. Nota: La georreferencia y escala de la figura 16A son las mismas para las demás imágenes de ésta figura y de la figura V.17.

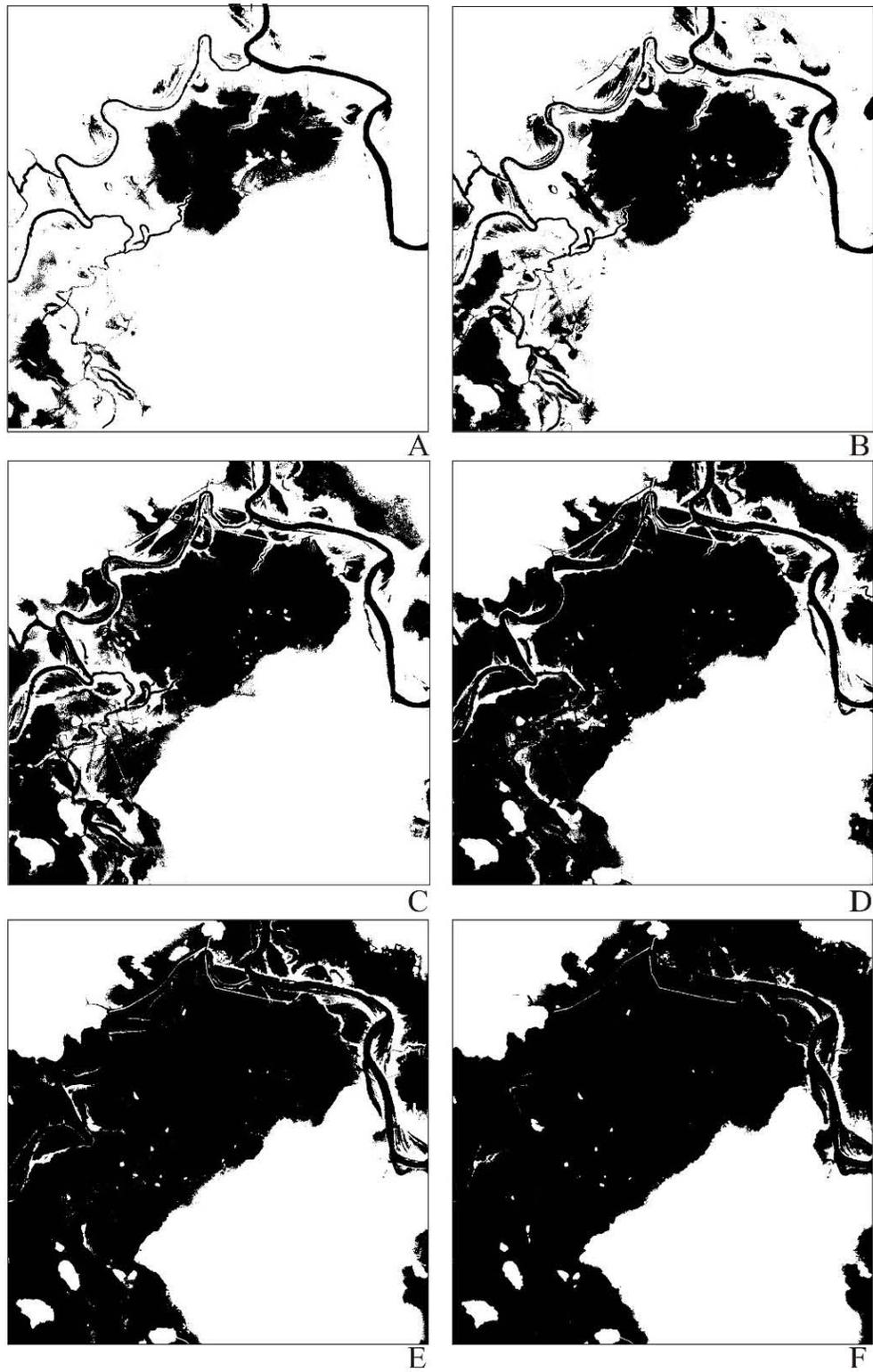
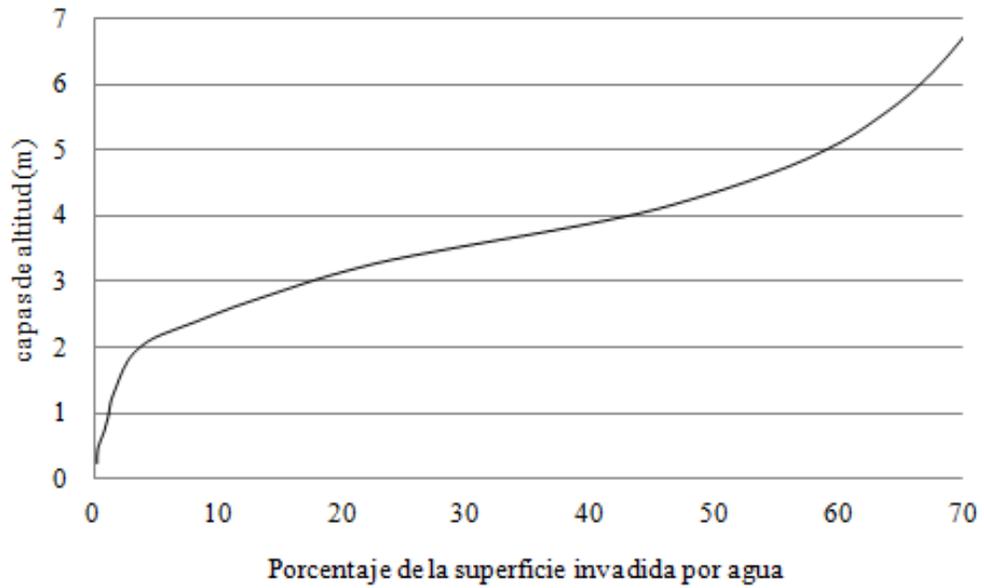
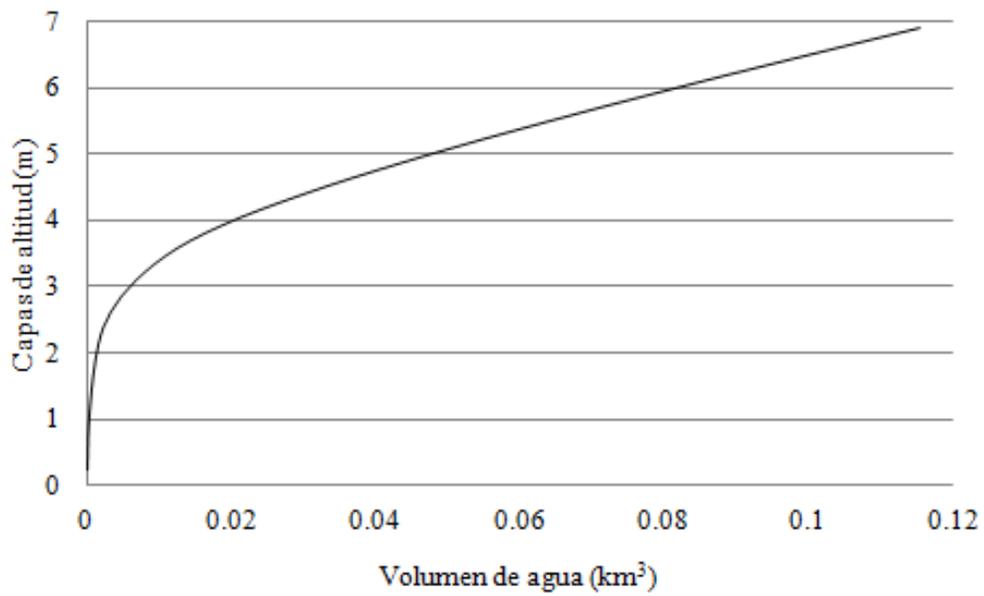


Figura V.17. Invasión del agua en relación con superficie ocupada (%) y altura de la lámina (m): A. 15.13% y 2.85 m; B. 24.03% y 3.33 m; C. 48.71% y 4.28 m; D. 56.10% y 4.76 m; E. 56.10% y 4.76 m; F. 61.24% y 5.23 m.



A



B

Figura V.18. Porcentaje de la superficie invadida (A) y volumen de agua según capas de altitud (B) en la planicie al norte de San Lorenzo-Tenochtitlán.

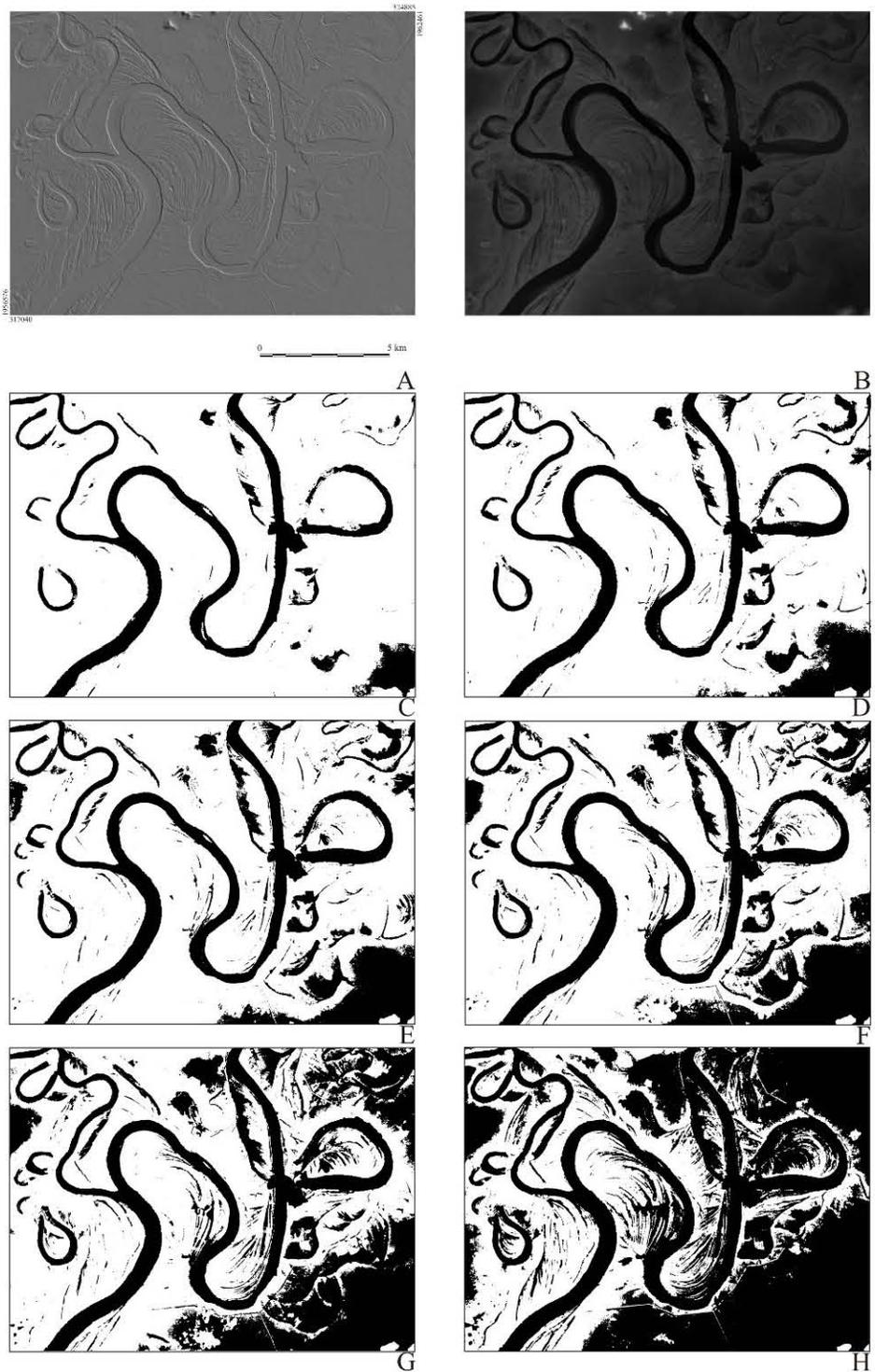


Figura V.19. Láminas menores en la región de Boca del Río: A. MDE sombreado; B. MDE en tonos de gris; C. lámina de 2.24 m y 14.72%; D. 2.86 m y 20.01% de la superficie; E. 3.16 m y 25.15%; F. 3.47 m y 30.35%; G. 3.88 m y 40.38%; H. 4.59 m y 59.84%. Nota: La georreferencia y escala de la figura 19A son las mismas para las demás imágenes de ésta figura.

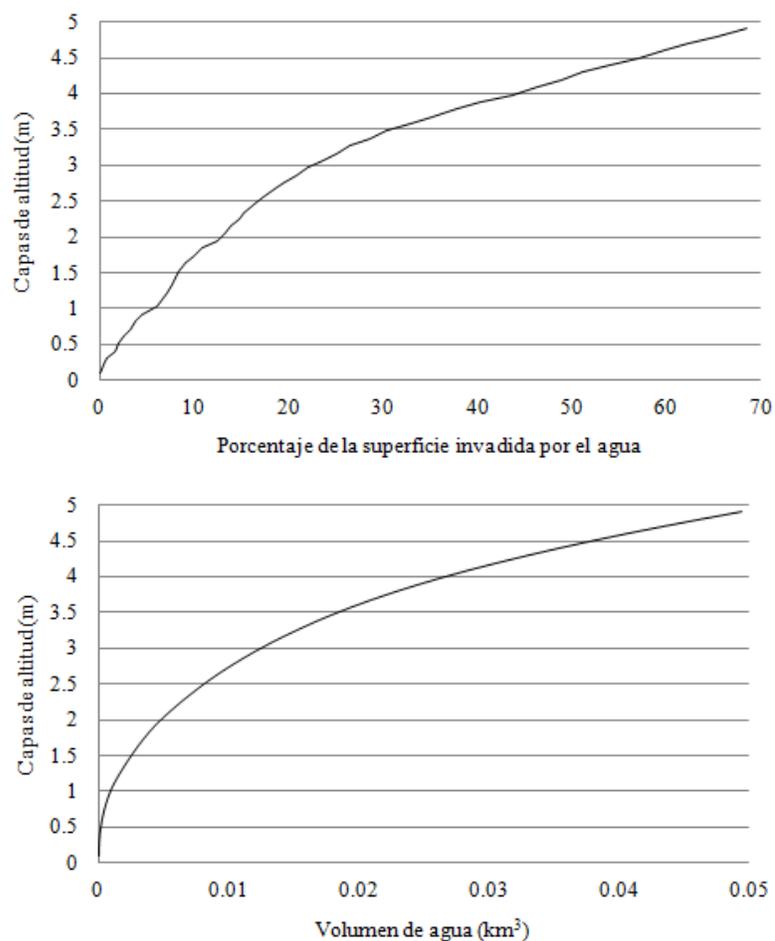
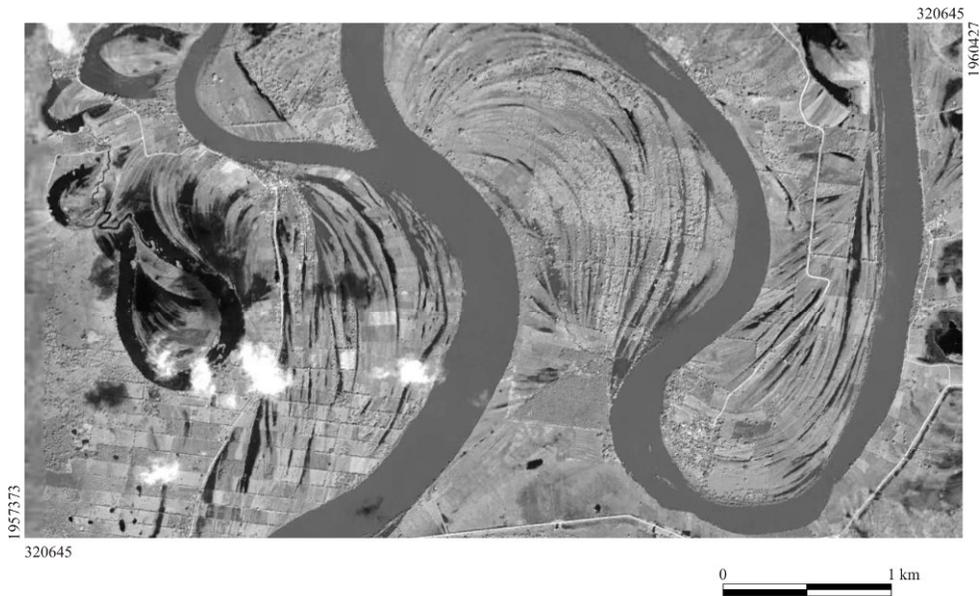


Figura V.20. Porcentaje de la superficie invadida (A) y volumen de agua según capas de altitud (B) en la planicie fluvial de la zona de Boca del Río.

La extensión de la inundación en la zona de Boca del Río y Malota se verificó con imágenes Landsat7, a partir de la diferencia de extensión obtenida en falso color entre 2005 y 2009 (Fig. V.21).

La simulación por inundación lateral o el desbordamiento se realizó en la planicie al norte del pueblo de El Progreso, utilizando el curso del río Tatagapa. En la figura V.22 se muestra que tanto los cordones de los meandros y los cordones que resultan de la migración del cauce del río Tatagapa son una barrera para el desbordamiento del río. Sin embargo, en zonas donde estos cordones han sido abiertos o bien existe el paso natural hacia las planicies interiores, las láminas máximas de inundación pueden ser solamente de 1.4 m.



A



B

Figura V.21 Validación de las zonas inundadas en la zona de Boca del Río. A. Imagen Landsat7 original, B. Falso color RGB (matices de verde para la zona inundada). Nota: La georreferencia y escala de la figura 21A son las mismas para las demás imágenes de ésta figura.

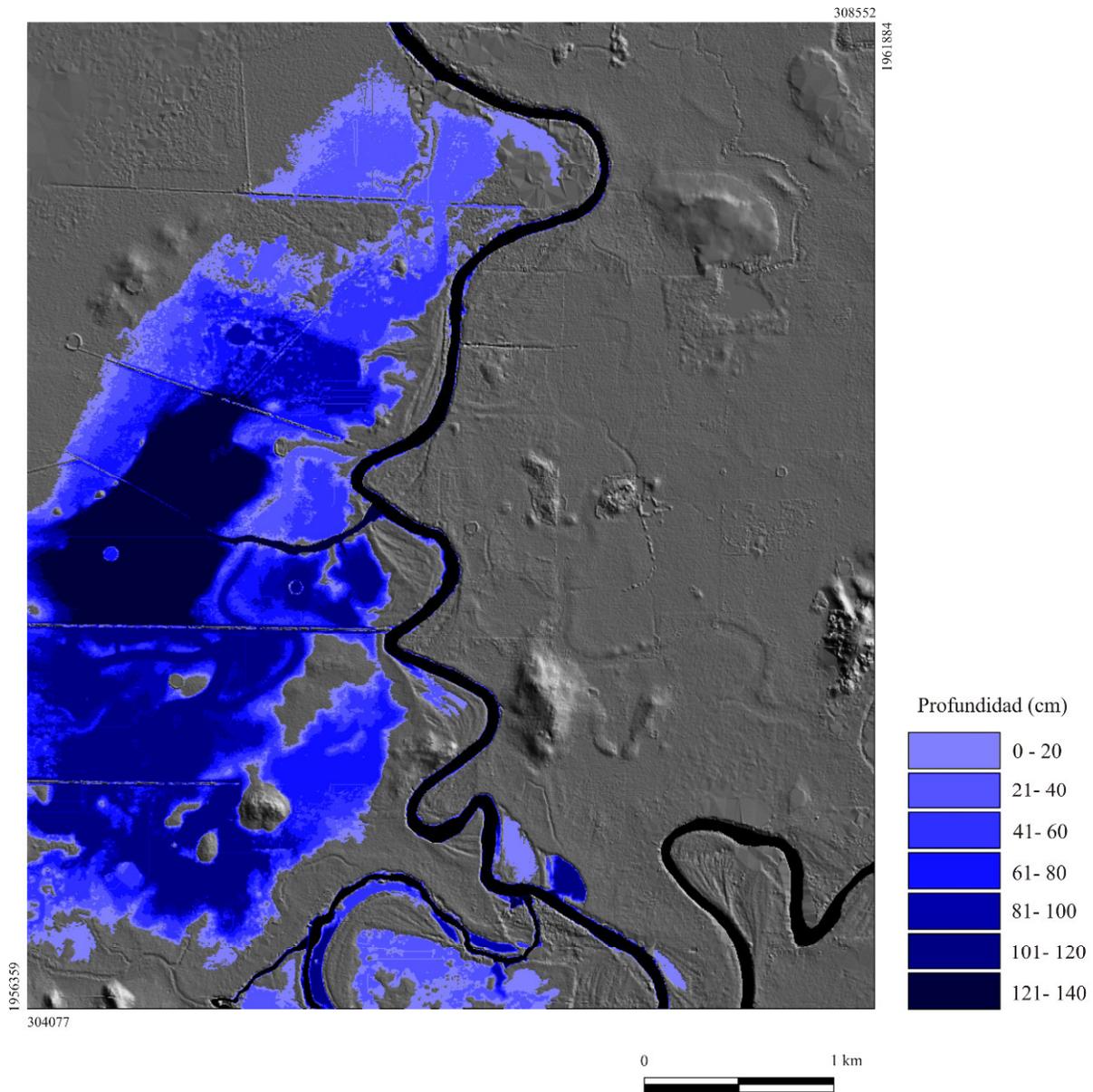


Figura V.22. Ejemplo de inundación lateral al norte de El Progreso.

