



**INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN
CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA, A.C.**

POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

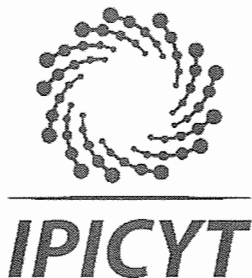
**Análisis del fenómeno subsidencia-inundación
mediante InSAR y FLO-2D en la ciudad de Morelia,
Michoacán**

Tesis que presenta
Sócrates Figueroa Miranda

Para obtener el grado de
Doctor en Geociencias Aplicadas

Codirectores de la Tesis:
Dr. José Tuxpan Vargas
Dr. Víctor Manuel Hernández Madrigal

San Luis Potosí, S.L.P., julio de 2019



Constancia de aprobación de la tesis

La tesis ***“Análisis del fenómeno subsidencia-inundación mediante InSAR y FLO-2D en la ciudad de Morelia, Michoacán”*** presentada para obtener el Grado de Doctor en Geociencias Aplicadas, fue elaborada por **Sócrates Figueroa Miranda** y aprobada el once de julio del dos mil diecinueve por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Dr. José Tuxpan Vargas
Codirector de la tesis

Dr. Víctor Manuel Hernández Madrigal
Codirector de la tesis

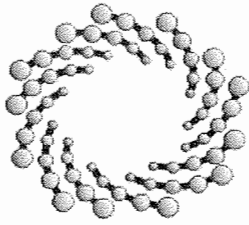
Dr. José Alfredo Ramos Leal
Miembro del Comité Tutorial



Créditos Institucionales

Esta tesis fue elaborada en la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., bajo la codirección del **Dr. José Tuxpan Vargas** y el **Dr. Víctor Manuel Hernández Madrigal**

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (**249536**) y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.



IPICYT

Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Acta de Examen de Grado

El Secretario Académico del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., certifica que en el Acta 010 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Doctorado en Geociencias Aplicadas está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 11 días del mes de julio del año 2019, se reunió a las 16:10 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

Dr. José Alfredo Ramos Leal	Presidente	IPICYT
Dr. Juan Alberto Velázquez Zapata	Secretario	COLSAN
Dra. Ana Elizabeth Marín Celestino	Sinodal	IPICYT
Dr. José Tuxpan Vargas	Sinodal	IPICYT
Dr. Julio César Orantes Ávalos	Sinodal externo	OOAPAS
Dr. Víctor Manuel Hernández Madrigal	Sinodal externo	UMSNH

a fin de efectuar el examen, que para obtener el Grado de:

DOCTOR EN GEOCIENCIAS APLICADAS

sustentó el C.

Sócrates Figueroa Miranda

sobre la Tesis intitulada:

Análisis del fenómeno subsidencia-inundación mediante InSAR y FLO-2D en la ciudad de Morelia, Michoacán

que se desarrolló bajo la dirección de

Dr. José Tuxpan Vargas
Dr. Víctor Manuel Hernández Madrigal (UMSNH)

El Jurado, después de deliberar, determinó

APROBARLO

Dándose por terminado el acto a las 18:00 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición del interesado y para los fines que al mismo convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 11 días del mes de julio de 2019.

Mtra. Lyonne Lizette Cuevas Vélez
Jefa del Departamento del Posgrado

Dr. Marcial Bonilla Marín
Secretario Académico



Dedicatoria

A **Dios**,

por ser el progenitor, el guía y el artífice de mi vida.

A mi **familia**,

por su amor, su protección, su valentía, su esfuerzo y su confianza en mí.

A mi **Cesyaminita**,

por su perpetuo e incondicional amor, cariño y compañía.

“¿Acaso no parece que le guía cierta fe, que le compensa un consuelo? ¿Que quizá desee su propia y prolongada oscuridad, su inexplicabilidad, su secreto, su enigma, porque sabe lo que también tendrá: su propio amanecer, su propia liberación, su propia aurora?...”

Nietzsche, 1881

Agradecimientos

Agradezco a:

El IPICYT y su personal administrativo, académico, de mantenimiento, de comunicación social, de recursos financieros, de servicios generales y de posgrado. Les doy las gracias por todas las atenciones brindadas durante mi estancia como estudiante de esta institución.

Al Dr. José Tuxpan Vargas, por ser guía fundamental en el desarrollo de este proyecto. Gracias por alentar, apoyar y confiar en que lograríamos consolidar este trabajo.

Al Dr. José Alfredo Ramos Leal, por sus valiosas aportaciones para conseguir la publicación del artículo producto de este trabajo. Le agradezco haber aceptado dirigir este proyecto desde que era solo un protocolo de investigación.

Al Dr. Víctor Manuel Hernández Madrigal, por haberme permitido continuar en este camino de ciencia e investigación. Por apoyar y confiar en este proyecto aceptando ser coasesor del mismo.

Al Dr. Juan Alberto Velázquez Zapata por sus atinados comentarios que ayudaron a mejorar este escrito.

A mis sinodales; de antemano agradecer sus críticas, comentarios y sugerencias que permitirán enriquecer y fortalecer los proyectos venideros.

A Cecilia Villaseñor por ser la compañera ideal en esta etapa de mi vida.

A Maricruz Figueroa, Gabriel Nieto, Alejandro Juárez, Lucía Torres y Doña Sabina, por su apoyo y contribución directa o indirectamente para la realización del trabajo de campo que permitió el buen progreso de este proyecto.

A mis compañeros del IPICYT, por las palabras de aliento, los buenos momentos y sobre todo por su amistad. En especial a Fermín, Pradip, Randall y Joselin.

A mi familia, por ser el motor para continuar mi preparación profesional y académica.

A todos, quienes hayan colaborado directa o indirectamente para la consecución de este objetivo. ¡Muchas gracias!

Contenido

Constancia de aprobación de la tesis	ii
Créditos institucionales	iii
Acta de examen	iv
Dedicatoria	v
Agradecimientos	vi
Contenido	vii
Lista de Tablas	ix
Lista de Figuras	xi
Resumen	xv
Abstract	xvi
CAPITULO 1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Hipótesis.....	2
1.2 Objetivos.....	2
CAPITULO 2. MARCO TEÓRICO	3
2.1 Reseña histórica de InSAR.....	3
2.2 Principios básicos del sistema SAR.....	5
2.3 InSAR.....	8
2.3.1 DinSAR.....	10
2.3.2 PS InSAR.....	12
2.3.3 SB InSAR.....	14
2.4 Modelos de inundaciones.....	16
2.5 Modelo FLO-2D.....	18
2.5.1 Breve descripción del modelo.....	19
2.5.2 Ecuaciones gobernantes.....	20
2.5.3 Solución del algoritmo.....	23
CAPITULO 3. ANTECEDENTES	27
3.1 La subsidencia como factor condicionante de inundaciones.....	27
3.2 La subsidencia en México.....	33
3.2.1 La SDCE en la ciudad de Morelia, Mich.....	41
3.3 Las inundaciones en México.....	44
3.3.1 Las inundaciones en la ciudad de Morelia, Mich.....	50
CAPÍTULO 4. DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO	59
4.1 Localización y vías de comunicación.....	59
4.2 Fisiografía.....	59
4.3 Hidrografía.....	61
4.4 Edafología.....	66
4.5 Clima.....	68
4.6 Uso de suelo y vegetación.....	68
CAPITULO 5. MARCO GEOLÓGICO	71
5.1 Geología regional.....	71
5.2 Geología local.....	71
5.3 Geología estructural.....	75
5.3.1 Fallamiento local.....	76
5.4 Geología del subsuelo.....	82

CAPITULO 6. MATERIALES Y MÉTODOS.....	85
Etapa 1: Detección y monitoreo de la subsidencia.....	85
Etapa 2. Generación de MDE multitemporal afectado por subsidencia.....	92
Etapa 3. Morfometría de cuencas y tiempos de concentración.....	94
Etapa 4. Análisis de lluvia y escurrimiento superficial.....	97
Etapa 5. Simulación de inundaciones.....	102
CAPITULO 7. RESULTADOS.....	105
7.1. Análisis de resultados SBAS (2003-2010).....	105
7.2. Análisis de resultados PSI (2014-2017).....	112
7.3 Correlación entre resultados InSAR y factores detonantes-condicionantes.....	117
7.3.1 Subsidencia InSAR vs extracción de agua subterránea.....	117
7.3.2 Subsidencia InSAR vs espesor de sedimentos deformables.....	120
7.4 Generación de MDE multitemporal afectado por subsidencia.....	123
7.5 Cuencas hidrográficas de la zona de estudio.....	126
7.5.1 Caracterización físico-geográfica.....	126
7.5.2 Caracterización morfométrica.....	136
7.6 Análisis de lluvias y régimen pluviométrico.....	143
7.6.1 Distribución y selección de estaciones pluviométricas.....	143
7.6.2 Distribución temporal y espacial de la lluvia.....	146
7.6.3 Variabilidad climática de la zona de estudio.....	149
7.7 Lluvias de diseño.....	152
7.7.1 Periodos de retorno y curvas Intensidad-Duración-Frecuencia (IDF).....	152
7.7.2 Hietogramas de diseño.....	158
7.8 Escurrimiento superficial.....	165
7.8.1 Lluvia efectiva.....	165
7.8.2 Hidrogramas de diseño.....	168
7.9 Modelación de inundaciones en FLO-2D.....	171
7.9.1 Modelo de inundación pluvial en la Zona Urbana de Morelia.....	171
7.9.2 Modelos de subsidencia-inundación en zonas de alto hundimiento.....	179
CAPITULO 8. PERSPECTIVAS DE INVESTIGACIÓN.....	197
CAPITULO 9. CONCLUSIONES.....	201
Anexo A.....	207
Anexos B-G (ver CD anexo)	
Referencias bibliográficas.....	209

Lista de Tablas

Tabla	Contenido	Página
2.1	Nomenclatura de las bandas de frecuencia de uso común para los sistemas SAR y las correspondientes gamas de frecuencias y longitudes de onda.	3
2.2	Magnitud relativa de los términos que componen la ecuación de onda dinámica.	22
3.1	Tasas máximas de hundimiento en ciudades con SDCE.	40
3.2	Población afectada por inundaciones de acuerdo con clasificación de seccion urbana en 2005.	57
4.1	Coordenadas de los vértices que definen el polígono de la zona de estudio.	60
4.2	Tipos de suelo que predominan en la zona de estudio.	67
4.3	Usos de suelo y vegetación que se encuentra en la zona de estudio.	69
6.1	Fecha de adquisición de las imágenes descendentes ENVISAT-ASAR utilizadas para el análisis SBAS.	85
6.2	Información de las imágenes descendentes Sentinel 1A para la zona de estudio.	88
6.3	Parámetros morfométricos y su método de cálculo.	95
6.4	Fórmulas para el cálculo del tiempo de concentración.	96
6.5	Ordenadas del hidrograma unitario adimensional de SCS.	103
6.6	Valores de rugosidad de Manning para las superficies que componen el dominio computacional de inundación.	103
7.1	VLOS, HLOS y Hv promedio en las franjas delimitadas por las fallas de la zona de estudio, SBAS (2003-2010).	111
7.2	VLOS, HLOS y Hv en las franjas delimitadas por las fallas de la zona de estudio, PSI (2014-2017).	116
7.3	Superficie que ocupan las subprovincias fisiográficas en las cuencas hidrográficas.	128
7.4	Superficie del sistema de topoformas en las cuencas hidrográficas.	130
7.5	Extensión territorial que abarcan las litologías en las cuencas de estudio.	132
7.6	Distribución territorial de la vegetación y uso de suelo en las cuencas hidrográficas de estudio.	134
7.7	Tipos de suelo que predominan en las cuencas hidrográficas de estudio.	135
7.8	Morfometría de las cuencas hidrográficas en estudio.	137
7.9	Relación de estaciones pluviométricas con influencia en la zona de estudio.	145
7.10	Magnitud de lluvias máximas históricas vs magnitud de lluvias máximas recientes.	150
7.11	Magnitud de lluvias medias de los máximos históricos vs magnitud de lluvias medias de los máximos recientes.	150
7.12	Coefficiente de determinación de las variables pluviométricas lluvia máxima diaria anual, máxima mensual anual y total anual.	152
7.13	Distribuciones de probabilidad de mejor ajuste para los datos de PMáx-24h de cada estación pluviométrica.	153
7.14	Altura de PMáx-24h asociada a diferentes Tr para cada estación pluviométrica.	154
7.15	PMáx-24h asociada a diferentes Tr para los centroides de las cuencas de estudio.	155
7.16	Parámetros de la fórmula de Chen (1983) estimados para la ciudad de	156

	Morelia, Mich.	
7.17	Láminas de lluvia de las cuencas para una duración de tormenta igual al T_c y asociadas a diferentes T_r .	158
7.18	Número de tormentas de una hora identificadas en los registros del OAM.	161
7.19	Cálculo de la h_p total por intervalo de cinco minutos para las tormentas de una hora de duración para el mes de agosto de 2015.	162
7.20	Lámina de lluvia promedio por intervalo de cinco minutos en tormentas de una hora para cada mes evaluado.	162
7.21	Lámina de lluvia total y acumulada por intervalo de cinco minutos para tormentas de una hora en la ZUM.	163
7.22	T_c de las cuencas hidrográficas de estudio.	165
7.23	Suelos dominantes en las cuencas de estudio.	166
7.24	Porcentaje de área correspondiente a cada uso de suelo de las cuencas hidrográficas.	166
7.25	Número de curva de escurrimiento para cada cuenca hidrográfica.	167
7.26	Abstracciones de la lluvia máxima en 24 horas.	167
7.27	Abstracciones de la lluvia con duración igual T_c de cada cuenca.	167
7.28	Lluvia efectiva para la $PMáx-24h$, calculada en los centroides de las cuencas hidrográficas.	168
7.29	Lluvia efectiva para una <i>duración</i> = T_c , calculada en los centroides de las cuencas hidrográficas.	168
7.30	Parámetros fundamentales para la construcción de los hidrogramas sintéticos.	169
7.31	Gastos pico asociados a la $PMáx-24h$ (neta) de cada cuenca de estudio.	169
7.32	Gastos pico asociados a la lluvia neta de tormentas con duración igual al T_c de cada cuenca de estudio.	169
7.33	Resumen de la conservación del volumen de la inundación.	172
7.34	Criterios para la definición del peligro por inundaciones.	177
7.35	Resumen de variables de entrada y salida en FLO-2D de los escenarios de inundación en el SFM.	181
7.36	Incremento en magnitud y área de las variables de inundación del DEIS-5017 en el SFM.	182
7.37	Incremento en magnitud y área de las variables de inundación del DEISU-5017 en el SFM.	185
7.38	Resumen de variables de entrada y salida en FLO-2D de los escenarios de inundación en el SFN.	186
7.39	Incremento en magnitud y área de las variables de inundación del DEIS-5017 en el SFN.	188
7.40	Incremento en magnitud y área de las variables de inundación del DEISU-5017 en el SFN.	190
7.41	Resumen de variables de entrada y salida en FLO-2D de los escenarios de inundación en el SFR.	192
7.42	Incremento en magnitud y área de las variables de inundación del DEIS-5017 en el SFR.	194
7.43	Incremento en magnitud y área de las variables de inundación del DEISU-5017 en el SFR.	196

Lista de Figuras

Figura	Contenido	Página
2.1	El satélite ERS-1.	4
2.2	Representación conceptual y terminología de una adquisición SAR.	6
2.3	Principio de adquisición RAR en dirección hacia el costado y de frente.	6
2.4	Principio básico del sistema SAR.	7
2.5	InSAR de Ruta transversal.	8
2.6	Geometría de un par interferométrico y formación de un interferograma.	9
2.7	Desierto de Mojave, California: imagen de intensidad SAR, fase interferométrica en bruto, en representación de rueda de color y fase interferométrica después de remover la componente de tierra plana	10
2.8	Geometría DinSAR.	11
2.9	Comportamientos de fase para un píxel dispersor distribuido y un píxel dispersor persistente.	13
2.10	Red de interferogramas de PSI y SB.	15
2.11	Clasificación de los modelos hidrológicos.	17
2.12	Clasificación de los enfoques para evaluar inundaciones.	18
2.13	Procesos físicos simulados en el modelo FLO 2D.	19
2.14	Interfaz canal-llanura de inundación en FLO-2D.	20
2.15	Diagrama de flujo de los procesos en FLO-2D.	21
2.16	Descarga del flujo a través de los bordes de los elementos de malla.	24
2.17	Diagrama de flujo de los criterios de estabilidad de FLO-2D.	25
3.1	Número de reportes anuales por tipo de desastre natural, desde 1970 hasta el 2017.	27
3.2	Costo anual de daño por inundaciones desde 1900 hasta 2017.	28
3.3	Inundación en viviendas afectadas por subsidencia cerca de Houston Texas, durante una tormenta en junio de 1989.	29
3.4	Retroceso de la zona de costa causado por una combinación de elevación del nivel del mar y la subsidencia del terreno.	30
3.5	Grafico que muestra el incremento en el número de eventos de inundación con tirantes superiores a 1.1 m, como consecuencia de la subsidencia en la ciudad de Venecia.	31
3.6	Correlación espacial entre la subsidencia derivada de monitoreo GPS (2000-2011) y el área de inundación de un evento en Yakarta (2007).	32
3.7	Inundación en la zona centro de Can Tho, donde el anegamiento se mantiene durante horas.	32
3.8	Subsidencia Tipo Ciudad de México.	34
3.9	Subsidencia Diferencial con Control Estructural.	35
3.10	Distribución espacial de los casos de subsidencia en México reportados en la literatura.	36
3.11	Correlación entre la extracción de agua subterránea y los casos de SDCE en México.	37
3.12	Provincias fisiográficas donde ocurren los casos de SDCE y valores máximos de tasas de subsidencia.	38
3.13	Configuraciones del basamento rocoso que inducen fallas del terreno y patrones de hundimiento alineados en la SDCE.	39
3.14	Efectos de la SDCE en las estructuras civiles.	39
3.15	Tasas de deformación obtenidas mediante técnicas InSAR en Morelia.	43
3.16	Eventos recientes de inundación que han presentado declaratoria de emergencia y han requerido recursos del FONDEN.	44

3.17	Comparación entre el mapa de inundación producto del análisis cascada usando MIKE y una imagen SPOT infrarroja correspondiente al evento de inundación en 2009 en el río Tonalá.	46
3.18	Profundidad máxima de flujo usando: malla de 50 m, 30 m y 20 m para un evento de inundación en la Cuenca de la Ciudad de México.	47
3.19	Inundación de 2007 en Villahermosa, Tabasco.	48
3.20	Mapas de peligro para las cuencas de los ríos Coatán y Huehuetán mediante el uso del modelo FLO-2D.	48
3.21	Extensión de la inundación de 2008 en el río Papaloapan considerando dos MDE de diferente resolución.	49
3.22	Eventos históricos de inundación en la zona de estudio para el periodo 1955-2007.	50
3.23	Consecuencias de las lluvias intensas ocurridas en septiembre de 2003.	51
3.24	Flujo de detritos e inundación extraordinaria ocurridos en julio y octubre de 2018, respectivamente.	52
3.25	Zonas potencialmente inundables de la ciudad de Morelia.	53
3.26	Perfil longitudinal del Río Chiquito para un caudal de 70 m ³ /s.	54
3.27	Mapa de vulnerabilidad de la vivienda de la ciudad de Morelia, para eventos de inundación.	55
3.28	<u>Correlación de los modelos de inundación y precariedad urbana.</u>	<u>56</u>
4.1	Localización de la zona de estudio.	60
4.2	Subprovincias fisiográficas a las que pertenece la zona de estudio.	62
4.3	Loma de Santa María y el volcán El Punhuato, vista panorámica desde el oriente de la ciudad de Morelia.	62
4.4	Hidrografía de la zona de estudio.	63
4.5	Río Grande.	64
4.6	Río Chiquito.	65
4.7	Presa Cointzio: vista del vaso tomada desde la cortina y vista panorámica de la cortina tomada desde la vía férrea.	66
4.8	Mapa de tipo de suelos que predominan en la zona de estudio.	67
4.9	Temperatura media mensual de la ciudad de Morelia.	68
4.10	<u>Mapa de uso de suelo y vegetación de la zona de estudio.</u>	<u>70</u>
5.1	Mapa de unidades litológicas de la zona de estudio.	72
5.2	Columna estratigráfica de la geología local.	74
5.3	Marco tectónico regional entre Pátzcuaro y Acambay.	75
5.4	Fallas normales, pozos con información litológica y ubicación de secciones geológicas en la zona de estudio.	78
5.5	Desprendimiento de suelo y rocas sobre el escarpe de la falla La Paloma en octubre de 2007.	78
5.6	Efectos de la falla La Colina.	79
5.7	Daños estructurales ocasionados por la Falla Nocupétaro.	80
5.8	Escarpe de la falla El Realito.	81
5.9	Daños en casas-habitación del fraccionamiento Puerta del Sol.	82
5.10	Sección geológica X-X'.	82
5.11	Sección geológica Y-Y'.	83
5.12	<u>Sección geológica Z-Z'.</u>	<u>83</u>
6.1	Pasos de la cadena de procesamiento SBAS dentro de la plataforma G-POD.	86
6.2	Diagrama de flujo del proceso PSI usando la interfaz del programa SNAP.	89
6.3	Secuencia de pasos para el proceso PSI en el entorno StaMPS.	90

6.4	Diagrama de flujo que muestra los pasos del proceso de desenvolvimiento tridimensional utilizado en StaMPS.	91
6.5	Diagrama de flujo para la obtención de MDE multitemporales afectados por subsidencia.	93
6.6	VARIABLES DEL MÉTODO DE ABSTRACCIONES DE LLUVIA DEL SCS.	99
6.7	Hidrogramas unitarios sintéticos del SCS.	101
6.8	Diagrama de flujo para el estudio de las inundaciones pluviales y el fenómeno subsidencia-inundación en la zona de estudio.	104
<hr/>		
7.1	Mapa de HLOS de la ciudad de Morelia para el periodo 2003-2010.	105
7.2	Zona A, SBAS.	107
7.3	Serie de tiempo del HLOS de algunos PS representativos de la región mostrada en la Fig. 7.2.	107
7.4	Zona B, SBAS.	108
7.5	Serie de tiempo de la DLOS de algunos PS característicos mostrados en la Fig. 7.4.	108
7.6	Perfil de tasas de DLOS del análisis SBAS 2003-2010 y perfil geológico Y-Y'.	110
7.7	Comparación de las tasas HLOS 2003-2010 con las elevaciones de los PS individuales mostrados en la Fig. 7.1.	111
7.8	Mapa de DLOS de la ciudad de Morelia para el periodo 2014-2017.	112
7.9	Zona A, PSI.	114
7.10	Serie de tiempo del HLOS de la zona A (PSI).	114
7.11	Perfil de tasas de DLOS del análisis PSI 2014-2017 y perfil geológico Y-Y'.	115
7.12	Mapa de nivel estático (2010), tasas de extracción (2009) y resultados SBAS (2003-2010).	118
7.13	Mapa de nivel piezométrico (2010), volumen de consumo (2015) y resultados PSI (2014-2017).	120
7.14	Mapa de espesor de sedimentos compresibles totales y tasas de deformación SBAS 2003-2010.	121
7.15	Mapa de espesor de sedimentos compresibles totales y tasas de deformación PSI 2014-2017.	122
7.16	Raster de Hv para el periodo 2007-2010 con resolución espacial de 5 m.	123
7.17	Raster de Hv para el periodo 2014-2017 con resolución espacial de 5 m.	124
7.18	Raster de Hv promedio para un periodo de 3.4 años con resolución espacial de 5 m.	125
7.19	Raster de Hv para el periodo 2007-2017 con resolución espacial de 5 m.	125
7.20	Raster de Hv para el periodo 2007-2050 con resolución espacial de 5 m.	126
7.21	Clima, temperatura y precipitación media anual de las cuencas hidrográficas de estudio.	127
7.22	Distribución territorial de las subprovincias fisiográficas que predominan en las cuencas de estudio.	128
7.23	Sistema de topoformas de las cuencas hidrográficas de estudio.	129
7.24	Litología de las cuencas hidrográficas de estudio.	131
7.25	Uso de suelo y vegetación de las cuencas hidrográficas de estudio.	133
7.26	Tipo de suelo de las cuencas hidrográficas de estudio.	135
7.27	Orden de corrientes de las cuencas hidrográficas de estudio.	139
7.28	Mapa de pendientes de las cuencas hidrográficas.	141
7.29	Ubicación espacial de las estaciones pluviométricas en la zona de estudio.	144
7.30	Lluvia media anual para cada estación pluviométrica de la Fig. 7.29.	144
7.31	Lluvia media del máximo en 24 horas para cada estación pluviométrica de la Fig. 7.29.	146
7.32	Distribución porcentual de la lluvia mensual en la zona de estudio y región de cuencas hidrográficas.	147

7.33	Distribución temporal porcentual de la lluvia en la zona urbana de Morelia, Mich.	147
7.34	Isoyetas de lluvia media anual para la zona urbana de Morelia y sus cuencas hidrográficas de aportación.	148
7.35	Isoyetas de la lluvia máxima en 24 horas para la zona urbana de estudio y cuencas hidrográficas de aportación de flujo superficial.	149
7.36	Comportamiento temporal de las variables pluviométricas: lluvia máxima en 24 h anual, máxima mensual anual y total anual de la estación pluviométrica Jesús del Monte.	151
7.37	Isoyetas de lluvia máxima en 24 horas para un $Tr = 50$ años.	155
7.38	Curvas IDF para la ZUM.	157
7.39	Curvas IDF para la CHRG.	157
7.40	Hietogramas de diseño de la CHRG para una duración igual al Tc y diferentes Tr .	159
7.41	Hietogramas de diseño para tormentas de una hora y dos horas de duración para la ZUM.	160
7.42	Hietograma de diseño para tormentas de una hora en la ZUM, con base en datos pluviográficos del OAM UNAM.	163
7.43	Estación meteorológica Vantage Pro 2 instalada en ciudad universitaria de la UMSNH.	164
7.44	Caudales pico de la CHRG asociados a $PMáx-24h$ con diferentes Tr .	170
7.45	Caudales pico de la CHRG para tormentas con duración igual al Tc asociados a distintos Tr .	170
7.46	Mapa de tirantes máximos de flujo para una lluvia de una hora de duración y Tr de 50 años.	174
7.47	Zonas de inundación pluvial en la ciudad de Morelia.	175
7.48	Mapa de velocidades máximas de flujo para una lluvia de una hora de duración y Tr de 50 años.	176
7.49	Imágenes de los daños ocasionados por el flujo de detritos ocurrido en julio de 2018 en la parte norte de la ciudad de Morelia.	177
7.50	Mapa de tiempo para alcanzar el tirante máximo de flujo para una lluvia de una hora de duración y Tr de 50 años.	178
7.51	Mapa de peligro para una lluvia de una hora de duración y Tr de 50 años.	179
7.52	Sectores para análisis subsidencia-inundación: A. Sector F. Manantiales, B. Sector F. Nocupétaro y C. Sector F. Realito.	180
7.53	Resultados (tirantes y velocidades) de los escenarios de inundación para el SFM.	182
7.54	Tirantes de flujo para el DEIS-5017 y DEISU-5017 del SFM.	183
7.55	Reserva Natural Los Manantiales, Morelia, Mich.	184
7.56	Fraccionamiento El Dorado.	185
7.57	Resultados (tirantes y velocidades) de los escenarios de inundación para el SFN.	187
7.58	Tirantes de flujo para el DEIS-5017 y DEISU-5017 del SFN.	189
7.59	Colonia Ampliación Carlos Salazar.	161
7.60	Calle Vicente Riva Palacios.	161
7.61	Resultados de los escenarios (tirantes y velocidades) de inundación para el SFR.	193
7.62	Tirantes de flujo para el DEIS-5017 y DEISU-5017 del SFR.	195
7.63	<u>Zona baja de acumulación de flujo en el bloque caído de la falla El Realito.</u>	196

Resumen

Análisis del fenómeno subsidencia-inundación mediante InSAR y FLO-2D en la ciudad de Morelia, Michoacán

La ciudad de Morelia sufre de inundaciones desde su fundación en el siglo XVI y de Subsidencia Diferencial con Control Estructural (SDCE) desde el año 1983. Ambos fenómenos han impactado severamente la vida económica y social de la población, de tal manera que es indispensable el estudio de la problemática subsidencia-inundación, con el objetivo de proponer medidas no estructurales bajo un enfoque de gestión del peligro que reduzcan eficazmente los daños por inundación y hundimiento del terreno en el futuro.

La metodología para lograr este objetivo consistió en la estimación futura de la SDCE mediante la detección y cuantificación del hundimiento con técnicas de Interferometría SAR como SBAS (2007-2010) y PSI (2014-2017). El hundimiento proyectado a los años 2017 y 2050 permitió modificar un MDE LIDAR (2007) de alta resolución para obtener escenarios que consideran el efecto de la SDCE. Los MDE afectados por subsidencia se utilizaron como base para la simulación de inundaciones. Dichas simulaciones se realizaron en el entorno de un modelo numérico con una lluvia de diseño de una hora y periodo de retorno de 50 años. Finalmente, se eligieron tres sectores con alta subsidencia para determinar el efecto subsidencia-inundación, anexando además el efecto urbano futuro.

El estudio SBAS revela una tasa máxima de subsidencia de 2.2 cm/año, mientras que PSI de 2.74 cm/año. Ambas técnicas confirman un patrón espacial de la subsidencia controlado por las fallas normales de la zona y revelan la necesidad de mejorar la cartografía geológica del subsuelo para una mejor comprensión de la SDCE. Se estima una proyección del hundimiento máximo vertical de 0.295 m y de 0.873 m para los periodos 2007-2017 y 2017-2050, respectivamente.

Un primer modelo de inundación regional (con subsidencia al año 2017) indica que el 64% de la zona urbana de Morelia es inundable. El mapa de tirantes identifica 17 sectores inundables con magnitudes por encima de 0.5 m. El mapa de velocidades muestra que los escurrimientos que bajan de las partes altas de la ciudad alcanzan magnitudes capaces de generar flujos hiperconcentrados. El mapa de peligro se correlaciona con investigaciones previas, pero además registra la existencia de nuevas zonas de peligro.

Los tres sectores utilizados para la evaluación del efecto de la subsidencia futura muestran incremento en los tirantes y velocidades, como efecto solamente del hundimiento del terreno. Sin embargo, la incorporación de la urbanización futura modifica el patrón natural espacio-temporal y magnifica el peligro por inundación en varios órdenes de magnitud.

Las técnicas empleadas para la cuantificación de la subsidencia, así como la metodología aplicada para su proyección futura y la utilización del modelo numérico de inundaciones, permitieron crear cartografía de peligro subsidencia-inundación bajo un enfoque de gestión y prevención del riesgo, lo que brinda elementos para una adecuada planificación urbana.

Palabras clave: SDCE, SBAS, PSI, inundación, modelación, FLO-2D

Abstract

Analysis of the land subsidence-flood phenomenon through InSAR and FLO-2D in the city of Morelia, Michoacán

The city of Morelia faces floods since its foundation in the 16th century, and from Structurally-Controlled Differential Subsidence (SCDS) since 1983. Both phenomena have severely impacted the economic and social life of inhabitants. Therefore, it is indispensable to study the subsidence-flood problem to propose non-structural measures under a hazard management approach that will effectively reduce damages in the future.

The methodology to achieve this objective consisted of estimating the future SCDS through the detection and quantification of subsidence with SAR Interferometry techniques, such as SBAS (2007-2010) and PSI (2014-2017). The forecasted sinking for 2017 and 2050 allowed modifying a high-resolution DEM LIDAR (2007) to obtain scenarios incorporating the effect of the SCDS. Both DEM, affected by subsidence, were used as a basis for flood simulation. These simulations were performed within a numerical model and considering a design rainfall of 1 hour with a return period of 50 years. Finally, three sectors with high-rate sinking were chosen to determine the subsidence-flood effect, also adding the future urban development effect.

The SBAS analysis detected a maximum subsidence rate of 2.2 cm/year, while the PSI showed 2.74 cm/year. Both techniques confirm a subsidence spatial-pattern controlled by the normal faults of the area and reveal the need to improve the geological subsoil mapping to increase the comprehension of the SCDS. Furthermore, a maximum vertical subsidence projection of 0.295 m and 0.873 m is estimated for the periods of 2007-2017 and 2017-2050, respectively.

The first regional flood model (subsidence until 2017) indicates that 64% of Morelia's urban area is floodable. The flood depth map identifies 17 floodable sectors with magnitudes above 0.5 m depth. The velocity map shows that the runoffs descending from the upper parts of the city reach magnitudes capable of generating hyperconcentrated flows. Additionally, the hazard map correlates with previous surveys but also point out new hazard zones.

The three sectors used to evaluate the future impact of subsidence show increased flood depths and velocities as a direct effect of the sinking. However, the incorporation of future urban growth modifies the natural spatial-temporal pattern and increase the flood hazard by several orders of magnitude.

Finally, the techniques used to quantify the subsidence, the methodology applied for its future projection, and the use of the numerical flood model allowed the creation of subsidence-flood hazard mapping under a risk management and prevention approach, which provides elements for adequate urban planning.

Keywords: SCDS, SBAS, PSI, flood, modeling, FLO-2D

CAPITULO 1. INTRODUCCIÓN

Entre 2005 y 2014, las inundaciones fueron el desastre natural más frecuente a nivel mundial (41% de todos los registros de desastres naturales), responsable del 49% del total de población afectada, del 7% de todas las muertes y del 22% de las pérdidas económicas (Du et al., 2015). Por su parte, la subsidencia se ha convertido en un problema geológico ambiental de orden mundial, de tal manera que en la década de los 90 se estimó que la afectación se extendía a más de 150 ciudades con pérdidas económicas que excedían los 125 millones de dólares por año (Figueroa-Miranda et al., 2018).

Actualmente, ambos fenómenos ocurren de manera conjunta en varias ciudades del mundo, encontrándose que los primeros reportes del problema subsidencia-inundación datan de la década de 1980 en ciudades deltaicas o costeras (Poland, 1984). Desde entonces, varias ciudades con esta condición geográfica se han incorporado a esta problemática, de tal suerte que en la actualidad la subsidencia se considera como un factor influyente en la dinámica del riesgo por inundación (Bouwer et al. 2010, Di Baldassarre et al. 2013).

Aunque se menciona que el problema subsidencia-inundación en zonas deltaicas y costeras ha sido investigado y comprendido a fondo (Carisi et al., 2017), la realidad es que el fenómeno sucede también en ciudades continentales como Las Vegas, Murcia y la Ciudad de México, donde las medidas de mitigación son estructurales de corto plazo, que evidencian la falta de un enfoque de gestión del riesgo y un vacío en esta línea de investigación.

En México se ha documentado la ocurrencia de dos tipos principales de subsidencia: Subsidencia Tipo Ciudad de México (STCM) y Subsidencia Diferencial con Control Estructural (SDCE). Esta última, es la más frecuente (39 ciudades afectadas) y de más reciente investigación (1980s), se caracteriza por presentar un patrón espacial del hundimiento controlado por estructuras geológicas sepultadas y la aparición en superficie de fallas del terreno. Las investigaciones al respecto han identificado que uno de los peligros asociados a la SDCE son las inundaciones, las cuales implicarían consecuencias graves en el futuro cercano, debido a las altas tasas de hundimiento del terreno (Figueroa-Miranda et al., 2018).

Bajo el conocimiento de los antecedentes previos, en este trabajo se estudia el problema del hundimiento en la SDCE como factor condicionante de inundaciones futuras más severas en la ciudad de Morelia, Michoacán.

La ciudad de Morelia sufre de inundaciones desde su fundación en el siglo XVI (Hernández y Vieyra, 2010) y de SDCE desde 1983 (Ávila-Olivera, 2004). Los eventos de inundación se han incrementado en los últimos 30 años de manera exponencial, dejando pérdidas económicas millonarias así como miles de damnificados anualmente (Corona-Morales, 2009). Por su parte, la SDCE ha ocasionado daño severo a construcciones civiles, así como hundimientos del terreno con tasas de hasta 8 cm/año (Cigna et al., 2012a).

El problema subsidencia-inundación en la ciudad de Morelia es abordado de la siguiente manera: 1) mediante la aplicación de las técnicas interferométricas SBAS y PSI se detecta y monitorea la SDCE para un periodo de 10 años (2007-2017), 2) la cuantificación de la SDCE permite generar escenarios futuros de hundimiento, 3) la estimación del hundimiento futuro es utilizado para modificar un Modelo Digital de Elevaciones (MDE) LIDAR de alta resolución y

obtener dos MDE afectados por subsidencia (2017 y 2050), 4) los MDE con subsidencia son utilizados como base para simular un evento de lluvia con periodo de retorno de 50 años, en el entorno de un modelo hidráulico de inundaciones y 5) se agrega, la componente urbana para evaluar el efecto combinado de la subsidencia y la urbanización futura.

Dado que ambos fenómenos son inevitables y que se pronostica la ocurrencia de eventos de precipitación cada vez más intensos por efecto del cambio climático (Milly et al., 2002), y tasas de subsidencia continuas por extracción del agua subterránea, es necesario evaluar el peligro del fenómeno subsidencia-inundación con el objetivo de proponer, en primera instancia, medidas no estructurales como cartografía de riesgo y peligro por inundación, que pueda ser eficaz en la planificación futura del territorio y prevención de los daños.

1.1 Hipótesis

Los procesos de subsidencia regional y diferencial que afectan a la ciudad de Morelia, constituyen factores condicionantes principales de inundaciones por acumulación del escurrimiento superficial. En consecuencia, el peligro por inundación es directamente proporcional a la tasa de hundimiento del terreno.

1.2 Objetivos

Objetivo general

- ◆ Determinar el peligro de la relación subsidencia-inundación en la ciudad de Morelia, Mich., a partir de técnicas InSAR, modelos lluvia-escurrimiento y un modelo hidráulico de simulación de inundaciones.

Objetivos particulares

- a. Definir, evaluar y diferenciar el fenómeno de subsidencia regional en la zona de estudio con respecto a otros tipos de subsidencia en México.
- b. Detectar y monitorear la subsidencia regional en la zona de estudio mediante técnicas de percepción remota.
- c. Analizar el rol de los factores detonantes y condicionantes en la ocurrencia de la subsidencia diferencial.
- d. Crear MDE de alta resolución afectados por subsidencia que permitan su uso como base para la modelación de inundaciones pluviales.
- e. Caracterizar física, geográfica y morfométricamente las cuencas hidrográficas de aportación de flujo superficial a la zona de estudio.
- f. Analizar el comportamiento espacio-temporal de las lluvias de la región.
- g. Calcular lluvias y caudales de diseño para la modelación de escenarios de inundación.
- h. Simular eventos de inundación que contemplen el efecto condicionante de la subsidencia regional.
- i. Evaluar la capacidad del modelo hidráulico de simulación de inundaciones como herramienta para proyectar escenarios de inundación futuros y confiables, que ayuden en la prevención de los daños por inundación.

CAPITULO 2. MARCO TEÓRICO

El capítulo 2, debido al carácter multidisciplinario de este trabajo, se enfoca en dos temas principales que tienen relevancia en el desarrollo de esta investigación. Por un lado, se establecen los fundamentos teóricos de la Interferometría de Radar de Apertura Sintética (InSAR) y por otro, las bases matemáticas y funcionamiento del modelo de inundaciones FLO-2D. De acuerdo con los objetivos trazados para esta tesis, InSAR fue la técnica elegida para la estimación de la subsidencia, mientras que FLO-2D fue el modelo seleccionado para la simulación de eventos de inundación.

La información presentada sobre InSAR fue consultada de [Bamler y Hartl \(1998\)](#), [Hanssen \(2001\)](#), [Moreira et al. \(2013\)](#) y [Vollrath \(2016\)](#). Respecto a FLO-2D la información expuesta es tomada del Manual de Referencia del modelo ([FLO-2D, 2017](#)). Para ambos casos estas citas no se indicarán explícitamente en el texto a excepción de otras fuentes que están citadas de la manera convencional.

2.1 Reseña histórica de InSAR

El desarrollo y evolución de la técnica InSAR comienza con el descubrimiento de las ondas de radio, por Maxwell en 1867 y continúa hasta el invento del primer sistema de RADAR (*RAdio Detection And Ranging*) en 1904, llamado *Telemobiloskop*. Durante la II Guerra Mundial, el RADAR evoluciona con el uso de longitudes de onda corta en la región de las microondas del espectro electromagnético. Como herencia de esa época se tiene la nomenclatura de las diferentes bandas de longitud de onda representadas por letras de código específicas ([Tabla 2.1](#)).

Tabla 2.1. Nomenclatura de las bandas de frecuencia de uso común para los sistemas SAR y las correspondientes gamas de frecuencias y longitudes de onda. Modificado de [Moreira et al. \(2013\)](#).

Nomenclatura	Dominio de frecuencia (GHz)	Longitud de onda (cm)
Ka	40 - 25	0.75 - 1.2
Ku	17.6 - 12	1.7 - 2.5
X	12 - 7.5	2.5 - 4
C	7.5 - 3.75	4 - 8
S	3.75 - 2	8 - 15
L	2 - 1	15 - 30
P	0.5 - 0.25	60 - 120

Posteriormente, a inicios de la década de 1950, la utilización de radares con fines de reconocimiento militar obligó a la creación de radares de imágenes. El desarrollo tecnológico en este sentido culminó con la denominación de Radar de Apertura Real (*Real Aperture Radar*, RAR). Para el año 1951 Carl Wiley propuso un RADAR que funcionara de manera coherente en combinación con el principio de afinado del haz Doppler ([Ouchi, 2013](#)). Este concepto allanó el camino para los modernos sistemas SAR (*Synthetic Aperture Radar*) y ofreció la posibilidad de obtener imágenes de alta resolución desde el espacio.

El primer satélite equipado con un sistema SAR, llamado SEASAT, fue puesto en órbita en junio de 1978, pero fue hasta 1991 que el satélite ERS-1 (*Earth Remote-Sensing Satellite-1*) inició la era de la teledetección SAR, mediante la entrega continua de imágenes SAR desde el espacio (Fig. 2.1). Posteriormente fueron puestos en órbita los satélites JERS-1 (*Japanese Earth Resources Satellite-1*) y Radarsat-1. En el año 2000, la Misión de Topografía por Radar de Transbordador (*Shuttle Radar Topography Mission, SRTM*) fue el primer SAR dedicado exclusivamente a la Interferometría SAR.

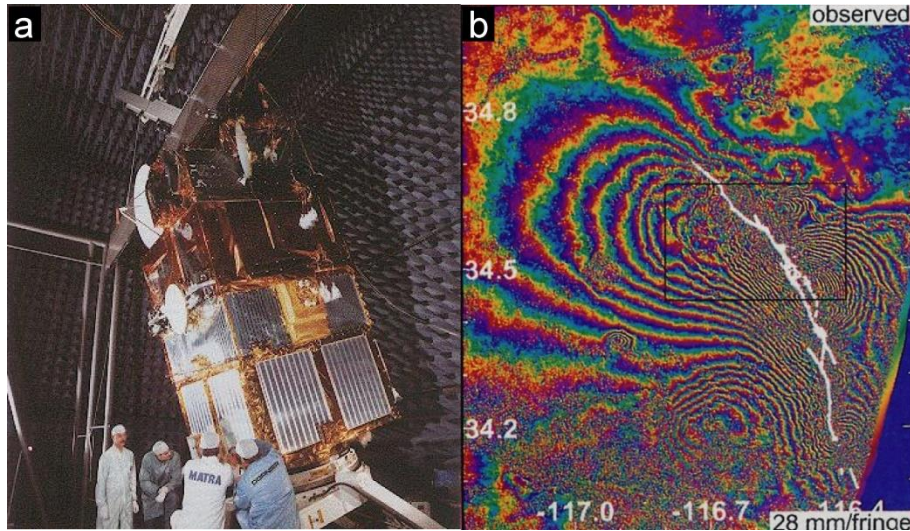


Fig. 2.1. El satélite ERS-1, totalmente desplegado dentro de la Instalación de Pruebas Interespaciales en Toulouse, Francia (a), y mapa de desplazamiento continuo del terremoto de Landers en 1992, obtenido con DinSAR (b) (Massonnet et al., 1993), uno de los logros más notables del ERS-1.

Con la continuación de los avances tecnológicos, el sistema ASAR (*Advanced Synthetic Aperture Radar*) montado en el ENVISAT (*Environmental Satellite*) fue capaz de adquirir datos en diferentes modos de polarización y permitió la selección de diferentes modos de obtención de imágenes. Posteriormente, con el lanzamiento de los satélites ALOS (*Advanced Land Observing Satellite*), TerraSAR-X, Radarsat-2 y la constelación COSMO-SkyMed se adquirieron datos totalmente polarimétricos en banda L y se lograron resoluciones en régimen del metro utilizando el principio de adquisición *StripMap*.

En años más recientes son lanzados los satélites Sentinel-1A (03-abril-2014) y 1B (25-abril-2016) los cuales proporcionan un flujo sistemático de datos e imágenes con la finalidad de permitir a los usuarios realizar análisis robustos de las series de tiempo. Además, su modo de adquisición TOPS (*Terrain Observation with Progressive Scan*) permite la obtención de imágenes de alta resolución espacial (5x20 m) y franjas de 250 km de ancho.

De acuerdo con Vollrath (2016) el futuro cercano de las misiones SAR está asegurado con la entrega continua de datos en los diferentes dominios de frecuencia, imágenes de alta resolución con una frecuencia de revisión igualmente alta y el desarrollo del haz digital (*beamforming digital*). Otros avances tecnológicos que aumentaran el rendimiento de los

sistemas SAR son el uso de antenas reflectoras (Krieger et al., 2012) y configuraciones biestáticas y multiestáticas.

2.2 Principios básicos del sistema SAR

Un sistema SAR es un RADAR activo de imágenes que va montado en una plataforma de vuelo como un avión o un satélite y consiste en un conjunto de antenas reales alineadas que transmiten pulsos electromagnéticos y reciben la energía retrodispersada del área iluminada. La transmisión de los pulsos se sincroniza con la velocidad de la plataforma y se conoce como frecuencia de repetición de pulsos, lo que asegura la cobertura continua en la dirección de vuelo.

Para poder localizar sin ambigüedades los ecos reflejados por la superficie terrestre, la antena tiene que estar inclinada hacia un lado. Esto conduce a una adquisición específica de la geometría que implica su propia terminología (Fig. 2.2).

La asignación de un pixel dentro de una imagen SAR se da en términos de coordenadas de azimut (dirección de vuelo) y rango (distancia del sensor al objeto). La **resolución espacial en la dirección del rango** (δ), es decir, ortogonal a la trayectoria de vuelo, se define como la distancia a la que dos objetos en el suelo tienen que estar separados para dar dos ecos diferentes en la señal de retorno. Y está definida por la Ec. 2.1.

$$\delta = \frac{c\tau}{2} \quad (\text{Ec. 2.1})$$

donde, c es la velocidad de la luz y τ la duración del pulso electromagnético.

La **resolución en rango del terreno** (δ_{gr}) (Figs. 2.2 y 2.3), se calcula a partir del ángulo de incidencia del haz como se muestra en la Ec. 2.2:

$$\delta_{gr} = \frac{c\tau}{2\text{sen}\theta} = \frac{\delta}{\text{sen}(\theta)} \quad (\text{Ec. 2.2})$$

donde, θ el ángulo de incidencia del haz.

En la práctica, para aumentar la resolución en rango (dependiente de la energía que pueden emitir los componentes electrónicos), el sensor envía pulsos modulados linealmente en frecuencia llamados “*chirps*”. De esta forma, se logra que la resolución no dependa de la duración del pulso, sino de su ancho de banda. Este concepto se conoce como **compresión de pulsos** y permite enviar pulsos largos de alta energía con la resolución real de un pulso corto. La Ec. 2.3 permite resolver esta complejidad matemática:

$$\delta_{gr} = \frac{c}{2B\text{sen}(\theta)} \quad (\text{Ec. 2.3})$$

donde, B es el ancho de banda del *chirp*.

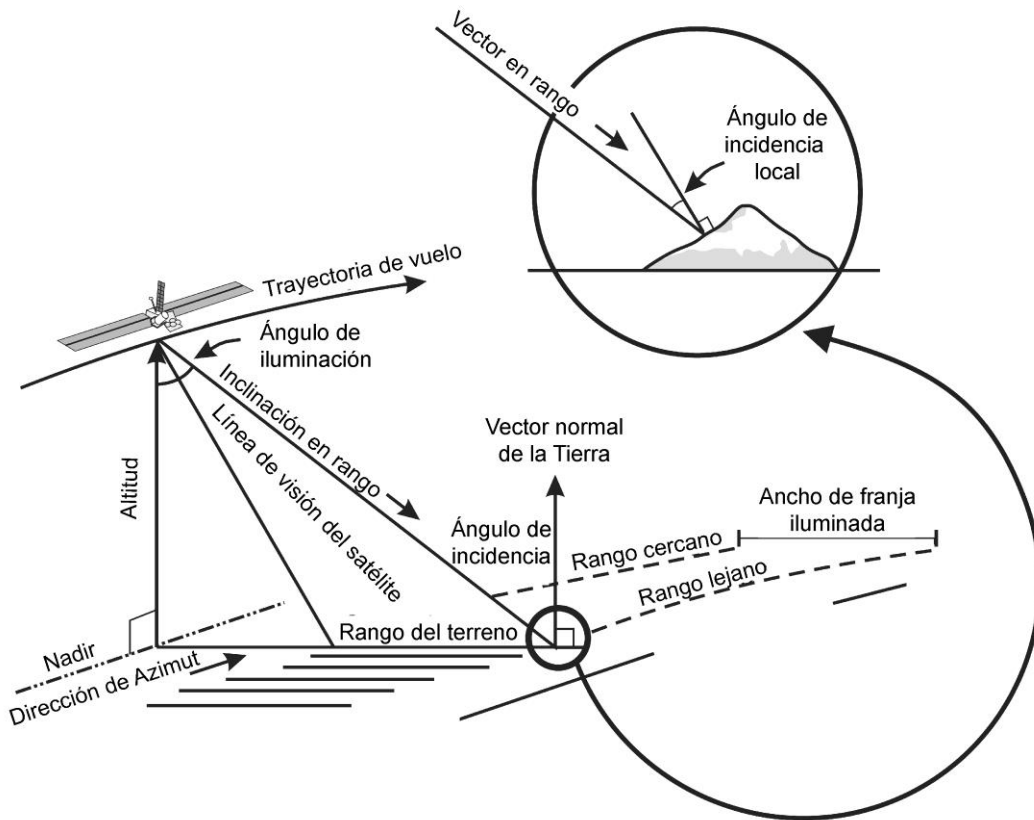


Fig. 2.2. Representación conceptual y terminología de una adquisición SAR. Modificado de Tempfli et al. (2009).

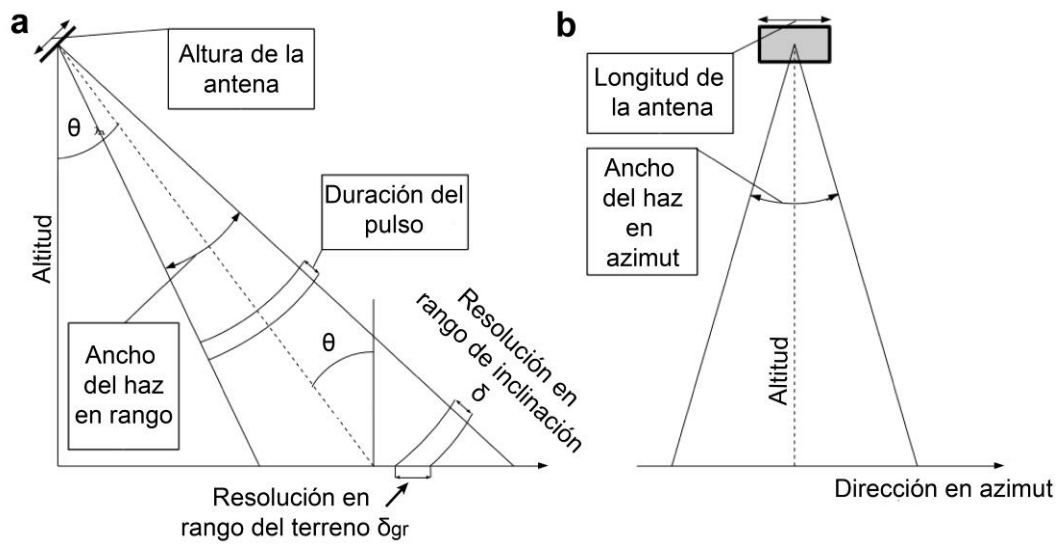


Fig. 2.3. Principio de adquisición RAR en dirección hacia el costado (a) y de frente (b). Modificado de Vollrath (2016).

La **resolución en azimut** de un sistema RAR convencional depende de la distancia en rango y de la anchura del haz de la antena (Fig. 2.3). Este último, a su vez, depende de la longitud de la abertura de la antena y de la longitud de onda del sistema. La **resolución del terreno en azimut** (δ_a) puede determinarse mediante la Ec. 2.4:

$$\delta_a = \frac{\lambda}{da} * r \quad (\text{Ec. 2.4})$$

donde, da es la longitud de la antena del radar, r la distancia en rango entre el objeto y el sensor, y λ es la longitud de onda de la radiación transmitida.

La ecuación anterior implica la limitante de requerir una antena demasiado grande para alcanzar resoluciones altas en azimut. Para resolver esto, se introdujo el concepto de **apertura sintética**, el cual utiliza el efecto *Doppler* debido al movimiento de la plataforma. La longitud de la abertura sintética se refiere a la trayectoria durante la cual el objeto está situado dentro del área iluminada (Fig. 2.4). En este sentido, el uso de antenas más pequeñas implica un ancho mayor de haz en azimut, lo que aumenta la cantidad de ecos recibidos por el objetivo, así como la longitud de la apertura sintética. Considerando esto, la resolución del terreno en azimut puede obtenerse aplicando la Ec. 2.5:

$$\delta_a = \frac{\lambda}{2L_{sa}} \quad (\text{Ec. 2.5})$$

donde L_{sa} es la longitud de la apertura sintética y el factor 2 es incluido debido a la trayectoria bidireccional entre el sensor y el objeto.

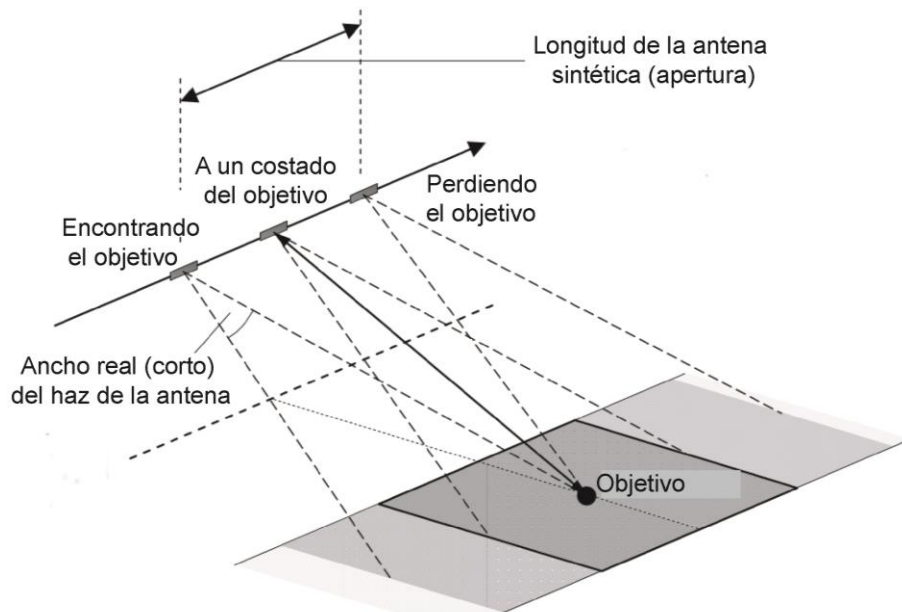


Fig. 2.4. Principio básico del sistema SAR. Modificado de Richards (2009).

Además de los procesamientos SAR antes mencionados, el **speckle** también interviene en la formación de una imagen SAR. El *speckle* es causado por la interferencia de señales retrodispersadas provenientes de un área que está incluida en un píxel. De esta forma, el *speckle* en términos físicos se entiende como ruido de alta frecuencia (*salt and pepper*) añadido y visible en la magnitud de la señal del RADAR, el cual puede ser disminuido (Chen y Xu, 2014; Shamsoddini y Trinder, 2011) pero no eliminado del todo debido a que se corre el riesgo de eliminar información de la escena.

2.3 InSAR

De acuerdo con Bamler y Hartl (1998) mediante la explotación de la fase de las señales SAR, la técnica InSAR es capaz de obtener la mayor cantidad de información de un objeto si se emplean al menos dos imágenes SAR complejas. Es decir, para crear un **interferómetro** válido, la ruta de vuelo, el tiempo de adquisición o una combinación de ambos deben ser diferentes entre las imágenes utilizadas. En este sentido, el enfoque InSAR de ruta Transversal (*Cross-track InSAR*) es el más común para un vehículo espacial InSAR.

En la configuración de única pasada (*single pass*), la misma área se visualiza al mismo tiempo desde posiciones ligeramente diferentes, mientras que la Interferometría de paso repetido (*repeat-pass*) obtiene las imágenes de la misma área en diferentes momentos (Fig. 2.5).

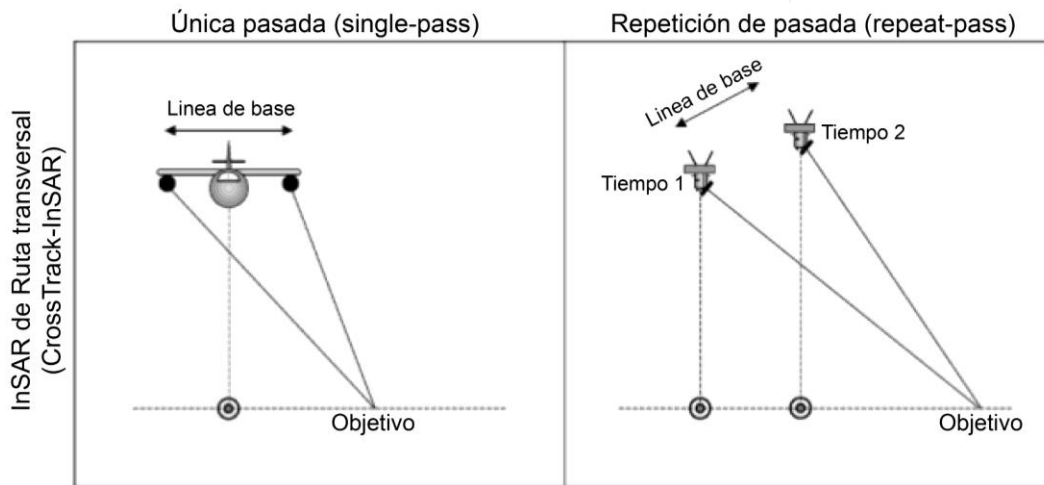


Fig. 2.5. InSAR de ruta Transversal. Este enfoque explota la interferencia (o combinación) de la fase de dos imágenes en la dirección del rango.

El desplazamiento de la antena lleva a una **diferencia de fase** característica en la dirección del rango entre las dos imágenes (Fig. 2.6). Por lo tanto, para dos imágenes SAR perfectamente superpuestas, el **interferograma** (S_i) se obtiene multiplicando una imagen SAR S_1 por el complejo conjugado de la segunda imagen S_2 , mientras que la imagen que se utiliza como referencia geodésica se denomina maestra (*master*), la otra se llama esclava (*slave*):

$$S_i = S_1 S'_2 = A_1 A_2 e^{-j \frac{4\pi(r_1 - r_2)}{\lambda}} \quad (\text{Ec. 2.6})$$

donde S es la señal compleja compuesta de amplitud A y fase ϕ de la imagen, $S = A e^{j\phi}$.

De esta forma, la amplitud interferométrica está relacionada con el producto de las amplitudes de imagen y la **fase interferométrica** representa la diferencia de las dos medidas de fase por lo que se refiere exclusivamente a la diferencia en rango entre las dos adquisiciones (Fig. 2.6).

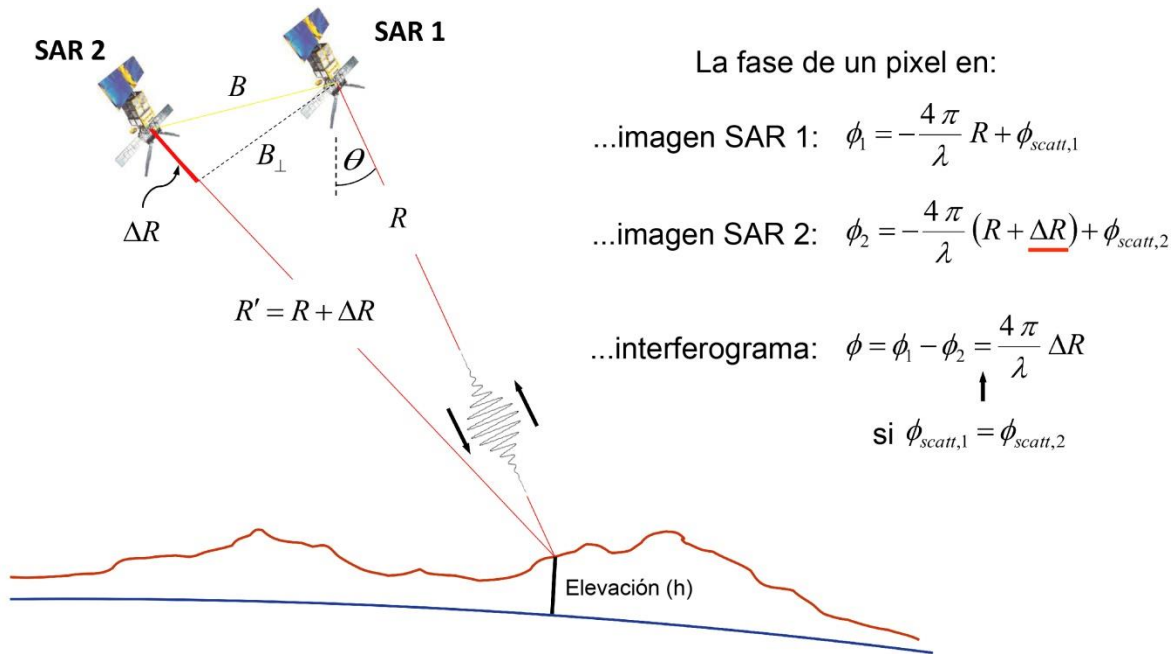


Fig. 2.6. Geometría de un par interferométrico y formación de un interferograma. La nomenclatura está relacionada con lo descrito en los párrafos anteriores.

La fase interferométrica es periódica incluso sobre superficies planas. Una razón es que el RADAR mide la fase como parte fraccionaria de un ciclo de fase completo (es decir, de 0 a 2π). Por otro lado, el aumento del ángulo de visión y del rango cercano-lejano resulta en una disminución sistemática de la fase interferométrica. Esto se puede compensar restando la fase esperada de una superficie de referencia, conocida como **componente de tierra plana** (*flat-earth component*). Los patrones típicos que son trazados por los contornos de las isofases se denominan **franjas interferométricas** (Fig. 2.7b). Una vez que se ha restado la componente de tierra plana, la distancia entre dos franjas se asemeja a las diferencias de altura del terreno (Fig. 2.7c).

El espaciamiento de las franjas es también una función de la **Línea de base perpendicular** (*Baseline, B_{\perp}*), que determina la sensibilidad del interferómetro a las diferencias de altura. La disminución de la correlación de la señal con un aumento de la línea-base perpendicular también se conoce como **decorrelación espacial**. Esto nos lleva al concepto de **coherencia interferométrica**, el cual describe el grado de correlación entre las señales retrodispersadas

de dos imágenes SAR, por lo que sirve como un estimador de calidad de fase; es decir, describe la estabilidad de fase de un objeto en tierra.

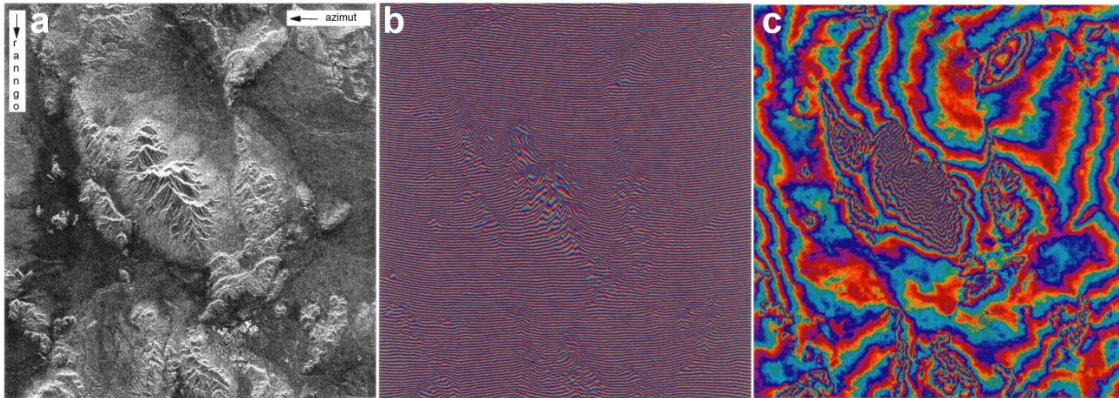


Fig. 2.7. Desierto de Mojave, California: imagen de intensidad SAR (a), fase interferométrica en bruto, en representación de rueda de color (b) y fase interferométrica después de remover la componente de tierra plana (c). Modificado de Bamler y Hartl (1998).

Además de las líneas de base perpendicular, la decorrelación espacial está influenciada por el registro incorrecto de las imágenes, las diferencias en la frecuencia del operador, el ruido térmico del instrumento y las incertidumbres en las mediciones de fase durante la recepción. Todos estos términos, pueden resumirse como ruido en la coherencia interferométrica. En este sentido, todos los efectos de decorrelación son multiplicativos y la composición completa de la coherencia interferométrica (γ) se puede expresar mediante la Ec. 2.7:

$$\gamma = \gamma_{\text{ruido}} * \gamma_{\text{espacial}} * \gamma_{\text{temporal}} \quad (\text{Ec. 2.7})$$

Para disminuir el ruido de fase, se pueden aplicar algunos métodos o procedimientos antes de la formación del interferograma tales como el *multi-looking* o el filtrado de banda espectral común (*common spectral band filtering*). Además, se han desarrollado técnicas de filtrado adicionales para mejorar la señal de fase y eliminar el ruido restante, siendo uno de los más destacados el filtro de fase de Goldstein (Goldstein y Werner, 1998).

2.3.1 DinSAR

El concepto de Interferometría Diferencial SAR (DInSAR) tiene por objeto detectar la deformación del terreno en la Línea de Visión (*Line Of Sight* -LOS-) de la antena. Al considerar dos imágenes tomadas en diferente momento, se produce un cambio en la distancia en rango, causado por el movimiento del objeto observado durante este período, lo que se traduce en una diferencia de fase medible (Fig. 2.8).

Si existe información *a priori* de la elevación del terreno, la fase topográfica (ϕ_{topo}) puede modelarse y luego sustraerse de la medición de fase real. Idealmente, lo que queda es la

diferencia de fase causada por el **cambio de distancia en el rango** (ϕ_{desp}) (Fig. 2.8), lo cual se expresa en la Ec. 2.8:

$$\phi_{desp} = \frac{4\pi}{\lambda} * \Delta R_{desp} \quad (\text{Ec. 2.8})$$

donde ΔR_{desp} es el cambio de distancia en rango.

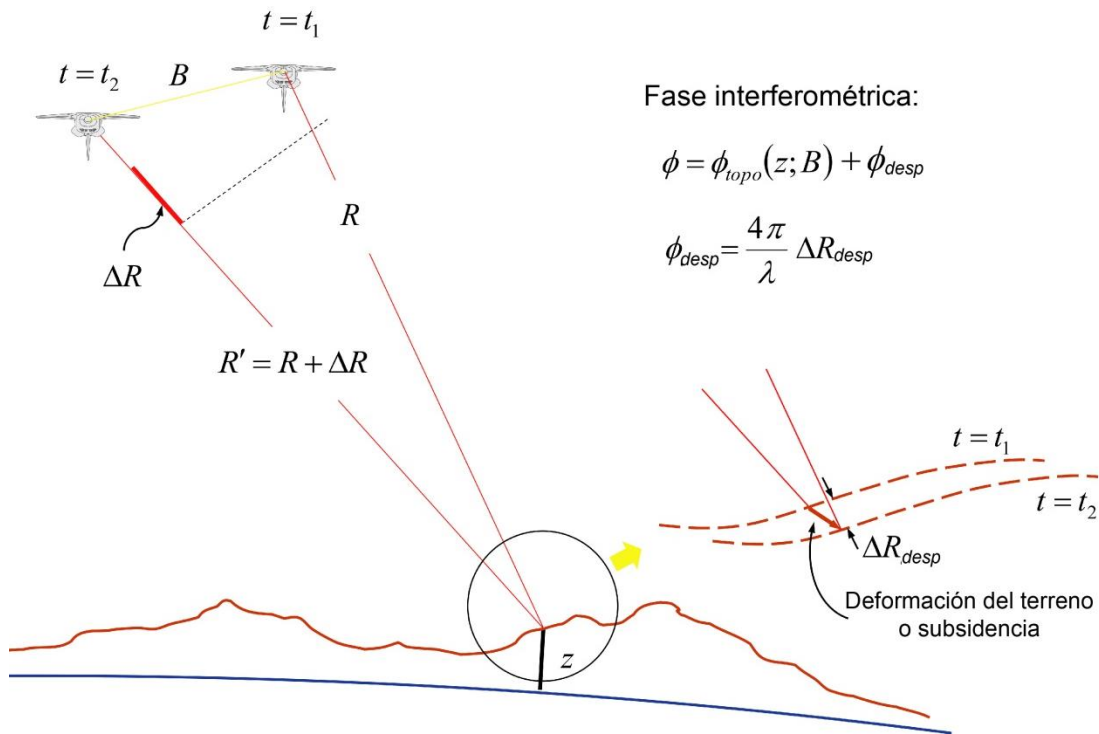


Fig. 2.8. Geometría DinSAR.

Después de la eliminación de la componente de tierra plana y la fase topográfica, el residual de la fase interferométrica (ϕ_{intf}) puede resumirse como una composición del **desplazamiento del terreno** y componentes de perturbación, es decir:

$$\phi_{intf} = \phi_{desp} + \phi_{orb} + \phi_{atm} + \phi_{topo} + \phi_{ruido} \quad (\text{Ec. 2.9})$$

donde, ϕ_{desp} es la diferencia de fase inducida por el movimiento del terreno de un pixel en LOS, ϕ_{orb} es la fase residual debido a vectores de orbita imprecisos, ϕ_{atm} representa el retraso de fase introducido por diferencias en las condiciones atmosféricas, ϕ_{topo} es la contribución de la fase causada por imprecisiones del MDE y la posición del centro de fase, y ϕ_{ruido} representa el ruido de fase introducido por la variabilidad de las características de la retrodispersión así como ruido del instrumento.

La aplicabilidad de DinSAR presenta algunas limitaciones, tales como la **decorrelación temporal** (dependiente de la diferencia temporal entre adquisiciones o **línea de base temporal**), la introducción de artefactos debido a imprecisiones de los vectores orbitales (Biggs et al., 2007; González y Fernández, 2011) y errores relacionados con la remoción de la fase topográfica y ruido atmosférico debido a las condiciones en la troposfera e ionosfera (Hooper et al., 2012; Zebker et al., 1997).

Con la finalidad de abordar las limitaciones del DinSAR convencional antes mencionadas, se ha establecido el **DinSAR multitemporal**, el cual permite mediciones más precisas bajo el objetivo de reducir o separar los términos aleatorios de la fase interferométrica. Uno de los enfoques para este propósito es el llamado **apilamiento de interferogramas** (*Interferogram Stacking*), el cual se centra principalmente en el ruido atmosférico. En este sentido, se han desarrollado técnicas avanzadas de series temporales DinSAR. Estas pueden subdividirse en dos grandes categorías:

- a. la Interferometría de Dispersores Persistentes (*Persistent Scatterer Interferometry*, PSI), y
- b. la Interferometría de Línea de Base Pequeña (*Small Baseline*, SB).

La principal diferencia radica en que la primera busca identificar dispersores puntuales que sean estables en el tiempo, mientras que la segunda está optimizada para encontrar píxeles de baja decorrelación que contienen suficiente información para reconstruir la señal de desplazamiento temporal y separarla posteriormente de los términos problemáticos de la fase interferométrica.

2.3.2 PS InSAR

La técnica PSI (Ferretti et al., 2000, 2001) se basa en el descubrimiento de que un dispersor dominante dentro de una celda de resolución es mucho menos afectado por la decorrelación que un dispersor distribuido que consiste en una gran cantidad de pequeños elementos de dispersión (Usai, 1997). Por lo tanto, la señal de fase resultante es más estable en el tiempo y las divergencias pueden atribuirse a los términos de error residual (Fig. 2.9). Objetos típicos que se comportan como Dispersores Persistentes (Persistent Scatterers, PS) son techos, casas y rocas (Hooper et al., 2012; Perissin y Ferretti, 2007).

El primer paso del procesamiento PSI comprende la formación de interferogramas de resolución completa, mientras que todas las imágenes esclavas son corregistradas y remuestreadas a la retícula de la misma imagen maestra. La elección de esta imagen maestra suele hacerse minimizando la línea-base perpendicular y temporal, así como la diferencia en el centroide *Doppler* (Hooper et al., 2007).

Después de la generación del interferograma, se realiza una identificación preliminar de los candidatos a PS para reducir el volumen de datos y acelerar el posterior procesamiento de datos. Dado que en PSI la identificación de píxeles con bajo ruido de fase no se basa en la coherencia, se realiza un análisis píxel por píxel para estimar la llamada **dispersión de amplitud** (D_{Amp}) de una ubicación de píxel dada en el tiempo:

$$D_{Amp} = \frac{\sigma_{Amp}}{m_{Amp}} \quad (\text{Ec. 2.10})$$

donde m_{Amp} y σ_{Amp} son la media y desviación estándar de la amplitud en el tiempo, respectivamente (Ferretti et al., 2001).

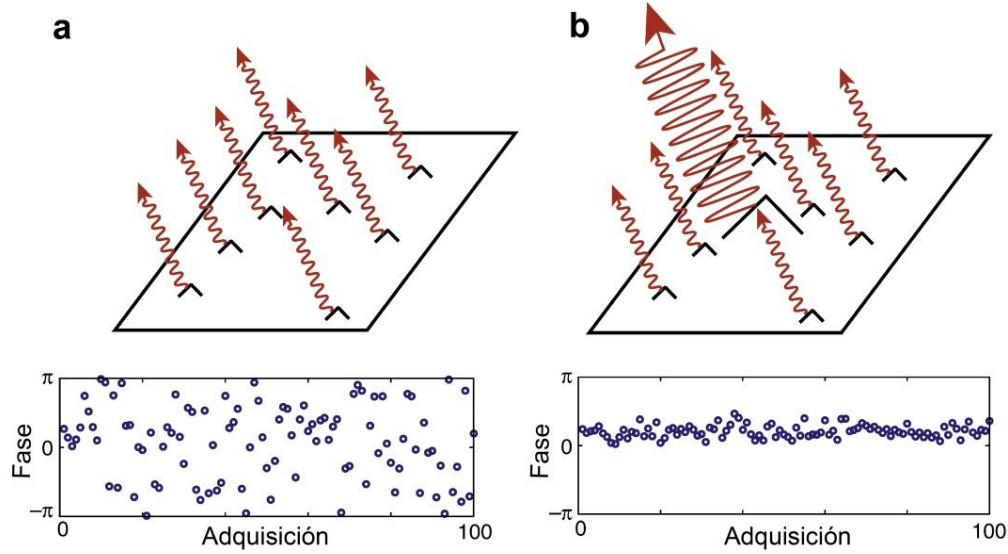


Fig. 2.9. Comportamientos de fase para un píxel dispersor distribuido (a) y un píxel dispersor persistente (b). Las ilustraciones en la parte superior representan los dispersores que contribuyen a la fase de un píxel en una imagen y los gráficos de abajo muestran simulaciones de la fase para 100 adquisiciones, con los dispersores más pequeños moviéndose al azar entre cada iteración. El dispersor más brillante en (b) es tres veces más brillante que la suma de los dispersores más pequeños. Modificado de Hooper et al. (2012).

Debido a que el ruido de fase y la dispersión de amplitud se relacionan de manera eficiente en $\sigma = 0.25 \text{ rad}$, se puede crear un subconjunto de puntos que están sujetos al posterior análisis de fase interferométrica y procesos de separación.

Después de identificar un conjunto inicial de posibles píxeles estables, se pueden atribuir los términos de error de las fases interferométricas y se realiza un refinamiento adicional en la selección de PS. Inicialmente, la diferencia de fase Δ_ϕ en cada interferograma i entre dos píxeles candidatos vecinos (1,2) se calcula para comprobar la estabilidad real de la fase y crear una red de PS de referencia. Esto puede expresarse matemáticamente como (Colesanti et al., 2003):

$$\Delta_{\phi_{1,2,i}} = \frac{4\pi}{\lambda} \Delta_{v_{1,2}} T_i + K_\epsilon \Delta_{\epsilon_{1,2}} B_{n,i} + n_{1,2,i} \quad (\text{Ec. 2.11})$$

donde $\Delta_{v_{1,2}}$ y $\Delta_{\epsilon_{1,2}}$ son las velocidades diferenciales en LOS y la inexactitud diferencial del MDE en relación con los dos puntos considerados, respectivamente. T_i es la línea-base

temporal, K_ϵ es una constante de proporcionalidad y $B_{n,i}$ es la línea-base normal del interferograma i . El término $n_{1,2,i}$ se trata del ruido de fase residual consecuencia del ruido de decorrelación, efectos atmosféricos diferenciales y errores orbitales.

El término de fase residual, junto con la velocidad y el error del MDE pueden ser modelados en conjunto para todas las series de tiempo. Se aprovecha el hecho de que el error del MDE se relaciona linealmente solo con la línea-base perpendicular. En cambio, el **término de deformación** (del terreno, por ejemplo) se modela mediante una aproximación *a priori* del comportamiento temporal esperado de la deformación. En la mayoría de los casos, el modelo asume tasas constantes o ciclos periódicos de deformación durante todo el período cubierto (Ferretti et al., 2001).

En este punto, la fase interferométrica puede ser **desenrollada** (*unwrapped*) correctamente. Dado que se conoce la deformación y el error del MDE, estos pueden ser restados de la fase interferométrica original y obtener el error residual. Por otra parte, el término del ruido aleatorio que no está correlacionado en el tiempo y el espacio puede ser usado para identificar PS adicionales.

Debido a que la señal de ruido atmosférico puede contener residuos de desplazamientos no lineales, debe aplicarse un análisis espacio-temporal para identificar dichos desplazamientos y posteriormente ser añadidos a la deformación (Colesanti et al., 2003; Ferretti et al., 2000).

Finalmente, si el término residual es pequeño y se asegura una cobertura espacial suficiente se puede lograr como resultado una densidad mínima de 3-4 PS/km² (Colesanti et al., 2003). Además, se recomienda de 25-30 imágenes para una estimación correcta de la **doble diferencia** de los píxeles cercanos.

2.3.3 SB InSAR

La Interferometría SB es otro enfoque de creación y análisis de pequeñas deformaciones mediante series temporales DInSAR. A diferencia del PSI, SB se enfoca en los dispersores distribuidos que solo son afectados marginalmente por la decorrelación. Por lo tanto, los interferogramas solo son formados entre imágenes que están separadas por intervalos cortos de tiempo y pequeñas diferencias en el ángulo de visión, con el fin de minimizar la decorrelación espacial y temporal. Como consecuencia de este prerrequisito, se hace difícil formar una serie de tiempo con una sola imagen maestra. En su lugar, se construye una red de interferogramas y las series temporales resultantes se recuperan mediante inversión de modelo (Fig. 2.10). Para compensar la decorrelación espacial, se aplica un filtro espectral a los pares de imágenes (Hooper, 2008) y se puede reducir el ruido adicional mediante la observación múltiple de los interferogramas (Berardino et al., 2002; Schmidt y Bürgmann, 2003).

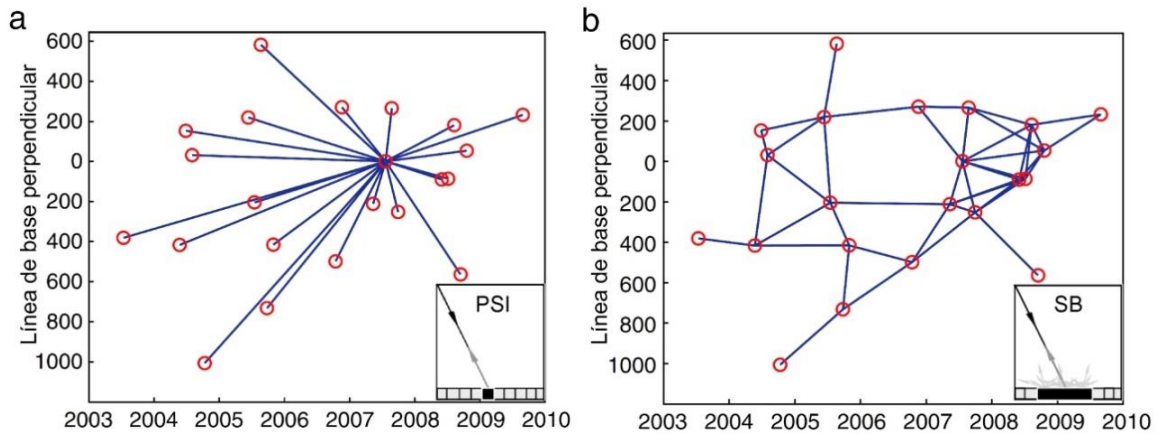


Fig. 2.10. Red de interferogramas de PSI (a) y SB (b). PSI se basa en el análisis de los dispersores dominantes, SB explota los dispersores distribuidos espacialmente promediados. Los círculos rojos representan imágenes SAR y las líneas azules indican los interferogramas que se forman.

Modificado de [Hooper et al. \(2012\)](#).

[Usai et al. \(1999\)](#) propusieron por primera vez un enfoque de este tipo mediante la creación de una base de datos de interferogramas interconectados. Posteriormente, [Bernardino et al. \(2002\)](#) propusieron un enfoque más elaborado, cuya principal ventaja consiste en la posibilidad de utilizar redes separadas de interferogramas SB. Este enfoque específico se conoce como **Subconjunto de Línea de Base Pequeña (Small Baseline Subset, SBAS)**.

De acuerdo con [Lanari et al \(2004\)](#), la consideración de un gran conjunto de imágenes (es decir, ≥ 20) y un solapamiento suficientemente oportuno de los subconjuntos de SB asegura la fiabilidad del método SBAS.

Otro avance de este enfoque se refiere a la inclusión de los términos de error dedicados dentro de la fase interferométrica diferencial. Es decir, a partir de los interferogramas desarrollados preliminarmente, se obtiene una estimación del error topográfico y de la señal de paso bajo de la deformación. Ambos se restan del módulo 2π desde la fase enrollada original de cada interferograma de entrada, y el desenvolvimiento de la fase final tiene lugar en la componente de fase residual. La señal de paso bajo se vuelve a añadir a la fase sin envolver resultante y se aplica el algoritmo **SVD (Single Value Decomposition, Bernardino et al., 2002)** para obtener las estimaciones de deformación. Finalmente, el ruido atmosférico puede determinarse con un filtro de paso bajo de la señal de fase deformada en el espacio y la señal no correlacionada en el tiempo.

Al igual que en el método **StamPS (Stanford Method for Persistent Scatterer, Hooper et al., 2007)** de PSI, los píxeles candidatos se identifican por sus estadísticas de amplitud, mientras se utiliza el índice de dispersión por diferencia de amplitud. En este sentido, la selección real de píxeles estables también se lleva a cabo de la misma manera que para el enfoque StamPS. Dado que la inversión del modelo se realiza con un enfoque de mínimos cuadrados, la red no debe contener ningún grupo aislado de interferogramas.

Debido a que este enfoque reduce la resolución de los datos de entrada originales, **no es adecuado para la supervisión de edificios o estructuras individuales**. No obstante, para resolver esto se han propuesto métodos que operan en resolución completa (Hopper, 2008; Lanari et al., 2004). Finalmente, en años recientes se han aplicado con éxito otros enfoques con ligeras mejoras a la Interferometría SB original, por ejemplo, se puede consultar a Doin et al. (2011) y a González y Fernández (2011).

Una vez presentadas las bases teóricas de InSAR, se prosigue con la descripción de la teoría del modelo numérico FLO-2D, comenzando con una breve introducción sobre la clasificación de modelos que han sido usados en la simulación de inundaciones.

2.4 Modelos de inundaciones

Las inundaciones son el desastre natural más devastador, generalizado y frecuente para las sociedades humanas. En este sentido, a lo largo de la historia de la humanidad, se ha hecho un esfuerzo constante por comprender, evaluar y predecir estos fenómenos y sus consecuencias. Para este propósito se han desarrollado los modelos lluvia-escurrimiento o **hidrológicos** (Devi et al., 2015; Gupta et al., 2015; Islam, 2011; Vargas-Castañeda et al., 2015) y los modelos **hidráulicos** o de inundación (Bladé et al., 2014a; Jain et al., 2018; Teng et al., 2017; Woodhead et al., 2007).

Los modelos hidrológicos son una herramienta para conocer el funcionamiento y el comportamiento de los diferentes componentes del ciclo hidrológico. Como consecuencia de ello, se usan: a) como herramienta para la gestión y planeamiento, b) para una mayor comprensión del rol de los componentes del ciclo hidrológico en una determinada cuenca, c) para extrapolar potenciales condiciones futuras a partir de condiciones actuales y d) como base para la modelación de otros procesos, como la calidad de agua, erosión, etc. (Cabrera, 2012). Ya que comprender el ciclo hidrológico implica conocer la “respuesta” de la cuenca de manera continua en el tiempo y en el espacio, la base de la modelación hidrológica es la **modelación de cuencas hidrográficas**.

En la literatura se pueden encontrar una gran variedad de modelos hidrológicos y diferentes maneras de catalogarlos. Sin embargo, con base en las características básicas útiles para la modelación de cuencas hidrográficas, se pueden considerar tres clasificaciones: a) de acuerdo con la conceptualización de los procesos básicos, b) con la naturaleza de los algoritmos básicos y c) con su representación espacial (Fig. 2.11).

Los modelos hidráulicos han enfocado sus esfuerzos en la modelación de inundaciones fluviales y pluviales. Entre estos se pueden encontrar modelos comerciales y gratuitos que simulan el flujo en 1D, 2D o 3D. Sin embargo, el enfoque para el estudio de las inundaciones es más amplio e implica que las investigaciones permitan el mapeo del riesgo (Apel et al., 2006; Dutta et al., 2006), el pronóstico en tiempo real (Arduino et al., 2005), la evaluación del daño (Bhuiyan y Dutta, 2012; Merz et al., 2010), la evaluación de estructuras hidráulicas de control (Gallegos et al., 2009) y la planeación de recursos hídricos (Vaze et al., 2013). Por lo tanto, de acuerdo con Teng et al. (2017) los enfoques para evaluar las inundaciones se

pueden englobar en tres grandes grupos: a) métodos empíricos, b) modelos hidrodinámicos y c) modelos conceptuales simplificados (Fig. 2.12).

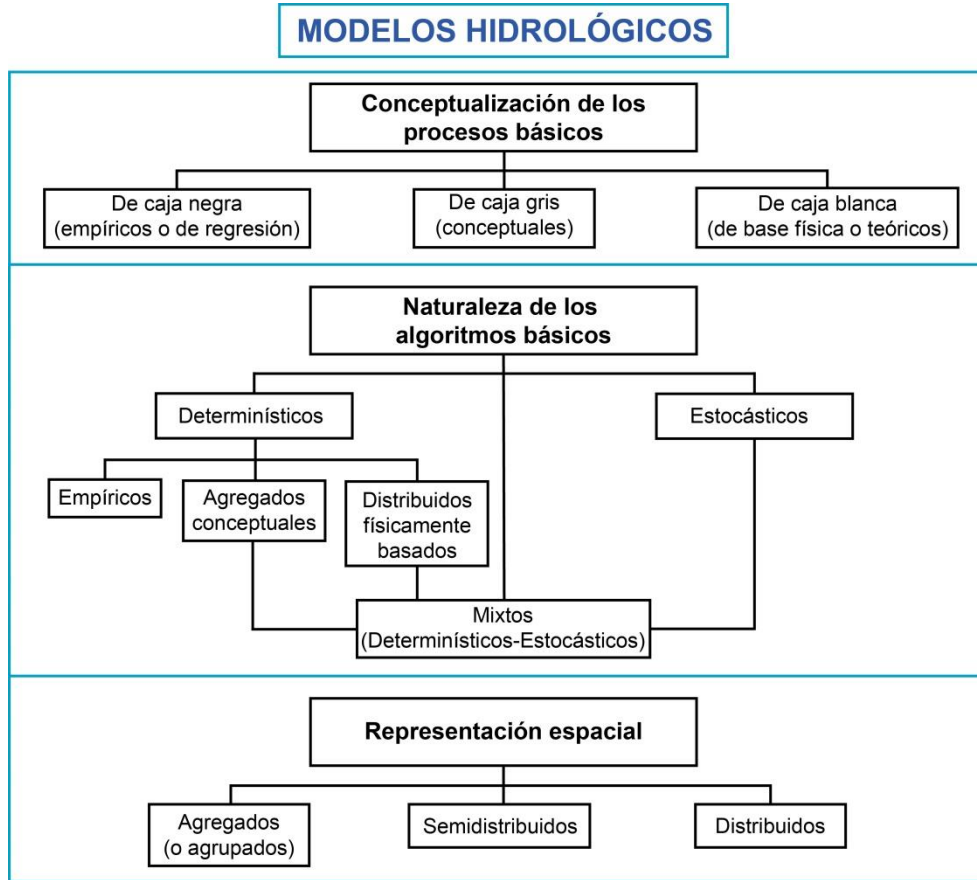


Fig. 2.11. Clasificación de los modelos hidrológicos. Esquema elaborado con base en información de [Cabrera \(2012\)](#).

Respecto a esta clasificación, los **modelos hidrodinámicos 2D** son los más utilizados a nivel mundial para simular la dinámica detallada de las inundaciones. Los modelos 2D describen el flujo en la llanura de inundación como un campo bidimensional bajo la suposición de que la tercera dimensión (profundidad) es somera en comparación con las otras dos dimensiones ([DHI, 2012](#); [Roberts et al., 2015](#)). La mayoría de estos enfoques resuelven las ecuaciones bidimensionales de aguas poco profundas, las cuales describen la conservación de masa y *momentum* en un plano y pueden ser derivadas de las ecuaciones de Navier-Stokes ([Teng et al., 2017](#)).

Dependiendo de las estrategias de discretización numérica, los modelos pueden clasificarse en métodos de elementos finitos, diferencias finitas y volúmenes finitos. Según la discretización en el tiempo, los modelos pueden dividirse en **implícitos** (el solucionador no puede proceder al siguiente paso de tiempo hasta que se resuelva todo el dominio) y **explícitos** (resolución de la unidad actual independientemente de la resolución del resto del dominio para cualquier paso de tiempo dado).

En términos de representación espacial, los modelos pueden utilizar malla estructurada (elementos rectangulares), malla no estructurada (elementos triangulares) y más recientemente, malla flexible. La evaluación de las capacidades de algunos de los modelos hidrodinámicos 2D de la actualidad pueden consultarse en Néelz and Pender (2009, 2010, 2013).

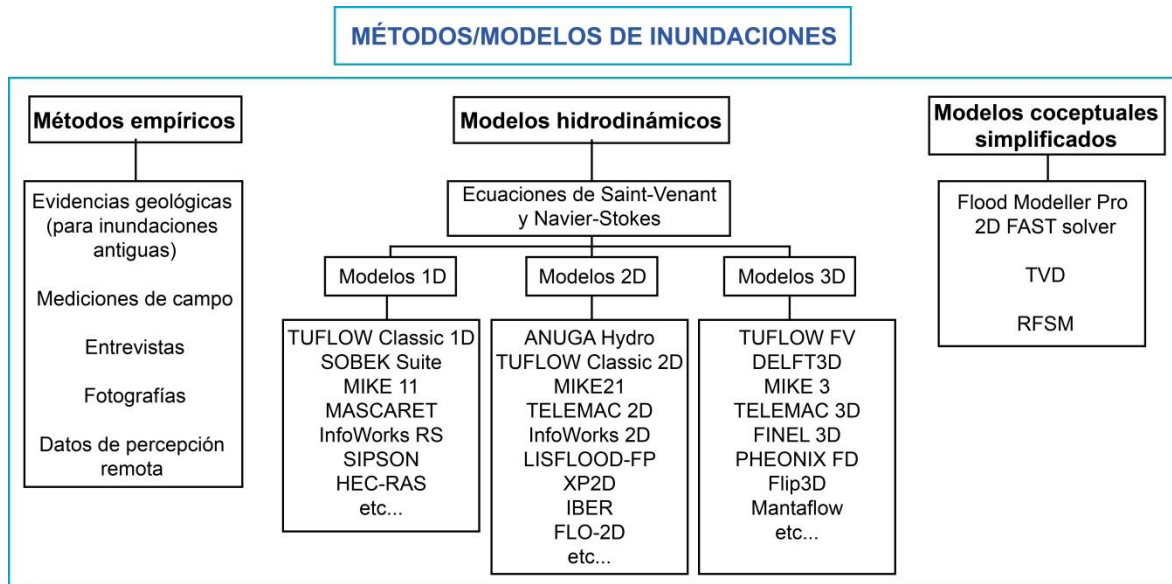


Fig. 2.12. Clasificación de los enfoques para evaluar inundaciones. Algunos de los modelos hidrodinámicos tienen la capacidad de trabajar en 1D y 2D, tales como SOBEK Suite, InfoWorks y LISFLOOD-FP. Diagrama elaborado con base en información de Teng et al. (2017).

Aunque en la actualidad una gran parte de los modelos hidrológicos distribuidos (por ejemplo: MIKE-SHE, TOP MODEL, SHETRAN, SWAT, KINEROS, entre otros) pueden simular el proceso lluvia-escorrentía y la inundación en zonas urbanas. En este trabajo, dadas las condiciones de tiempo e insumos se consideró aplicar una metodología que incluye, por un lado un modelo hidrológico agregado (**método del número de escorrentía N** , ver Capítulo 6) y por otro, un modelo hidráulico bidimensional (**FLO-2D**) especializado en simulación de inundaciones urbanas.

2.5 Modelo FLO-2D

FLO-2D (*2-Dimensional Flood Routing Model*) es un modelo de proceso físico que dirige los hidrogramas de inundación y lluvia-escorrentía en canales o superficies de flujo no confinadas, utilizando la aproximación de onda dinámica a la ecuación de *momentum*. El modelo tiene componentes para simular el flujo en calles, edificios, obstrucciones y cauces, además, modela transporte de sedimentos, lluvia e infiltración espacialmente variable, drenaje de tormentas y muchos otros detalles de inundación (Fig. 2.13).

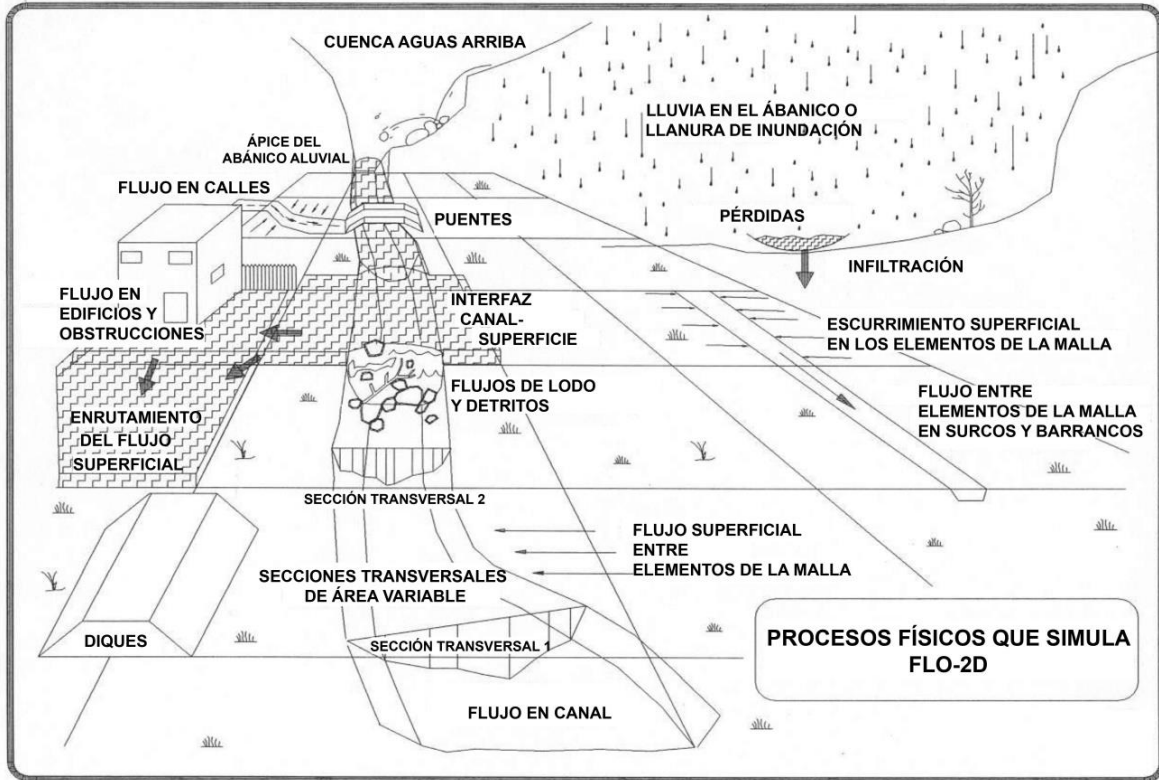


Fig. 2.13. Procesos físicos simulados en el modelo FLO 2D.

2.5.1 Breve descripción del modelo

FLO-2D calcula el flujo terrestre en 8 direcciones, informa sobre la conservación de la masa, utiliza un esquema de incremento y decremento de paso de tiempo variable, incorpora criterios de estabilidad numérica eficientes, tiene asignación ilimitada de elementos de cuadrícula, incluye edición gráfica y tiene programas de post-procesamiento para visualizar los archivos de salida.

En FLO-2D el flujo en un canal se simula de manera unidimensional representando su geometría con secciones transversales naturales, rectangulares o trapezoidales. El flujo en calles es modelado como en un canal rectangular. El flujo superficial es modelado bidimensionalmente, ya sea como flujo laminar o flujo en múltiples canales (surcos y barrancos). El desbordamiento del flujo en canales es calculado cuando se excede la capacidad del canal. Una rutina de interfaz calcula el intercambio de flujo del canal a la llanura de inundación, incluyendo el retorno del flujo al canal. De manera similar, la rutina de interfaz también calcula el intercambio de flujo entre las calles y las áreas de flujo superficial dentro de un elemento de la malla (Fig. 2.14). Una vez que el flujo sobrepasa el canal, se dispersará a otros elementos de la malla del terreno en función de la topografía, la rugosidad y las obstrucciones. Puede agregarse transporte de sedimentos, flujo de lodo y escombros, así como componentes para tratar la movilización de los sedimentos del lecho y flujos hiperconcentrados.

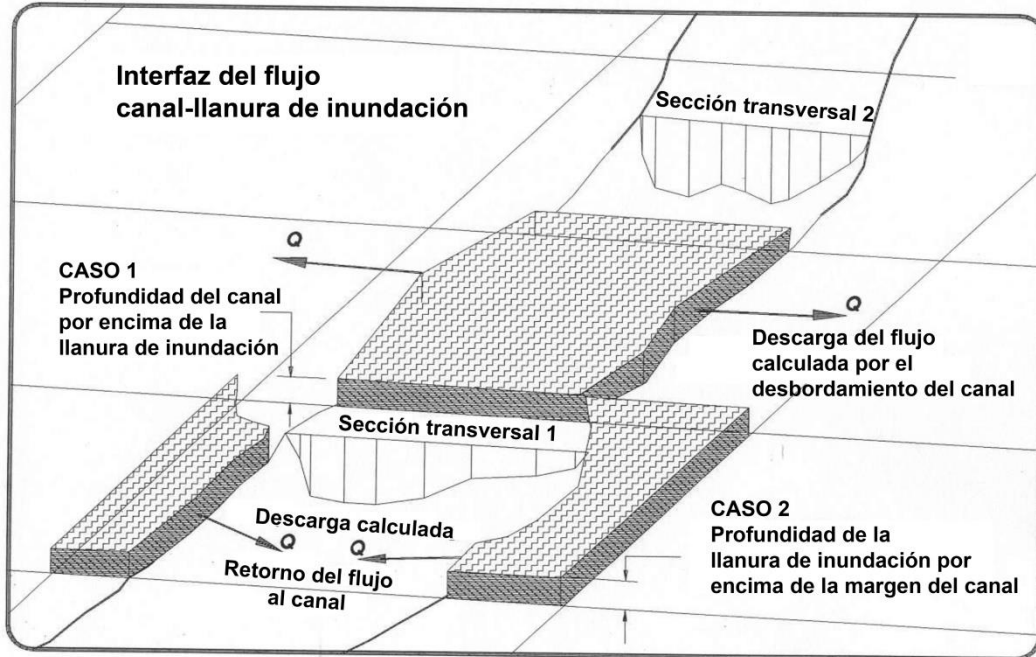


Fig. 2.14. Interfaz canal-llanura de inundación en FLO-2D.

Los resultados de una simulación de inundación en FLO-2D pueden incluir: hidrogramas de salida fuera del sistema de malla; hidrogramas e hidráulica de flujo para cada elemento del canal; hidrogramas de inundación e hidráulica para secciones transversales de llanuras aluviales designadas; profundidades y velocidades máximas de flujo para todos los elementos de la malla; cambios en la elevación del lecho; fuerzas de impacto y valores para otras variables hidráulicas específicas, así como un resumen de las pérdidas de flujo de entrada, flujo de salida, almacenamiento y volumen en el sistema.

El diagrama de flujo de la [Fig. 2.15](#) permite entender de manera gráfica la interacción de los diversos componentes que intervienen en la modelación en FLO-2D durante la “corrida” de un proyecto.

2.5.2 Ecuaciones gobernantes

FLO-2D es un modelo sencillo de conservación de volumen. Mueve el volumen de inundación en una serie de celdas para el flujo superficial o a través de segmentos de escurrimiento para el enrutamiento de canales. La progresión de la onda de inundación sobre el dominio del flujo está controlada por la topografía y la resistencia al flujo. El enrutamiento de inundaciones en dos dimensiones se logra a través de una integración numérica de las ecuaciones de movimiento y conservación de volumen de un fluido, tanto para inundaciones de agua como para flujos hiperconcentrados.

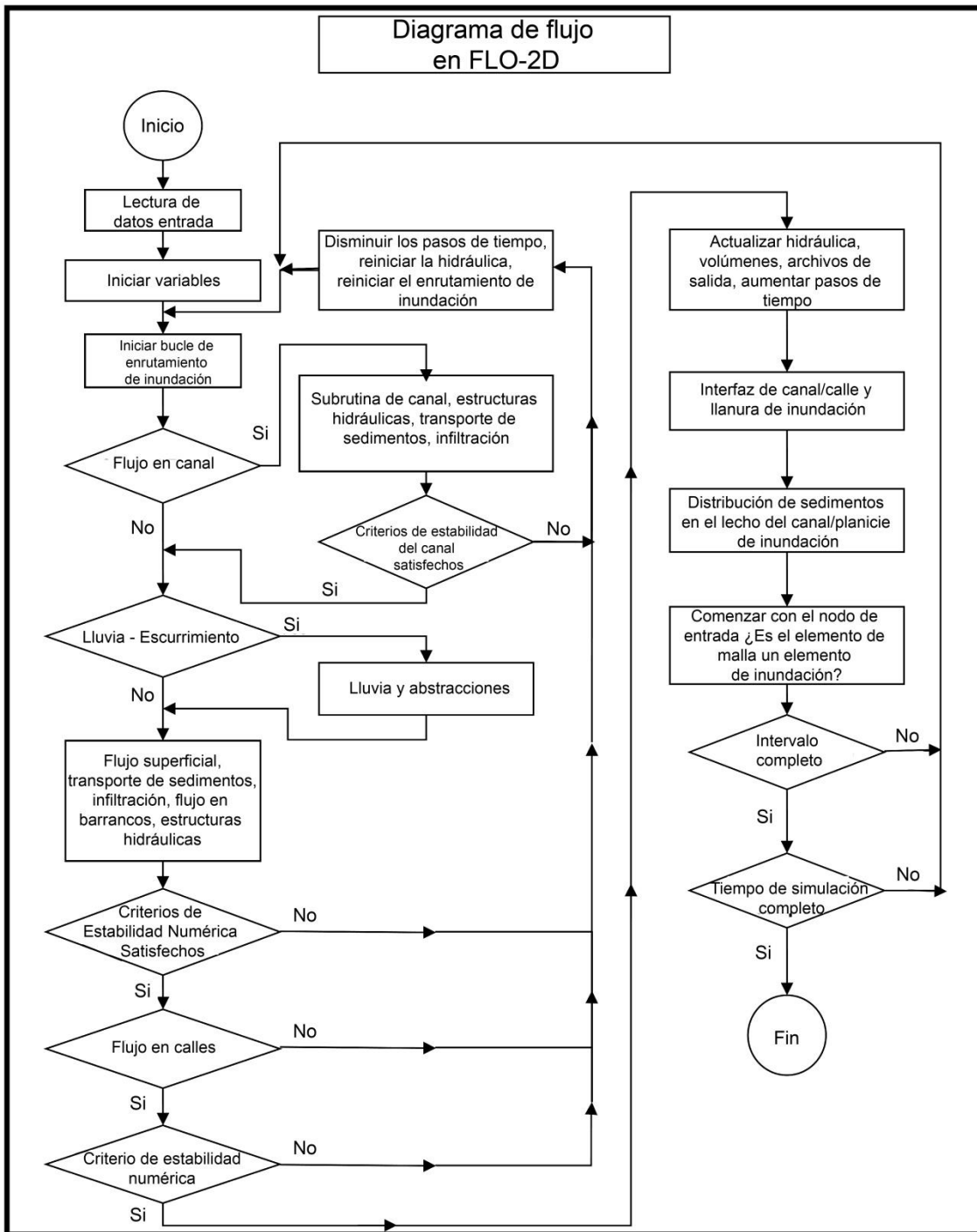


Fig. 2.15. Diagrama de flujo de los procesos en FLO-2D.

Las ecuaciones constitutivas del movimiento del fluido incluyen la **ecuación de continuidad** (Ec. 2.12) y la **ecuación de *momentum*** (Ec. 2.13):

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial hV}{\partial x} = i \quad (\text{Ec. 2.12})$$

$$S_f = S_o - \frac{\partial h}{\partial x} - \frac{V}{g} \frac{\partial V}{\partial x} - \frac{1}{g} \frac{\partial V}{\partial t} \quad (\text{Ec. 2.13})$$

donde h es la profundidad del flujo y V la velocidad media en una de las ocho direcciones del flujo, x . La intensidad de la lluvia en exceso (i) puede ser distinta de cero en la superficie del flujo. La componente de la pendiente de fricción (S_f) se basa en la ecuación de Manning. Los otros términos incluyen el gradiente de presión de la pendiente del lecho (S_o) y los términos de aceleración convectiva y local.

La ecuación de *momentum* representa la profundidad media del flujo en el canal unidimensionalmente. Mientras que para la llanura de inundación las ecuaciones de *momentum* se aplican calculando la velocidad media del flujo a través del límite de un elemento de la cuadrícula en una dirección a la vez.

Es importante comprender la magnitud relativa de los componentes de aceleración en relación con la pendiente del lecho y los términos de presión. En este sentido, [Henderson \(1966\)](#) calculó la magnitud relativa de los términos de la ecuación de *momentum* para un canal aluvial moderadamente empinado y un hidrograma de rápido crecimiento ([Tabla 2.2](#)).

Tabla 2.2. Magnitud relativa de los términos que componen la ecuación de onda dinámica.

	Pendiente del fondo	Gradiente de presión	Aceleración convectiva	Aceleración local
Término	S_o	$\frac{\partial h}{\partial x}$	$\frac{V}{g} \frac{\partial V}{\partial x}$	$\frac{\partial V}{g \partial t}$
Magnitud (ft/mi)	26	0.5	0.12 - 0.25	0.05

La tabla anterior ilustra que la aplicación de la onda cinemática ($S_o = S_f$) en pendientes moderadamente empinadas con un flujo relativamente constante y uniforme, es suficiente para modelar la progresión de la onda de inundación y en consecuencia, la contribución del gradiente de presión y los términos de aceleración pueden ser ignorados.

No obstante, la adición del término del **gradiente de presión** mejora la simulación del flujo superficial con topografía compleja, atenúa la onda de inundación y el cambio en el almacenamiento en la llanura de inundación. Por su parte, los términos de **aceleración local** y **convectiva** ayudan en el trazado de la inundación en el caso de pendientes planas, muy pronunciadas o condiciones de flujo no permanente.

2.5.3 Solución del algoritmo

La forma diferencial de las ecuaciones gobernantes en el modelo FLO-2D se resuelve con un esquema numérico de diferencia finita central. Este algoritmo explícito resuelve la ecuación de *momentum* para la velocidad de flujo a través de los límites de los elementos de la malla, elemento por elemento. El algoritmo utiliza pequeños pasos temporales mediante estrictos criterios de estabilidad.

El dominio computacional de FLO-2D se discretiza en elementos de malla uniformes y cuadrados (Fig. 2.16), de tal manera que la solución del algoritmo puede resumirse en los siguientes pasos:

1. Se calcula la geometría del flujo promedio, la rugosidad y la pendiente entre dos elementos de la malla.
2. La profundidad del flujo (dx) para calcular la velocidad a través del límite de la malla para el siguiente paso temporal ($i + 1$) se estima a partir del paso temporal anterior (i) utilizando una estimación lineal (la profundidad media entre dos elementos). Es decir:

$$d_x^{i+1} = d_x^i + d_{x+1}^i \quad (\text{Ec. 2.14})$$

3. La primera estimación de la velocidad en la dirección del flujo superficial, canal o calle (1D) se calcula utilizando la ecuación de onda difusiva.
4. La velocidad de onda difusiva prevista para el paso actual se utiliza como semilla en el **método de Newton-Raphson** para resolver la ecuación de onda dinámica completa para la velocidad. Debe considerarse que para los flujos de sedimentos hiperconcentrados, como los flujos de lodo y detritos, los cálculos de velocidad incluyen los términos adicionales de viscosidad y tensión de fluencia.
5. La descarga Q a través del límite se calcula multiplicando la velocidad por el área de flujo transversal. Para el flujo superficial, el ancho del flujo se ajusta mediante los factores de reducción de ancho. Se suma la descarga incremental para el paso temporal a través de los ocho límites (o elementos de canal aguas arriba y aguas abajo):

$$\Delta Q_x^{i+1} = Q_n + Q_e + Q_s + Q_w + Q_{ne} + Q_{se} + Q_{sw} + Q_{nw} \quad (\text{Ec. 2.15})$$

y la variación del volumen (descarga neta por el paso temporal) se distribuye entre el área de almacenamiento disponible dentro de la malla o el elemento de canal para determinar un aumento incremental en la profundidad de flujo (Ec. 2.16).

$$\Delta d_x^{i+1} = \frac{\Delta Q_x^{i+1} \Delta t}{A_{surf}} \quad (\text{Ec. 2.16})$$

donde ΔQ_x es el cambio neto en la descarga en las ocho direcciones de la llanura de inundación para el elemento de malla, para el paso de tiempo Δt entre el tiempo i e $i + 1$. Ver Fig. 2.16.

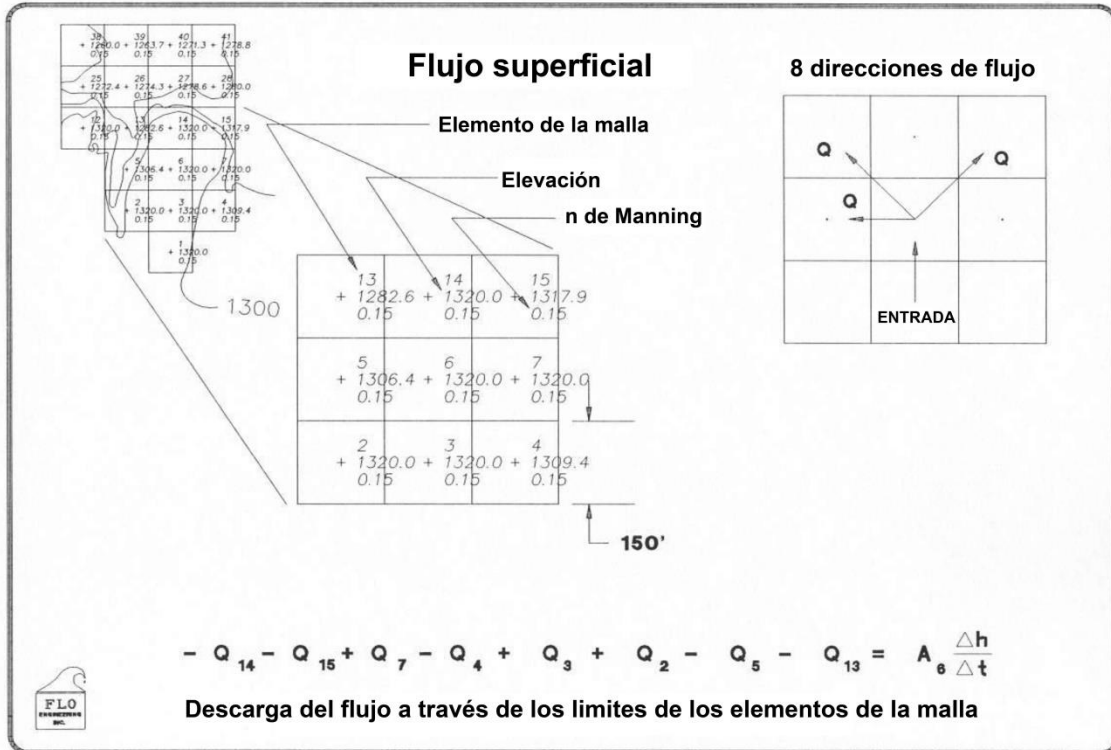


Fig. 2.16. Descarga del flujo a través de los bordes de los elementos de malla.

6. A continuación, se verifican los criterios de estabilidad numérica para la nueva profundidad de flujo del elemento. Si se excede alguno de los criterios de estabilidad, el tiempo de simulación se restablece al tiempo de simulación anterior, se reduce el incremento de paso de tiempo, se descartan todos los cálculos de paso de tiempo anteriores y comienzan de nuevo los cálculos de velocidad.
7. La simulación progresa con pasos de tiempo crecientes hasta que se exceden los criterios de estabilidad.

Para lograr el intercambio de descarga entre los elementos de la malla en función de la dirección del flujo, el modelo establece una serie de conexiones laterales en tiempo de ejecución, como se muestra en la Fig. 2.16. A estas direcciones de flujo sólo se accede una vez durante un período de tiempo, en lugar de la doble visita requerida por la búsqueda de elementos contiguos. Este enfoque facilita el procesamiento paralelo para la aceleración del modelo y tiene los beneficios adicionales de:

- a. reducir los cálculos de descarga requeridos en aproximadamente un 40%, aumentando la velocidad del modelo.
- b. ignorar los lados completamente bloqueados.
- c. eliminar la asignación de NOFLOC (elementos de canal que son contiguos pero que no comparten descarga) en los canales.

En la Fig. 2.17 se esquematiza cómo funciona la secuencia de cálculo, así como los criterios de estabilidad numérica en FLO-2D.

El esquema de enrutamiento por inundación de FLO-2D se basa en que el paso del tiempo es lo suficientemente pequeño como para asegurar la estabilidad numérica. La clave para un enrutamiento eficiente por diferencias finitas es que los criterios de estabilidad numérica limitan el paso de tiempo para evitar el *surging* numérico y, sin embargo, permiten pasos de tiempo suficientemente grandes para completar la simulación en un tiempo razonable. FLO-2D tiene un paso de tiempo variable que depende de si no se exceden los criterios de estabilidad numérica.

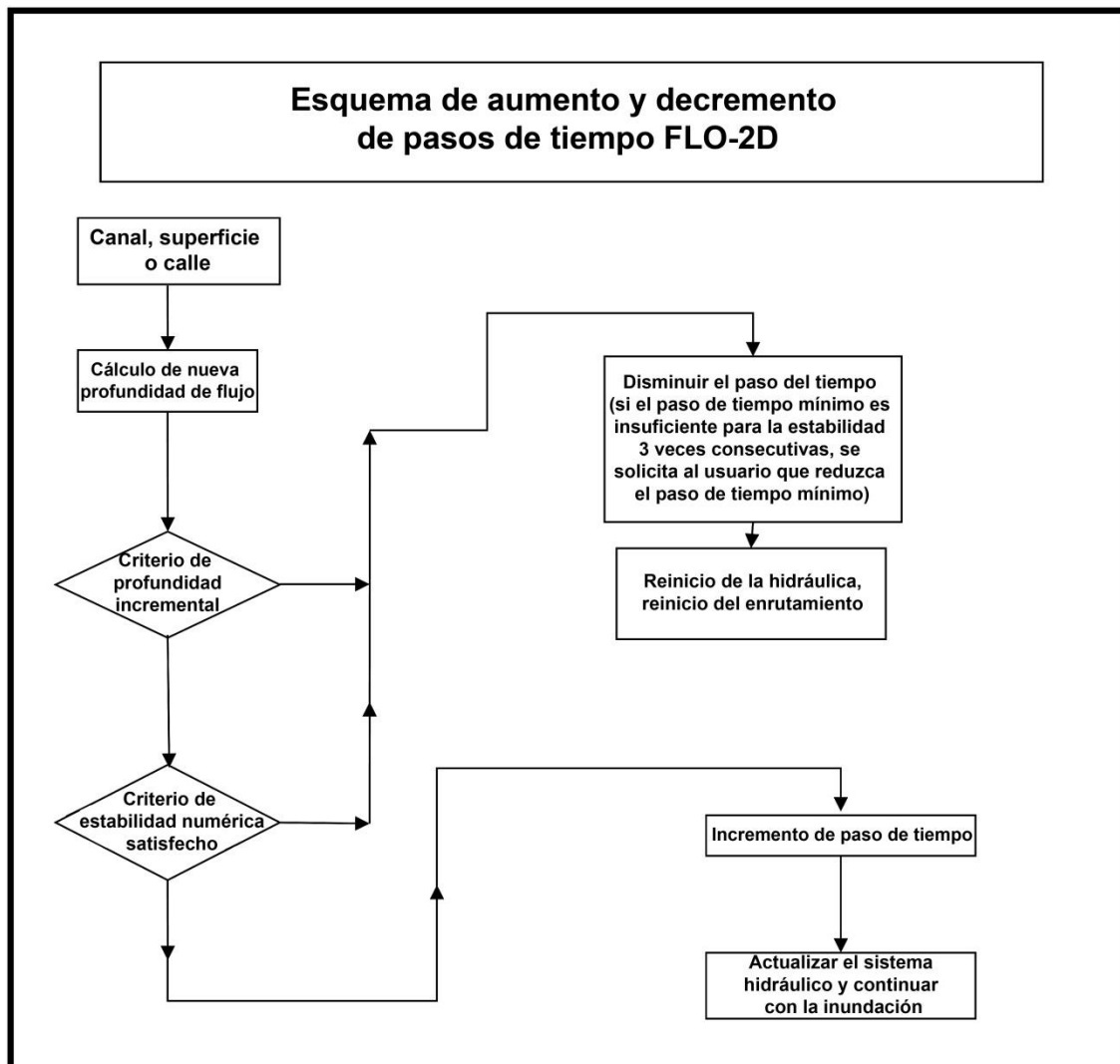


Fig. 2.17. Diagrama de flujo de los criterios de estabilidad de FLO-2D.

La mayoría de los esquemas explícitos están sujetos a la condición de **Courant Friedrich-Lewy** (CFL) para la estabilidad numérica (Jin y Fread, 1997). La condición CFL relaciona la celeridad de la onda de inundación con los incrementos temporales y espaciales del modelo.

La interpretación física de la condición CFL es que una partícula de fluido no debe viajar más de un incremento espacial Δx (lado del elemento de la malla) en un solo paso Δt (Fletcher, 1990). FLO-2D utiliza la condición CFL para la llanura de inundación, el canal y el enrutamiento en calles. El paso de tiempo Δt es limitado por:

$$\Delta t = \frac{C \Delta x}{(\beta V + c)} \quad (\text{Ec. 2.17})$$

donde C es el número de Courant ($C \leq 1$), Δx es el ancho del elemento cuadrado de la malla o longitud del canal, V es la velocidad promedio de la sección transversal computada, β es un coeficiente (5/3 para un canal amplio) y c es la onda de celeridad calculada.

Mientras que el coeficiente C puede variar de 0.2 a 1 dependiendo del tipo de algoritmo de enrutamiento explícito, se recomienda un valor predeterminado de 0.6 en el modelo FLO-2D.

Finalmente, se recomienda que al final de cualquier simulación, se revise la **conservación del volumen**, ya que la conservación del volumen indica precisión y estabilidad numérica. Cualquier simulación que no conserve el volumen debe ser revisada. Aunque cabe señalar que la conservación del volumen en cualquier simulación de inundaciones no es exacta. Para las simulaciones en FLO-2D un valor de 0.001% de error se considera aceptable.

Información complementaria y detallada sobre archivos de entrada, aplicaciones, componentes, comandos y simulación de escenarios específicos en FLO-2D se puede consultar en los manuales, informes técnicos, *webinars* y presentaciones de Power Point que ofrece el proveedor (FLO-2D, 2018).

CAPITULO 3. ANTECEDENTES

Dado que el capítulo anterior desarrolla los fundamentos teóricos y antecedentes sobre las técnicas y modelos que se aplican para evaluar el peligro del fenómeno subsidencia-inundación en este proyecto. Este capítulo se enfoca en presentar los estudios e investigaciones que se han llevado a cabo sobre esta temática, tanto a nivel mundial y nacional como también local.

3.1 La subsidencia como factor condicionante de inundaciones

Las **inundaciones** son el fenómeno natural con el mayor número de reportes anuales (Fig. 3.1) y uno de los principales devastadores en términos de destrucción y pérdidas económicas a nivel mundial (Fig. 3.2) (EM-DAT, 2017). Por ejemplo, entre 2006 y 2015, las inundaciones fueron la tercera causa principal de pérdidas económicas en todo el mundo, con daños totales superiores a los 300 billones de dólares; y la primera en términos del número total de personas afectadas con más de 0.8 billones (Carisi et al., 2017). De acuerdo con estas cifras, las inundaciones afectan gravemente a los seres humanos y sus economías, lo cual no debe sorprender, ya que nueve de los diez más grandes centros urbanos se localizan en zonas propensas a inundaciones (Di Baldassarre et al., 2013).

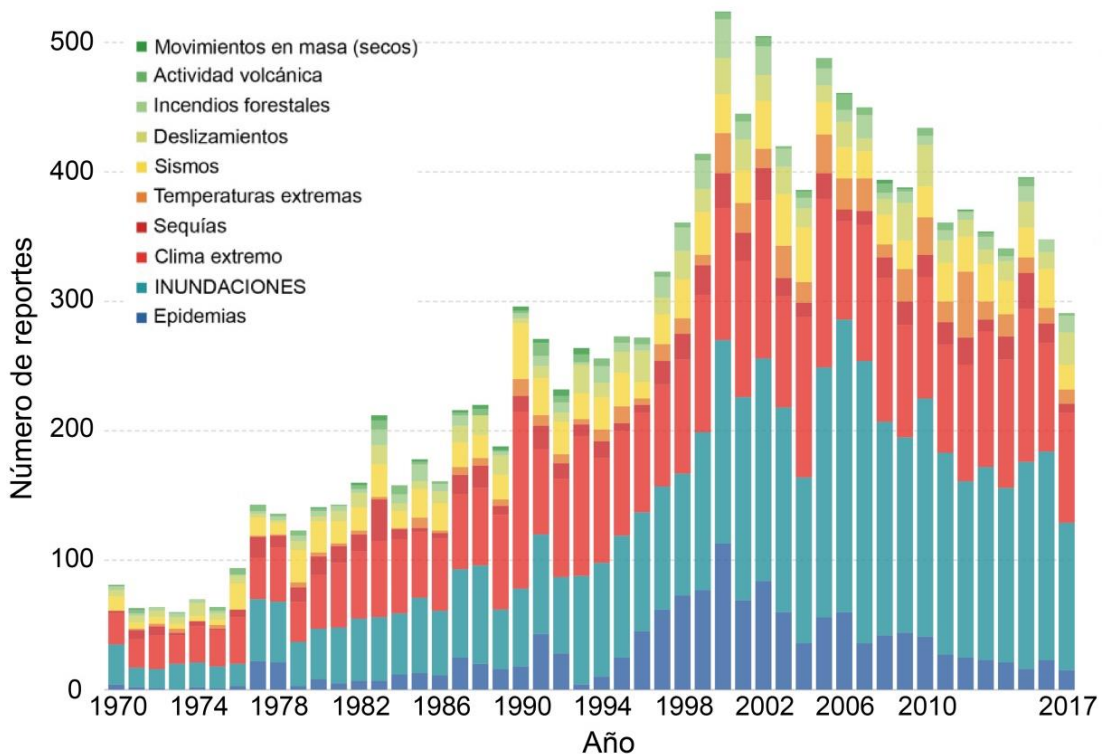


Fig. 3.1. Número de reportes anuales por tipo de desastre natural, desde 1970 hasta el 2017 (EM-DAT, 2017).

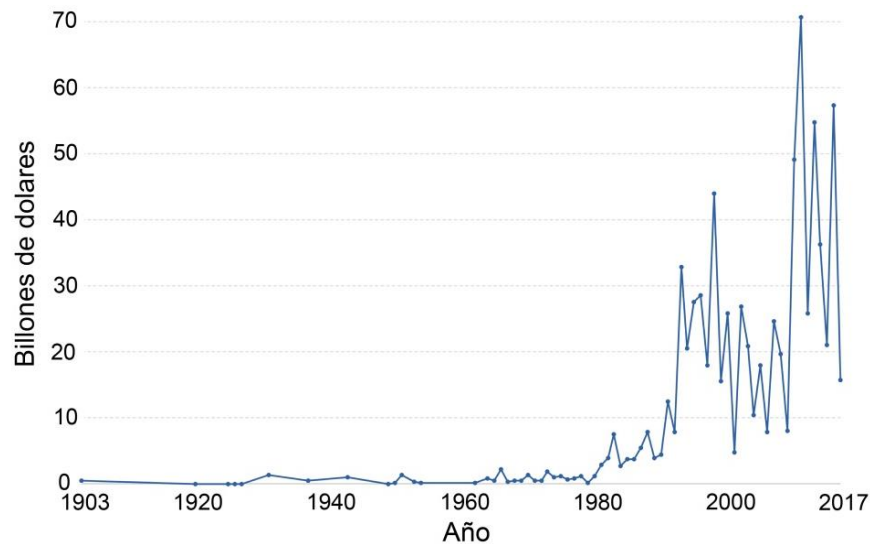


Fig. 3.2. Costo anual de daño por inundaciones desde 1900 hasta 2017 (EM-DAT, 2017).

Otro análisis de la base de datos EM-DAT (Guha-Sapir et al., 2015) revela que durante las décadas de 1986-1995, 1996-2005 y 2006-2015 las inundaciones afectaron a un número estable de personas en todo el mundo (entre 0.8 y 1 billón), mientras que los daños totales se incrementaron drásticamente (aproximadamente 100% por década).

En este sentido, es de suma importancia la interpretación correcta de la dinámica del peligro por inundación y la identificación de sus principales factores detonantes y condicionantes (véase por ejemplo, Ciullo et al. 2017).

En los últimos años, la literatura científica parece mostrar un consenso sobre los factores más influyentes de la dinámica del riesgo de inundación, identificándolos en la **variabilidad climática** y la **acción humana** (Carisi et al., 2017). A este respecto, varios estudios han demostrado que los cambios en el riesgo de inundaciones son el resultado principalmente de modificaciones en el uso y cobertura del suelo (Bouwer et al. 2010, Di Baldassarre et al. 2013), quedando en segundo término el aspecto de la variabilidad y cambio climático.

Entre las varias y diferentes actividades humanas que afectan la dinámica del peligro de inundaciones, nuestro trabajo se centra en el hundimiento del terreno o **subsistencia**, la cual es principalmente inducida por el hombre y ocurre en innumerables ciudades del mundo (Figuroa-Miranda et al., 2018; Galloway et al., 1999; Gambolati et al., 2005; Higgins, 2015; Hu et al., 2004; Poland, 1984; Wang et al., 2019).

Algunos de los primeros reportes de problemas de **inundación relacionados con la subsistencia** pueden ser encontrados en *Guidebook to studies of land subsidence due to ground-water withdrawal* (Poland, 1984). Este texto es considerado una de las primeras colecciones de casos de estudio sobre la ocurrencia de subsistencia en el mundo y es valorada como una copiosa fuente de información sobre este tema. Los casos de subsistencia-inundación que se presentan en este texto son: Ravena, Venecia (Carbognin et al., 1977), Nigata, Tokio, Osaka, La llanura de Nobi, Bangkok (Yamamoto, 1984), Shanghái (Luxiang y

Manfang, 1984), Houston-Galveston (Fig. 3.3) (Gabrysch, 1984) y el valle de Santa Clara (Poland, 1984). Cabe señalar dos aspectos importantes al respecto: 1) todos estos casos se refieren a ciudades/regiones deltaicas o costeras y 2) los reportes exhiben las primeras evaluaciones del comportamiento del fenómeno, mencionando los daños materiales y económicos causados, así como algunas medidas de mitigación y prevención que se llevaron a cabo.

En la actualidad, el estudio de estos casos (y varios más) se ha llevado a cabo con cierta regularidad, por lo que se puede mencionar de acuerdo con Carisi et al. (2017) que los problemas de inundación inducidos por subsidencia en zonas costeras han sido investigados y comprendidos a fondo.



Fig. 3.3. Inundación en viviendas afectadas por subsidencia en Houston Texas, durante una tormenta en junio de 1989. Tomada de Galloway et al. (2008).

Algunos de los casos más significativos sobre problemas de inundación relacionados con subsidencia deltaica o costera se enumeran a continuación:

1. **Nueva Jersey, EUA.** Con un hundimiento acumulado de 2-3 cm en los últimos 20 años y un incremento del nivel medio del mar (nmm) de 2 mm/año, se estima que en el futuro se producirá una importante pérdida de terreno a lo largo de la zona costera ocasionando una aceleración en la frecuencia de inundaciones y la tasa de erosión. Esto representa una grave amenaza para la economía de la región (Sun et al., 1999).
2. **Nueva Orleans, EUA.** Burkett et al. (2003) mencionan que más de un millón de personas que habitan el área metropolitana de Nueva Orleans se encuentran en riesgo potencial de inundaciones costeras futuras. Considerando una tasa de hundimiento actual de 5 mm/año (y hasta 1 cm/año según estudios previos) y la estimación del aumento del nivel del mar durante los próximos 100 años (480 mm), Nueva Orleans y sus alrededores probablemente estarán de 2.5 a 4 m por debajo del nmm para el año 2100. Estos escenarios presagian graves pérdidas de vidas y propiedades, a menos

que se mejoren las estructuras de control de inundaciones y los sistemas de drenaje de la ciudad.

- 3. Bahía de Chesapeake, EUA.** En esta región la subsidencia se ha observado desde la década de 1940 con tasas de 1.1 a 4.8 mm/año, y dicho hundimiento continúa hoy en día (Eggleston y Pope, 2013). De acuerdo con Zervas (2009) lo anterior explica porque la Bahía tiene la tasa más alta de elevación del nmm en la costa atlántica de EU. La tasa de subsidencia combinada con la elevación global del nivel del mar (1.8 mm/año, según Bindoff et al., 2007) han propiciado una elevación relativa de este de hasta 3.9 mm/año. Esto se ha reflejado en un incremento en la magnitud y frecuencia de las inundaciones, debido al retroceso del litoral (Fig. 3.4). Un análisis de McFarlane (2012) encontró que entre 59,000 y 176,000 residentes que viven cerca de las costas del sur de la Bahía podrían estar permanente o regularmente inundados para el año 2100. Además, estimó que el daño a la propiedad personal sería de entre 9,000 y 26,000 millones de dólares.

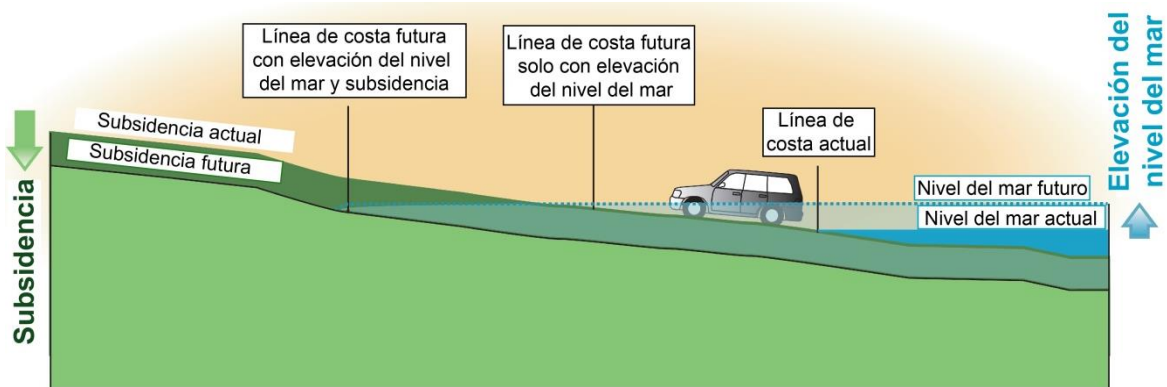


Fig. 3.4. Retroceso de la zona de costa causado por una combinación de elevación del nivel del mar y la subsidencia del terreno. Modificada de Eggleston y Pope (2013).

- 4. Venecia, Italia.** La combinación de la subsidencia geológica, antropogénica y el aumento del nivel del mar, han puesto a Venecia a unos 23 cm por debajo del nivel de este último. Este fenómeno ha provocado el aumento en la frecuencia de inundaciones con tirantes superiores a los 110 cm (Fig. 3.5), así como erosión y otros procesos hidráulicos desfavorables dentro de la cuenca de la laguna (Carbognin et al., 2005). Trabajos recientes indican tasas de subsidencia de 35 mm/año relacionadas con la construcción de grandes edificios en la zona de costa, lo que mantiene latente el riesgo de inundaciones (Tosi et al., 2015).
- 5. Bangkok, Tailandia.** La subsidencia en Bangkok, producto de la extracción de agua subterránea, ha estado afectando a la ciudad durante los últimos 35 años. En la década de 1980 el hundimiento del terreno alcanzó su punto más crítico con tasas de 120 mm/año (Phien-wej et al., 2006). Este fenómeno, en combinación con una topografía llana y la proximidad al mar han puesto a Bangkok en peligro constante de inundaciones. El evento de inundación más grave que se recuerda se produjo en

1995, cuando la anegación duró casi dos meses. El costo de los daños causado por este evento se estimó en 1.1 billones de dólares (JICA, 1999). Según Phien-wej et al. (2006) debido a los hundimientos continuos, los sistemas de protección contra inundaciones se han vuelto menos eficientes y el costo de bombear el agua fuera de la ciudad está aumentando progresivamente con el tiempo.

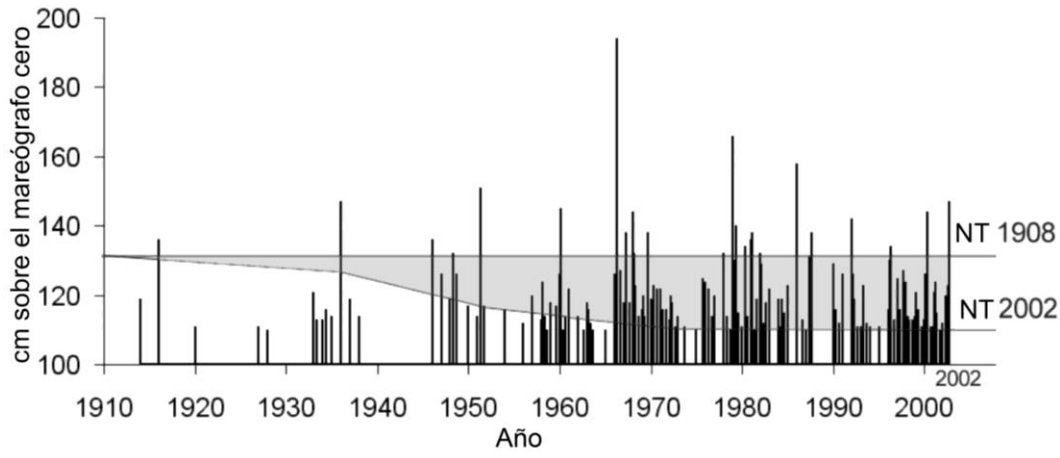


Fig. 3.5. Grafico que muestra el incremento en el número de eventos de inundación con tirantes superiores a 1.1 m, como consecuencia de la subsidencia en la ciudad de Venecia. NT se refiere a Nivel del Terreno. Modificado de Carbognin et al. (2005).

6. **Yakarta, Indonesia.** Abidin et al. (2015) plantean que entre los numerosos factores que han influido en las inundaciones en Yakarta, se encuentran el rápido y descontrolado desarrollo urbano, el aumento del nivel del mar, el cambio de uso de suelo y la subsidencia. La subsidencia en Yakarta presenta velocidades típicas de 3 a 10 cm/año (Abidin et al., 2013; Chaussard et al., 2013; Ng et al., 2012). Un análisis para conocer el impacto de la subsidencia en la dinámica de las inundaciones indica una correlación espacial entre las zonas de mayor hundimiento y las zonas de mayor afectación por inundación (Fig. 3.6) (Abidin et al., 2015). Sin embargo, los autores mencionan la necesidad de una cartografía detallada de ambos fenómenos, así como modelos detallados del riesgo por inundación para obtener una correlación más cuantitativa.
7. **Can Tho, Vietnam.** Can Tho es la ciudad más grande del delta del Mekong en Vietnam y es considerada una de las áreas más sensibles al cambio climático. Takagi et al. (2016) demuestran que los niveles de inundación están determinados predominantemente por las mareas oceánicas, el aumento del nmm y la subsidencia. Una tasa de hundimiento de 16 mm/año (Erban et al., 2014) ha generado un aumento relativo del nivel del mar de 22.3 mm/año (Takagi et al., 2016). Este fenómeno ha ocasionado inundaciones anuales que afectan 1.7 millones de hectáreas y cerca de 9 millones de personas en el interior del delta (Thi Thuy y Furukawa, 2007). Una proyección del fenómeno subsidencia-inundación indica que la profundidad máxima de inundación aumentará drásticamente en las próximas décadas, alcanzando valores de

hasta 70 cm en el año 2050 (actualmente este valor es de 10 cm, Fig. 3.7) (Takagi et al., 2016).

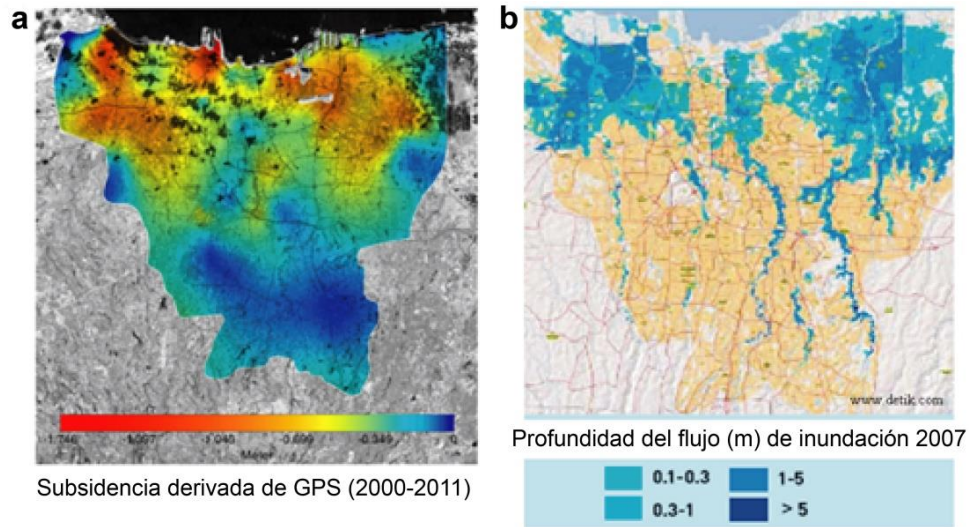


Fig. 3.6. Correlación espacial entre la subsidencia derivada de monitoreo GPS (2000-2011) y el área de inundación de un evento en Yakarta (2007). La inundación de 2007 afectó a más de 200 mil personas y varias zonas estuvieron anegadas por semanas (Schmidt, 2015). Modificada de (Abidin et al., 2015).



Fig. 3.7. Inundación en la zona centro de Can Tho, donde el anegamiento se mantiene durante horas. Tomada de Takagi et al. (2016).

Los párrafos anteriores ponen en evidencia que: a) la subsidencia es un factor condicionante de inundaciones en ciudades deltaicas y costeras; b) es necesario el estudio y modelación del fenómeno subsidencia-inundación de manera consistente, sistemática y continua (aunque algunos trabajos se han publicado al respecto, por ejemplo, Carisi et al., 2017; Chen y Tfwala, 2018; Yin et al., 2016) y c) hace falta extender el conocimiento y aplicación de metodologías para comprender la dinámica de las inundaciones pluviales en ciudades continentales, principalmente en las que está comenzando a incrementar el peligro de inundación a causa del hundimiento del terreno.

Por estas razones, este trabajo se enfoca en el análisis del fenómeno subsidencia-inundación en la ciudad de Morelia, ciudad continental sujeta a hundimientos del terreno desde la década de 1980 e inundaciones pluviales y fluviales desde el siglo XVI.

Dado que la subsidencia y las inundaciones son fenómenos que ocurren de manera conjunta en varias ciudades de México, los trabajos deberían enfocarse en evaluar esta relación. No obstante, los trabajos al respecto son inexistentes. El avance importante al respecto es la identificación, por algunos autores, del riesgo inminente actual y futuro de la subsidencia como factor condicionante de inundaciones más frecuentes y severas ([Hernández-Madrigal et al., 2011](#); [Pacheco et al., 2006](#)).

A continuación se presenta una revisión de investigaciones previas de los fenómenos subsidencia e inundación, que por separado si han sido ampliamente abordados.

3.2 La subsidencia en México

La subsidencia del terreno es el hundimiento súbito o gradual de la superficie terrestre debido a mecanismos subsuperficiales de deformación de los materiales que la componen ([Galloway et al., 1999](#)). Aunque el desplazamiento es principalmente hacia abajo, la deformación horizontal asociada suele tener efectos perjudiciales significativos ([Galloway y Burbey, 2011](#)). La subsidencia, ya sea inducida por factores naturales o antrópicos afecta a países importantes alrededor del mundo tales como China ([Shi et al., 2008](#); [Zhu et al., 2015](#)), España ([Boni et al., 2015](#); [Tomás et al., 2010](#)), Italia ([Carbognin et al., 2004](#); [Modoni et al., 2013](#); [Teatini et al., 2011](#)), Japón ([Sato et al., 2006](#)), EUA ([Galloway et al., 1999](#)), México ([Chaussard et al. 2014](#); [Figueroa-Miranda et al., 2018](#)) entre otros.

En México, la subsidencia fue identificada por primera vez en la década de 1920, cuando [Gayol \(1925\)](#) detectó problemas en el sistema de drenaje de la Ciudad de México. En las décadas posteriores se presentó un auge en los reportes, principalmente en ciudades del centro del país como Aguascalientes, Celaya, Morelia y Querétaro ([Ávila-Olivera y Garduño-Monroy, 2008](#); [Carreón-Freyre et al., 2016](#); [Huizar-Álvarez et al. 2011](#); [Pacheco-Martínez et al. 2013](#)). Actualmente se estima que existen al menos 100 ciudades con problemas relacionados con la subsidencia del terreno.

[Figueroa-Miranda et al. \(2018\)](#) mencionan que la subsidencia en México es detonada principalmente por la extracción de agua subterránea y se clasifica en dos tipos:

- a. **Subsidencia Tipo Ciudad de México (STCM).** Esta se caracteriza por desarrollar un patrón espacial circular a nivel regional causado por la consolidación de las arcillas altamente compresibles que componen los acuíferos de la Cuenca de México ([Fig. 3.8](#)). En la actualidad, es el tipo más investigado y conocido a nivel mundial. Su estudio se ha llevado a cabo desde su identificación con trabajos de nivelación precisa, GPS e InSAR ([Cabral-Cano et al., 2011](#); [Ortega-Guerrero et al., 1999](#); [Osmanoğlu et al., 2011](#); [Sowter et al., 2016](#)).

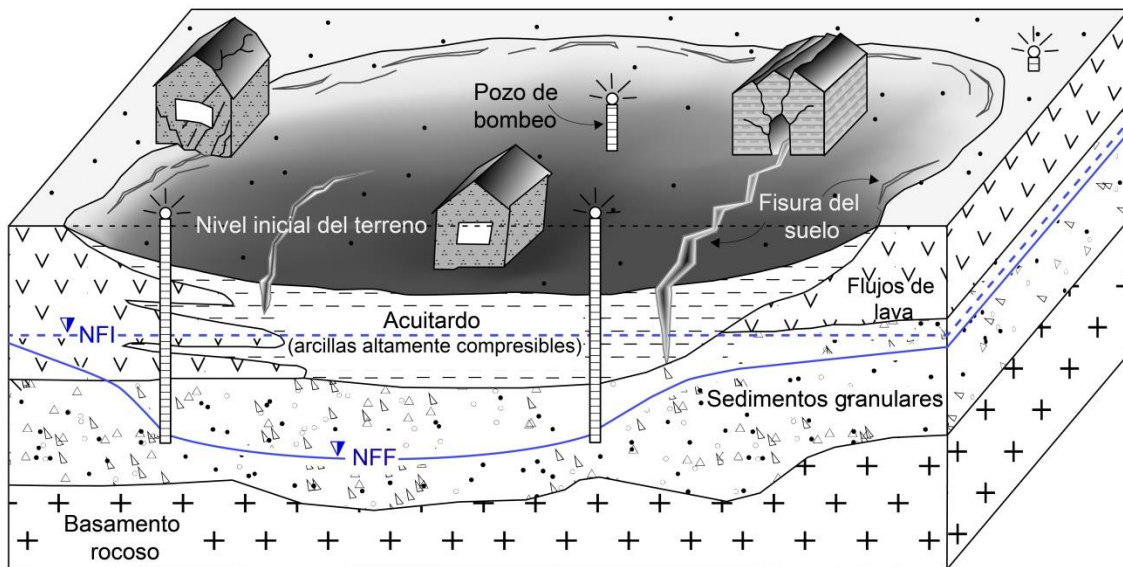


Fig. 3.8. Subsistencia Tipo Ciudad de México. La excesiva demanda de agua subterránea ha provocado la despresurización y consolidación del acuitardo de alta compresibilidad de la Cuenca de México. Esto ha inducido un patrón de hundimiento circular regional de acuerdo con la forma del antiguo lago, ocasionando que el mayor hundimiento ocurra hacia el depocentro. Las abreviaturas se refieren a NFI: Nivel Freático Inicial y NFF: Nivel Freático Final.

- b. Subsistencia Diferencial con Control Estructural (SDCE).** Este tipo presentó un apogeo en los reportes en la década de 1980 en ciudades asentadas sobre formaciones geológicas tipo graben y semigraben rellenas por sedimentos lacustres y fluviolacustres. Se caracteriza por la aparición de fallas del terreno y hundimientos diferenciales los cuales se alinean con la presencia de fallas tectónicas sepultadas (Fig. 3.9).

Debido a que la zona de estudio se caracteriza por presentar SDCE, a continuación se describen con más detalle las características más relevantes de este tipo de subsidencia.

La **SDCE** se define como el hundimiento del terreno generalmente gradual (a escala regional), detonado por la extracción de agua subterránea y caracterizado por la aparición de discontinuidades y colapsos del terreno, alineados según la dirección de una estructura geológica de control. Una característica particular es la formación de una **franja de daño** de unos pocos hasta decenas de metros de ancho, correspondiente a la proyección superficial de la estructura geológica de control preexistente (Fig. 3.9). Las discontinuidades del terreno generadas por la SDCE son denominadas **fallas del terreno** y se dividen en **fallas superficiales** y **fisuras del suelo** (Fig. 3.9).

Figuroa-Miranda et al. (2018) mencionan que en México existen cuando menos **39 casos de SDCE**, entre los cuales se encuentran ciudades designadas Patrimonio Cultural de la Humanidad como Morelia, Querétaro y Puebla, ciudades altamente pobladas como Aguascalientes Guadalajara, León, San Luis Potosí y Zapopan (Fig. 3.10) e importantes

centros agrícolas como Celaya y Salamanca. Los autores también resaltan que esta cifra es subestimada debido al difícil acceso a reportes en periódicos locales/nacionales, atlas de riesgo municipales/estatales y artículos o tesis no publicadas donde se han reportado más casos.

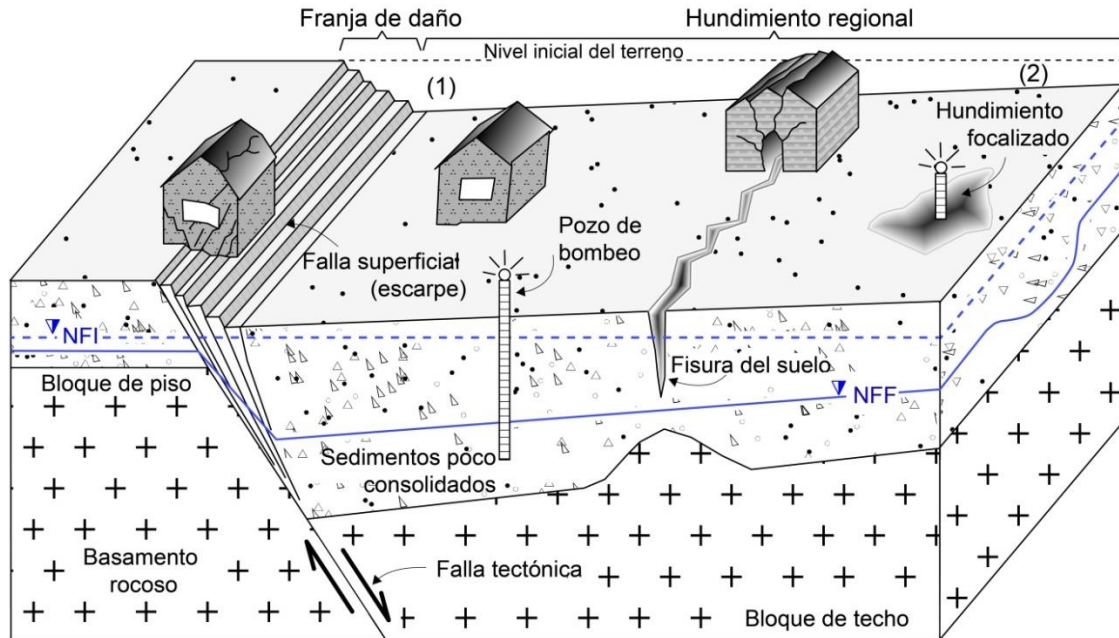


Fig. 3.9. Subsistencia Diferencial con Control Estructural. El hundimiento más pronunciado se observa al pie de la falla tectónica (1), debido al basculamiento, por el contrario el hundimiento es menor en zonas más alejadas de la traza de falla (2). En la franja de daño se presenta la afectación más severa. Las abreviaturas se refieren a NFI: Nivel Freático Inicial y NFF: Nivel Freático Final.

La causa detonante principal de la SDCE es la **extracción del agua subterránea**, la cual se relaciona con el incremento de la población que se cuadruplicó de 1950 a 2010 en el país. Como resultado de la movilización poblacional de áreas rurales a centros urbanos, la sobreexplotación de acuíferos se incrementó de 32 en 1975 a 106 en 2017. Actualmente 76% de las ciudades con problemas de SDCE se localizan en acuíferos sobreexplotados y zonas con una alta densidad de pozos de bombeo (Fig. 3.11) (CONAGUA, 2013).