Por otra parte, la vegetación acuática coloniza rápidamente la superficie de los cuerpos de agua tales como meandros abandonados, lagos y depresiones aisladas por lo que una alternativa para la distinción de las zonas inundadas es el uso de la información de la vegetación activa y su altura. En este caso se utiliza el resultado del NDVI (ver capítulo II) y el modelo digital de la altura de la vegetación que proviene de la diferencia entre el Modelo Digital de Superficie (MDS) y el MDT (Fig. V.23A). La altura máxima de la vegetación de selva baja secundaria es de 30 m; esta vegetación representa el 0.31% de la imagen mostrada

en la figura V.23B. La imagen de los diferentes estratos de vegetación se utilizó para identificar la vegetación acuática.

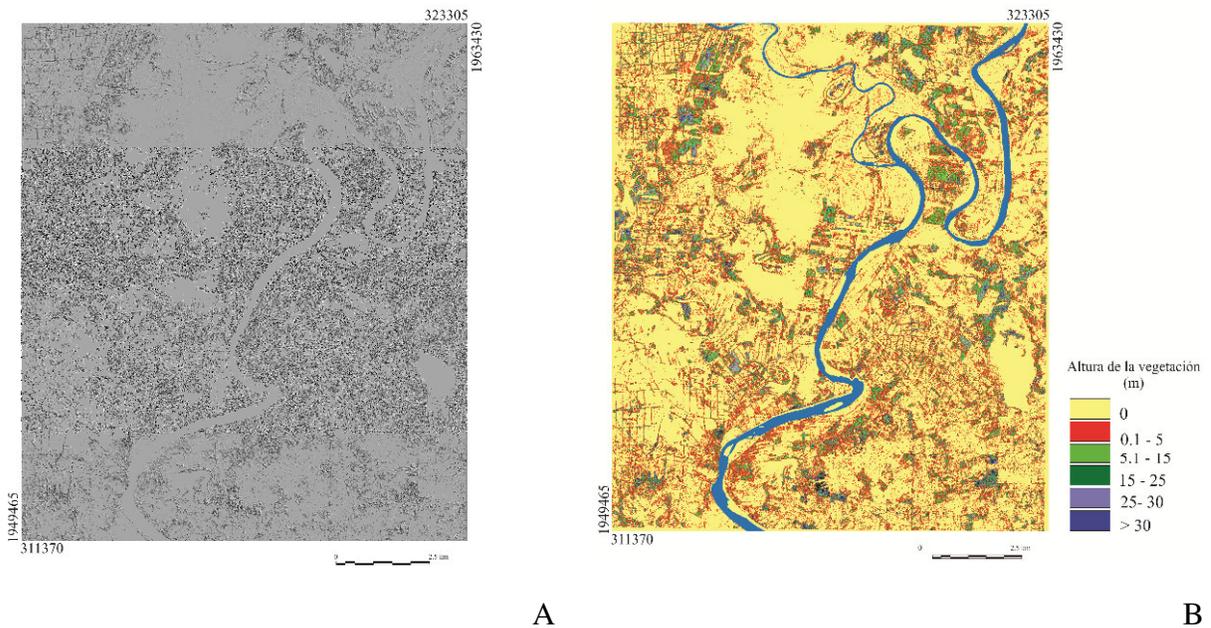


Figura V.23. Estratos de vegetación. A. Diferencia entre MDS-MDT, B. Estratos de vegetación.

La siguiente información requerida son las superficies horizontales del MDT: en una ventana móvil de tamaño $m \times m$, se suman todos los píxeles que tienen el mismo valor de altitud que el píxel central; cuando esta suma es igual al número de píxeles que componen la ventana móvil, el píxel central corresponde a una zona plana (Parrot, 2006b). Por otra parte, cuando se hace el barrido de toda la zona se debe discriminar si las diferentes zonas extraídas corresponden o no a una depresión. El valor del perímetro que circunscribe una zona plana debe tener el mismo valor. A cada tipo de zona plana se le atribuye una etiqueta, por ejemplo: 1) meandros abandonados; 2) depresiones; 3) zonas planas de altitud superior a los 10 m (Fig. V.24).



Figura V.24. Cuerpos de agua. A. Tipos de cuerpos de agua en tono de gris descendente: meandros abandonados, depresiones y zonas planas de mayor altitud, B. Red de drenaje principal.

El tratamiento se basa en la generación de un número de cruzamientos n de todos los segmentos definidos a partir de un umbral de las imágenes de vegetación activa, estratos de vegetación y superficies planas etiquetadas (Parrot, 2003a; Parrot y Ramírez-Núñez, 2013a y b). Un píxel de la imagen del NDVI (imagen 1) puede encontrarse en uno de los segmentos definidos para las otras imágenes: estratos de vegetación (imagen 2) e imagen de los cuerpos de agua (imagen 3). Todas las posibles combinaciones se consideran en el algoritmo y se les asigna un código (ver tabla V.1). Los códigos que van de 1 a 12 corresponden a zonas sin vegetación activa; los que van de 13 hasta 24 a combinaciones del tema vegetación activa con los segmentos de las otras dos imágenes (estratos y cuerpos de agua). Los diferentes códigos provenientes del cruzamiento de los diversos segmentos en las tres imágenes permiten definir las relaciones espaciales.

Tabla V.1. Clasificación con base en la vegetación activa (NDVI), estratos de vegetación, tipo de cuerpo de agua.

Código	Imagen			Número de píxeles	Relación espacial
	NDVI	Estratos de vegetación	Tipo de cuerpo de agua		
1	1	1	1	4292	
2	1	1	2	7525	
3	1	1	3	25619	
4	1	1	4	2102494	
5	1	2	1	73	
6	1	2	2	102	
7	1	2	3	14678	
8	1	2	4	641799	
9	1	3	1	7	
10	1	3	2	43	
11	1	3	3	74	
12	1	3	4	454482	
13	2	1	1	18938	Vegetación acuática en meandros abandonados.
14	2	1	2	9566	Vegetación acuática en depresiones.
15	2	1	3	27217	Pasto en zonas planas.
16	2	1	4	1705951	Pasto
17	2	2	1	248	Arbustos en meandros abandonados.
18	2	2	2	36	Arbustos en depresiones.
19	2	2	3	27070	Arbustos en zonas planas
20	2	2	4	742961	Arbustos
21	2	3	1	232	Árboles en meandros abandonados.
22	2	3	2	7	Árboles en depresiones.
23	2	3	3	48	Árboles en zonas planas.
24	2	3	4	883429	Árboles

Los segmentos definidos en la tabla V.1 se basan en los siguientes criterios:

- Dos segmentos para el NDVI con un umbral a 142 definen la vegetación inactiva (de 0 a 142; código 1) y activa (de 143 hasta 255; código 2).

- Tres segmentos para los estratos de vegetación ya que en este tratamiento sólo se definieron estratos en metros: pastos (código 1), arbustos (código 2) y árboles (código 3).
- Cuatro segmentos para los tipos de cuerpos de agua: código 1 para los meandros abandonados; código 2 para las depresiones; código 3 para los cuerpos de agua en zonas planas de mayor altitud y código 4 para el fondo con el tono de gris 255.

La repartición de la vegetación activa se estima de acuerdo con la altura de la vegetación. Como se mencionó anteriormente, la altura máxima registrada para las capas de vegetación del ejemplo de la figura V.23, los árboles de altura > 30 m representan el 0.05% de la superficie en tanto que los árboles de altura de 20 a 30 m no exceden el 0.31% de la superficie. Por lo tanto, en la figura V.25, la altura máxima de la vegetación se estima > 20 m.

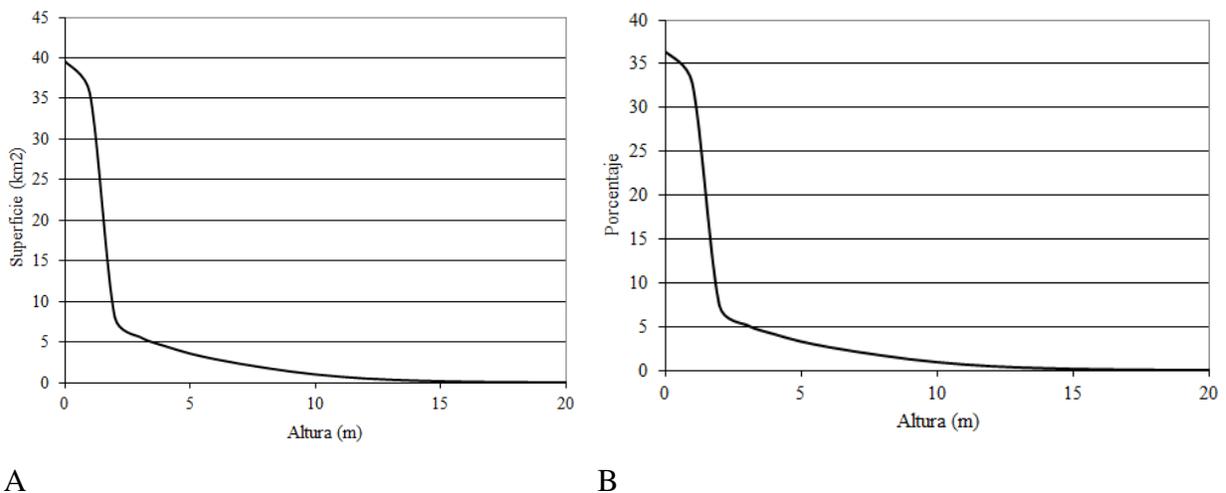


Figura V.25. Distribución de la cobertura vegetal por estratos. A. Superficie vs. Altura de la vegetación. B. Porcentaje vs. Altura de la vegetación.

El tamaño del píxel es de 5 m y la superficie en la figura de ejemplo corresponde a 166.7 km² (6666891 píxeles); el porcentaje de cada arreglo de vegetación se muestra en la tabla 2. Los arreglos de vegetación activa (Fig. V.26) cubren el 51.23% del área, lo cual representa 85.39 km². La principal vegetación activa son los pastos, arbustos y árboles y están asociadas a los ascensos verticales y flujos laterales de los cuerpos de agua perennes e intermitentes en la planicie fluvial. Por otra parte, la vegetación acuática invade 79.6% de los meandros

abandonados cubriendo así 0.594 km²; esto demuestra que la relación entre la vegetación acuática y los cuerpos de agua debe considerarse para el movimiento de los flujos intermitentes y las inundaciones.

La clasificación muestra que 47.96% de la zona no tiene actividad vegetal de los cuales 31.53% son suelos desnudos. Por lo que concierne la vegetación activa, 25.59% representa los pastos, 11.14% arbustos y 13.25% los árboles. El resto (1.25%) se reparte en los distintos cuerpos de agua con vegetación acuática, árboles y arbustos. Las unidades del paisaje fluvial representan una herramienta para el monitoreo de los recursos acuáticos de la región.

Esta clasificación caracteriza con precisión las unidades de paisaje de un medio altamente dinámico con el propósito de monitoreo y explotación equilibrada de los recursos de la región. Un acercamiento de este tipo permite actualizar los inventarios y manejo forestal, servicios ambientales así como realizar análisis de hábitat. Esta clasificación no supervisada define el espacio geográfico sin introducir consideraciones subjetivas.

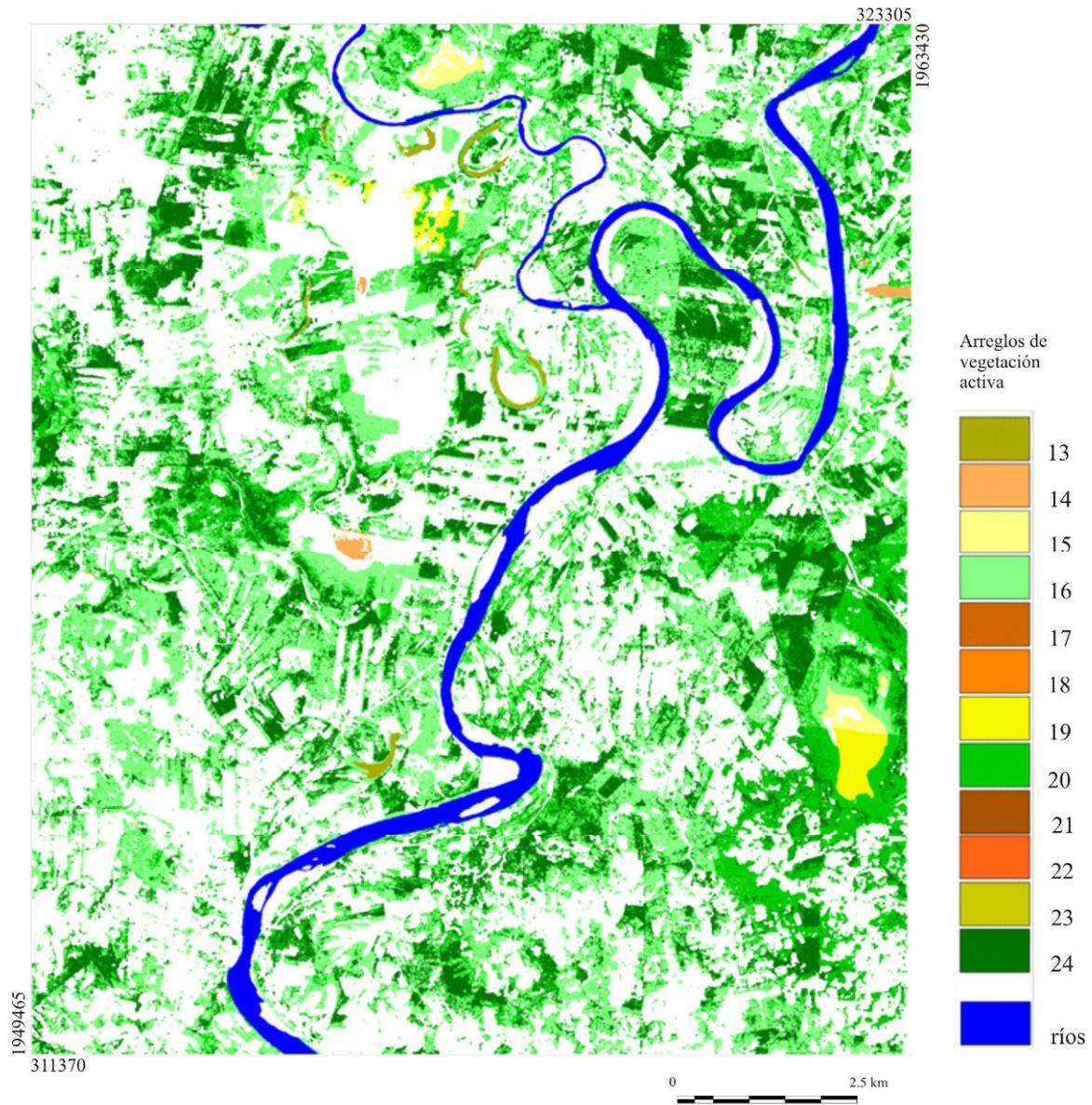


Figura V.26. Códigos de los arreglos de vegetación activa. 13. Vegetación acuática en meandros abandonados; 14. Vegetación acuática en depresiones; 15. Pastos en zonas planas; 16. Pastos; 17. Arbustos en meandros abandonados; 18. Arbustos en depresiones; 19. Arbustos en zonas planas; 20. Arbustos; 21. Árboles en meandros abandonados; 22. Árboles en depresiones; 23. Árboles en zonas planas; 24. Árboles.

Tabla V.2. Superficie y porcentaje de los diferentes arreglos de vegetación activa.

Arreglos de la vegetación	Número de píxeles	Superficie (km ²)	Porcentaje
Pastos	1705951	42.648775	25.588404
Arbustos	742961	18.574025	11.144040
Árboles	883429	22.085725	13.250989
Vegetación acuática en meandros abandonados	18938	0.473450	0.2840604
Vegetación acuática en depresiones	9566	0.239150	0.1434852
Pastos en zonas planas	27217	0.680425	0.4082413
Arbustos en meandros abandonados	248	0.006200	0.0037199
Arbustos en depresiones	36	0.000900	0.0005400
Arbustos en zonas planas	27070	0.676750	0.4060363
Árboles en meandros abandonados.	232	0.005800	0.0034799
Árboles en depresiones	7	0.000175	0.0001050
Árboles en zonas planas	48	0.001200	0.0007200

V.4.3. Ola de inundación

La invasión del agua hacia las riberas cuando aumenta el volumen de agua en el río puede obedecer a otros criterios. La modificación de la superficie de los ríos en función de la llegada de un volumen excedente representa el factor dominante que desencadena la invasión de la planicie. En la sección anterior, se mostró que esta modificación puede resultar del ascenso general del nivel del río en un segmento amplio, pero también se puede tomar en cuenta un ascenso local del agua en una porción del mismo. Dicho ascenso local puede resultar del desplazamiento, río abajo, de una ola de inundación; ésta ola de inundación se atenúa progresivamente cuando se dirige río abajo.

Con base en el tratamiento que calcula la superficie del río a partir de su esqueleto (Fig. III.12), es posible cambiar la altitud de los píxeles que describen este esqueleto utilizando una curva gaussiana; ésta función matemática modifica la superficie del río, y en consecuencia, la altitud local de la misma. Cada vez que el nivel del agua en el río sobrepasa localmente la

altitud de las riberas y de la llanura circundante se puede generar la inundación de estos sectores.

Ya que el flujo de inundación en la llanura se aproxima a una onda de difusión bidimensional, una función gaussiana puede representar el movimiento de la ola río abajo. Una función

gaussiana se define como:

$$f(x) = a \exp\left(-\frac{(x-b)^2}{2c^2}\right) + d$$

donde $a = 1/\sigma\sqrt{2}$ que representa la altura de la cresta o pico de la curva, $b = \mu$, es decir la posición del centro de la cresta de la ola y σ es la desviación estándar de las altitudes. El parámetro d es igual a 0.

Se debe aclarar que el valor de σ se calcula en el módulo ejecutable Gaussian_lateral_flooding (Parrot, 2014c) por iteraciones sucesivas hasta obtener una curva que se adapte correctamente a la base sobre la cual se ubica.

Una curva de Gauss asimétrica permite ilustrar el desplazamiento río abajo de la onda de inundación. El desplazamiento río abajo se traduce por una atenuación de la cresta. En términos de hidrodinámica, esta atenuación representa la disminución de la velocidad del flujo debido a la fricción y también la pérdida de volumen por efecto de evaporación, infiltración, percolación y/o almacenamiento en las riberas y planicies adyacentes (Fig. V.27). Dicha atenuación puede ser mayor cuando la llanura está seca y la velocidad del canal baja (Akanbi y Katopodes, 1988).