Aunque la mayoría de las investigaciones apuntan que la sobreexplotación de los acuíferos es la causa principal de la SDCE, en trabajos recientes se ha mencionado la posibilidad de que el **aspecto tectónico** y la **sismicidad** jueguen un papel importante como fuerza impulsora de los hundimientos del terreno (Cabral-Cano et al., 2010; Cigna et al., 2012b; Garduño-Monroy et al., 2009; Pacheco-Martínez y Arzate-Flores, 2007). Por ejemplo, todos los casos de SDCE están asociados a los principales sistemas de fallas regionales tales como los Grabenes de Aguascalientes (GrA), Colima (GrC), Tepic (GrT), Juchipila (GrJ), Villa de Reyes (GrVR) y los sistemas de fallas Chapala-Tula (SFCT), Tepehuanes-San Luis Potosí (SFTSLP), Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA) y el Punto Triple Colima-Tepic-Chapala (PTCTC) (Fig. 3.11).

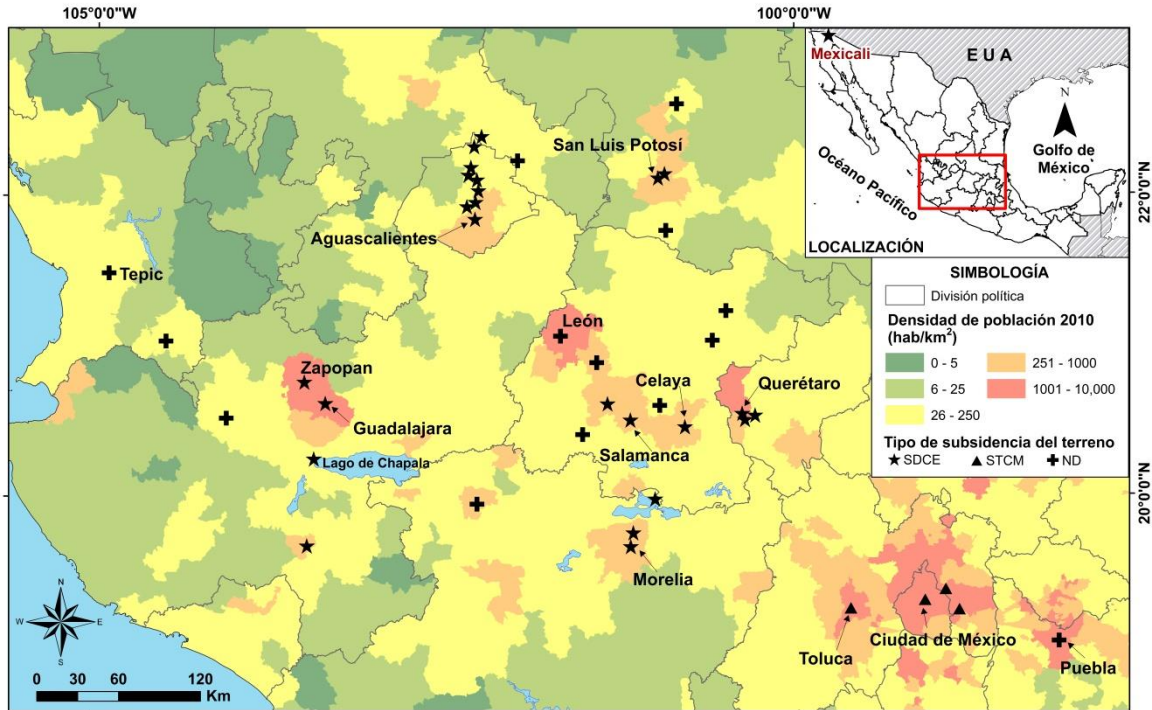


Fig. 3.10. Distribución espacial de los casos de subsidencia en México reportados en la literatura. Se observa la correlación entre la ocurrencia de subsidencia y la alta densidad de población. La abreviatura ND significa No Definido.

Las localidades afectadas por SDCE se localizan principalmente sobre dos provincias fisiográficas (Fig. 3.12), el **Cinturón Volcánico Trans-Mexicano** (CVTM) y la **Mesa del Centro** (MC). Ambas provincias cumplen los criterios establecidos por Burbey (2002) para el desarrollo del fenómeno: a) un clima árido o semiárido, b) bombeo intenso del agua subterránea que resulta en abatimiento del nivel freático, c) presencia de grandes espesores de sedimentos compresibles, d) distribución variable de los sedimentos compresibles, e) variabilidad en los valores del índice de compresión del material granular y f) la existencia de estructuras geológicas, como fallas tectónicas o irregularidades del basamento rocoso.

Los **mecanismos de hundimiento** y fallas del terreno en la SDCE están relacionados con tres configuraciones del basamento rocoso (Fig. 3.13): a) basamento rocoso poco profundo con pendiente moderada, b) basamento rocoso con protuberancia pronunciada y c) basamento rocoso con fallas tectónicas sepultadas. Para más detalles al respecto se puede consultar a Ávila-Olivera y Garduño-Monroy (2008), Carpenter (1999), Figueroa-Miranda et al. (2018), Jachens y Holzer (1982), Pacheco-Martínez et al. (2013).

La SDCE ha sido monitoreada y cuantificada mediante diversas técnicas en México, por ejemplo, extensometría (Glowacka et al., 2015; Sarychikhina et al., 2011), nivelación precisa (Aranda-Gómez y Aranda-Gómez, 1985; Hernández-Marín et al., 2014; Pacheco et al., 2006; Zermeño de León et al., 2004), GPS diferencial (Ávila-Olivera, 2008; Díaz-Salmerón, 2010;

Hernández-Madrigal et al., 2011) e InSAR (Castellazzi et al., 2016; Chaussard et al., 2014; Cigna et al., 2011; Pacheco-Martínez et al., 2015).

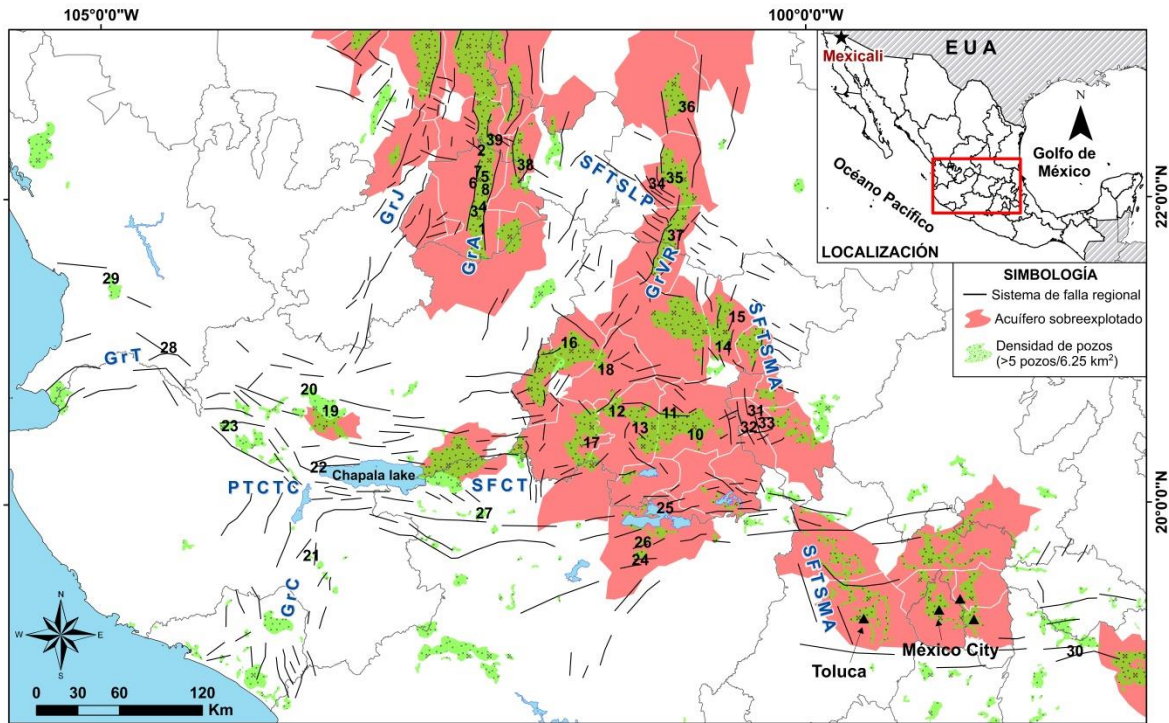


Fig. 3.11. Correlación entre la extracción de agua subterránea y los casos de SDCE en México. El 22% de los acuíferos del país están asociados con casos de SDCE. Observe que los sistemas de falla regionales limitan la ocurrencia de los casos de subsidencia. Los números hacen referencia a las siguientes ciudades: 1) Aguascalientes, 2) Cosío, 3) Jesús María, 4) Jesús Gómez Portugal, 5) Pabellón de Arteaga, 6) Pabellón de Hidalgo, 7) Rincón de Romos, 8) San Fco. de los Romo, 10) Celaya, 11) Juventino Rosas, 12) Irapuato, 13) Salamanca, 14) El Paredón, 15) San Luis de la Paz, 16) León, 17) Abasolo, 18) Silao, 19) Guadalajara, 20) Zapopan, 21) Cd. Guzmán, 22) Jocotepec, 23) Ameca, 24) Morelia, 25) Santa Ana Amaya, 26) Tarímbaro, 27) Zamora, 28) Ahuacatlán, 29) Tepic, 30) Puebla, 31) Querétaro, 32) Corregidora, 33) El Marqués, 34) San Luis Potosí, 35) Soledad de Graciano, 36) Villa de Arista, 37) Villa de Reyes, 38) Loreto y 39) Luis Moya.

Esto ha permitido obtener un registro amplio de tasas de subsidencia (Tabla 3.1) con los cuales se pueden obtener las siguientes conclusiones:

- a. La velocidad de hundimiento está principalmente condicionada por el espesor de sedimentos, el abatimiento del nivel freático y las características hidromecánicas de los sedimentos.
- b. El basculamiento de fallas tectónicas influye en la velocidad y distribución espacio-temporal del hundimiento.
- c. El bombeo intenso y reactivación de pozos puede provocar aceleración local del hundimiento y por consiguiente cuencas de hundimiento.

- d. El peso geostático de algunos materiales puede ocasionar un incremento de la tasa de hundimiento.
- e. Eventos hidrometeorológicos extremos como El Niño y La Niña promueven crisis de alta aceleración de subsidencia.
- f. La variabilidad en los valores de subsidencia para una misma región son el resultado de la aplicación de diferentes técnicas de monitoreo, escala y temporalidad del estudio, y precisión de los instrumentos de cuantificación.
- g. Algunas regiones han presentado reducción o incremento evidente de sus tasas de subsidencia, relacionados con un comportamiento elástico del acuífero.

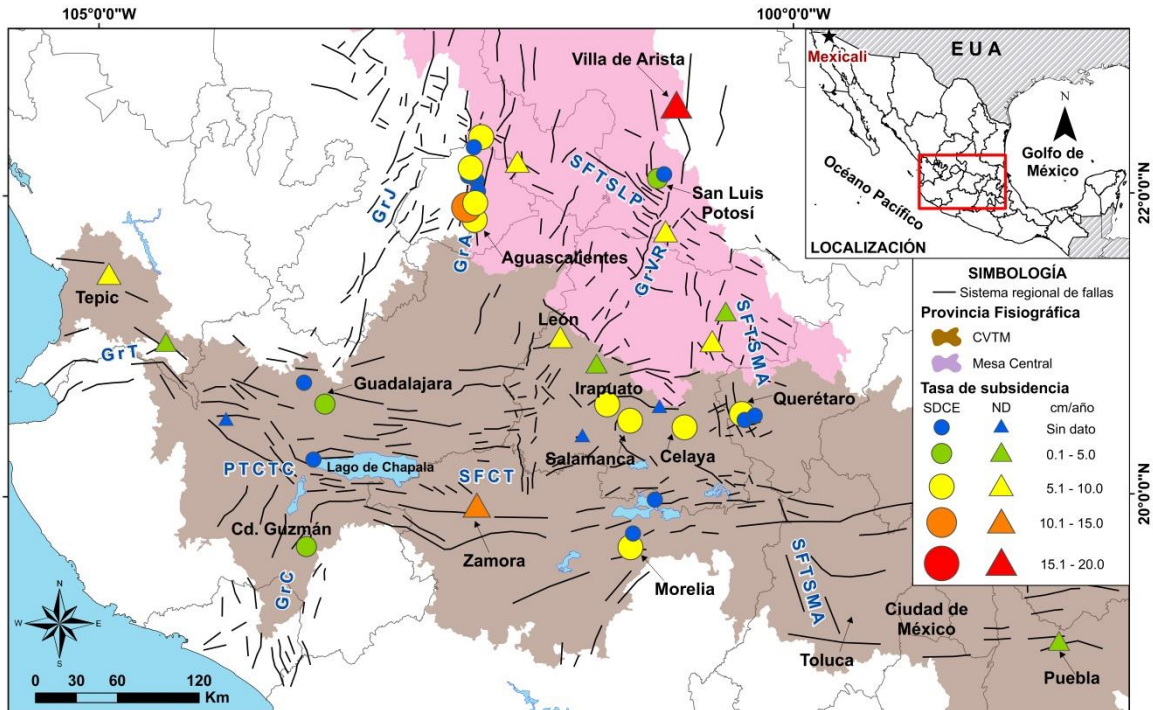


Fig. 3.12. Provincias fisiográficas donde ocurren los casos de SDCE y valores máximos de tasas de subsidencia. Las tasas de subsidencia (en LOS) graficadas solo consideran valores obtenidos con técnicas InSAR.

Finalmente, la SDCE ha provocado el desarrollo de otros peligros asociados, entre los cuales se puede mencionar:

1. el **agrietamiento y fisuramiento de estructuras civiles** (Fig. 3.14), el cual ha generado pérdidas materiales cuantiosas debido al abandono-demolición de edificios históricos, casas-habitación, reparación de carreteras y líneas de conducción hidráulica, re-encamisado de pozos de bombeo, entre otros (Arroyo-Contreras, 2003; Hernández-Madrigal et al., 2015; Hernández-Marín et al., 2016; Julio-Miranda et al., 2012; Rodríguez et al., 2012);
2. la **contaminación de acuíferos**, que ha sido ocasionada por la ruptura de oleoductos debido a los hundimientos diferenciales, entre las ciudades más afectadas se

encuentran Salamanca e Irapuato (Rodríguez et al., 2000; Rodríguez-Castillo y Rodríguez-Velázquez, 2011; Rodríguez-Castillo y Schroeder-Aguirre, 2010), y

3. las **inundaciones**, de las cuales se han limitado a advertir del peligro futuro que se avecina, ya que se ha observado modificación del sistema de drenaje natural y anegamientos más severos, continuos y duraderos en algunas ciudades como Morelia y Querétaro (Hernández-Madrigal et al., 2011; Pacheco et al., 2006).

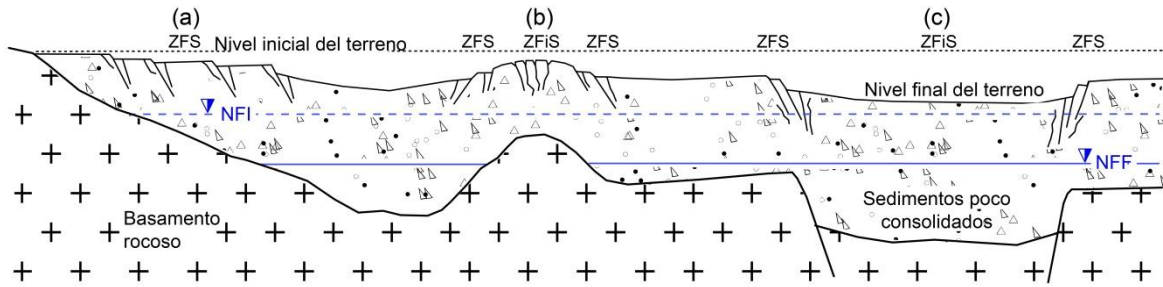


Fig. 3.13. Configuraciones del basamento rocoso que inducen fallas del terreno y patrones de hundimiento alineados en la SDCE. Las abreviaturas se refieren a ZFS: Zona de Falla Superficial, ZFiS: Zona de Fisuras del Suelo.



Fig. 3.14. Efectos de la SDCE en las estructuras civiles, a) Aguascalientes: daños en muros de carga y techos, resurgimiento y rotura de encamisado de pozos; b) Morelia: abandono de viviendas; c) Querétaro: separación de elementos estructurales y fisuras de suelo en carretera; y d) San Luis Potosí: grietas diagonales y distorsión en marcos de ventanas. Las fotos en a) y c) son tomadas de Pacheco-Martínez et al. (2013) y Pacheco-Martínez (2010), respectivamente.

Tabla 3.1. Tasas máximas de hundimiento en ciudades con SDCE. *Las tasas de subsidencia InSAR están reportadas en LOS. ** Las tasas reportadas para las ciudades localizadas en el Graben de Aguascalientes probablemente corresponden a Jesús María y/o Jesús Gómez Portugal. La abreviatura CC de refiere a Ciudad Capital.

Estado	Ciudad/Localidad	Tasa de subsidencia máxima (cm/año)	Método de cuantificación o monitoreo	Lapso de tiempo del estudio	Referencia bibliográfica	
Aguascalientes	Aguascalientes (CC)	11.18	DGPS	1993-2003	Esquivel et al., 2006	
		7.2	Leveling	1985-2003	Zermeño De León, 2004	
		7	PSI (InSAR)*	2003-2008	Cigna et al., 2011	
	Ciudades del Graben de Aguascalientes**	5.5	SBAS (InSAR)*	2007-2011	Chaussard et al., 2014	
		12.0	PSI (InSAR)*	2003-2008	Cigna et al., 2011	
		10.0	DI (InSAR)*	2007-2011	Pacheco-Martínez et al., 2015	
Baja California	Mexicali	10.0	DI-PS-SBAS (InSAR)	2003-2012	INEGI, 2015	
		10.0	SBAS (InSAR)*	2012-2014	Castellazi et al., 2016	
		11.0	Instrumentación geotécnica	1977-1997	Glowacka et al., 1999	
	Celaya	12.0	Instrumentación geotécnica	1994-1997	Sarychikhina et al., 2011	
		18.0	DI (InSAR)*	1993-2010	Sarychikhina y Glowacka, 2015	
		3.0	DI (InSAR)*	2003-2006	Farina et al., 2008; Avila-Olivera, 2008	
Guanajuato	El Paredón	8.5	SBAS (InSAR)	2007-2011	Chaussard et al., 2014	
		6.0	SBAS (InSAR)*	2012-2014	Castellazi et al., 2016	
		15.0	No especificado	?	Huízar-Álvarez et al., 2011	
		14.0	DGPS	2008-2009	Díaz-Salmerón, 2010	
	Irapuato	8.8	SBAS (InSAR)	2007-2011	Chaussard et al., 2014	
		7.2	SBAS (InSAR)	2007-2011	Chaussard et al., 2014	
		7.0	No especificado	?	Rodríguez-Castillo y Rodríguez-Velázquez, 2011	
		2.5	DGPS y nivelación precisa	?	Rodríguez-Castillo y Schroeder-Aguirre, 2010.	
		5.2	SBAS (InSAR)	2007-2011	Chaussard et al., 2014	
		6.0	No especificado	?	Borja-Ortiz y Rodríguez, 2004	
Jalisco	San Luis de la Paz	4.0	SBAS (InSAR)	2007-2011	Chaussard et al., 2014	
	Silao	5.0	SBAS (InSAR)	2007-2011	Chaussard et al., 2014	
	Ciudad Guzmán	2.5	DI (InSAR)	2003-2012	Brunori et al., 2015	
	Guadalajara (CC)	3.3	SBAS (InSAR)	2007-2011	Chaussard et al., 2014	
Michoacán	Morelia (CC)	Jocotepec	0.89	Nivelación precisa	2012 (8 meses)	Hernández-Marin et al., 2014
		3.5	DI (InSAR)*	2003-2006	Farina et al., 2008; Avila-Olivera, 2008	
		6.7	SBAS (InSAR)	2007-2011	Chaussard et al., 2014	
		5.0	PSI (InSAR)*	2003-2008	Cigna et al., 2011	
	Zamora	8.0	PSI (InSAR)*	2003-2010	Cigna et al., 2012a	
		6.0	DGPS	2005-2007	Avila-Olivera, 2008	
		4.0	SBAS (InSAR)	2012-2014	Castellazi et al., 2016	
		4.0	DGPS	2005-2010	Hernández-Madrigal et al., 2011	
Nayarit	Ahuacatlán	5.0	SBAS (InSAR)	2007-2011	Chaussard et al., 2014	
	Tepic (CC)	6.8	SBAS (InSAR)	2007-2011	Chaussard et al., 2014	
Puebla	Puebla (CC)	4.4	SBAS (InSAR)	2007-2011	Chaussard et al., 2014	
Querétaro	Querétaro (CC)	7.5 (cm/mes)	Nivelación precisa	2001 (9 meses)	Pacheco-Martínez, 2007	
		7	Nivelación precisa	1999-2008	Pacheco-Martínez, 2010	
		5.0	SBAS (InSAR)	2007-2011	Chaussard et al., 2014	
		0.6	SBAS (InSAR)	2012-2014	Castellazi et al., 2016	
San Luis Potosí	San Luis Potosí (CC)- Soledad de Graciano	6.8	DI (InSAR)	2003-2006	Farina et al., 2008	
		2.0	Nivelación precisa (solo en CC)	2006 (4 meses)	Arzate et al., 2006	
		3.9	SBAS (InSAR)	2007-2011	Chaussard et al., 2014	
		18.4	SBAS (InSAR)	2007-2011	Chaussard et al., 2014	
Zacatecas	Villa de Reyes	5.2	SBAS (InSAR)	2007-2011	Chaussard et al., 2014	
	Loreto	6.0	DI (InSAR)*	2007-2011	Pacheco-Martínez et al., 2015	
Zacatecas	Luis Moya	8.3	SBAS (InSAR)	2007-2011	Chaussard et al., 2014	

3.2.1 La SDCE en la ciudad de Morelia, Mich

La SDCE fue percibida por la población moreliana a través de la observación de agrietamientos estructurales en viviendas en el año de 1983 (Ávila-Olivera, 2004). Un año más tarde, investigadores de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo (UMSNH) y el Instituto Politécnico Nacional comenzaron los primeros estudios del fenómeno. Para el año de 1988, los investigadores habían identificado que los hundimientos y las discontinuidades del terreno eran paralelos a los sistemas de fallas regionales. El mismo año los periódicos locales reportaban una serie de fallas del terreno que estaban afectando diversas construcciones civiles en los municipios de Santa Ana Amaya, Tarímbaro y Morelia (La Voz de Michoacán, 1988).

En la década de 1990, se identifica que las fallas del terreno en Morelia están asociadas al sistema de fallas regional Chapala-Tula, el cual se caracteriza por presentar actividad sísmica histórica (Suter et al., 1995). Además se establece que dos de estas fallas (La Paloma y La Colina) son tectónicamente activas, pero sin actividad sísmica en los últimos 2000 años (Ávila-Olivera, 2004). Posteriormente, en la misma década, las investigaciones identifican que el fenómeno es detonado por la excesiva extracción de agua subterránea y controlado por las fallas tectónicas de la ciudad. El fenómeno es denominado **Procesos de Subsistencia Creep-Falla (PSCF)** y se identifica que las etapas más críticas de hundimiento se relacionan con eventos meteorológicos severos como El Niño y La Niña (Garduño-Monroy et al., 1998, 1999). Además una serie de estudios identifican la presencia de inestabilidad de laderas en la falla La Paloma, así como un impacto negativo en la planificación del territorio (Arreygue-Rocha, 1999; Arreygue-Rocha et al., 1998).

Para el año 2000, se tenían identificadas y cartografiadas 9 fallas del terreno, las cuales se agrupaban en: a) fallas potencialmente sísmicas y b) fallas asísmicas reactivadas por actividad humana (Garduño-Monroy et al., 2001). En esta década se consolidó el término PSCF para explicar la problemática de los hundimientos diferenciales y las fallas del terreno (Ávila-Olivera y Garduño-Monroy, 2008) y comenzaron una serie de estudios topográficos, geológicos, geotécnicos, geofísicos y de percepción remota (Ávila-Olivera, 2004, 2008; Ávila Olivera y Garduño Monroy, 2006, 2007, 2008; Cabral-Cano et al., 2010; Farina et al., 2008). Estos trabajos permitieron obtener las siguientes conclusiones:

1. Los estudios geotécnicos y geofísicos son herramientas efectivas para obtener información de planos de falla, zonas de colapso, zonas de influencia y tasas de hundimiento de los PSCF.
2. La explotación de las propiedades de imágenes SAR permiten una evaluación sinóptica del fenómeno.
3. Las fallas superficiales y fisuras del suelo suelen ser la proyección en superficie de la traza de las fallas tectónicas o anomalías del basamento rocoso.
4. Las franjas de daño provocadas por las fallas superficiales pueden ser de unos cuantos metros hasta decenas de metros. En este sentido, su definición, cartografía y monitoreo es importante para los planes de desarrollo urbano.
5. Ambos bloques de las fallas superficiales se hunden, pero a diferente tasa. Es decir, el bloque caído presenta mayor deformación y por ende mayor afectación que el bloque fijo.
6. Las tasas de hundimiento son variables alcanzando valores de hasta 6 cm/año.

7. La sobreexplotación del agua subterránea es el detonante principal del hundimiento, pero también deben considerarse las técnicas de extracción, el diseño de pozos para explotación del acuífero y los cambios climáticos.
8. El abatimiento del nivel freático en combinación con espesores importantes de sedimentos ocasionan las regiones más críticas de hundimiento.
9. El fenómeno de PSCF es afectado por el campo de esfuerzos regional, observándose un movimiento lateral izquierdo, similar al sistema de fallas Chapala-Tula.
10. La ciudad de Morelia se encuentra en riesgo latente de continuar sufriendo deformaciones si el ritmo de las extracciones de agua se mantiene constante, ya que la mayor parte de las fallas identificadas presentan factibilidad de deformación futura.

Finalmente, en años más recientes las investigaciones se han enfocado en el monitoreo y cuantificación de las tasas de subsidencia (Tabla 3.1). Por ejemplo, [Hernández-Madrigal et al. \(2011\)](#) realizan un monitoreo con GPS de cinco años, obteniendo valores máximos de hundimiento de hasta 40 mm/año. Por su parte, [Cigna et al. \(2012a\)](#) mediante el uso de imágenes de radar ENVISAT (2003-2010) y aplicación de la técnica PSI obtiene tasas de subsidencia máximas de 7-8 cm/año. Además identifica patrones circulares de deformación cerca del meandro del río Grande, los cuales se atribuyen a la reactivación de pozos de bombeo. [Chaussard et al. \(2014\)](#) haciendo uso de imágenes ALOS (2007-2011) y la técnica SBAS obtiene valores máximos de hundimiento de 6.7 cm/año. Por último, [Castellazzi et al. \(2016\)](#) calcula una tasa de hundimiento máxima de 4 cm/año usando imágenes del satélite Radarsat-2 (2012-2014) y aplicando la técnica SBAS. Cabe señalar que los patrones espaciales de la subsidencia reportados por las técnicas InSAR antes mencionadas (Fig. 3.15), corroboran las conclusiones establecidas por investigaciones anteriores.

Más recientemente, [Hernández-Madrigal et al. \(2014\)](#) proponen la ecuación del factor de depreciación como una metodología para estimar las pérdidas económicas ocasionadas por la SDCE en Morelia. Con este método, los autores calculan un monto de casi 400 mil dólares en pérdidas económicas por afectación de cinco de las 13 fallas del terreno a infraestructura urbana de la ciudad.

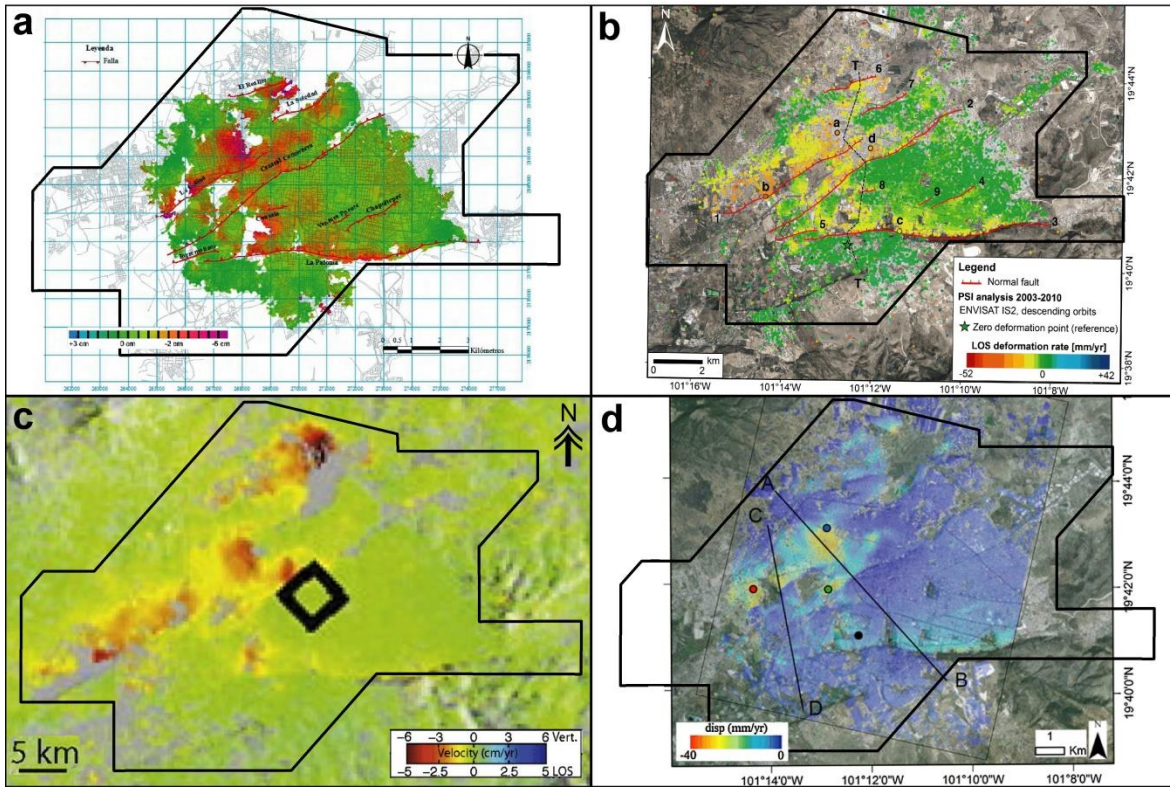


Fig. 3.15. Tasas de deformación obtenidas mediante técnicas InSAR en Morelia: DinSAR (2003-2004) con imágenes ENVISAT (a), PSI (2003-2010) con imágenes ENVISAT (b), SBAS (2007-2011) con imágenes ALOS-PALSAR (c) y SBAS (2012-2014) con imágenes Radarsat-2 (d). Se ha colocado como referencia el polígono de la zona de estudio (ver Capítulo 4). Las imágenes son modificadas de [Ávila-Olivera \(2008\)](#), [Cigna et al. \(2012a\)](#), [Chaussard et al. \(2014\)](#) y [Castellazzi et al. \(2015\)](#), respectivamente.

3.3 Las inundaciones en México

Por su ubicación y naturaleza geográfica, México es propenso a la presencia de fenómenos hidrometeorológicos extremos (ciclones tropicales, huracanes, tormentas convectivas, frentes fríos, etc.) que generan lluvias intensas, que a su vez ocasionan inundaciones pluviales, fluviales y costeras. Las inundaciones causadas por estos eventos extremos ocupan el segundo lugar entre los desastres que ocasionan el mayor número de pérdidas humanas (Cavazos-Pérez, 2015). Además, en conjunto con los incendios forestales y las heladas ocasionan el 98% de los costos económicos del país (CENAPRED, 2006).

Como ejemplo de los efectos adversos de las inundaciones en México, el CENAPRED (2004a) enlista los 31 eventos de mayor devastación para el periodo 1943-2004, donde se reportan casi 4.5 millones de personas afectadas, más de 5,500 millones de dólares en pérdidas económicas y 4,109 muertes. Además, en la década de 2005-2015, el 80% de las pérdidas económicas estuvieron asociadas con eventos de inundación, posicionando al 2010 como el año más costoso en la historia, con una cifra record de 92,372.4 millones de pesos en pérdidas (Cavazos-Pérez, 2015).

Se estima que el 8.2% del territorio nacional es inundable (Arreguín-Cortés, 2011), en este sentido algunos de los estados más afectados con eventos severos de inundación en años recientes (Fig. 3.16) son Tabasco (1999, 2007, 2008, 2009, 2011), Quintana Roo (2008), Veracruz, Nuevo León (2010) y Tamaulipas (2011).

2007	2009	2010	2011
<p>TABASCO Dos frentes fríos y la tormenta tropical Noel. Desbordan ríos de la Sierra, Carrizal, Chilapa, Grijalva. Costo 3,000 MDP</p> 	<p>TABASCO Afectado por un tren de lluvias durante más de 10 días. +260mil damnificados. Desbordamiento del río Tonalá. Activación del FONDEN.</p> 	<p>VERACRUZ Lluvias y el paso del huracán Karl dejaron: Desbordamiento en 18 ríos, 12 muertos, 1 millón de damnificados. 848 MDP del FONDEN 856 del gobierno estatal.</p> 	<p>TAMAULIPAS Río Pánuco paso de la tormenta tropical Arlene 27 Junio-07 Julio. 7 mil personas damnificadas 753 MDP del FONDEN</p> 

Fig. 3.16. Eventos recientes de inundación que han presentado declaratoria de emergencia y han requerido recursos del Fondo de Desastres Naturales (FONDEN). Tomada de Cavazos-Pérez (2015).

Como dato adicional, Tabasco es uno de los estados más afectados por las inundaciones, tan solo durante el evento de octubre-noviembre de 2007, más de un millón de personas resultaron damnificadas y las pérdidas económicas del estado se estimaron en más de 3 mil millones de dólares, ubicándolo como el segundo mayor desastre nacional en los últimos 50 años (CENAPRED, 2008).

Como consecuencia de lo antes expuesto, la correcta determinación del riesgo asociado a inundaciones representa una de las prioridades para una parte importante de la comunidad científica nacional, la cual ha concentrado sus esfuerzos en la reducción de los daños derivados de la incidencia de este fenómeno. Es decir, las estrategias para el manejo del peligro por inundaciones han evolucionado de una perspectiva de control y defensa, a una de **manejo, prevención y mitigación**. Esto debido a la demanda de soluciones integrales por parte de las autoridades encargadas de asignar recursos en acciones de emergencia y rescate.

En esta nueva perspectiva se requiere información sobre los patrones de inundación que incluyan: tirantes de agua, velocidades de flujo, así como el tiempo en el que se genera la inundación. Para dar solución a esto, se han implementado metodologías que incluyen la modelación de los procesos hidrológicos a nivel de cuenca hidrográfica, simulación de eventos de inundación pluvial y fluvial urbana (Vargas-Castañeda et al., 2015) e incluso se han desarrollado nuevos modelos de inundación. Esto a pesar de la carencia de datos cuantitativos para la caracterización de los eventos, lo que limita la calibración y validación de los modelos.

Algunos ejemplos de desarrollo de software incluyen a Mobayed (2001) quien crea un simulador de inundaciones urbanas (**HIDRAS**), el cual es un modelo hidrológico distribuido de tránsito unidimensional de flujo, basado en la solución integral de las ecuaciones de Saint-Venant. Este modelo que permite simular el proceso lluvia-escorrentía con base en información básica (mapas temáticos, MDE y datos de precipitación) ha sido aplicado en la ciudad de Querétaro para simular el escurrimiento urbano (Jácome-Saldaña, 2009; Mobayed, 2009). Los autores destacan que los resultados corresponden a una aproximación satisfactoria de los eventos simulados, con lo cual las posibilidades de funcionar como un modelo de pronóstico y alerta temprana son altas.

Similarmente, Domínguez-Mora et al. (1994) desarrollan **MERCEDES** (Malla de Elementos Regulares Cuadrados para el Estudio de los Escorrentamientos Superficiales) un modelo hidrológico que permite hacer el pronóstico de avenidas a partir de la subdivisión de la cuenca en una malla de cuadrados regulares. MERCEDES fue aplicado con éxito en una cuenca del Valle de México y puede utilizarse en diversos campos como: el de pronóstico en tiempo real, el de impacto de cambio de uso de suelo o el de caracterización de riesgos de inundaciones.

También se pueden encontrar algunos trabajos como el de Méndez-Antonio et al. (2013) quienes desarrollan el software **RFM** (*Runoff Forecast Model*), el cual puede ser usado en combinación con modelos hidrológicos distribuidos para evaluar eventos de inundación en tiempo real, usando datos de Radar Meteorológico. Otra opción es el uso de **MATLAB** y **FORTRAN** para desarrollar códigos que permitan la modelación numérica hidrodinámico-hidrológica en zonas de inundación con presencia de infraestructura (Herrera-Díaz et al., 2015).

Por su parte, otros autores han hecho uso de software especializado para evaluar el riesgo por inundaciones.

Por ejemplo, el uso del modelo distribuido **MIKE SHE** (*Mike-Systeme Hydrologique Europee*), el cual ha sido aplicado en combinación con **SWAT** (*Soil and Water Management Tool*) para

evaluar la probabilidad y consecuencias de eventos de inundación en la cuenca baja del río Tonalá en Tabasco, identificando zonas potenciales de inundación para un gasto con periodo de retorno de 100 años (Laverde-Barajas, 2014). También fue utilizado por Rodríguez-Rincón et al. (2015) en la misma región para probar un modelo cascada de predicción de inundaciones (meteorológico, hidrológico e hidrodinámico) y evaluar la incertidumbre de este tipo de modelos (Fig. 3.17).

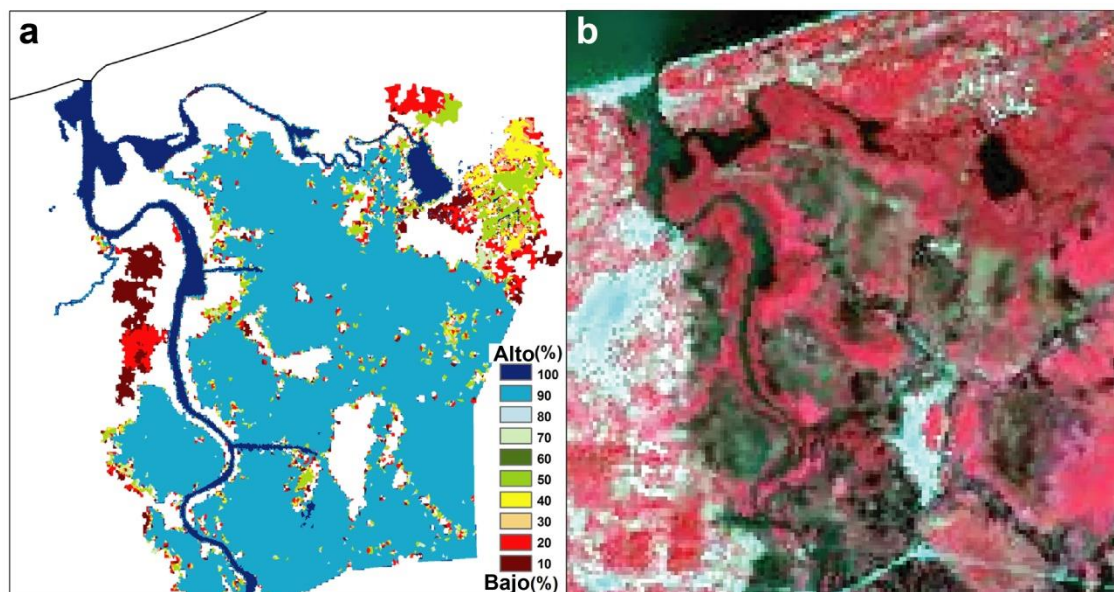


Fig. 3.17. Comparación entre el mapa de inundación producto del análisis cascada usando MIKE (a) y una imagen SPOT infrarroja correspondiente al evento de inundación en 2009 en el río Tonalá (b). Imágenes tomadas de Rodríguez-Rincón et al. (2015).

MIKE, también ha sido usado para calcular gastos extraordinarios mensuales y anuales, con el fin de determinar el riesgo de desbordamiento del río Teapa, al norte de Chiapas; se concluye que el modelo es capaz de reproducir eventos de inundación de manera confiable, lo que permite planear, diseñar y evaluar escenarios adversos de inundación (Torres et al., 2018). Asimismo, Vargas y Gourbesville (2014) usaron MIKE para obtener una evaluación del riesgo de inundación en la cuenca de la Ciudad de México. Esto mediante la predicción del comportamiento de la cuenca para diferentes eventos de precipitación. Por su parte, Vargas et al. (2015) generan escenarios con mallas de diferente tamaño e indican la viabilidad del modelo para reproducir gastos que generan inundación (Fig. 3.18).

El modelo hidrológico **IBER** ha sido usado para realizar simulaciones de la inundación de 2007 en la ciudad de Villahermosa, Tabasco, obteniendo valores de caudal y tirante de inundación similares a los del evento real (Fig. 3.19) (Alavez et al., 2013; González-Aguirre et al., 2016). Por su parte, Bladé et al. (2014b) estiman hidrogramas de salida para la cuenca del río Grijalva en Chiapas usando IBER y MPE (Modelo de Pronóstico de Escurrimiento) obteniendo resultados satisfactorios aunque dejan claro la necesidad de mejoras en el modelo. Asimismo, Fuentes-Mariles et al. (2013) generan mapas de peligro para una cuenca piloto en Yautepec,

Morelos, utilizando un MDE de 15 m de resolución y un mallado de 100 m. Los autores indican que el modelo es sensible a la calidad de los datos de entrada, algunos procesos físicos deben ser mejorados y una buena estimación de la lluvia efectiva mejorará los escenarios de inundación. Finalmente, IBER también ha sido aplicado para simular la ruptura de la cortina de presas (Arganis et al., 2009) y simulación de ondas de avenida por ruptura de tanques de enfriamiento en Plantas Termoeléctricas (Fuentes et al., 2011).

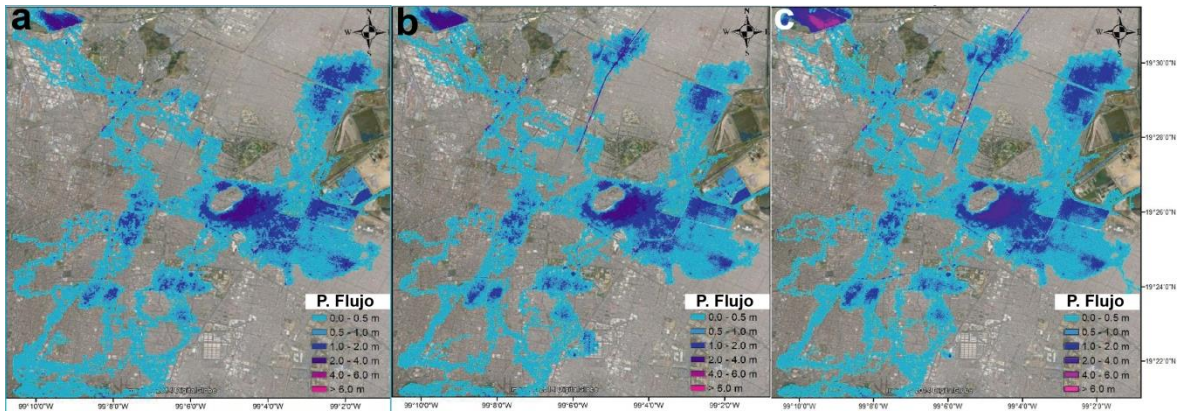


Fig. 3.18. Profundidad máxima de flujo usando: malla de 50 m (a), 30 m (b) y 20 m (c) para un evento de inundación en la Cuenca de la Ciudad de México. Se puede observar que el escenario con malla más fina genera una extensión de inundación mayor. Modificada de Vargas et al. (2015).

En años recientes, **FLO-2D** ha sido un modelo ampliamente aplicado para simular eventos de inundación en México. Los primeros trabajos están enfocados a la simulación de flujos de lodo y detritos, como los casos de Tijuana, Baja California en 1998 y Angangueo, Michoacán en 2010 (Figuroa-Miranda, 2013). Sin embargo, más recientemente, Cervantes-Jaimes (2012) propone una metodología para generar mapas de peligro por inundación para las cuencas de los ríos Coatán y Huehuetán en Chiapas, utilizando un evento de lluvia con periodo de retorno de 100 años (Fig. 3.20). Rodríguez-Varela et al. (2012) utilizan FLO-2D acoplado con **SWMM** (*Storm Water Management Model*) para el manejo integral del agua pluvial en la ciudad de Chetumal, Quintana Roo, lo que les permite proponer obras hidráulicas de mitigación para una lluvia con periodo de retorno de 50 años. Siguiendo la misma metodología, López-Orozco (2013) genera mapas de riesgo en la zona urbana de Tuxtla Gutiérrez, Chiapas, mientras que Llaguno-Guilberto (2014) lo hace para la zona urbana de Oaxaca. Los trabajos resaltan la viabilidad del software para evaluar eventos de inundación con diferentes periodos de retorno en zonas urbanas, esto debido a su capacidad de transitar el flujo en dos dimensiones a través de la llanura de inundación.

Kreiselmeier (2015) haciendo uso del modelo **LISFLOOD-FP** simula dos eventos de inundación del río Papaloapan en el que prueba dos MDE con diferente resolución (SRTM, 90 m y LIDAR, 5 m) como base topográfica de la llanura inundable (Fig. 3.21). Sus resultados muestran las limitaciones de un MDE de baja resolución con respecto a uno de alta resolución en la simulación de eventos de inundación fluvial, así como la viabilidad del software para modelar este tipo de eventos.

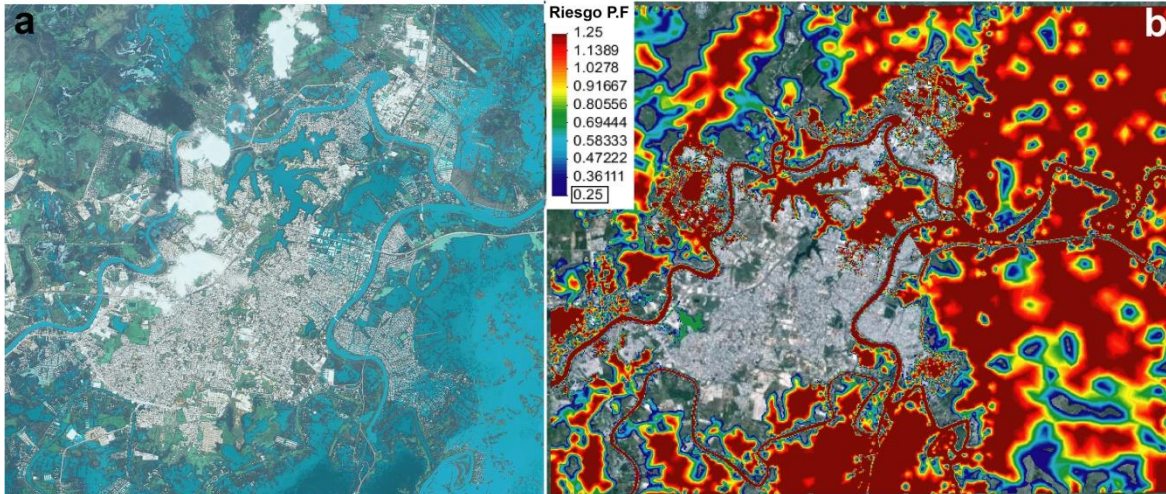


Fig. 3.19. Inundación de 2007 en Villahermosa, Tabasco. Por un lado se observa una imagen satelital del evento (a), mientras que en la otra, el mapa de riesgo elaborado con el software IBER. Imágenes modificadas de [Alavez et al. \(2013\)](#).

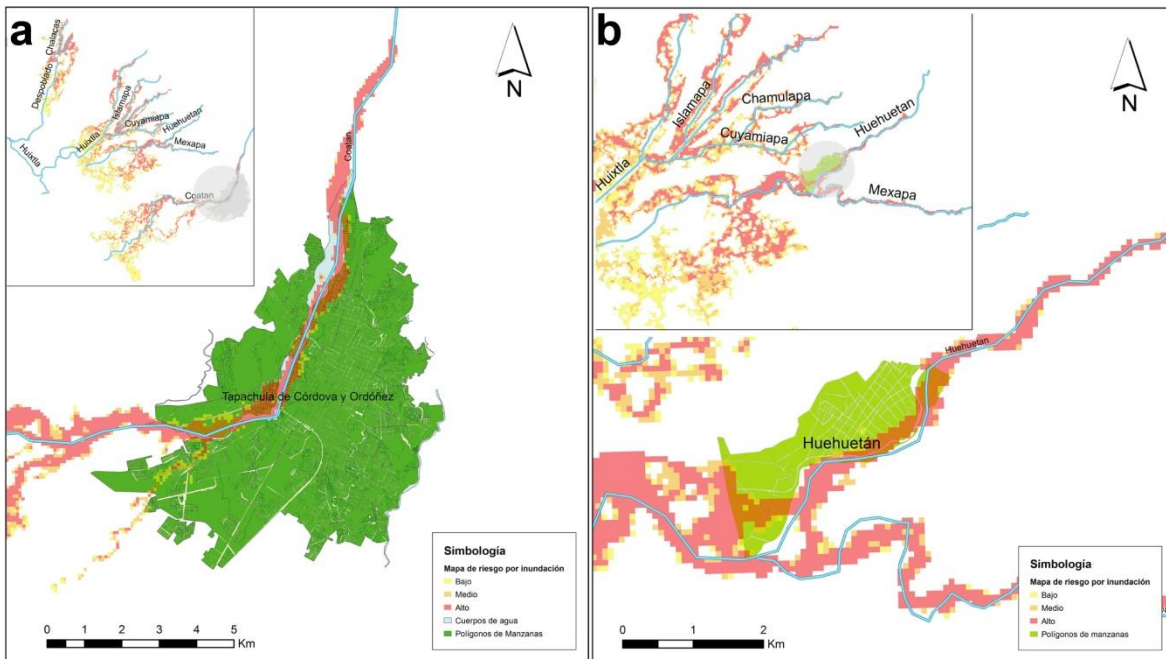


Fig. 3.20. Mapas de peligro para las cuencas de los ríos Coatán (a) y Huehuetán (b) mediante el uso del modelo FLO-2D. Tomado de [Cervantes-Jaimes \(2012\)](#).

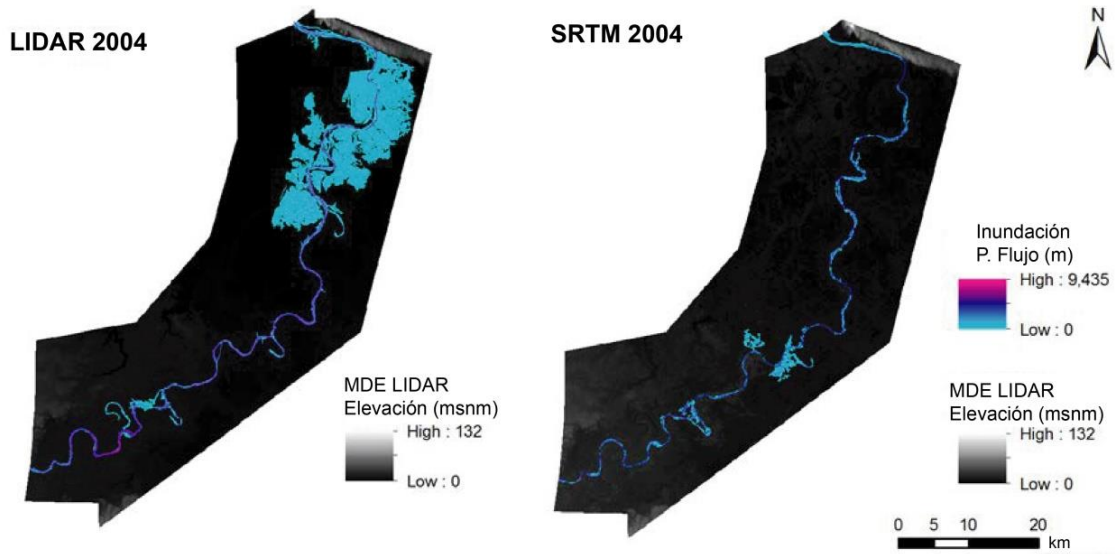


Fig. 3.21. Extensión de la inundación de 2008 en el río Papaloapan considerando dos MDE de diferente resolución. La limitación del MDE de baja resolución (SRTM) radica en que no simula el desbordamiento e inundación en la parte baja de la cuenca. Modificado de [Kreiselmeier \(2015\)](#).

Finalmente, algunos otros trabajos sobre modelación de inundaciones en cuencas o zonas urbanas pueden encontrarse en las memorias del III y IV Congreso Nacional de Manejo de Cuencas Hidrográficas y el Congreso Nacional de Hidráulica 2017. En estos, se pueden observar trabajos desarrollados con **HEC-RAS** (*River Analysis System*), **HEC-HMS** (*Hydrologic Modeling System*) y SWAT, los primeros dos, considerados como los modelos más usados en México ([Vargas-Castañeda et al., 2015](#)).

Los trabajos antes citados generan cartografía de inundaciones intentando reducir las incertidumbres involucradas en la determinación de áreas afectadas, ya sea mejorando la precisión de la topografía inundable, reduciendo errores en la conversión lluvia-escorrentía, utilizando modelos (*software*) de inundación más sofisticados, entre otros. Sin embargo, son pocos los que evalúan el efecto de otros factores condicionantes de peligro. Por esta razón, en este trabajo, además de intentar reducir las incertidumbres antes mencionadas, se evalúa el rol de la subsidencia del terreno como factor condicionante de inundaciones más severas en la ciudad de Morelia, Mich. A continuación se hace un recuento de los trabajos que han abordado el tema de las inundaciones en esta zona.

3.3.1 Las inundaciones en la ciudad de Morelia, Mich.

A pesar de que la ciudad de Morelia se fundó sobre un terreno elevado para preservarse de las inundaciones, se cree que ha sufrido de estas desde su fundación en el siglo XVI (Hernández y Vieyra, 2010). Los reportes más antiguos sobre problemas de inundación se remontan al siglo XVIII, donde se menciona que los eventos eran constantes al sur y norte de la ciudad. También se indica que en la época de lluvias, el desbordamiento del flujo en la intersección de los ríos Chiquito y Grande era común, ocasionando pantanos que inducían enfermedades intestinales en la población. Debido a esto, durante los siglos XVIII y XIX las autoridades locales iniciaron una serie de obras hidráulicas de protección en las que se incluyó la rectificación de los cauces principales y la construcción de la presa Cointzio (Ojeda-Torres, 2012). Por algunos años, la construcción de la presa ayudó a reducir y mitigar el problema de las inundaciones en la ciudad. Sin embargo, a partir de la década de 1970 el reporte de inundaciones se ha incrementado de manera exponencial (Fig. 3.22) a tal grado que las comunidades han sido incapaces de sufragar su afectación.

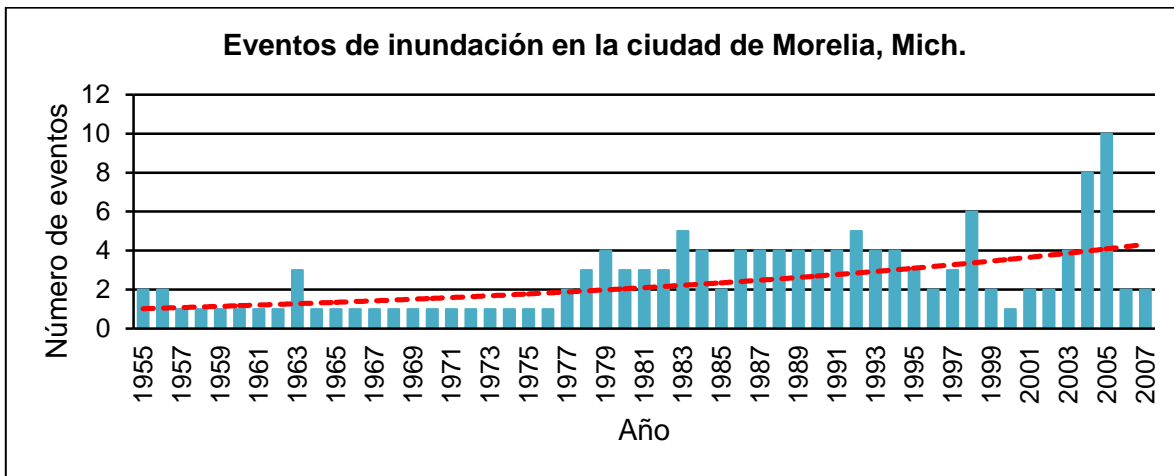


Fig. 3.22. Eventos históricos de inundación en Morelia (1955-2007). La línea roja punteada indica la tendencia exponencial de los eventos. Modificado de Corona-Morales (2009).

Algunos de los eventos de inundación más excepcionales se han presentado en los últimos años. Por ejemplo, en el 2002 la ocurrencia de varias tormentas intensas ocasionó el desbordamiento de los cauces principales (Río Grande y Río Chiquito), dejando pérdidas económicas por casi 4 millones de dólares (Hernández-Guerrero y Vieyra, 2010). Se estima que en ese año, se presentó una precipitación total anual de 900 mm, valor superior al promedio (Arreygue-Rocha et al., 2012).

En el 2003 destacan dos eventos, uno ocurrido el 5 de septiembre, donde se registraron 75 mm de lluvia en dos horas (Arreygue-Rocha et al., 2012). Y otro ocurrido durante los días 15, 16 y 17 del mismo mes, considerado el segundo de mayores proporciones en la historia (Hernández-Guerrero y Vieyra, 2010). El desbordamiento de los ríos ocasionó tirantes de inundación de hasta 1 m en las colonias aledañas (Fig. 3.23). La combinación de estos sucesos afectó un total de 1,790 viviendas y 7,730 personas (Protección Civil Morelia, 2003).



Fig. 3.23. Consecuencias de las lluvias intensas ocurridas en septiembre de 2003. Algunas de las zonas más afectadas fueron la Avenida Michoacán (a), las instalaciones de Policía y Tránsito Municipal (b), la colonia Hacienda Tinijaro (c) y la colonia Carlos Salazar (d). Fotos proporcionadas por el M en C. Gerardo Manuel Rodríguez Torres ex jefe de Oficina de Análisis y Evaluación de Riesgos y Atlas de Riesgos de Protección Civil Morelia.

En el 2005 se registraron 10 eventos de inundación, por lo que se considera el año con la temporada de lluvias más excepcional en la historia ([Arreygue et al. 2005](#)). Tan solo uno de los eventos (4 de septiembre) dejó más de 10 mil damnificados, 1,000 viviendas afectadas, suspensión de servicios públicos, y pérdidas por varios millones de pesos. Además fue necesario el acondicionamiento de varios albergues para resguardar a pobladores de distintas colonias, en el primer plano y periferia de la ciudad. El perjuicio fue provocado por el desbordamiento de los ríos principales, la anegación alcanzó los 4 m en algunas zonas, inundando calles y avenidas de 35 colonias ([Corona-Morales, 2009](#)).

Finalmente, en años recientes, con el advenimiento de las redes sociales es común el reporte de eventos de inundación ocasionados por lluvias atípicas e intensas. Por ejemplo, en marzo de 2015 se informa de la anegación de 32 colonias, producto de 72 horas de lluvia provocadas por la tormenta invernal no. 9 ([Ahuizote, 2015](#)). En julio del mismo año, después de una copiosa lluvia, se reporta un tirante de agua de 1.1 m que afectó a 150 viviendas, además se alcanzó la capacidad límite de los cauces principales ([Respuesta, 2015](#)). En los meses de junio y julio de 2017, la temporada de lluvias causó la inundación de más de 20 colonias, así como la anegación de varias calles principales causando complicaciones en el tránsito vehicular, autos varados y caída de árboles ([Mi Morelia, 2017a](#)). En el 2018, se presentaron

informes de inundaciones en marzo, julio, septiembre y octubre. En julio, una lluvia torrencial nocturna originó flujos de lodo y detritos al norte de la ciudad, dejando autos y viviendas dañadas (Fig. 3.24a, b). En octubre, debido al paso del huracán “Willa” y la tormenta tropical “Vicente”, se alcanzó un tirante de agua de 1.5 m en algunas colonias, se reportaron 27 colonias y miles de personas afectadas, algunas de las cuales tuvieron que ser rescatadas por personal de Protección Civil; también hubo suspensión temporal de servicios (Fig. 3.24c, d) (La Voz de Michoacán, 2018).



Fig. 3.24. Flujo de detritos (a y b) e inundación extraordinaria (c y d) ocurridos en julio y octubre de 2018, respectivamente. Fotos tomadas de: [El Informador \(2018\)](#), [Reporte Indigo \(2018\)](#), [La Voz de Michoacán \(2018b\)](#).

La recurrencia de estos eventos de inundación en la ciudad, ha llevado al estudio de la problemática desde distintos enfoques. A continuación se mencionan los trabajos más relevantes, así como sus aportaciones.

[IMTA \(2004\)](#). El Organismo Operador de Agua Potable, Alcantarillado y Saneamiento de la ciudad de Morelia (OOAPAS) solicitó al Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA) elaborar un proyecto integral para el manejo de las aguas pluviales en la zona metropolitana de Morelia. Este documento tuvo como objetivo principal, identificar y proponer infraestructuras que permitieran un mejor funcionamiento del sistema de drenaje pluvial ante eventos de lluvia extraordinarios. En el proyecto se pueden encontrar estudios pre-diagnósticos, así como los análisis pertinentes de topografía, hidrología, hidráulica, impacto ambiental y finalmente la propuesta de acciones y obras de ingeniería. El proyecto concluye recomendando una serie de acciones preventivas como: instrumentación de las cuencas con equipo climatológico e hidrométrico, regulación de los volúmenes de escurrimiento de los cauces principales, limpieza y desazolve continuo de los ríos Grande y Chiquito, construcción

de obras de control y regulación (presas, lagunas de regulación, rectificación de cauces, etc.) y creación de planes preventivos de protección civil. *Este documento no es de dominio público, pero puede ser solicitado al OOAPAS para su consulta.*

Arreygue-Rocha y Garduño-Monroy (2004). Los autores elaboran un análisis del balance hídrico de la cuenca del Río Chiquito. Estiman valores para la cuenca, como la precipitación media anual (974.2 mm), temperatura media anual (17.3 °C), evapotranspiración real (638.1 mm/año) y gasto máximo anual del río (11,739.72 m³). Además, un análisis de peligrosidad hidráulica indica que la invasión del cauce (construcción de puentes), así como la reducción de su área hidráulica (de 125 m³/s en 1939 a 70 m³/s en 1985) y pendiente suave (azolve de sedimentos), aumentan el riesgo de inundaciones en las zonas adyacentes (Fig. 3.25). Finalmente, un modelo 1-D del flujo del cauce señala que un caudal con periodo de retorno de 5 años (50 m³/s) es suficiente para poner en crisis el sistema hidráulico.

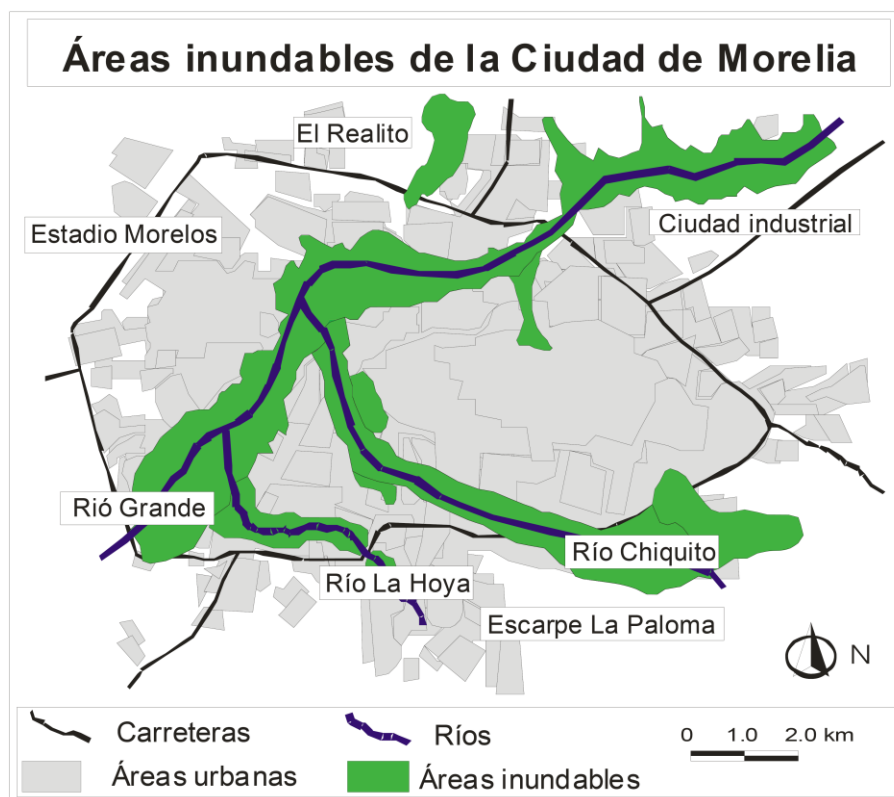


Fig. 3.25. Zonas potencialmente inundables de la ciudad de Morelia (Arreygue-Rocha y Garduño-Monroy, 2004). Es una de las **primeras cartografías** que delimitan las zonas de inundación de la ciudad.

Arreygue-Rocha et al. (2012) presentan un estudio sobre la modelación de zonas inundables. En primer lugar, realizan un análisis de las inundaciones históricas, indicando un incremento en el reporte de eventos a partir de la década de 1970. Durante el periodo 1955-2010 la ciudad fue afectada por más de 165 inundaciones de diferente magnitud. En este sentido, septiembre es el mes más crítico con 20 eventos extraordinarios de lluvia, marzo ocupa el

segundo lugar con un total de 15 eventos y octubre el tercero con 14. Mediante el uso de HEC-RAS, los autores simulan el tránsito de avenidas en los dos cauces principales con la finalidad de determinar zonas propensas de desbordamiento e inundación. Se concluye que el Río Grande tiene una capacidad máxima de evacuación (con puentes) de $70 \text{ m}^3/\text{s}$; mientras que para el río Chiquito se recomienda mantener un gasto menor a ese valor para evitar desbordamiento en zonas de puentes (Fig. 3.26). Por último, los autores proponen acciones de mejora como: desazolve periódico de los cauces, construcción de cárcamos de bombeo en determinados puntos, construcción de muros de concreto en las márgenes más bajas, remoción de la vegetación arbustiva y medidas diversas que impidan modificaciones en los usos del suelo.

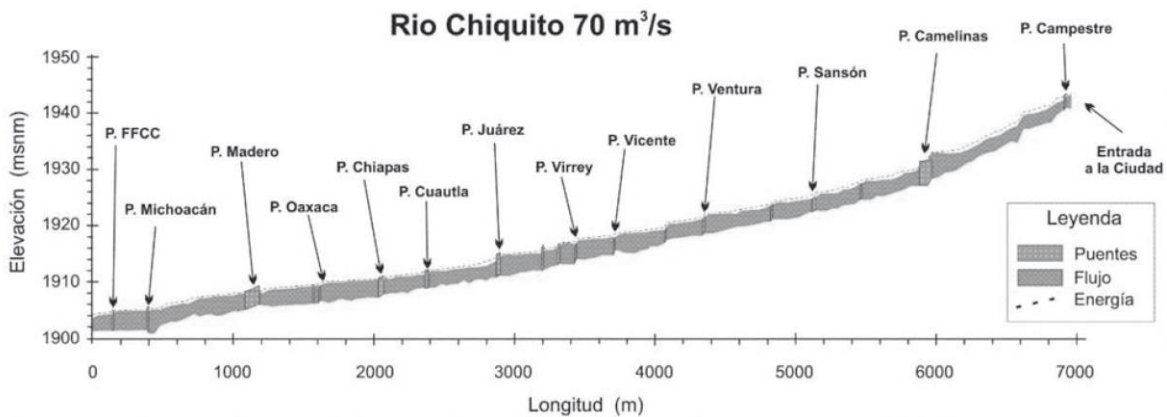


Fig. 3.26. Perfil longitudinal del Río Chiquito para un caudal de $70 \text{ m}^3/\text{s}$. Se observa un total de 13 puentes en un tramo de 7 km, los cuales reducen el área hidráulica del flujo. Tomada de [Arreygüe-Rocha et al. \(2012\)](#).

El **Atlas de Riesgos de Morelia** presenta un modelo de inundaciones en función de las cotas altimétricas tomando como base la cota 1,855 msnm, dicho modelo estima la distribución de la lámina de agua en los bordes del río Grande. En este documento se hace mención que las fallas geológicas controlan la altimetría entre los cauces Grande y Chiquito, teniendo este último una topografía más elevada ([Corona-Morales, 2009](#)).

El **Programa de Desarrollo Urbano del Centro de Población de Morelia** ([Corona-Morales, 2009](#)) divide a la ciudad en tres categorías de susceptibilidad a inundación: 1) perímetro inundable (zonas aledañas al río Grande), 2) predios baldíos sujetos a inundación y 3) zonas de alto riesgo de inundación. Además, el documento establece que las condiciones topográficas e hidrográficas, así como la falta de una red adecuada de drenaje y alcantarillado pluvial propician los problemas de inundaciones. En este sentido, divide a las colonias en susceptibles a inundaciones por: a) desbordamiento de ríos y canales, b) topografía baja e c) insuficiencia de drenaje pluvial.

Con base en el historial de eventos de inundación, **Protección Civil del Municipio** de Morelia tiene un listado de las colonias inundables según su grado de afectación, en el cual 27 colonias son altamente afectadas, cuatro presentan afectación media-alta, 13 afectación media y dos afectación media-baja ([Corona-Morales, 2009](#)).

Corona-Morales (2009) presenta un análisis exhaustivo sobre la vulnerabilidad de la ciudad a inundaciones, haciendo uso de un esquema de documentación, integración, validación y definición de áreas susceptibles. En este trabajo se enlista un total de **76 colonias** que están sujetas a inundación en menor o mayor grado según su cercanía con cauces, canales, drenes y zonas topográficamente bajas. Resultado del estudio se exhiben una serie de mapas que incluyen mapas de susceptibilidad, de exposición y de vulnerabilidad (población, viviendas y vialidades) (Fig. 3.27). Finalmente, el autor concluye que se evaluó la condición de vulnerabilidad a inundaciones de casi 145 mil habitantes y más de 35 mil viviendas. Menciona que las obras hidráulicas de mitigación que se construyeron posterior a las inundaciones de 2003 y 2005 han ayudado a paliar el desarrollo de la amenaza. Por lo que recomienda encarecidamente mantener una **cartografía de detalle actualizada** así como de fácil acceso para la elaboración de estudios similares y de modelación en el futuro.

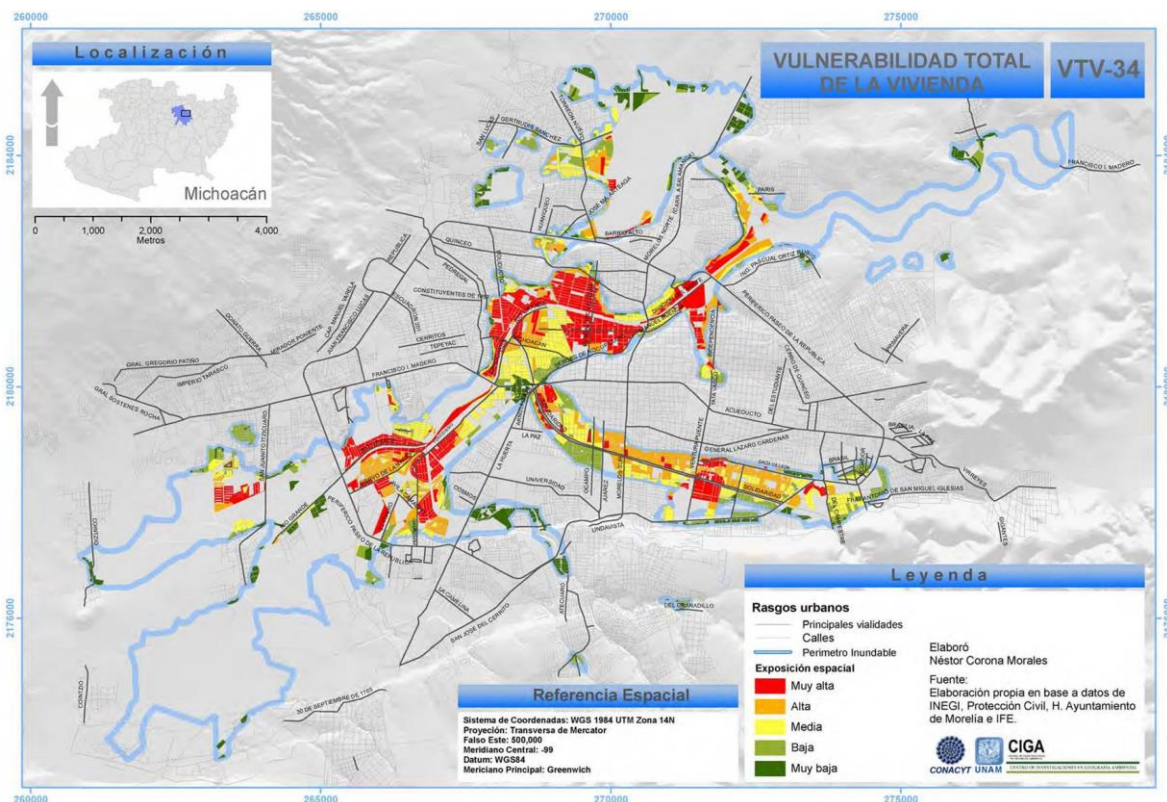


Fig. 3.27. Mapa de vulnerabilidad de la vivienda de la ciudad de Morelia, para eventos de inundación (Corona-Morales, 2009).

El rol de los asentamientos precarios del periurbano de Morelia, en el riesgo por inundaciones fue estudiado por Hernández y Vieyra (2010). La investigación consta de tres etapas: determinación de zonas inundables, identificación de zonas precarias y correlación de zonas inundables con la precariedad urbana. Un primer análisis indica que el umbral de precipitación que genera inundación ha disminuido de 250 mm (en la década de 1980 y 1990) a 150 mm (en la actualidad). Las inundaciones se han agudizado por el crecimiento de la ciudad, principalmente en zonas altamente precarias de la periferia exterior de la ciudad (Fig. 3.28). El

30% de la población (190,776 hab., en 2005) se encuentra en riesgo de inundaciones (Tabla 3.2). Aunque las precipitaciones son el elemento detonante en la ocurrencia de inundaciones, factores como el constante crecimiento del área urbana, el crecimiento demográfico, las condiciones de precariedad de la población, el incumplimiento de reglamentos y la carencia de una planeación adecuada incrementan el peligro.

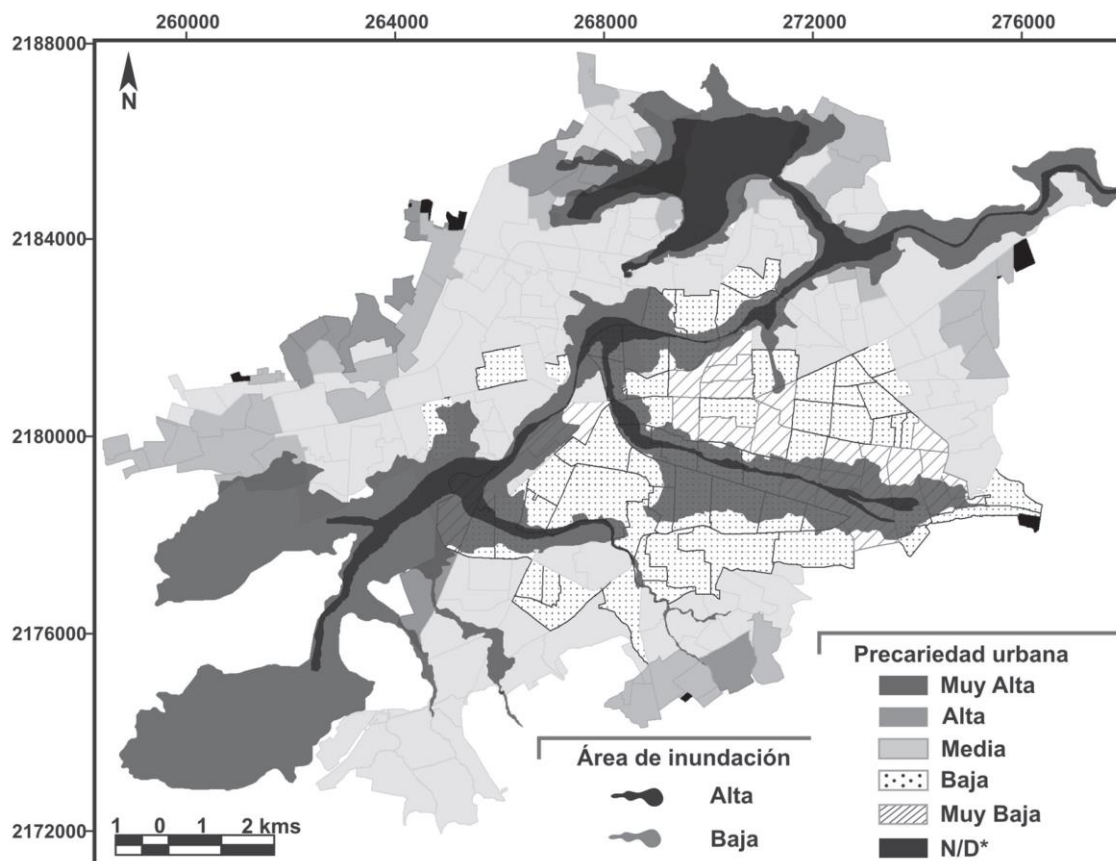


Fig. 3.28. Correlación de los modelos de inundación y precariedad urbana (Hernández y Vieyra, 2010). La población en el contorno urbano de la periferia exterior es la que presenta los mayores problemas de inundación.

Finalmente, algunos otros trabajos sobre la determinación del caudal ecológico del Río Grande, el funcionamiento hidráulico de un sistema de control de inundaciones para la ciudad y la evaluación de un modelo físico para el funcionamiento de los drenes Itzicuario y Ciénega Grande, pueden ser encontrados en memorias de congresos (por ejemplo, el XXIV Congreso Nacional de Hidráulica).

Es indudable que los estudios sobre las inundaciones en la ciudad de Morelia son varios y diversos, desde análisis de impacto social hasta modelación numérica, desde los realizados por instituciones gubernamentales hasta académicas. Sin embargo, se conoce con poca certeza si las recomendaciones y acciones propuestas en estos trabajos se han llevado a cabo, ya que las inundaciones son cada vez más severas y parecen no haber disminuido. Por otra parte, los estudios previos no han considerado la subsidencia regional de la ciudad,

fenómeno que podría estar incidiendo en la severidad de los eventos de inundación. Por esta razón, este trabajo incorpora a la modelación de inundaciones el factor del hundimiento regional, con la finalidad de conocer su rol e impacto en el futuro.

Tabla 3.2. Población afectada por inundaciones de acuerdo con clasificación de sección urbana en 2005 (Hernández y Vieyra, 2010). Las colonias sobre la periferia exterior con alta y muy alta precariedad en riesgo de inundaciones son Medallistas Olímpicos, Gertrudis Sánchez, Pastor Ortiz, Solidaridad, Valle del Real y Valle de los Manantiales.

Sección	Población	Población afectada	Población afectada (%)
Centro	247,015	114,629	19
Periferia inmediata	286,745	54,222	9
Periferia exterior	74,289	21,925	4
No inundable	---	417,273	69
Total	608,049	190,776	100

CAPÍTULO 4. DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio es la ciudad de Morelia, conocida en la época prehispánica (y todavía en 1522) con el nombre de **Guayangareo** o Valle de Guayangareo. Posteriormente, fue nombrada Ciudad de Mechuacán en 1541 por el virrey Antonio de Mendoza. En el año 1545 cambió su nombre a Valladolid, en honor a la ciudad española homónima. Finalmente, en el año 1828 recibió su actual nombre, en memoria de José María Morelos y Pavón, destacado personaje de la lucha de independencia ([Secretaría de Desarrollo Social, 2007](#)).

4.1 Localización y vías de comunicación

La ciudad de Morelia es la capital del estado de Michoacán y cabecera municipal del municipio homónimo. El municipio de Morelia se ubica en la parte septentrional de Michoacán ([Fig. 4.1](#)), cuenta con una extensión territorial de 1,335.94 km², lo que significa un 2.2% de la superficie estatal ([INEGI, 1993a](#)). Limita al norte con los municipios de Tarímbaro, Chucándiro, Copándaro y Huaniqueo; al este con Charo; al sureste con Tzitzio; al sur con Madero y Acuitzio; al suroeste con Huiramba y Pátzcuaro; y al oeste con Lagunillas, Tzintzuntzan, Quiroga y Coeneo. Se divide en 161 localidades, de las cuales Morelia es la más importante. La población municipal asciende a 784,776 habitantes, lo que representa el 16.8% del total estatal ([INEGI, 2015a](#)).

Particularmente, la ciudad de Morelia se localiza en el sector centro-noreste del municipio, a una elevación media de 1920 msnm y aproximadamente a 315 km de la capital del país, la Ciudad de México. Cuenta con una población de 617,656 habitantes, estimada al año 2018 ([Population City, 2018](#)). En diciembre de 1991, su centro histórico fue inscrito como **Patrimonio Cultural de la Humanidad** por la [UNESCO \(1991\)](#).

Para fines de este trabajo, la ciudad de Morelia se ha restringido a una poligonal cerrada ([Tabla 4.1](#) y [Fig. 4.1](#)) que contiene a gran parte de la mancha urbana. Dicho polígono tiene una superficie de 138.11 km² y representa el 10.33% de la extensión municipal. Esta poligonal permite acotar los escenarios de cálculo y modelación que se presentan en este trabajo.

4.2 Fisiografía

Fisiográficamente, el municipio de Morelia pertenece a la provincia del CVTM y en un porcentaje mínimo, a la provincia Sierra Madre del Sur (SMS) específicamente a la subprovincia Depresión del Balsas ([Fig. 4.2](#)).

El CVTM es una franja de 20 a 200 km de ancho y casi 1,000 km de longitud que se distribuye en la porción central del país. Se caracteriza por la presencia de estructuras volcánicas (conos monogénicos, estratovolcanes, volcanes en escudo, volcanes compuestos, calderas, lavas fisurales y domos) y fallas normales, producto de un extenso régimen de esfuerzos de tensión que dieron origen a la formación de cuencas y grábenes favorables para la acumulación de depósitos compresibles ([García-Palomo et al., 2000](#)).

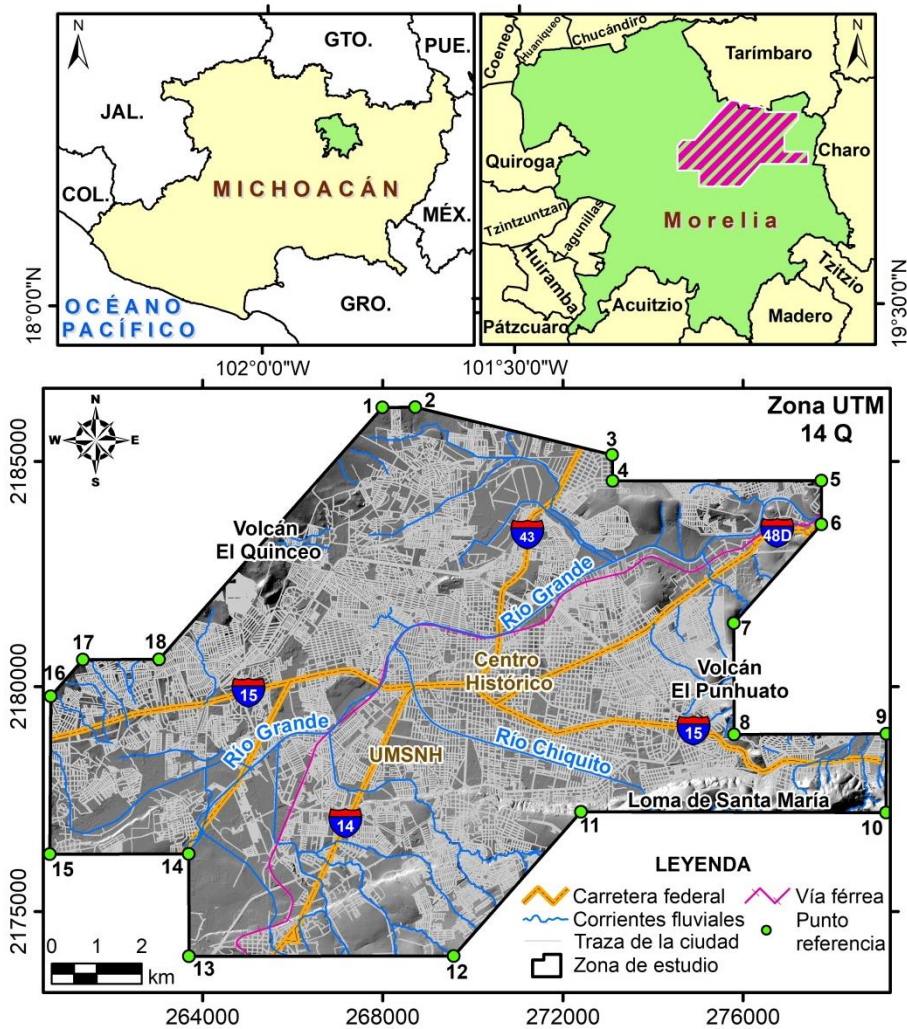


Fig. 4.1. Localización de la zona de estudio.

Tabla 4.1. Coordenadas de los vértices que definen el polígono de la zona de estudio.

Zona UTM 14Q					
ID	Coordenada		ID	Coordenada	
	X	Y		X	Y
1	267 995.58	2 186 198.16	10	279177.14	2 177 198.61
2	268 719.83	2 186 206.98	11	272 400.93	2 177 213.78
3	273 091.73	2 185 144.29	12	269 574.34	2 174 011.80
4	273 102.96	2 184 567.65	13	263 695.68	2 174 004.63
5	277 740.01	2 184 572.36	14	263 695.72	2 176 282.44
6	277 737.52	2 183 601.52	15	260 608.74	2 176 276.78
7	275 794.25	2 181 411.43	16	260 627.62	2 179 784.02
8	275 799.68	2 178 931.06	17	261 344.27	2 180 596.12
9	279 181.34	2 178 952.27	18	263 036.14	2 180 602.20

Por su parte, la SMS debe su formación al choque de las placas tectónicas de Cocos y Norteamericana, lo que determinó que actualmente sea considerada la provincia de mayor complejidad geológica, y por consiguiente, la menos estudiada del país (Juan-Pérez, 2013). Se trata de una cadena montañosa localizada en el sur de México que se extiende a lo largo de 1,200 km entre el sur de Jalisco y el Istmo de Tehuantepec, al oriente de Oaxaca (Fig. 4.2). Tiene un ancho promedio de 150 km y una altitud media entre 2,000 y 2,500 msnm. Se pueden encontrar afloramientos de rocas sedimentarias, ígneas y una gran abundancia de rocas metamórficas (Velasco de León et al., 2016).

Específicamente, en la zona de estudio solo se pueden encontrar tres subprovincias fisiográficas, las cuales pertenecen al CVTM: Subprovincia Neovolcánica Tarasca, Subprovincia de las Sierras y Bajíos Michoacanos, y la Subprovincia de Mil Cumbres (Fig. 4.2).

- a. **Subprovincia Neovolcánica Tarasca.** Localizada en la parte occidental de la zona, se caracteriza por un vulcanismo reciente (Plioceno-Cuaternario) con una geomorfología clasificada como sierra volcánica con llanuras y meseta con lomeríos. Existe una gran presencia de aparatos volcánicos y conos cineríticos de los cuales los volcanes Quinceo y Las Tetillas (Fig. 4.2) son los más sobresalientes en las inmediaciones del área de estudio (Villaseñor-Reyes, 2014).
- b. **Subprovincia de las Sierras y Bajíos Michoacanos.** Esta subprovincia ocupa la mayor parte del área de estudio (Fig. 4.2), tiene su origen en la cuenca del Río Lerma y se extiende desde La Piedad, Mich., hasta Acámbaro, Gto. (INEGI, 2001). Se caracteriza por un sistema de topofomas con volcanes-escudo, sierras de laderas tendidas y asociadas a lomeríos, y llanuras.
- c. **Subprovincia de Mil Cumbres.** Se extiende hacia la parte sur-sureste de la zona (Fig. 4.2), se caracteriza por ser una región accidentada con gran diversidad de geoformas: sierras volcánicas complejas (con elevaciones entre 2,000 y 3,000 msnm), mesetas lávicas escalonadas, lomeríos basálticos, y valles, como el formado por el Río Lerma (Villaseñor-Reyes, 2014). El volcán Punhuato y la Loma de Santa María son rasgos morfotectónicos sobresalientes cerca de la zona de estudio (Fig. 4.2 y 4.3).

4.3 Hidrografía

Administrativamente, el área de estudio se localiza en la Región Hidrológico-Administrativa (RHA) VIII: **Lerma-Santiago-Pacífico** (Fig. 4.4). Específicamente, dentro de la subcuenca endorreica Lago de Cuitzeo, que a su vez pertenece a la cuenca hidrográfica Lago de Patzcuaro-Cuitzeo-Lago de Yuriria, la cual tiene una extensión de 4,023.61 km² (CONAGUA, 2016). De acuerdo con Hernández-Madrigal et al. (2011) la poligonal de estudio se ubica en la parte baja de la subcuenca, apenas a 45 m por encima del punto más bajo, lo que la hace susceptible de inundaciones y subsidencia por abatimiento del nivel freático local y regional.

Dentro del polígono de estudio, se presentan dos cauces principales: el Río Grande y el Río Chiquito (Figs. 4.5 y 4.6).

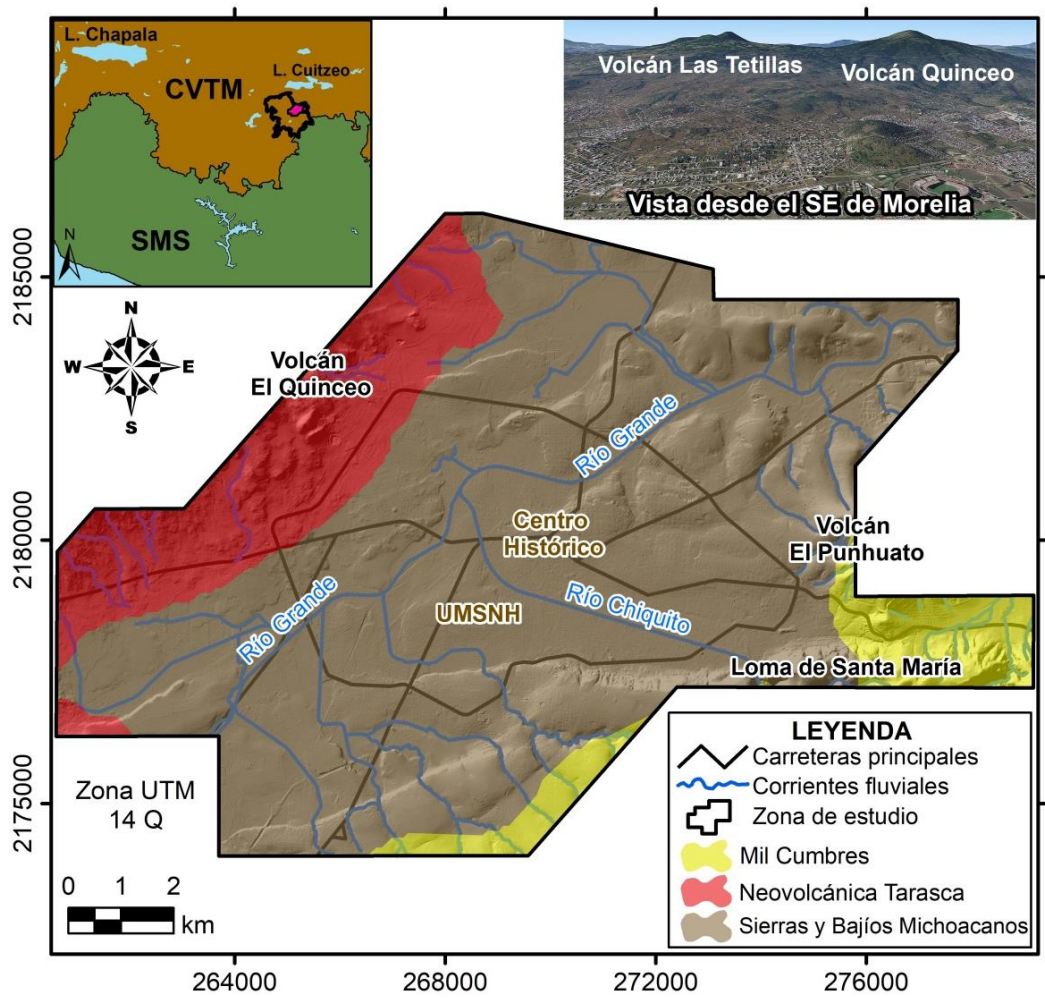


Fig. 4.2. Subprovincias fisiográficas a las que pertenece la zona de estudio.



Fig. 4.3. Loma de Santa María y el volcán El Punhuato, vista panorámica desde el oriente de la ciudad de Morelia.

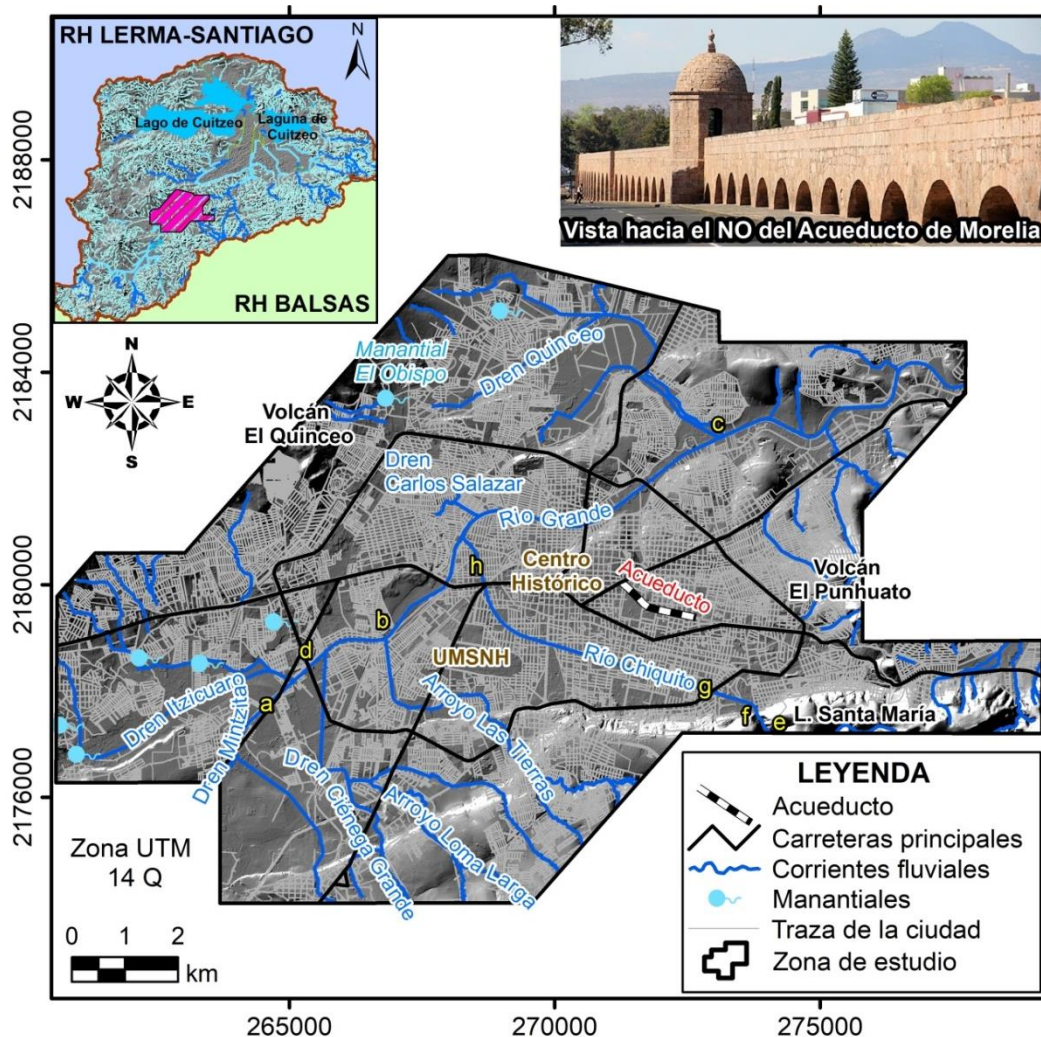


Fig. 4.4. Hidrografía de la zona de estudio. El acueducto es un elemento arquitectónico representativo de la ciudad, tiene una longitud de 7.1 km y estuvo en funcionamiento hasta 1910. Las letras en amarillo son la referencia espacial para las fotografías de las Figs. 4.5 y 4.6.

El **Río Grande** nace en la parte sureste del municipio de Acuitzio, presenta un trayecto de 26 km con rumbo N 21° hasta llegar a la ciudad de Morelia. Dentro de la ciudad, el cauce fluye en dirección SO-NE para continuar su curso en la misma dirección hasta desaguar en el lago de Cuitzeo. Los principales escurrimientos que alimentan a este río son los arroyos de Lagunillas, de Tirio y de la barranca de San Pedro.

El **Río Chiquito** nace en los montes de La Lobera y La Lechuguilla, situados en el sector occidental de la Sierra de Mil Cumbres. Durante su trayecto hacia aguas abajo, se va alimentando de una serie de arroyos perennes (La Cuadrilla, Agua Escondida, El Salitre, El Peral, Bello, Agua Zarca, Las Mojaditas, Carindapaz) hasta llegar a los “Filtros viejos”, tubería que conducía el agua a la ciudad. Dentro de la ciudad el río presenta una dirección NW 47° hasta confluir con el Río Grande en la parte oeste de la ciudad.

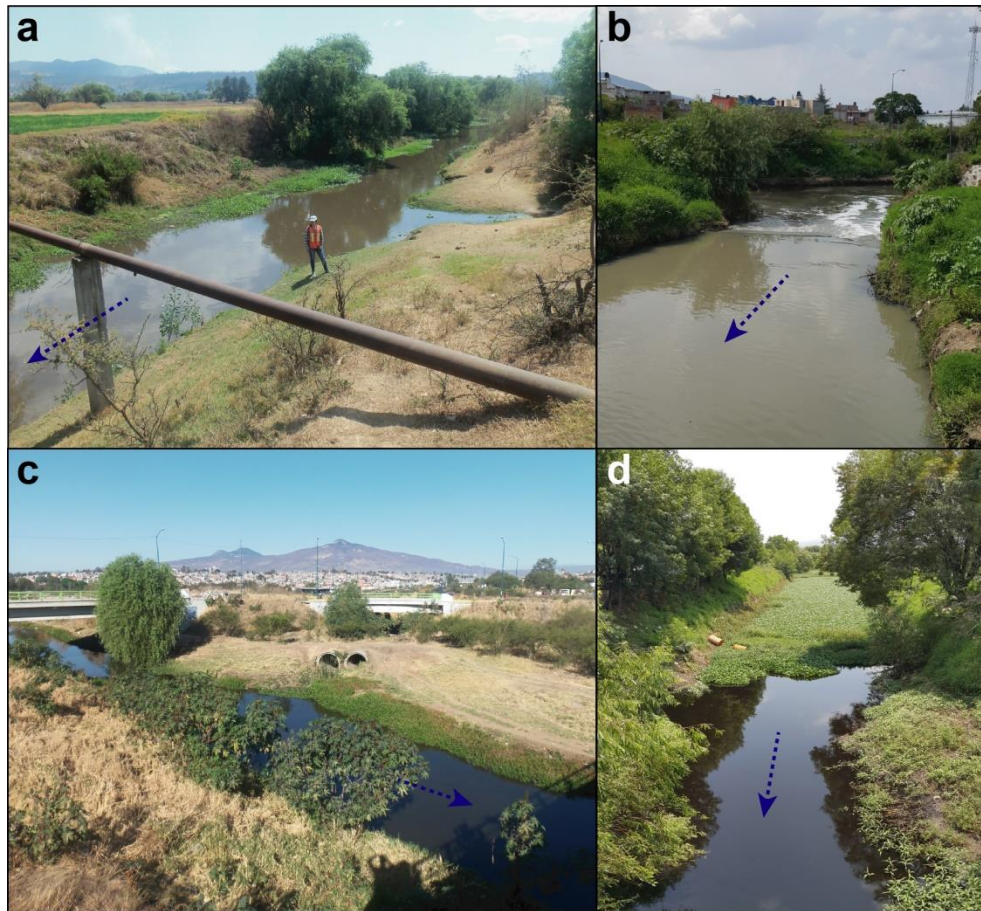


Fig. 4.5. Río Grande: vista de un tramo en la parte SO de la zona de estudio (a), intersección con el Arroyo de Tierras (b), intersección con el dren Quinceo (c), y vista hacia aguas arriba a la altura del periférico poniente (d).

Ambos cauces principales han sido rectificadas, el Río Grande en el año 1872 mientras que el Río Chiquito en 1939 (Arreygue-Rocha et al., 2012; Ojeda-Torres et al., 2012). En su paso por la mancha urbana, ambos cauces han sido invadidos por estructuras peatonales como puentes y pasos a desnivel. Además, los estudios de diagnóstico indican la presencia de matorrales, árboles y desprendimientos de talud a lo largo de su trayecto. Estas características han aumentado la probabilidad de desbordamiento y en consecuencia la ocurrencia de importantes inundaciones históricas (Arreygue-Rocha et al., 2012; Corona-Morales, 2009; Hernández y Vieyra, 2010).

Otros afluentes principales dentro de la zona de estudio son el Dren Itzicuaro, Dren Ciénega Grande, Dren Mora Tovar, Dren Carlos Salazar y el Arroyo Las Tierras (Fig. 4.4).

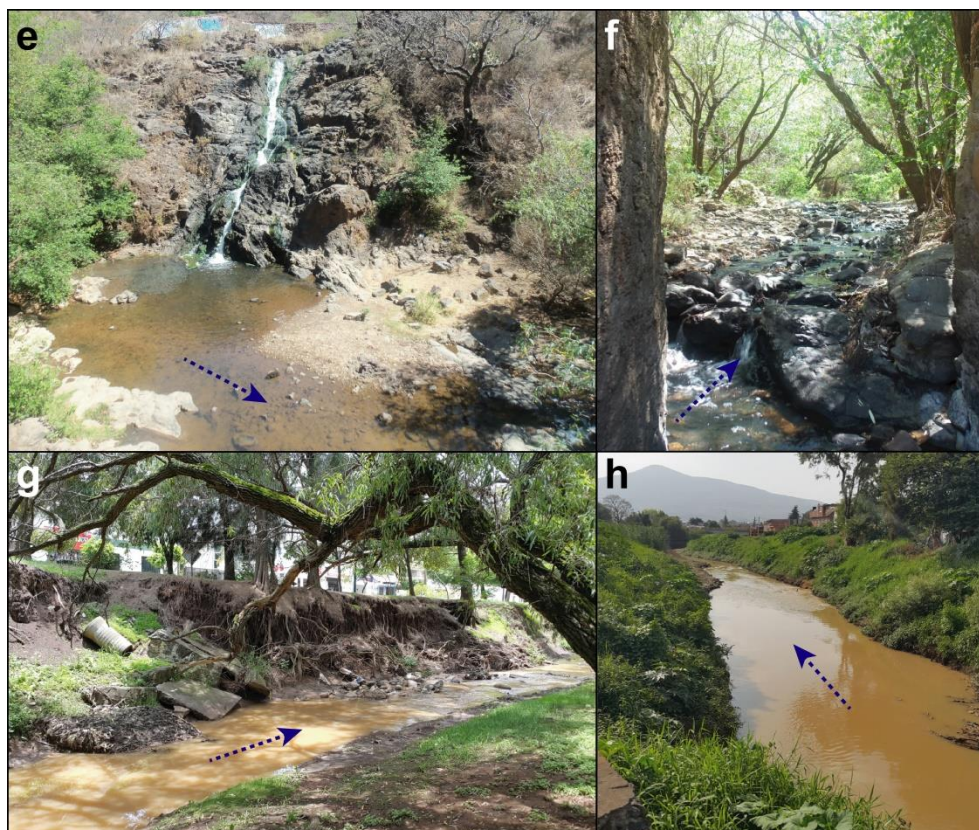


Fig. 4.6. Río Chiquito: vista hacia aguas arriba a la altura de los “Filtros viejos” (e), vista hacia aguas abajo de un tramo antes de llegar a la zona urbana (f), desprendimiento de talud del flanco izquierdo a la altura del Puente de la calle Dr. Ignacio Chávez (g), y vista hacia aguas abajo cerca de la intersección con el Río Grande (h).

Fuera de la zona urbana de Morelia, al suroeste, se encuentra la presa de Umécuaro y la presa Loma Caliente, que son parte del servicio para el sistema de generación de energía eléctrica que abastece a la ciudad. Los escurrimientos de estas presas depositan sus aguas en la **presa de Cointzio** (Fig. 4.7), aprovechando el cauce del Río Tirio y del Canal de San Juan, sobre los cuales confluyen una gran cantidad de arroyos y corrientes permanentes, destacando por su importancia el Río Santa Rosalía (IMTA, 2004).

Otra fuente importante de agua en el municipio de Morelia son los manantiales, destacando por su aprovechamiento el manantial de la Mintzita utilizado en la industria y abastecimiento de agua potable (IMTA, 2004).

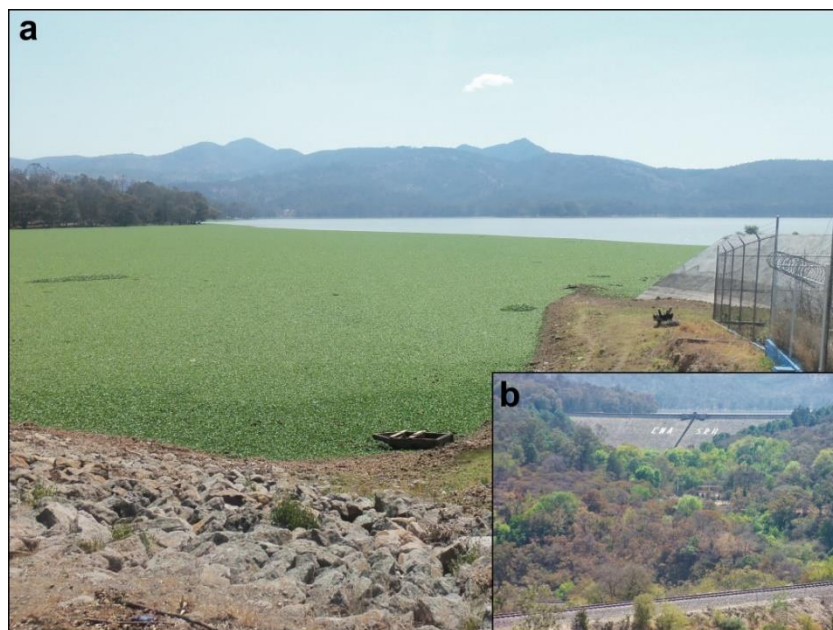


Fig. 4.7. Presa Cointzio: vista del vaso tomada desde la cortina (a) y vista panorámica de la cortina tomada desde la vía férrea (b).

4.4 Edafología

De acuerdo con la carta edafológica Morelia E14A23 escala 1: 50,000 (INEGI, 2016a), la zona de estudio tiene los siguientes seis tipos de suelo (Tabla 4.2 y Fig. 4.8):

- a. **Acrisol.** Son suelos que tienen mayor contenido de arcilla en el subsuelo que en el suelo superficial como resultado de procesos pedogenéticos (especialmente migración de arcilla) que llevan a un horizonte árgico en el subsuelo (WRB, 2014). En la zona de estudio son suelos de textura fina y fase lítica profunda, los cuales se pueden encontrar en la parte sur de la zona de estudio.
- b. **Litosol.** Se trata de suelos muy someros sobre roca continua y suelos extremadamente graviliosos y/o pedregosos. En el área de estudio son de textura media y pueden encontrarse en la parte noroeste y norte de la ciudad, representando apenas el 2.52% del total.
- c. **Luvisol.** Se caracterizan por una diferenciación pedogenética de arcilla entre un suelo superficial poco arcilloso y otro con mayor contenido de arcilla. Esta unidad en su mayoría es de textura fina y fase lítica profunda, cubre cerca del 26% del área de estudio.
- d. **Feozem.** Son suelos de pastizales relativamente húmedos y regiones forestales en clima moderadamente continental, caracterizados por estar intensamente lixiviados y tener un horizonte superficial oscuro, rico en humus (WRB, 2014). En Morelia, se trata de suelos de textura media y fases durica y lítica profunda, se pueden encontrar en las faldas del Punhuato y el centro histórico de la ciudad (Hernández-Madrigal et al., 2011).

- e. **Ranker.** Son suelos sobre roca silíceica de climas fríos y pendientes fuertes. En la zona de estudio cubren apenas 4.21 km² y son de textura media y fase lítica profunda, localizados sobre las laderas de la **Loma de Santa María**.
- f. **Vertisol.** Este tipo de suelos son muy arcillosos, que se mezclan, con alta proporción de arcillas expandibles (WRB, 2014). Cubren cerca del 50% de la zona de estudio, en su mayoría son de textura fina con fases duricas, duricas profundas y gravosas.

Tabla 4.2. Tipos de suelo que predominan en la zona de estudio.

Tipo de suelo	Área (km ²)	Área (%)
Acrisol (A)	0.49	0.35
Litosol (I)	3.48	2.52
Luvisol (L)	35.74	25.87
Feozem (H)	27.50	19.91
Ranker (U)	4.21	3.05
Vertisol (V)	66.70	48.29
Total	138.11	100.00

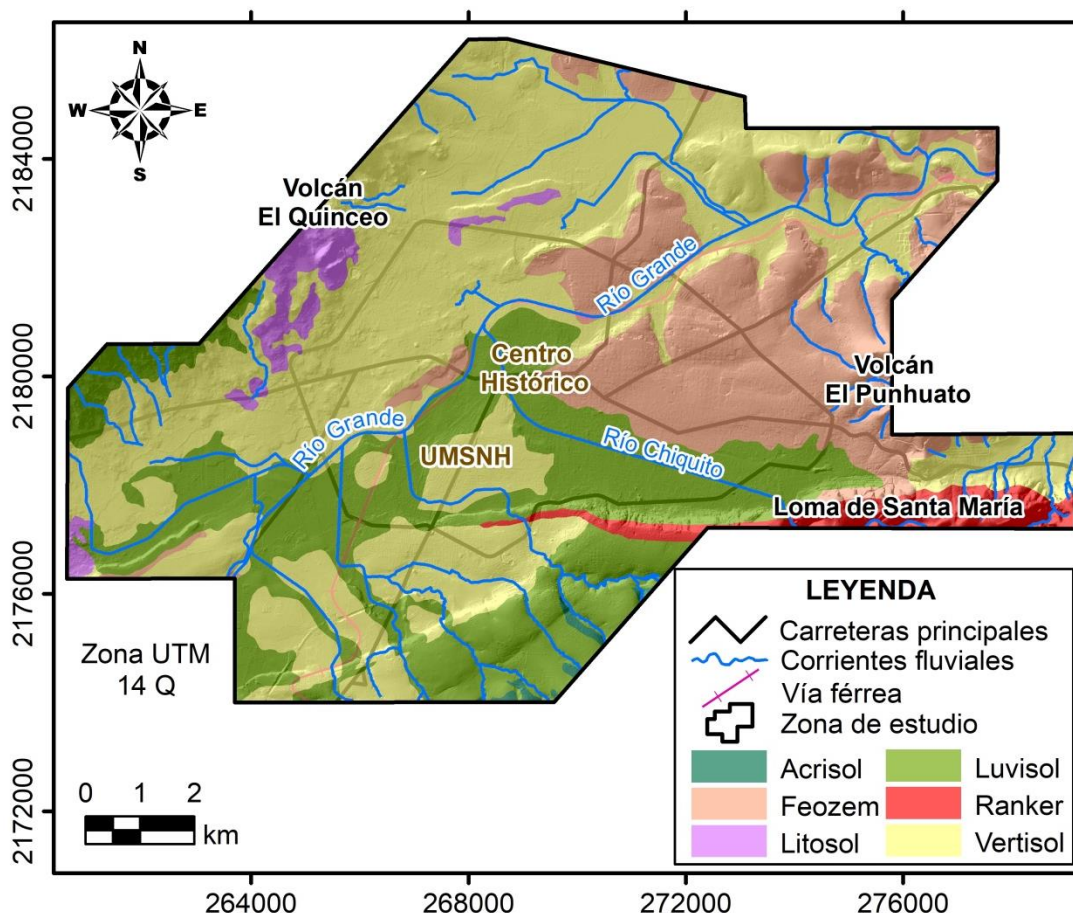


Fig. 4.8. Mapa de tipo de suelos que predominan en la zona de estudio.

4.5 Clima

La ciudad de Morelia tiene un clima predominantemente **templado subhúmedo** con lluvias en verano (INEGI, 2018a). La precipitación media anual (PMA) oscila entre 700 y 1,100 mm, de los cuales cerca del 79% cae en los meses de junio a septiembre (ver Capítulo 7). El mes de julio es el más lluvioso con un 22.49% de la PMA, mientras diciembre es el más seco, con apenas el 0.84% de la PMA.

De acuerdo con datos del Centro de Previsión Meteorológica de Morelia (clave 665), la temperatura media anual oscila entre 17.1 y 19.4 °C, siendo los meses de abril, mayo y junio los más calurosos del año y noviembre, diciembre y enero los más fríos (Fig. 4.9).

Mientras que la temperatura mínima promedio oscila entre 9 y 12 °C, la temperatura máxima media oscila entre 24 y 29 °C. Sin embargo, se han presentado registros aislados de mínimas extremas de -3 °C y máximas de cerca de 40 °C (Ávila-Olivera, 2008).

Los vientos dominantes soplan principalmente del suroeste y noreste, con velocidades medias de 1.74 m/s y máximas de hasta 17 m/s.

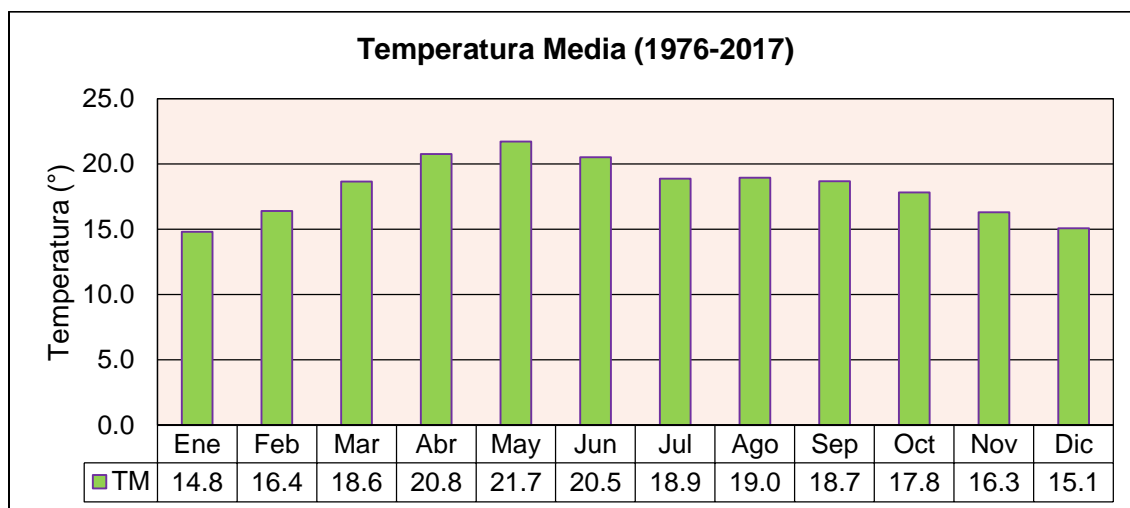


Fig. 4.9. Temperatura media mensual de la ciudad de Morelia.

4.6 Uso de suelo y vegetación

De acuerdo con el conjunto de datos vectoriales de uso del suelo y vegetación escala 1: 250 000, serie V (capa unión) del INEGI (2015b), la mayor parte de la zona de estudio ha sido cubierta por la mancha urbana y algunos asentamientos humanos poco desarrollados; sin embargo, pueden encontrarse las siguientes unidades de vegetación (Tabla 4.3 y Fig. 4.10):

- a. **Agricultura de riego anual y semipermanente.** Son superficies de cultivo, bajas y próximas a drenes y canales, de los cuales se toma el agua para su riego. Su localización se centra en el suroeste y noreste de la ciudad.

- b. **Agricultura de temporal anual.** Superficie cubierta solo en temporada de lluvias con cultivos de maíz y frijol, principalmente, localizados sobre terrenos elevados del sur y norte de la ciudad.
- c. **Bosque cultivado.** Se trata de bosques de eucaliptos (*Eucalyptus camaldulensis*) localizados sobre la Loma de Santa María al sur de la ciudad.
- d. **Pastizal cultivado e inducido.** Se caracteriza principalmente por una superficie cubierta de zacate, con o sin presencia de matorrales aislados. Utilizado principalmente con fines de pastoreo. Se localiza específicamente sobre el flanco septentrional de la Caldera de Atécuaro (sur de Morelia), laderas bajas de los volcanes El Quinceo y El Punhuato, y terrenos baldíos al interior de la mancha urbana.
- e. **Vegetación secundaria arbustiva de bosque de encino.** En esta unidad también pueden encontrarse algunas especies de encino (*Quercus*), ubicados especialmente en la Loma de Santa María y laderas bajas del volcán El Punhuato.
- f. **Vegetación secundaria arbustiva de selva baja caducifolia.** Esta unidad se caracteriza por presentar algunos árboles bajos no mayores a 15 m de altura, con pérdida de hoja en la temporada de secas y periodos cálidos.

Tabla 4.3. Usos de suelo y vegetación que se encuentra en la zona de estudio.

Uso de suelo-vegetación	Área (km ²)	Área (%)
Agricultura de riego anual	10.03	7.26
Agricultura de temporal anual	6.56	4.75
Agricultura de riego anual semipermanente	6.08	4.40
Asentamiento humano	8.28	6.00
Bosque cultivado	3.49	2.53
Pastizal cultivado	3.49	2.53
Pastizal inducido	6.65	4.82
Vegetación secundaria arbustiva de bosque de encino	2.31	1.67
Vegetación secundaria arbustiva de selva baja caducifolia	1.06	0.77
Zona urbana	90.15	65.27
Total	138.11	100.00

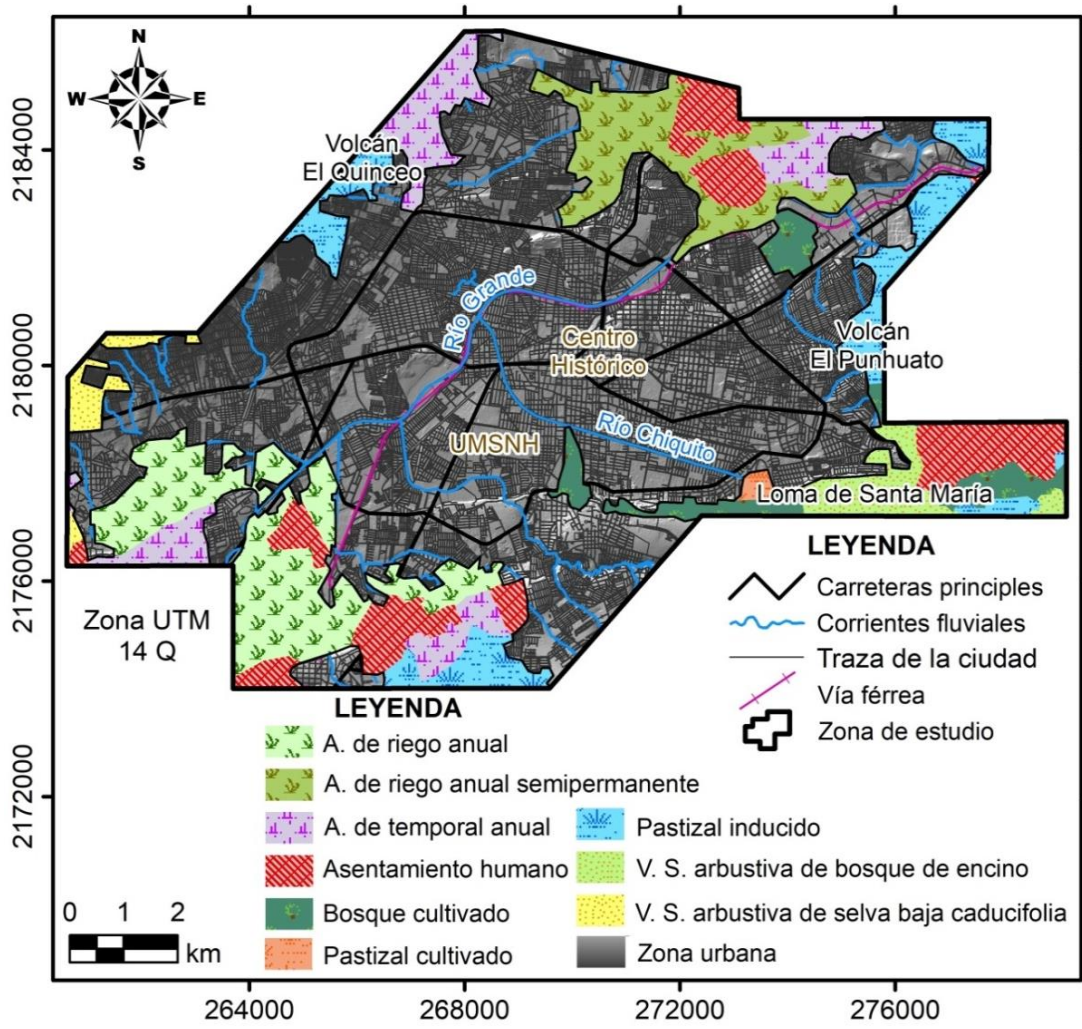


Fig. 4.10. Mapa de uso de suelo y vegetación de la zona de estudio.

CAPITULO 5. MARCO GEOLÓGICO

5.1 Geología regional

La región de estudio se encuentra localizada en la intersección de dos provincias geológicas ([Garduño-Monroy et al., 2001](#)). Hacia el sur se encuentra ubicado parte del vulcanismo miocénico perteneciente a la Sierra de Mil Cumbres (SMC) y al Norte se localizan volcanes monogenéticos y conos de lavas que pertenecen al campo volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG).

La SMC se caracteriza por tener de basamento una secuencia de tipo *flysch* con fracturamiento y metamorfismo de bajo grado. Se encuentra constituida por cuatro estructuras volcánicas: Complejo Volcánico Garnica, Caldera La Escalera, Caldera de Atécuaro y Complejo Volcánico Indaparapeo que varían en edad de 23 a 14 Ma ([Gómez-Vasconcelos, 2012](#)).

Por su parte, el CVMG es una de las regiones de vulcanismo monogenético más extensas del mundo (~40,000 km²), está compuesta por volcanes tipo maar, domos, conos de escoria, volcanes escudo, conos de tobas, anillos piroclásticos y algunos estratovolcanes de composición máfica a intermedia ([Hasenaka y Carmichael, 1987](#)).

5.2 Geología local

La geología detallada en la región de Morelia ha ido conformándose con trabajos geológicos desde la década de 1970 ([Silva-Mora, 1979](#)), 1980 ([Demant, 1981](#)) y 1990 ([Garduño-Monroy et al., 1997](#); [Israde-Alcántara, 1995](#); [Pasquaré et al., 1991](#)). Sin embargo, los trabajos más recientes ([Garduño-Monroy et al., 2001](#); [Gómez-Vasconcelos, 2012](#); [Villaseñor-Reyes, 2014](#)) han actualizado y mejorado la geología local de la región ([Fig. 5.1](#) y [5.2](#)). Tomando en consideración estos trabajos, estratigráficamente, las siguientes secuencias afloran en la zona de estudio:

1. Sierra Mil Cumbres.
 - a. Lavas andesítico-basálticas (19.5 Ma).
 - b. Ignimbritas de Atécuaro (19.5-15.9 Ma).
 - c. Flujo de escombros.
2. Complejo volcánico Punhuato (15.9 ±0.6 Ma).
3. Ignimbritas de Cuitzeo.
4. Sedimentos Fluvio-Lacustres (3.6 Ma).
5. Complejo volcánico Michoacán-Guanajuato (<1 Ma).

1. Sierra de Mil Cumbres

a. Lavas andesítico-basálticas

Se considera la unidad más antigua de la zona de estudio con una edad de 19.5 ± 0.4 Ma, tiene un espesor mínimo observado de 800 m ([Arreygue-Rocha et al., 2002](#); [Gómez-Vasconcelos, 2012](#)). Se compone de un paquete de lavas andesíticas con estructuras de flujo

que se encuentran intensamente alteradas y fracturadas, presentando colores verdes o grises (Garduño-Monroy et al., 2001; Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 2004). Éstas lavas, frecuentemente se alternan con horizontes piroclásticos y brechas de composición más máfica de color rojo o amarillo que presentan en muchos casos vetillas de calcita o calcedonia (Garduño-Monroy et al., 2001).

Esta secuencia aflora en diferentes partes de la ciudad pero principalmente al sureste, en las inmediaciones del fraccionamiento Campestre, Ejidal Ocolusen, La Floresta y en la cañada del Río Chiquito donde se encuentra sobreyacida por flujos piroclásticos color blanco o niveles soldados color vino. Se considera que dichas andesitas configuraron el edificio volcánico que dio lugar a la Caldera de Atécuaro (Garduño Monroy et al., 1999).

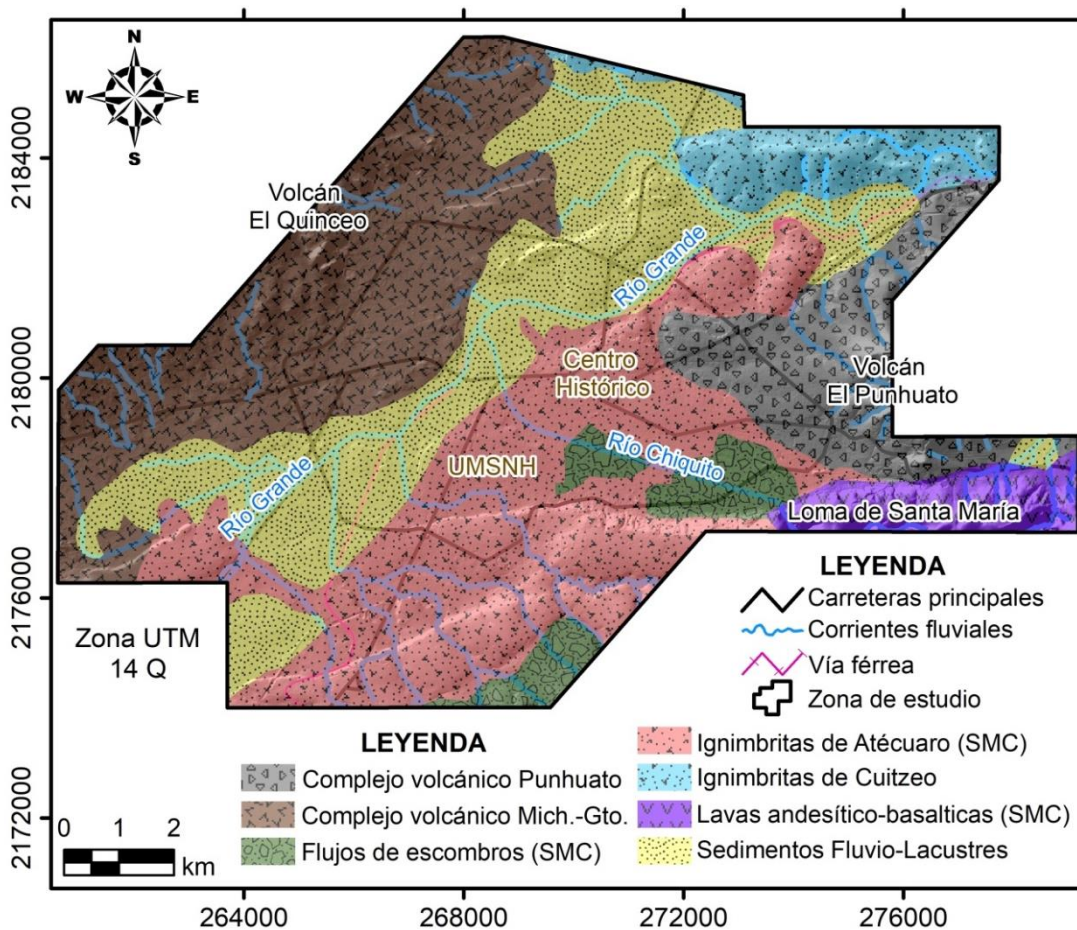


Fig. 5.1. Mapa de unidades litológicas de la zona de estudio.

b. Ignimbritas de Atécuaro

También conocida como la Cantera de Morelia. Esta secuencia está constituida por varios horizontes piroclásticos de composición riolítica, que se encuentran basculados hacia el sur, presenta un espesor que varía de los pocos metros a más de 200 m (Arreygue-Rocha et al.,

2002; Garduño-Monroy et al., 2001). El fechamiento más reciente con el método Ar/Ar indicó una edad de 16.4 ± 0.3 Ma para el nivel superior de esta unidad (Gómez-Vasconcelos, 2012).

Describiendo de la base a la cima, se observa un paquete de ignimbrita bien soldada color vino que presenta *fiammes* más oscuros y líticos (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 2004) aflora únicamente en la zona del Club Campestre.

Sobreyaciendo a este nivel se observa un flujo piroclástico de color blanco o gris claro con bloques o lapilli de pómez alargados, poco cementados y con un espesor que varía entre 50 y 70 m. Este horizonte es el más abundante y aflora a todo lo largo del escarpe de la falla La Paloma (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 2004).

c. Flujo de escombros.

Encima del nivel anterior, se tiene un nivel de 20 a 40 m de flujo de escombros muy deleznable con grandes fragmentos de ignimbrita, líticos de distinta composición y matriz de pómez (Garduño-Monroy et al., 2001; Gómez-Vasconcelos, 2012).

Enseguida se tienen flujos piroclásticos de color blanco y gris con grandes fragmentos de *fiammes* (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 2004).

Sobreyaciendo al nivel anterior, se encuentra un nivel continuo y fracturado de ignimbrita soldada color rosa con *fiammes* y líticos más oscuros y un espesor de 15 a 30 m, que es la responsable de controlar la morfología de la ciudad de Morelia y de ser la fuente de la cantera con la cual se construyeron los edificios de la época colonial (Arreygue-Rocha et al., 2002; Garduño-Monroy et al., 2001; Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 2004).

Coronando la secuencia ignimbrítica, descansa una cantera color blanco con presencia de micas, fragmentos de pómez y eventualmente líticos aflorando en la parte alta de la Loma de Santa María (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 2004).

2. Complejo volcánico Punhuato

Esta unidad sobreyace los depósitos de la Sierra Mil Cumbres y puede ser observada al oriente de la ciudad de Morelia, se estima que tiene una edad de 15.9 ± 0.6 Ma y está constituida por una alternancia de derrames de lava y brechas de composición andesítica y dacítica, asociados a domos según su morfología y estructuras (Garduño-Monroy et al., 2001; Gómez-Vasconcelos, 2012; Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 2004).

3. Ignimbritas de Cuitzeo

Estas pueden ser observadas al norte y noreste de la zona de estudio. En dirección al Lago de Cuitzeo se encuentran afectadas por las fallas E-O y NE-SO, lo que ha generado un basculamiento creciente hacia el norte (Gómez-Vasconcelos, 2012).

4. Sedimentos Fluvio-Lacustres

De acuerdo con algunos autores (Arreygue-Rocha et al., 2002; Garduño-Monroy et al., 1997; Israde, 1995; Israde-Alcántara et al., 1992; Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999), esta secuencia presenta espesores de 10 a 60 m y se caracteriza por una alternancia de arenas,

gravas y limos de color café además de ceniza volcánica color blanco con intercalaciones de diatomitas. Tiene una edad del Mioceno tardío a Plioceno tardío, pudiendo extenderse hasta el Pleistoceno.

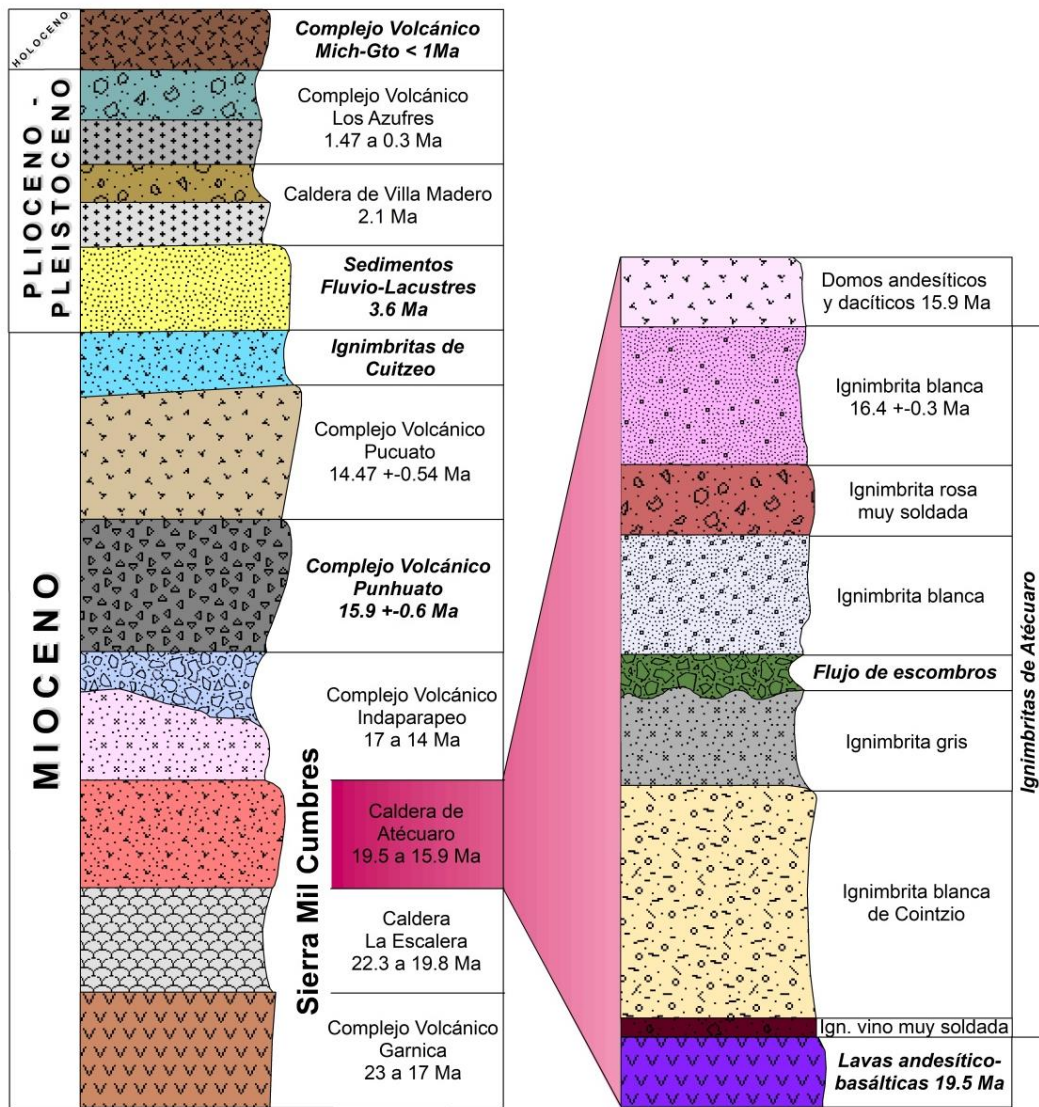


Fig. 5.2. Columna estratigráfica de la geología local. Modificada de Gómez-Vasconcelos (2012). En negritas se identifican las litologías que afloran en la zona de estudio.

5. Complejo volcánico Michoacán-Guanajuato

Esta unidad está representada por las faldas de los volcanes Quinceo y Las Tetillas que son observadas al noroeste de la ciudad. La secuencia se trata de una serie de derrames de lava de composición basáltica y andesítico-basáltica, provenientes de volcanes semi-escudo y conos de escoria que sobreyacen a los depósitos de la SMC y a los sedimentos Fluvio-Lacustres (Garduño-Monroy et al., 2001; Gómez-Vasconcelos, 2012). En 2012 Gómez-

Vasconcelos realizó fechamientos obteniendo edades de 1.42 ± 0.12 Ma para el Quinceo, 0.33 ± 0.04 Ma para las Tetillas y 0.62 ± 0.02 Ma para el volcán El Águila.

Finalmente, los depósitos anteriores se encuentran coronados por un depósito piroclástico de caída de ceniza y pómez, denominado Pómez Alegría con un espesor de 1 a 5 m, asociados a una etapa explosiva del volcán El Quinceo (Arreygue-Rocha et al., 2002; Gómez-Vasconcelos, 2012; Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999).

5.3 Geología estructural

En el contexto geológico estructural, la zona de estudio se localiza en la intersección de tres sistemas de fallas regionales (Fig. 5.3):

1. El Sistema de Fallas NO-SE y N-S
2. El Sistema de Fallas NE-SO, y
3. El Sistema de Fallas Morelia-Acambay (SFMA).

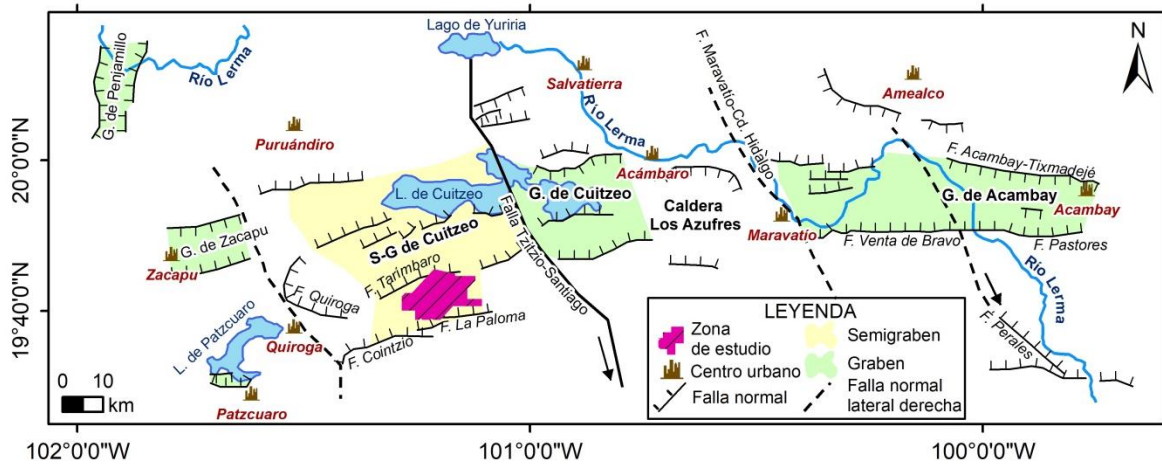


Fig. 5.3. Marco tectónico regional entre Pátzcuaro y Acambay. Se puede identificar la posición de la zona de estudio dentro del tren de fallas. Modificado de Garduño-Monroy et al. (2009).

1. Sistema de fallas NO-SE y N-S

Se considera el sistema más antiguo y podría pertenecer a la provincia *Basin and Range*. La actividad de estas fallas comenzó hace 30 Ma aproximadamente, en Estados Unidos y el norte de México (Henry y Aranda, 1992). La estructura más importante de este sistema es la zona de falla Taxco-San Miguel de Allende (Demant, 1978; 1981; Ferrari et al., 1994; García-Palomo et al., 2000; Garduño y Gutiérrez, 1992; Pasquaré et al., 1991) aunque pueden encontrarse otras fallas con similar orientación en la depresión Maravatío-Ciudad Hidalgo al NE de la ciudad de Morelia (Fig. 5.3). Además, este sistema de fallas forma pequeños grabenes, corta flujos de lava y sedimentos lacustres al este y noreste de Morelia. Cerca de la zona de estudio una falla de orientación NO-SE corta a la unidad Lavas andesítico-basálticas de la SMC, mientras que el Río Chiquito sigue esta orientación en sus orígenes, al SE del

polígono de estudio. Finalmente, algunas evidencias muestran que actualmente es un sistema activo (Suter et al., 1995) y se ha reactivado como fallas laterales derechas a lo largo del tensor de deformación del CVTM (Pasquaré et al., 1997).

2. Sistema de fallas NE-SO

Las fallas de este sistema pueden encontrarse en varias regiones centrales y occidentales del CVTM (De Cserna et al., 1988; García-Palomo et al., 2000). En las cercanías de la región de estudio, estas fallas presentaron su mayor actividad hace 3-5 Ma cuando las cuencas lacustres de Morelia y Cuitzeo se formaron como respuesta al fallamiento extensional (Israde, 1995). En esta zona pueden encontrarse alineamientos de conos cineríticos pertenecientes al CVMG con la misma orientación que el fallamiento (Connor, 1990). En Morelia, este sistema presenta dos tipos de movimientos, según las estrías de las fallas (Garduño-Monroy et al., 2009). El primero es un movimiento lateral izquierdo de 0-15° que pudo haber sido reactivado por un segundo movimiento normal que generó estrías semiverticales (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999).

3. Sistema de Fallas Morelia-Acambay

Este sistema de fallas es considerado el más sísmicamente activo del CVTM, consiste en una serie de fallas normales de dirección E-O y NE-SO que cortan la parte central del CVTM. Además, se asocia con la formación de las depresiones lacustres de Chapala, Zacapu, Cuitzeo, Maravatío y Acambay (Garduño-Monroy et al., 2009) (Fig. 5.3). El origen de estas fallas se remonta al Mioceno tardío-Pleistoceno temprano, como fallas de tendencia E-W a lo largo de las fronteras del sur de las cuencas Miocenas de Charo, Maravatío y Venta de Bravo. En las inmediaciones de la zona de estudio, el SFMA consta de dos fallas principales (Falla La Paloma y Falla Tarímbaro, ver Figs. 5.3 y 5.4) que definen un límite tectónico entre dos provincias geológicas distintas: al norte, el volcanismo activo plio-cuaternario y la sedimentación fluvio-lacustre del CVTM, y al sur, las rocas volcánicas de la SMC.

Por otra parte, en Morelia y Cuitzeo, las estructuras del SFMA muestran bloques caídos hacia el norte (Garduño et al., 1997; Johnson y Harrison, 1990; Israde, 1995; Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999) a lo largo del borde sur de las cuencas lacustres (Israde, 1995) (Fig. 5.3) con la presencia de escarpes de más de 200 m de altura.

De acuerdo con algunos investigadores, el SFMA ha ocasionado una serie de sismos históricos, por ejemplo, algunos de los más documentados son el sismo de 1912 ocurrido en la falla Acambay-Tixmadejé con una magnitud de 6.7, el de 1979 en Venta de Bravo de magnitud 5.3, el de 1998 ocurrido en Maravatío en la falla Venta de Bravo con una magnitud de 3 y el más reciente en 2007 como una serie de 7 sismos con magnitud de momento entre 2.5-3 en Morelia (Garduño-Monroy et al., 2001; Garduño-Monroy et al., 2009).

5.3.1 Fallamiento local

A nivel local, una familia de 13 fallas identificadas y cartografiadas (Hernández-Madriral et al., 2011) son las responsables de condicionar la ocurrencia de la SDCE en la zona de estudio (Fig. 5.4). Las cuales han sido relacionadas con la afectación a viviendas, edificios, calles,

infraestructura hidráulica y demás estructuras civiles desde la década de 1980. Según [Garduño-Monroy et al. \(2001\)](#) y [Hernández-Madrugal et al. \(2011, 2014\)](#) estas fallas pueden ser clasificadas en:

1. Fallas potencialmente sísmicas y
2. Fallas asísmicas reactivadas por actividad humana.

1. Fallas potencialmente sísmicas

a. Falla La Paloma

Esta falla es parte del SFMA, se ubica al sur de la ciudad de Morelia ([Fig. 5.4](#)), tiene una dirección E-O, una longitud de 9.1 km y un desnivel de 200 m, el cual disminuye hacia el poniente. Es formada por la mesa de Santa María (bloque de piso) y la depresión donde se encuentra la mancha urbana de Morelia (bloque de techo). Estructuralmente el escarpe representa el flanco de un semi-graben asentado en una falla normal con evidencias de actividad sísmica histórica ([Arreygue-Rocha et al., 2002](#); [Garduño-Monroy et al., 2001, 2009](#)). Una característica importante relacionada con la actividad sísmica es la ocurrencia de Procesos Gravitacionales de Remoción en Masa (PGRM) sobre el escarpe de la falla, tales como desprendimientos o volcaduras, flujos de lodo y deslizamientos de tamaño variable ([Arreygue-Rocha et al., 2002](#); [Villaseñor-Reyes, 2014](#)). En la actualidad, estos procesos están provocando numerosas afectaciones a viviendas e infraestructura pública en general ([Fig. 5.5](#)).

b. Falla La Colina

Se ubica en la parte central de la zona de estudio, presenta una dirección NE-SO y actualmente se encuentra separada de la **Falla Manantiales** por una zona pantanosa ([Fig. 5.4](#)). Ambas fallas tienen la misma trayectoria indicando que se trata de la misma estructura. La Colina tiene una longitud de 2.6 km, mientras que Manantiales tiene 5.1 km, alcanzando una longitud total entre ambas de 7.7 km. La falla La Colina presenta una zona de afectación de 20 m a cada lado de la traza ([Ávila-Olivera y Garduño-Monroy, 2008](#)) y un escarpe de hasta 4 m en su sector NE ([Ávila-Olivera y Garduño-Monroy, 2008](#)). Con base en la realización de trabajos InSAR, geofísicos y geológicos, se considera que esta falla es sísmicamente activa ([Cabral-Cano et al., 2010](#); [Cigna et al., 2012a; 2012b](#); [Garduño-Monroy et al., 2001](#)). La Colina ha ocasionado la demolición de dos edificios de departamentos y varias viviendas dúplex de INFONAVIT. Actualmente, pueden observarse varias casas fracturadas y abandonadas, así como calles agrietadas y con escarpes pronunciados ([Fig. 5.6](#)). Se estima que las pérdidas económicas por efecto de esta falla son superiores a los 12 millones de pesos.

c. Falla Cerritos

Es una falla normal con longitud de 5.7 km, un escarpe de casi 30 m y se ubica al SO de la ciudad ([Fig. 5.4](#)). Su afectación aún es incipiente, sin embargo, la carretera federal a Pátzcuaro comienza a ser afectada por su traza.

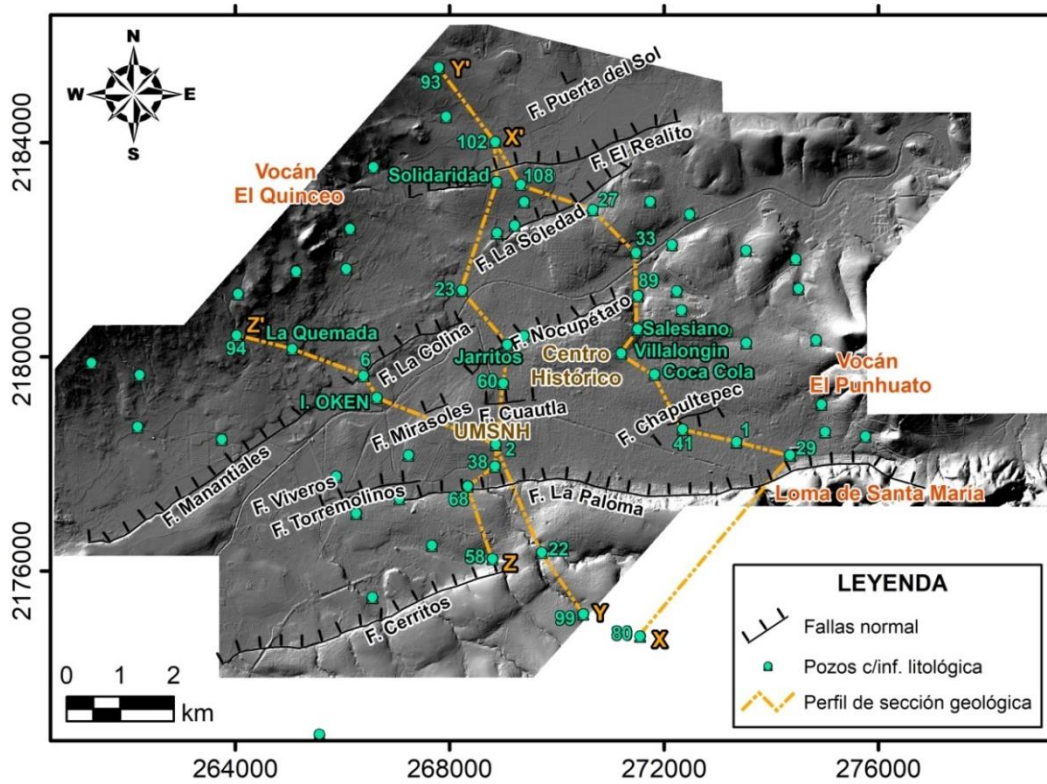


Fig. 5.4. Fallas normales, pozos con información litológica y ubicación de secciones geológicas en la zona de estudio. Las secciones geológicas se pueden consultar en las Figs. 5.10-5.12.

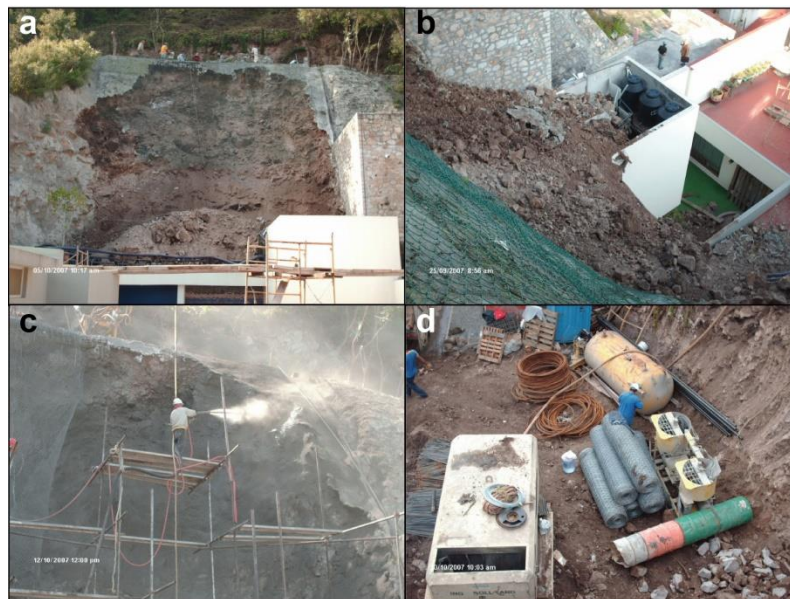


Fig. 5.5. Desprendimiento de suelo y rocas sobre el escarpe de la falla La Paloma en octubre de 2007. Mientras las imágenes a y b muestran los efectos dañinos sobre las viviendas, las fotografías c y d exhiben los trabajos de “reparación” del PGRM.