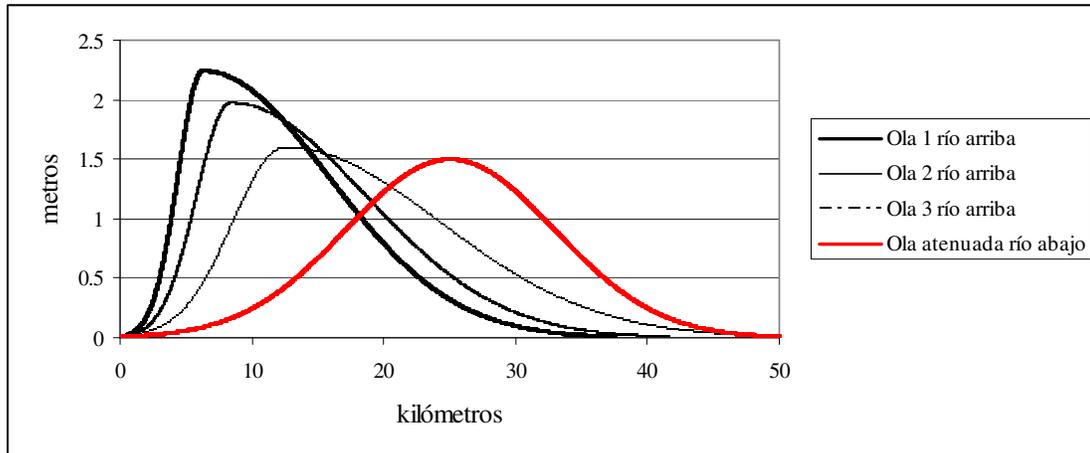


Figura V.27. Simulación del desplazamiento de la ola de inundación río abajo con base en una curva gaussiana.

Un ejemplo teórico se presenta en la figura V.28. El desplazamiento río abajo de la ola llena sucesivamente las dos depresiones de la orilla izquierda (1 y 2 sobre la figura V.28B), cuando la ola sobrepasa la altura de las orillas.

La figura V.29 muestra la base del cálculo aplicado a una zona de prueba. El pico de la curva de Gauss atenuada se ubicó en el punto final del esqueleto de la superficie del río para mostrar lo que pasa río arriba cuando la ola de inundación se desplaza.

El algoritmo se aplica al MDT corregido en función del proceso descrito en el capítulo III o bien al MDT original, pero requiere de dos imágenes secundarias: la primera corresponde a la máscara de la superficie del río estudiado y la segunda a una imagen del esqueleto de esta superficie. Como anteriormente se explica, se necesita de un esqueleto de camino 8, es decir que los segmentos de 1 a n píxeles que lo componen se junten únicamente por las esquinas.

En una primera etapa, el algoritmo toma en cuenta las coordenadas (x, y, z) del píxel de entrada y de salida del esqueleto con el fin de calcular o volver a calcular la pendiente de la superficie del río. En la zona de prueba (Fig. V.29), la sección del río observada tiene 7.2 km de longitud y la pendiente es igual a 0.00003%.

En el ejemplo reportado en la figura V.25, para generar un desbordamiento del río en la planicie adyacente, la altura máxima de la onda debe corresponder a por lo menos un ascenso de la superficie del río de 2.5 m.

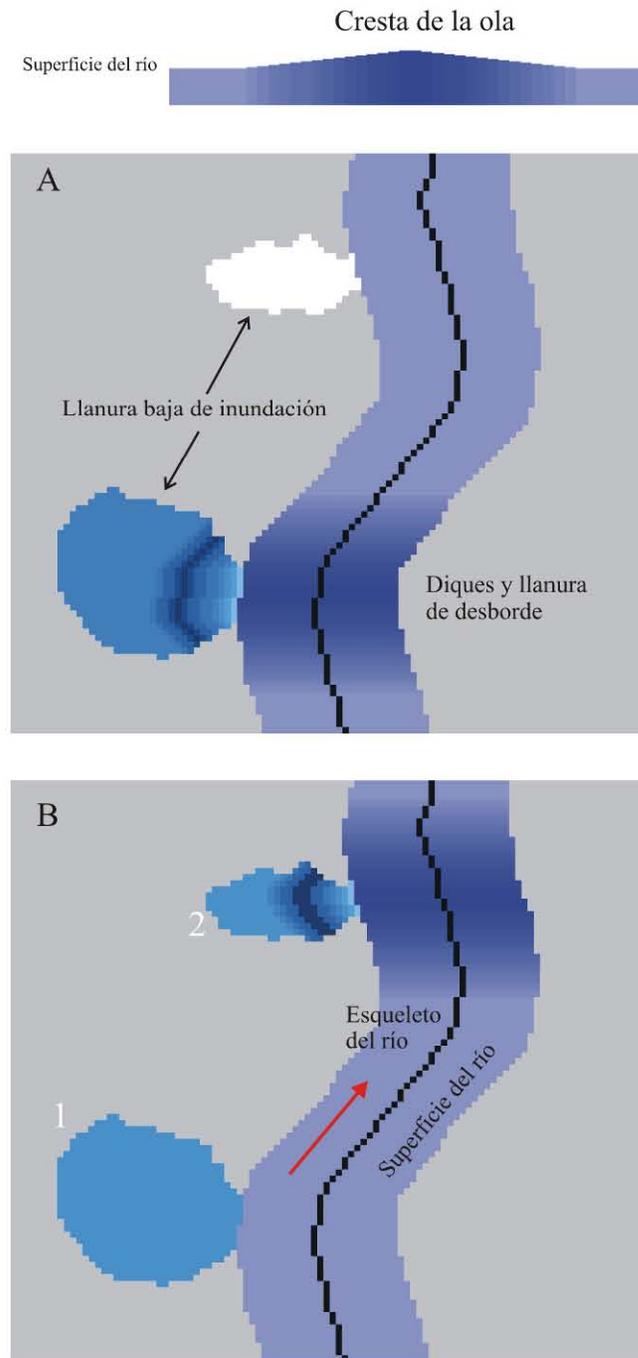


Figura V.28. Ejemplo de síntesis para la simulación considerando olas gaussianas.

Se realizaron varias pruebas con el fin de determinar un límite de altura crítica de la ola para la activación de la inundación en la zona de prueba en la planicie al norte de los pueblos de San Lorenzo y Tenochtitlán, en la confluencia de los ríos Tatagapa y Chiquito; este límite corresponde a una altura de 2.7 m al nivel de la curva atenuada.

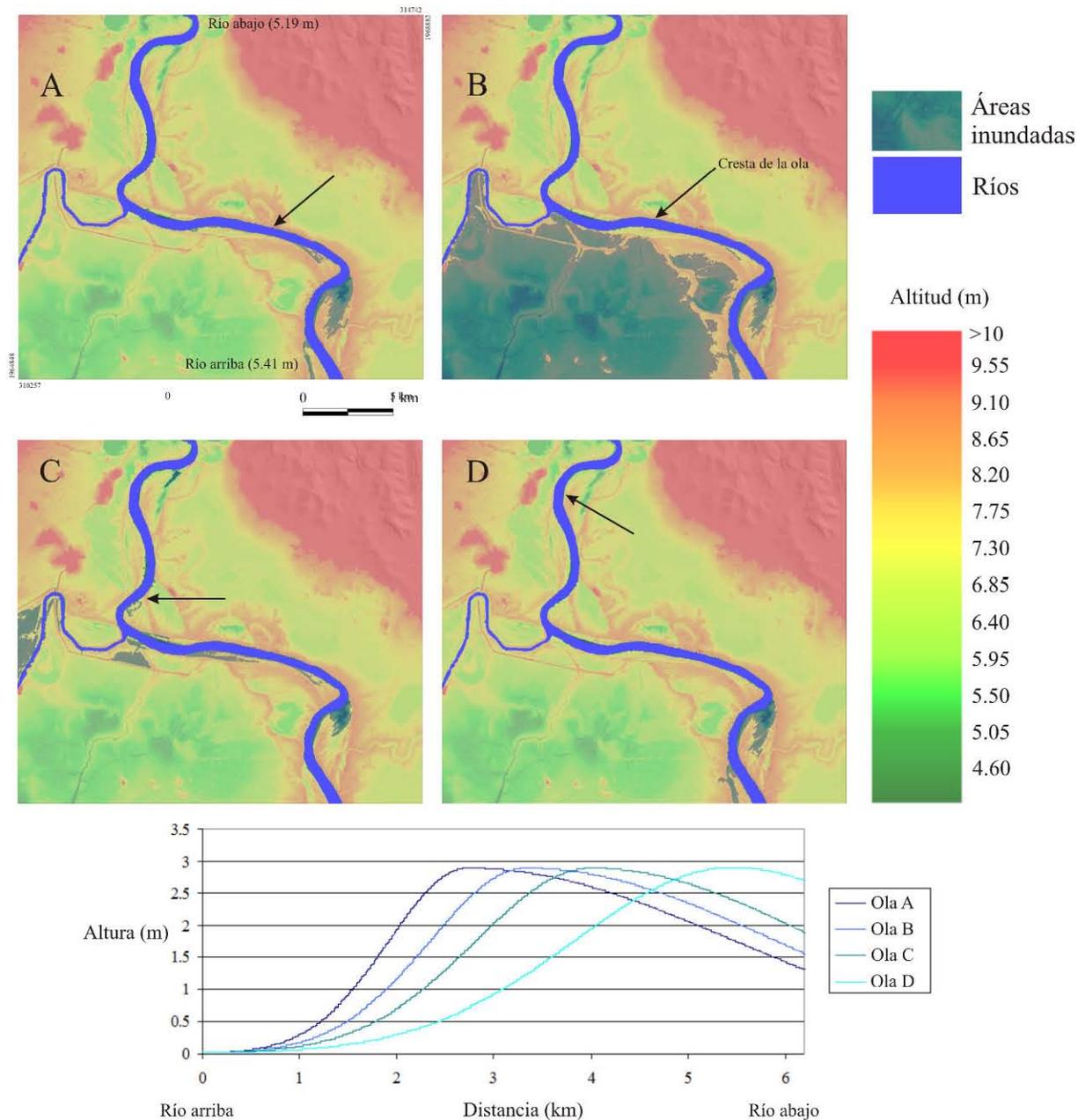


Figura V.29. Movimiento río abajo de una ola de inundación al norte de San Lorenzo y Tenochtitlán, en la confluencia de los ríos Tatagapa y Chiquito. Nota: La georreferencia y escala de la figura 29A son las mismas para las demás imágenes de ésta figura.

Posteriormente, se calculan las diferentes curvas asimétricas asociadas a la curva de Gauss atenuada utilizando la información de la altura crítica; así el porcentaje del volumen de agua perdido cuando se pasa de la ola cuenca arriba hacia su atenuación gaussiana se ha fijado en 7% para la sección del río de 7.2 km y el volumen de inundación (0.008695 km^3). Los valores obtenidos se añaden a los valores de altitud del esqueleto de la superficie del río como se explicó en el cálculo de la altitud de todos los píxeles del río. En este caso, la variación río abajo del factor σ producirá la atenuación de la onda como se ve en la figura V.24. En este paso, se puede calcular el porcentaje de pérdida de velocidad y volumen en comparación con la curva atenuada cuando las olas se desplazan río abajo.

Con las variables antes explicadas se obtiene que la superficie inundada corresponde a 5.054 km^2 y cubre un área de 27.93%. Esta pérdida implica que la máxima amplitud de la ola cuenca arriba corresponde a 2.93 m. En esta zona los cordones de meandros, los depósitos fluviales de los antiguos cauces del río y los diques de contención generalmente impiden el desbordamiento del río a menos que haya una ola de mayor altura y una atenuación menor.

El módulo ejecutable *Gaussian_lateral_flooding* (Parrot, 2014c) permite generar una superficie gaussiana y además aumentar, si es necesario, el nivel de la superficie del río de forma regular o de forma inclinada sobre la cual se implementa la curva gaussiana. Al contrario de lo que se observa en el módulo *Lateral_flooding* este aumento no se limita a un espesor fijo sobrepuesto a la superficie del río, sino que es posible definir su espesor a la entrada y a la salida del esqueleto creando así un bisel (forma regular o inclinada) que responde a modificaciones de altura registradas en el campo. Una vez modificada la altura de la superficie del río siguiendo las modalidades descritas en el programa *River_slope3* (ver capítulo III), el programa *Gaussian_lateral_flooding* busca las zonas bajas de las riberas laterales para llenarlas si una ruptura en las orillas del río lo permite. La figura V.28 ilustra el funcionamiento, la progresión del llenado y su abandono cuando, siguiendo su desplazamiento, la ola empieza a llenar otra zona.

V.4.4. Validación de la simulación de inundación

Los resultados de área y volumen de la simulación regional se validaron a través de los documentos provenientes del Archivo Activo Global de Inundaciones Regionales (Global Active Archive of Large Flood Events) del monitoreo remoto del Observatorio de Inundaciones Dartmouth (Brakenridge, 2014; Brakenridge *et al.*, 2015, ver anexo II) y de las estaciones climatológicas e hidrométricas provistas por la Coordinación General del Servicio Meteorológico Nacional de la Comisión Nacional del Agua (CGSMN y CONAGUA, 2011) (ver anexo II, figura A.II.5).

En la tabla V.3. se refieren los resultados del área ocupada por un evento de inundación con un ascenso de 2 m calculado con base en los modelos digitales de elevación utilizados (ver capítulo III) y las superficies provistas por el Observatorio de Inundaciones Dartmouth (Brakenridge, 2014, ver anexo II) para las inundaciones regionales siguientes: la inundación de 2005, la inundación promedio obtenida a partir del monitoreo durante el periodo 1998-2010, y la superficie de inundación máxima observada durante el periodo 1998-2005. La tabla V.3 muestra además la comparación del cálculo de las superficies utilizando la estimación general del número de píxeles \times superficie del píxel, el cálculo de Pratt (1978) y el propuesto por Parrot (2007). Los valores de superficie de inundación de la simulación y la inundación promedio tienen un coeficiente de correlación $R^2 = 0.97$.

Tabla V.3. Comparación de los cálculos de área. Resultados de área para las simulaciones y monitoreo remoto

Método de medición	MDE	MDT LiDAR	Monitoreo remoto			
			Inundación de 2005	Inundación promedio	Inundación máxima	
Número de píxeles						
Área (km ²)	\times superficie del píxel	716.63	787.82	548.79	708.6	881.02
	Pratt (1978)	715.42	784.71	514.23	696	843.44
	Parrot (2007)	715.2	784.72	514.38	696.07	840.49

Los volúmenes utilizados provienen en una primera estimación de las entrevistas con los habitantes y de las mediciones de las huellas de inundación en los puentes de las poblaciones de la cuenca baja de Coatzacoalcos, por ejemplo, Lomas de Tacamichapan (figura V.12). En una segunda etapa, se analizaron los datos hidrométricos y de precipitación pluvial para estimar los periodos de retorno y se compararon con los calculados por el Observatorio de Inundaciones Dartmouth. Sin embargo, las estimaciones volumétricas de validación deben asociarse no solo al área ocupada por la inundación en un tiempo dado, sino a las condiciones previas de la cuenca total tales como humedad, uso de suelo, pendiente, área de captación, almacenaje, evaporación, nivel freático, entre otros, así como los efectos de marea en la desembocadura del río Coatzacoalcos ya que esta también tiene un efecto en el desfogue. De esta manera, los datos de volumen se corroboran como antes se mencionó con el monitoreo remoto.

En la zona de estudio, la Coordinación General del Servicio Meteorológico Nacional de la Comisión Nacional del Agua (CGSMN y CONAGUA, 2011) reporta los datos hidrométricos para la estación Jesús Carranza (núm. 29006) desde 1952 a 2011, en tanto que el Observatorio de Inundaciones Dartmouth (Brakenridge *et al.*, 2015) reporta la información hidrométrica de la estación de monitoreo remoto Minatitlán (núm. 60) para el periodo 1998-2014.

Con base en los datos de la estación hidrométrica de la estación Jesús Carranza (Fig. V.30), el gasto promedio anual es de 130.43 m³/s, sin embargo, los máximos instantáneos y anuales registrados ascienden a 3150 m³/s (año 1973) (Fig. V.30) y para la estación Las Perlas reportaron 7061 m³/s (Coordinación General del Servicio Meteorológico Nacional y Comisión Nacional del Agua, 2011).

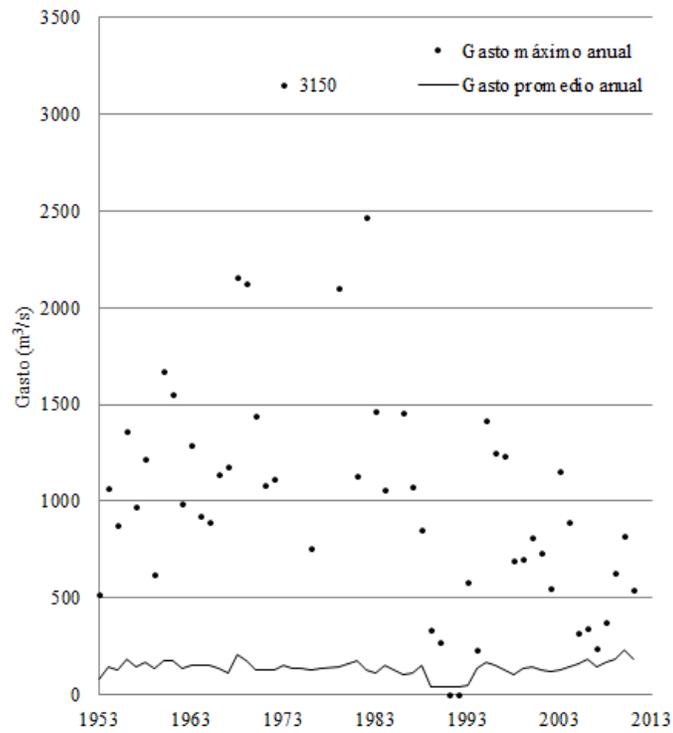


Figura V.30 Gasto mensual de la estación hidrométrica Jesús Carranza (núm. 29006)

La escorrentia promedio mensual es de 381266 m^3 y la escorrentia máxima registrada ha sido de 2010213 m^3 (Fig. V.31).

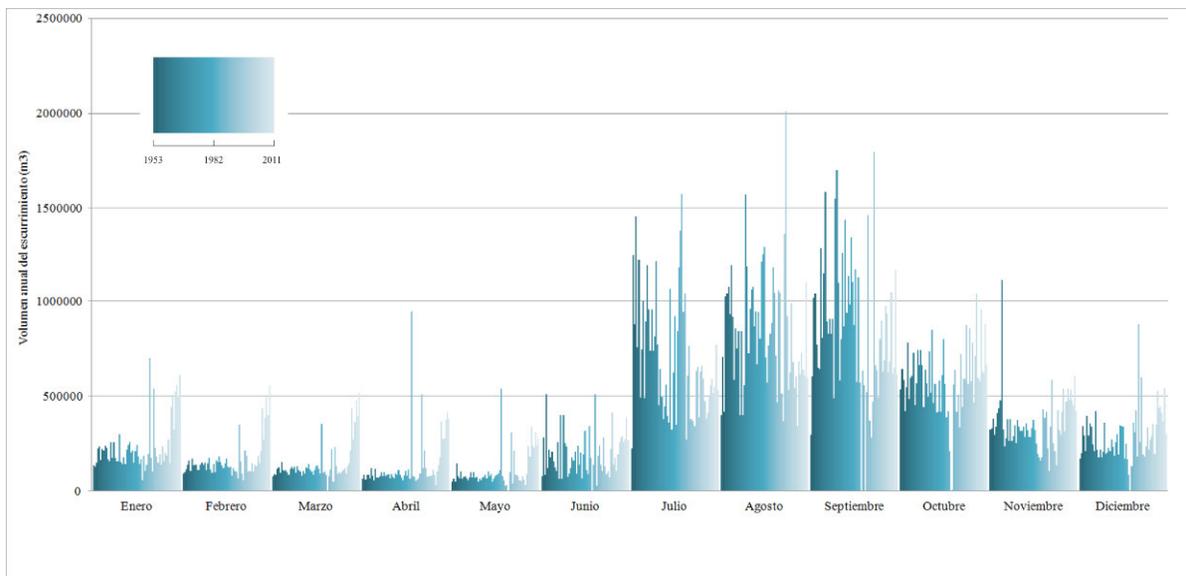


Figura V.31. Volumen mensual de escurrimiento de la estación hidrométrica Jesús Carranza (núm. 29006)

En 1970, el ascenso del nivel del río Coatzacoalcos fue de al menos 3 metros sobre su nivel normal (Coordinación General del Servicio Meteorológico Nacional y Comisión Nacional del Agua, 2011); en 1999, los gastos registrados en la estación Las Perlas fueron superiores a 5000 m³/s (Coordinación General del Servicio Meteorológico Nacional y Comisión Nacional del Agua, 2011) y para la estación Tierra Morada fueron de 2000 m³/s (Coordinación General del Servicio Meteorológico Nacional y Comisión Nacional del Agua, 2011), lo que produjo el ascenso de 11.10 y 12.2 m del nivel del río Coatzacoalcos en las mismas estaciones, siendo los niveles críticos anteriores registrados de 8.54 y 11 m (Coordinación General del Servicio Meteorológico Nacional y Comisión Nacional del Agua, 2011, Comisión Nacional del Agua, 2010; Morales, 2008)

El tipo de inundación en función de los periodos de retorno de los gastos registrados por los sensores remotos para el periodo 1998-2015 y actualizada al 24 de abril de 2015 (Fig. A.II.4, anexo II), estima un flujo bajo (vigésimo percentil) con un gasto de 277 m³/s; para una inundación que se presenta en un periodo de 1.33 años (considerada como un flujo moderado) el gasto estimado será de 1158 m³/s; para una inundación clasificada como inundación regional con una recurrencia de 5 años se tendrá un gasto de 2302 m³/s; para una inundación con un periodo de recurrencia de 10 años, el gasto estimado será de 2737 m³/s; por último una inundación con una recurrencia de 30 años, el gasto será de 3350 m³/s (Brakenridge *et al.*, 2015) (ver anexo II). Los gastos máximos reportados del monitoreo remoto (2010: 3220 m³/s) se asocian con los registrados por la estación hidrométrica Jesús Carranza (1973: 3150 m³/s) (ver anexo II).