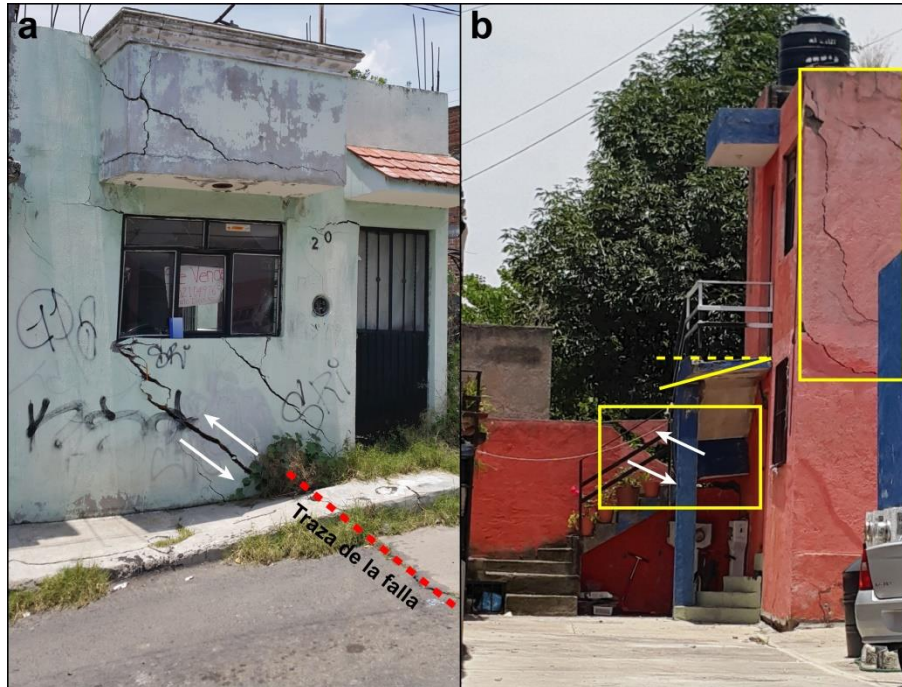


Fig. 5.6. Efectos de la falla La Colina. En la imagen a, puede observarse una vivienda abandonada con evidente fracturamiento intenso a 45°. La imagen b, muestra un edificio habitacional con fisuras en sus muros de carga y un muro de contención dividido en dos, ambos construidos sobre la traza de la falla.

2. Fallas asísimicas reactivadas por actividad humana

a. Falla Torremolinos

Con una dirección NE-SO y bloque hundido al SO, esta falla tiene una longitud de 1.9 km con desniveles máximos de hasta 1 m (Hernández-Madrugal et al., 2011). Se considera una estructura netamente asociada al proceso de subsidencia regional y presenta una franja de afectación de 25 m (Ávila-Olivera y Garduño-Monroy, 2008).

b. Falla Viveros

Esta falla tiene una longitud aproximada de 300 m y su bloque caído es hacia el sur, por lo que se considera una falla antitética a la falla Torremolinos (Hernández-Madrugal et al., 2011). Su afectación está provocando el agrietamiento de pavimentos, pisos y muros en la colonia del mismo nombre.

c. Falla Chapultepec

Tiene una longitud aproximada de 1.02 km y un desnivel en superficie de 0.5 m, con una dirección NE-SO. Con una escasa expresión morfológica, se considera como una falla antitética a la falla La Paloma, ya que es paralela a esta y su bloque caído está orientado

hacia el sur. De acuerdo con [Garduño-Monroy et al. \(2001\)](#) presenta una tasa de hundimiento de 4 a 5 cm/año y ha ocasionado daños materiales que ascienden a 12 millones de pesos.

d. Falla Cuautla

Esta falla presenta una traza discontinua de 825 m con dirección NE-SO y un desnivel máximo de 0.7 m sobre la avenida del mismo nombre. Actualmente esta estructura afecta a más de 5 casas-habitación y a una sección del panteón municipal.

e. Falla Mirasoles

Falla paralela a la falla Cuautla con una longitud de 457 m, su bloque caído es hacia el norte.

f. Falla Nocupétaro

Presenta una dirección NE 60°, una longitud de 3.1 km y escarpes visibles en superficie de 0.5 a 1 m. Los estudios previos indican que esta estructura presenta un desplazamiento vertical de más de 50 m, una tasa de hundimiento de 4 a 6 cm/año y una zona de influencia de 40 m ([Ávila-Olivera y Garduño-Monroy, 2008](#)). En algunos sectores se han identificado pequeñas estructuras *pull-apart* E-W ([Garduño-Monroy et al., 2001](#)). Es considerada como la primera falla que provocó efectos adversos en la ciudad, ocasionando la demolición de edificios históricos ([Hernández-Madrigal et al., 2011](#)). Actualmente los daños materiales continúan en varias estructuras ([Fig. 5.7](#)) y se estima que las pérdidas económicas ocasionadas por esta falla superan los 5 millones de pesos ([Garduño-Monroy et al., 2001](#)).

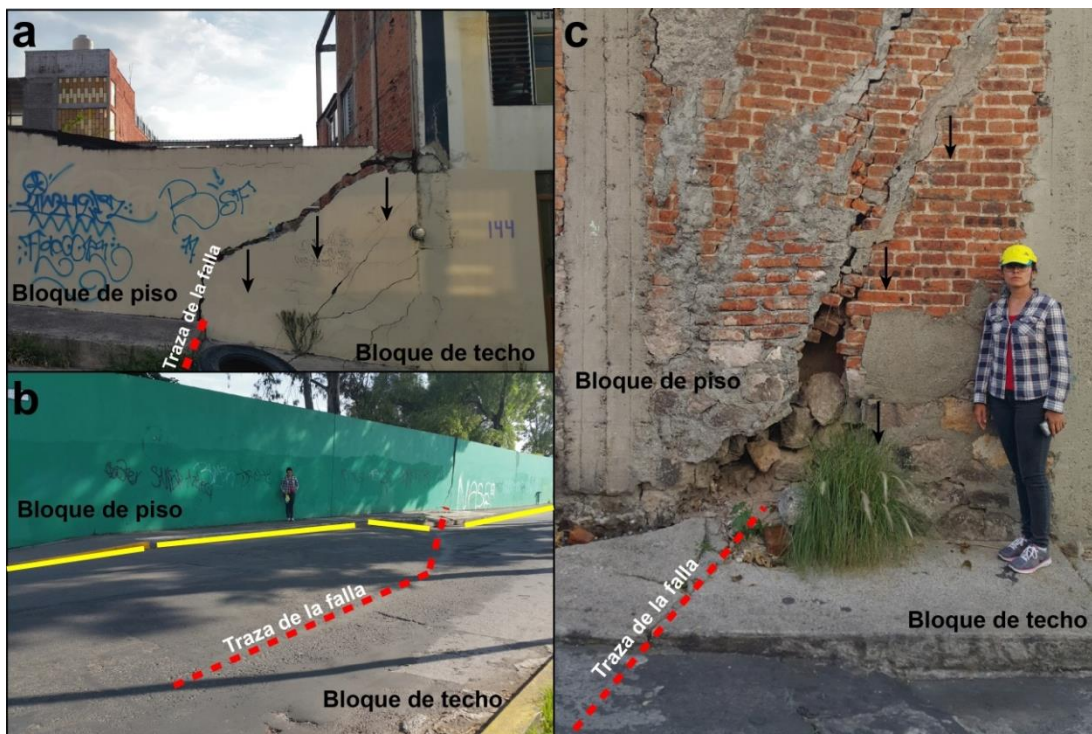


Fig. 5.7. Daños estructurales ocasionados por la Falla Nocupétaro. Estas afectaciones se ubican a unas decenas de metros al norte del Centro Histórico. Se observan grandes grietas diagonales sobre muros de contención (a y c), y un escarpe de casi 50 cm sobre la Av. Nocupétaro (b).

Las siguientes tres fallas, no han sido clasificadas o no han sido incluidas en alguno de los dos casos anteriores. Sin embargo, las evidencias muestran que se trata de fallas tectónicas normales sepultadas por los sedimentos fluviolacustres y que han quedado en evidencia debido a la subsidencia local.

a. Falla La Soledad

Se localiza al norte de la zona de estudio con una longitud de 2.2 km y dirección NE-SO.

b. Falla El Realito

Presenta una longitud de 5.8 km con dirección NE-SO y tiene una franja de influencia estimada de 15 m. Esta falla se encuentra afectando depósitos de lava del volcán Quinceo, sedimentos lacustres y flujos piroclásticos (Fig. 5.8).



Fig. 5.8. Escarpe de la falla El Realito. Se pueden observar bloques de basalto provenientes del volcán El Quinceo.

c. Falla Puerta del Sol

Ubicada más al norte de la poligonal de estudio, esta estructura presenta un rasgo morfológico de apenas unos metros de longitud con dirección NE 57°. Su bloque caído se ubica al NO y se encuentra afectando varias viviendas del fraccionamiento del cual toma su nombre, algunas de las cuales ya han sido abandonadas (Fig. 5.9).



Fig. 5.9. Daños en casas-habitación del fraccionamiento Puerta del Sol. Se identifican grietas de tensión a 45° sobre muros de carga (a y b), deformación de marcos de ventana (b) y fracturamiento de piso (c) por efectos del hundimiento diferencial.

5.4 Geología del subsuelo

Con base en información litológica de pozos perforados por CONAGUA y OOAPAS en la ciudad de Morelia se han podido construir los siguientes perfiles geológicos dentro de la poligonal de estudio (Ávila-Olivera, 2008) (Figs. 5.10-5.12). Estos perfiles permiten observar la influencia de las fallas geológicas sobre las ignimbritas miocénicas, que posteriormente controlaron el depósito de los sedimentos fluviolacustres que formaron el valle sobre el que está asentada la ciudad de Morelia.

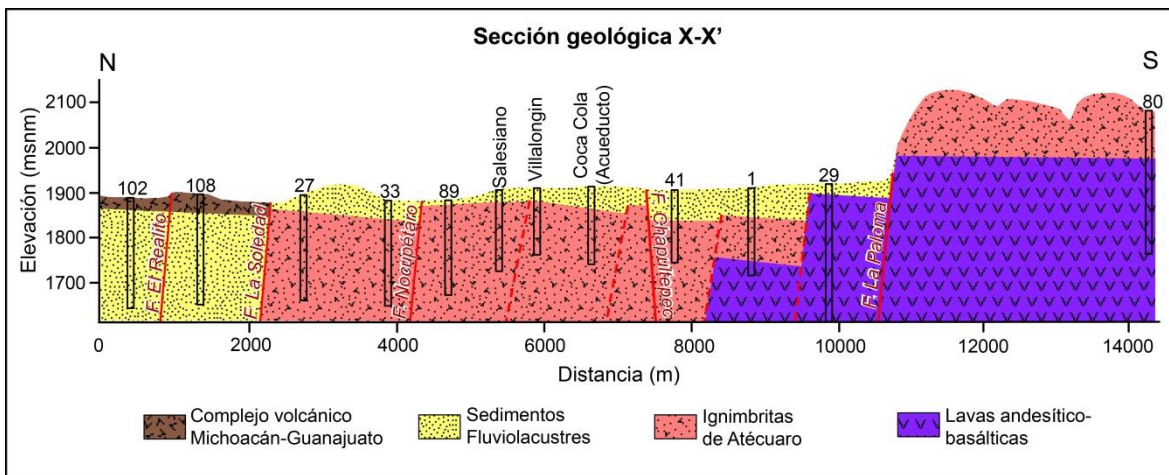


Fig. 5.10. Sección geológica X-X'. Los números indican el ID de los pozos con información litológica (ver Fig. 5.4). Modificada de Ávila-Olivera (2008).

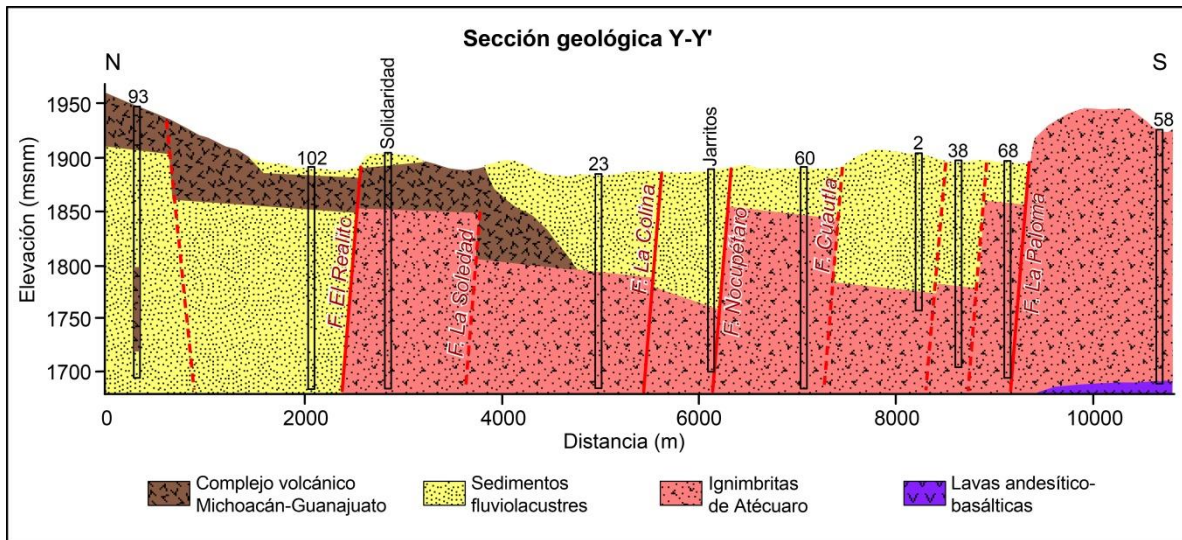


Fig. 5.11. Sección geológica Y-Y'. Los números indican el ID de los pozos con información litológica del mapa de la Fig. 5.4. Modificada de Ávila-Olivera (2008).

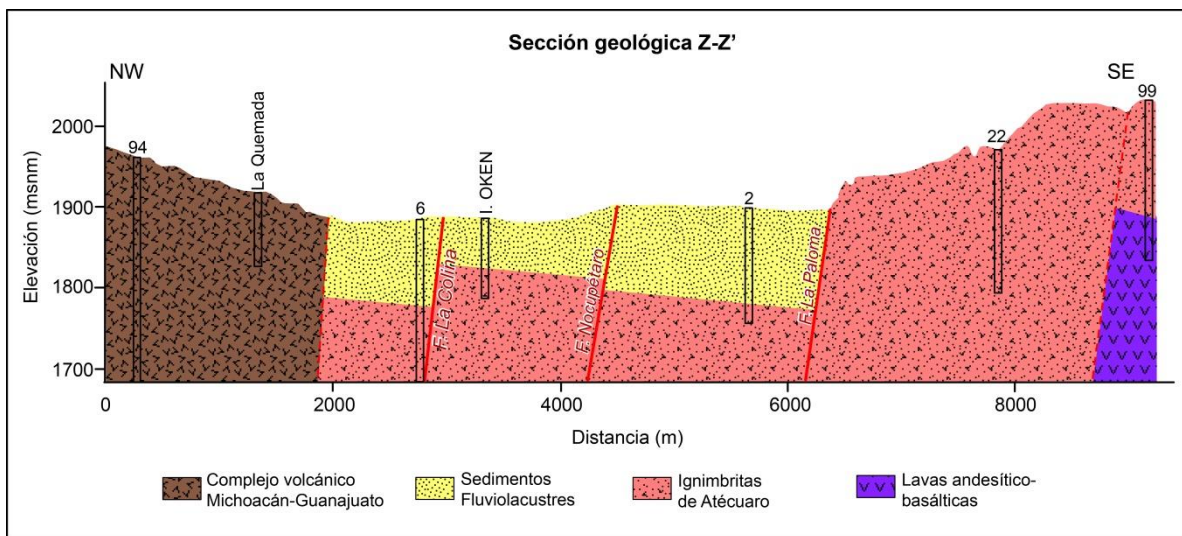


Fig. 5.12. Sección geológica Z-Z'. Los números sobre los pozos de perforación son el identificador de las excavaciones con información litológica del mapa de la Fig. 5.4. Modificada de Ávila-Olivera (2008).

CAPITULO 6. MATERIALES Y MÉTODOS

La consecución de los objetivos de este proyecto se logró con base en la implementación de cinco etapas, las cuales se describen a continuación.

Etapa 1: Detección y monitoreo de la subsidencia.

En esta etapa la cuantificación de la subsidencia se llevó a cabo aplicando dos técnicas InSAR: SBAS y PSI. En primera instancia se desarrolló la técnica SBAS y para ello se utilizaron los siguientes insumos:

- ♦ 28 imágenes de radar adquiridas por el sensor ASAR a bordo del satélite **ENVISAT**, el cual opera en banda C (longitud de onda de 5.6 cm; frecuencia de 5.3 GHz). Estas escenas abarcan el intervalo de tiempo entre el 3 de mayo de 2003 y el 18 de septiembre de 2010 ([Tabla 6.1](#)), fueron adquiridas en el modo de imagen S2 (ángulo de visión $\theta = 20.8^\circ$; franja = 100 km) con polarización VV y a lo largo de orbitas descendentes (*track* 69; *frame* 3212).

Tabla 6.1. Fecha de adquisición de las imágenes descendentes ENVISAT-ASAR utilizadas para el análisis SBAS.

Fecha de adquisición			
3-may-2003	13-nov-2004	3-dic-2005	20-feb-2010
12-jul-2003	18-dic-2004	11-feb-2006	27-abr-2010
16-ago-2003	22-ene-2005	27-may-2006	1-may-2010
7-feb-2004	7-may-2005	23-dic-2006	5-jun-2010
13-mar-2004	11-jun-2005	27-ene-2007	10-jul-2010
17-abr-2004	16-jul-2005	27-dic-2008	14-ago-2010
31-jul-2004	20-ago-2005	3-oct-2009	18-sep-2010

Esta técnica se implementó en el entorno **G-POD** (*Grid Processing On Demand*) el cual es un entorno *web* de la Agencia Espacial Europea (ESA) para proporcionar a los usuarios un servicio de generación de series de tiempo de la deformación de la superficie terrestre, mediante el uso de productos interferométricos y de forma no supervisada. Las instrucciones de uso del entorno G-POD se pueden consultar en [De Luca y Casu \(2015\)](#), mientras que la cadena de procesamiento SBAS se ilustra en la [Fig. 6.1](#) y se describe brevemente a continuación:

1. **Def**, realiza la extracción de datos SAR en bruto y el interpolador vectorial de estado orbital.
2. **FocMas**, calcula los parámetros relevantes para todo el conjunto de datos, necesarios para todas las funcionalidades de la cadena de elaboración SBAS, estima la velocidad del sensor de la imagen maestra y realiza su enfoque.

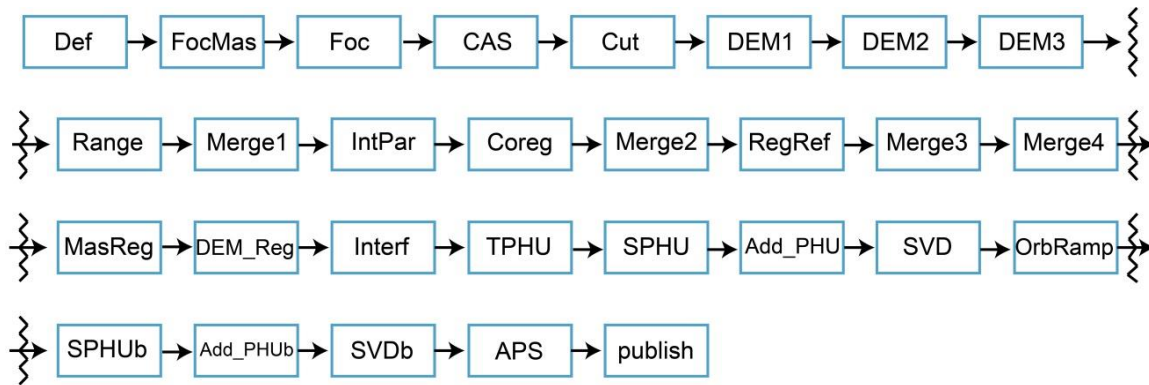


Fig. 6.1. Pasos de la cadena de procesamiento SBAS dentro de la plataforma G-POD. Modificada de De Luca y Casu (2015).

3. **Foc**, realiza el enfoque de cada imagen SAR, excepto para la imagen maestra. Si es necesario, se ejecuta un escalamiento para referir todos los datos a la misma frecuencia del pulso de repetición y al mismo rango de frecuencia de muestreo.
4. **CAS**, realiza la selección de área común, estimando el desplazamiento a nivel de píxel a lo largo del azimut y rango con respecto a la adquisición maestra del conjunto de datos SAR.
5. **Cut**, teniendo en cuenta la salida del paso CAS, las áreas que no son comunes a todo el conjunto de datos se eliminan de cada imagen.
6. **DEM1-2-3**, convierte el MDE SRTM correspondiente a la zona bajo estudio en la coordenada SAR de la imagen maestra de referencia.
7. **Range**, teniendo en cuenta la información orbital, se calculan los archivos Rango y Azimut.
8. **Merge1**, fusión de resultados.
9. **Coreg**, se elabora el corregistro de las imágenes con respecto a la adquisición maestra, de modo que todas las imágenes se refieran a una malla de referencia común. El paso de registro alinea las imágenes SLC con precisión de subpíxel (Sansosti et al., 2006).
10. **IntPar**, efectúa la selección de los pares interferométricos de acuerdo con las restricciones espaciales y temporales establecidas en el portal web de G-POD. Además, se calculan varios parámetros interferométricos que se utilizarán en los pasos siguientes.
11. **Merge2**, fusión de resultados.
12. **RegRef**, otro cálculo de desplazamiento de sub-píxeles se realiza explotando la coherencia espacial entre pares de datos.
13. **Merge2**, fusión de resultados.
14. **Merge3**, fusión de resultados.
15. **Mas_Reg**, las salidas del paso RegRef se invierten para una sola imagen maestra y se realiza un registro posterior para cada imagen.
16. **DEM_Reg**, se calculan los desplazamientos residuales tanto en azimut como en rango entre la imagen maestra y el MDE convertido en coordenadas SAR.

- 17. Interf**, genera interferogramas diferenciales de múltiples miradas (*multilooked*) tanto sin filtrar como filtrados con el filtro Goldstein (Goldstein y Werner, 1998). También se proporcionan mapas de coherencia.

Los siguientes pasos son relevantes sólo para el análisis multitemporal.

- 18. TPHU**, desenvolvimiento de fase temporal según el algoritmo EMCF (Pepe y Lanari, 2006).
- 19. SPHU**, desenvolvimiento de fase espacial según el algoritmo EMCF (Pepe y Lanari, 2006).
- 20. AddPHU**, el desenvolvimiento de las fases de los interferogramas que no pertenecen a la cadena necesaria para el algoritmo EMCF se realiza mediante un MCF convencional.
- 21. SVD**, se aplica la Descomposición de Valor Singular (inversión de interferogramas) según Bernardino et al. (2002).
- 22. OrbRamp**, estimación y remoción de residuos orbitales.
- 23. SPHUb**, segunda ronda de desenvolvimiento de fase EMCF en interferogramas libres de errores orbitales.
- 24. AddPHUb**, segunda ronda de desenvolvimiento de fase del MCF en interferogramas libres de errores de órbita que no pertenecen a la cadena del EMCF.
- 25. SVDb**, segunda ronda de la Descomposición de Valor Singular.
- 26. APS**, procesamiento final, cálculo de la coherencia temporal, estimación y eliminación de la ventana de fase atmosférica, generación de los archivos de salida.
- 27. publish**, entrega de resultados (series de tiempo de la deformación).

Por otra parte, la aplicación de la técnica PSI se llevó a cabo utilizando los siguientes insumos:

- ◆ 29 imágenes de radar adquiridas por el sensor C-SAR a bordo del satélite **Sentinel 1A**, el cual opera en banda C (longitud de onda de 5.54 cm; frecuencia de 5.405 GHz). Las escenas comprenden el intervalo entre el 25 de octubre de 2014 y el 1 de enero de 2018 (Tabla 6.2), las imágenes fueron adquiridas en el modo de barrido *Interferometric Wide* (IW; ángulo de visión $\theta = 34.16^\circ$; ancho de franja = 250 km) con polarización VV y a lo largo de orbitas descendentes (*track* 114; *frames* 525-527). Las imágenes utilizadas están en formato *Single Look Complex* (SLC) nivel 1 que consisten en datos SAR enfocados, georeferenciados usando datos de órbita y altitud del satélite, y proporcionados en geometría de rango oblicuo.

El proceso PSI se realizó con la ayuda del programa **SNAP** (*Sentinel Application Platform*; ESA, 2019) y el algoritmo de series de tiempo **StaMPS** (*Stanford Method for Persistent Scatterers*; Hooper, 2006; 2009). La primer parte del proceso, es decir, desde la creación del apilamiento o *stack* hasta la formación de los interferogramas diferenciales se realizó con SNAP mientras que la obtención de las series de tiempo de la deformación se obtuvo con StaMPS versión 3.1b1

Tabla 6.2. Información de las imágenes descendentes Sentinel 1A para la zona de estudio. La imagen maestra para el proceso PSI es la de fecha 14 de octubre de 2014.

Fecha	Línea-base perpendicular (m)	Línea-base temporal (días)	Fecha	Línea-base perpendicular (m)	Línea-base temporal (días)
25-oct-2014	149	-720	14-oct-2016	0	0
12-dic-2014	0	-672	7-nov-2016	26	24
5-ene-2015	125	-648	1-dic-2016	47	48
22-feb-2015	30	-600	11-feb-2017	86	120
18-mar-2015	68	-576	7-mar-2017	-69	144
11-abr-2015	-81	-552	12-abr-2017	53	180
5-may-2015	109	-528	6-may-2017	78	204
22-jun-2015	59	-480	11-jun-2017	43	240
16-jul-2015	-13	-456	5-jul-2017	-53	264
9-ago-2015	19	-432	10-ago-2017	21	300
2-sep-2015	-2	-408	15-sep-2017	27	336
20-oct-2015	-29	-360	9-oct-2017	16	360
23-may-2016	12	-144	2-nov-2017	30	384
3-ago-2016	93	-72	8-dic-2017	-65	420

La Fig. 6.2 muestra la cadena de procesamiento que se siguió en SNAP, la cual se resume a continuación.

1. Debido a que SNAP tiene una caja de herramientas que permiten la visualización y procesamiento de imágenes SAR, se aprovechó la herramienta *InSAR Stack Overview* para la elección de la imagen maestra, la cual corresponde a la fecha 14 de octubre de 2016. Posteriormente, se actualizaron los vectores originales del estado orbital de la imagen SLC (*Apply orbit file*).
2. El modo de adquisición IW del satélite Sentinel 1A genera que las escenas SAR estén compuestas por tres subfranjas. Por lo tanto, se requiere sustraer las subfranjas pertinentes para el análisis y transformarlas en archivos individuales (*S1 TOPS Split*).
3. Haciendo uso de la herramienta *S1 TOPS Deburst* se genera una imagen continua sin segmentos. Si la zona de estudio abarca una extensión entre dos o más subfranjas se debe utilizar el *S1 TOPS Merge* para unirlos.
4. Una vez realizado el paso anterior para todas las imágenes se procedió a formar el *stack* a través del co-registro. SNAP utiliza los datos orbitales actualizados de las imágenes maestra y esclava, así como un MDE para ejecutar el co-registro (*S1 Back Geocoding*). Al remuestrear las imágenes esclavas en el *frame* maestro, el *Deramp* y la demodulación se realizan primero a la imagen esclava y luego se realiza la interpolación de sincronía truncada. Finalmente, se aplica *reramp* y la remodulación a la imagen esclava interpolada.
5. Finalmente, se procedió a la formación de los interferogramas (que incluye el alisado), la estimación de la coherencia (*Interferogram formation*), e interferogramas diferenciales (*Topographic phase removal*). Se concluye usando la herramienta

StaMPS export para preparar los datos (*stack* co-registrado e interferogramas diferenciales) en un formato que el algoritmo *StaMPS* pueda interpretar y procesar.

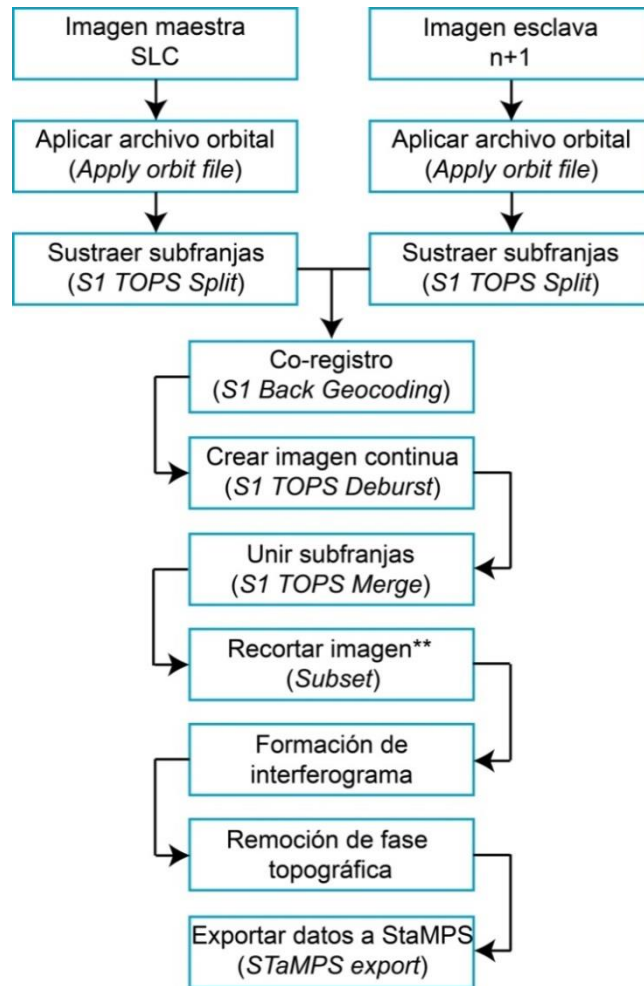


Fig. 6.2. Diagrama de flujo del proceso PSI usando la interfaz del programa SNAP. ** Este paso sólo se realiza si se utilizan más de dos sub-franjas en el procesamiento.

La segunda parte del procesamiento, realizada en el entorno del algoritmo *StaMPS* (Fig. 6.3) es descrita brevemente a continuación. No obstante, detalles precisos del algoritmo y cadena de proceso puede consultarse en Hooper (2006, 2009).

- 1. Selección de los píxeles PS candidatos y carga de datos.** El procesamiento de series temporales requiere mucho esfuerzo computacional, por lo tanto, se crea primero un subconjunto de píxeles PS candidatos. En este sentido, la dispersión de amplitud (Ec. 2.10) es un indicador útil para determinar los candidatos adecuados. Se recomienda un valor alto (0.4) para asegurar que casi todos los PS estén entre los candidatos y al mismo tiempo equilibrar el esfuerzo computacional. Se convierten los datos a los formatos necesarios para el proceso PS y se almacenan en espacios de trabajo MATLAB.

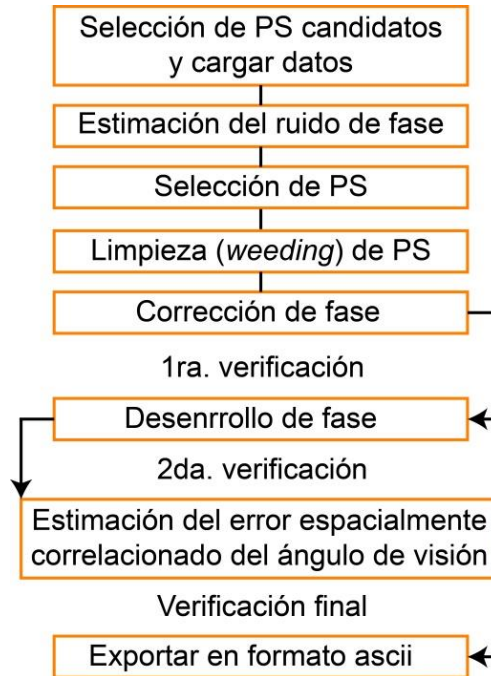


Fig. 6.3. Secuencia de pasos para el proceso PSI en el entorno StaMPS.

- 2. Estimación del ruido de fase.** Este es un paso iterativo que estima el valor de ruido de fase para cada píxel candidato en cada interferograma. De acuerdo con [Hooper et al. \(2007\)](#) para determinar la magnitud general del ruido de fase para cada píxel dentro del *stack* se puede aplicar la siguiente ecuación:

$$\gamma_x = \frac{1}{N} \left| \sum_1^N \exp \{j(\varphi_{x,i} - \varphi_{x,i}^- - \varphi_{\varepsilon,x,i}^\wedge)\} \right| \quad (\text{Ec. 6.1})$$

donde N es el número de interferogramas disponibles, $\varphi_{x,i}$ es la fase residual del píxel x en un interferograma topográficamente corregido compuesto por cinco términos, $\varphi_{x,i}^-$ es el promedio de la fase de los píxeles alrededor de un PS (con localización definida) y, finalmente $\varphi_{\varepsilon,x,i}^\wedge$ se refiere a la incertidumbre del error de fase en el MDE, proporcional a la línea-base perpendicular.

- 3. Selección de PS's.** En este paso los píxeles se seleccionan en función de sus características de ruido. Una vez que el paso anterior finaliza, los PS son seleccionados con base en su valor γ_x . En primera instancia, es necesario determinar un umbral de coherencia ($\gamma^{threshold}$) para separar aquellos píxeles con fase aleatoria y los que tienen un valor alto γ_x (falsos-positivos), de los PS reales. Aunque StaMPS maneja dos métodos para la selección de PS, se recomienda utilizar la Función de Densidad de Probabilidad (PDF, [Hooper et al., 2007](#)) la cual determina si un píxel contiene suficiente señal para ser considerado estable. Entonces, la PDF del conjunto de datos, $p(\gamma_x)$, será la suma ponderada de la PDF de los píxeles con fase aleatoria,

$p_A(\gamma_x)$, y la PDF de los píxeles sin fase aleatoria, $p_B(\gamma_x)$. El criterio final por el cual un píxel es considerado como PS es establecido por el usuario, quien determina el porcentaje de PS's falso-positivo aceptable entre los candidatos a PS. Dado que este criterio es un tanto vago y que sigue un paso adicional de eliminación, se puede elegir un valor bastante alto de falsos positivos aceptables. Un valor típico oscila en torno al 20%.

4. **Limpieza (Weeding) de PS's.** Los píxeles seleccionados en el paso anterior son filtrados, dejando "caer" los que se deben a la contribución de la señal de elementos vecinos en resolución del suelo y los que se consideran demasiado ruidosos. Los datos de los píxeles seleccionados se almacenan en nuevos espacios de trabajo.
5. **Corrección de fase.** La fase enrollada de los píxeles seleccionados se corrige según el error del ángulo de visión (MDE) espacialmente no correlacionado.

Primera verificación. Posterior al paso anterior, es necesario revisar la cantidad de PS's que permanecieron después de la remoción de falsos-positivos. Si la cantidad de píxeles es excesiva o muy poca se pueden modificar los parámetros del paso 3, incrementar los valores de *weed_standard_dev* (desviación estándar del ruido de fase) en el paso 4 o la dispersión de la amplitud (*mt_prep*).

6. **Desenvolvimiento de fase.** Para llevar a cabo esta operación, [Hooper \(2010\)](#) propuso un enfoque tridimensional que aprovecha al máximo el comportamiento de la fase espacial y temporal ([Fig. 6.4](#)).

Segunda verificación. Después del paso 6 se verifica el desenvolvimiento de todos los interferogramas. Se debe prestar atención a saltos en la fase (distinguidos con la escala de color) que son indicativos de errores debido a líneas-base perpendiculares muy grandes.

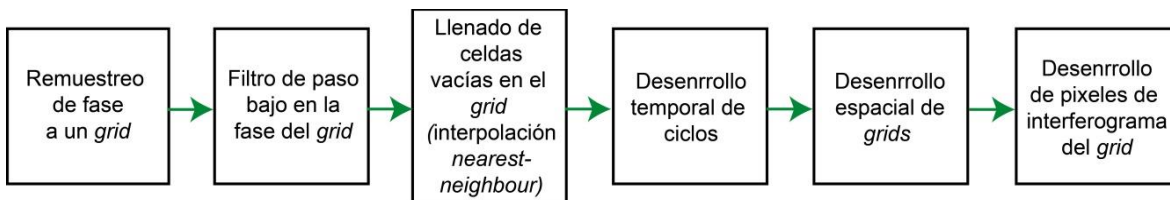


Fig. 6.4. Diagrama de flujo que muestra los pasos del proceso de desenvolvimiento tridimensional utilizado en StaMPS (modificado de [Spaans, 2011](#)).

7. **Estimación del error espacialmente correlacionado del ángulo de visión.** El error espacialmente correlacionado del ángulo de visión (SCLA) se debe casi exclusivamente al error del MDE espacialmente correlacionado y tiene una relación lineal con la línea-base perpendicular. Los efectos de este error se reducen aplicando un filtro de paso alto a la dimensión temporal de los datos desenrollados y luego uno de paso bajo a la parte espacial. Adicionalmente, el error orbital y atmosférico de la imagen maestra son calculados de manera simultánea.

Verificación final. Por último, los resultados del desenvolvimiento son contrastados con los interferogramas enrollados para detectar cualquier error. Los interferogramas que no hayan sido desenrollados correctamente son descartados con *scla_drop_index* y el paso 7 se vuelve a ejecutar. Una vez que se esté satisfecho con el desenrollo de los interferogramas se ejecuta otra vez el paso 6 para abstraer el error atmosférico y el SCLA calculado. Existe la posibilidad de que esto genere nuevos problemas de desenrollo, por lo tanto el descarte y ejecución del paso 7 se repite hasta que haya un buen desenrollo o no se observe ninguna mejora en el *stack*. El proceso concluye con la obtención y exportación de las series de tiempo de la deformación en formato ascii.

Etapas 2. Generación de MDE multitemporal afectado por subsidencia.

Una vez evaluada y cuantificada la subsidencia en la zona de estudio, se procedió a calcular los MDE multitemporales afectados por esta deformación del terreno. Dichos MDE fueron utilizados como base para la simulación numérica de escenarios de subsidencia-inundación en procesos posteriores. La [Fig. 6.5](#) ilustra el diagrama de flujo que complementa el procedimiento que se llevó a cabo para este propósito y que se describe a continuación.

La metodología se creó a partir de tres elementos:

- ◆ MDE LIDAR con resolución espacial de 5 m elaborado con datos levantados en el año 2007 ([INEGI, 2011](#)).
- ◆ Serie de tiempo del análisis SBAS correspondiente al periodo 2007-2010.
- ◆ Serie de tiempo del análisis PSI 2014-2017.

En primer lugar, los resultados InSAR pasaron por una serie de filtros para acotar los PS espacialmente a la zona de estudio, limitar temporalmente al periodo de interés (2007-2010 en el caso SBAS), eliminar tasas de deformación en el rango de error de las técnicas ([Bianchini et al., 2013](#)), y tasas positivas. Con esto, permanecieron 3,248 PS en SBAS y 14,741 en PSI.

Enseguida, se calculó el hundimiento total LOS (H_{LOS}) y posteriormente se convirtió a hundimiento vertical (HV) para cada PS utilizando la expresión propuesta por [Cigna et al. \(2012a\)](#):

$$d_v = d_{LOS} / \cos \theta \quad (\text{Ec. 6.2})$$

donde, d_v es el desplazamiento vertical, d_{LOS} es el desplazamiento en LOS y θ el ángulo de visión del satélite en radianes.

Utilizando el *software* ArcGIS 10.3 se crearon los respectivos raster de HV tanto para el periodo 2007-2010 como para el 2014-2017; esto utilizando el método de interpolación de la Distancia Inversa Ponderada (IDW). Ambos raster se construyeron con una resolución de 5 m para lograr compatibilidad con el MDE LIDAR.

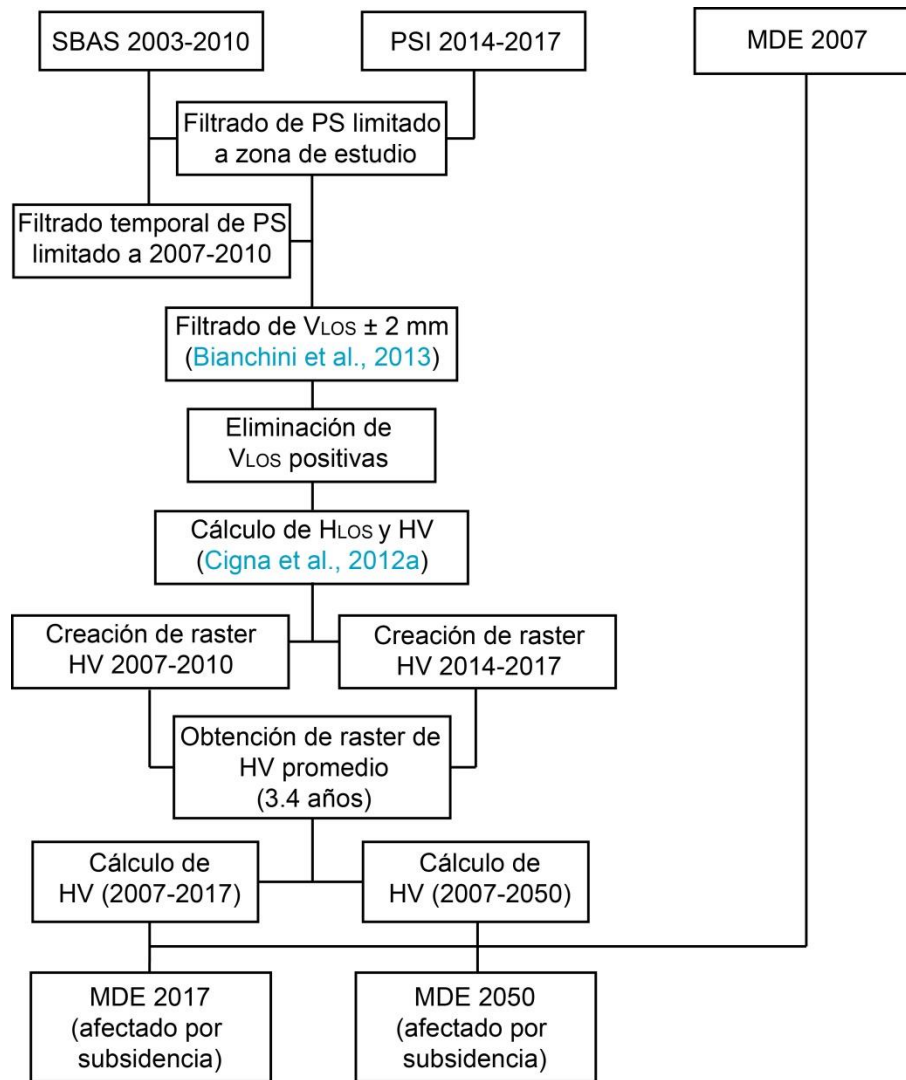


Fig. 6.5. Diagrama de flujo para la obtención de MDE multitemporales afectados por subsidencia.

Posteriormente, tomando en consideración las fechas de la serie de tiempo SBAS (27/ene/07-18/sep/2010) y PSI (25/oct/2014-08/dic/2017), se tiene que el resultado SBAS abarca un lapso de tiempo de 3.64 años (1330 días) mientras que PSI comprende un lapso de 3.12 años (1140 días). Debido a esto, la fusión (promedio aritmético) de ambos raster nos permite obtener el comportamiento promedio del *HV* para un lapso de 3.4 años.

Para conocer el *HV* total para el periodo comprendido entre el 27/ene/2007 y 8/dic/2017 (3,968 días o 10.87 años) se utiliza el raster de hundimiento promedio y se multiplica por el factor adecuado, en este caso 3.2 años. Mismo procedimiento se aplica para obtener el *HV* para el periodo 27/ene/2017-27/ene/2050 (15,706 días o 43 años).

Finalmente, se obtienen los dos MDE afectados por subsidencia para los años 2017 y 2050 aplicando las Ec. 6.3 y 6.4:

$$MDE_{2017} = MDE_{2007} - HV_{2007-2017} \quad (\text{Ec. 6.3})$$

$$MDE_{2050} = MDE_{2007} - HV_{2007-2050} \quad (\text{Ec. 6.4})$$

Etapa 3. Morfometría de cuencas y tiempos de concentración.

Los escenarios de inundación pueden ser modelados a partir de eventos de precipitación que ocurren directamente en la zona urbana o en las cuencas hidrográficas. En el primer caso, se consideran **inundaciones pluviales**, ya que su principal característica es que el agua acumulada es propiamente precipitada en la zona y no proviene de alguna otra parte; y en el segundo, suelen conocerse como **inundaciones fluviales**, ya que se debe al desbordamiento de los cauces, tributarios o principales, por el incremento brusco o paulatino del nivel del flujo.

Para evaluar las inundaciones fluviales es necesario iniciar con el análisis morfométrico de las cuencas hidrográficas. El cálculo de parámetros geométricos, de drenaje y de relieve de la cuenca nos brinda una noción sobre su comportamiento y respuesta ante la ocurrencia de eventos hidrometeorológicos extraordinarios.

Para elaborar la caracterización morfométrica de las cuencas se empleó la siguiente información cartográfica digital (INEGI, 2018b):

- ◆ Mapas de clima, temperatura y precipitación media anual. Escala 1: 1, 000,000.
- ◆ Mapa de fisiografía. Escala 1: 1, 000,000 serie I.
- ◆ Cartas geológicas E14A12, E14A13, E14A22, E14A23, E14A32 y E14A33. Escala 1:50,000.
- ◆ Mapa de uso del suelo y vegetación. Escala 1:1, 000,000 serie II.
- ◆ Mapa de uso del suelo y vegetación. Escala 1: 250,000, serie V (capa unión).
- ◆ Cartas edafológicas E14A12, E14A13, E14A22, E14A23, E14A32 y E14A33: Escala 1, 50,000.
- ◆ MDE de 15 m de resolución espacial, correspondiente a la zona de cuencas hidrográficas.

La **Tabla 6.3** enlista las formulas y métodos empleados en este trabajo para obtener la **morfometría de las cuencas**.

El **tiempo de concentración** (T_c) es un parámetro que se usa intensamente en los cálculos de la relación lluvia-escurrimiento ya que es un indicativo de la capacidad de respuesta de una cuenca hidrográfica. Además, en los modelos lluvia-escurrimiento la duración de la **lluvia de diseño** (o de estudio) se asume igual al tiempo de concentración, puesto que en ese lapso de tiempo, la totalidad de la cuenca está aportando agua a la salida de la cuenca y es entonces cuando se esperan los gastos máximos. Su cálculo normalmente se realiza mediante la aplicación de algunas gráficas o ecuaciones empíricas. Para fines de este trabajo se aplicaron las ecuaciones descritas en la **Tabla 6.4**.

Tabla 6.3. Parámetros morfométricos y su método de cálculo.

	Parámetro morfométrico	Formula	Referencia
Geometría de la cuenca	Área [A] en km ²	Análisis en SIG	Strahler, 1964
	Perímetro [P] en km	Análisis en SIG	Schumm, 1956
	Longitud axial [Lb] en km	Análisis en SIG	Horton, 1932; Schumm, 1956
	Ancho medio [Wb] en km	$Wb = A/Lb$	Horton, 1932
	Coefficiente de forma [Rf]	$Rf = A / Lb^2$	Horton, 1932; 1945
	Coefficiente de elongación [Re]	$Re = (2/Lb)\sqrt{A/\pi}$	Schumm, 1956
	Coefficiente de circularidad [Rc]	$Rc = 4\pi * A/P^2$	Horton, 1945; Schumm, 1956
	Coefficiente de compacidad [Cc]	$Cc = 0.282 * P/\sqrt{A}$	Horton, 1945
	Índice de forma, <i>shape</i> [Sf]	$Sf = Lb^2/A$	Horton, 1945; 1956
	Factor de forma, <i>shape</i> [Rs]	$Rs = Pu/Pc$	Sameena et al., 2009
	Relación de forma, <i>fitness</i> [F]	$F = L/P$	Melton, 1957
Sistema de drenaje	Orden de corrientes [U]	Orden jerárquico	Strahler, 1952, 1964
	Número de corrientes [Nu]	$Nu = N1 + N2 + N3 + \dots + Nn$	Horton, 1945
	Longitud de corrientes en km [Lu]	$Lu = L1 + L2 + L3 + \dots + Ln$	Horton, 1945; Strahler, 1964
	Longitud media de corrientes [Lsm]	$Lsm = Lu/Nu$	Strahler, 1964
	Coefficiente de longitud de corrientes [RL]	$RL = Lu/(Lu - 1)$	Strahler, 1964; Sreedevi et al., 2005
	Coefficiente de bifurcación promedio [Rbm]	$Rbm = Nu/(Nu + 1)$	Schumm, 1956; Strahler, 1964
	Promedio ponderado de Rb [Rbwm]	-	Strahler, 1964
	Coefficiente Rho [R]	$R = RL/Rb$	Horton, 1945
	Cota inicial del cauce [Ci] en msnm	Análisis en SIG	-
	Cota final del cauce [Cf] en msnm	Análisis en SIG	-
	Desnivel altitudinal del cauce [Dc] en m	$Dac = Ci - Cf$	Strahler, 1952
	Longitud del cauce principal en km [Cl]	Análisis en SIG	-
	Longitud del valle del cauce en km [Clv]	Análisis en SIG	-
	Pendiente del cauce principal [Sc]	Pendiente media ponderada	-
	Sinuosidad del cauce principal [Si]	$Si = Cl/Clv$	Monsalve, 2000
Análisis de textura de drenaje	Coefficiente de textura de orden 1 [Rt1]	$Rt1 = N1/P$	Schumm, 1956; Ozdemir y Bird, 2009
	Coefficiente de textura [Dt]	$Dt = Nu/P$	Horton, 1945; 1954
	Textura drenaje [T]	$T = Dd * Fs$	Smith, 1950
	Frecuencia de corrientes [Fs]	$Fs = Nu/A$	Horton, 1945
	Densidad de drenaje [Dd]	$Dd = Lu/A$	Schumm, 1956; Strahler, 1964
	Constante de mantenimiento del canal [C]	$C = 1/Dd$	Schumm, 1956; Horton, 1945
	Intensidad de drenaje [Di]	$Di = F/Dd$	Faniran, 1968
	Longitud del flujo superficial [Lo]	$Lo = 1/Dd * 2$	Horton, 1945
Patrón de drenaje	Análisis en SIG	-	

Parámetros de relieve	Elevación mínima [z] en m	Análisis en SIG	-
	Elevación máxima [Z] en m	Análisis en SIG	-
	Desnivel altitudinal [H] en m	$H = Z - z$	-
	Elevación media [Em] en msnm	Curva hipsométrica	Strahler, 1952
	Elevación mediana [Emd] en msnm	Curva hipsométrica	Strahler, 1952
	Elevación más frecuente [Ef] en msnm	Curva hipsométrica	Strahler, 1952
	Relación de relieve [Rh]	$Rh = H/Lb$	Schumm, 1954; 1956; 1963
	Número de rugosidad [Rn]	$Rn = Dd * (H/1000)$	Patton y Baker, 1976
	Coefficiente de masividad [Cm]	$Cm = H/A$	-
	Pendiente media de la cuenca [Sc] en %	Análisis en SIG	-

Tabla 6.4. Fórmulas para el cálculo del tiempo de concentración.

Referencia	Ecuación	Descripción y notas
Bransby-Williams (Salimi et al., 2017)	$Tc = 14.6 * L * A^{-0.1} * S^{-0.2}$	<i>Tc</i> en minutos <i>L</i> = longitud del curso de agua más largo (km) <i>A</i> = área de la cuenca (km ²) <i>S</i> = pendiente promedio del cauce principal (m/m) Recomendada para cuencas menores a 75 km ² (Wanielista et al., 1977)
California Culverts Practice (1955)	$Tc = 0.0195 \left(\frac{L^3}{H}\right)^{0.385}$	<i>Tc</i> en minutos <i>L</i> = longitud del curso de agua más largo (m) <i>H</i> = diferencia de nivel entre el parteaguas y la salida (m) Esencialmente es la ecuación de Kirpich; desarrollada para pequeñas cuencas montañosas en California
Clark (1945)	$Tc = 0.335 \left(\frac{A}{S^{0.5}}\right)^{0.593}$	<i>Tc</i> en horas <i>A</i> = área de la cuenca (km ²) <i>S</i> = pendiente promedio del río principal (m/m) Desarrollada para cuencas rurales en Illinois, USA; con áreas de cuenca entre 500 y 6000 Ha
Giandotti (Arbeláez et al., 1997)	$Tc = \frac{4\sqrt{A} + 1.5 * L}{25.3 * \sqrt{SL}}$	<i>Tc</i> en horas <i>A</i> = área de la cuenca (km ²) <i>L</i> = longitud del curso de agua más largo (km) <i>S</i> = pendiente promedio del río principal (m/m) Recomendada para cuencas menores a 200 Ha
Kirpich (1940)	$Tc = 0.000325 \frac{L^{0.77}}{S^{0.385}}$	<i>Tc</i> en horas <i>L</i> = longitud del cauce principal (m) <i>S</i> = pendiente del cauce principal (m/m)
Passini (Salimi et al., 2017)	$Tc = \frac{ 0.108(A * L)^{1/3} }{S^{0.5}}$	<i>Tc</i> en horas <i>L</i> = longitud del curso de agua más largo (km) <i>A</i> = área de la cuenca (km ²) <i>S</i> = pendiente promedio del cauce principal

		(m/m) Se recomienda aplicar en cuencas que presentan una pendiente suave
Pérez (1985)	$Tc = \frac{L}{72 * (\frac{H}{L})^{0.6}}$	Tc en horas H = diferencia de nivel entre la divisoria de aguas y la salida (m) L = longitud del curso de agua más largo (km)
Pezzoli (Fattorelli y Fernández, 2011)	$Tc = 0.055 * \frac{L}{\sqrt{S}}$	Tc en horas L = longitud del cauce principal (km) S = pendiente media del canal principal (m/m) Basada en medidas relativas en algunas cuencas de piedemonte
Pilgrim y McDermott (1982)	$Tc = 0.76 * A^{0.38}$	Tc en horas A = área de la cuenca (km ²)
Pizarro (Cahuana y Yugar, 2009)	$Tc = 13.548(\frac{L^2}{H})^{0.77}$	L = longitud del curso principal (km) H = diferencia de cotas entre el punto más alto y el de estudio (m)
Rowe y Thomas (1942)	$Tc = (\frac{0.87 * L^3}{H})^{0.385}$	Tc en horas L = longitud del cauce principal (km) H = desnivel medio del cauce principal (m) Desarrollada para pequeñas cuencas montañosas en California
Témez (1991)	$Tc = 0.3(\frac{L}{S^{0.25}})^{0.76}$	Tc en horas L = longitud del curso de agua más largo (km) S = pendiente promedio del cauce principal (m/m) Usada por la Dirección General de Carreteras de España
Valencia y Zuluaga (1981)	$Tc = 1.7694A^{0.325}L^{-0.096}S_0^{-0.290}$	Tc en horas A = área de la cuenca (km ²) L = longitud del cauce principal (km) S_0 = pendiente del cauce principal (%)

Etapa 4. Análisis de lluvias y escurrimiento superficial.

Posterior a la caracterización morfométrica y geográfica de las cuencas hidrográficas, el estudio de las inundaciones debe continuar con el estudio de la precipitación en la zona de interés. Este análisis permite conocer, por una parte, la distribución espacio-temporal de las lluvias de la región, y por otro, tener información necesaria para la aplicación de modelos de inundación pluvial urbana.

En este sentido, el análisis de lluvias se llevó a cabo mediante la manipulación de información pluviométrica de 26 estaciones climatológicas (Tabla 7.9). Dicha información fue facilitada por el Ing. Bismarck Zarate Campos quien trabaja en la Dirección Local Michoacán de CONAGUA. Además, se utilizó información pluviográfica del Observatorio Atmosférico Morelia (OAM) perteneciente a la Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos (RUOA) de la UNAM.

A continuación se describe de manera breve la metodología de esta etapa.

A. Análisis de lluvias.

1. Análisis estadístico en Excel para la obtención de variables pluviométricas relevantes como la precipitación media anual (PMA), mensual y precipitación máxima en 24 horas (PMáx-24h), así como determinación de la distribución temporal.
2. Manipulación de los datos pluviométricos en ArcGIS para la construcción de isoyetas de PMA y PMáx-24h.
3. Análisis estadístico en Excel de datos de PMáx-24h para evaluar la influencia del cambio climático.
4. Cálculo de periodos de retorno mediante el uso del software HydroEsta 2 (Villón-Béjar, 2005).
5. Aplicación del procedimiento de Campos-Aranda (2010a) para la construcción de curvas IDF. Este método utiliza la fórmula de Chen (1983) la cual se expresa como sigue:

$$i_t^{Tr} = \frac{aP_1^{10} \log(10^{2-F} Tr^{F-1})}{(t+b)^c} \quad (\text{Ec. 6.5})$$

en donde i_t^{Tr} es la intensidad de la lluvia para una duración t y un periodo de retorno Tr , en mm/h; a , b y c son parámetros función de R (cociente lluvia-duración); P_1^{10} es la lluvia en mm, para una duración de 1 h y $Tr = 10$ años; F es el cociente lluvia-frecuencia y finalmente, t es la duración de la lluvia en minutos.

Los cocientes R y F se definen como:

$$R = \frac{P_1^{Tr}}{P_{24}^{Tr}} \quad (\text{Ec. 6.6})$$

$$F = \frac{P_t^{100}}{P_t^{10}} \quad (\text{Ec. 6.7})$$

donde, para el cociente R , P_1^{Tr} es la lluvia de una hora y un Tr dado y P_{24}^{Tr} es la lluvia máxima en 24 h y el mismo Tr ; para el cociente F , P_t^{100} es la lluvia para un $Tr = 100$ años y duración dada, y P_t^{10} es la lluvia para un $Tr = 10$ años y la misma duración.

6. Estimación de hietogramas de diseño: a) para las cuencas hidrográficas utilizando el método de bloques alternos (Balbastre, 2018) y b) para la zona urbana de Morelia mediante estadística de datos pluviográficos del OAM.

B. Escurrimiento superficial.

El cálculo del escurrimiento superficial se realizó mediante los siguientes métodos:

1. Método del número de curva de escurrimiento (*N*).

Este método nos permite estimar la lluvia en exceso a partir de la lluvia total y las características de la cuenca, lo cual es de gran utilidad en cuencas no aforadas.

Para una tormenta como un todo, la profundidad de exceso de lluvia o escurrimiento directo Pe es siempre menor o igual a la profundidad de lluvia P ; de manera similar, después de que el escurrimiento se inicia, la profundidad adicional del agua retenida en la cuenca Fa es menor o igual a alguna retención potencial máxima S (Fig. 6.6). Existe una cierta cantidad de lluvia Ia (abstracción inicial antes del encharcamiento) para la cual no ocurrirá escurrimiento, luego el escurrimiento potencial es $P - Ia$ (Chow et al., 2000).

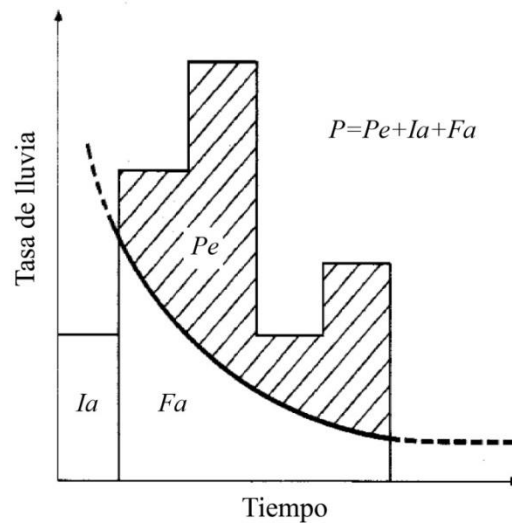


Fig. 6.6. Variables del método de las abstracciones de lluvia del SCS: Ia , abstracción inicial; Pe , lluvia en exceso; Fa , abstracción continuada y P , lluvia total. Modificado de Chow et al. (2000).

La hipótesis del método de curva N (SCS, 1972) consiste en que las relaciones de las dos cantidades reales y las dos cantidades potenciales son iguales, es decir:

$$\frac{Fa}{S} = \frac{Pe}{P - Ia} \quad (\text{Ec. 6.8})$$

Del principio de continuidad:

$$P = Pe + Ia + Fa \quad (\text{Ec. 6.9})$$

Combinando las ecuaciones 6.8 y 6.9, y resolviendo para Pe , se tiene:

$$Pe = \frac{(P - Ia)^2}{P - Ia + S} \quad (\text{Ec. 6.10})$$

la cual es la ecuación básica para el cálculo de la profundidad en exceso de lluvia de una tormenta utilizando el método SCS.

Después de analizar los resultados obtenidos en varias cuencas experimentales pequeñas, se desarrolló una relación empírica:

$$Ia = 0.2S \quad (\text{Ec. 6.11})$$

Por lo que la Ec. 6.10 queda como:

$$Pe = \frac{(P - 0.2S)^2}{P + 0.8S} \quad (\text{Ec. 6.12})$$

Debido a que S varía ampliamente, es más apropiado expresarla en términos del número de curva de escurrimiento N , el cual es un entero que varía en el rango de 1 a 100, de la siguiente forma:

$$S = \frac{1000}{N} - 10 \quad (\text{Ec. 6.13})$$

en donde N es un número adimensional y S está en pulgadas.

Finalmente, la Pe puede escribirse en términos del número N y en el sistema métrico de la siguiente forma:

$$Pe = \frac{(P - \frac{508}{N} + 5.08)^2}{P + \frac{2032}{N} - 20.32} \quad (\text{Ec. 6.14})$$

donde P y Pe están en centímetros.

El número de curva N depende de las características físicas de la cuenca tales como: el tipo de suelo, uso-tratamiento de suelo y la condición de humedad antecedente. Para este propósito se utilizó la cartografía disponible (ver Etapa 3). El valor de N puede ser consultado en tablas y graficas (ver [Anexo B, Tablas B1-B8](#)) que han sido propuestas por varios investigadores.

2. Hidrograma unitario sintético.

La técnica del hidrograma unitario tiene una base teórica bastante consistente, por ello ha alcanzado gran universalidad. El hidrograma unitario se define como el hidrograma de gasto resultante de una lluvia en exceso unitaria ocurriendo uniformemente sobre la cuenca y durante la duración unitaria especificada ([Campos-Aranda, 2010b](#)).

Fue desarrollado por [Sherman \(1932\)](#) y para su aplicación es necesario tener disponibles registros simultáneos de lluvia y escurrimiento. Debido a que muchas veces no es posible contar con datos históricos de lluvia-escurrimiento, se han desarrollado hidrogramas unitarios

a partir de medios sintéticos. De acuerdo con [Chow et al. \(2000\)](#) existen tres tipos de hidrogramas unitarios sintéticos: 1) aquellos que relacionan las características de la cuenca ([Snyder, 1938](#)), 2) aquellos basados en hidrogramas unitarios adimensionales ([SCS, 1972](#)), y 3) aquellos basados en modelos de almacenamiento en la cuenca ([Clark, 1945](#)). Entre los segundos, se encuentran el **hidrograma unitario triangular** (HUT) y el **hidrograma unitario adimensional** (HUA) del SCS, los cuales tienen el sustento teórico siguiente ([Fig. 6.7](#)).

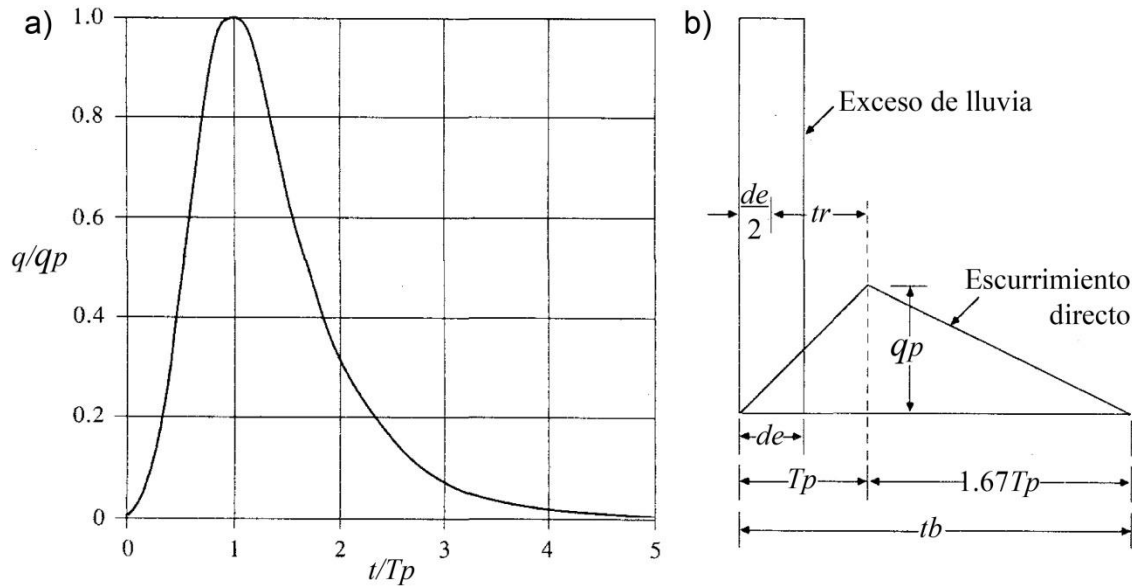


Fig. 6.7. Hidrogramas unitarios sintéticos del SCS: hidrograma adimensional (a) e hidrograma unitario triangular (b).

De la geometría del HUT ([Fig. 6.7b](#)), el gasto pico se escribe como:

$$qp = \frac{0.555 * A}{Tp} \quad (\text{Ec. 6.15})$$

donde A es el área de la cuenca en km^2 , Tp es el tiempo pico en horas y qp esta en $\text{m}^3/\text{s}/\text{mm}$.

Del análisis de varios hidrogramas, [Mockus \(1972\)](#) concluyó que el tiempo base (tb) y el tiempo pico se relacionan mediante la expresión:

$$tb = 2.67 Tp \quad (\text{Ec. 6.16})$$

A su vez, el tiempo pico se expresa como :

$$Tp = \frac{de}{2} + tr \quad (\text{Ec. 6.17})$$

Donde de es la duración efectiva o en exceso y tr el tiempo de retraso (ambos en horas), el cual se estima mediante el tiempo de concentración Tc como:

$$tr = 0.6 Tc \quad (\text{Ec. 6.18})$$

La duración efectiva de la lluvia se puede calcular aproximadamente como:

$$de = 2\sqrt{Tc} \quad (\text{Ec. 6.19})$$

para cuencas grandes, o bien, como $de = Tc$ para cuencas pequeñas.

Finalmente, sustituyendo la Ec. 6.16 en la Ec. 6.15 se obtiene el gasto pico unitario como:

$$qp = \frac{0.20833 * A}{Tp} \quad (\text{Ec. 6.20})$$

donde el tiempo pico puede obtenerse ahora como:

$$Tp = \sqrt{Tc} + 0.6 Tc \quad (\text{Ec. 6.21})$$

Con las ecuaciones 6.16, 6.17 y 6.21 se calculan las características del hidrograma unitario triangular.

En la mayoría de los casos, es suficiente con las características de un HUT para propósitos prácticos. No obstante, si la extensión de la curva de recesión del hidrograma afecta el diseño, puede usarse un hidrograma curvilíneo. Para lograr esto, se utiliza el HUA del SCS (Fig.6.7a), en donde la relación q/qp debe multiplicarse por el gasto pico de diseño (Qp) mientras la relación t/Tp se multiplica por el Tp para dicho gasto. El uso de la Tabla 6.5 puede facilitar este cálculo.

Etapa 5. Simulación de inundaciones

El diagrama de flujo de la Fig. 6.8 presenta la secuencia que se llevó a cabo para obtener los modelos de inundación, tanto para el modelo regional y mapa de peligro (a), como para el análisis del efecto subsidencia-inundación (b). Detalles mayores se describirán en el capítulo de resultados.

La Tabla 6.6 presenta los valores de rugosidad de Manning asignados a cada uno de los usos de suelo que existen en la poligonal de estudio (ver Fig. 4.10). Estos valores fueron utilizados en todos los eventos simulados.

El número de curva N en el diagrama de la Fig. 6.9 fue utilizado para considerar las pérdidas por infiltración en las simulaciones de inundación. Dicho número fue calculado conforme a la Etapa 4 y tiene un valor ponderado de 86.9 para toda la zona de estudio.

Tabla 6.5. Ordenadas del hidrograma unitario adimensional de SCS.

t/T_p	q/q_p	t/T_p	q/q_p
0.0	0.000	1.7	0.460
0.1	0.030	1.8	0.390
0.2	0.100	1.9	0.330
0.3	0.190	2.0	0.280
0.4	0.310	2.2	0.207
0.5	0.470	2.4	0.147
0.6	0.660	2.6	0.107
0.7	0.820	2.8	0.077
0.8	0.930	3.0	0.055
0.9	0.990	3.2	0.040
1.0	1.000	3.4	0.029
1.1	0.990	3.6	0.021
1.2	0.930	3.8	0.015
1.3	0.860	4.0	0.011
1.4	0.780	4.5	0.005
1.5	0.680	5.0	0.000
1.6	0.560		

Tabla 6.6. Valores de rugosidad de Manning para las superficies que componen el dominio computacional de inundación. Los coeficientes fueron asignados de acuerdo el manual de referencia de [FLO-2D \(2017\)](#).

Uso de suelo	n de Manning
Asentamiento urbano	0.05
Bosque cultivado	0.17
Pastizal cultivado	0.15
Pastizal inducido	0.13
Agricultura de riego anual	0.13
Agricultura de riego anual y semipermanente	0.1
Agricultura de temporal anual	0.12
Vegetación secundaria arbustiva de bosque encino	0.18
Vegetación secundaria arbustiva de selva baja caducifolia	0.18
Zona urbana	0.035

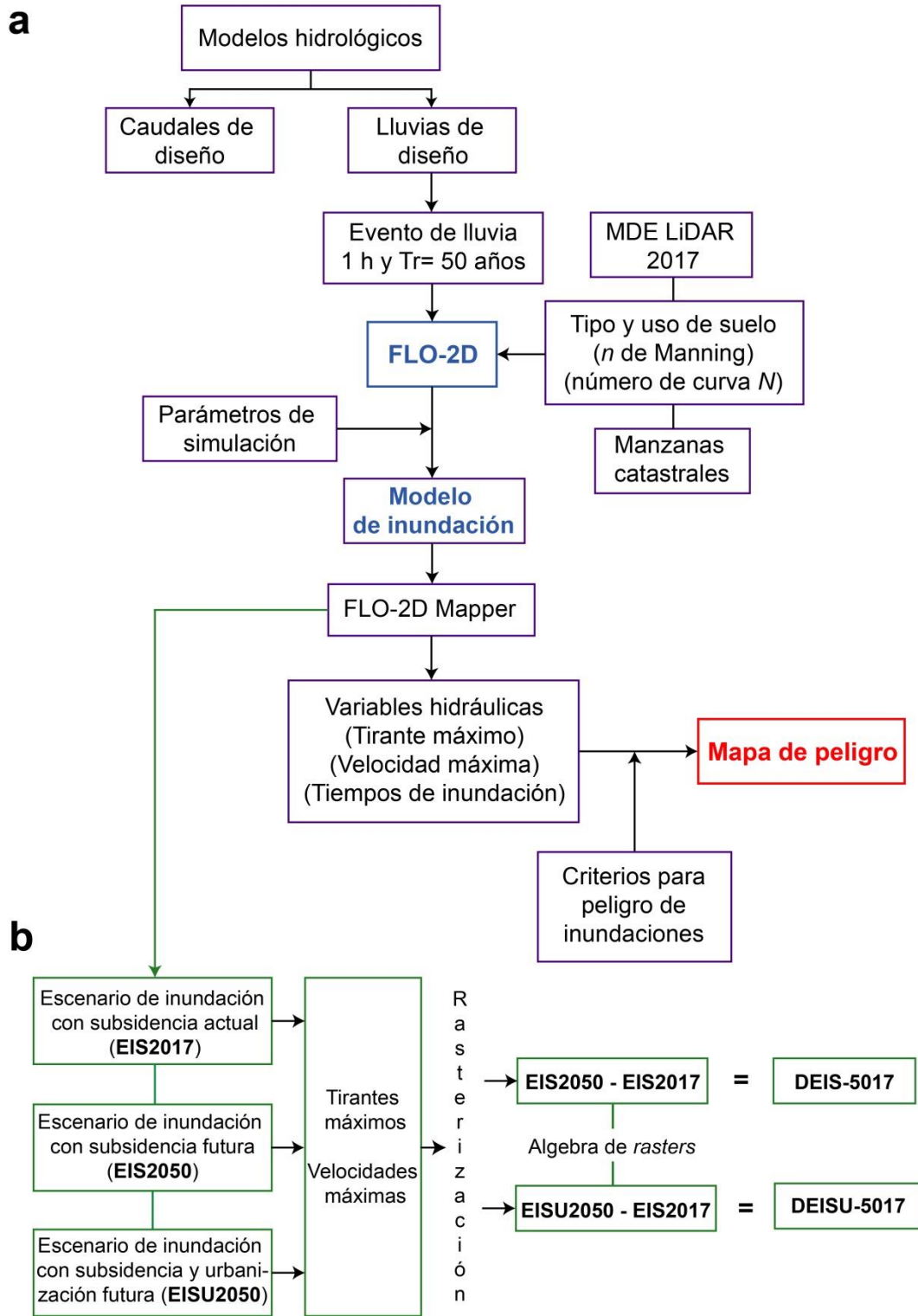


Fig. 6.8. Diagrama de flujo para el estudio de las inundaciones pluviales y el fenómeno subsidencia-inundación en la zona de estudio.

CAPITULO 7. RESULTADOS

7.1. Análisis de resultados SBAS (2003-2010)

El entorno G-POD identificó un total de 10,979 PS, correspondientes al recorte que se realizó de las imágenes SAR previo al procesamiento. Con el objetivo de mantener únicamente los PS localizados dentro del polígono de estudio, se aplicó un filtro para eliminar los dispersores ubicados fuera de este. Este proceso permitió mantener 7,235 PS, lo cual significa una densidad media de 52.4 PS/km². La coherencia promedio de estos PS es de 0.92, indicando una alta confiabilidad en las tasas de deformación de los dispersores.

Posteriormente, se aplicó un filtro en el campo de la velocidad media o tasa de deformación para distinguir entre los PS que se consideran en movimiento y los que están en “reposo”. El valor que se aplicó fue de ± 2 mm/año que de acuerdo con [Bianchini et al. \(2013\)](#) es el umbral de estabilidad para resultados de datos que trabajan con banda C. Como resultado de esta operación permanecieron 3,488 PS, indicando una densidad media de 25.2 PS/km² ([Fig. 7.1](#)).

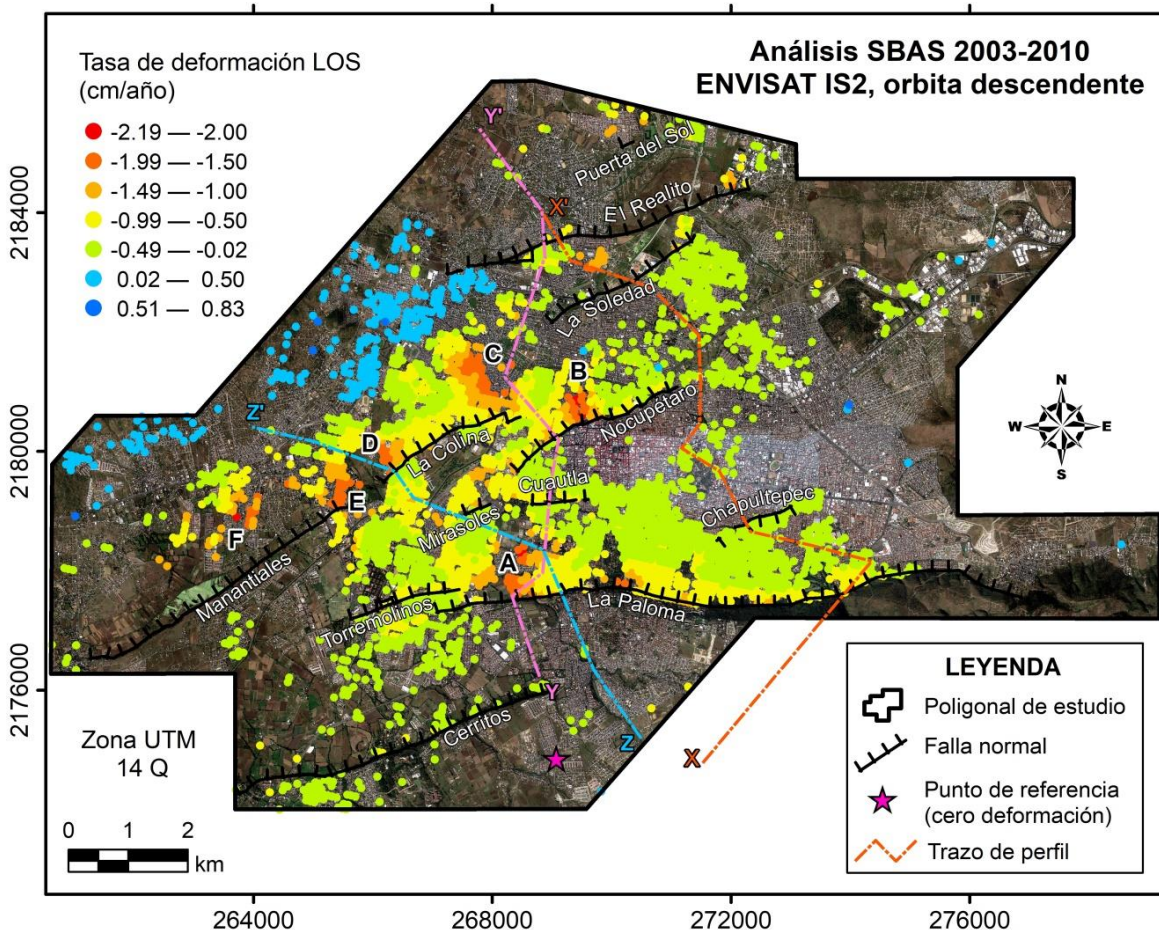


Fig. 7.1. Mapa de HLOS de la ciudad de Morelia para el periodo 2003-2010. Obtenido mediante análisis SBAS con 23 imágenes de orbita descendente adquiridas por el satélite ENVISAT-ASAR.

Antes de continuar con el análisis, es necesario precisar que el punto de deformación cero (ubicación de referencia, establecida a velocidad cero) para los mapas de desplazamiento relativo tiene las coordenadas X= 269106.33 m E, Y= 2174857.50 m N (Fig. 7.1). La elección de este punto se basó en los siguientes tres criterios: a) generó los mejores resultados en número de PS y tasas de hundimiento, b) conocimiento geológico y topográfico previo de la ubicación y c) localización sobre el bloque fijo de la falla Cerritos, el cual se presume, según trabajos previos, no presenta grandes desplazamientos de subsidencia debido a sus características geológicas (Ávila-Olivera, 2008; Cigna et al., 2012a).

Los resultados del análisis SBAS (2003-2010) indican que la ciudad de Morelia presenta una tasa máxima de deformación LOS (DLOS) de 2.2 cm/año (Fig. 7.1), un hundimiento LOS (HLOS) máximo de 15.31 cm que convertidos a hundimiento vertical (HV) resultan en 16.27 cm (ver Anexo C, Fig. C1). Dichas magnitudes máximas se presentan en la colonia Industrial, en el bloque caído de la falla Nocupétaro.

Se identifican seis zonas críticas o cuencas de subsidencia (Fig. 7.1): 1) zona A, donde las colonias más afectadas son Diamante, Fraccionamiento José María García Obeso, Los Fresnos, Arboledas, Fraccionamiento Fresnos Arboledas, Villa Universidad, Pinar del Río y Los Pinos de Michoacán; 2) zona B, colonia Industrial; 3) zona C, colonias Emiliano Zapata, José María Morelos, Javier Mina, Esther Tapia, La Colina-Infonavit, Ampliación Eduardo Ruiz, Carlos Salazar y Cuatro de Marzo; 4) zona D, colonias Adolfo López Mateos, La Águilas y Residencial El Dorado; 5) zona E, las colonias José Sixto Verduzco, Manantiales, Manantiales-Infonavit y Ampliación Manantiales; y 6) zona F, donde principalmente son afectadas las colonias Ignacio López Rayón y Arboledas Valladolid.

La localización de estas zonas críticas de deformación se relacionan claramente con los bloques caídos de las fallas La Paloma, Nocupétaro y La Colina, lo cual es concordante con lo reportado por trabajos previos (por ejemplo, Ávila-Olivera, 2008; Castellazzi et al., 2016; Cigna et al., 2012a).

Las Figs. 7.2 y 7.4 muestran un acercamiento de las zonas críticas de subsidencia A y B, mientras que las Figs. 7.3 y 7.5 exhiben la serie de tiempo del HLOS. Un acercamiento y serie de tiempo de las zonas C, D, E y F puede consultarse en el Anexo C, Figs. C2-C9. La serie de tiempo muestra una estabilidad en la deformación del 2003 al 2006 y un incremento evidente a partir del 2006. Este último comportamiento no ha podido ser relacionado de manera clara con algún evento desencadenante. No obstante, se tiene el dato de que la cantidad de pozos aumentó de 108 en 2008 a 122 en 2017 de acuerdo con información del OOPAS (2017).

Otras zonas con tasas importantes de subsidencia pero con una baja densidad de PS son el Centro Recreativo Santa Cecilia, el Parque Zoológico Benito Juárez, las colonias CEPAMISA-Infonavit, Loma Real, Torreón Nuevo, Fraccionamiento Puerta del Sol y finalmente una pequeña extensión de terreno al este de la falla el Realito (Fig. 7.1). Las velocidades de hundimiento LOS (VLOS) en estas zonas van desde 1 cm/año hasta superar los 1.5 cm/año. Precisamente, uno de los casos más reciente de subsidencia se presenta en el bloque caído de la falla Puerta del Sol (Hernández-Madrigal et al., 2011), el cual ha sido identificado por el análisis SBAS con unos pocos PS aunque no permiten establecer un patrón claro de deformación, parece que el hundimiento continua extendiéndose al norte y este con VLOS que superan el valor de 1 cm/año.

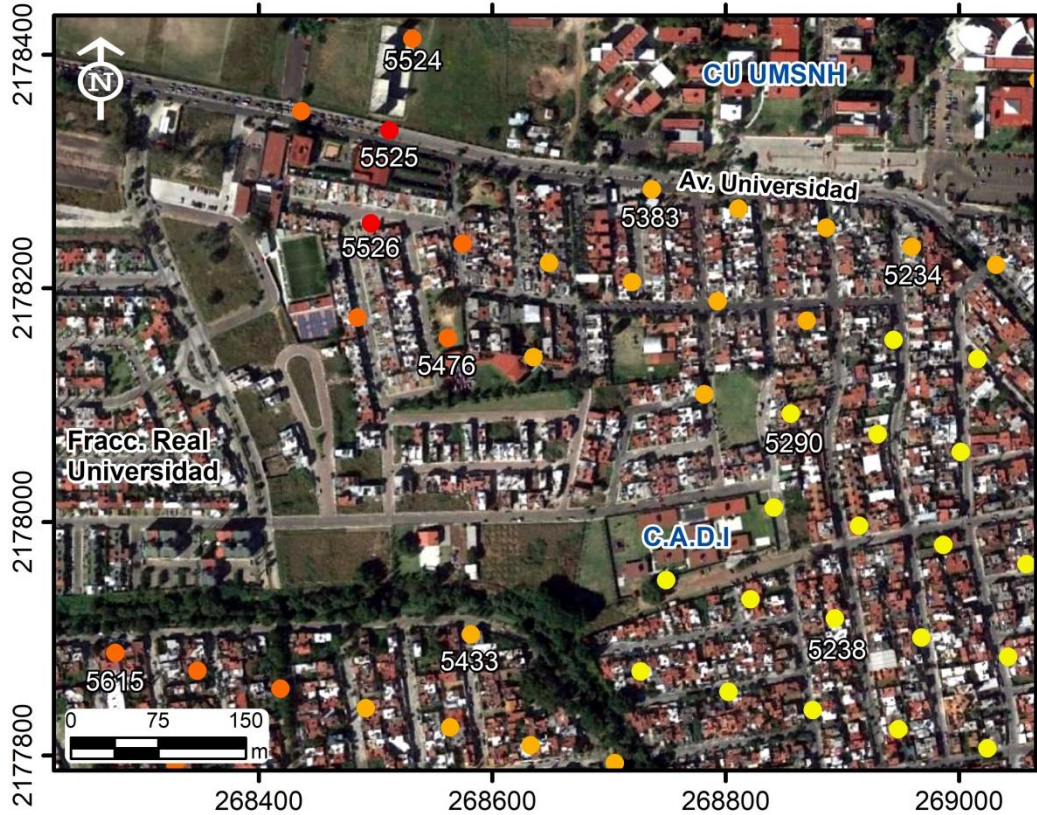


Fig. 7.2. Zona A, SBAS. En esta zona el hundimiento más fuerte se presenta en las inmediaciones y cercanía de Ciudad Universitaria de la UMSNH. No obstante, una cantidad importante de PS con tasas intermedias son identificados en las colonias Diamante y Villa Universidad, al este de la imagen.

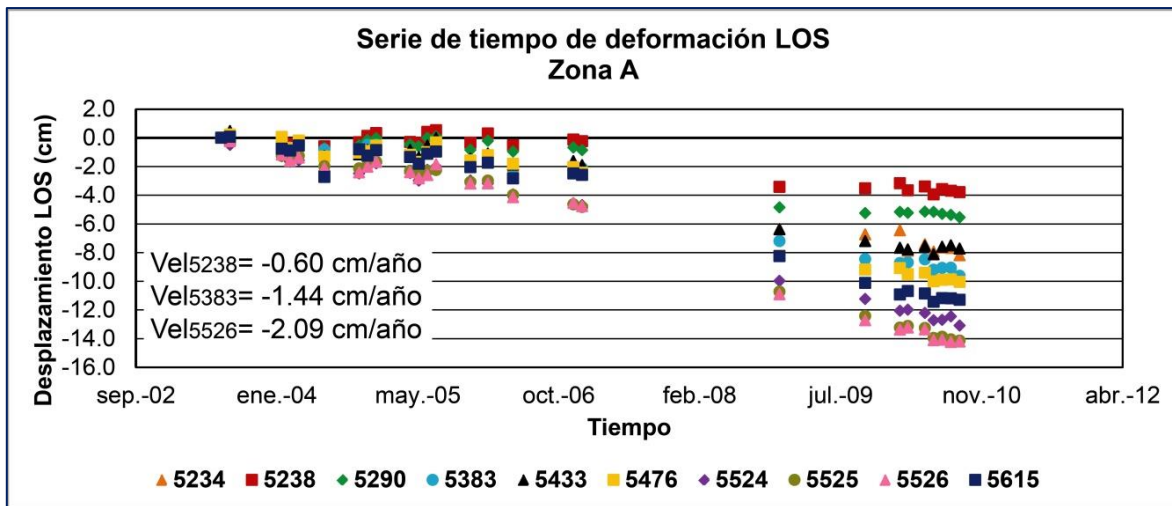


Fig. 7.3. Serie de tiempo del HLOS de algunos PS representativos de la región mostrada en la Fig. 7.2. Se anexan las VLOS de tres de estos dispersores.



Fig. 7.4. Zona B, SBAS. El hundimiento más crítico (PS 5315) reportado por el análisis SBAS se presenta en este complejo industrial del centro de Morelia, el cual se localiza muy cerca de la traza de la falla Nocupétaro (en el bloque caído).

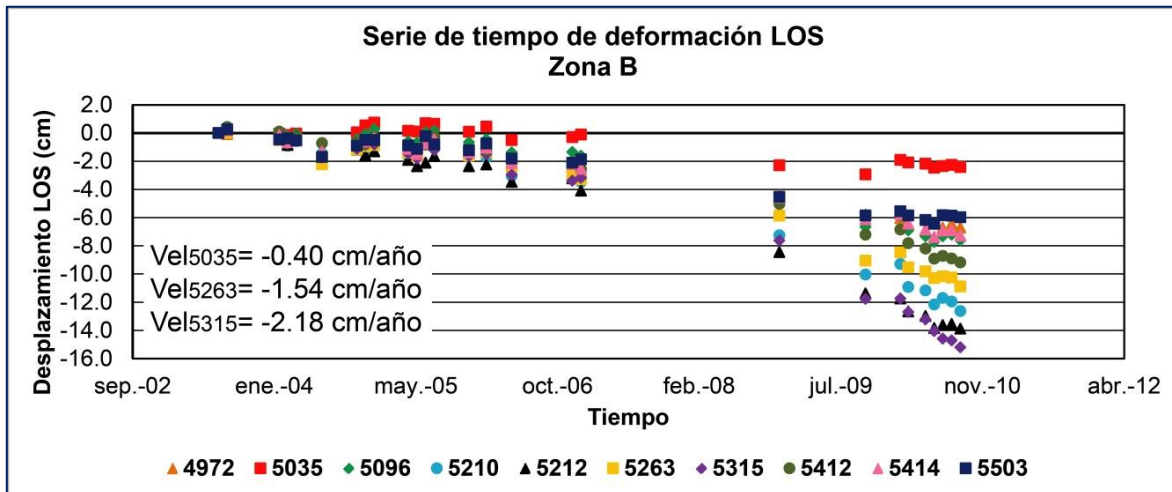


Fig. 7.5. Serie de tiempo de la DLOS de algunos PS característicos mostrados en la Fig. 7.4. Se anexan las VLOS de tres de estos dispersores que permiten observar el comportamiento temporal del fenómeno.

El mapa de DLOS de la [Fig. 7.1](#) también permite evidenciar un gradiente de mayor deformación en el “pie” de la traza de las fallas, es decir, al norte, en el bloque caído, el cual disminuye progresivamente a lo largo del buzamiento en función de la distancia de la traza de la falla. Este efecto ha sido explicado como consecuencia de un ligero basculamiento hacia el sur que presentan los bloques de techo de las fallas, lo que ocasionó una deposición mayor de sedimentos ([Garduño-Monroy et al., 2001](#)) y por consecuencia está causando un hundimiento más acelerado.

El perfil de VLOS de la [Fig. 7.6a](#) fue elaborado proyectando perpendicularmente los PS más cercanos al trazo Y-Y' (distancia máxima de 50 m) de la [Fig. 7.1](#) y posteriormente graficándolos en un plano X-Y. Este perfil permite hacer las siguientes observaciones de norte a sur:

- a. En el bloque caído de la falla El Realito las tasas de DLOS son bajas (< 0.6 cm/año) en comparación con un abatimiento alto del nivel estático (NE) y grandes paquetes de sedimentos.
- b. Las altas tasas de subsidencia en el bloque caído de la falla La Colina se relacionan con un abatimiento importante del NE y la presencia cercana de tres pozos activos: Prados Verdes II, Mariano Escobedo I y II, con tasas de extracción actuales de 11.2, 7 y 2 l/s, respectivamente. En este caso, [Cigna et al. \(2012a\)](#) mencionan que estos pozos fueron rehabilitados y reactivados con servicio de 24 h por día a partir del 2001.
- c. En los bloques donde se ubican los pozos no. 2 y 38, la deformación alta (hasta cerca de 2 cm/año) se relaciona con espesores de sedimento > 100 m y un abatimiento del NE poco pronunciado.

En cuanto al perfil X-X' de este análisis ([Anexo C, Fig. C10](#)) se puede mencionar que VLOS superiores a 1.5 cm/año en el bloque caído de la falla La Soledad parecen estar asociadas a grandes paquetes de sedimentos fluviolacustres, mientras que VLOS cercanas a 1 cm/año en el bloque caído de falla La Paloma podrían asociarse a la actividad del pozo 29 (tasa de abatimiento del NE de 2.89 m/año) dado que el espesor de sedimentos que se reporta en esa zona es bajo.

En el caso del perfil Z-Z' ([Anexo C, Fig. C11](#)), una observación interesante es el comportamiento de los PS en los bloques caídos de La Paloma y Nocupétaro, donde parece que el basculamiento o la configuración de esos bloques podría estar incorrecto, ya que la máxima deformación ocurre donde el espesor de sedimentos es menor. Esto abre la exigencia a obtener una mejor calidad de los datos de la geología del subsuelo.

Las [Figs. 7.1](#) y [7.6](#) también permiten la identificación en planta y perfil, respectivamente, de bandas de alta deformación, principalmente en los bloques de techo de las fallas. Aunque en algunos casos no es posible distinguir claramente el límite de estas franjas es notable que se extienden por cientos de metros. Por ejemplo, el ancho de la franja en la falla La Paloma supera los 800 m, en la falla Cuautla es de 250 m y en las fallas Nocupétaro y La Colina excede los 500 m. A pesar de esto, debe quedar claro que estas bandas de alta deformación no son similares a la banda de daño propuesta por [Hernández-Madrigal et al. \(2014\)](#) y [Figuroa-Miranda et al. \(2018\)](#) ya que este concepto tiene una connotación más local y se refiere al daño crítico que sufren las viviendas asentadas sobre la traza de las fallas, y que además su ancho de influencia es del orden de decenas de metros.

La Fig. 7.7 compara las tasas de DLOS con la elevación de los PS. Se observa que las tasas de hundimiento altas (> 1 cm/año) se localizan en zonas topográficamente bajas, entre 1890 y 1910 msnm, aunque es notoria una mayor concentración de PS con valores entre 0.2 y 1 cm/año. Este fenómeno también es concordante con el desarrollo de subsidencia crítica en los bloques caídos (topografías bajas) de las fallas, donde los espesores de sedimentos son mayores y además donde también se espera que se localicen los principales acuíferos de la ciudad (Garduño-Monroy et al., 2014).

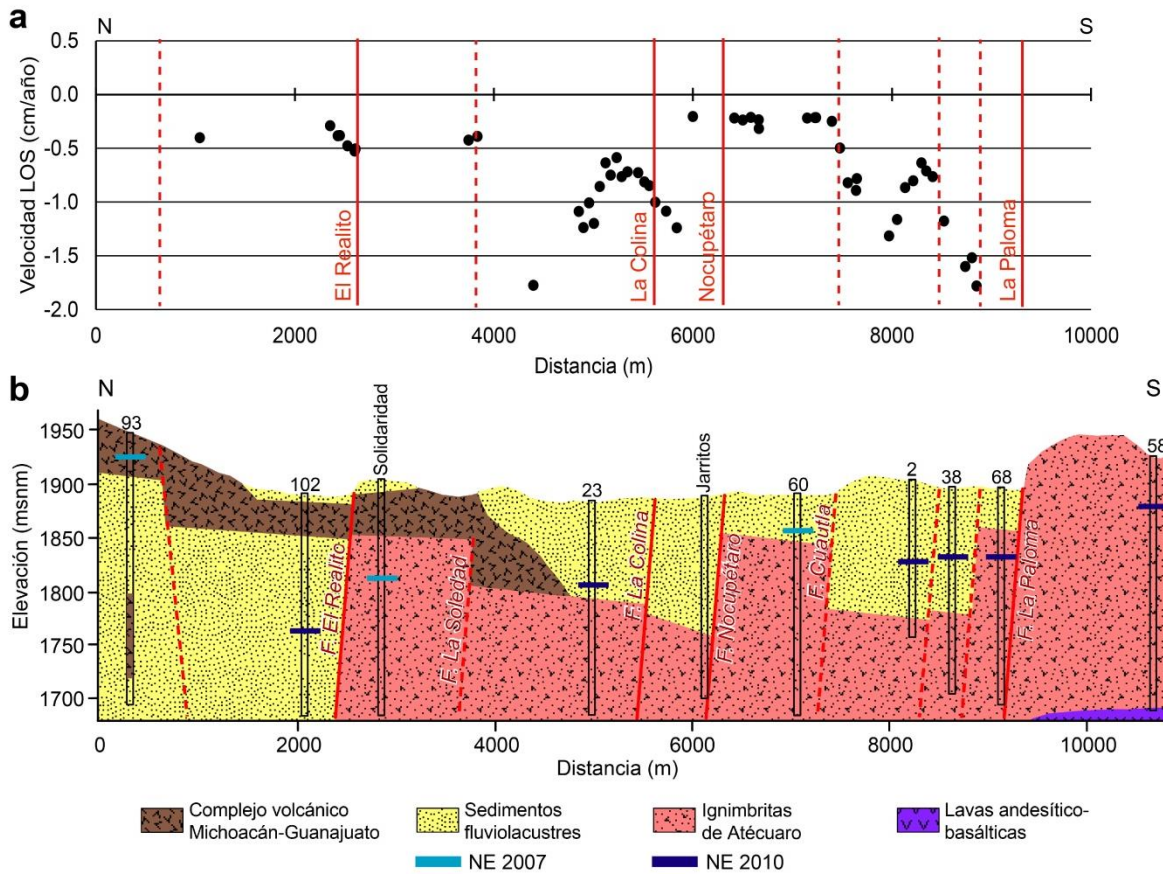


Fig. 7.6. Perfil de tasas de DLOS del análisis SBAS 2003-2010 (a) y perfil geológico Y-Y' (b). La figura b pone en evidencia que la subsidencia en Morelia tiene un control geológico-estructural.

Por otra parte, al NO de la ciudad (Fig. 7.1), en el flanco SE del volcán El Quinceo, se puede observar una serie de PS que presentan valores positivos de deformación y alcanzan los 0.8 cm/año. Este fenómeno, más que un levantamiento del terreno, puede ser explicado como un movimiento preferencial hacia la línea de visión del sensor, esto debido a la geometría descendente de las imágenes SAR utilizadas.

Para finalizar, la zona de estudio se dividió en seis franjas o *clusters* (Tabla 7.1) con la finalidad de observar el comportamiento de la subsidencia a nivel regional y elaborar un análisis comparativo con los resultados del análisis PSI 2014-2017. En este sentido, la franja 5 que comprende entre las fallas La Colina y El Realito presenta una tasa media de HLOS de

7.15 mm/año y un hundimiento vertical total de más de 5 cm, siendo esta zona la región más crítica y activa de subsidencia en la ciudad de Morelia, para el periodo 2003-2010.

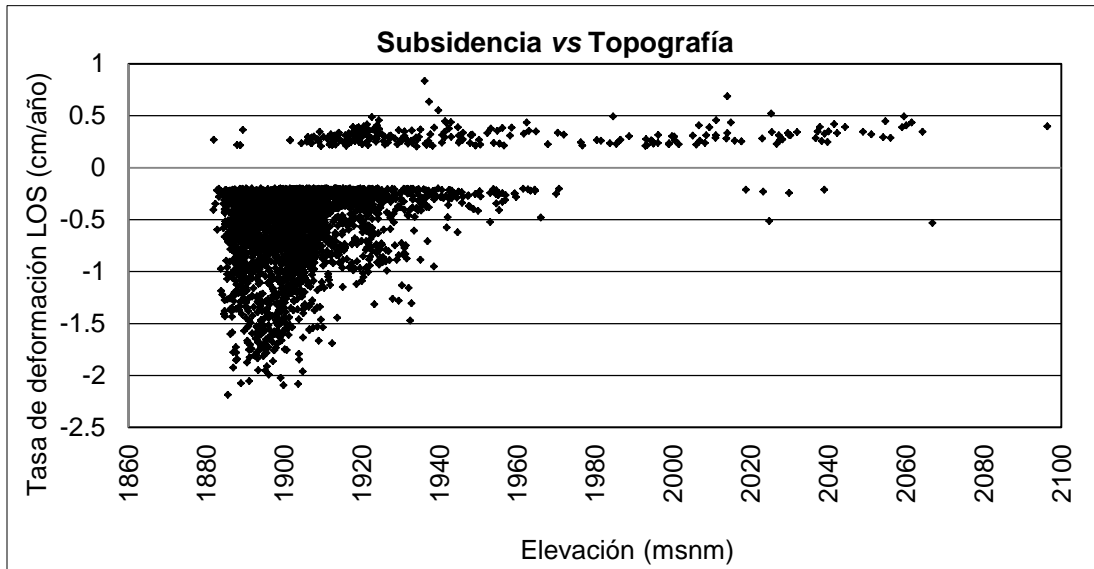


Fig. 7.7. Comparación de las tasas HLOS 2003-2010 con las elevaciones de los PS individuales mostrados en la Fig. 7.1.

Tabla 7.1. VLOS, HLOS y HV promedio en las franjas delimitadas por las fallas de la zona de estudio, SBAS (2003-2010).

No.	Franja	VLOS (mm/año)	HLOS (mm)	Hv (mm)	% incremento entre HLOS y Hv
1	Bloque fijo de F. Cerritos	-2.98	-14.95	-15.99	6.97
2	Entre F. Cerritos y F. Paloma-Torremolinos	-3.56	-18.97	-20.29	
3	Entre F. Paloma y F. Cuautla-Mirasoles	-5.02	-30.67	-32.81	
4	Entre F. Cuautla-Mirasoles y F. La Colina	-5.34	-32.47	-34.73	
5	Entre F. La Colina y F. El Realito	-7.15	-48.13	-51.49	
6	Bloque caído de F. El Realito	-5.56	-28.89	-30.90	

7.2. Análisis de resultados PSI (2014-2017)

El análisis PSI identificó un total de 58,454 PS, los cuales pertenecen a la sección recortada de las imágenes SAR que fue considerada para reducir los tiempos de cómputo del procesamiento. Una vez que fueron eliminados los PS que se encontraban fuera del área de estudio, se mantuvieron 34,108 dispersores, lo que indica una densidad de 247 PS/km².

Posteriormente, se aplicó el filtro establecido por Bianchini et al. (2013) con lo que permanecieron un total de 16,302 PS (Fig. 7.8). Con esto se establece una densidad media de 118 PS/km², lo que supera en casi 5 veces lo reportado por el análisis SBAS. Las tasas de DLOS presentan un valor de desviación estándar de 0.72 mm, el cual es un indicativo de la calidad de los resultados.

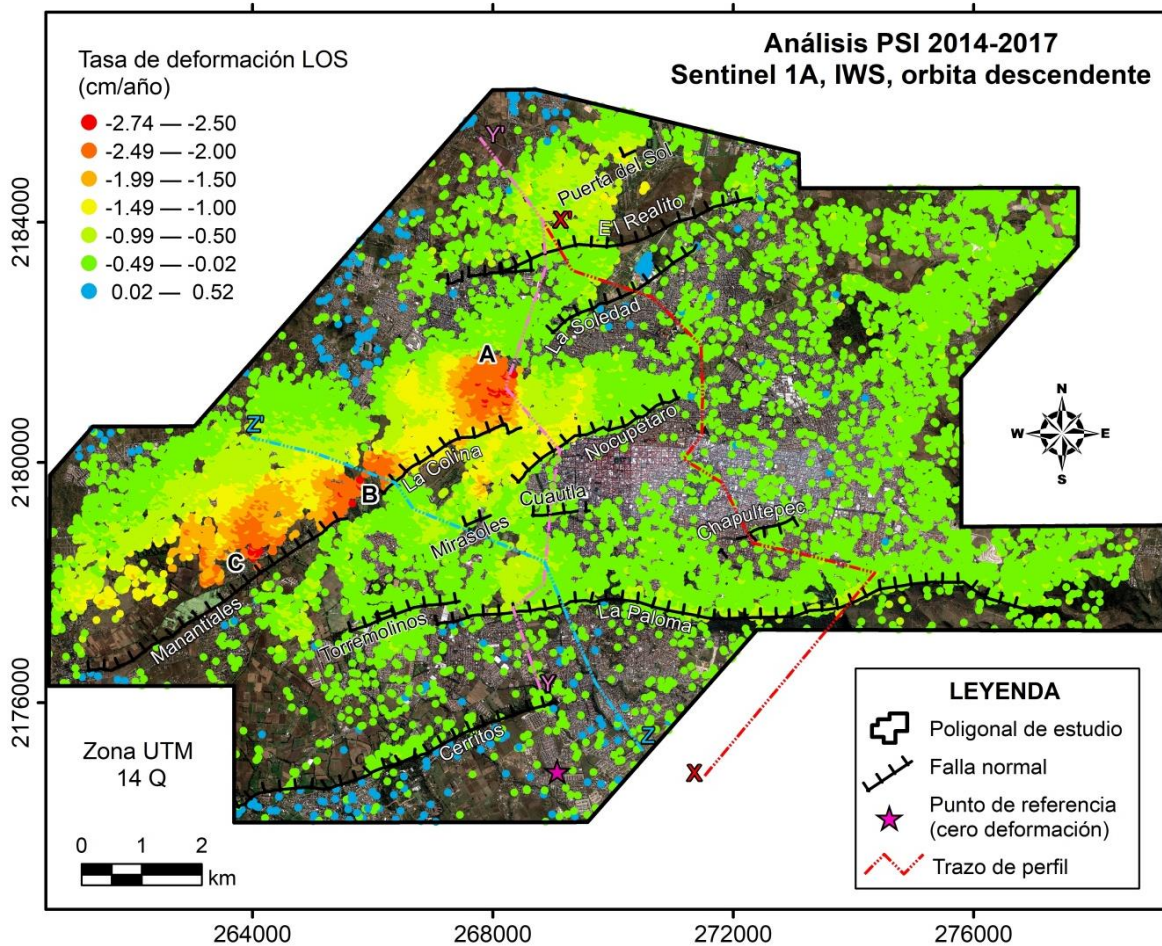


Fig. 7.8. Mapa de DLOS de la ciudad de Morelia para el periodo 2014-2017. Obtenido mediante análisis PSI con 29 imágenes de orbita descendente adquiridas por el satélite Sentinel 1A.

Antes de continuar con el análisis, cabe precisar dos aspectos importantes: 1) para reducir los efectos de decorrelación espacial se eligió un valor de línea-base perpendicular de 150 m (Tabla 6.2) y 2) el punto de cero deformación tiene las mismas coordenadas que el usado para

el análisis SBAS, además se consideró un radio de 200 m, el cual es usado por StaMPS para definir un área y no solo un punto como referencia de cero deformación (ver Hooper, 2009).

El mapa de la Fig.7.8 indica que la zona de estudio presenta una VLOS máxima de 2.74 cm/año, y un Hv máximo de 10.43 cm (Anexo C, Fig. C12) esto para el periodo 2014-2017. De acuerdo con el mapa, la subsidencia más crítica ocurre en una franja de aproximadamente 6.5 km de largo y 1.5 km de ancho que se extiende sobre el bloque de techo de la falla La Colina. A lo largo de esta franja son identificables tres zonas o cuencas de hundimiento representadas por las letras A, B y C. Estas mismas regiones fueron identificadas con hundimientos críticos por el análisis SBAS, lo que indica la ocurrencia de subsidencia continua y acelerada en estos sectores de la ciudad.

A diferencia del análisis SBAS, PSI tiene la capacidad de detectar más dispersores lo que ocasiona que las cuencas de deformación estén mejor definidas. Este hecho permite observar un radio de afectación mayor para la zona A (C en SBAS), el cual perjudica también a las colonias Eduardo Ruiz, Los Alamos, Las Margaritas, Jacarandas Linda Vista, Guadalupe, Primo Tapia Poniente y Popular Solidaria. En la zona B (D y E en SBAS) los valores altos de subsidencia se extienden a las colonias Villas del Sol, Ejidal Tres Puentes, Campestre Los Manantiales y Vicente Guerrero. Finalmente, los resultados PSI muestran que la zona C (F en SBAS) se extendió considerablemente afectando de forma importante también a las colonias Hacienda Tinijaro, Villas del Parían, Villas Insurgentes, Mariano Abasolo, Margarita Maza de Juárez, Niño Artillero, Tzindurio y Ampliación Ignacio López Rayón.

Cabe indicar que el análisis anterior solo incluye colonias que presentan subsidencia superior a 1.5 cm/año, ya que es evidente que PSI muestra hundimientos (principalmente en rangos bajos) en gran parte de la ciudad.

Las Figs. 7.9 y 7.10 muestran un acercamiento al sector más crítico de la zona A en el análisis PSI y la serie de tiempo del hundimiento para algunos PS representativos de esta zona, respectivamente. La Fig. 7.9 permite visualizar PS con hundimientos fuertes en la colonia Carlos Salazar, conocida históricamente por sufrir inundaciones severas anualmente, las cuales se atribuyen a su topografía baja. Este sector conocido como el meandro del río Grande, ha sido reportado por otros autores, como una zona de deformación intensa, la cual es atribuida a la reactivación de pozos de extracción de agua subterránea y a actividad tectónica de la falla La Colina (Cabral-Cano et al., 2010; Cigna et al., 2012a; 2012b). Por su parte, la Fig. 7.10 expone un lapso temporal de baja actividad o estabilidad de la subsidencia a mediados del 2015, para después continuar con el hundimiento acelerado y continuo. En el Anexo C, Figs. C13-C16 se encuentran un acercamiento a las zonas B y C, así como su respectiva serie de tiempo del hundimiento.

De la misma manera que para el análisis SBAS, también se elaboró un perfil de tasas de DLOS para los resultados del análisis PSI (Fig. 7.11).

El perfil Y-Y' para los resultados PSI muestra, a diferencia del perfil SBAS, que el patrón de franjas de alta deformación ya no es tan evidente como lo es en el análisis SBAS, pues se observa una subsidencia más estable. Por otra parte, se observa la presencia de más PS que corroboran y mantienen una alta subsidencia en el bloque caído de la falla La Colina, donde la deformación es cercana a los 3 cm/año.



Fig. 7.9. Zona A, PSI. Las colonias Carlos Salazar y Ampliación Carlos Salazar ubicadas cerca del meandro del río Grande son dos de las más afectadas por hundimientos críticos. Esta región coincide con el bloque caído de la falla La Colina considerada una de las más activas en subsidencia.

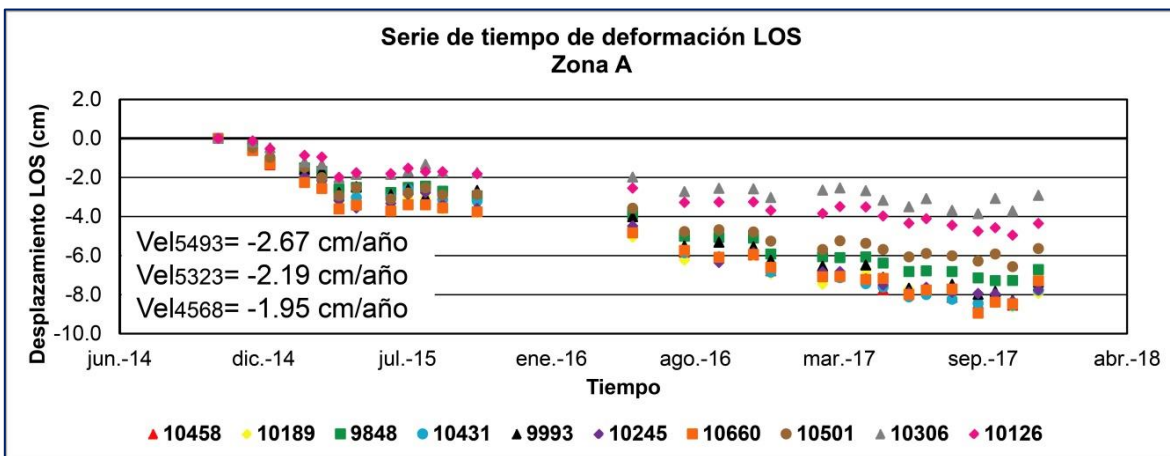


Fig. 7.10. Serie de tiempo del HLOS de la zona A (PSI). Se incluyen las VLOS de tres PS representativos.

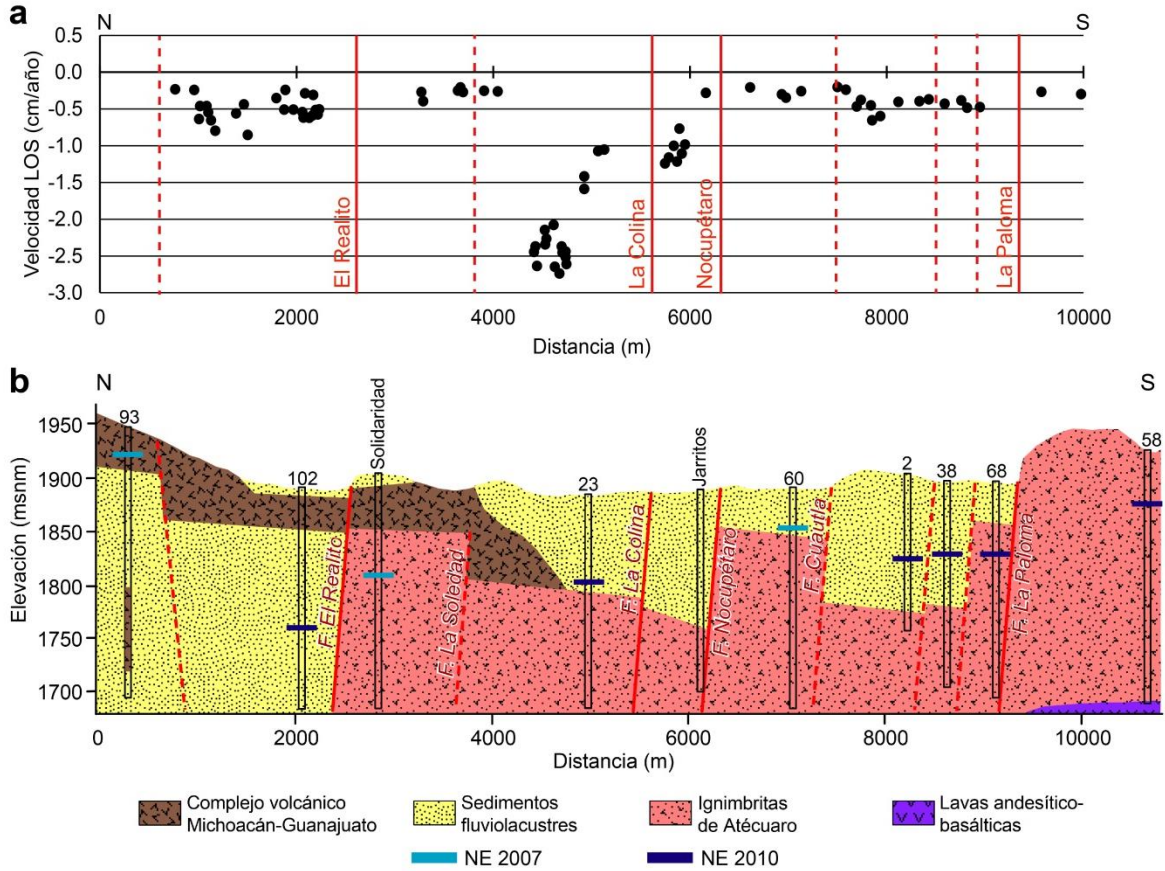


Fig. 7.11. Perfil de tasas de DLOS del análisis PSI 2014-2017 (a) y perfil geológico Y-Y' (b).

Los perfiles de tasa de DLOS X-X' y Z-Z' para el análisis PSI pueden ser consultados en el [Anexo C \(Figs. C17 y C18\)](#) y en ellos se observa lo siguiente:

- Perfil X-X': tasas de DLOS de entre 0.4 y 0.8 cm/año se relacionan con espesores superiores a 200 m, los cuales están sobreyacidos por basaltos del volcán El Quinceo. VLOS importantes en el bloque caído de La Paloma continúan, lo que podría indicar que el espesor de sedimentos reportado en ese bloque podría ser mayor.
- Perfil Z-Z': se mantienen las altas tasas de HLOS hacia el norte de La Colina, bajo las lavas del Quinceo y en bloque caído de dicha falla, esto con respecto al perfil SBAS.

Esta alta tasa de deformación en el bloque caído de La Colina, que parece no relacionarse con grandes paquetes de sedimentos, podría deberse como menciona [Cigna et al. \(2012a\)](#) a la existencia de un cambio local de las propiedades hidráulicas de los sedimentos del acuífero, a una reactivación y posible extensión de la falla o extracción intensa de pozos de bombeo cercanos. Otra posibilidad, sería simplemente una mala cartografía de la geología actual del subsuelo.

Por último, la **Tabla 7.2** muestra los valores del comportamiento de la subsidencia por franjas para los resultados PSI. Comparando las cifras de las tasas de VLOS, de estos resultados con los de la **Tabla 7.1**, se pueden obtener las siguientes conclusiones:

- La franja 1, mantiene una tasa de hundimiento estable con una subsidencia promedio de aproximadamente 3 mm/año.
- La franja 2, presenta una reducción del hundimiento de poco más del 15%.
- La franja 3, presenta una reducción de casi el 28%.
- El *cluster* no. 4 también exhibe una reducción de la tasa de deformación de 13.5%.
- El *cluster* no. 5 presenta un aumento del 49% de la subsidencia, siendo la única región de la zona de estudio que ha aumentado sus tasas de hundimiento.
- El *cluster* no. 6, tiene una disminución de casi el 92% con respecto al periodo 2003-2010.

Tabla 7.2. VLOS, HLOS y Hv promedio en las franjas delimitadas por las fallas de la zona de estudio, PSI (2014-2017).

No.	Franja	VLOS (mm/año)	HLOS (mm)	Hv (mm)	% incremento entre HLOS y Hv
1	Bloque fijo de F. Cerritos	-2.96	-4.24	-5.12	20.84
2	Entre F. Cerritos y F. Paloma-Torremolinos	-3.02	1.36	1.65	
3	Entre F. Paloma y F. Cuautla-Mirasoles	-3.62	-2.95	-3.57	
4	Entre F. Cuautla-Mirasoles y F. La Colina	-4.62	-5.43	-0.66	
5	Entre F. La Colina y F. El Realito	-10.66	-10.46	-1.26	
6	Bloque caído de F. El Realito	-0.46	-0.62	-0.75	

También se observa que la franja 2 presenta un hundimiento LOS positivo, esto se debe a la presencia de PS que tienen un comportamiento poco variable en su serie de tiempo, la cual suele finalizar con un valor positivo con respecto al penúltimo valor en la serie temporal. No obstante, la ocurrencia de un levantamiento del terreno en esta franja no puede ser asegurado, ya que existe la posibilidad de que se trate de PS que se están moviendo de frente a la dirección de visión del satélite como se mencionó con anterioridad. Se requiere un estudio local más detallado y complementado con otro tipo de observaciones (por ejemplo, mediciones GPS) para esclarecer este comportamiento.

7.3 Correlación entre resultados InSAR y factores detonantes-condicionantes

7.3.1 Subsistencia InSAR vs extracción de agua subterránea

Ha sido documentado que la extracción excesiva del agua subterránea en México ([Castellazzi et al., 2016](#); [Chaussard et al., 2014](#); [Figueroa-Miranda et al., 2018](#)) y en Morelia ([Ávila-Olivera, 2008](#); [Cigna et al., 2012a](#); [Garduño-Monroy et al., 1999](#); [2001](#)) es el factor detonante principal del fenómeno de subsidencia, mientras que la geología estructural y la geología del subsuelo son factores condicionantes significativos.

De acuerdo con los datos más recientes ([OOAPAS, 2017](#)) la demanda de agua potable se satisface de la siguiente manera: 122 pozos de agua subterránea, de los cuales más de la mitad fueron construidos o reactivados en los últimos 25 años (aportan el 37.82% del suministro); cuatro manantiales (San Miguel, La Mintzita, La Quemada y El Salto; contribuyen con el 38.93% del suministro) y una presa de embalse (Cointzio; proporciona el 23.25% restante). Cabe precisar que la cantidad de pozos de bombeo reportado por el OOAPAS podría estar subestimada, esto debido a la falta de información sobre concesión de pozos a particulares y empresas privadas.

La explosión demográfica en la ciudad de Morelia (161,040 hab. en 1970 – 617,656 hab. en la actualidad) ha ocasionado una disminución drástica de la disponibilidad de agua subterránea. Por ejemplo, en 1998, 42 pozos aportaban el 49.5% del gasto total requerido, mientras que para 2006, 105 pozos apenas cubrían el 43.9%, es decir, con un incremento del 150% de pozos, el gasto se redujo en un 5.6%. Por otra parte, [Cigna et al. \(2012a\)](#) menciona que en 1999 el gasto disponible por persona era de 4900 m³/año y se estima que para el año 2025 esto se reduzca a 3500 m³/año, esto de acuerdo con estimaciones de la CONAGUA.

Lo anterior, impacta directamente en la principal problemática ambiental de la ciudad, la SDCE, la cual está siendo acelerada por el abatimiento del nivel freático y las tasas de extracción excesivas.

En este sentido, algunas investigaciones se han llevado a cabo sobre el abatimiento del nivel freático en Morelia. Por ejemplo, [Ávila-Olivera \(2004\)](#) estima un abatimiento medio anual de 1.73 m/año para el año 2003. En su análisis, el autor menciona que existe una clara tendencia de que los niveles estáticos en los bloques fijos de las fallas son más profundos que en los bloques caídos. Además indica que los mayores conos de abatimiento ocurren al norte y este de la ciudad, alcanzando descensos de hasta 100 m.

Posteriormente, [Ávila-Olivera y Garduño-Monroy \(2007\)](#) presentan una nueva estimación de la tasa de abatimiento, la cual resulta de 2.46 m/año. Con este estudio, se ratifica un mayor abatimiento en la parte NE de la ciudad, lo que afirman, puede deberse a que en este sector, el sistema de aguas subterráneas está compuesto por dos acuíferos, uno somero y otro más profundo, y en dicha zona los pozos extraen el agua del acuífero más profundo.

En el año 2008, con información de la piezometría en 105 pozos, se calcula una media de abatimiento anual de 3.67 m ([Ávila-Olivera, 2008](#)), lo que representa un incremento de más del 200% con respecto a lo calculado para el año 2003. Además, el autor realiza dos estimaciones del nivel piezométrico de la ciudad, una actual (2007) y una proyectada al año 2010.

Por último, [Cigna et al. \(2012a\)](#) utilizó información de 108 pozos de extracción para obtener las siguientes conclusiones: a) la correlación entre la subsidencia y las tasas de extracción de agua es notablemente pobre y b) no existe correlación entre la subsidencia y la disminución del nivel estático. La débil correlación entre la subsidencia y las tasas de extracción es explicada con la hipótesis de que la compactación de los acuíferos más profundos, que se comunican con los someros, ejercen un control significativo sobre la deformación e imparten un hundimiento uniforme en toda el área urbana.

Por nuestra parte, se recabó toda la información posible y disponible sobre los pozos de bombeo de la ciudad, tanto de los trabajos de los autores anteriores como de instituciones como OOAPAS y CONAGUA. Con esta información se logró construir la [Tabla D1 \(Anexo D\)](#), donde se puede observar la carencia de valores en varios campos de información, no obstante, fue posible obtener algunos resultados que serán expuestos a continuación.

El mapa de la [Fig. 7.12](#) muestra el NE del agua subterránea proyectado para el año 2010, las tasas de extracción medidas hasta el 2009 y su relación con los resultados de velocidad de deformación del análisis SBAS 2003-2010.

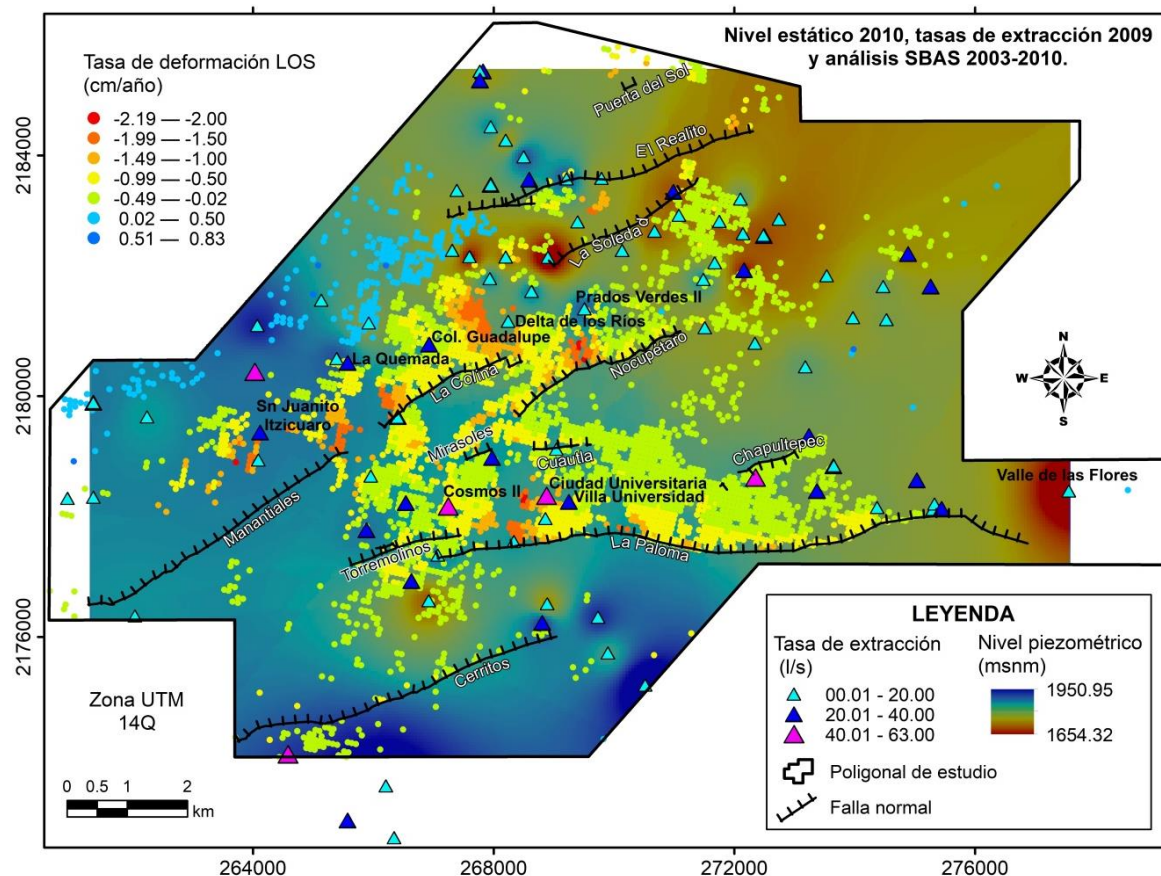


Fig. 7.12. Mapa de nivel estático (2010), tasas de extracción (2009) y resultados SBAS (2003-2010).

En primera instancia, se puede identificar un cono de abatimiento en la parte este de la ciudad ocasionado por el pozo Valle de la Flores que presenta una caída del nivel estático muy alta (1670 msnm). Sin embargo, este fenómeno parece no relacionarse con hundimientos importantes.

En el sector NE de la ciudad, al SE de las fallas Nocupétaro y El Realito, se puede observar una amplia zona con cotas bajas (hasta 1710 msnm), sin embargo, esta zona no se relaciona con tasas altas de DLOS, aquí los valores apenas superan los 0.5 cm/año.

Otra región importante se ubica al norte, entre las fallas La Soledad y El Realito, donde se identifican dos depresiones del NE con cotas de hasta 1664 msnm. Los valores de tasa de HLOS en esta zona llegan a alcanzar 1 cm/año. Un poco al este de esta zona se puede observar un pequeño grupo de PS con tasas de hundimiento de hasta 1.6 cm/año, los cuales se correlacionan con cotas más superficiales de 1786 msnm.

Finalmente, al sur, entre las fallas Cerritos y La Paloma, se pueden percibir dos incipientes conos de abatimiento, el mayor de ellos hasta la cota 1740 msnm que se correlaciona con velocidades de subsidencia de casi 1 cm/año.

En relación a las tasas de extracción, se tiene que el valor promedio para la zona de estudio es de 17.22 l/s con un valor máximo de 63 l/s en el pozo Ciudad Universitaria (Fig. 7.12 y Tabla D1).

También se puede relacionar el fuerte hundimiento ubicado en la parte oeste del bloque caído de la falla La Paloma con la cercanía de los pozos Villa Universidad, Cosmos II y Ciudad Universitaria los cuales presentan tasas de extracción de 27.1, 45 y 63 l/s, respectivamente. Por otro lado, los pozos San Juanito Itzicuaró, La Quemada y Colonia Guadalupe con tasas de extracción entre 30 y 40 l/s pudieran estar relacionados con la subsidencia en los bloques caídos de la falla Manantiales y La Colina (Fig. 7.12).

Un escrutinio de las tasas de extracción actualizadas (Anexo D, Tabla D2) permite identificar una disminución promedio del 31% para toda el área de estudio, esto con respecto a las tasas registradas para el año 2009.

La estadística muestra que 81 pozos disminuyeron sus tasas de extracción mientras que solo 13 de ellos la aumentaron (38% en promedio). Este análisis se realiza considerando solo pozos con datos en ambas fechas. Esta reducción de las tasas de extracción tiene relación con la disminución de la subsidencia observada en los resultados PSI con respecto al análisis SBAS excepto para la franja entre las fallas La Colina y El Realito (ver Figs. 7.1, 7.8 y Tablas 7.1, 7.2). En cuanto a esto último, el aumento en las tasas de extracción de agua subterránea de los pozos Prados Verdes II y Delta de los Ríos (Fig. 7.12) podría relacionarse con el aumento de la subsidencia en la zona, principalmente en la zona A (ver Fig. 7.8).

Con información actualizada al 2015 del volumen de consumo de 147 pozos de bombeo de la base de datos del Registro Público de Derechos de Agua (REPGA) (Anexo D, Tabla D3), se elaboró el mapa de la Fig. 7.13, el cual compara esta variable con los resultados PSI y el nivel estático del agua subterránea (2010).

En este mapa se puede observar la existencia de seis pozos (58, 59, 60, 61, 62, 92) ubicados a lo largo de la falla La Paloma, los cuales presentan volúmenes de consumo superiores a 500,000 m³/año; este hecho pudiera estar relacionado con la fuerte subsidencia reportada por SBAS a lo largo de dicha falla (Fig. 7.12). Con un consumo similar al anterior, se observa un grupo de cuatro pozos (65, 85, 94, 99) de uso público urbano, al este de la falla Nocupétaro, lo cual pudiera estar influenciando el abatimiento del nivel estático en ese sector (Fig. 7.13). Finalmente, tres pozos al norte de la falla La Colina (66, 69, 84) pudieran estar ocasionando el patrón circular de fuerte hundimiento en esa zona.

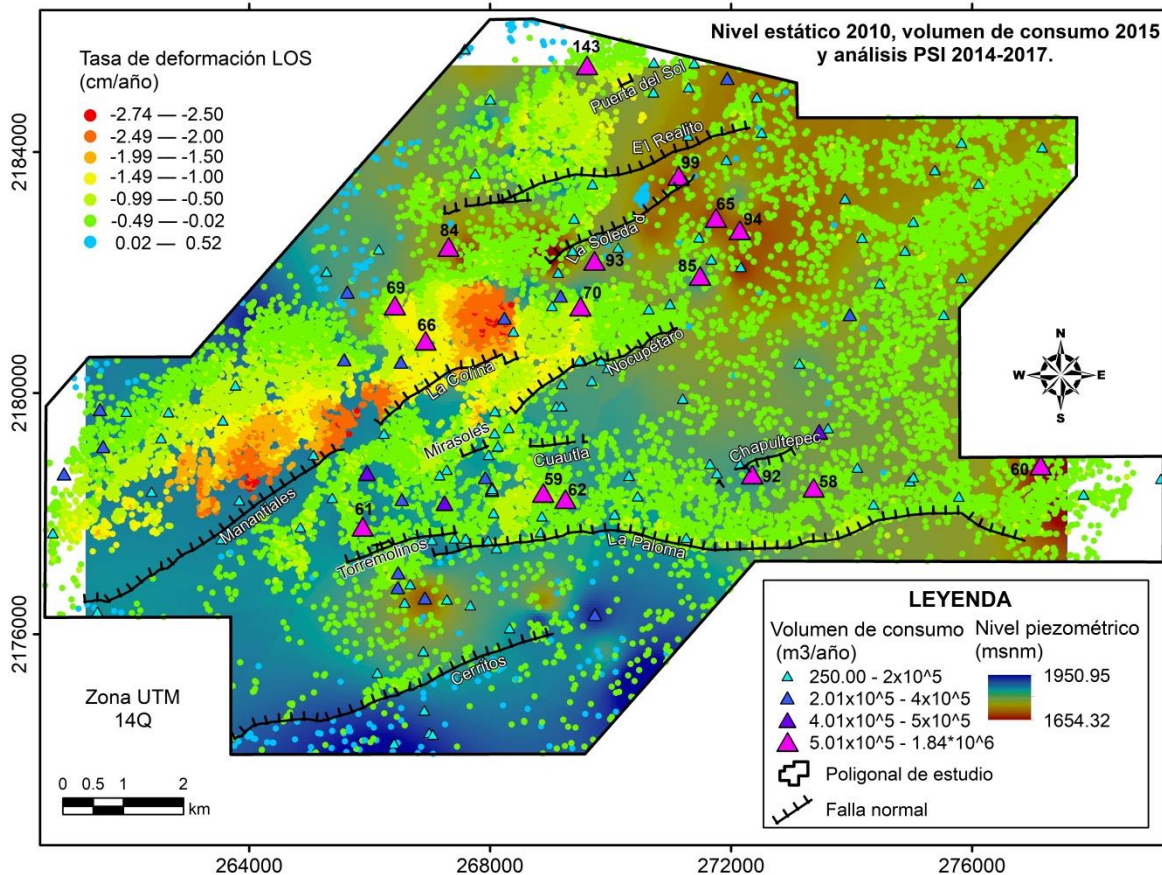


Fig. 7.13. Mapa de nivel piezométrico (2010), volumen de consumo (2015) y resultados PSI (2014-2017). Para la identificación de los pozos de bombeo referirse a la [Tabla D3](#) del [Anexo D](#).

7.3.2 Subsidencia InSAR vs espesor de sedimentos deformables

Como ha sido mencionado por varios autores, el espesor de sedimentos deformables juega un papel preponderante en las tasas de hundimiento del fenómeno de subsidencia (Ávila-Olivera y Garduño-Monroy, 2008; Chaussard et al., 2014; Pacheco-Martínez et al., 2013).

La extracción de agua subterránea que a su vez genera el abatimiento del nivel freático, ocasiona una disminución de la presión de poro; dicha presión se transfiere a la fase sólida del

suelo provocando una disminución del volumen de vacíos y por consiguiente una reducción de espesor o **consolidación del suelo** (Terzaghi, 1925).

Con la finalidad de evaluar esta variable condicionante, se utilizó información de [Ávila-Olivera \(2004, 2008\)](#) sobre la litología de pozos de bombeo, la cual permitió realizar mapas de espesor de sedimentos compresibles totales y superficiales. El mapa de sedimentos superficiales se refiere a sedimentos lacustres y fluviolacustres que se reportaron en los pozos perforados desde la superficie hasta identificar roca, mientras que el mapa de sedimentos totales toma en consideración el espesor total presente en las columnas litológicas, separando la roca de éstos.

En este subcapítulo solo se analiza el mapa de espesores totales *versus* los resultados SBAS y PSI (Figs. 7.14 y 7.15). Los mapas de espesores superficiales *versus* resultados InSAR se pueden consultar en el [Anexo D \(Figs D1 y D2\)](#). Adicionalmente, se pueden examinar los perfiles de las [Figs. 7.6 y 7.11](#) para comprender mejor el contexto.

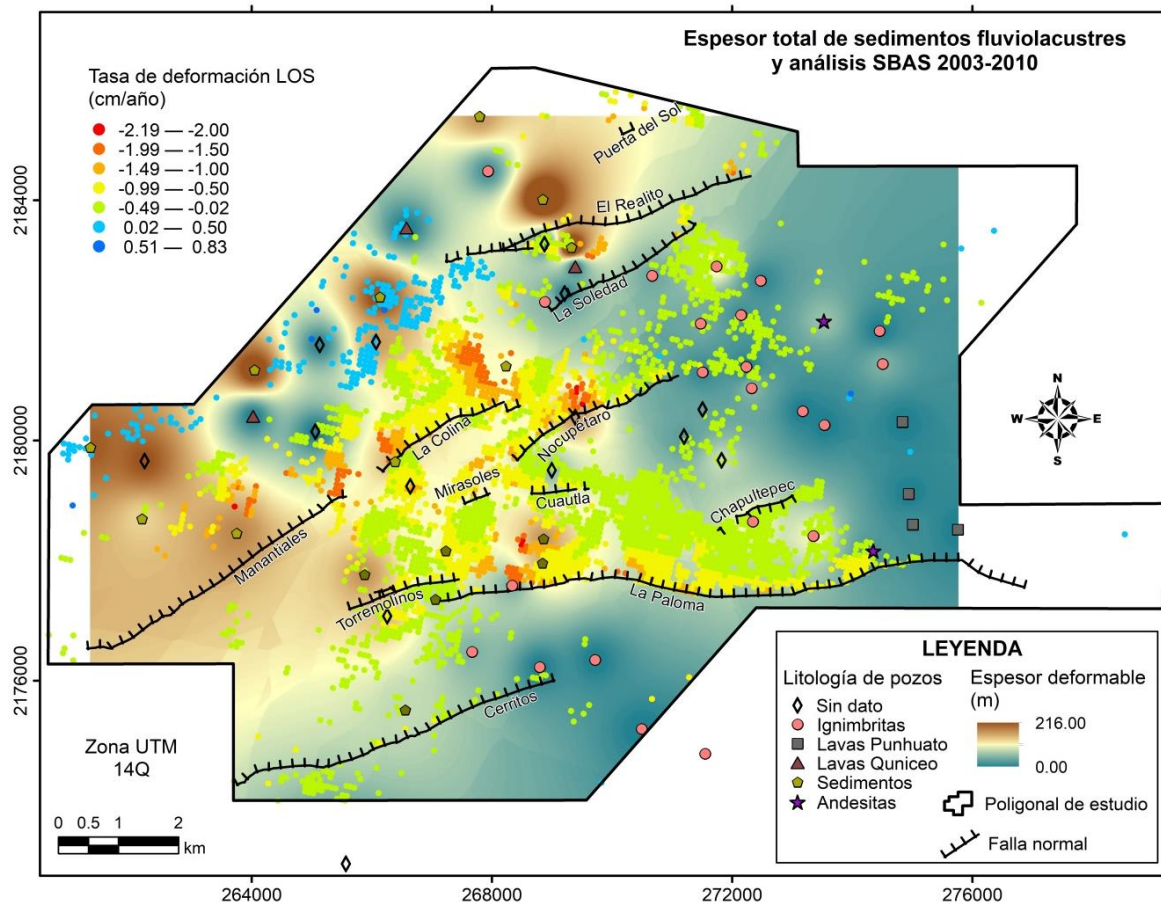


Fig. 7.14. Mapa de espesor de sedimentos compresibles totales y tasas de deformación SBAS 2003-2010.

Considerando el mapa de la [Fig. 7.14](#) de espesores totales, se puede observar la correlación existente entre:

- espesores de 120 m y tasas de subsidencia superiores a 2 cm/año en los bloques caídos de las fallas La Paloma, Nocupétaro y Manantiales, aunque en esta última la presencia de PS es escasa.
- Espesores cercanos a los 100 m a lo largo de la falla La Colina, están relacionados con los hundimientos altos en esta zona, los cuales alcanzan también los 2 cm/año.
- Espesores de más de 200 m se identifican en los bloques caídos de las fallas La Soledad y El Realito. No obstante, solo en la primera se observan unos cuantos PS que también alcanzan los 2 cm/año en algunos casos.

Por otra parte, comparando también los espesores totales con los resultados PSI (Fig. 7.15), se observa que los paquetes importantes de sedimentos en los bloques caídos de las fallas Manantiales y La Colina, mantienen una relación con las velocidades máximas reportadas por PSI (hasta 2.74 cm/año). En este caso parece que la subsidencia moderada de esta gran franja “busca” los paquetes más grandes de sedimentos, los cuales se ubican al SO de la zona de estudio, bajo las lavas del volcán El Quinceo (ver perfiles de Figs. 7.6 y 7.11). Esta aseveración se puede sustentar contrastando los mapas de factibilidad de deformación elaborados por Ávila-Olivera (2008), donde se advierte que la subsidencia continuará extendiéndose hacia esa zona de la ciudad.

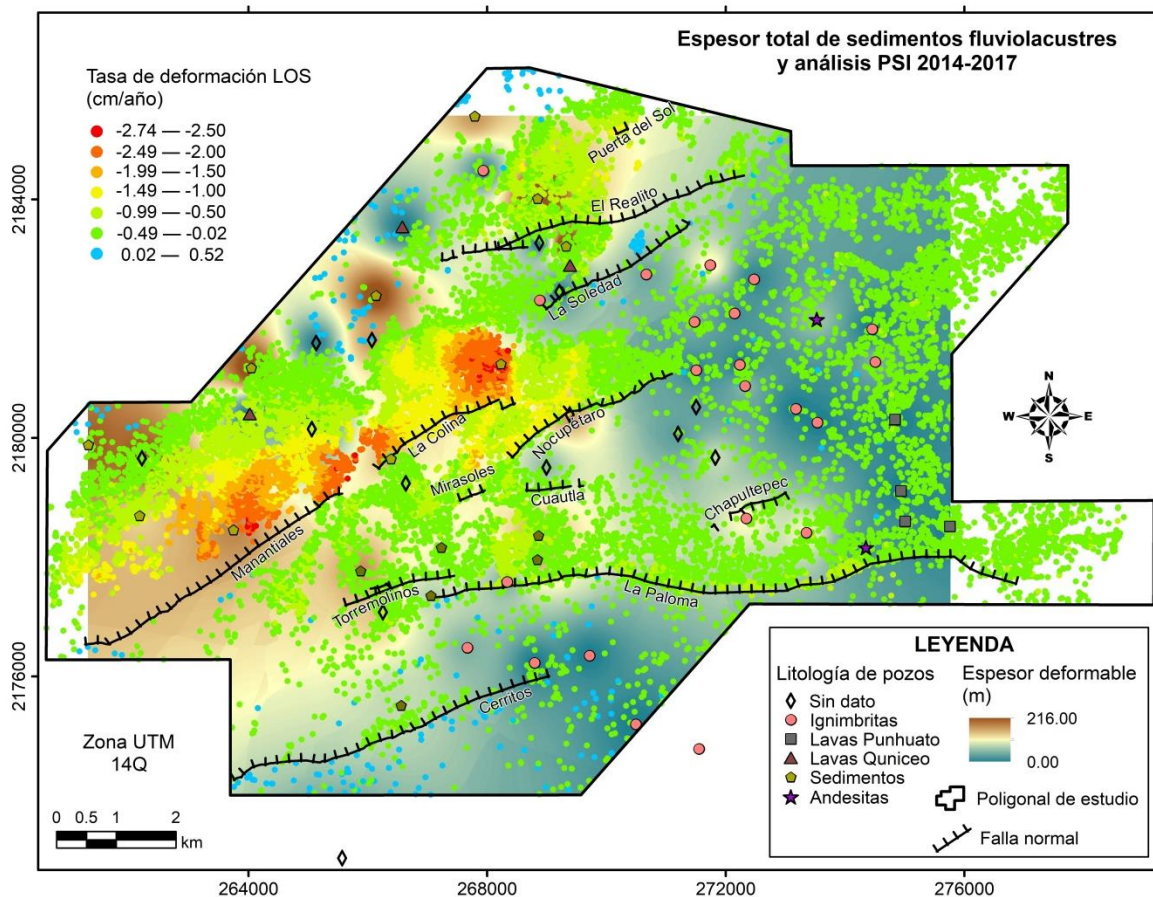


Fig. 7.15. Mapa de espesor de sedimentos compresibles totales y tasas de deformación PSI 2014-2017.

7.4 Generación de MDE multitemporal afectado por subsidencia

Como se ha mencionado en el Capítulo 3, la necesidad de estimar el efecto de la subsidencia futura en las inundaciones, ha llevado a realizar esfuerzos por crear, adaptar y mejorar metodologías que permitan predecir el comportamiento del hundimiento, con el fin de crear modelos del terreno para evaluar la severidad de las inundaciones en el futuro (Carisi et al., 2017; Chen y Tfwala, 2018; Takagi et al., 2016; Yin et al., 2016).

En este proyecto, el modelo de predicción del hundimiento se obtuvo con base en la detección y monitoreo de la SDCE a partir de la aplicación de las técnicas SBAS y PSI. La metodología ha sido descrita en el Capítulo 5 y enseguida se muestran los resultados.

El mapa de la figura siguiente muestra el raster de Hv total para el periodo 2007-2010, en el cual se observa un valor de subsidencia máxima de casi 13 cm y varias cuencas de hundimiento alto en los bloques caídos de las fallas La Paloma, Nocupétaro, La Colina y La Soledad.

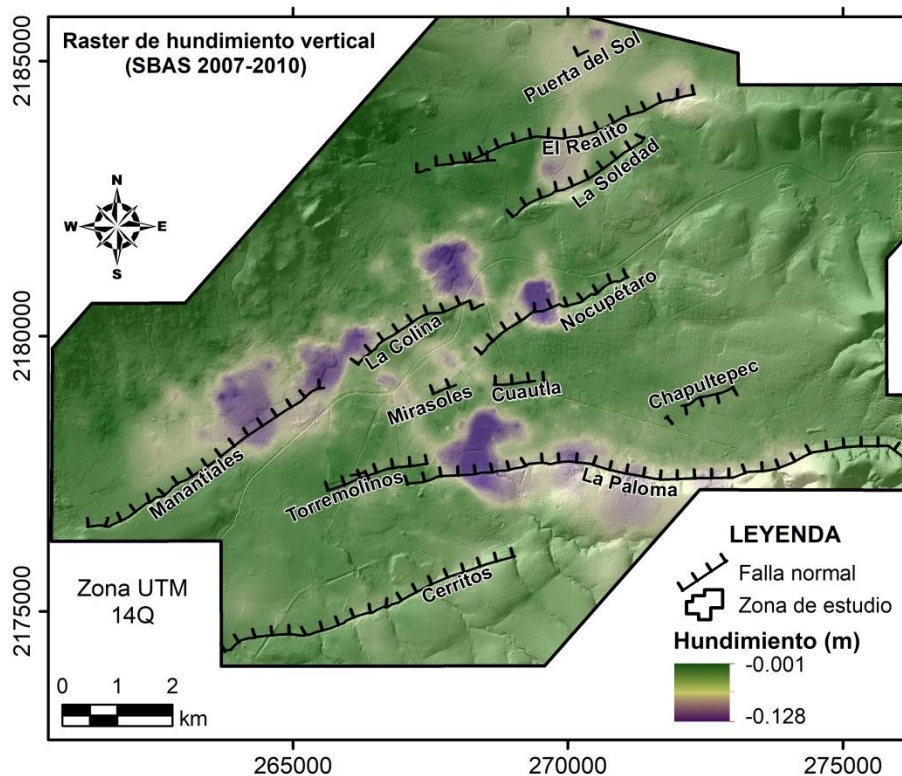


Fig. 7.16. Raster de Hv para el periodo 2007-2010 con resolución espacial de 5 m.

La Fig. 7.17 muestra el raster de Hv producto de la serie de tiempo PSI (2014-2017). Se observa el patrón de alta deformación en la franja del bloque caído de las fallas La Colina y Manantiales.

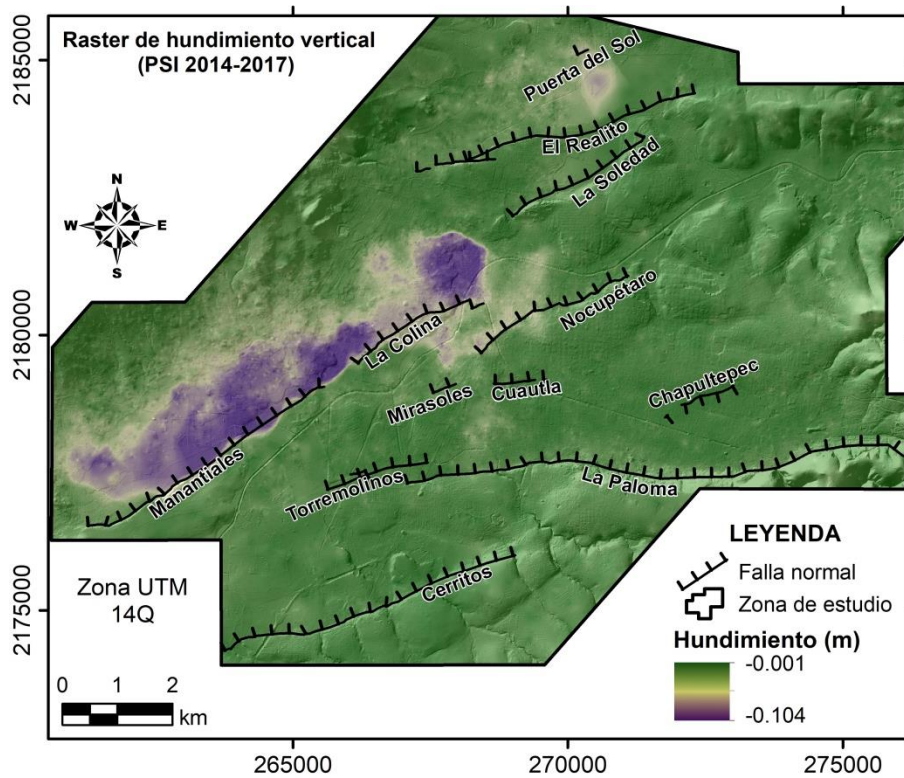


Fig. 7.17. Raster de HV para el periodo 2014-2017 con resolución espacial de 5 m.

El mapa de la [Fig. 7.18](#) expone el comportamiento y hundimiento promedio de la SDCE en la zona de estudio. Esto, como resultado de la fusión de los raster de Hv SBAS (2007-2010) y Hv PSI (2014-2017). Como se puede observar, el comportamiento de la subsidencia se concentra de manera fuerte en la franja de los bloques caídos de las fallas La Colina y Manantiales como lo exhiben los resultados PSI (más actuales) mientras que las zonas mayormente afectadas en SBAS juegan un rol menos preponderante, debido a que actualmente estas regiones han descendido sus tasas de hundimiento de manera sustancial.

En este punto cabe acentuar que al utilizar la serie de tiempo y no la tasa de deformación InSAR en el cálculo del hundimiento vertical, se reduce el efecto de “linealizar” el fenómeno. Esto significa que el hundimiento responde al comportamiento “real” que presenta cada PS a lo largo del tiempo.

Finalmente, con base en el raster de Hv promedio se obtiene los raster de Hv para los periodos 2007-2010 y 2014-2017 que posteriormente fueron utilizados para obtener los MDE₂₀₁₇ y MDE₂₀₅₀ afectados por subsidencia.

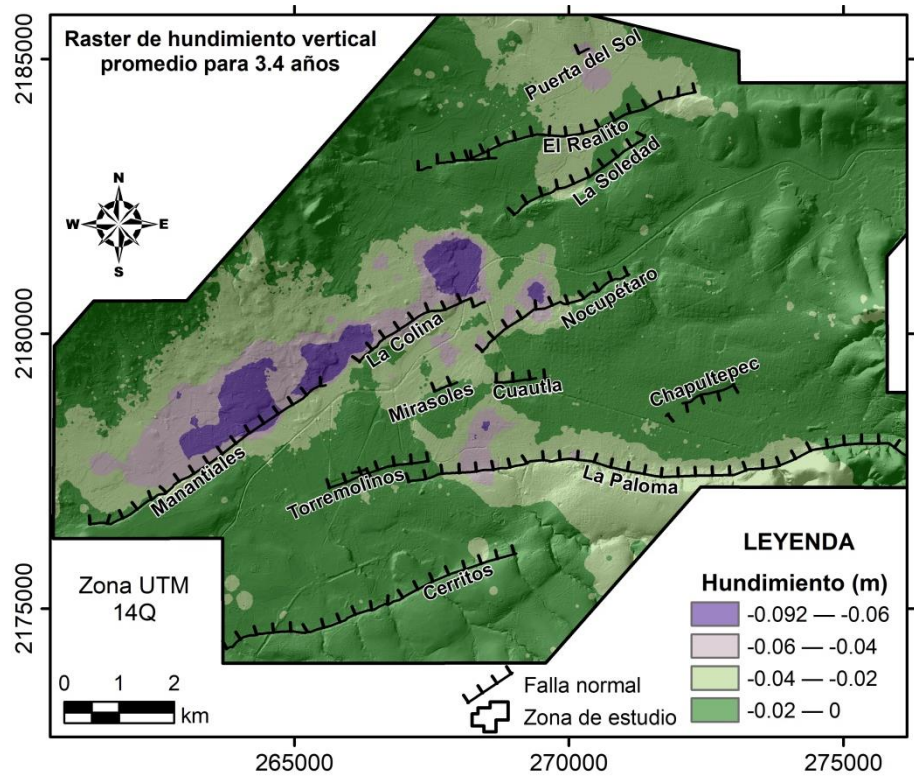


Fig. 7.18. Raster de Hv promedio para un periodo de 3.4 años con resolución espacial de 5 m.