Los datos de superficie que se obtienen en función de los diversos eventos registrados sirven de base para calcular los volúmenes en relación con la topografía del Modelo Digital de Elevación. Por otro lado, es posible calcular y visualizar la extensión de la capa de agua manejando la intersección entre planos en diversas posiciones en relación con la variación de los ángulos del plano utilizado y la superficie tri-dimensional del MDE. Del cálculo de la extensión de inundación promedio del monitoreo remoto (Fig. A.II.2) asociada con el MDE correspondiente, se obtiene un volumen de 1.13 km³. El volumen obtenido con la simulación de inundaciones utilizando el MDE es de 1.02 km³ y de 0.86 km³ con el MDT LiDAR (Fig.

V.32). El cálculo del área promedio proveniente de la extensión reportada por dicho observatorio, se propone como una alternativa de validación.

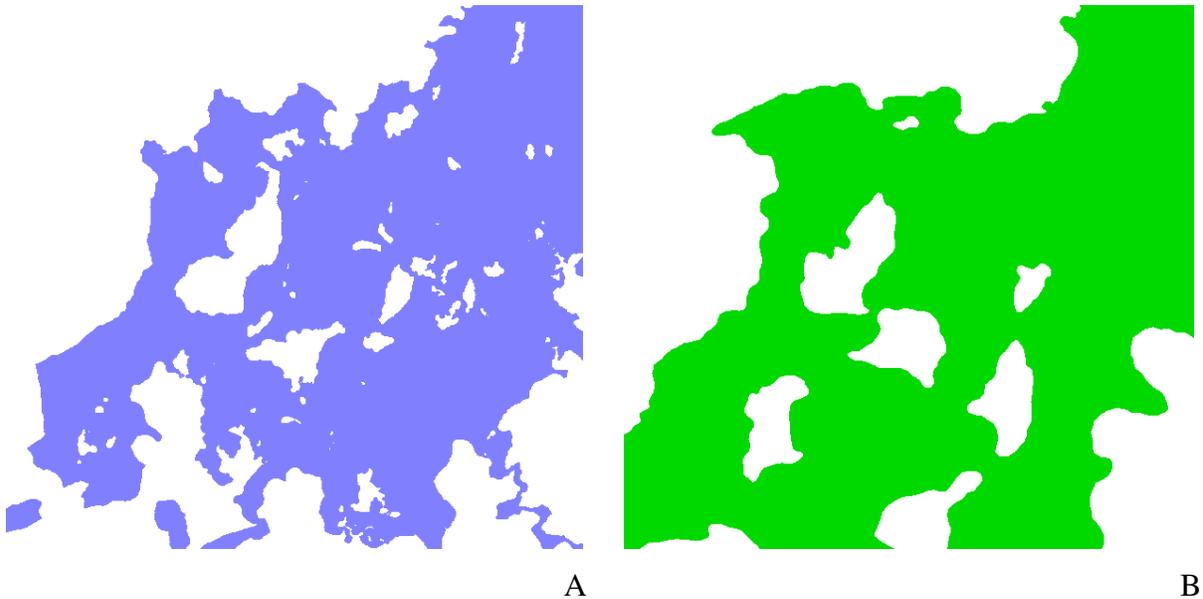


Figura V.32. Esquema de las superficies de inundación. A. Simulación a partir del MDT LiDAR (resolución 5 m), B. Estimación de la inundación promedio del Observatorio de Inundaciones Dartmouth (resolución 160 m)

V.5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las formas del relieve de la planicie fluvial se delimitaron utilizando las variables de dimensión fractal local y la pendiente logarítmica. Ambas variables son una evidencia de la rugosidad de la planicie en una escala detallada y por lo tanto de la sensibilidad de la superficie ante cambios altitudinales.

Los algoritmos de simulación de inundación desarrollados responden a la problemática específica de la cuenca baja del río Coatzacoalcos en relación con los tipos de inundación registrados por Cyphers *et al.* (2013), y que en general se engloban en inundaciones regionales e intermitentes.

El primer algoritmo concierne las inundaciones regionales o mayores en las cuales gran parte de los municipios del Estado de Veracruz en la cuenca baja del río Coatzacoalcos fueron

declarados en contingencia¹². Se consideró que en una primera aproximación, las zonas inundadas provienen de la intersección entre la superficie del MDE y una lámina de agua regional. Se presentan tres superficies de simulación posibles: superficie convexa, plana o cóncava, que en relación con los niveles de entrada y salida ilustran respectivamente, las etapas de la entrada de una ola de inundación regional, la inundación máxima y una etapa casi final del flujo máximo. Cuando se utiliza una altura máxima de 2 m para un flujo regional calculado con base en el MDE, la superficie invadida es de 787.82 km² con volumen de 0.86 km³. Para este ascenso aplicado al MDT LiDAR los volúmenes resultantes son 1.48, 1.22 y 0.93 km³, cuando se utiliza una superficie convexa, plana o cóncava.

La inundación intermitente ilustra el desbordamiento de un río o bien el llenado estacional de los cuerpos de agua. El llenado progresivo se realiza a partir del MDT original o del MDT corregido siguiendo un tipo de expansión lateral sobre la imagen de la superficie del río a partir de su esqueleto. Dada la heterogeneidad de las mismas planicies en términos de altitud, formas del relieve y dinámica fluvial, se utilizó un cálculo alternativo de llenado por capas de altitud con el cual se determina la relación entre el llenado y los efectos de superficie y volumen.

Ya que las inundaciones intermitentes fluctúan a través del año y la actividad vegetal es constante, se requiere evaluar la presencia de ésta en los cuerpos de agua. Ejemplo de ello es la zona de prueba de la figura V.22 en la que se requiere el uso del NDVI. En esta zona de prueba, la vegetación acuática invade 79.6% de los meandros abandonados.

Por último, el tercer algoritmo de simulación que utiliza una ola de inundación, se basa en el barrido de la superficie del río por medio de una función gaussiana y su atenuación en su desplazamiento río abajo. En este caso se requiere de la imagen de la máscara del río y de su esqueleto para realizar la modificación, ya sea en el MDT original o el MDT corregido al nivel de la superficie de los ríos. Para una ola de inundación atenuada de 2.7 m, en una sección del

¹² En el año 2010, 80% de los municipios del Estado de Veracruz fueron declarados en estado de emergencia por las inundaciones (Diario Oficial de la Federación, 2010; Secretaría de Gobernación, Coordinación General de Protección Civil, Centro Nacional de Prevención de Desastres, 2012).

río Tatagapa, el volumen de inundación en la planicie donde ocurre el desbordamiento es de 0.008695 km³.

En el caso de los algoritmos presentados para el desbordamiento de un río y la ola de inundación se requiere de imágenes suplementarias tales como la máscara y el esqueleto del río para corregir la superficie de los ríos o bien utilizar directamente el MDT. En los desarrollos presentados en este capítulo no se necesita de un mapa de dirección de flujo en el cual, por ejemplo, para cada celda, se define el ancho, la pendiente, el coeficiente de fricción y la profundidad del cauce (Bates y De Roo, 2000).

De manera general, se considera que la integración de un gran número de variables provee la mejor modelación del sistema. Sin embargo, en el caso de las inundaciones, esto aún no ha sido probado (Bates y De Roo 2000). El mejor modelo es aquel que cumple con los principios de parsimonia y que provee la información que requiere el usuario para una problemática específica, lo que se trató de hacer en este trabajo de investigación. Los modelos de inundación regional fueron validados a través del monitoreo remoto del Observatorio de Inundaciones Dartmouth de la Universidad de Colorado (Brakenridge 2014 y Brakenridge *et al.*, 2015) y estos a su vez con las mediciones de las estaciones climatológicas e hidrométricas locales provistos por la Comisión Nacional del Agua. Siguiendo el principio de la relación área-volumen calculada a partir de los sensores remotos pasivos (Brakenridge *et al.*, 2005, 2007, 2012; Cohen *et al.*, 2013) se realizó el mismo cálculo para validar los modelos de simulación regional. Cabe destacar que tanto en las simulaciones regionales como en los modelos propuestos a nivel local se utilizó un modelo de alta resolución proveniente de datos LiDAR.

VI. Conclusiones

Este trabajo de investigación responde a una demanda del conocimiento de los procesos de inundación en la planicie fluvial del río Coatzacoalcos. La relación entre los habitantes y su medio para sobrellevar el riesgo que implican las inundaciones regionales ha sido ampliamente documentada por Cyphers *et al.*, (2013). Estos autores distinguen 4 periodos de inundación importantes durante el año. Los flujos representan una fuente de recursos acuáticos para sobrevivir durante la época de sequía y en el periodo de canícula. Por su parte, Pérez-Quezadas *et al.*, (2011) mostraron que la dirección del flujo preferencial subterráneo se dirige a las partes topográficamente más bajas de la planicie, lo que se evidencia con los niveles estáticos someros y la profundidad de los cuerpos de agua. Este nivel se correlaciona con el aporte de la precipitación pluvial, cabe destacar que el nivel freático somero agrava el proceso de inundación. La planicie fluvial del río Coatzacoalcos experimenta cambios asociados a distintas actividades, entre ellas la minería y la construcción de caminos y puentes. Los más ligeros cambios altitudinales en la planicie fluvial pueden afectar los flujos de agua, los ciclos de riego, la sedimentación y la obtención de recursos acuáticos.

Para responder a la problemática, se propone la aplicación de simulaciones de inundación en dos escalas a partir de modelos digitales de elevación. Para ello, los temas desarrollados en esta tesis conciernen la producción de los MDE en zonas planas, la corrección de artefactos en MDT provenientes del LiDAR, la caracterización de la red de drenaje y la simulación de inundaciones en la escala regional y local.

En la primera etapa de investigación, dada la ausencia de modelos digitales de mayor detalle en la planicie fluvial y costera, se desarrolló un método para la generación del MDE a partir de los datos vectoriales en escala 1:50,000. Una vez que los datos de alta resolución provenientes de LiDAR estuvieron disponibles y que existía la cobertura de la zona de estudio, se analizaron los MDT y se corrigieron los artefactos en la superficie de los ríos la cual serviría para producir las simulaciones por una ola de inundación.

Existen diversos índices para cuantificar y comparar las características morfométricas de las cuencas y su comportamiento hidrológico. En un primer acercamiento, se describió la densidad de corrientes de primer orden que constituyen un parámetro importante para entender la dinámica fluvial de la planicie a partir de parámetros objetivos. La variable TACO (Tortuosity And Confluent Organization) caracteriza la red de drenaje con base en la tortuosidad, la longitud de la red de drenaje y la densidad de afluentes. Los resultados de la medición dependen estrechamente del tamaño de ventana utilizada en el cálculo y de los pre-tratamientos de la imagen de la red de drenaje (esqueletización y representación de los afluentes). La ventaja del uso de esta variable es que no se necesita delimitar con polígonos las cuencas hidrográficas; la red de drenaje está en relación con distintos factores geográficos los cuales no se limitan a un límite subjetivo (partaguas generalmente utilizado para dibujar dichos polígonos).

Por otra parte, estudios recientes sobre la caracterización de elementos hidrológicos muestran que la organización de la red de drenaje en conjunto con el uso de la geometría de la cuenca y el patrón de la pendiente permiten simular en escala global la influencia de la topografía en la dinámica de la escorrentía, lo que genera una modelación más completa con la capacidad de utilizar un parámetro en el monitoreo de procesos en tiempo real (Douvinet 2011; Delahaye y Douvinet, 2013). Sin embargo, como acercamiento general, este parámetro puede aplicarse en la medida en que se tienen redes de drenaje de mayor resolución provenientes de sensores como LiDAR.

La simulación de inundaciones se realizó en la escala regional con un ascenso máximo de la lámina de agua de 2 m. La superficie inundada calculada a partir del MDE es de 787.82 km² con un volumen total de 0.86 km³. Su comparación volumétrica con el cálculo obtenido a partir del MDT para las superficies convexas, planas y cóncavas es de 1.48, 1.22 y 0.93 km³ respectivamente.

Para las simulaciones de flujos locales se utilizaron dos acercamientos: el desbordamiento de un río y el movimiento de una ola de inundación en la superficie del río. El primer escenario se generó con base en la expansión lateral sobre la imagen de la superficie del río a

partir de la imagen de su esqueleto. El segundo algoritmo realiza un barrido de la superficie del río por medio de una función gaussiana y su atenuación en su desplazamiento río abajo.

En ambos acercamientos es recomendable considerar la vegetación en los cuerpos de agua y estimar el efecto de atenuación en el movimiento del agua cuenca abajo.

Referencias

Abrahams, A. D. 1984. Channels networks: a geomorphological perspective. *Water Resources Research*, 20(2): 161-168.

Agencia Notimex. *Se desborda río Coatzacoalcos; provoca serias inundaciones en diversos municipios*. [Periódico electrónico] 29 de septiembre de 2008. <http://www.cronica.com.mx/nota.php?id_notas=388041> (Consulta: enero de 2012).

Aguilar, F. J., Agüera, F., Aguilar, M. A., Carvajal, F. 2005. Effects of terrain morphology, sampling density and interpolation methods on grid DEM accuracy. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 71, 805-816.

Akanbi, A.A., Katopodes, N.D. 1988. Model for flood propagation on initially dry land. *Journal of Hydraulic Engineering*, 114, 689-706.

Albrecht, J. 2005. A new age for Geosimulation. *Transactions in GIS*, 9 (4): 451-454.

Arellano-Gil, J., Yussim-Guarneros, S. 2005. Estado de la investigación sobre los domos y diapiros de sal de la cuenca salina del Istmo. [En línea] <www.cife.unam.mx/archivos/FI/42Javier%20Arellano%20Gil.doc> (Consulta: enero 2012).

Arellano-Gil, J., Yussim-Guarneros, S., Aguilar-Pérez, L. A. 2004. Origen y características de los domos de sal de la Cuenca Salina del Istmo. Libro de resúmenes de la IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Qro., 71-72.

Arge, L., Chase, J.S., Halpin, P., Toma, L., Vitter, J.S., Urban, D., Wickremesinghe, R. 2003. Efficient flow computation on massive grid terrain datasets. *Geinformática* 7(4): 283-313.

Axelsson, P. 2000. DEM generation from laser scanner data using adaptive TIN models. *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*, XXXIII, Part B3, 85-92.

B.C. MacDonald & Co, 2011. [En línea] <<http://www.bcmac.com>> (Consulta enero 2013).

Ballard, D.H., Brown, C.M. 1982. *Computer Vision*. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, NJ, USA.

Band, L. E. 1986. Topographic partition of watersheds with Digital Elevation Models. *Water Resources Research*, 22(1): 15-24.

Baret, F., Guyot, G. 1991. Potentials and limits of vegetation indices for LAI and APAR assessment. *Remote Sensing Environment*, 35, 161-173.

Bates, P.D., De Roo, A.P.J. 2000. A simple raster-based model for flood inundation simulation. *Journal of Hydrology*, 236, 54-77.

Bates, P.D., Horritt, M.S., Hunter, N.M., Mason, D., Cobby, D. 2005b. Numerical modeling of floodplain flow, p. 271-304. En: Bates, P.D., Lane, S.N., Ferguson, R.I., (Eds.). *Computational Fluid Dynamics. Applications in Environmental Hydraulics*. England, John Wiley & Sons, 531 p.
Bates, P.D., Lane, S.N., Ferguson, R.I. (Eds.) 2005a. *Computational Fluid Dynamics. Applications in Environmental Hydraulics*. England, John Wiley & Sons, 531 p.

Benavides-García, L. 1983. Domos Salinos del Sureste de México, Origen: Exploración: Importancia Económica, *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos petroleros*, Vol. XXXV(1), 9-35.

Benkhaldoun, F., Monthe, L. 1994. An adaptive nine-point finite volume Roe scheme for two-dimensional St. Venant equations. En: Molinaro, P., Natale, L. (Eds.). *Modelling Flood propagation over initially dry areas*, *Society of Civil Engineers*, New York, 30-44.

Besl, P., Jain, R.C. 1988. Segmentation through variable-order surface fitting. *Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, 10(2): 167-192.

Besl, P.J., Jain, R.C. 1986. Invariant surface characteristics for 3-D object recognition in range images. *Computer Vision Graphics Image Processing*, 33, 33-80.

Biswas, M.K., Ghose, T., Guha, S., Biswas, P.K. 1998. Fractal dimension estimation for texture images: A parallel approach. *Pattern Recognition Letters*, 19, 309-313.

Bolstad P. V., Stowe, T. 1994. An evaluation of DEM accuracy: Elevation, slope and aspect. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 60, 1327-1332.

Brakenridge, G.R. 2014. Global Active Archive of Large Flood Events. Dartmouth Flood Observatory, University of Colorado. [En línea]
<<http://floodobservatory.colorado.edu/Archives/index.html>> (Consulta mensual 2012-2015).

Brakenridge, G.R., Nghiem, S.V., Anderson, E., Chien, S. 2005. Sapece-based measurement of river runoff. *EOS Transactions, American Geophysical Union*. 86 (19), 185-192.

Brakenridge, G.R., Nghiem, S.V., Anderson, E., Mic, R. 2007. Orbital microwave measurement of river discharge and ice status. *Water Resources Research*, 43, 1-16.

Brakenridge, G.R., Cohen, S., Kettner, A., De Groeve, T., Nghiem, S.V., Syvitski, J.P.M., Fekete, B.M. 2012. Calibration of satellite measurements of river discharge using a global hydrology model. *Journal of Hydrology*, 475, 123-136.

Brakenridge, G.R., De Groeve, T., Kettner, A., Cohen, S., Nghiem, S.V., 2015. River Watch, Version 2. University of Colorado, Boulder, CO, USA. [En línea]
<<http://floodobservatory.colorado.edu/DischargeAccess.html>> (Consulta mensual 2012-2015).

Brasington, J., Rumsby, B.T., McVey, R.A. 2000. Monitoring and modeling morphological change in a braided gravel/bed river using high resolution GPS/based survey. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25(9): 973-990.

Burrough, P.A. 1986. Principles of Geographical Information Systems for Land Resources Assessment. University Press, Oxford, 193 p.

Cagnat-Irisson, Y.E. 2011. Modificación de los límites parcelarios a causa del desbordamiento del río Coatzacoalcos en el municipio de Texistepec, Veracruz, México, 2008. Universidad Veracruzana. [En línea]
<http://www.inegi.org.mx/eventos/2011/Conf_Ibero/doc/ET3_17_CAGNAT.pdf>
(Consulta: febrero 2012).

Cárdenas-Tristán, A., Treviño-Garza, E.J., Aguirre-Calderón, O.A., Jiménez-Pérez, J., González-Tagle, M.A., Némiga, X.A. 2013. Spatial technologies to evaluate vectorial samples quality in maps production. *Investigaciones Geográficas*, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM, 80, 111-128.