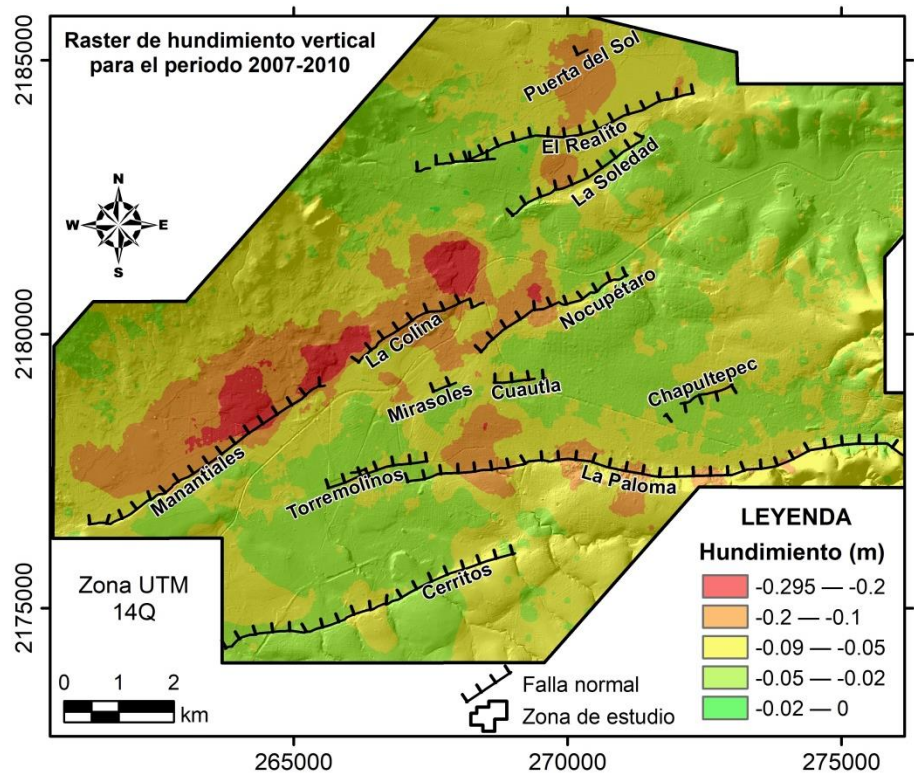


Fig. 7.19. Raster de Hv para el periodo 2007-2017 con resolución espacial de 5 m.

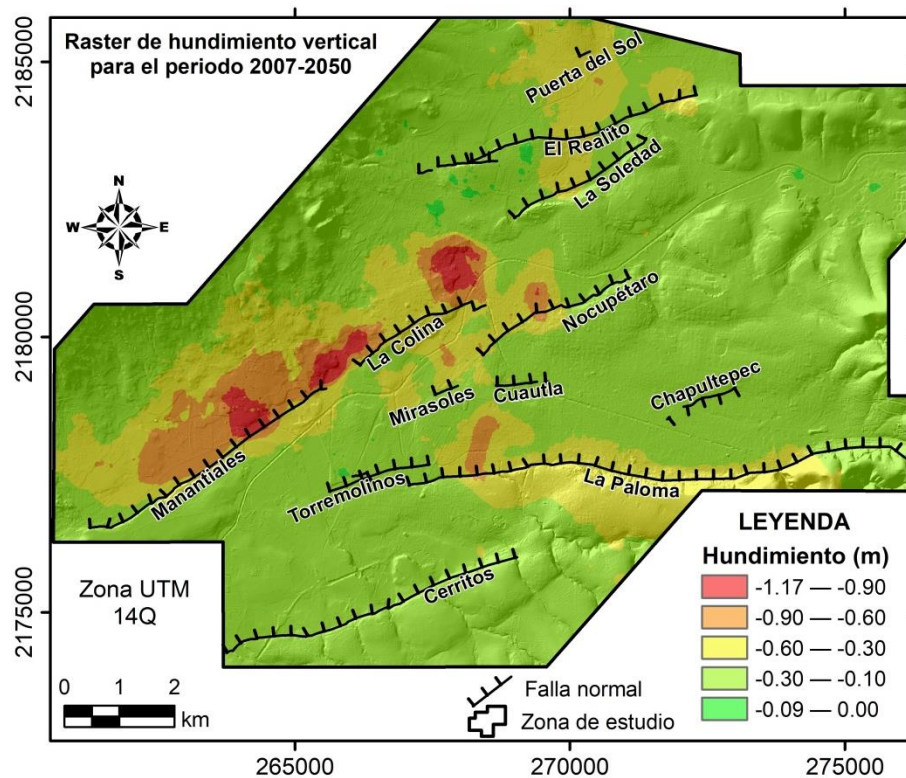


Fig. 7.20. Raster de HV para el periodo 2007-2050 con resolución espacial de 5 m.

7.5 Cuencas hidrográficas de la zona de estudio

7.5.1 Caracterización físico-geográfica

Para delimitar las cuencas de estudio se eligieron como puntos de salida de estas, aquellos que permitan una adecuada simulación del flujo hacia aguas abajo, sin reducir el área de interés a simular, pero además, que considere el tránsito del flujo en zonas con subsidencia. Otro aspecto que se consideró es la existencia de estructuras hidráulicas de control, como es el caso de la presa Cointzio que funciona como estructura reguladora del flujo de la cuenca del Río Grande. En este sentido, se han delimitado siete cuencas que tienen influencia hidráulica en la zona de estudio, las cuales se han denominado:

1. Cuenca hidrográfica del Río Grande (CHRG)
2. Cuenca hidrográfica del Dren Itzicuario (CHDI)
3. Cuenca hidrográfica del Dren La Alberca (CHDA)
4. Cuenca hidrográfica del Río Chiquito (CHRC)
5. Cuenca hidrográfica del Dren Quinceo (CHDQ)
6. Cuenca hidrográfica del Arroyo de Tierras (CHAT)
7. Cuenca hidrográfica del Dren Ciénega Grande (CHCG)

Para comprender el contexto físico-geográfico de las cuencas hidrográficas a continuación se agregan los mapas temáticos correspondientes.

La Fig. 7.21 muestra los climas predominantes, la precipitación media anual y la temperatura media anual de acuerdo con información cartográfica del INEGI (2018a) escala 1: 1, 000,000. Se observa que predominan temperaturas de clima templado y un régimen pluviométrico entre 1,200 y 800 mm de lluvia anual.

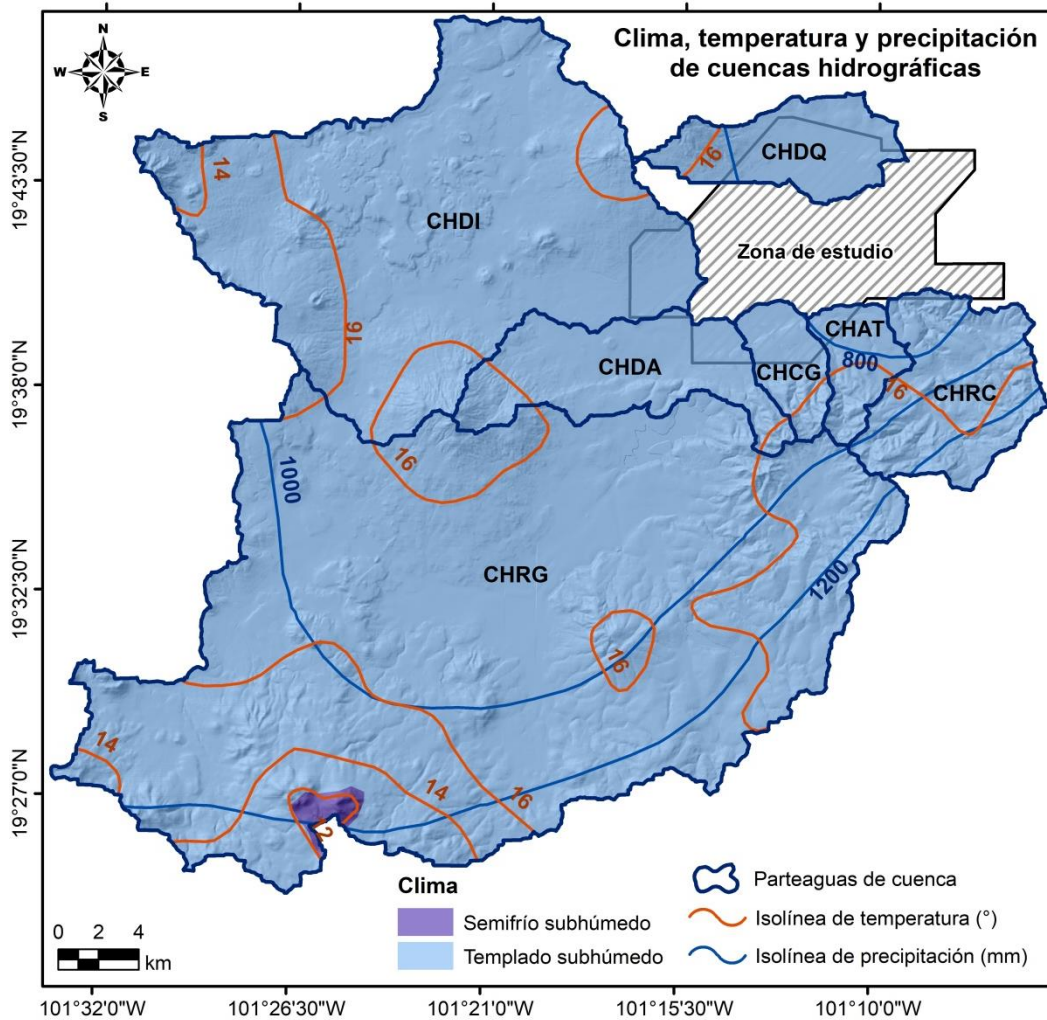


Fig. 7.21. Clima, temperatura y precipitación media anual de las cuencas hidrográficas de estudio.

La Tabla 7.3 y la Fig. 7.22 muestran la extensión territorial que ocupan las subprovincias fisiográficas en las cuencas de estudio, estos datos corresponden a la cartografía de INEGI (2001) escala 1: 1, 000,000. Principalmente se identifican tres subprovincias: Mil Cumbres, Neovolcánica Tarasca, y Sierras y Bajíos Michoacanos, predominando territorialmente la Neovolcánica Tarasca. Las características principales de estas subprovincias fisiográficas pueden leerse en el Capítulo 4.

Tabla. 7.3. Superficie que ocupan las subprovincias fisiográficas en las cuencas hidrográficas.

Subprovincia fisiográfica	Cuenca hidrográfica						
	CHRG	CHDI	CHDA	CHRC	CHDQ	CHAT	CHCG
	Área (km ²)						
Cuerpo de agua	5.32						
Mil Cumbres	84.24		7.86	62.73		19.14	12.26
Neovolcánica Tarasca	573.94	263.06	38.01			18.95	
Sierras y Bajíos Michoacanos	0.62	47.66	19.72	0.67	23.56	1.64	7.99
Área total	664.12	310.72	65.59	63.40	42.51	20.78	20.24

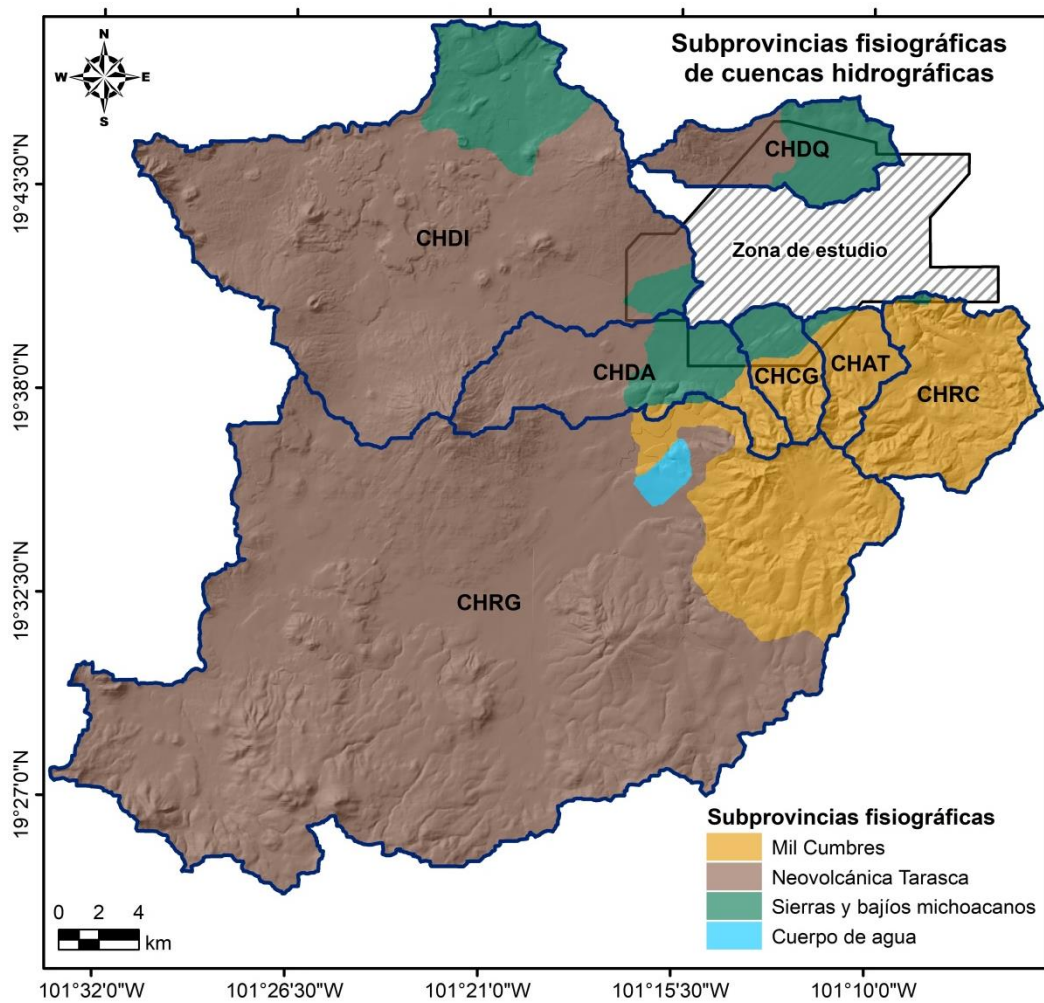


Fig. 7.22. Distribución territorial de las subprovincias fisiográficas que predominan en las cuencas de estudio.

La distribución espacial de las subprovincias fisiográficas se complementa con el sistema de topoformas (Fig. 7.23) en donde predominan morfologías de sierra, llanura, meseta y lomerío, esto a causa de la gran influencia volcánica del Mioceno-Plioceno (Tabla 7.4).

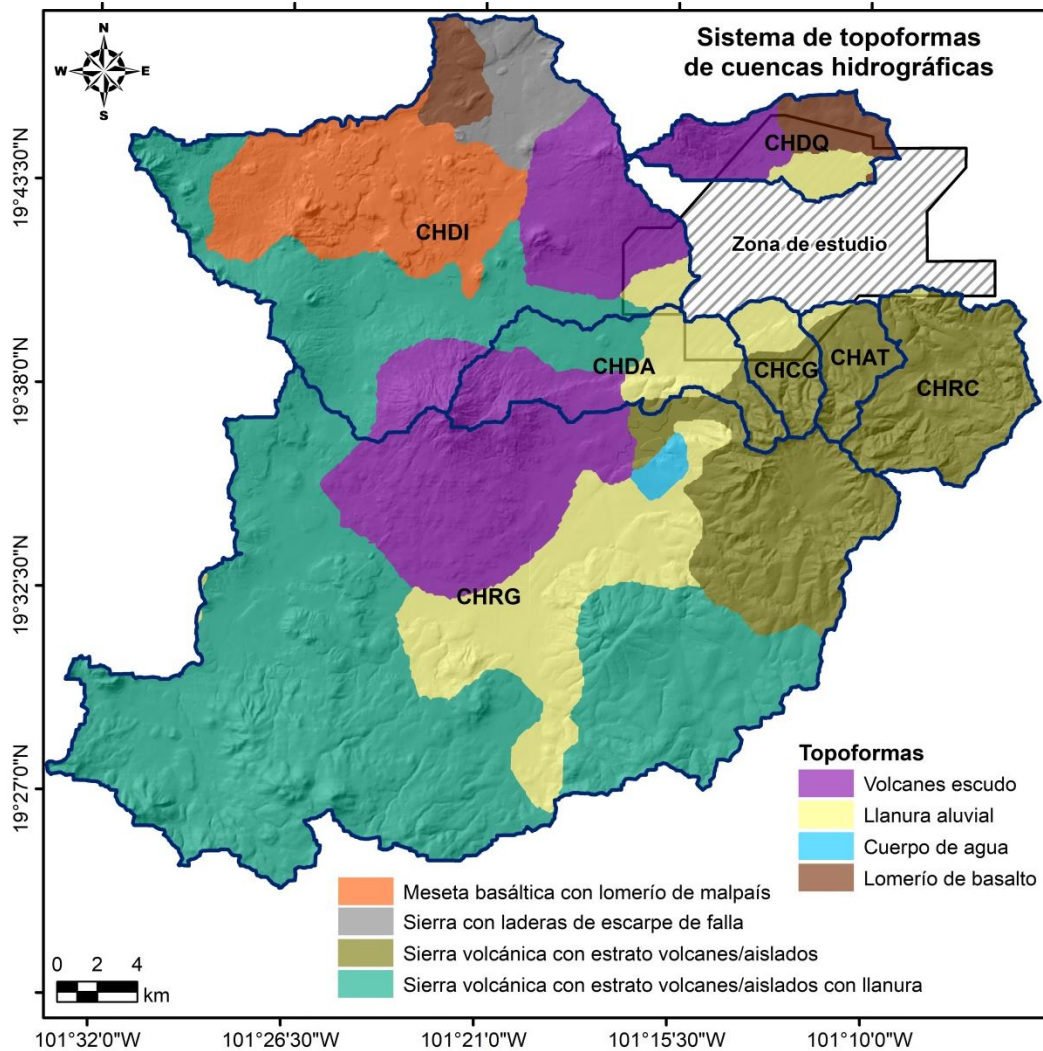


Fig. 7.23. Sistema de topoformas de las cuencas hidrográficas de estudio.

La litología de las cuencas hidrográficas fue construida a partir de dos fuentes, en primer lugar, se utilizó la información de las cartas geológicas escala 1:50,000 de la antigua Secretaría de Programación y Presupuesto (INEGI, 2016b) las cuales abarcan la mayor parte de las cuencas CHRG, CHDI y CHDA (Fig. 7.24 y Tabla 7.5). Para este caso, la descripción de las diferentes litologías puede consultarse en las cartas geológicas E14A12, E14A13, E14A22, E14A23, E14A32 y E14A33. En segunda instancia, se consultó la geología elaborada y descrita por Gómez-Vasconcelos (2012) ya que esta cubre casi en totalidad la superficie de las cuencas CHDQ, CHCG, CHAT y CHRC. La descripción de estas unidades litológicas ha sido descrita en el Capítulo 4, cuyos nombres coinciden con las etiquetas mostradas en la Fig. 7.24 por lo que puede ser consultada con facilidad.

Tabla 7.4. Superficie del sistema de topoformas en las cuencas hidrográficas.

Topoforma	Cuenca hidrográfica						
	CHRG	CHDI	CHDA	CHRC	CHDQ	CHAT	CHCG
	Área (km ²)						
Cuerpo de agua	5.30						
Llanura aluvial	98.70	6.20	19.70	0.70	9.13	1.68	7.95
Sierra volcánica con estrato volcanes / aislados	84.20		7.90	62.70		19.10	12.30
Sierra volcánica con estrato volcanes / aislados con llanura	381.42	96.30	16.30				
Sierra con laderas de escarpe de fallas		27.30					
Volcanes escudo	94.50	69.80	21.69		18.95		
Meseta basáltica con lomerío y malpaís		96.92					
Lomerío de basalto		14.20			14.43		
Área total	664.12	310.72	65.59	63.40	42.51	20.78	20.25

De acuerdo con la cartografía escala 1: 1, 000,000 del [INEGI \(1993\)](#), en las cuencas de estudio se pueden encontrar las siguientes clases de vegetación y uso de suelo: a) área agrícola, b) bosque, c) cuerpos de agua, d) matorral, e) pastizal y f) pastizal-área agrícola. No obstante, el conjunto de datos vectoriales de uso del suelo y vegetación escala 1: 250,000, serie V (capa unión) presenta una clasificación más detallada ([Fig. 7.25](#) y [Tabla 7.6](#)). Además, esta información ha sido obtenida a partir de la aplicación de técnicas de fotointerpretación con imágenes de satélite Landsat TM5 seleccionadas del año 2011 ([INEGI, 2015b](#)). La descripción detallada de las diversas clases puede ser consultada en la Guía para la interpretación de cartografía Uso del Suelo y Vegetación de [INEGI \(2017\)](#).

Por último, la [Fig. 7.26](#) y la [Tabla 7.7](#) presentan el tipo de suelo que existe en las cuencas. La información corresponde a las cartas edafológicas E14A12, E14A13, E14A22, E14A23, E14A32 y E14A33 escala 1:50,000 de la [INEGI \(2016a\)](#). En este caso la descripción de los tipos de suelo puede ser consultada de manera minuciosa en el Diccionario de Datos Edafológicos versión 3 ([INEGI, 2014](#)) y en la Base Mundial para el recurso del Suelo ([WRB, 2014](#)).

La bibliografía con respecto a la caracterización físico-geográfica y morfométrica de las cuencas de aporte hidráulico a la ciudad de Morelia son escasos. Algunos pocos trabajos se han encontrado, aunque sus temáticas de estudio atienden otras problemáticas. Por ejemplo, [García-Acevedo \(2011\)](#) realiza una simulación numérica del transporte de contaminantes sobre el Río Grande, mientras que [Hernández-Bedolla \(2014\)](#) evalúa el efecto del cambio

climático sobre la calidad del sistema hídrico de la ciudad. Ambas investigaciones valiéndose de una previa y correcta caracterización morfométrica de la cuenca del Río Grande.

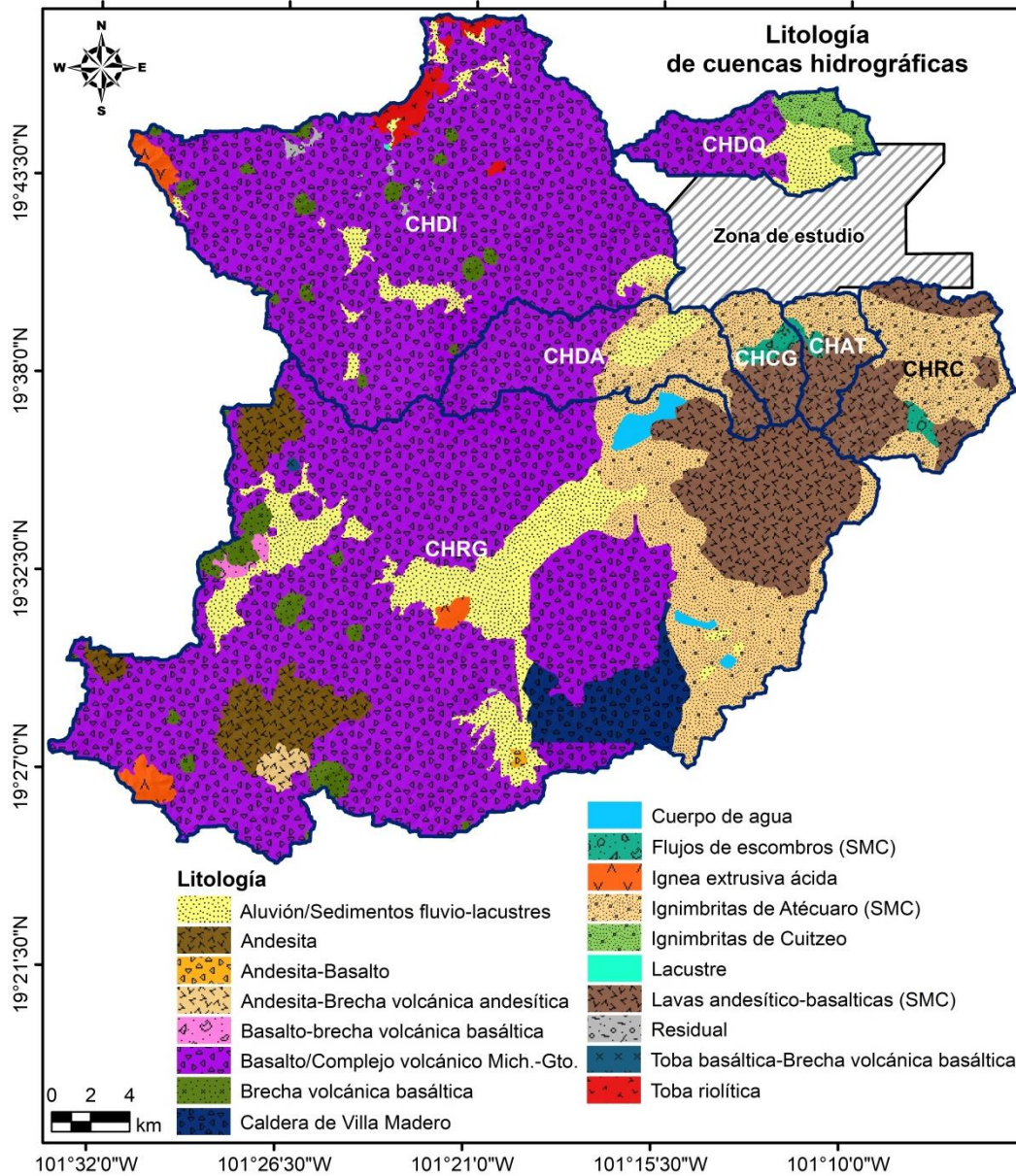


Fig. 7.24. Litología de las cuencas hidrográficas de estudio.

Piñón-Flores et al. (2014) presenta un trabajo sobre integridad biótica de la microcuenca del río Chiquito; asimismo, el INIRENA (2006) y el IMPLAN (2016) elaboran un plan de manejo integral de dicha cuenca con una base previa de sus características físicas. Por su parte, Sánchez-Sepúlveda (2011) realiza un estudio de la calidad del agua del río Chiquito, basándose en un análisis precedente de las características geológico-geográficas de la cuenca de dicho cauce.

Tabla 7.5. Extensión territorial que abarcan las litologías en las cuencas de estudio.

Litología	Cuenca hidrográfica						
	CHRG	CHDI	CHDA	CHRC	CHDQ	CHAT	CHCG
	Área (km ²)						
Aluvión/Sedimentos fluviolacustres	72.11	17.04	7.21		10.45		
Andesita	38.87						
Andesita-Basalto	0.60						
Andesita-Brecha volcánica andesítica	4.06						
Basalto/Complejo volcánico Mich.-Gto.	347.27	274	35.03		22.53		
Basalto-Brecha volcánica basáltica	2.21						
Brecha volcánica basáltica	13.54	7.84					
Caldera de Villa Madero	38.58						
Flujos de escombros (SMC)				1.82		1.43	3.15
Ígnea extrusiva ácida	6.51						
Ignimbritas de Atécuaro (SMC)	75.62	1.27	18.34	34.99		8.72	8.62
Ignimbritas de Cuitzeo					9.53		
Lacustre		0.07					
Lavas andesítico-basálticas	64.28		5.01	26.59		10.64	8.47
Residual	0.09	1.74					
Toba basáltica-Brecha volcánica basáltica	0.39						
Toba riolítica		8.74					
Área total	664.12	310.72	65.59	63.40	42.51	20.78	20.25

[Carlón-Allende y Mendoza \(2007\)](#) presentan un análisis hidrometeorológico de las estaciones de la cuenca del lago de Cuitzeo, en donde se exhiben algunas características geomorfológicas de dicha cuenca hidrográfica, la cual alberga algunas de las cuencas que se analizan en este trabajo. De la misma manera, los trabajos sobre inundaciones del [IMTA \(2004, 2014\)](#) presentan la descripción y caracterización de las cuencas que drenan sus aguas pluviales a la ciudad de Morelia.

Finalmente, se puede mencionar a [Mendoza-Cantú y López-Granados \(2008\)](#) quienes realizan la caracterización físico-geográfica de la cuenca del río Grande, siendo de los pocos trabajos que atienden esta línea de investigación.

Dado que no es objetivo de esta investigación atender la caracterización de las cuencas no se ha realizado una descripción detallada de los datos cartográficos presentados en este subcapítulo. No obstante, las investigaciones antes mencionadas y sus referencias pueden ser consultadas para mejorar o contrastar la caracterización físico-geográfica de algunas de las cuencas que se presentan en este trabajo.

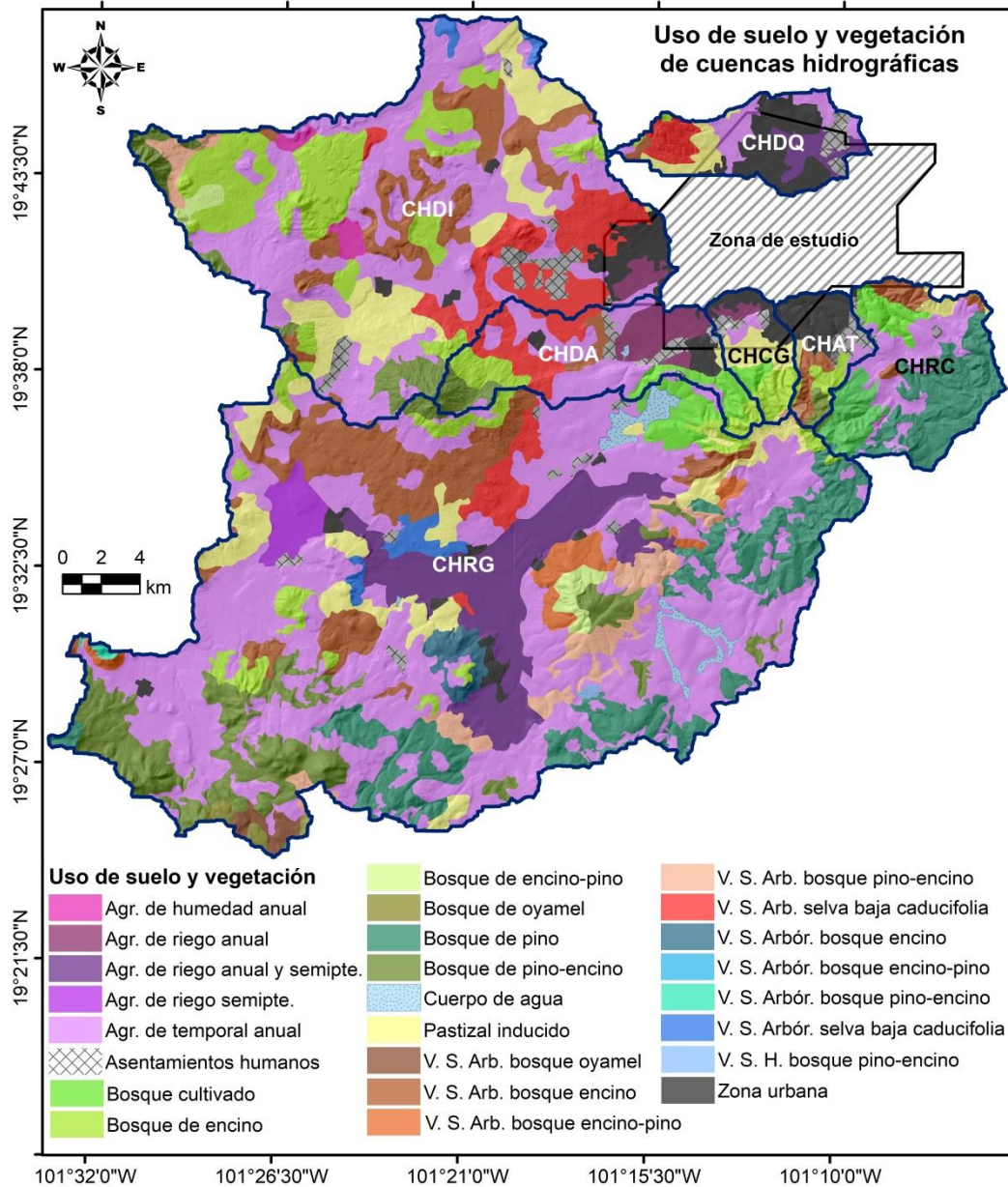


Fig. 7.25. Uso de suelo y vegetación de las cuencas hidrográficas de estudio.

Las características físicas naturales mostradas en las Figs. 7.21-7.26 son necesarias para comprender los mecanismos de las inundaciones, ya que tienen una influencia significativa en las características del hidrograma de una cuenca. Esto está relacionado en gran medida con la permeabilidad, transmisibilidad y almacenamiento de agua de la cuenca (Barry y Chorley 1998; Robinson et al., 2000; Ward y Robinson 2000). El cambio de uso de suelo (por ejemplo, la deforestación) puede aumentar el riesgo y la magnitud de las inundaciones. Por lo tanto, es muy importante cuantificar estos aspectos con la mayor precisión posible, con el fin de ayudar a analizar la respuesta hidrológica de las cuencas hidrográficas.

Tabla 7.6. Distribución territorial de la vegetación y uso de suelo en las cuencas hidrográficas de estudio.

Uso de suelo y vegetación	Cuenca hidrográfica						
	CHRG	CHDI	CHDA	CHRC	CHDQ	CHAT	CHCG
	Área (km ²)						
Agricultura de riego anual		3.30	9.75				1.30
Agricultura de riego anual y semipermanente	59.41				5.19		
Agricultura de riego semipermanente	10.58						
Agricultura de humedad anual		4.13					
Agricultura de temporal anual	263.16	109.51	17.52	15.56	7.99	1.10	1.22
Asentamientos humanos	3.79	8.40	3.55	0.91	3.08	2.47	1.62
Bosque cultivado	8.49		5.45	5.58		0.003	2.15
Bosque de encino	19.25	51.69	7.29	8.77	0.53	2.82	4.28
Bosque de encino-pino	5.01	2.71		0.002			
Bosque de oyamel	2.91						
Bosque de pino	66.19			25.91			
Bosque de pino-encino	59.12	13.07	4.29	0.40		1.56	
Cuerpo de agua	8.98		0.19				
Pastizal inducido	33.93	34.74	0.60	1.73	4.81	0.52	5.39
Vegetación secundaria arbórea de bosque de encino	6.86		2.13				
Vegetación secundaria arbórea de bosque de encino-pino	0.03						
Vegetación secundaria arbórea de bosque de pino-encino	0.89						
Vegetación secundaria arbórea de selva baja caducifolia	6.46	2.40					
Vegetación secundaria arbustiva de bosque de encino	54.22	34.21		4.40	0.78	3.12	
Vegetación secundaria arbustiva de bosque de encino-pino	12.46						
Vegetación secundaria arbustiva de bosque de oyamel	4.22						
Vegetación secundaria arbustiva de bosque de pino-encino	20.59	4.19				0.39	0.15
Vegetación secundaria arbustiva de selva baja caducifolia	10.65	31.86	11.17		5.23		
Vegetación secundaria herbácea de bosque de pino-encino	0.64						
Zona urbana	6.30	10.52	3.65	0.15	14.91	8.78	4.13
Área total	664.12	310.72	65.59	63.40	42.51	20.78	20.25

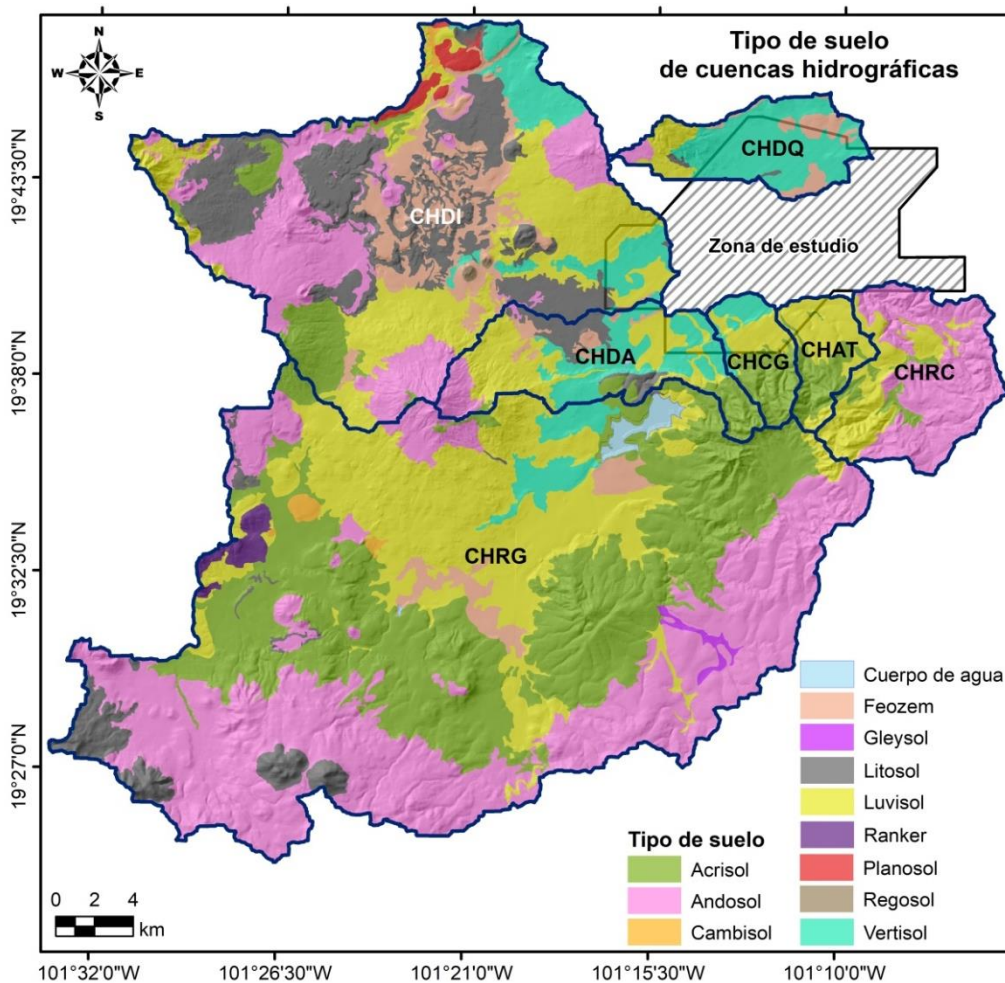


Fig. 7.26. Tipo de suelo de las cuencas hidrográficas de estudio.

Tabla 7.7. Tipos de suelo que predominan en las cuencas hidrográficas de estudio.

Tipo de suelo	Cuenca hidrográfica						
	CHRG	CHDI	CHDA	CHRC	CHDQ	CHAT	CHCG
	Área (km ²)						
Acrisol	222.53	20.10	7.95	4.09		8.36	9.81
Andosol	234.10	70.14	4.97	41.85	1.52	0.01	
Cambisol	2.68	1.02					
Cuerpo de agua	4.99		0.18				
Feozem	14.15	37.48	3.59		6.28		
Gleysol	2.60						
Litosol	24.39	76.85	7.71		0.63		
Luvisol	140.06	73.56	21.81	17.46	5.50	12.40	5.97
Ranker	6.39						
Planosol		5.73					
Regosol		0.73					
Vertisol	12.79	25.83	19.37		28.59		4.47
Área total	664.12	310.72	65.59	63.40	42.51	20.78	20.25

7.5.2 Caracterización morfométrica

La respuesta del escurrimiento de la cuenca es distinta para diferentes pendientes, formas, longitudes, anchos y áreas de la cuenca (Romshoo et al., 2012), por esta razón, el **análisis morfométrico**, es un requisito previo para la simulación y modelación de eventos de inundación.

El análisis morfométrico de una cuenca hidrográfica desempeña un papel importante en la comprensión del comportamiento geo-hidrológico de la cuenca y revela información sobre el clima predominante, geología, geomorfología, antecedentes estructurales, entre otros. Los hidrólogos y geomorfólogos han reconocido que varios fenómenos hidrológicos importantes pueden correlacionarse con las características fisiográficas de las cuencas, tales como tamaño, forma, pendiente, densidad de drenaje, longitud y número de cauces tributarios, etc (Hajam et al., 2013).

Por lo antes expuesto se han calculado los parámetros de geometría, sistema de drenaje, textura de drenaje y parámetros de relieve (Tabla 7.8), con el propósito de aplicar los resultados en el cálculo de avenidas de inundación.

Como complemento a la Tabla 7.8, se pueden encontrar en el Anexo E, los perfiles longitudinales de los cauces principales (Figs. E1-E7) y las curvas hipsométricas (Figs. E8-E14) de las siete cuencas hidrográficas.

La correcta interpretación de los parámetros morfométricos permite evaluar los factores hidrológicos que hacen que una cuenca sea más o menos propensa a la generación de inundaciones. Considerando esto, la interpretación de los parámetros morfométricos de las cuencas de estudio que se presenta enseguida, se llevó a cabo considerando las referencias de la Tabla 6.3 y los trabajos recientes de diversos autores como Altaf et al. (2013), Banerjee et al. (2015), Das et al. (2012), Hajam et al. (2013), Romshoo et al. (2012), Singh et al. (2014), Soni (2016), Sreedevi et al. (2013).

1. Cuenca hidrográfica del Río Grande (CHRG)

Geometría de la cuenca. Es la cuenca más grande dentro de la zona de estudio (Tabla 7.8 y Fig. 7.27) y en consecuencia la que mayores volúmenes de agua puede generar ante los eventos de lluvia. Los parámetros de forma sugieren una cuenca ovalada medianamente alargada, lo que indica un pico de flujo más o menos plano, lo que podría facilitar la gestión de inundaciones. El coeficiente de circularidad es bajo, lo que indica baja descarga de escurrimiento y alta permeabilidad de la condición del subsuelo.

Sistema de drenaje. Es una cuenca de orden 5, el coeficiente de bifurcación es intermedio al igual que el coeficiente Rho, esto sugiere un almacenamiento hidrológico moderado durante las inundaciones. La pendiente de su cauce principal es baja aunque con un desnivel altitudinal de casi 1 km, indicativo de buena capacidad de arrastre de sedimentos gruesos y erosión moderada del cauce.

Tabla 7.8. Morfometría de las cuencas hidrográficas en estudio.

Parámetro morfométrico	CHRG	CHDI	CHDA	CHRC	CHDQ	CHAT	CHCG	
Geometría de la cuenca	[A] en km ²	664.12	310.72	65.59	63.40	42.51	20.78	20.25
	[P] en km	153.77	95.97	51.92	39.36	36.57	22.40	20.00
	[Lb] en km	36.25	28.94	12.92	10.22	12.55	6.78	7.22
	[Wb] en km	18.32	10.74	5.08	6.20	3.39	3.06	2.80
	[Rf]	0.51	0.37	0.39	0.61	0.27	0.45	0.39
	[Re]	0.80	0.69	0.71	0.88	0.59	0.76	0.70
	[Rc]	0.35	0.42	0.31	0.51	0.40	0.52	0.64
	[Cc]	1.68	1.54	1.81	1.39	1.58	1.39	1.25
	[Sf]	1.98	2.70	2.55	1.65	3.70	2.21	2.57
	[Rs]	0.59	0.65	0.55	0.72	0.63	0.72	0.80
	[F]	0.33	0.40	0.28	0.32	0.35	0.30	0.45
Sistema de drenaje	[U]	5	5	4	4	4	3	3
	[Nu]	1446	1045	233	112	128	35	14
	[Lu] en km	802.79	410.73	86.75	65.26	56.88	22.74	22.12
	[Lsm]	0.51	0.33	0.50	0.54	0.29	0.77	1.22
	[RL]	0.96	0.90	1.33	0.89	0.92	1.59	0.61
	[Rbm]	2.01	1.63	7.38	3.43	1.87	3.75	3.30
	[Rbwm]	2.01	1.79	7.29	2.61	1.83	2.99	2.67
	[R]	0.48	0.55	0.18	0.26	0.49	0.42	0.19
	[Ci] en msnm	2932.60	2604.42	2571.77	2249.61	2410.08	2275.85	2274.63
	[Cf] msnm	1974.96	1883.03	1879.85	1930.64	1880.12	1960.65	1891.02
	[Dac] en m	957.64	721.40	691.92	318.98	529.96	315.21	383.61
	[Cl] en km	50.02	37.93	14.76	12.73	12.64	6.69	9.02
	[Clv] en km	30.60	26.16	11.46	9.56	10.28	5.94	6.76
	[Sc]	0.015	0.017	0.042	0.020	0.042	0.046	0.045
Análisis de textura de drenaje	[Si]	1.63	1.45	1.29	1.33	1.23	1.13	1.33
	[Rt1]	4.72	5.12	2.08	1.19	2.46	0.98	0.40
	[Dt]	9.40	10.89	4.49	2.85	3.50	1.56	0.70
	[T]	2.63	4.45	4.70	1.82	4.03	1.84	0.76
	[Fs]	2.18	3.36	3.55	1.77	3.01	1.68	0.69
	[Dd]	1.21	1.32	1.32	1.03	1.34	1.09	1.09
	[C]	0.83	0.76	0.76	0.97	0.75	0.91	0.92
	[Di]	1.80	2.54	2.69	1.72	2.25	1.54	0.63
	[Lo]	0.41	0.38	0.38	0.49	0.37	0.46	0.46
	Patrón de drenaje	Dendrí-tico	Dendrí-tico	Dendrí-tico	Dendrí-tico	Dendrí-tico	Dendrí-tico	Dendrí-tico
Parámetros de relieve	[z] en m	1968.00	1883.00	1866.00	1931.20	1877.00	1964.10	1891.00
	[Z] en m	3425.80	3339.10	3082.50	2607.20	2741.50	2543.60	2544.00
	[H] en m	1457.80	1456.10	1216.50	676.00	864.50	579.50	653.00
	[Em] en msnm	2301.50	2260.51	2081.31	2232.19	2014.47	2168.77	2079.60
	[Emd] en msnm	2309.00	2284.00	2047.00	2239.00	1973.00	2188.00	2075.00
	[Ef] en msnm	2271.70	2186.35	1916.65	2184.70	1913.00	2157.25	1918.20
	[Rh]	0.040	0.050	0.094	0.066	0.069	0.085	0.090
	[Rn]	0.83	0.91	1.09	1.52	1.55	1.89	1.67
	[Cm]	3.47	7.28	31.73	35.21	47.39	104.38	102.72
	[Sc] en %	12.90	10.17	14.44	20.92	13.67	22.04	19.34

Análisis de textura de drenaje. La textura de su drenaje es fina, la frecuencia de corrientes es moderada al igual que la densidad de drenaje (Fig. 7.27). Esto indica un buen desagüe ante las precipitaciones, lo que podría reflejarse en un tiempo de concentración del flujo moderado.

Parámetros de relieve. La pendiente media, el coeficiente de masividad, el coeficiente de rugosidad y la relación de relieve son bajos. Su curva hipsométrica indica que se trata de una cuenca y un cauce principal en fase de equilibrio o madurez, es decir, aún con capacidad de transporte de sedimentos pero también con deposición en el fondo del cauce (ver Anexo E, Fig. E8).

2. Cuenca hidrográfica del Dren Itzícuaró (CHDI)

Geometría de la cuenca. Ocupa el segundo lugar en tamaño con una superficie de 310.72 km² (Tabla 7.8 y Fig. 27). De acuerdo a sus parámetros de forma es una cuenca alargada, su coeficiente de compacidad indica la tendencia a alejarse de la circularidad. Esta forma indica que tiene una respuesta intermedia o moderada ante eventos lluviosos.

Sistema de drenaje. Es una cuenca de orden 5, con coeficiente de bifurcación promedio bajo lo que indica una cuenca con relieve ondulado. La pendiente de su cauce principal es muy baja y es considerado un río sinuoso. El desnivel topográfico del río es importante comparado con su longitud, lo que lo hace proclive a generar avenidas súbitas.

Análisis de textura de drenaje. El coeficiente de textura de drenaje es muy alto, lo que indica una textura muy fina como resultado de rocas débiles poco permeables y escasa vegetación. La frecuencia de corrientes y la densidad de drenaje son de intermedias a altas, sin embargo, la constante de mantenimiento del canal y la longitud del flujo superficial son bajas.

Parámetros de relieve. Es una cuenca con pendiente media baja (Fig. 7.28), de la misma manera lo son su coeficiente de rugosidad y la relación de relieve. Sin embargo, presenta un desnivel topográfico de casi 1500 m con una longitud axial relativamente baja. Su curva hipsométrica muestra una tendencia a la senectud indicativo de poca capacidad de transporte de sedimentos y una mayor deposición (ver Anexo E, Fig. E9).

3. Cuenca hidrográfica del Dren La Alberca (CHDA)

Geometría de la cuenca. Se trata de una cuenca mediana, con una forma achatada y muy alargada, así lo indican el R_f , R_e y el R_c (Tabla 7.8 y Fig. 7.27). Esta forma le permite tener un tiempo de concentración del flujo superficial alto y un hidrograma pronunciado.

Sistema de drenaje. Es una cuenca con orden de corrientes intermedio y un coeficiente de bifurcación demasiado alto, que resulta anómalo; esto se debe a que es una cuenca con varios cambios de relieve lo que modifica considerablemente la cantidad de escurrimientos de un orden a otro. El coeficiente R_{ho} es muy bajo lo que sugiere un bajo almacenamiento de agua durante las lluvias. La pendiente de su cauce principal es baja, aunque su desnivel altitudinal es importante. Es un cauce con alineamiento recto.

Análisis de textura de drenaje. La textura del drenaje es de tipo moderada, la frecuencia de corrientes y la densidad de drenaje son de media a alta. La constante de mantenimiento del

canal es baja y la intensidad de drenaje es alta. El valor del coeficiente L_0 es moderado. Todos estos parámetros indican una geología poco permeable, baja capacidad de infiltración y una mayor tasa de escurrimiento.

Parámetros de relieve. El número de rugosidad es relativamente bajo al igual que el coeficiente de compacidad y la pendiente media, esto indica una cuenca con relieve moderado poco complejo (Fig. 7.28) y menos propensión a la erosión. La hipsometría de la cuenca indica una tendencia evidente a la vejez por lo que el escurrimiento debería ser lento con poco transporte de sedimentos (ver Anexo D, Fig. D10).



Fig. 7.27. Orden de corrientes de las cuencas hidrográficas de estudio. El patrón de drenaje de las cuencas es de tipo dendrítico, lo que indica la presencia de suelos homogéneos y litologías con una resistencia uniforme a los procesos erosivos.

4. Cuenca hidrográfica del Río Chiquito (CHRC)

Geometría de la cuenca. El área de la CHRC indica que se trata de una cuenca mediana, con forma ovalada y tendencia a la circularidad (Tabla 7.8 y Fig. 7.27); esta forma indica una

cuenca compuesta de materiales geológicos homogéneos y permeables, también indica un relieve alto y propensa a presentar altos picos de caudal de corta duración.

Sistema de drenaje. El orden de corrientes es de 4, indicativo de una cuenca con descarga y velocidad de mediana a alta. El coeficiente de bifurcación de 3.43 indica una cuenca de tipo montañoso y un patrón de drenaje que no ha sido distorsionado por perturbaciones estructurales. El coeficiente Rho sugiere una cuenca con almacenamiento hidrológico mediano durante las inundaciones. La pendiente de su cauce principal es baja, lo que muestra poco arrastre de sedimentos y velocidades de bajas a medianas del flujo superficial.

Análisis de textura de drenaje. Presenta una textura de drenaje gruesa (Fig. 7.27), lo que sugiere una densidad de drenaje baja debido a la buena permeabilidad de los materiales subsuperficiales, esto también favorece a la recarga de agua subterránea y menores tasas de escurrimiento. La frecuencia de corrientes y la densidad de drenaje son bajas lo que advierte una vegetación densa, geología permeable, relieve bajo y por consiguiente inundaciones menos probables. El arrastre de sedimentos es de moderado a bajo.

Parámetros del relieve. Evaluando los parámetros de relieve, se trata de una cuenca montañoso, con terreno fuertemente ondulado (Fig. 7.28), moderadamente propensa a la erosión del suelo y por consiguiente al arrastre de sedimentos sueltos. El análisis de la curva hipsométrica exhibe claramente una cuenca en estado de equilibrio.

5. Cuenca hidrográfica del Dren Quinceo (CHDQ)

Geometría de la cuenca. Se trata de una cuenca pequeña de 42.51 km², su coeficiente de forma indica una cuenca muy alargada (Tabla 7.8 y Fig. 7.27). Esta condición de la cuenca sugiere picos de flujo planos pero de larga duración; menor erosión y capacidad de transporte de sedimentos y se favorece la disminución de las inundaciones porque los arroyos fluyen hacia la corriente principal a mayores intervalos de tiempo. También se puede concluir una alta permeabilidad del suelo.

Sistema de drenaje. Es una cuenca con orden de corrientes 4, un coeficiente de bifurcación bajo, el coeficiente Rho es menor a 0.5; su río principal es poco sinuoso, con pendiente moderada y un desnivel altitudinal de 530 m.

Análisis de textura de drenaje. Se trata de una cuenca de baja densidad de drenaje, esto produce una textura de drenaje gruesa producto de una topografía plana, materiales geológicos permeables y vegetación densa. La frecuencia de corrientes es moderada y la constante *C* es baja. La longitud del flujo superficial indica pendientes suaves, escurrimiento superficial bajo y trayectos de flujo más largos.

Parámetros de relieve. Estos parámetros indican una cuenca con poca influencia topográfica (Fig. 7.28), sin embargo, su cauce principal tiene un desnivel altitudinal importante, lo que puede provocar flujo a altas velocidades y con arrastre de sedimentos. La curva hipsométrica es típica de una cuenca con valles extensos y cumbres escarpadas (ver Anexo E, Fig. E12).

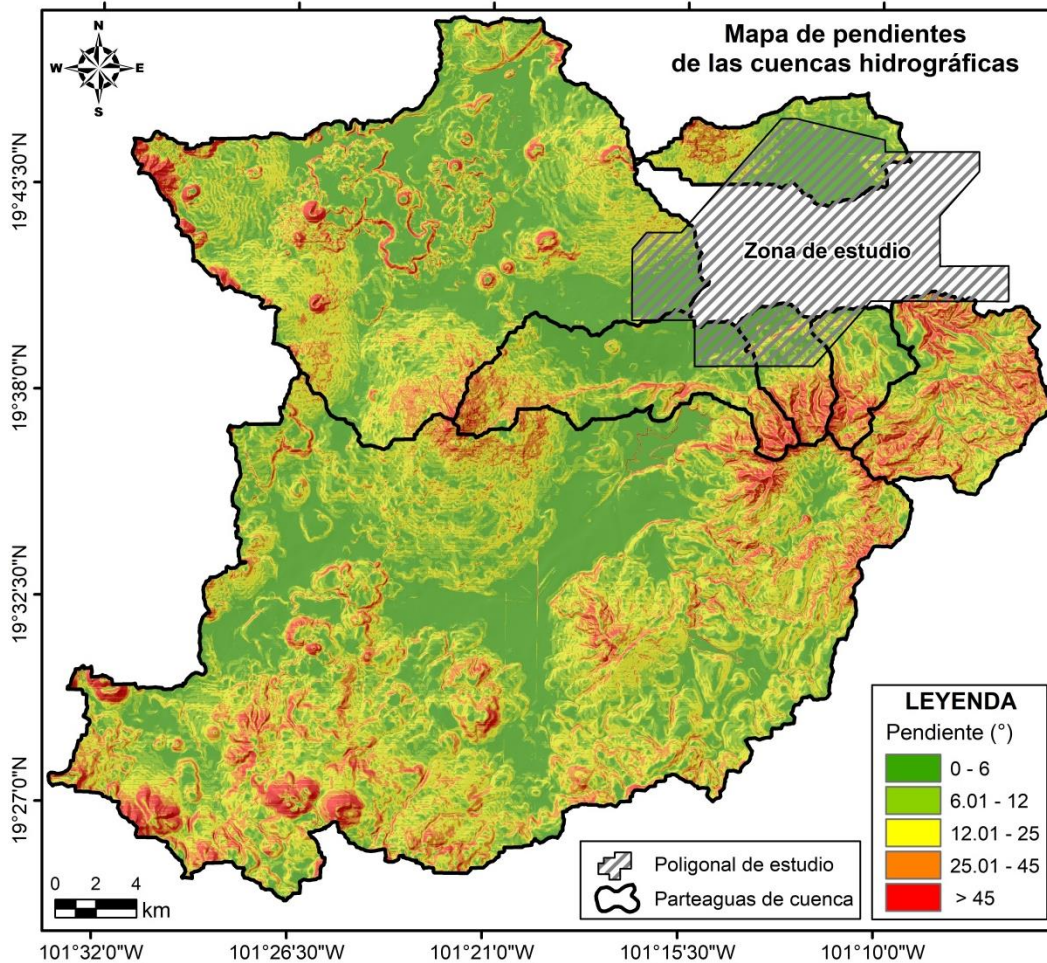


Fig. 7.28. Mapa de pendientes de las cuencas hidrográficas. La clasificación de las pendientes está en función de la inestabilidad de laderas.

6. Cuenca hidrográfica del Arroyo de Tierras (CHAT)

Geometría de la cuenca. Se trata de una cuenca pequeña (Tabla 7.8 y Fig. 7.27). De acuerdo al R_f , R_e y R_c es una cuenca alargada con poca tendencia a la circularidad. Estos parámetros sugieren un comportamiento similar a la CHDQ. El valor de R_c indica una cuenca compuesta de materiales geológicos homogéneos y permeables.

Sistema de drenaje. Es una cuenca con orden de corrientes bajo, lo que indica un sistema de drenaje poco desarrollado. Tiene un coeficiente de bifurcación bajo, mostrando que la geología ejerce poca influencia sobre el patrón de drenaje. El coeficiente Rho sugiere una cuenca con bajo almacenamiento hidrológico. Los parámetros del cauce principal indican un cauce pequeño, casi recto y con pendiente moderada, lo que propiciará caudales con velocidades medianas y susceptibilidad de erosionar el fondo. Existe susceptibilidad de avenidas súbitas por las características del cauce principal.

Análisis de textura de drenaje. Presenta una textura de drenaje muy gruesa, lo que se ve reflejado en una baja frecuencia de corrientes. La densidad de drenaje también es baja al igual que la constante de mantenimiento del canal. Estos parámetros indican una cuenca con escurrimiento lento y por lo tanto la ocurrencia de inundaciones es menos probable.

Parámetros del relieve. Estos parámetros indican un relieve moderado con pendientes de moderadas a suaves (Fig. 7.28). El número de rugosidad es moderado lo que sugiere un relieve no muy complejo, pero con moderada tendencia a la erosión de las laderas.

7. Cuenca hidrográfica del Dren Ciénega Grande (CHCG)

Geometría de la cuenca. Se trata de la cuenca más pequeña en el análisis, con un área de 20.25 km² (Tabla 7.8 y Fig. 7.27). Tiene una forma muy alargada. Esto representa baja descarga de escurrimiento y alta permeabilidad de la condición del subsuelo. La forma alargada de la cuenca también es indicativa de menor erosión.

Sistema de drenaje. La cuenca presenta un orden de corrientes de 3, su coeficiente de bifurcación y coeficiente Rho son bajos, lo que sugiere una cuenca con poca influencia de la geología en su sistema de drenaje. Un sistema de drenaje escaso repercute en un almacenamiento hidrológico bajo y bajas probabilidades de picos altos en hidrogramas. Su cauce principal es casi recto y con pendiente baja por lo que el arrastre de sedimentos en el fondo es bajo.

Análisis de textura de drenaje. La textura de drenaje es muy gruesa con pocos escurrimientos de orden 1. Esto es producto de una geología de rocas masivas y resistentes, una vegetación densa y relieve poco abrupto. La frecuencia de corrientes es muy baja lo que reduce la probabilidad de inundaciones en la parte baja. La densidad de drenaje es similar a la CHAT pues comparten la misma estructura litológica por lo que se sugiere una capacidad de infiltración alta. El valor de C es bajo lo que está asociado con suelos débiles o de baja resistencia. La intensidad de drenaje es baja lo que muestra una superficie rebajada por la denudación y que puede ser susceptible de deslizamientos y erosión en laderas.

Parámetros de relieve. La relación de relieve Rh , es baja, lo mismo que la pendiente media y el número de rugosidad; esto es muestra de una cuenca con relieve moderado (Fig. 7.28), la intensidad de los procesos de erosión en las laderas es de media a baja. La hipsometría de la cuenca advierte que se trata de un cauce en equilibrio y una cuenca en etapa de madurez (ver Anexo E, Fig. E14).

Para concluir la interpretación de los parámetros morfométricos debe decirse que aunque la CHRG es la que puede generar mayores volúmenes de agua, su salida se encuentra interrumpida por la presa Cointzio, lo que reduce el riesgo de inundaciones hacia aguas abajo; a excepción de un rompimiento de la presa o apertura de las compuertas para el desagüe súbito. En cuanto a la CHDI, debido a su forma podría presentar tiempos de concentración más cortos y escurrimientos más veloces, no obstante, su relieve es bajo y su cauce principal sinuoso, lo que también reduce el riesgo de inundaciones súbitas. La CHDA podría concentrar rápidamente el escurrimiento, sin embargo, uno de sus afluentes principales está controlado por la presa Cointzio lo que regula el flujo hacia aguas abajo evitando así inundaciones repentinas. Por último, las cuencas que deben acaparar la atención como generadoras de

inundaciones súbitas y con transporte de sedimentos son CHRC, CHDQ, CHAT y CHCG, esto no solo debido a sus características morfométricas, sino también a su rápida y continua urbanización (Fig. 7.25).

7.6 Análisis de lluvias y régimen pluviométrico

La **precipitación** es, en general, el termino que se refiere a todas las formas de humedad provenientes de la atmosfera y depositadas en la superficie terrestre, tales como lluvia, granizo, rocío, neblina o nieve (Monsalve, 2000). De acuerdo con esta definición, a partir de ahora nos referiremos como lluvia al tipo de humedad que consideramos como el primer factor de escurrimiento superficial sobre las cuencas de estudio. No obstante, debido al uso generalizado y convencional de la **letra P** para referirse a la lluvia, esta letra se utilizará para abreviar los términos reiterados de las distintas magnitudes de lluvia.

7.6.1 Distribución y selección de estaciones pluviométricas

En el estado de Michoacán existen 251 estaciones climatológicas, entre las cuales se encuentran estaciones pluviométricas (117 operando y 127 suspendidas), Estaciones Meteorológicas Automáticas o EMAs (Angamacutiro, Apatzingán, Uruapan, Mariposa Monarca I, Mariposa Monarca II y Presa Zicuirán) y Estaciones Sinópticas Meteorológicas Automáticas o ESIMEs (Zamora y Morelia).

Con base en un criterio de ubicación geográfica, 30 de las 244 estaciones pluviométricas tienen influencia sobre las cuencas hidrográficas y la zona urbana de Morelia. No obstante, considerando su registro histórico de **lluvia máxima en 24 horas (PM_{24h})**, cuatro de ellas no cumplen con el criterio de 25 años de registro mínimo para cálculos de periodos de retorno (Aparicio-Mijares, 2006). Además, su eliminación no interfiere en la cobertura espacial, ya que otras estaciones cercanas cubren geográficamente su posición. Las estaciones descartadas fueron: 16004 Álvaro Obregón (SMN), 16034 El Jacal (SMN), 16257 Santa Isabel de Ajuno y 16513 El Jacal (DGE).

Por otra parte, la estación 16247 Capula tiene 19 años de registros, pero debido a que su posición es indispensable para conocer el régimen pluviométrico en la CHDI se consideró forzoso mantenerla dentro del estudio. De esta manera, para análisis subsecuentes se tienen **26 estaciones pluviométricas** con un promedio de 45 años de registros de PM_{24h} (Fig. 7.29 y Tabla 7.9).

Un breve análisis indica que la estación 16001 presenta el valor máximo histórico de PM_{24h} con una cantidad de 320 mm, mientras la estación 16028 presenta el mínimo con un valor de 65 mm. Por otro lado, la estación 16136 registra el valor máximo histórico de lluvia total anual con un valor de 6,545.56 mm, mientras que la estación 16119 exhibe el valor mínimo con 1,001.6 mm.

De acuerdo con la información de la Tabla 7.9, julio es el mes más lluvioso, lo que concuerda con el pico pluviométrico que se presenta en toda la región IV Costas del Pacífico-Sur de México debido a la influencia de las lluvias monzónicas de la costa del Océano Pacífico (Méndez-González et al., 2008).

Las Figs. 7.30 y 7.31 presentan la lluvia media anual (PMA) y la lluvia media del máximo (PMMáx-24h) en 24 horas para cada estación.

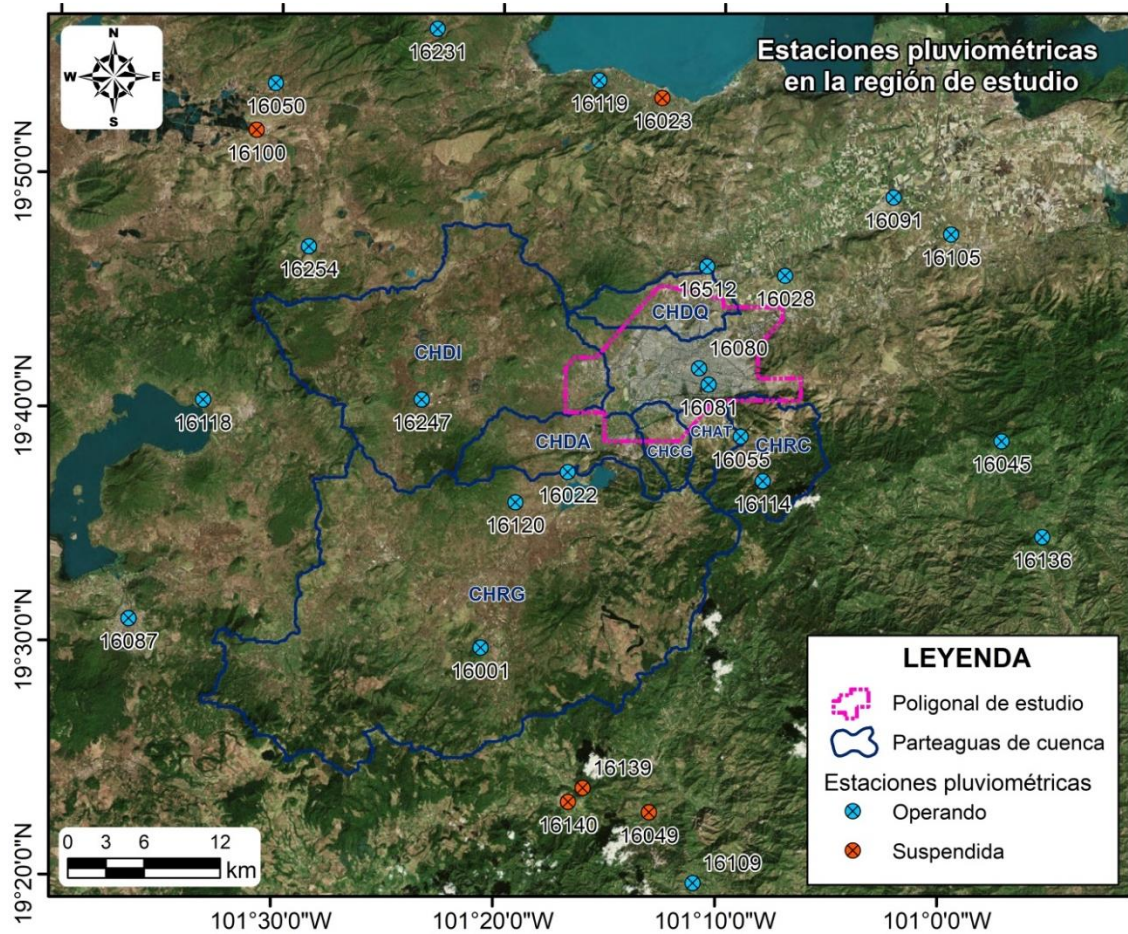


Fig. 7.29. Ubicación espacial de las estaciones pluviométricas en la zona de estudio.

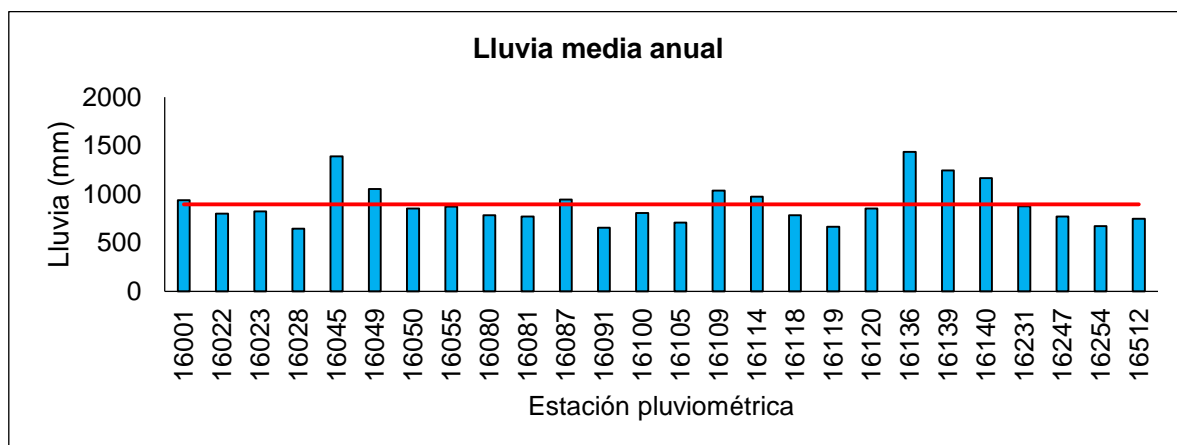


Fig. 7.30. Lluvia media anual para cada estación pluviométrica de la Fig. 7.29. La línea roja indica el valor medio de la variable pluviométrica graficada, el cual es de 896.77 mm.

Tabla 7.9. Relación de estaciones pluviométricas con influencia en la zona de estudio.

Clave	Nombre	Latitud (°)	Longitud (°)	Altura (msnm)	Situación	Registro (en años)	Número de años con datos aceptables	Lluvia media del máximo histórico en 24 h (mm)	Lluvia máxima histórica en 24 h (mm)	Lluvia media anual acumulada (mm)	Lluvia máxima histórica acumulada anual (mm)	Mes más lluvioso
16001	Acuitzio del Canje	19.4989	-101.3447	2200.0	Operando	1961-2015	38	57.2	320.0	938.5	2038.2	Julio
16022	Cointzio	19.6250	-101.2811	2096.0	Operando	1940-2006	61	44.4	135.8	800.8	1392.3	Julio
16023	Copándaro de Galeana	19.8922	-101.2136	1840.0	Suspendida	1969-2001	28	44.6	71.0	826.2	1027.5	Julio
16028	Cuitzillo Grande	19.7667	-101.1194	1987.0	Operando	1969-2007	36	40.1	65.0	645.5	1012.4	Julio
16045	El Temazcal	19.6506	-100.9550	2220.0	Operando	1965-2014	48	63.5	133.0	1390.6	2145.2	Julio
16049	Etúcuaro	19.3833	-101.2167	1690.0	Suspendida	1944-1988	43	56.1	124.0	1056.8	1565.0	Julio
16050	Huaniqueo	19.8992	-101.5047	2040.0	Operando	1948-2014	66	49.1	89.0	854.3	1236.0	Julio
16055	Jesús del Monte	19.6517	-101.1514	2180.0	Operando	1935-2015	79	35.6	97.0	874.8	1517.6	Julio
16080	Morelia (OBS)	19.7000	-101.1833	1913.0	Operando	1986-2015	29	51.0	95.1	786.7	1039.5	Julio
16081	Morelia	19.6886	-101.1761	1908.0	Operando	1947-2015	69	45.0	85.3	773.4	1151.6	Julio
16087	Pátzcuaro	19.5164	-101.6097	2140.0	Operando	1969-2015	42	53.1	170.0	947.4	1857.9	Julio
16091	Álvaro Obregón (DGE)	19.8233	-101.0383	1840.0	Operando	1966-2015	47	44.2	104.0	655.2	1008.9	Julio
16100	Puente San Isidro	19.8658	-101.5189	2022.0	Suspendida	1947-1933	45	46.4	70.9	809.6	1188.3	Julio
16105	Quirio	19.7975	-100.9950	1858.0	Operando	1963-2015	50	45.0	107.1	708.2	1112.5	Julio
16109	San Diego Curupatzco	19.3333	-101.1833	1444.0	Operando	1922-2015	92	57.1	154.0	1038.8	1743.5	Julio
16114	San Miguel del Monte	19.6203	-101.1342	1965.0	Operando	1963-2015	42	50.6	95.0	977.8	2000.5	Julio
16118	Santa Fe	19.6731	-101.5561	2203.0	Operando	1963-2014	48	34.1	70.0	786.4	1440.5	Agosto
16119	Santa Rita	19.9039	-101.2611	1880.0	Operando	1964-2015	29	50.5	90.0	667.6	1001.6	Septiembre
16120	Santiago Undameo	19.6028	-101.3200	2130.0	Operando	1953-2007	54	44.6	82.0	854.5	1277.0	Julio
16136	Tzitzio	19.5825	-100.9239	1565.0	Operando	1969-2015	41	69.1	110.5	1437.7	6545.6	Julio
16139	Villa Madero	19.4000	-101.2667	2097.0	Suspendida	1943-1984	42	68.0	194.0	1246.9	1997.0	Septiembre
16140	Villa Madero (CFE)	19.3900	-101.2775	2182.0	Suspendida	1961-1993	33	68.1	194.0	1166.6	1695.9	Septiembre
16231	Las Cruces Barreras	19.9389	-101.3833	2408.0	Operando	1982-2015	33	49.9	74.5	878.3	1232.2	Julio
16247	Capula	19.6750	-101.3917	2097.0	Operando	1981-2007	19	43.8	75.3	771.0	1264.6	Julio
16254	Teremendo	19.7833	-101.4778	2188.0	Operando	1982-2016	34	44.5	113.4	674.1	1117.9	Julio
16512	El Colegio	19.7725	-101.1781	1880.0	Operando	1986-2015	26	47.2	74.4	748.6	1009.8	Agosto

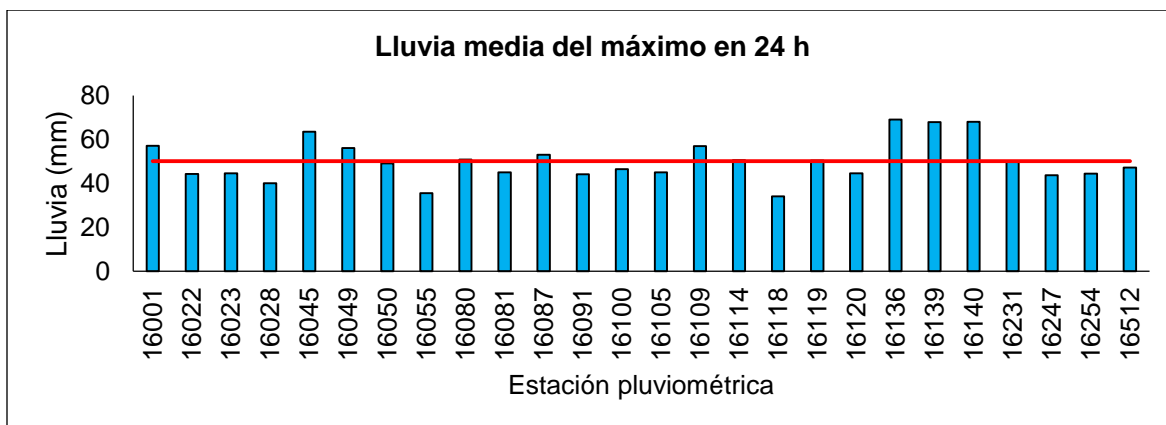


Fig. 7.31. Lluvia media del máximo en 24 horas para cada estación pluviométrica de la Fig. 7.29. La línea roja indica el valor medio de la variable graficada, el cual es de 50.1 mm.

Las estaciones que superan el umbral de los 896.77 mm de PMA son: 16001, 16045, 16049, 16087, 16109, 16114, 16136, 16139 y 16140, lo que sugiere que la región que recibe mayor cantidad de agua de lluvia se encuentra al SE de la zona de estudio (Figs. 7.29 y 7.30); este fenómeno pudiera influenciar la generación de avenidas más constantes y voluminosas en las cuencas del río Grande y río Chiquito. Por otro lado, las estaciones que superan el umbral de los 50.1 mm en PMMáx-24h son: 16001, 16045, 16049, 16080, 16087, 16109, 16114, 16119, 16136, 16139, 16140 (Figs. 7.29 y 7.31); esto podría estar indicando que la región de montañas hacia la parte sur de la CHRG es más propensa a la presencia de lluvias intensas.

7.6.2 Distribución temporal y espacial de la lluvia

De acuerdo con el IMTA (2004) la distribución temporal de la lluvia en la zona de estudio, incluyendo cuencas hidrográficas, es como se muestra en la Fig. 7.32. El 74.66% de la lluvia total anual se presenta durante los meses de junio, julio, agosto y septiembre, siendo julio el mes más lluvioso. Contrariamente, los meses de noviembre, diciembre, febrero y marzo son los menos lluviosos con menos del 2%. Estos valores indican una región con un régimen de lluvia del tipo continental y coinciden claramente con la distribución de la lluvia media mensual de la región IV estimada por Méndez-González et al. (2008).