Carlisle, B.H. 2005. Modeling the spatial distribution of DEM error. *Transactions in GIS*, 9(4): 521-540.

Charlton, R. 2008. Fundamentals of Fluvial Geomorphology. Routledge, N.Y., 1-20.

Chorowicz, J., Ichoku, C., Riazanoff, S., Kim, Y., Cervelle, B. 1992. A combined algorithm for automated drainage network extraction. *Water Resources Research*, 28(5): 1293-1302.

Coe, M., Diehl, R.A. 1980. In the land of the Olmec. Austin, University of Texas.

Cohen, S., Kettner, A.J., Syvitski, J.P.M. 2013. WBMsed: a distributed global scale riverine sediment flux model—model description and validation. *Computers & Geosciences*, 53, 80-93.

Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) 2010. Atlas Digital del Agua 2010. Consejo de Cuenca del Río Coatzacoalcos. Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), Gobierno del Estado de Oaxaca, Gobierno del Estado de Veracruz, Secretaría del Medio Ambiente y Recursos Naturales y Pesca (SEMARNAP). [En línea] <www.conagua.gob.mx> (Consulta: enero 2012)

Coordinación General del Servicio Meteorológico Nacional (CGSMN) y Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) 2011. Estaciones Climatológicas Convencionales (Normales climatológicas e hidrométricas) de la Región Hidrológica 29 Río Coatzacoalcos.

Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) 2015. Red de estaciones climatológicas [archivo electrónico kmz] <www.smn.cna.gob.mx/climatologia/.../estacion/EstacionesClimatologicas.kmz> (Consulta: enero de 2015).

Corporación OSSO, 2012. DesInventar Project. Inventory systems of the effects of disasters [Base de datos electrónica] <http://online.desinventar.org/desinventar/#MEX-1250695136-mexico_inventario_historico_de_desastres> (Consulta: diciembre 2012).

Cyphers, A., Ortiz, M.A. 1993. Geomorphological research in the San Lorenzo Region. International Congress of Anthropological and Ethnological Sciences, Mexico.

Cyphers, A., Zurita-Noguera, J., Lane-Rodríguez, M. 2013. Retos y riesgos de la vida olmeca. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Investigaciones Antropológicas, 184 p.

Deimel, L.E., McCallister D.F., Doss C.L. 1982. Techniques for Computerized lake and river fills in Digital Terrain Models. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 48(9): 1431-1436.

Delahaye, D., Douvinet, J. 2013. « De la morphométrie à la géo-simulation » 245-259. En: Mercier, D., (Dir). Géomorphologie de la France. Paris, Dunod, 272 p.

Diario Oficial de la Federación. Declaratoria de Desastre Natural por la ocurrencia de lluvias severas los días 22, 26 y 30 de Agosto de 2010, así como el día 3 de septiembre de 2010, en 14 municipios e inundación fluvial en el Municipio de Hueyapan de Ocampo del Estado de Veracruz Ignacio de la Llave. [DOF: 29/09/2010]. [En línea] <http://www.dof.gob.mx/nota_detalle.php?codigo=5161155&fecha=29/09/2010> (Consulta: marzo de 2011).

Dinesh, A.C., Markose, V.J., Jayappa, K.S. 2012. Bearing, azimuth and drainage (bAd) calculator : A new GIS supported tool for quantitative analyses of drainage networks and watershed parameters. *Computers & Geosciences*, 48, 67-72.

Dirzo, R., Miranda, A. 1991. El límite boreal de la selva tropical húmeda en el continente americano: contracción de la vegetación y solución de una controversia. *Interciencia* 5, 240-247.

Douvinet, J., Delahaye, D., Langlois, P. 2011. Use of cellular automata in geomorphology : supports and challenges. Atelier International. Morphodynamique fluvial et Paléo-environnements alluviaux. J.-P. Bravard, 8-9 juin 2011. Université Lumière-Lyon 2(S).

Dubrulle, O. 1984. Comparing splines and kriging. CG, Vol. 10, p. 327-338.

Duchon, J. 1976. Interpolation des fonctions de deux variables suivant le principe de la flexion des plaques minces. RAIRO Analyse Numérique, Vol. 10, p. 5-12.

Guha-Sapir, D., Below, R., Hoyois, Ph. 2012. EM-DAT: International Disaster Database. Université Catholique de Louvain, Brussels, Belgium, Centre for Research on the Epidemiology of Disasters-CRED), Annual Disaster Statistical Review 2012. [Base de datos en línea] <www.emdat.be> (Consulta por tipo de desastre natural para México: julio de 2012).

Evans, I. S. 1979. Statistical characterization of altitude matrices by computer. An integrated system of terrain analysis and slope mapping. The final report on grant DA-ERO-591-73-G.

Fairfield, J., Leymarie, P. 1991. Drainage networks from grid digital elevation models. *Water Resources Research*, 27(5): 709-717.

Falconer, K. 2003. Mathematical Foundations and Applications, John Wiley and Sons., England, 2a Ed. 368 p.

Felicísimo, A.M. 1994. Parametric statistical method for error detection in digital evaluation models. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 49(4), 29-33.

Felicísimo, A.M. 1995. Error propagation analysis in slope estimation by means of digital elevation models. En: Cartography crossing borders: Proceedings 1 of the 17th International Cartographic Conference and 10 General assembly of International Cartographic Association, 3-9 de Septiembre 1995, Barcelona, España, p. 94-98. Barcelona, Instituto Cartográfico de Cataluña.

Feng, Y.T., Perić, D. 2003. A spatially adaptive linear space-time finite element solution procedure for incompressible flows with moving domains. *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, 43, 1099-1106.

Fisher, P.F., Tate, N.J. 2006. Causes and consequences of error in digital elevation models. *Progress in Physical Geography*, 30(4): 467-489.

Florinsky, I.V. 1998. Combined analysis of Digital Terrain Models and Remotely Sensed Data in landscape investigations. *Progress in Physical Geography*, 22, 33-60.

Florinsky, I.V. 2012. Digital Terrain Analysis in Soil Science and Geology. Academic Press, Elsevier, USA, 379 p.

Foroutan-pour, K., Dutilleul, P., Smith, D.L. 1999. Advances in the implementation of the box-counting method of fractal dimension estimation. *Applied Mathematics and Computation*, 105, 195-210.

Fowler, R.A., Samberg, A. Flood M.J., Greaves, T.J. 2007. Topographic and terrestrial LiDAR. 199-227. En: Maune D.F. (Ed.) Digital Elevation Model technologies and applications: the DEM user's manual, Bethesda, Maryland, American Society for Photogrammetry and Remote Sensing, 252 p.

Franke, R. 1982. Scattered data interpolation: Test of some methods. *Mathematics of Computation*, 38, 181-200.

Gesch, D. 2005. Topography-based analysis of Hurricane Katrina inundation of New Orleans. *Science and the storms: The USGS Response to the Hurricanes of 2005*, 53-56.

Ghilani, C.D., Wolf, P.R. 2008. Elementary surveying: an introduction to Geomatics. Prentice Hall, 931 p.

Gong, J., Xie, J. 2009. Extraction of drainage networks from large terrain datasets using high throughput computing. *Computers & Geosciences*, 35, 337-346.

Goodchild, M.F. Klinkenberg, B. 1993. Statistics of channel networks on fractional Brownian surfaces. En: Lam, N.S.N., De Cola, L. (eds.), *Fractals in Geography*. Englewood Cliffs, NJ, Prentice-Hall, 122-141.

Gregory, K.J., Walling, D.E. 1968. The variation of drainage density within a catchment. *Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology*, 13, 61-68.

Guyot, G., Gu, X.-F. 1994. Effect of radiometric corrections on NDVI-determined from SPOT-HRV and Landsat data. *Remote Sensing Environment*, 49, 169-180.

Hack, J.T. 1957. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. *United States Geological Survey Professional Paper*, 294B.

Hadipriono, F.C., Lyon, J.G., Li, T., Argialas D.P. 1990. The development of a knowledge-based Expert System for analysis of drainage patterns. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 56(6), 905-909.

Hadley, R.F., Schumm, S.A. 1961. Sediment sources and drainage basin characteristics in upper Cheyenne River basin. *Washington DC, Geological Survey Water-Supply Paper 1531-B*, 198.

Hervouet, J.-M., Van Haren, L. 1996. Recent advances in numerical methods for fluid flows. En: M.G., Anderson, D.E., Walling, P.D., Bates (Eds.), *Floodplain Processes*. John Wiley & Sons, Chichester, 183-214.

Horton, R.E. 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin*, 56, 275-370.

Hough, P.V.C. 1962. Method and means for recognizing complex patterns. US patent 3066954.

Howard, A.D. 1967. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 51, 2246-2259.

Huete, A.R. 1988. A soil-adjusted vegetation index (SAVI). *Remote Sensing of Environment*, 25, 53-70.

Huete, A.R., Liu, H., Batchily, K., van Leeuwen, W. 1997. A comparison of Vegetation Indices over a global set of TM images for EOS-MODIS. *Remote Sensing of Environment*, 59(3), 440-451.

Hungsberg, U. 1960. Origen del azufre del casquete de los domos salinos: Cuenca Salina del Istmo de Tehuantepec. Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, B-51, inédito, 96 p.

Ijjasz-Vasquez, E.J., Bras, R.L., Rodríguez-Iturbe, I. 1993. Hack's relation and optimal channel networks: the elongation of river basins as a consequence of energy minimization. *Geophysical Research Letters*, 20, 1583-1586.

Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI) 2012. Conjunto topográfico vectorial 1:50,000.

Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI) 2013. Modelo Digital de Terreno (LiDAR).

Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI) 2014. Continuo de Elevaciones Mexicano CEM (versiones 1.0-3.0). <<http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/datosrelieve/continuoelevaciones.aspx>> (Consulta: febrero de 2011).

Ivanov, V.I., Kruzhkov, V.A. 1992. Evaluation of the optimal discretization step for a digital elevation model. *Geodezia i Cartografia*, 5, 47-50.

Jackson, R.D., Slater, P.N., Pinter, P.J. 1983. Discrimination of growth and water Stress in wheat by various vegetation indices through clear and turbid atmospheres. *Remote Sensing of the Environment*, 15, 187-208.

Jenson, S.K. 1991. Applications of hydrologic information automatically extracted from Digital Elevation Models. *Hydrological Processes*, 5, 31-44.

Jenson, S.K., Domingue, J.O. 1988. Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 54(11): 1593–1600.

Julien, P. 1994. Traitements altimétriques (Modèles Numériques de Terrain), support de cours de DEA SIG, ENSG-IGN.

Kawahara, M., Umetsu, T. 1986. Finite element method for moving boundary problems in river flows. *International Journal of Numerical Methods in Fluids*, 6, 365-386.

Keller, J., Chen, M., S., Crownover R. M. 1989. Texture description and segmentation through fractal geometry, *Computer Vision Graphics and Image Processing*, 45, 150-166.

Knighton, D., 1998. Fluvial forms and processes. Arnold, N.Y., 383 p.

Kumler, M.P. 1994. An intensive comparison of Triangulated Irregular Networks (TINs) and Digital Elevation Models (DEMs). *Cartographica*, 31, 1-99.

La Barbera, P., Rosso, R. 1989. On the fractal dimension of stream networks, *Water Resources Research*, 25(4), 735-741.

Lambert, D. 1998. The field guide to Geology. Checkmark Books, 130-131.

Liang, D., Falconer, R.A., Lin, B. 2007. Coupling surface and surface flows in a depth floodwave model. *Journal of Hydrology*, 337, 147-158.

Lynch, D.R., y Gray, W.G. 1980. Finite element simulation of flow deforming regions. *Journal of Computational Physics*, 36, 135-153.

Magaña, V., Amador, J.A., Medina, S. 1999. The midsummer drought over Mexico and Central America. *American Meteorological Society*, 12, 1577-1588.

Mandelbrot, B.B. 1983. The fractal geometry of nature. Freeman, New York.

Mark, D. 1983. Automated detection of drainage networks from digital elevation models. En: Auto-Carto VI: Proceedings Sixth International Symposium on Computer Assisted Cartography: 288–298.

Márquez-Pineda, A., Juárez-Viveros, M., Serna-Vigueras, R. 1964. Depósitos de sal y azufre en la Cuenca Salina del Istmo, Ver. Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, B-64, inédito, 96 p.

Martz, L.W., Garbrecht, J. 1992. Numerical definition of drainage network and subcatchment areas from Digital Elevation Models. *Computer & Geosciences* 18(6): 747-761.

Matheron, G. 1969. Le krigeage universel. Cahiers de Centre de Morphologie Mathématique de Fontainebleau, fasc. 1.

Maune, D.T. 2007. Digital Elevation Model technologies and applications: the DEM user's manual, Bethesda, Maryland, American Society for Photogrammetry and Remote Sensing, 655 p.

McGaughey, R.J. 2009. FUSION/LDV: software for LIDAR Data Analysis and Visualization. [Software] <http://forsys.cfr.washington.edu/fusion/FUSION_manual.pdf> (Consulta: marzo 2014).

McGaughey, R.J. 2014. Fusion/LDV: Software for LIDAR Data Analysis and Visualization, Version 3.42. U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Pacific Northwest Research Station, University of Washington, Box 352100, Seattle, WA 98195-2100., 175 p. <http://forsys.cfr.washington.edu/fusion/FUSION_manual.pdf> (Consulta: marzo 2014).

Meiseils, A., Raizman, S., Karnieli, A. 1995. Skeletonizing a DEM into a drainage network. *Computer & Geosciences*, 21(1): 187-196.

Miranda, F. 1952. La vegetación de Chiapas. Ediciones del Gobierno del Estado. Tuxtla Gutiérrez, 2 vols.

Mitasova H., Hofierka J. 1993. Interpolation by regularized spline with tension: II. Application to terrain modeling and surface geometry analysis. *Mathematical Geology*, 25, 657-669.

Mitasova H., Mitas, L. 1993. Interpolation by regularized spline with tension: I theory and implementation, *Mathematical Geology*, 25, 641-655.

Morales, A.T. *En sólo 4 días cayeron en Veracruz 57% de las lluvias que recibe el país al año: Conagua*. [Periódico electrónico] Diario La Jornada, 21 de octubre de 2008. <<http://www.jornada.unam.mx/2008/10/21/index.php?section=estados&article=037n1est>> (Consulta: enero de 2012).

Morales, J. *La cuenca, bajo el agua; desfogan presas al máximo*. [Periódico electrónico] Diario de Xalapa, 28 de Agosto de 2010 <<http://www.oem.com.mx/diariodexalapa/notas/n1761813.html>> (Consulta: enero de 2012).

Nicholas, A.P., Mitchell, C.A., 2003. Numerical simulation of overbank processes in topographically complex floodplain environments. *Hydrological Processes*, 17(4): 727-746.

Nicholas, A.P., Walling, D.E. 1997. Modelling flood hydraulics and overbank deposition on river floodplains. *Earth Surface Process and Landforms*, 22, 59-77.

O’Gorman, L. 1990. K × K Thinning. *Journal of Computer Vision, Graphics and Image Processing*, 51(2), 195-215.

O’Callaghan, J.F., Mark, D.M. 1984. The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision, Graphics and Image Processing*, 28, 323-344.

Ortiz Pérez, M.A., Cyphers, A., 1997. La geomorfología y las evidencias arqueológicas en la región de San Lorenzo Tenochtitlán, Veracruz. En: Población, subsistencia y medio ambiente en San Lorenzo Tenochtitlán (A. Cyphers, Coord.), 31-54, México, IIA-UNAM.

Padilla y Sánchez, R. J., 2007. Evolución geológica del sureste de mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LIX(1): 19-42.

Parrot, J.-F. 1998. Newmiel. Módulo ejecutable MS-DOS. Inédito.

Parrot, J.-F. 2002a. Dendis. Módulo ejecutable MS-DOS. Inédito.

Parrot, J.-F. 2002b. Gorman. Módulo ejecutable MS-DOS. Inédito.

Parrot, J.-F., 2003a. MultiDim_Class. Módulo ejecutable MS-DOS. Inédito.

Parrot, J.-F. 2003b. Pega_im. Módulo ejecutable MS-DOS. Inédito.

Parrot, J.-F., 2003c. Reduc_ascii_iter. Módulo ejecutable MS-DOS. Inédito.

Parrot, J.-F., 2004. Orden. Módulo ejecutable MS-DOS. Inédito.

Parrot, J.-F. 2005a. Binar. Módulo ejecutable MS-DOS. Inédito.

Parrot, J.-F. 2005b. Brod4_mx (versión “mexicana”). Módulo ejecutable MS-DOS. Inédito.

Parrot, J.-F. 2006a. Sum_cn_ha. Módulo ejecutable MS-DOS. Inédito.

Parrot, J.-F. 2006b. TLALOC (Tridimensional Landscape Analysis and Local Operating Computation) INDA: 03-2006-092112451400-01.

<http://www.igeograf.unam.mx/sigg/investigacion/lage/que_hacemos/spn/parrot.php>

Parrot, J.-F. 2006c. TLALOC_V2 (Tridimensional Landscape Analysis and Local Operating Computation, version 2). Inédito.

Parrot, J.-F. 2007. Tri-dimensional parameterization: an automated treatment to study the evolution of volcanic cones. *Geomorphologie: relief, processus, environnement*. 3/2007, 274-258.

Parrot, J.-F., 2009a. DEM simulation of petroleum flux extension and diffusion due to pipeline ruptures in Mexico. En: MODSIM2009, ISBN: 978-0-978400-7-8, Anderssen, R.S., R.D. Braddock and L.T.H. Newham (Eds.), 2701-2705.

Parrot, J.-F. 2009b. LogSlope. Módulo ejecutable MS-DOS. Inédito.

Parrot, J.-F. 2011a. Binar_V2. INDA: 03-2011-120112041501-01.

<http://www.igeograf.unam.mx/sigg/investigacion/lage/que_hacemos/spn/mini/sof_1.php>

Parrot, J.-F. 2011b. Manual del Software Binar_V2. INDA: 03-2011-120112041501-01.

<http://www.igeograf.unam.mx/sigg/investigacion/lage/que_hacemos/spn/mini/sof_1.php>

Parrot, J.-F., 2012a. Aplicación del software FROG_V2 en el estudio fractal del espacio geográfico. *Temas Selectos de Geomática: Métodos y Aplicaciones*. Coord. José A. Quintero Pérez. Instituto de Geografía, UNAM, p. 151-181, ISBN: 970-32-2976-X.

Parrot, J.-F. 2012b. Brod4_mx (nueva versión “mexicana”). Módulo ejecutable MS-DOS. Inédito.

Parrot, J.-F. 2012c. DEMONIO (Digital Elevation Models Obtained by Numerical Interpolating Operations) INDA: 03-2012-120612205000-01.

<http://www.igeograf.unam.mx/sigg/investigacion/lage/que_hacemos/spn/parrot4.php>

Parrot, J.-F. 2012d. Hiatus. Módulo ejecutable MS-DOS. Inédito.

Parrot, J.-F. 2012e. Manual del Software DEMONIO (Digital Elevation Models Obtained by Numerical Interpolating Operations) INDA: 03-2012-120612205000-01.

<http://www.igeograf.unam.mx/sigg/investigacion/lage/que_hacemos/spn/parrot4.php>

Parrot, J.-F. 2012f. Miel4_mx. Módulo ejecutable MS-DOS. Inédito.

- Parrot, J.-F. 2012g. Net_curve2. Módulo ejecutable MS-DOS. Inédito.
- Parrot, J.-F. 2012h. Suav_mask. Módulo ejecutable MS-DOS. Inédito.
- Parrot, J.-F. 2012i. Superpos_rio. Módulo ejecutable MS-DOS. Inédito.
- Parrot, J.-F. 2012j. Transf_dxf_jfp. Módulo ejecutable MS-DOS. Inédito.
- Parrot, J.-F. 2013a. Dem_lidar_inegi. Módulo ejecutable MS-DOS. Inédito.
- Parrot, J.-F. 2013b. Manual del Software TLALOC (Tridimensional Landscape Analysis and Local Operating Computation) INDA: 03-2006-092112451400-01.
<http://www.igeograf.unam.mx/sigg/investigacion/lage/que_hacemos/spn/parrot.php>
- Parrot, J.-F. 2013c. Net_curve2. Nueva versión. Módulo ejecutable MS-DOS. Inédito.
- Parrot, J.-F. 2014a. Density V2. INDA: 03-2014-022712222200-01.
<http://www.igeograf.unam.mx/sigg/investigacion/lage/que_hacemos/spn/mini/sof_7.php>
- Parrot, J.-F. 2014b. FROG_V2. (Fractal Research On Geosciences, Version 2). INDA: 03-2014-022712194900-01.
<http://www.igeograf.unam.mx/sigg/investigacion/lage/que_hacemos/spn/parrot3.php>
- Parrot, J.-F. 2014c. Gaussian_lateral_flooding. Módulo ejecutable MS-DOS. Inédito.
- Parrot, J.-F. 2014d. Índices_V2. INDA: 03-2014-022712173900-01.
<http://www.igeograf.unam.mx/sigg/investigacion/lage/que_hacemos/spn/mini/sof_6.php>
- Parrot, J.-F. 2014e. Manual del software Density V2. INDA: 03-2014-022712222200-01.
<http://www.igeograf.unam.mx/sigg/investigacion/lage/que_hacemos/spn/mini/sof_7.php>
- Parrot, J.-F. 2014f. Manual del software FROG_V2 (Fractal Research On Geosciences, Version 2). INDA: 03-2014-022712194900-01.
<http://www.igeograf.unam.mx/sigg/investigacion/lage/que_hacemos/spn/parrot3.php>
- Parrot, J.-F. 2014g. Manual Software Índices_V2. INDA: 03-2014-022712173900-01.
<http://www.igeograf.unam.mx/sigg/investigacion/lage/que_hacemos/spn/mini/sof_6.php>
- Parrot, J.-F., 2014h. Modelos Digitales de Terreno. Publicación Interna. Instituto de Geografía, UNAM, México. Actualización septiembre, 2014.

- Parrot, J.-F. 2014i. River_slope3. Módulo ejecutable MS-DOS. Inédito.
- Parrot, J.-F. 2014j. Sup_river_slope. Módulo ejecutable MS-DOS. Inédito.
- Parrot, J.-F. 2014k. Transf_dif_dxf. Módulo ejecutable MS-DOS. Inédito.
- Parrot, J.-F., Collet, B. 2009. Simulation of lithospheric-plate collision by using DEM. Example of the Arabian platform motion. In: MODSIM2009, ISBN: 978-0-978400-7-8, Anderssen, R.S., R.D. Braddock and L.T.H. Newham (Eds.), 1052-1058.
- Parrot, J.-F., Ramírez-Núñez, C. 2012a. Crear_tabla. Módulo ejecutable MS-DOS. Inédito.
- Parrot, J.-F., Ramírez-Núñez, C. 2012b. New_fast_cauce. Módulo ejecutable MS-DOS. Inédito.
- Parrot, J.-F., Ramírez-Núñez, C. 2012c. RiverBodies. Módulo ejecutable MS-DOS. Inédito.
- Parrot, J.-F., Ramírez-Núñez. 2012d. Sim-flooding. Módulo ejecutable MS-DOS. Inédito.
- Parrot, J.-F., Ramírez-Núñez. 2012e. Sim-flooding_2. Módulo ejecutable MS-DOS. Inédito.
- Parrot, J.-F., Ramírez-Núñez. 2012f. Sim-flooding_3. Módulo ejecutable MS-DOS. Inédito.
- Parrot, J.-F., Ramírez-Núñez, C., 2013a. Software Multidim_V2. INDA: 03-2013-032113464200-01. <http://www.igeograf.unam.mx/sigg/investigacion/lage/que_hacemos/spn/mini/sof_5.php>
- Parrot, J.-F., Ramírez-Núñez, C., 2013b. Manual del Software Multidim_V2. <http://www.igeograf.unam.mx/sigg/investigacion/lage/que_hacemos/spn/mini/sof_5.php> INDA: 03-2013-032113464200-01.
- Parrot, J.-F., Ramírez-Núñez, C., 2013c. TACO (Tortuosity And Confluent Organization). INDA: 03-2013-111212561200-01
- Parrot, J.-F., Ramírez-Núñez, C., 2013d. Manual del software TACO (Tortuosity And Confluent Organization). INDA: 03-2013-111212561200-01.
- Parrot, J.-F., Hernández-Juárez, M., Ramírez-Núñez, C. 2013. The logarithmic slope as a critical geomorphological parameter. 8th IAG International Conference on Geomorphology, Agosto 27-31, Paris.
- Parrot, J.-F., Ramírez-Núñez, C. 2014a. Explor_terrace. Módulo ejecutable MS-DOS. Inédito.
- Parrot, J.-F., Ramírez-Núñez, C. 2014b. Lateral_flooding. Módulo ejecutable MS-DOS. Inédito.

- Parrot, J.-F., Taud, H., 1991. Gorman. (Versión Fortran).
- Peet, F.G., Sahota, T.S. 1985. Surface curvature as a measure of image texture. *PAMI*, 7(6), 734-738.
- Peleg, S., Naor, J., Hartley, R., Avnir, D. 1984. Multiple resolution texture analysis and classification, *IEEE Trans. Pattern Anal. Machine Intell.*, PAMI-6, 518-523.
- Penning-Rowsell, E.C., Tunstall, S.M. 1996. Risk and resources: defining and managing the floodplain. In: Anderson, M.G., Walling, D.E., Bates, P.D. (Eds). *Floodplain processes*, Wiley, Chichester, p. 333-360.
- Pentland, A. 1984. Fractal based description of natural scenes, *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Intelligence*, PAMI-6, 6, 661-674.
- Pereyra-Díaz, D., Ángulo-Córdoba, Q., Palma-Grayeb, B.E. 1994. Effect of ENSO on the mid-summer drought in Veracruz State, Mexico. *Atmósfera*, 7, 111-219.
- Pérez-Quezadas, J., Salas-Ortega, M.R., Pérez-Sesma, J.A.A., Cortés Silva, A. 2011. Variaciones del nivel estático registradas en la parte baja del río Coatzacoalcos y su relación con las precipitaciones intensas, precursoras de inundaciones recurrentes. En: Tejeda-Martínez, A. (Ed.) 2011. *Inundaciones 2010 en el Estado de Veracruz*. Primera Edición, Consejo Veracruzano de Investigación Científica y Desarrollo Tecnológico, México, 178-195.
- Pérez-Vega, A., Mas, J.-F. 2009. Evaluación de los modelos digitales de elevación obtenidos por cuatro métodos de interpolación. *Investigaciones Geográficas*. Boletín del Instituto de Geografía, UNAM, 69, 53-67.
- Pettier, J.-C., Camillerapp, J. 1993. Segmentation et représentation d'images de traits. [Research Report] RR-2066. <inria-00074606> 71.
- Phillips, J.D. 1993. Interpreting the fractal dimension of river networks. En: Lam, N.S.-N. De Cola, L. (Eds.) *Fractals in Geography*. Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall, 142-157.
- Pidwirny, M., 2006. The drainage basin concept. *Fundamentals of Physical Geography*, 2a edición. [En línea] <<http://www.physicalgeography.net/fundamentals/10aa.html>> (Consulta: marzo de 2012).
- Pike, R.J., Wilson, S.E. 1971. Elevation-relief ratio, hypsometric integral and geomorphic area-altitude analysis. *Geological Society of America Bulletin*, 82, 1079-1084.

- Pratt, W.K. 1978. Digital image processing. J.Wiley, New York, 750 p.
- Priestnall, G., Jaafar, J., Duncan, A. 2000. Extracting urban features from LiDAR digital surface models. *Computers, Environment and Urban Systems*, 24, 65-78.
- Ramade, F. 2006. Des catastrophes naturelles? DUNOD, Universciences, 258 p.
- Ramírez-Núñez, C. 2010. Simulación de inundaciones en la planicie lacustre de San Miguel Xico, Municipio del Valle de Chalco, Solidaridad, Estado de México. Tesis de Maestría en Ciencias de la Tierra, 151 p.
- Ramírez-Núñez, C., Parrot, J.-F. 2012. Reconocimiento automatizado de las zonas de encharcamiento a partir de un Modelo Digital de Elevación. Ejemplo de la zona urbana de Valle de Chalco, México. En: Quintero, J.A. (Ed.) *Temas Selectos de Geomática: Métodos y aplicaciones*. Instituto de Geografía UNAM, 183-195.
- Ramírez-Núñez, C., Parrot, J.-F. 2014. Flood simulation in the coastal plain of Coatzacoalcos (Veracruz, Mexico) using LiDAR. IGARSS, Québec.
- Ramírez-Núñez, C., Parrot, J.-F. 2013. Regional characterization based on a new drainage network parameter. The case of the Coatzacoalcos fluvial system. 8th IAG International Conference on Geomorphology, Paris.
- Raper, J.-F. 1989. The 3-dimensional geoscientific mapping and modelling system: a conceptual design. En: *Three-Dimensional applications in Geographic Information Systems*. J. Raper (Ed.) Taylor & Francis, London, p. 11-20.
- Richards, P.W. 1952. *The tropical rain forest, an ecological study*. Cambridge University Press. Cambridge, 600 p.
- Rieger, W. 1996. Accuracy of slope information derived from DEM-data. *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*, 31, B4, 690-695.
- Rigon, R., Rodríguez-Iturbe, I., Maritan, A., Giacometti, A., Tarboton, D.G., Rinaldo, A. 1996. On Hack's law. *Water Resources Research*, 32, 3367-3374.
- Rinaldo, A., Rodríguez-Iturbe, I., Rigon, R., Bras, R.L., Ijjasz-Vasquez, E.J., Marani, A. 1992. Minimum energy and fractal structures of drainage networks. *Water Resources Research*, 28, 2183-2195.
- Ríos-Insúa, D., Ríos-Insúa, S., Martín-Jiménez, J., Jiménez-Martín, A., 2009. *Simulación. Métodos y aplicaciones*. 2ª Ed. RA-MA, Madrid, 388 p.

Romanini, C., 1981. Agricultura tropical en tierras ganaderas: alternativas viables. Centro de Ecodesarrollo. Segunda Edición, México, 103 p.

Rouse, J.W., Haas, R.H., Schell, J.A., Deering, D.W. 1973a. Monitoring the vernal advancement and retrogradation (green wave effect) of natural vegetation. Prog. Rep. RSC 1978-1, Remote Sensing Center, Texas A&M Univ., College Station, 93 p. NTIS No. E73-10639.

Rouse, J.W., Haas, R.H., Schell, J.A., Deering, D.W. 1973b. Monitoring vegetation systems in the great plains with ERTS. Third ERTS Symposium, NASA SP-351 I: 309-317.

Ruiz-Barradas, A. 2011. Inundaciones 2010: Lluvias extremas en Veracruz y su relación con la variabilidad natural del clima. Universidad Veracruzana, [En línea]
<<http://www.atmos.umd.edu/~alfredo/Inunda2010paper.pdf>> (Consulta: enero de 2012).

Ruiz-Barradas, A., Nigam, S. 2010. Great Plains precipitation and its SST links in the 20th century climate simulations, and 21st and 22nd century climate projections. *Journal of Climate*, 23, 6409-6429.

Rzedowski, J. 2006. Vegetación de México. 1ª. Edición digital. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad. Mexico.

Sarukhán, J., Koleff, P., Carabias, J., Soberón, J., Dirzo, R., Llorente-Bousquets, J., Halffter, G., González, R., March, I., Mohar, A., Anta, S., de la Maza, J. 2009. Capital natural de México. Síntesis: conocimiento actual, evaluación y perspectivas de sustentabilidad. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad, México.

Sarukhán, K.J. 1968a. Análisis sinecológico de las selvas Terminalia amazonia en la planicie Costera del Golfo de México. Tesis Colegio de Postgraduados. Escuela Nacional de Agricultura, Chapingo, Méx., 300.

Sarukhán, K.J. 1968b. Los tipos de vegetación arbórea de la zona cálido-húmeda de México. En Pennington, T.D., J.K., Sarukhán. Manual para la identificación de los principales árboles tropicales de México. Instituto Nacional de Investigaciones Forestales y FAO. México, D.F., 3-46.

Schumm, S.A., 1956. The evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Geological Society of America Bulletin*, 67, 597-646.

Schumm, S.A., 1963. Sinuosity of alluvial rivers in the great plains. *Buletin of Geological Society of America*, 74, 1089-1100.

Secretaría de Gobernación, Coordinación General de Protección Civil, Centro Nacional de Prevención de Desastres 2012. Características e impacto socioeconómico de los principales desastres ocurridos en la República Mexicana en el año 2010, 639 p.

Seemuller, W.W. 1989. The extraction of ordered vector drainage networks from elevation data. *Computer Vision Graphics Image Processing*, 47, 45-58.

Sellers, P.J. 1985. Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration. *International Journal of Remote Sensing*, 6, 1335-1372.

Sen, D. 2002. An algorithm for coupling 1D river flow and quasi 2D-flood inundation flow. In: R.A., Falconer, B., Lin, E.L., Harris, C.A.M.E. Wilson (Eds.), *Hydroinformatics 2002: Proceedings of Fifth International Conference on Hydroinformatics. Volume One: Model Development and Data Management*, IWA Publishing, London, 103-108.

Servicio Geológico Mexicano (SGM) 2004. Carta geológico-minera Coatzacoalcos, E15-1-4. Veracruz, Oaxaca y Tabasco.

Shreve, R.L., 1966. Statistical law of stream numbers. *Journal of Geology*, 74, 17-37.

Shreve, R.L., 1967. Infinite topologically random channel networks. *Journal of Geology*, 75, 178-186.

Singh, S., Dubey, A., 1994. *Geoenvironmental Planning of Watersheds in India*, Chugh Publications, Allahabad, India, 28-29.

Smart, J.S., 1968. Statistical properties of streams lengths. *Water Resources Research*, 4, 1001-1014.

Smith, K.G., 1950. Standards for grading texture of erosional topography. *American Journal of Science*, 248, 655-668.

Smith, T.R, Zhan, C., Gao, P. 1990. A knowledge-based, two-step procedure for extracting channel networks from noisy DEM data. *Computer & Geosciences*, 16(6), 777-786.

Stoesser, T., Wilson, C.A.M.E., Bates, P.D., Dittrich, A. 2003. Application of a 3D numerical model to a river with vegetated floodplains. *Journal of Hydroinformatics*, 99(5), 99-112.

Strahler, A.N. 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bulletin of the Geological Society of America*, 63, 1117-1142.

Strahler, A.N. 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transactions of the American Geophysical Union*, 38, 913-920.

Strahler, A.N., 1964. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. En: Chow, V.T., (Ed.), *Handbook of Applied Hydrology*. McGraw-Hill, Nueva York, p. 4-76.

Symonds, S., Cyphers, A., Lunagómez, R. 2002. Asentamiento prehispánico en San Lorenzo Tenochtitlán. Serie San Lorenzo, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Investigaciones Antropológicas, 206 p.

Tarboton, D.G, Bras, R.L., Rodriguez-Iturbe, I. 1988. The fractal nature of river networks. *Water Resources Research*, 24, 1317-1322.

Tarboton, D.G, Bras, R.L., Rodriguez-Iturbe, I. 1991. On the extraction of channel networks from digital elevation data. *Hydrological Processes*, 5, 81-100.

Taud, H., Parrot, J.-F. 2005. Measurement of DEM roughness using the local fractal dimension. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, 327-338.

Taud, H., Parrot, J.-F., Álvarez, R. 1999. DEM generation by contour line dilation. *Computers and Geosciences*, 25, 775-783.

Tomas, T.G., Williams, J.J.R. 1995. Large-Eddy simulation of turbulent flow in an asymmetric compound open channel. *Journal of Hydraulic Research*, 33, 1, 27-41.

Tribe, A. 1992. Automated recognition of valley lines and drainage networks from grid digital elevation models. A review and a new method. *Journal of Hydrology*, 139, 263-293.

Tucker, C.J. 1979. Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation. *Remote Sensing of the Environment*, 8, 127-150.

Twidale, C.R. 2004. River patterns and their meaning. *Earth-Science Reviews*, 67(3-4), 159-218.

Vosselman, G. 2000. Slope based filtering of laser altimetry data. *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*, 33.B3/2; PART 3, 935-942.

Vosselman, G., B. Gorte, G.H., Sithole G., Rabbani, T. 2004. Recognizing structure in laser scanner point clouds. *International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 46(Part 8/W2), 33-38.

Wechsler, S. 1999. Digital Elevation Model (DEM) Uncertainty: Evaluation and Effect on Topographic Parameters, ESRI User Conference 1999 Proceedings, San Diego, CA, Julio, 1999.

Wechsler, S. 2000. Effect of DEM uncertainty on topographic parameters, DEM scale and terrain evaluation. State University of New York, College of Environmental Science and Forestry. Syracuse, New York, USA (Ph.D. Thesis).

Wood, J. D. 1996. The geomorphological characterization of digital elevation models. Ph.D. Thesis. University of Leicester, England, 193 p.

Wurbs, R. 1987. Dam-breach flood wave models. *Journal of Hydraulics and Engineering*, 113, 29-46.

Young, M. 1978. Statistical characterization of altitude matrices by computer. Terrain analysis: Program documentation. Report 5 on grant DA-ERO-591-73-G0040 (18 p.). Durham, England: Department of Geography, University of Durham.

Youssef, A.M., Pradhan, B., Hassan, A.M. 2011. Flash flood risk estimation along the St. Katherine road, southern Sinai, Egypt using GIS based morphometry and satellite imagery. *Environmental Earth Science*, 62, 611-623.

Yuan, L-P., Vanderpool, N. L. 1986. Drainage network simulation. *Computer and Geosciences*, 12(5), 653-665.

Zavaleta, N. *Inundación histórica en Minatitlán. El ejército evacúa a la población; el agua podría subir 4 metros.* [Periódico electrónico] Diario de Xalapa, 3 de Octubre de 2010. <<http://necaxadeluzfyfuerza.blogspot.mx/2010/10/inundacion-historica-en-minatitlan.html>> (Consulta: enero de 2012).

Zhang, K., Chen, S.-C., Whitman, D., Shyu, M.-L., Yan, J., Zhang, C. 2003. A progressive morphological filter for removing non-ground measurements from airborne LIDAR data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(4), 872-882.

Zhang, K., Whitman, D. 2005. Comparison of three algorithms for filtering airborne Lidar data. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 71(3), 313-324.

Zurita-Noguera, N. E. 1997. Los fitolitos: indicadores sobre dieta y vivienda en San Lorenzo Tenochtitlán. Población, subsistencia y medio ambiente en San Lorenzo tenochtitlan. A., Cyphers (coord.), México, Instituto de Investigaciones Antropológicas-UNAM, 75-90.

Índice de Figuras

Figura II.1. Estrategia general para la generación del MDE a partir de datos vectoriales en formato <i>dxg</i>	23
Figura II.2. MDS (sombreado) sobrepuesto en el MDT (hipsometría local mínima a máxima en color, de verde a rojo) obtenido de un archivo vectorial completo (en formato xyz) de la nube de puntos original en formato LAS.	25
Figura II.3. Sub-escenas de las imágenes SPOT 5 redimensionadas. A. Banda 2; B. Banda 3.	27
Figura II.4. Ejemplo del NDVI en la zona de estudio. A. Imagen en tonos de gris del NDVI; B. Imagen binaria que proviene del umbral 0.2-1. Los valores correspondientes al río se eliminan ulteriormente.....	28
Figura II.5. Zona de estudio de la cuenca baja del río Coatzacoalcos.....	29
Figura II.6. Construcción de caminos y puentes en la planicie fluvial del río Coatzacoalcos. .	30
Figura II.7. Incremento de la población en los municipios que integran la cuenca baja del río Coatzacoalcos.	30
Figura II.8. Falla normal en lutitas y tobas riolíticas del Terciario afectadas por el accidente neotectónico San Carlos.	33
Figura II.9. Trazas de actividad neotectónica en el piedemonte sureste de la Sierra de Los Tuxtles.	33
Figura II.10. Depósitos deltaicos al Sureste de Peña Blanca.....	35
Figura II.11. Elevaciones en la planicie fluvial: A. San Lorenzo (diapirismo) y B. El Progreso (tectonismo).....	36
Figura II.12. Síntesis de las unidades geomorfológicas de la zona de San Lorenzo Tenochtitlán. En: Symonds <i>et al.</i> , (2002) basado en Ortiz y Cyphers, 1997. 1) La terraza erosiva denudatoria, 2) la rampa coluvial inundable, 3) la llanura alta de inundación, 4) la llanura baja de inundación, 5) la planicie de desborde, 6) los diques elevados y 7) el lecho ordinario del río.	37
Figura II.13. Ejemplo de las unidades geomorfológicas de la zona de San Lorenzo-Tenochtitlán. En: Symonds <i>et al.</i> , (2002) basado en Ortiz y Cyphers (1997).....	38
Figura II.14. Ubicación de las fotos de la figura II.15.....	40
Figura II.15. Procesos y formas del relieve fluvial: A) Sedimentos fluviales de la inundación de 2011 en Malota; B y C) Planicie fluvial y cordones al interior de un meandro en Boca del Río.	41
Figura III.1. Rangos de altitud. A. Superposición en el MDE sombreado: color verde oscuro, altitud de 0 a 10 m; color verde claro, altitud de 11 a 20 m. B. Porcentaje de la superficie de las capas de altitud (intervalo de 10 m).	45
Figura III.2. Diagrama de flujo para la producción de MDE de planicies fluviales y costeras. Software y algoritmos utilizados: Parrot (1998, 2005a y b, 2006a, 2011a y b, 2012a, b, d, f-j, 2013b y c, 2014c y d, h-j) y Parrot y Ramírez Núñez (2012a-c).....	47

Figura III.3. Imágenes <i>raster</i> básicas para la generación del MDE: A. Curvas de nivel y cuerpos de agua (8 bits), B. Superficie de los ríos, C. Perímetro de los ríos, D. Cuerpos de agua, E. Perímetro de los cuerpos de agua, y F. Superficie de la planicie fluvial (<10 m). Nota: imágenes A, C y D corresponden a los perímetros con una dilatación (una iteración). La georreferencia y escala de la figura 3B son las mismas para las demás imágenes de ésta figura.	50
Figura III.4. Altitud recalculada de los cuerpos de agua.	52
Figura III.5. Ejemplo de interpolación donde A_s es la altitud superior (en este caso la altitud es de 10 m), A_i la altitud más baja en función de la distancia d_i hasta el cuerpo de agua más cercano, d_s la distancia hasta A_s y A_p la altura calculada del píxel estudiado de la planicie fluvial.	53
Figura III.6. Altitud recalculada de la planicie fluvial entre 0 y 10 m (imagen de tipo <i>integer</i> 4).	54
Figura III.7. Comparación del <i>ECMR</i> del MDE generado y el MDT LiDAR.	57
Figura III.8. Comparación entre el MDE generado y el modelo resultante de la aplicación de la TRF al MDT LiDAR. A. MDT LiDAR, B. Aplicación de la TRF (eliminación de un 5% de las frecuencias), C. MDE generado por el método propuesto.	57
Figura III.9. Áreas inundadas de la cuenca baja del río Coatzacoalcos según el MDE utilizado. Azul oscuro: área común para los dos MDE: MDT LiDAR y MDE resultante; Azul claro, área obtenida utilizando el MDT LiDAR; Púrpura, área calculada con el MDE resultante.	59
Figura III.10. Ejemplo de artefactos en el terreno y superficie de ríos del MDT.	62
Figura III.11. Reconstrucción de las formas del relieve: A. Facetas triangulares en lomeríos, B. Ejemplo de curvas de nivel corregidas y de vecindad tipo 8, C. Lomerío reconstruido, D. Facetas triangulares en cordones de meandros, E. Ejemplo de curvas de nivel extraídas y sin corrección, F. Forma del relieve reconstruida. Nota: La georreferencia y escala de la figura 11a es la misma para las imágenes 11b y 11c. La georreferencia y escala de la figura 11d corresponde también a las figuras 11e y 11f.	63
Figura III.12. Cálculo de la altitud de la superficie de los ríos. 1. Tipos de configuración para el cálculo de la altitud de la superficie de los ríos en una ventana móvil. Esqueleto del río en negro y máscara de la superficie del río en gris; 2. Expansión lateral.	64
Figura III.13. MDT LiDAR corregido.	65
Figura IV.1. Orden de cauces en la zona de estudio (<i>Orden.exe</i> , Parrot, 2004).	75
Figura IV.2. Representación en tonos de gris de la densidad de los segmentos de primer orden.	76
Figura IV.3. Relación frecuencia y densidad de los segmentos de primer orden.	76
Figura IV.4. Densidad de los segmentos de primer orden. A. Cálculo con todas las configuraciones. B. Cálculo con la configuración centrada.	77

Figura IV.5. Densidad de cabeceras en la planicie fluvial. A. Capas de altitud sobrepuestas en el MDE sombreado. Verde claro: 0-10 m; Verde oscuro: 11-20 m. B. Densidad de cabeceras: Gris oscuro: 75-100 %; Gris claro: 0-74 %. C. Sobreposición de las dos imágenes.....	78
Figura IV.6. Valor de l_z de acuerdo con la posición de los pixeles vecinos.	80
Figura IV.7. Cálculo de la densidad de disección Dd_2	80
Figura IV.8. Valor de la densidad de disección en relación con el tamaño de píxel.....	82
Figura IV.9. Densidad de disección de la red de drenaje: A. Distribución de la densidad de disección medida en una ventana móvil de 1.65 y 2.75 km, B. Ejemplo del cálculo de la densidad de disección para una ventana móvil de 2.75 km (Programa TLALOC_V2, Parrot [2006c]).	83
Figura IV.10. Aplicación al esqueleto de la red de drenaje del método de conteo de cajas A. Uso de distintos tamaños de caja y B. Relación $\log N_s / \log(S)$	84
Figura IV.11. Ejemplo de la red de drenaje tomada de La Barbera y Rosso (1989) A. Imagen original y B. Esqueleto del río.....	85
Figura IV.12. Dimensión fractal de la red de drenaje de la figura IV.11B.	86
Figura IV.13. Ejemplos de red de drenaje meándrica (A) y dendrítica (B).	87
Figura IV.14. Configuración de los códigos.	88
Figura IV.15. Dimensión fractal según el tamaño de ventana.....	92
Figura IV.16. Caracterización de la red de drenaje a través del índice TACO.	93
Figura IV.17. Interpolación regional del índice TACO.....	94
Figura IV.18. Caracterización de la red de drenaje considerando el tamaño de ventana móvil y el número de afluentes (N_c) A. Tamaño de ventana 25×25 , B. Tamaño de ventana 37×37	95
Figura IV.19. Ejemplos de la interpolación del índice TACO. A. Tamaño de ventana 25×25 y $N_c = 0$. B. Tamaño de ventana 25×25 y $N_c = 1$. C. Tabla de color del índice TACO.	96
Figura IV.20. Frecuencia de los valores para la interpolación del índice TACO (tamaño de ventana móvil 25×25 ; $N_c = 0$; tamaño de ventana para la interpolación regional 101×101).	96
Figura IV.21. Caracterización de la red de drenaje con base en el índice TACO. Ver leyenda correspondiente en la figura IV.19	97
Figura V.1. Ejemplo de tratamientos de la pendiente logarítmica. A. Software comercial; B. Programa <i>LogSlope</i> (Parrot, 2009b). En: Parrot <i>et al.</i> 2013.....	103
Figura V.2. Pendiente logarítmica calculada a partir del MDE y MDT.....	104
Figura V.3. Pendiente logarítmica al sur de la zona de estudio. A. Imagen en tonos de gris, B. Ejemplo de zonas de pendiente $<1.2^\circ$. En: Parrot <i>et al.</i> (2013). Nota: La georreferencia y escala de la figura 3a corresponde también a la figura 3B.	105
Fig. V.4. Cálculo de la dimensión fractal local en un cubo móvil de $12 \times 12 \times 12$ (Taud y Parrot, 2005).	106
Figura V.5. Dimensión fractal local de la zona de estudio.....	107

Figura V.6. Imagen parcial de las formas del relieve tomada de Symonds <i>et al.</i> , (2002) basado en Ortiz y Cyphers (1997).	110
Figura V.7. Dimensión fractal de las formas del relieve de la zona de la figura V.6 obtenidas a partir del cálculo de la dimensión fractal local. Negativo del original con fines de visualización.	111
Figura V.8. Niveles de inundación en la cuenca baja del Río Coatzacoalcos tomado de Cyphers <i>et al.</i> (2013).	113
Figura V.9 Inundación regional utilizando el MDE. Superposición de los ríos y cuerpos de agua para visualización. Nota: La georreferencia y escala de la figura 9A son las mismas para las demás imágenes de ésta figura.	115
Figura V.10. Perfiles de láminas de agua según la curva utilizada para la simulación.	116
Figura V.11. Evolución de la inundación según el tipo de superficie considerada: A. Superficie convexa, B y C. Superficie plana, D y E. Superficie cóncava. El río Coatzacoalcos y sus principales afluentes se muestran en color azul. Nota: La georreferencia y escala de la figura 11A son las mismas para las demás imágenes de ésta figura.	118
Figura V.12. Nivel máximo de inundación en la zona de Lomas de Tacamichapan: A. Río Chiquito, B y C. Nivel de inundación correspondiente en la planicie fluvial de Lomas de Tacamichapan.	119
Figura V.13. Ejemplos de inundaciones por el ascenso de los niveles de los ríos y algunos cuerpos de agua en las planicies fluviales. A-B. Estero San Antonio (limitando la Isla de Tacamichapan); C. En los alrededores del pueblo Emiliano Zapata D. Laguna Manatí, porción sur.	121
Figura V.14. Modelación de las inundaciones intermitentes: A. MDT de síntesis, B. Porcentaje de la superficie invadida por capas de altitud.	122
Figura V.15. Modelación de las inundaciones intermitentes: A. Vista cenital de la invasión de la primera terraza, B. Volumen de agua por capas de altitud.	122
Figura V.16. Invasión del agua: A. MDE sombreado, B. MDE en tonos de gris, C. 2.4% de la superficie ocupada con una lámina de 1.66 m, D. 3.22% superficie y lámina de 1.90 m, E. 4.87% superficie y 2.14 m, F. 8.12% superficie y lámina de 2.38 m. Nota: La georreferencia y escala de la figura 16A son las mismas para las demás imágenes de ésta figura y de la figura V.17.	124
Figura V.17. Invasión del agua en relación con superficie ocupada (%) y altura de la lámina (m): A. 15.13% y 2.85 m; B. 24.03% y 3.33 m; C. 48.71% y 4.28 m; D. 56.10% y 4.76 m; E. 56.10% y 4.76 m; F. 61.24% y 5.23 m.	125
Figura V.18. Porcentaje de la superficie invadida (A) y volumen de agua según capas de altitud (B) en la planicie al norte de San Lorenzo-Tenochtitlán.	126
Figura V.19. Láminas menores en la región de Boca del Río: A. MDE sombreado; B. MDE en tonos de gris; C. lámina de 2.24 m y 14.72%; D. 2.86 m y 20.01% de la superficie; E. 3.16 m y 25.15%; F. 3.47 m y 30.35%; G. 3.88 m y 40.38%; H. 4.59 m y 59.84%. Nota: La	

georreferencia y escala de la figura 19A son las mismas para las demás imágenes de ésta figura.....	127
Figura V.20. Porcentaje de la superficie invadida (A) y volumen de agua según capas de altitud (B) en la planicie fluvial de la zona de Boca del Río.....	128
Figura V.21 Validación de las zonas inundadas en la zona de Boca del Río. A. Imagen Landsat7 original, B. Falso color RGB (matices de verde para la zona inundada). Nota: La georreferencia y escala de la figura 21A son las mismas para las demás imágenes de ésta figura.....	129
Figura V.22. Ejemplo de inundación lateral al norte de El Progreso.....	130
Figura V.23. Estratos de vegetación. A. Diferencia entre MDS-MDT, B. Estratos de vegetación.....	131
Figura V.24. Cuerpos de agua. A. Tipos de cuerpos de agua en tono de gris descendente: meandros abandonados, depresiones y zonas planas de mayor altitud, B. Red de drenaje principal.....	132
Figura V.25. Distribución de la cobertura vegetal por estratos. A. Superficie vs. Altura de la vegetación. B. Porcentaje vs. Altura de la vegetación.....	134
Figura V.26. Códigos de los arreglos de vegetación activa. 13. Vegetación acuática en meandros abandonados; 14. Vegetación acuática en depresiones; 15. Pastos en zonas planas; 16. Pastos; 17. Arbustos en meandros abandonados; 18. Arbustos en depresiones; 19. Arbustos en zonas planas; 20. Arbustos; 21. Árboles en meandros abandonados; 22. Árboles en depresiones; 23. Árboles en zonas planas; 24. Árboles.....	136
Figura V.27. Simulación del desplazamiento de la ola de inundación río abajo con base en una curva gaussiana.....	139
Figura V.28. Ejemplo de síntesis para la simulación considerando olas gaussianas.	140
Figura V.29. Movimiento río abajo de una ola de inundación al norte de San Lorenzo y Tenochtitlán, en la confluencia de los ríos Tatagapa y Chiquito. Nota: La georreferencia y escala de la figura 29A son las mismas para las demás imágenes de ésta figura.....	141
Figura V.30 Gasto mensual de la estación hidrométrica Jesús Carranza (núm. 29006)	145
Figura V.31. Volumen mensual de escurrimiento de la estación hidrométrica Jesús Carranza (núm. 29006)	145
Figura V.32. Esquema de las superficies de inundación. A. Simulación a partir del MDT LiDAR (resolución 5 m), B. Estimación de la inundación promedio del Observatorio de Inundaciones Dartmouth (resolución 160 m)	147
Figura A.II.1. Mapa de inundación de respuesta rápida. Tormenta tropical Stan, 2005. Sureste de México: Veracruz, Tabasco, Oaxaca y Chiapas. Fuente: Brakenridge, 2014.	186
Figura A.II.2. Área de inundación promedio durante el periodo 1998-2014 del sureste de México y la ubicación del punto de sensor remoto núm. 60 (Minatitlán). Fuente: Brakenridge, 2014.	186

Figura A.II.3. Escorrentía obtenida a partir del monitoreo satelital en la estación núm 60 (Minatitlán) para el periodo 1998-2015. Fuente: Brakenridge <i>et al.</i> , 2015.....	188
Figura A.II.4. Gasto del río Coatzacoalcos durante el periodo 1998-2015. Tipo de inundación en función de los periodos de retorno: flujo bajo (Low Flow), inundación para un periodo de retorno de 1.33, 5, 10 y 30 años.....	188
Figura A.II.5 Red de estaciones activas de la Comisión Nacional del Agua. Estación Las Perlas 30090 y estación Tierra Morada 30327. Fuente: Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) 2015.	190
Figura A.II.6. Estación climatológica Las Perlas (30090)	190
Figura A.II.7. Estación climatológica Tierra Morada (30027).....	191
Figura A.II.8. Gasto mensual de la estación hidrométrica Jesús Carranza (29006).....	191

Índice de Tablas

Tabla II.1. Estructura del formato vectorial <i>jfp</i>	22
Tabla III.1. ECM calculado para el MDE resultante y la pendiente del terreno considerando el algoritmo de Felicísimo (1994).	56
Tabla III.2. Error cuadrático medio y de la rugosidad de los MDT LiDAR originales y corregidos.	66
Tabla IV.1. Localización (línea y columna) y valor de la longitud (l_z) del esqueleto de la red fluvial dentro de cada píxel en función de la configuración.....	81
Tabla IV.2. Configuraciones y transformaciones del arreglo de píxel en una ventana móvil...89	
Tabla V.1. Clasificación con base en la vegetación activa (NDVI), estratos de vegetación, tipo de cuerpo de agua.	133
Tabla V.2. Superficie y porcentaje de los diferentes arreglos de vegetación activa.	137
Tabla V.3. Comparación de los cálculos de área. Resultados de área para las simulaciones y monitoreo remoto	143
Tabla A.1. Descarga máxima anual del río Coatzacoalcos en la estación 60 (Minatitlán) del Observatorio de Inundaciones DartMouth. Fuente: Brakenridge <i>et al.</i> , 2015.....	189

Anexo I. Especificaciones técnicas de los Modelos Digitales de Elevación e imágenes de satélite

Modelo Digital de Elevación (MDE) generado a partir de datos vectoriales escala 1:50,000 (Ver capítulo III.1)

Datum Horizontal: ITRF92 Época 1988.0

Datum Vertical: NAVD88

Sistema Coordinado Horizontal: UTM Zona 15

Modelo Digital de Superficie (MDS) LiDAR escala 1:10,000 (Ver capítulo III.2)

Datum Horizontal: ITRF92 Época 1988.0

Datum Vertical: NAVD88

Sistema Coordinado Horizontal: UTM Zona 15

Densidad inicial: 0.023 puntos/m²

Densidad de terreno: 0.021 puntos/m²

Modelo Digital de Terreno (MDT) LiDAR escala 1:10,000 (Ver capítulo III.2)

Datum Horizontal: ITRF92 Época 1988.0

Datum Vertical: NAVD88

Sistema Coordinado Horizontal: UTM Zona 15

Densidad inicial (promedio): 0.023 puntos/m²

Densidad de terreno (promedio): 0.017 puntos/m²

Norma técnica de los MDE: NTG-005-2005 Modelos Digitales de Elevación.

Metadatos: FGDC-STD-001-1998 Estándar para Metadatos Digitales Geoespaciales.

Imágenes de satélite SPOT

Datum Horizontal: ITRF92 Época 1988.0

Sistema Coordinado Horizontal: UTM Zona 15

Red de hidrográfica escala 1:50,000 (edición 2.0) INEGI

Datum: ITRF92 Época 1988.0

Sistema Coordinado Horizontal: UTM Zona 15

Anexo II. Bases de datos utilizadas para la validación de los modelos de simulación de inundaciones

Monitoreo remoto

El Archivo Activo Global de Inundaciones Regionales (Global Active Archive of Large Flood Events) del Observatorio de Inundaciones Dartmouth es una base de datos construida a partir de noticias, información gubernamental, instrumental y fuentes de percepción remota generada por la Universidad de Colorado. Se denomina “activo” ya que los eventos recientes se añaden inmediatamente (Brakenridge, 2014). Los productos principales corresponden a mapas de cobertura de eventos de inundación regional y gastos de los ríos para las estaciones locales disponibles.

Mapa de inundaciones

Las tablas y mapas de inundación correspondientes son una representación discreta de los eventos de inundación monitoreados. El archivo comprende la información siguiente: 1) una tabla en línea de formato de lenguaje de marcado de hipertexto (*.html*) de los eventos recientes, 2) archivos en formato de lenguaje de marcado (*.xml*) y de hoja de cálculo de extensión (*.xls*) de los eventos de inundación registrados desde 1985 al presente, esta última actualización dependerá de la actualización del archivo de lenguaje de marcado de hipertexto, 3) un conjunto de archivos para Sistemas de Información Geográfica (5) en formato de MapInfo y 4) un conjunto de archivos para Sistemas de Información Geográfica de extensión (*.shp*) que proporcionan catálogos, centroides, principales áreas afectadas y otros atributos de información actualizada en tanto que el archivo *.html* es actualizado (Brakenridge, 2014).

Los mapas de extensión de inundación pueden resultar del tratamiento de imágenes de satélite y se encuentran en la base de datos del Observatorio de Inundaciones Dartmouth siguiendo los vínculos en los archivos de extensión *.html*, *.xls* o *.xml*. Otros eventos de inundación fueron obtenidos del Global Surface Water Record. En el caso de la zona de estudio se encontraron las extensiones registradas para eventos de inundación en 2005 así como las extensiones promedio de inundación y máximas para el periodo 1998-2005.

En la figura A.II.1 se muestra el límite de la inundación del 10 de octubre de 2005 obtenido a partir de imágenes MODIS y el límite promedio máximo observado de las inundaciones del periodo 1998 a 2005. La figura A.II.2 indica la extensión promedio de los eventos de inundación y las estaciones de observación local para la cuenca baja del río Coatzacoalcos (Brakenridge, 2014).

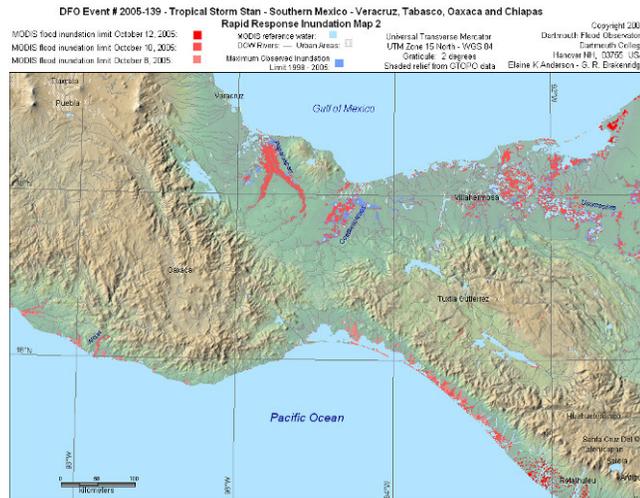


Figura A.II.1. Mapa de inundación de respuesta rápida. Tormenta tropical Stan, 2005. Sureste de México: Veracruz, Tabasco, Oaxaca y Chiapas. Fuente: Brakenridge, 2014.



Figura A.II.2. Área de inundación promedio durante el periodo 1998-2014 del sureste de México y la ubicación del punto de sensor remoto núm. 60 (Minatitlán). Fuente: Brakenridge, 2014.

River Watch

Los satélites con sensores en el espectro de las microondas (ejemplo, AMSR-E, AMSR-2, TRMM y GPM) pueden medir la descarga de los ríos (Brakenridge *et al.*, 2005, 2007 y 2012). Cuando aumenta la descarga en los ríos, el cambio de área se detecta sensiblemente desde el espacio en los sitios de medición (10 km × 10 km) (Brakenridge *et al.*, 2007 y 2012). La respuesta espectral de un área de la imagen comprende el agua (de baja emisión) y el suelo (de alta emisión). El estimador del gasto (señal del sensor remoto) es el cociente C/M, donde C es el valor diario calibrado que representa el percentil 95 del día más seco (emisividad más alta) en una arreglo de 7 × 7 píxeles que rodean al sitio de medición; M es la emisividad del pixel centrado en el sitio de medición en el río y su planicie adyacente. Ante un aumento de la descarga, el coeficiente C/M es sensible al aumento de la superficie cubierta por el agua en el pixel M, por lo que el total de radiación emitida disminuye, de esta manera se obtiene la respuesta de los cambios en el ancho del flujo. En el caso de los datos de gasto (m³/s), el Observatorio de Inundaciones Dartmouth publica mapas de siete días de escurrimiento, las anomalías se integran a partir de los registros de gasto y muestran el estatus de cada cuenca asociada al sitio de medición.

La transformación del gasto de los ríos obtenida a partir del sensor remoto se calcula mediante una ecuación de estimación. La versión 2 del programa River Watch utiliza los datos del sensor AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer) en la banda de 36.5 GHz del programa de la NASA en colaboración con la Agencia Espacial Japonesa. La calibración de las descargas se obtiene a partir de los datos del modelo global de escorrentía (WBM) (Cohen *et al.*, 2013). La ecuación de estimación transforma la señal diaria en descarga. Esta ecuación utiliza ambas bases de datos para elaborar una regresión lineal o para calcular una polinomial de segundo orden.

El tipo de inundación, en función de los periodos del escurrimiento (Fig. A.II.3) y de los gastos registrados por los sensores remotos para el periodo 1998-2015 y actualizada al 24 de abril de 2015 (Fig. A.II.4), estima un flujo bajo(vigésimo percentil) con un gasto de 277 m³/s; para una inundación que se presenta en un periodo de 1.33 años (considerada como un flujo

moderado) el gasto estimado será de 1158 m³/s; para una inundación clasificada como inundación regional con una recurrencia de 5 años se tendrá un gasto de 2302 m³/s; para una inundación con un periodo de recurrencia de 10 años, el gasto estimado será de 2737 m³/s; por último una inundación con una recurrencia de 30 años, el gasto será de 3350 m³/s (Brakenridge *et al.*, 2015). Los gastos máximos se reportan en la tabla A.II.1.

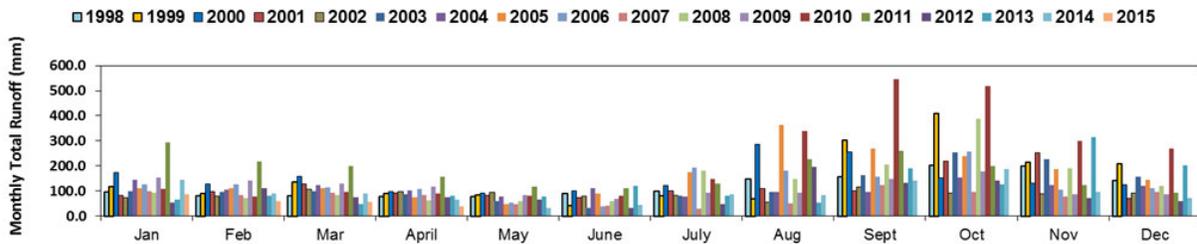


Figura A.II.3. Escorrentía obtenida a partir del monitoreo satelital en la estación núm 60 (Minatitlán) para el periodo 1998-2015. Fuente: Brakenridge *et al.*, 2015

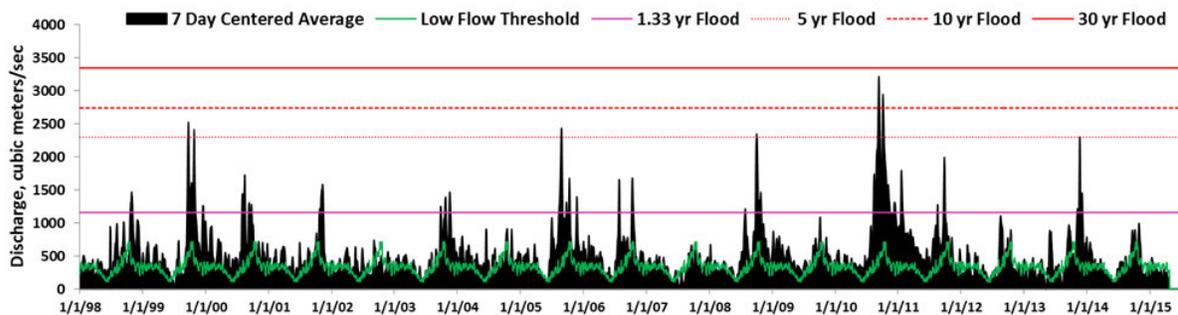


Figura A.II.4. Gasto del río Coatzacoalcos durante el periodo 1998-2015. Tipo de inundación en función de los periodos de retorno: flujo bajo (Low Flow), inundación para un periodo de retorno de 1.33, 5, 10 y 30 años.

Tabla A.1. Descarga máxima anual del río Coatzacoalcos en la estación 60 (Minatitlán) del Observatorio de Inundaciones DartMouth. Fuente: Brakenridge *et al.*, 2015.

Gasto máximo anual			
	m ³ /s		m ³ /s
1998	1470	2007	665
1999	2527	2008	2349
2000	1727	2009	1088
2001	1585	2010	3220
2002	740	2011	1994
2003	1469	2012	1110
2004	913	2013	2303
2005	2436	2014	996
2006	1681		

Datos de estaciones climatológicas e hidrométricas

Los datos climatológicos e hidrométricos provienen de los registros históricos de la Red de Estaciones Climatológicas Activas y del Banco Nacional de Datos de Aguas Superficiales (BANDAS) provista por la Coordinación General del Servicio Meteorológico Nacional (CGSMN) de la Comisión Nacional del Agua (CGSMN y CONAGUA, 2011; CONAGUA, 2010, 2015).

Las estaciones climatológicas activas en la cuenca baja del río Coatzacoalcos son las estaciones Las Perlas (núm. 30090) con registro para el periodo 1962-2012 y Tierra Morada (núm. 30027) con datos desde 1977 a 2012; en tanto que los registros hidrométricos para la cuenca son los de la estación Jesús Carranza (núm. 29006) para el periodo 1952-2011 (Fig. A.II.5).



Figura A.II.5 Red de estaciones activas de la Comisión Nacional del Agua. Estación Las Perlas 30090 y estación Tierra Morada 30327. Fuente: Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) 2015.

La precipitación promedio anual registrada en la estación Las Perlas es de 216 mm y para la estación Tierra Morada es de 226 mm. En las figura A.II.6. y A.II.7 se muestran los registros de la precipitación pluvial mensual para el periodo respectivo de registro de cada estación climatológica.

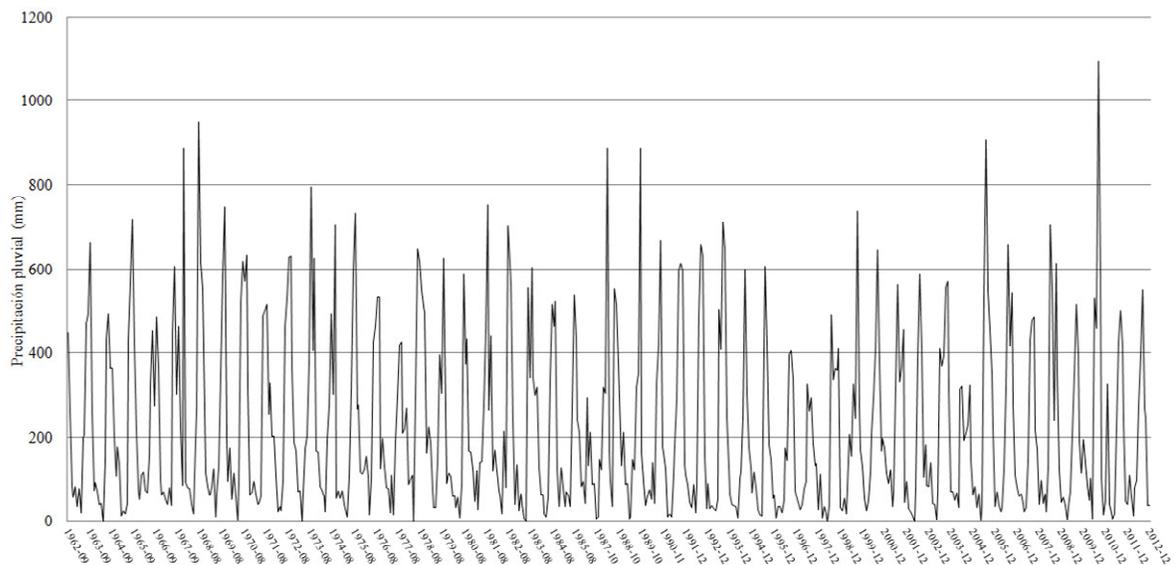


Figura A.II.6. Estación climatológica Las Perlas (30090)

Los datos relativos al escurrimiento y el gasto se toman de la estación Jesús Carranza (núm. 29006). El gasto promedio anual es de 130.43295 m³/s, sin embargo, los máximos anuales registrados ascienden a 3150 m³/s en 1973 (Fig. A.II.8)

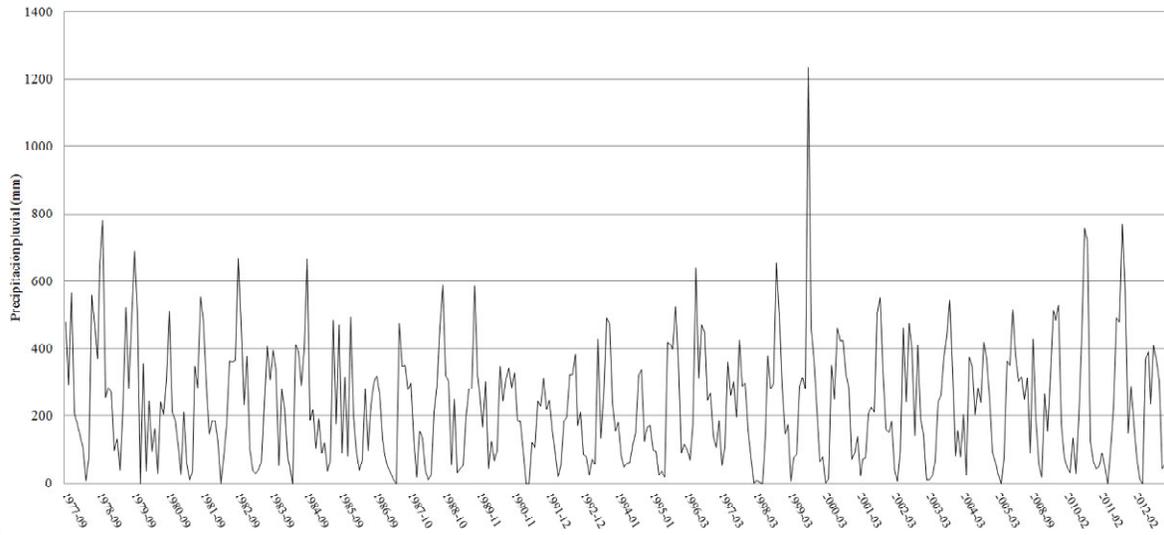


Figura A.II.7. Estación climatológica Tierra Morada (30027)

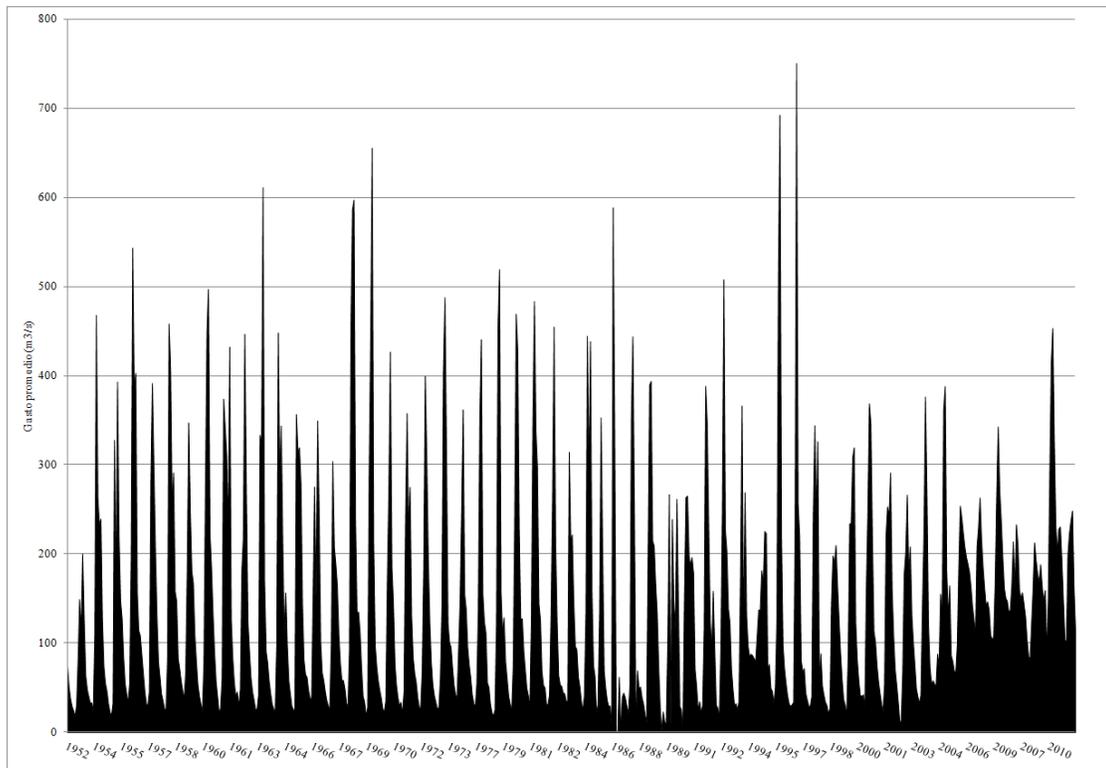


Figura A.II.8. Gasto mensual de la estación hidrométrica Jesús Carranza (29006)

La escorrentía promedio mensual es de 381266 m^3 en tanto que la escorrentía máxima registrada ocurrió en agosto de 1966 con 2010213 m^3 .

Referencias

Brakenridge, G.R. 2014. Global Active Archive of Large Flood Events. Dartmouth Flood Observatory, University of Colorado. [En línea]

<<http://floodobservatory.colorado.edu/Archives/index.html>> (Consulta mensual 2012-2015).

Brakenridge, G.R., NCghiem, S.V., Anderson, E., Chien, S. 2005. Sapece-based measurement of river runoff. EOS Transactions, American Geophysical Union. 86 (19), 185-192.

Brakenridge, G.R., NCghiem, S.V., Anderson, E., Mic, R. 2007. Orbital microwave measurement of river discharge and ice status. Water Resources Research, 43, 1-16.

Brakenridge, G.R., Cohen, S., Kettner, A., De Groeve, T., Nghiem, S.V., Syvitski, J.P.M., Fekete, B.M. 2012. Calibration of satellite measurements of river discharge using a global hydrology model. Journal of Hydrology, 475, 123-136.

Brakenridge, G.R., De Groeve, T., Kettner, A., Cohen, S., Nghiem, S.V., 2015. River Watch, Version 2. University of Colorado, Boulder, CO, USA. [En línea]

<<http://floodobservatory.colorado.edu/DischargeAccess.html>> (Consulta mensual 2012-2015).

Cohen, S., Kettner, A.J., Syvitski, J.P.M. 2013. WBMsed: a distributed global scale riverine sediment flux model—model description and validation. Computers and Geosciences, 53, 80-93.

Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) 2010. Atlas Digital del Agua 2010. Consejo de Cuenca del Río Coatzacoalcos. Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), Gobierno del Estado de Oaxaca, Gobierno del Estado de Veracruz, Secretaría del Medio Ambiente y Recursos Naturales y Pesca (SEMARNAP). [En línea] <www.conagua.gob.mx> (Consulta: enero 2012)

Coordinación General del Servicio Meteorológico Nacional (CGSMN) y Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) 2011. Estaciones Climatológicas Convencionales (Normales climatológicas e hidrométricas) de la Región Hidrológica 29 Río Coatzacoalcos.

Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) 2015. Red de estaciones climatológicas [archivo electrónico kmz] <www.smn.cna.gob.mx/climatologia/.../estacion/EstacionesClimatologicas.kmz> (Consulta: enero de 2015).

Anexo III. Productos derivados del trabajo de investigación

Desarrollos Tecnológicos

Parrot, J.-F., Ramírez-Núñez, C. 2012. Software MultiDim_V2. Número de registro del certificado público de Derecho de Autor: 03-2013-032113464200-01.

Parrot, J.-F., Ramírez-Núñez, C. 2012. Manual del software MultiDim_V2.

Parrot, J.-F., Ramírez-Núñez, C. 2013. Software TACO (Tortuosity And Confluent Organization). Número de registro del certificado público de Derecho de Autor: 03-2013-111212561200-01.

Parrot, J.-F., Ramírez-Núñez, C. 2013. Manual del Software TACO (Tortuosity And Confluent Organization).

Presentación en congresos

Parrot, J.-F., Ramírez-Núñez, C., 2013. River flux modelling. *8th IAG International Conference on Geomorphology*, Agosto 27-31, Paris.

Parrot, J.-F., Hernández-Juárez, M., Ramírez-Núñez, C., 2013. The logarithmic slope as a critical geomorphological parameter. *8th IAG International Conference on Geomorphology*, Agosto 27-31, Paris.

Ramírez-Núñez, C., Parrot, J.-F., 2013. Regional characterization based on a new drainage network parameter. The case of the Coatzacoalcos fluvial system. *8th IAG International Conference on Geomorphology*, Agosto 27-31, Paris.

Ramírez-Núñez, C., Parrot, J.-F., 2014. Flood simulation in the coastal plain of Coatzacoalcos (Veracruz, Mexico) using LiDAR. *IGARSS*, 2014, 13-18 de Julio, Quebec.

Ramírez-Núñez, C., Parrot, J.-F., 2015. Dynamic LiDAR-NDVI classification of fluvial landscape units. Vol. 17, EGU2015-14770, *EGU General Assembly 2015*.

Artículos científicos

Parrot, J.-F., Ramírez-Núñez, C. LiDAR DTM: artifacts and corrections. *En dictamen*

Ramírez-Núñez, C. Parrot, J.-F. Digital Elevation Model of coastal and flood plains obtained from vector data: an adaptive method. (Modèle Numérique de Terrain dans les plaines côtières et inondables obtenus à partir de données vectorielles : une méthode alternative). *Aceptado*

Ramírez-Núñez, C. Parrot, J.-F. Drainage characterization based on Tortuosity and Confluent Organization. *En dictamen*.