Por otra parte, se llevó a cabo un análisis propio para determinar la distribución temporal de la lluvia, específicamente en la zona urbana de la ciudad de Morelia. Para esto, se consideraron los registros históricos de las estaciones 16022, 16080, 16081, 16055, 16512 y 16028, las cuales se ubican dentro y en las cercanías de la ciudad (ver Fig. 7.29). Los resultados confirman que la ciudad tiene un régimen pluviométrico en donde los meses más lluviosos coinciden con la temporada de lluvias de la región (verano) y los meses de invierno son los más secos (Fig. 7.33). Esto indica que la probabilidad de inundaciones es alta en la temporada de lluvias, principalmente por la presencia de tormentas duraderas y continuas. No obstante, no se descarta la presencia de eventos intensos de lluvia en los meses de invierno, esto

debido a la presencia de frentes fríos que se desplazan desde Canadá y Estados Unidos hacia el sur del país (García, 2003).

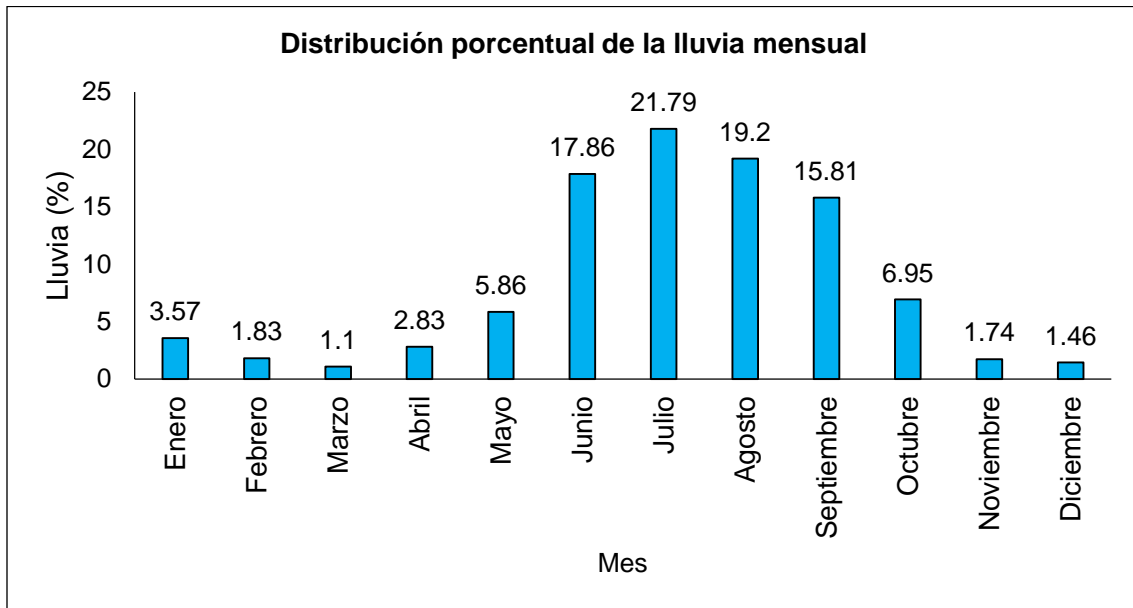


Fig. 7.32. Distribución porcentual de la lluvia mensual en la zona de estudio y región de cuencas hidrográficas. Modificada del IMTA (2004).

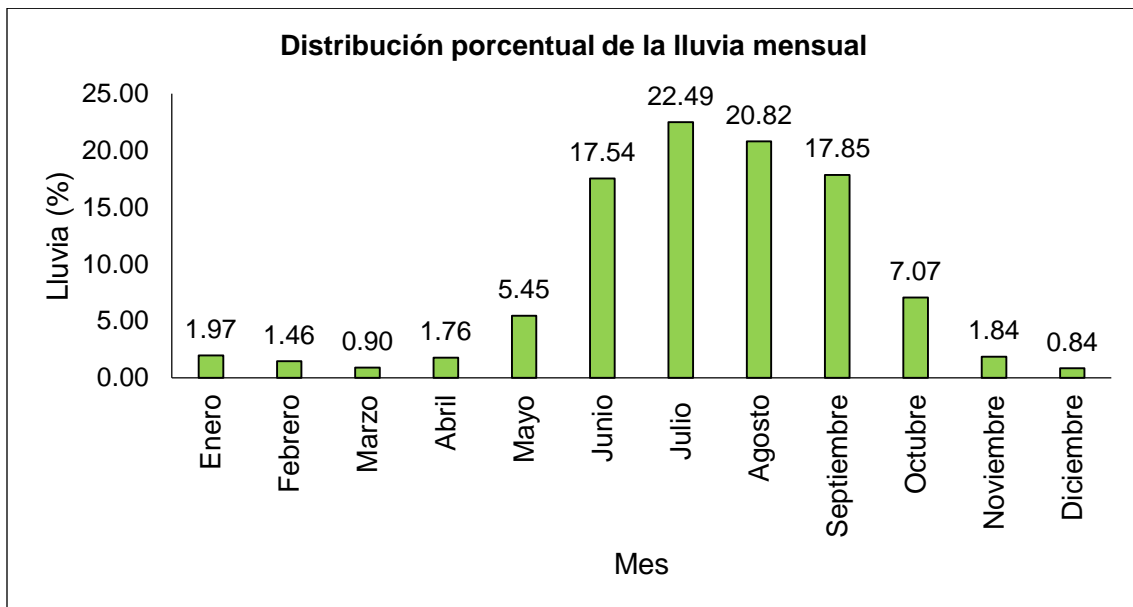


Fig. 7.33. Distribución temporal porcentual de la lluvia en la zona urbana de Morelia, Mich.

Para estimar la distribución espacial de la lluvia se tomaron en cuenta los datos de las series históricas de las 26 estaciones pluviométricas seleccionadas, dichas estaciones cuentan con registros desde el año 1922 hasta el 2016, en algunos casos (Tabla 7.9). Utilizando esta información se realizó el mapa de isoyetas de la Fig. 7.34, donde se observa que las isolíneas de PMA oscilan entre los 700 y 1050 mm, desde la CHDI hasta la CHRC. Este cálculo se correlaciona con el valor de 1007.67 mm/año estimado por Méndez-González et al. (2008) para la región pluviométrica IV.

También se puede observar que el régimen pluviométrico está gobernado por la orografía de la región, ya que las isolíneas se juntan hacia el SE, donde los valores altos de lluvia coinciden con la Sierra de Mil Cumbres. Particularmente, en la mancha urbana de la ciudad, la PMA ronda los 800-910 mm, esta cifra acota el régimen pluviométrico propuesto por INEGI (2018a) y el IMTA (2004, 2014) que oscilaba entre 450 y 1250 mm

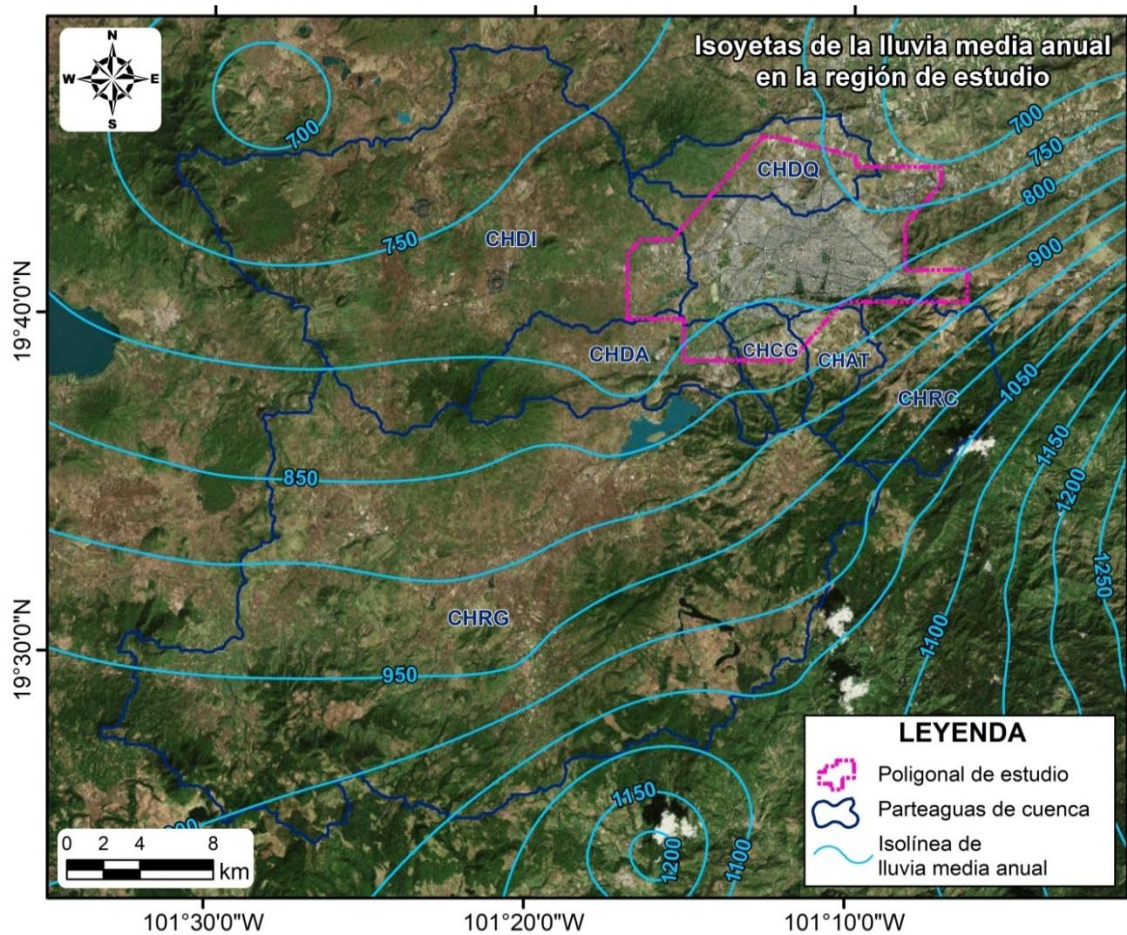


Fig. 7.34. Isoyetas de lluvia media anual para la zona urbana de Morelia y sus cuencas hidrográficas de aportación.

El mapa de isoyetas de la PM_{máx}-24h muestra que similar a la PM_{máx}-24h graficada en la Fig. 7.31, los valores máximos (hasta 400 mm) ocurren al sur-suroeste de la región de estudio, lo que significa que la parte alta de la cuenca del río Grande es propensa a la ocurrencia de eventos de lluvia intensos (Fig. 7.35). Por otro lado, en la zona urbana de Morelia se espera que los valores de PM_{máx}-24h oscilen entre 100 y 150 mm. Considerando que, de acuerdo con Corona-Morales (2009) se requieren tan solo 75 mm de lluvia para ocasionar peligro de inundaciones, es importante tener en cuenta que históricamente la PM_{máx}-24h es superior a ese valor, por lo que el riesgo latente de inundaciones es continuo.

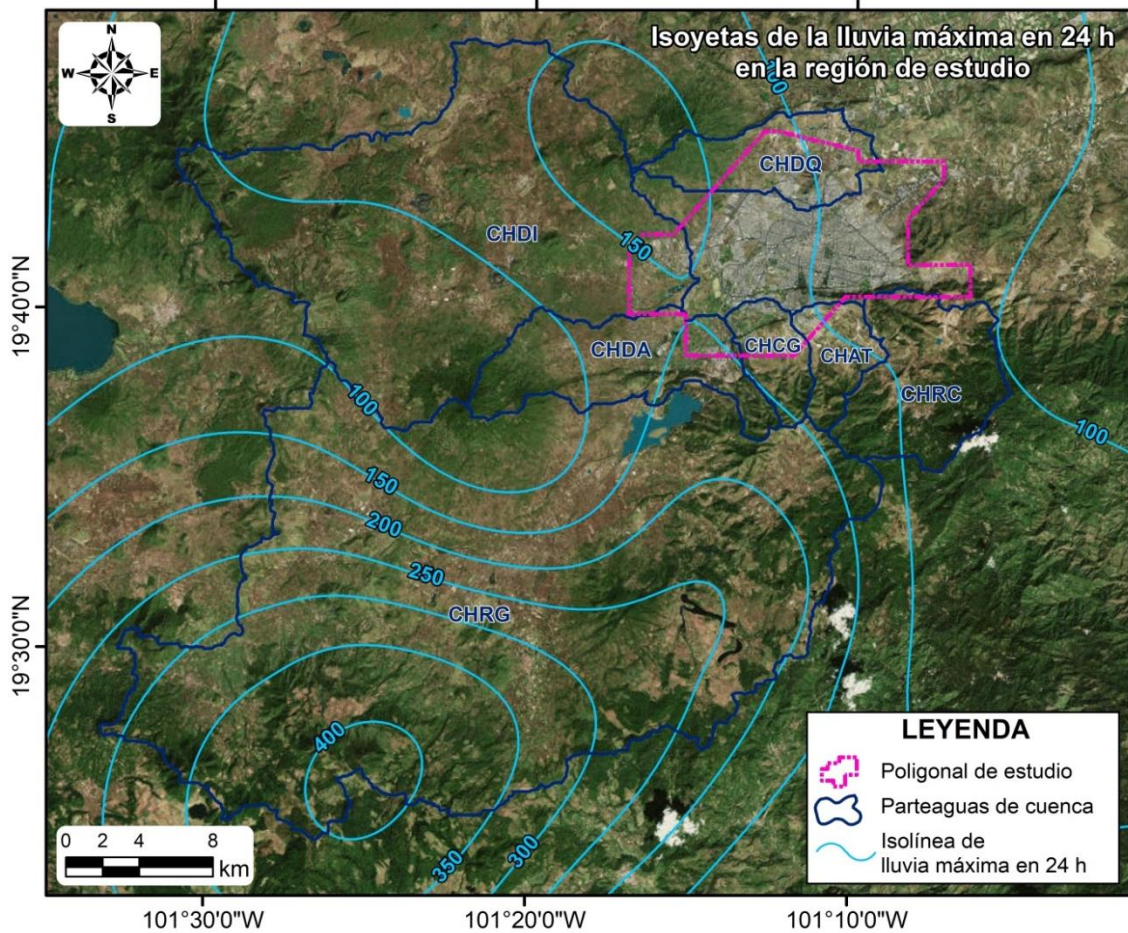


Fig. 7.35. Isoyetas de la lluvia máxima en 24 horas para la zona urbana de estudio y cuencas hidrográficas de aportación de flujo superficial.

7.6.3 Variabilidad climática de la zona de estudio

Con la finalidad de conocer cómo ha cambiado el régimen pluviométrico en los últimos años y atendiendo a la aseveración del IMTA (2004) que señala que el aumento general de las lluvias en la zona urbana de Morelia es influenciado por el cambio climático; se ha llevado a cabo una comparación de valores máximos y promedios de las lluvias históricas *versus* las lluvias de los últimos cinco años (2002-2006, de acuerdo con los registros de las estaciones analizadas) (Tablas 7.10 y 7.11).

De acuerdo con la [Tabla 7.10](#), la magnitud de la PMáx-24h solo ha sido excedida en la estación 16512, la magnitud de la lluvia máxima mensual ha sido superada en las estaciones 16028, 16080 y 16512, finalmente la lluvia máxima anual no ha sido excedida. Esto muestra la presencia de meses recientes que han superado la cantidad de lluvia máxima mensual histórica, en este caso se refiere a junio de 2004 (16028) y julio de 2011 (16080 y 16512), lo que podría darnos indicios de un incremento en el régimen pluviométrico mensual.

Tabla 7.10. Magnitud de lluvias máximas históricas vs magnitud de lluvias máximas recientes.

Estación	Últimos cinco años (2002-2006)	Registro histórico (1940-2006)	Últimos cinco años (2002-2006)	Registro histórico (1940-2006)	Últimos cinco años (2002-2006)	Registro histórico (1940-2006)
	Máxima en 24 h (mm)		Máxima mensual (mm)		Máxima anual (mm)	
16022	56.60	135.80	271.40	379.80	983.60	1392.30
16028	49.70	65.00	324.80	295.30	990.40	1012.40
16055	77.00	97.00	356.20	426.20	1256.01	1517.60
16080	70.00	95.10	333.88	287.90	850.30	1039.50
16081	63.70	85.30	258.60	294.73	727.40	1151.60
16512	74.40	65.40	315.60	294.50	906.30	1009.80

Por su parte, la [Tabla 7.11](#) muestra las medias de los valores máximos de las variables analizadas, en este caso la PMMáx-24h ha sido excedida en tres de las seis estaciones, de la misma manera sucede con la lluvia media del máximo mensual y por último, la magnitud de la lluvia media del máximo anual solo ha sido excedida en las estaciones 16022 y 16055. Teóricamente el análisis y comparación de las medias de los valores pluviométricos nos brindan una mayor certeza para interpretar la tendencia de las variables analizadas, por lo que estos resultados se inclinan en favor de un cambio (aumento) en el régimen y patrón de las lluvias diarias, mensuales y anuales.

Tabla 7.11. Magnitud de lluvias medias de los máximos históricos vs magnitud de lluvias medias de los máximos recientes.

Estación	Últimos cinco años (2002-2006)	Registro histórico (1940-2006)	Últimos cinco años (2002-2006)	Registro histórico (1940-2006)	Últimos cinco años (2002-2006)	Registro histórico (1940-2006)
	Media máxima en 24 h (mm)		Media máxima mensual (mm)		Media máxima anual (mm)	
16022	47.30	44.30	222.28	217.10	873.90	800.10
16028	35.78	40.01	166.46	186.00	628.38	645.49
16055	54.14	35.58	238.04	240.72	894.42	874.84
16080	49.76	50.95	229.80	217.68	759.04	786.71
16081	42.68	45.01	172.48	210.91	630.36	773.38
16512	51.90	47.20	247.58	217.35	727.66	748.57

Aunque este análisis brinda esbozos para considerar una influencia del cambio climático, ya que algunos valores de lluvia históricos han sido superados en los últimos años, este estudio no puede considerarse como concluyente. Por una parte, porque el lapso temporal de las lluvias históricas es relativamente corto para este tipo de análisis y en segundo lugar, porque habría que considerar otras magnitudes como la intensidad de tormenta, la cual suele ser un indicativo más preciso y sintomático; desafortunadamente esta medición solo puede ser obtenida con registros continuos de lluvia como los registrados por pluviógrafos o instrumentos de medición continua, los cuales son inexistentes en la zona de estudio.

Para complementar este análisis se revisaron también las series de tiempo de las variables: lluvia máxima en 24 horas anual, lluvia máxima mensual anual y lluvia total anual de las seis estaciones pluviométricas antes citadas. Esta revisión condujo a identificar únicamente en la estación 16055 un incremento temporal claro de estas variables, descrito con una pendiente lineal creciente y coeficientes de determinación R^2 entre 0.28 y 0.34 (Fig. 7.36 y Tabla 7.12) a diferencia de los valores obtenidos en los gráficos de las cinco estaciones pluviométricas restantes (Tabla 7.12), los cuales son muy bajos y cercanos a cero, indicando una tendencia estable de las variables evaluadas. Este último comportamiento de las variables pluviométricas analizadas se extiende a las 20 estaciones restantes, lo que indica que no es evidente la tendencia de un incremento de las lluvias en la región. Aunque es necesario extender el análisis a otras variables climáticas (como la temperatura, la humedad, etc.) y considerar diferentes escalas de tiempo y espacio como recomienda el IPCC (2007).

Otro estudio que debe aplicarse a las series de tiempo es la prueba de tendencias de Mann-Kendall, lo cual permitirá describir una tendencia creciente o decreciente de la lluvia en la región (Addisu et al., 2015).

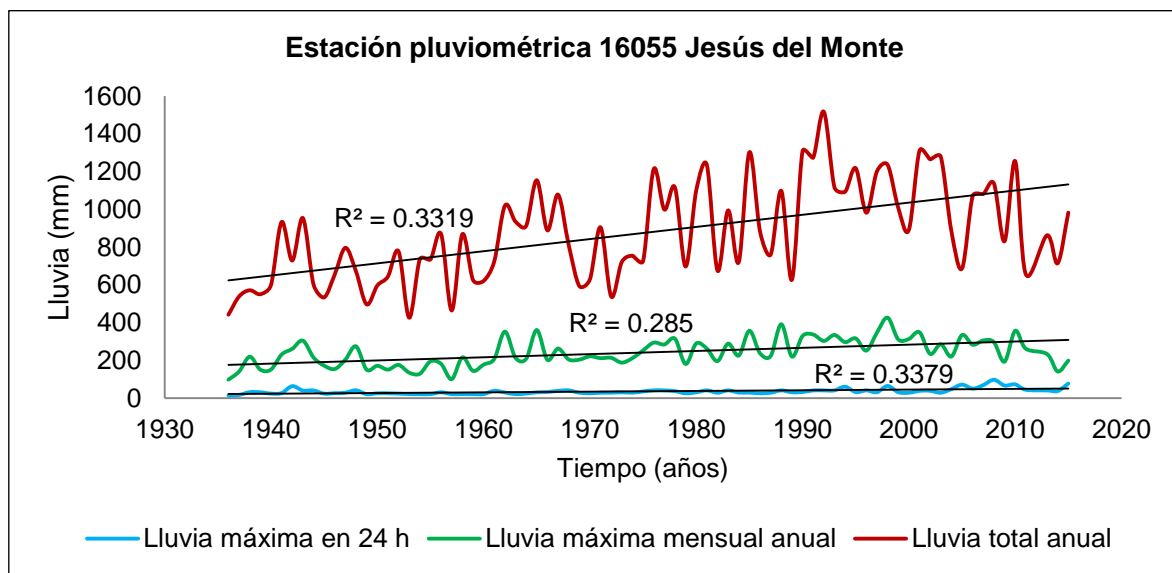


Fig. 7.36. Comportamiento temporal de las variables pluviométricas: lluvia máxima en 24 h anual, máxima mensual anual y total anual de la estación pluviométrica Jesús del Monte.

También debe tomarse en cuenta que en las regiones áridas, ubicadas al norte del país se ha registrado un incremento del 2% de la lluvia total anual, mientras que en regiones más al centro y sur del país, como es el caso de Morelia, se ha documentado una disminución del 1.2% (Méndez-González et al., 2008). Es decir, el cambio climático global está ocasionando condiciones climáticas inversas a las registradas en épocas pasadas (Kruger, 2006), y en lugar de tener años más lluviosos en la zona de estudio, se tendrán años más secos pero con presencia de eventos atípicos y extraordinarios de corta duración, como los originados por los frentes fríos (por ejemplo, Figueroa-Miranda, 2013).

Tabla 7.12. Coeficiente de determinación de las variables pluviométricas lluvia máxima diaria anual, máxima mensual anual y total anual.

Estación pluviométrica	Máxima en 24 h	Máxima mensual	Máxima anual
	Coeficiente de determinación (R ²)		
16022	0.0243	0.0446	0.0378
16028	0.0151	0.0019	0.0381
16055	0.3378	0.2878	0.3339
16080	0.0783	0.0105	0.013
16081	0.0098	0.0007	0.0087
16512	0.0113	0.0877	0.00009

7.7 Lluvias de diseño

7.7.1 Periodos de retorno y curvas Intensidad-Duración-Frecuencia (IDF)

En hidrología, el **periodo de retorno** (T_r) es de suma importancia dado que se utiliza para el dimensionamiento y estimación del beneficio económico de obras hidráulicas de control de avenidas, así como para estimar la afectación de los polígonos de inundación en planicies aluviales. El cálculo de periodos de retorno generalmente es aplicado a datos hidrométricos (gasto o caudal), sin embargo, cuando esta información es inexistente puede aplicarse también a datos de lluvia. La información hidrológica debe seleccionarse cuidadosamente de tal manera que se satisfagan las suposiciones de independencia y de distribución idéntica (Chow et al., 2000). En la práctica, esto se lleva a cabo seleccionando el máximo anual de la variable que será analizada, por ejemplo, la PMáx-24.

La estimación de T_r requiere previamente el **análisis de frecuencias** de los datos hidrológicos (Aparicio-Mijares, 2006; Campos-Aranda, 2010b; Chow et al., 2000; Mosalve, 2000). El objetivo del análisis de frecuencias es relacionar la magnitud del evento extremo con su frecuencia de ocurrencia mediante el uso de distribuciones de probabilidad. En este sentido, el T_r se define como el intervalo de tiempo (en años) dentro del cual un evento de determinada magnitud puede ser igualado o excedido; sin que ello implique la indicación del momento en que se puede producir (Fattorelli y Fernández, 2011).

En este trabajo, debido a la falta de datos de caudal sobre los cauces principales de las cuencas, se analizaron los datos históricos de la PMáx-24h de las 26 estaciones pluviométricas ubicadas en el espacio geográfico de la región de estudio.

Con la finalidad de facilitar los cálculos y reducir los tiempos de ejecución del análisis de frecuencias, se utilizó el software **HidroEsta 2** (Villón-Béjar, 2005) el cual es una herramienta que simplifica los cálculos estadísticos, así como los procesos de la abundante información que suele manipularse en los estudios hidrológicos.

En primera instancia se determinaron las **distribuciones probabilísticas** de “mejor ajuste” para cada una de las series de temporales de las estaciones pluviométricas (Tabla 7.13). Una vez determinado el mejor ajuste se determinaron los valores de PMáx-24h asociados a diferentes Tr ; los Tr seleccionados han sido 5, 10, 20, 50, 100, 200 y 500 años (Tabla 7.14).

Tabla 7.13. Distribuciones de probabilidad de mejor ajuste para los datos de PMáx-24h de cada estación pluviométrica.

Estación pluviométrica		Distribución de probabilidad
Clave	Nombre	
16001	Acuitzio del canje	Log Normal de 3 parámetros
16022	Cointzio	Log Normal de 3 parámetros
16023	Copándaro de galeana	Gamma de 2 parámetros
16028	Cuitzillo grande	Gamma de 3 parámetros
16045	El temazcal	Normal
16049	Etúcuaro	Log Pearson tipo 3
16050	Huaniqueo	Gamma de 3 parámetros
16055	Jesús del Monte	Log Gumbel
16080	Morelia (OBS)	Log Normal de 3 parámetros
16081	Morelia	Gumbel
16087	Pátzcuaro	Log Normal de 3 parámetros
16091	Álvaro Obregón (DGE)	Log Normal de 2 parámetros
16100	Puente San Isidro	Log Gumbel
16105	Quirio	Log Normal de 3 parámetros
16109	San Diego Curupatzco	Normal
16114	San Miguel del Monte	Gamma de 3 parámetros
16118	Santa Fe	Log Normal de 2 parámetros
16119	Santa Rita	Log Normal de 2 parámetros
16120	Santiago Undameo	Log Normal de 3 parámetros
16136	Tzitzio	Gamma de 3 parámetros
16139	Villa Madero	Log Normal de 3 parámetros
16140	Villa Madero (CFE)	Log Gumbel
16231	Las Cruces Barreras	Log Gumbel
16247	Capula	Log Gumbel
16254	Teremendo	Log Gumbel
16512	El Colegio	Log Normal de 2 parámetros

Con la información de la Tabla 7.14 y aplicando el método de interpolación Kriging se realizaron mapas de isoyetas de PMáx-24h asociada a diferentes periodos de retorno para la

región de estudio (Fig. 7.37). En el Anexo F, Figs. F1-F6 pueden ser consultados los mapas para los $T_r = 5, 10, 20, 100, 200$ y 500 años.

Tabla 7.14. Altura de PMáx-24h asociada a diferentes T_r para cada estación pluviométrica.

Estación pluviométrica	Periodo de retorno						
	5	10	20	50	100	200	500
	Altura de lluvia máxima en 24 h (mm)						
16001	64.12	87.30	117.53	170.59	222.58	286.69	393.43
16022	52.61	61.63	71.03	84.27	95.02	106.47	122.76
16023	52.09	56.70	60.71	65.43	68.70	71.77	75.58
16028	49.41	55.05	59.91	65.60	69.51	73.17	77.70
16045	79.21	87.42	94.19	101.81	106.88	111.53	117.16
16049	66.95	81.31	97.55	122.65	144.93	170.51	210.09
16050	59.31	67.24	74.55	83.63	90.20	96.54	104.65
16055	43.24	53.81	66.37	87.07	106.71	130.69	170.77
16080	63.00	73.56	83.92	97.66	108.25	119.09	133.86
16081	54.06	61.43	68.49	77.64	84.49	91.32	100.33
16087	64.77	79.95	96.70	121.65	142.88	166.35	201.10
16091	54.48	58.38	63.74	70.36	75.15	79.82	85.87
16100	52.89	59.87	67.44	78.66	88.29	99.04	115.27
16105	54.04	63.95	74.31	88.95	100.86	113.57	131.69
16109	75.12	84.56	92.36	101.13	106.98	112.33	118.82
16114	66.33	76.38	85.20	95.68	103.00	109.90	118.51
16118	46.39	58.07	69.90	86.12	98.97	112.40	131.14
16119	64.40	75.97	86.85	100.96	111.62	122.36	136.76
16120	52.20	57.79	62.96	69.44	74.20	78.90	85.04
16136	85.54	95.71	104.56	114.99	122.23	129.03	137.46
16139	83.13	101.06	120.29	148.14	171.29	196.40	232.84
16140	83.24	105.59	132.63	178.18	222.30	277.11	370.63
16231	62.11	69.20	75.04	81.62	86.01	90.02	94.88
16247	56.20	66.27	75.93	88.49	98.00	107.59	120.48
16254	54.01	67.54	83.68	110.43	135.95	167.24	219.79
16512	57.23	64.42	71.03	79.29	85.31	91.23	98.95

Para finalizar esta etapa, se estimó el valor de PMáx-24h asociada a los diferentes periodos de retorno en los centroides de cada cuenca y la zona urbana de Morelia (ZUM) (Tabla 7.15) lo que permite transferir la información hidrológica para posteriores análisis. También, esta información puede ser usada para la modelación de eventos de inundación a falta de mejores datos como por ejemplo, de intensidad de lluvia o gastos (diarios) en los cauces principales.

Para evaluar confiablemente eventos de inundación por avenidas de flujo provenientes de cuencas hidrográficas, es necesario contar con una buena cantidad de datos hidrométricos. Sin embargo, como se ha mencionado, esta información es escasa en la zona de estudio, e incluso es limitada a nivel nacional (CONAGUA, 2018). Por esto, se ha optado por aplicar una metodología que reemplaza los gastos por intensidades de lluvia.

En ese sentido, históricamente la obtención de valores de intensidad de lluvia se ha llevado a cabo mediante la aplicación de métodos empíricos que vinculan paramétricamente la función

dato de estaciones pluviográficas con las de la red pluviométrica (Bell, 1969; Campos, 1998; Chen, 1983). Estos métodos permiten la construcción de las llamadas **curvas Intensidad-Duración-Frecuencia** (curvas IDF), las cuales son graficas que concentran las características de las tormentas de una región, con respecto a sus tres variables principales: magnitud o lámina (hp), duración y frecuencia (Campos-Aranda y Gómez-De Luna, 1990).

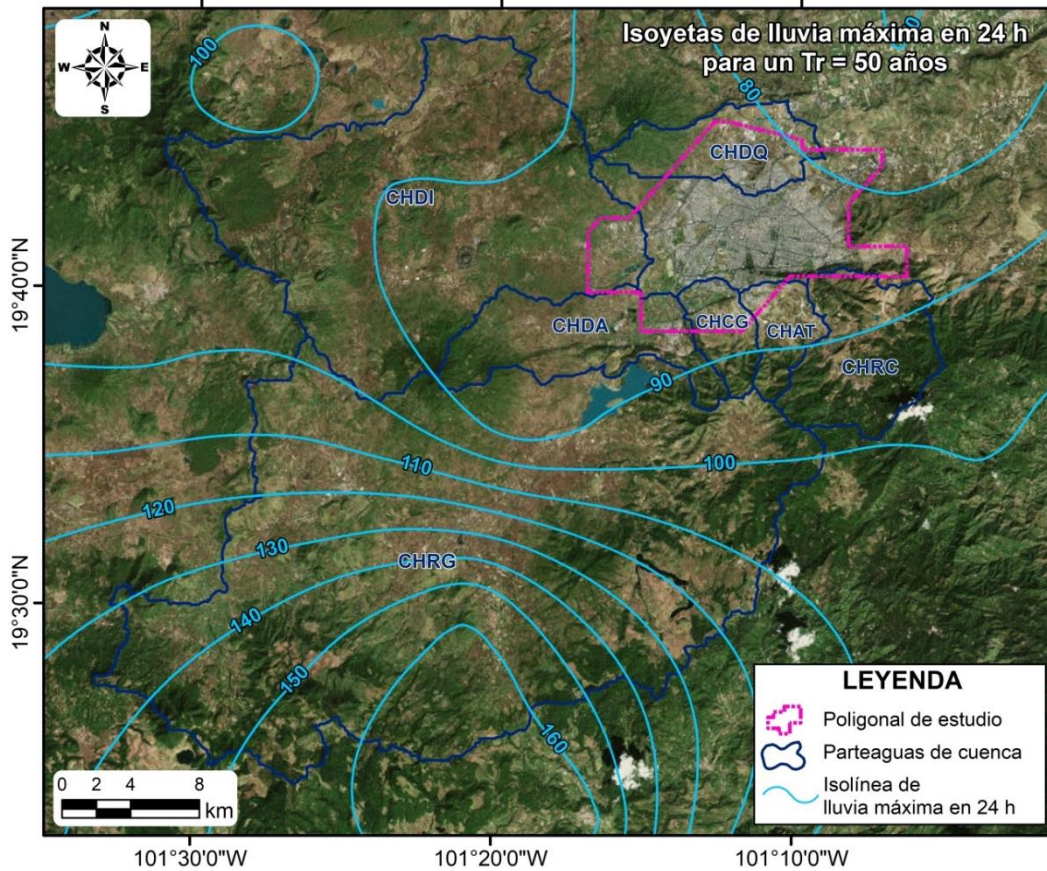


Fig. 7.37. Isoyetas de lluvia máxima en 24 horas para un $Tr = 50$ años.

Tabla 7.15. $PM_{\text{Máx-24h}}$ asociada a diferentes Tr para los centroides de las cuencas de estudio.

Cuenca Hidrográfica	Periodo de retorno (años)						
	5	10	20	50	100	200	500
	Lluvia máxima en 24 h (mm)						
CHRG	62.01	79.20	102.20	140.00	172.84	210.00	268.51
CHDI	55.00	65.45	75.43	88.54	99.17	111.54	133.05
CHDA	55.00	63.62	70.00	86.91	97.09	107.53	126.93
CHRC	58.64	68.10	77.93	91.85	103.93	116.00	134.74
CHDQ	56.60	66.37	74.34	82.83	90.48	98.99	110.66
CHAT	55.00	64.45	74.25	89.22	101.83	115.51	135.25
CHCG	56.62	64.53	74.28	88.58	100.00	113.23	133.82
ZUM	55.68	65.45	75.39	82.50	95.08	104.79	117.40

En este trabajo, debido a la insuficiencia de datos horarios en las estaciones pluviográficas de la zona, pero excelente cantidad y calidad de los datos pluviométricos se optó por adaptar el procedimiento propuesto por Campos-Aranda (2010a) para la construcción de las **curvas IDF**. La metodología de este autor se basa en la fórmula de Chen (1983) la cual ha sido probada con satisfacción en México (Campos-Aranda y Gómez-De Luna, 1990; Campos-Campos, 2008; Pereyra-Díaz et al., 2005) y otros países (Chin, 2006; Genovez y Fugagnolli, 2001).

Debido a la dificultad para obtener el valor de R si no se tiene información pluviográfica, ya que se requiere conocer la lámina de lluvia de una tormenta de una hora de duración asociada a un Tr dado, la opción es recurrir a valores estimados en la literatura. Para el caso de la zona de estudio se han estimado algunos valores para el cociente R , por ejemplo, el IMTA (2004) sugiere un valor de 0.27, Campos-Aranda (2010a) calcula un valor de 0.435 y finalmente Baeza-Ramírez (2007) estima que el valor debe ser mayor a 0.55.

Una vez evaluados y contrastados los valores sugeridos del cociente R (también llamado factor de convectividad) y con base en las condiciones hidrológicas de la región de estudio, se eligió utilizar el valor obtenido por Campos-Aranda (2010a), el cual se muestra en la **Tabla 7.16**.

Tabla 7.16. Parámetros de la fórmula de Chen (1983) estimados para la localidad de Morelia, Mich.

P_{24}^{10} (mm)	P_{24}^{100} (mm)	R_{prom}	i_1^{10} (mm/h)	a	b	c
61.7	88.4	0.435	31	25.937	8.668	0.774

Una vez obtenido el valor de R y los valores de P_{24}^{10} de la **Tabla 7.15** se pueden obtener los valores de P_1^{10} para cada cuenca despejando esta variable de la Ec. 6.6. Además, de la misma tabla se obtienen los valores de P_{24}^{10} y P_{24}^{100} con lo que se obtiene el cociente F . Finalmente, teniendo los parámetros a , b y c pueden ser construidas las curvas IDF, tanto para la zona de estudio como para las siete cuencas.

Las **Figs. 7.38** y **7.39** representan las curvas IDF de la ZUM y la CHRГ, respectivamente. En el **Anexo F** pueden encontrarse las curvas IDF de las cuencas restantes (**Figs. F7-F12**). Estas curvas IDF son útiles en la aplicación del método Racional para la estimación de caudales máximos en pequeñas cuencas, por lo que bien pueden ser aplicadas a las cuencas CHAT, CHCG y CHRC con la expectativa de resultados aceptables.

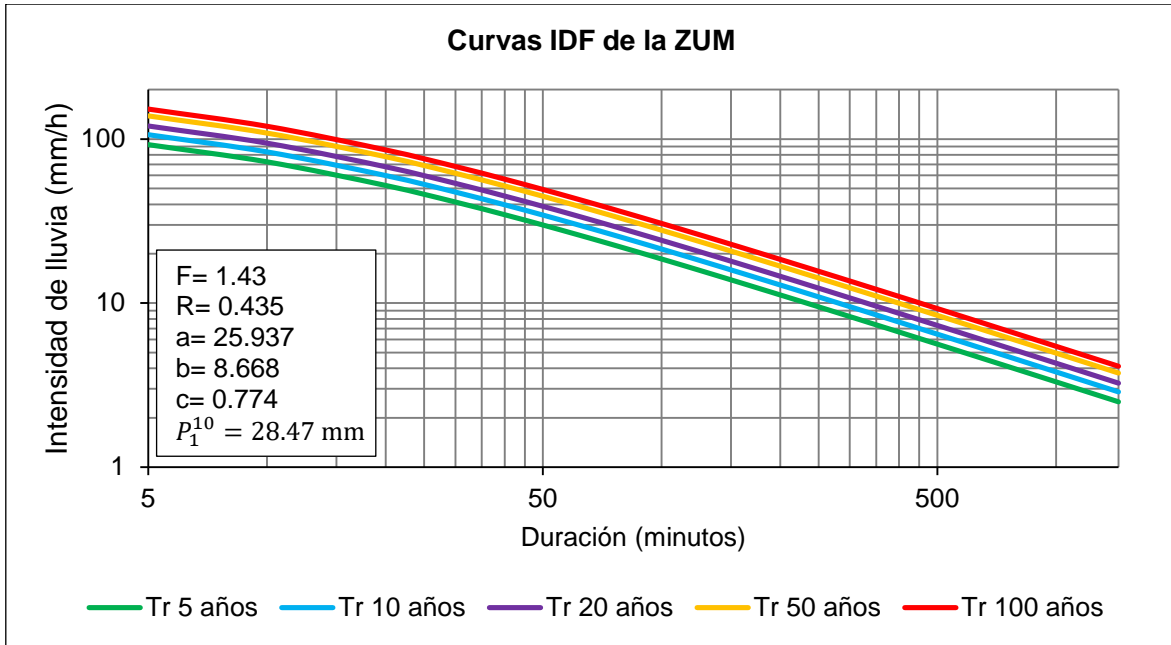


Fig. 7.38. Curvas IDF para la ZUM. El cociente R define la forma de las curvas, F la separación y P_1^{10} el escalamiento.

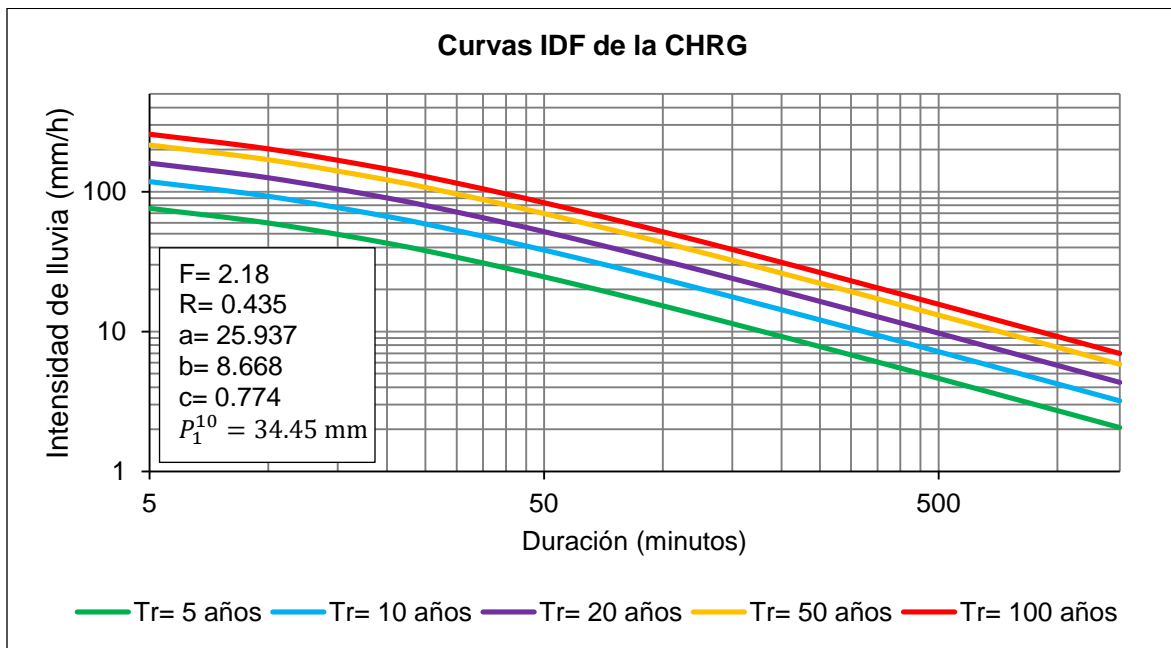


Fig. 7.39. Curvas IDF para la CHR. El cociente R define la forma de las curvas, F la separación y P_1^{10} el escalamiento.

7.7.2 Hietogramas de diseño

Una tormenta de diseño es un patrón de lluvia que se utiliza en el planteamiento de un sistema hidrológico y su transformación mediante procedimientos lluvia-escorrentamiento permite conocer caudales resultantes (Chow, et al., 2000). Las tormentas de diseño se pueden definir de varias formas, no obstante, el modo más empleado es mediante hietogramas de diseño que representan la intensidad de la lluvia en función del tiempo (Balbastre, 2018).

Existen numerosos métodos que permiten la estimación de los hietogramas de diseño (Balbastre, 2018; Marsalek y Watt, 1984; Rivard, 1996). Estos se dividen en tres categorías: a) con base en curvas IDF, b) con base en patrones temporales observados en registros de lluvia y c) con base en modelos de lluvia estocástica.

En este proyecto se aplicó un método basado en las curvas IDF, tal como lo es el de bloques alternos o también conocido como *Chicago Design Storm* (Keifer y Chu, 1957; Chow et al., 2000).

Los hietogramas de diseño fueron elaborados para una duración de tormenta igual al tiempo de concentración (T_c) de la cuenca (Tabla 7.17), ya que este último es el tiempo requerido para que el escurrimiento viaje desde el punto hidráulicamente más distante hasta la salida de la cuenca (Kirpich, 1940). Los intervalos de tiempo de los hietogramas son de 10 minutos y los T_r evaluados son de 5, 10, 20, 50 y 100 años.

Tabla 7.17. Láminas de lluvia de las cuencas para una duración de tormenta igual al T_c y asociadas a diferentes T_r .

Cuenca Hidrográfica	Duración de tormenta igual al T_c (h)	Periodo de retorno (años)				
		5	10	20	50	100
Lluvia total (mm)						
CHRG	6.80	36.72	57.01	77.30	104.12	124.41
CHDI	5.30	37.45	44.33	51.20	60.29	67.17
CHDA	2.40	29.59	35.16	40.72	48.08	53.65
CHRC	2.50	32.02	38.05	44.07	52.04	58.06
CHDQ	2.00	31.07	34.89	38.70	43.75	47.56
CHAT	1.40	25.24	30.57	35.91	42.97	48.31
CHCG	1.60	26.57	31.84	37.11	44.07	49.34

La Fig. 7.40 muestra los hietogramas de diseño para diferentes T_r y una duración igual al T_c de la CHRG. Los hietogramas de diseño correspondientes a las demás cuencas pueden observarse en el Anexo F, Figs. F13-F18.

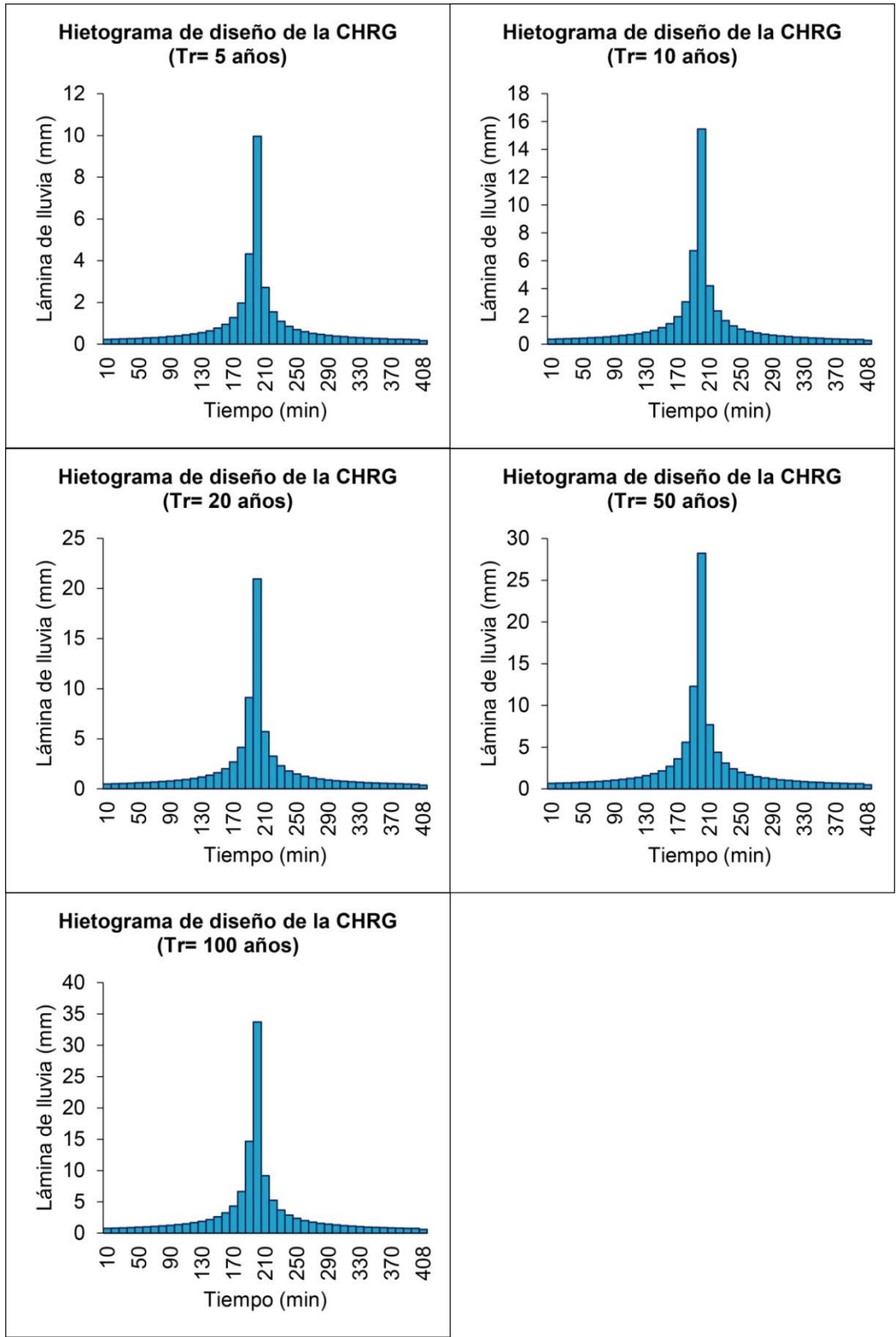


Fig. 7.40. Hietogramas de diseño de la CHR para una duración igual al T_c y diferentes Tr .

Los hietogramas de diseño generados para cada una de las cuencas asumen que la intensidad máxima de la tormenta ocurre a la mitad de la duración del evento. No obstante, si se dispone de hietogramas reales de la región, se aconseja redistribuir los bloques, si se observa, por ejemplo, que el máximo suele producirse en el primer tercio de la tormenta.

Respecto a los hietogramas de diseño de la ZUM, el [IMTA \(2004\)](#) propone hietogramas característicos para tormentas de 1 y 2 horas ([Fig. 7.41](#)) generados con base en información pluviográfica de la EMA-MC01 Angamacutiro, la cual se localiza a 76 km al NO de la ciudad. Los autores mencionan que la intensidad máxima de una tormenta se presenta en los primeros 20 minutos, indicando un fenómeno típico de cuencas sujetas a la acción de masas de aire que descargan violentamente al chocar con la orografía de la región.

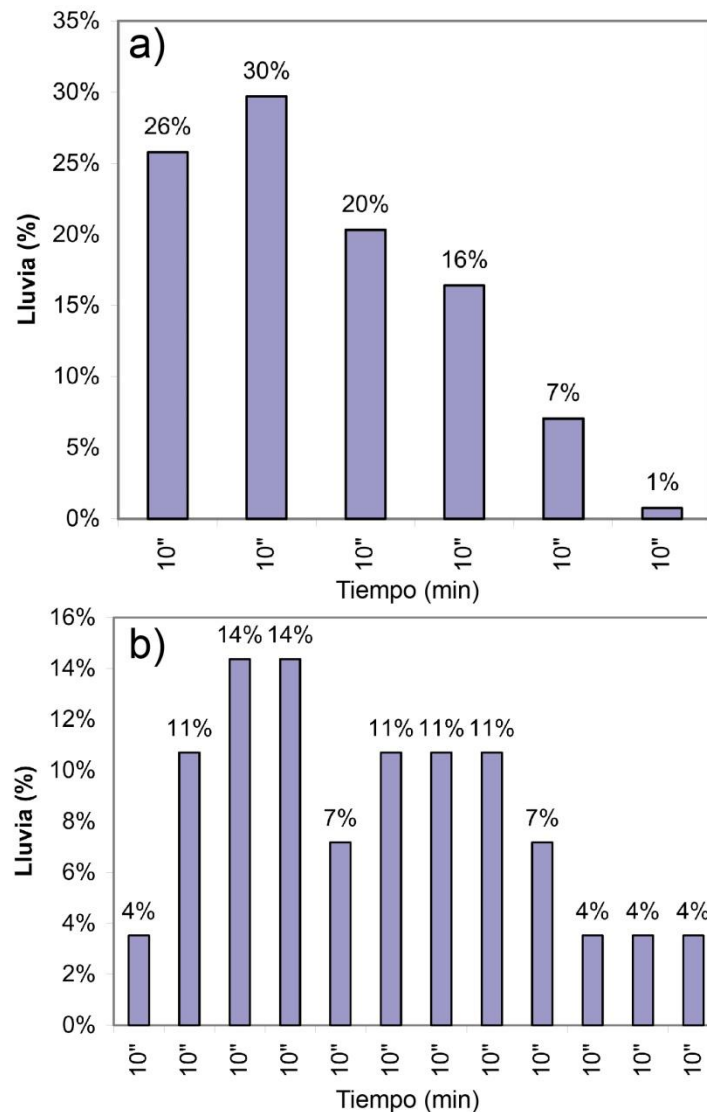


Fig. 7.41. Hietogramas de diseño para tormentas de una hora (a) y dos horas (b) de duración para la ZUM. Modificado de [IMTA \(2004\)](#).

Dado que la distancia entre la ubicación de la EMA-MC01 utilizada por el IMTA y la ZUM es extensa, en este trabajo se considera que la representatividad de los hietogramas tipo de la Fig. 7.41 debe tomarse con cautela en la aplicación de modelos hidrológicos en la región de estudio.

Bajo la consideración anterior y con el objetivo de obtener hietogramas de diseño más confiables para la ZUM, se utilizaron datos de lluvia del OAM (Latitud: 19.6493° N, Longitud: 101.2221° W, Elevación: 1936 msnm) perteneciente a la RUOA, de la UNAM. Este observatorio cuenta con registros de lluvia en tiempo real, a cada hora y a cada minuto. En este caso se utilizaron los datos de lluvia a cada minuto, los cuales comprenden de agosto de 2015 a junio de 2017 (23 meses de datos).

El procedimiento aplicado fue la identificación de tormentas consistentes de una hora a lo largo de los registros diarios y se agruparon por mes (Tabla 7.18). Esta revisión permitió encontrar un total de 280 tormentas, en donde el mayor número de eventos ocurrieron en los meses de julio, septiembre y agosto del 2016, con 33, 29 y 28 tormentas, respectivamente. Por su parte, los meses de enero (2017), febrero (2016 y 2017) y abril (2016) no presentaron tormentas de una hora. Además, se determinó que la *hp* máxima media es de 0.28 mm por minuto y que la intensidad máxima ocurre en promedio a los 16 minutos de iniciado el evento.

Tabla 7.18. Número de tormentas de una hora identificadas en los registros del OAM.

Año	Mes	Número de tormentas
2015	agosto	12
	septiembre	17
	octubre	20
	noviembre	1
	diciembre	8
2016	enero	6
	febrero	0
	marzo	5
	abril	1
	mayo	12
	junio	25
	julio	33
	agosto	28
	septiembre	29
	octubre	6
	noviembre	13
	diciembre	3
2017	enero	0
	febrero	0
	marzo	8
	abril	3
	mayo	6
	junio	44
Total		280

Una vez identificadas las tormentas, se organizaron por minuto-tormenta-mes con la finalidad de calcular la *hp* promedio por minuto para cada tormenta y posteriormente obtener la *hp* total por intervalo de cinco minutos. Este último valor representa la *hp* de un intervalo de cinco minutos para un evento de una hora en el mes analizado. En la [Tabla 7.19](#) se muestra un fragmento ilustrativo de esta parte del procedimiento para el mes de agosto de 2015.

Tabla 7.19. Cálculo de la *hp* total por intervalo de cinco minutos para las tormentas de una hora de duración para el mes de agosto de 2015.

Tiempo (min)	Número de tormentas												<i>hp</i> promedio (mm)	<i>hp</i> total de intervalo (mm)
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12		
1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.5	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.15	0.80
2	0.3	0	0	0	0	2.6	0	0.4	0.5	0	0	0	0.32	
3	0.2	0.1	0	0.1	0	0.1	0	0.5	0.4	0.1	0	0	0.13	
4	0.3	0	0.1	0	0.1	0	0	0.4	0.1	0	0	0	0.08	
5	0.4	0.1	0.1	0.1	0.1	0	0	0.4	0.2	0	0.1	0	0.13	
.
.
.

Posteriormente, el cálculo de la *hp* total por intervalo, se llevó a cabo para todas las tormentas y todos los meses ([Tabla 7.20](#)). Con esto se obtuvo la sumatoria de *hp* total por intervalo en milímetros y en porcentaje ([Tabla 7.21](#)) con lo que se construyó el hietograma de diseño de la [Fig. 7.42](#).

Tabla 7.20. Lámina de lluvia promedio por intervalo de cinco minutos en tormentas de una hora para cada mes evaluado.

Tiempo (min)	2015				2016								2017					
	ago	sep	oct	dic	ene	mar	may	jun	jul	ago	sep	oct	nov	dic	mar	abr	may	jun
	<i>hp</i> (mm)																	
5	0.80	0.59	0.30	0.36	0.20	0.30	0.61	0.27	0.30	0.29	0.45	0.27	0.25	0.50	0.45	0.77	0.82	0.56
10	0.48	0.83	0.17	0.36	0.05	0.26	0.41	0.28	0.24	0.39	0.45	0.37	0.22	0.67	0.59	0.30	1.48	0.68
15	0.50	0.80	0.16	0.33	0.03	0.10	0.37	0.20	0.22	0.34	0.36	0.27	0.38	0.20	0.49	0.17	1.47	0.52
20	0.26	0.31	0.15	0.16	0.02	0.08	0.85	0.11	0.23	0.30	0.22	0.35	0.52	0.17	0.71	0.03	1.08	0.41
25	0.13	0.25	0.15	0.09	0.02	0.18	0.46	0.13	0.16	0.22	0.20	0.22	0.26	0.33	0.35	0.03	0.92	0.33
30	0.17	0.29	0.13	0.08	0.03	0.06	0.36	0.11	0.12	0.14	0.15	0.05	0.23	0.10	0.20	0.03	0.75	0.30
35	0.10	0.17	0.14	0.09	0.00	0.24	0.23	0.09	0.08	0.09	0.16	0.18	0.18	0.10	0.04	0.03	0.75	0.35
40	0.08	0.11	0.15	0.13	0.00	0.16	0.24	0.07	0.04	0.08	0.21	0.15	0.15	0.13	0.04	0.03	0.98	0.35
45	0.08	0.06	0.14	0.11	0.03	0.06	0.23	0.06	0.10	0.14	0.19	0.07	0.12	0.10	0.08	0.00	0.78	0.38
50	0.10	0.10	0.15	0.10	0.00	0.02	0.33	0.07	0.09	0.05	0.25	0.08	0.09	0.10	0.05	0.00	0.33	0.24
55	0.09	0.13	0.29	0.10	0.03	0.06	0.20	0.09	0.07	0.09	0.24	0.11	0.08	0.07	0.03	0.07	0.34	0.19
60	0.07	0.13	0.17	0.09	0.00	0.04	0.25	0.07	0.11	0.11	0.21	0.02	0.08	0.00	0.03	0.10	0.30	0.14

Tabla 7.21. Lámina de lluvia total y acumulada por intervalo de cinco minutos para tormentas de una hora en la ZUM.

Tiempo (min)	<i>hp</i> total (mm)	<i>hp</i> total (%)	<i>hp</i> acumulada (%)
5	8.07	15.51	15.51
10	8.22	15.79	31.30
15	6.89	13.24	44.54
20	5.97	11.47	56.01
25	4.42	8.49	64.50
30	3.29	6.33	70.83
35	3.01	5.79	76.63
40	3.10	5.96	82.59
45	2.74	5.26	87.85
50	2.14	4.12	91.97
55	2.27	4.37	96.34
60	1.91	3.66	100.00

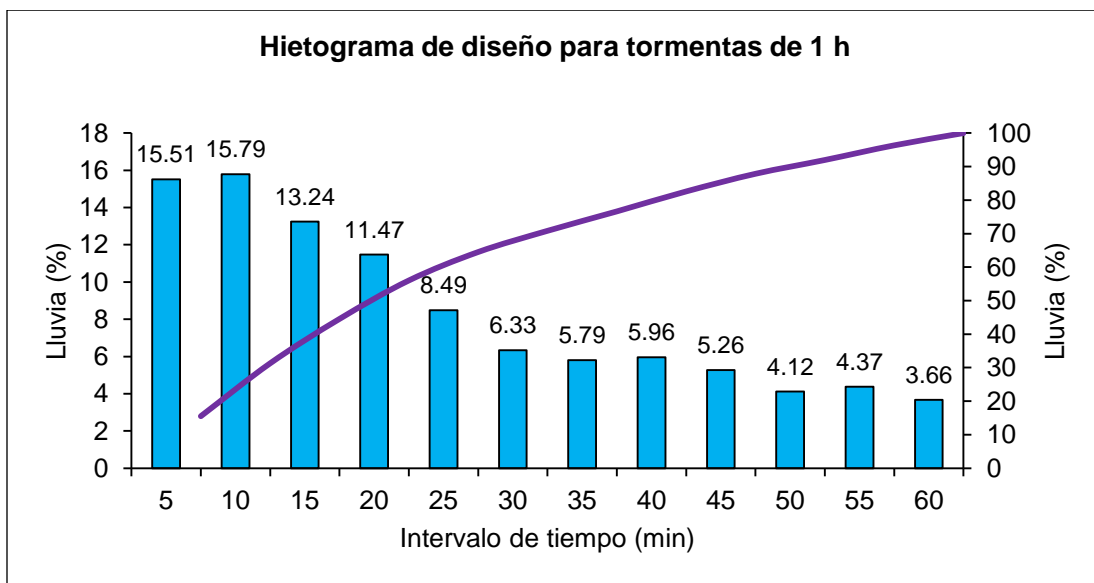


Fig. 7.42. Hietograma de diseño para tormentas de una hora en la ZUM, con base en datos pluviográficos del OAM UNAM.

La práctica recomendada para utilizar estos hietogramas de las Figs. 7.40-7.42 como tormentas de diseño, radica en utilizar la lluvia máxima en 24 horas asociada a un cierto periodo de retorno (Tablas 7.15 y 7.17) para la obtención de caudales en cuencas rurales y urbanas. Aunque también pueden utilizarse para eventos puntuales en la **modelación de inundaciones pluviales** en centros urbanos.

Cabe apuntar que, a pesar de identificar en el hietograma anterior que la intensidad máxima de lluvia en la ZUM ocurre en el primer tercio de un evento pluviométrico, no se ha optado por

modificar los hietogramas de diseño de las cuencas como se recomienda, esto debido a que la estación pluviográfica del OAM podría no estar cubriendo geográficamente las condiciones meteorológicas en esas regiones. Por otra parte, el número de años de registro del OAM aún es bajo, lo cual será solucionado con el paso del tiempo.

Por último, el otro aspecto necesario para mejorar las características de las tormentas de diseño o la representatividad de los fenómenos meteorológicos, en general y de la zona de estudio, es la instalación de más estaciones climatológicas (con pluviógrafo) de manera que cubran homogéneamente el territorio. En ese sentido, se aprovechó el ámbito de esta investigación para comprar e instalar una estación meteorológica Vantage Pro 2 en las instalaciones del Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (INICIT) de la UMSNH (Fig. 7.43). La instalación de la Vantage Pro 2 permitirá complementar y contrastar los datos de lluvia del OAM y otras estaciones instaladas en la ciudad, lo que mejorará la calidad de los trabajos futuros que requieran de este tipo de información.



Fig. 7.43. Estación meteorológica Vantage Pro 2 instalada en ciudad universitaria de la UMSNH. La estación utiliza un espectro amplio de radio frecuencia variable para transmitir información de manera inalámbrica a una distancia de hasta 300 m. Tiene colector de lluvia (pluviómetro), sensor de temperatura, sensor de humedad y anemómetro.

7.8 Escurrimiento superficial

7.8.1 Lluvia efectiva

El escurrimiento superficial consiste en la ocurrencia y transporte de agua en la superficie terrestre (Mosalve, 2000) es decir, despreciando la intercepción por vegetación, el flujo superficial es aquella parte de la lluvia que no es absorbida por el suelo mediante infiltración (Horton, 1933). A esta lluvia que genera el escurrimiento directo se le conoce como lluvia en exceso o **lluvia efectiva**.

Como se ha indicado anteriormente en el Capítulo 6, el modelo hidrológico elegido para el modelado de la relación lluvia-escurrimiento ha sido el método del número de curva N (SCS, 1972).

Antes de aplicar el método del número N , es necesario obtener el tiempo de concentración T_c . Para este trabajo, el T_c fue calculado para cada cuenca con 13 métodos distintos (Tabla 7.22). Una vez analizados los resultados se eligió aceptar como valores confiables, los obtenidos del promedio de las cantidades más cercanas a la fórmula de Kirpich, la cual se considera una de las más acertadas (Fang et al., 2008) y también más aplicada en México (Aparicio-Mijares, 2006).

Tabla 7.22. T_c de las cuencas hidrográficas de estudio. Los métodos considerados para obtener los valores aceptados están sombreados en color gris.

Método	T_c (horas)						
	CHRG	CHDI	CHDA	CHRC	CHDQ	CHAT	CHCG
Bransby-Williams	14.7	11.7	4.5	4.5	4.0	2.2	3.0
California Culverts Practice	5.3	3.8	1.4	1.5	1.3	0.7	1.0
Clark	54.9	33.7	10.2	12.5	7.9	5.0	5.0
Giandotti	8.1	6.3	2.7	4.0	2.4	2.0	2.0
Kirpich	6.8	5.2	1.8	2.1	1.6	0.9	1.2
Passini	27.4	18.3	5.1	7.0	4.2	2.6	2.8
Pérez (1985)	5.3	4.7	2.9	1.9	2.2	1.4	1.6
Pezzoli	22.5	16.0	4.0	4.9	3.4	1.7	2.3
Pilgrim y McDermott	9.0	6.7	3.7	3.7	3.2	2.4	2.4
Pizarro	20.5	13.4	3.6	4.5	3.7	1.9	2.7
Rowe y Thomas	6.2	5.0	1.7	1.9	1.6	0.9	1.2
Temez	13.0	10.3	4.2	4.4	3.8	2.3	2.9
Valencia y Zuluaga	11.3	9.4	8.1	6.5	7.1	6.2	5.9
Media de los valores cercanos a Kirpich (1940):	6.8	5.3	2.4	2.5	2.0	1.4	1.6

Una vez que se han calculado los T_c para cada cuenca debe obtenerse el valor de N .

El procedimiento comenzó con la clasificación hidrológica de los suelos de cada cuenca. Utilizando los datos de la Tabla 7.7, se estimó el porcentaje de área que le corresponde a cada tipo de suelo y posteriormente lograr determinar los suelos dominantes. Con base en las

características pedogenéticas de los suelos predominantes (WRB, 2014) y la Tabla B1 se determinó el grupo de suelo hidrológico (Tabla 7.25).

Tabla 7.23. Suelos dominantes en las cuencas de estudio.

Cuenca hidrográfica	Tipo de suelo dominante	Área (%)
CHRG	Andosol y Luvisol,	89.77
CHDI	Andosol, Litosol y Luvisol	70.82
CHDA	Acrisol, Luvisol y Vertisol	74.91
CHRC	Andosol y Luvisol	93.55
CHDQ	Feozem, Luvisol y Vertisol	94.95
CHAT	Acrisol y Luvisol	99.96
CHCG	Acrisol y Luvisol	77.94

Como segundo paso, se determinó la condición hidrológica superficial de las cuencas, la cual es función de la densidad de la cubierta vegetal y el uso-tratamiento del suelo. En este caso, el cálculo del porcentaje de área correspondiente a cada uso de suelo se obtuvo con base en la cartografía escala 1: 1, 000, 000 (INEGI, 1993b). Consultando la Tabla B2 y los valores de la Tabla 7.24, se determinó la condición hidrológica superficial de cada cuenca (Tabla 7.25).

Tabla 7.24. Porcentaje de área correspondiente a cada uso de suelo de las cuencas hidrográficas.

Uso de suelo y vegetación	Cuenca hidrográfica						
	CHRG	CHDI	CHDA	CHRC	CHDQ	CHAT	CHCG
	Área (%)						
Bosque	41.86	45.10	46.25	71.07	15.37	38.00	32.49
Área agrícola	50.16	37.64	41.57	24.54	31.00	5.32	12.46
Pastizal	5.11	11.18	0.91	2.72	11.31	2.50	26.64
Zona urbana	1.52	6.09	10.98	1.66	42.33	54.18	28.42
Agua	1.35	0.00	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00
Área total (%)	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Como tercer paso se evaluó la condición de humedad antecedente (AMC), es decir, el estado de humedad del perfil de suelo al producirse la tormenta de diseño. Debido a las dificultades para determinar las condiciones precedentes con los datos disponibles se consideró una AMC II (Tabla B3). Esta clasificación indica una condición promedio y normalmente es la condición que se usa en el cálculo de las crecientes ya que indica un suelo en capacidad de campo. Finalmente, con el objetivo de reducir al mínimo la subjetividad en la elección del número N , su valor fue consultado en Aparicio-Mijares (2006), Campos-Aranda (2010b), Fattorelli y Fernández (2011), Monsalve (2000) y (Tabla B4-B8), además, considerando el área en porcentaje del uso de suelo se obtuvo un valor de N ponderado para cada cuenca (Tabla 7.25).

Tabla 7.25. Número de curva de escurrimiento para cada cuenca hidrográfica.

Cuenca hidrográfica	Grupo hidrológico de suelo	Condición hidrológica de la cuenca	Condición de humedad antecedente	Curva <i>N</i> ponderada
CHRG	D	REGULAR	II	82.87
CHDI	C	REGULAR	II	78.25
CHDA	C	REGULAR	II	78.68
CHRC	C	REGULAR	II	71.39
CHDQ	C	MALA	II	83.50
CHAT	D	MALA	II	84.85
CHCG	D	MALA	II	84.59

La finalización del método de las abstracciones de la SCS sucede con el cálculo de la lluvia efectiva para cada cuenca. Dado que se tienen dos tipos de lluvia calculadas: $PM_{\text{máx-24h}}$ (Tabla 7.15) y lluvia con duración igual al T_c (Tabla 7.17) ambas asociadas a diferentes Tr , se obtuvo la lluvia neta para ambos casos (Tablas 7.26 y 7.27).

Tabla 7.26. Abstracciones de la lluvia máxima en 24 horas.

Cuenca hidrográfica	<i>N</i>	<i>S</i> (in)	<i>Ia</i> (in)	<i>Fa</i> (in)						
				<i>Tr</i> (años)						
				5	10	20	50	100	200	500
CHRG	82.87	2.07	0.41	1.02	1.17	1.31	1.47	1.56	1.64	1.72
CHDI	78.25	2.78	0.56	1.02	1.17	1.29	1.43	1.52	1.61	1.74
CHDA	78.68	2.71	0.54	1.02	1.14	1.22	1.40	1.48	1.56	1.68
CHRC	71.39	4.01	0.80	1.10	1.28	1.45	1.65	1.81	1.94	2.12
CHDQ	83.50	1.98	0.40	0.95	1.04	1.11	1.17	1.22	1.26	1.32
CHAT	84.85	1.79	0.36	0.90	0.98	1.05	1.14	1.20	1.25	1.31
CHCG	84.59	1.82	0.36	0.92	0.99	1.06	1.15	1.21	1.26	1.33

Tabla 7.27. Abstracciones de la lluvia con duración igual T_c de cada cuenca.

Cuenca hidrográfica	<i>N</i>	<i>S</i> (in)	<i>Ia</i> (in)	<i>Fa</i> (in)				
				<i>Tr</i> (años)				
				5	10	20	50	100
CHRG	82.87	2.07	0.41	0.62	0.91	1.10	1.27	1.36
CHDI	78.25	2.78	0.56	0.57	0.71	0.83	0.97	1.07
CHDA	78.68	2.71	0.54	0.31	0.43	0.54	0.68	0.77
CHRC	71.39	4.01	0.80	0.16	0.32	0.47	0.65	0.77
CHDQ	83.50	1.98	0.40	0.41	0.47	0.54	0.61	0.66
CHAT	84.85	1.79	0.36	0.29	0.39	0.47	0.57	0.64
CHCG	84.59	1.82	0.36	0.32	0.41	0.50	0.60	0.66

Tabla 7.28. Lluvia efectiva para la PMáx-24h, calculada en los centroides de las cuencas hidrográficas.

Cuenca hidrográfica	<i>Pe</i> (mm)						
	<i>Tr</i> (años)						
	5	10	20	50	100	200	500
CHRG	25.51	38.94	58.31	92.14	122.66	157.93	214.38
CHDI	14.99	21.61	28.49	38.19	46.47	56.48	74.63
CHDA	15.45	20.94	25.29	37.69	45.63	54.07	70.37
CHRC	10.46	15.24	20.80	29.50	37.68	46.33	60.53
CHDQ	22.41	29.79	36.12	43.09	49.54	56.87	67.14
CHAT	23.11	30.44	38.43	51.18	62.30	74.63	92.81
CHCG	23.96	30.09	37.99	50.10	60.10	71.95	90.83

Tabla 7.29. Lluvia efectiva para una *duración* = *Tc*, calculada en los centroides de las cuencas hidrográficas.

Cuenca Hidrográfica	<i>Pe</i> (mm)				
	<i>Tr</i> (años)				
	5	10	20	50	100
CHRG	6.84	17.98	31.48	51.33	67.26
CHDI	3.78	6.21	9.06	13.36	16.93
CHDA	1.00	2.08	3.47	5.72	7.69
CHRC	0.17	0.71	1.57	3.16	4.65
CHDQ	2.69	3.81	5.08	6.93	8.47
CHAT	1.42	2.71	4.31	6.80	8.91
CHCG	1.73	3.11	4.77	7.33	9.49

7.8.2 Hidrogramas de diseño

Un hidrograma es la representación gráfica o tabular del caudal (Q) que pasa por una sección en determinado tiempo (Fattorelli y Fernández, 2011). En este sentido, el Q se define como el volumen de agua por unidad de tiempo que escurre por un cauce.

Para determinar el Q directo producto de las lluvias netas calculadas en el subcapítulo anterior se aplicaron los métodos del hidrograma unitario triangular y el método del hidrograma adimensional del SCS (ver Capítulo 6).

Antes de graficar el Q pico, es necesario calcular los parámetros fundamentales para construir el hidrograma (Tabla 7.30) para posteriormente calcular el Q pico con la ecuación 6.17.

Tabla 7.30. Parámetros fundamentales para la construcción de los hidrogramas sintéticos.

Cuenca hidrográfica	Área (km ²)	<i>T_c</i> (h)	<i>t_r</i> (h)	<i>d_e</i> (h)	<i>t_p</i> (h)	<i>t_b</i> (h)
CHRG	664.12	6.77	4.06	5.2	6.66	17.79
CHDI	310.72	5.29	3.18	4.6	5.48	14.63
CHDA	65.59	2.37	1.42	2.4	2.61	6.97
CHRC	63.40	2.52	1.51	2.5	2.77	7.39
CHDQ	42.51	2.05	1.23	2.1	2.26	6.02
CHAT	20.78	1.40	0.84	1.4	1.53	4.10
CHCG	20.25	1.56	0.94	1.6	1.72	4.59

En la [Tabla 7.31](#) se muestran los *Q_p* derivados de las lluvias efectivas para tormentas de la PMáx-24h mientras que para lluvias netas de tormentas con duración igual al *T_c* se exhiben en la [Tabla 7.32](#).

Tabla 7.31. Gastos pico asociados a la PMáx-24h (neta) de cada cuenca de estudio.

Cuenca Hidrográfica	<i>Q_p</i> del HUT (m ³ /s)						
	5	10	20	50	100	200	500
CHRG	529.80	808.77	1211.13	1913.78	2547.79	3280.31	4452.77
CHDI	177.13	255.34	336.72	451.27	549.15	667.47	881.86
CHDA	80.92	109.69	132.44	197.38	239.01	283.22	368.56
CHRC	49.83	72.72	99.22	140.71	179.74	221.02	288.71
CHDQ	87.87	116.99	141.83	169.20	194.53	223.32	263.65
CHAT	65.06	85.85	108.38	144.34	175.68	210.47	261.74
CHCG	58.72	73.86	93.26	122.99	147.54	176.64	222.96

Tabla 7.32. Gastos pico asociados a la lluvia neta de tormentas con duración igual al *T_c* de cada cuenca de estudio.

Cuenca hidrográfica	<i>Q_p</i> del HUT (m ³ /s)				
	5	10	20	50	100
CHRG	141.83	372.94	652.92	1064.46	1394.77
CHDI	44.54	73.30	106.95	157.60	199.77
CHDA	5.22	10.88	18.17	29.93	40.19
CHRC	0.80	3.37	7.50	15.05	22.16
CHDQ	10.53	14.94	19.90	27.19	33.19
CHAT	3.99	7.63	12.13	19.13	25.10
CHCG	4.24	7.62	11.69	17.97	23.26

Por último, la información de las [Tablas 28-30](#) permiten construir los hidrogramas triangulares de las cuencas, no obstante la aplicación del hidrograma adimensional del SCS permite suavizar los hidrogramas para una mejor presentación ([Figs. 7.44, 7.45](#) y [Anexo F, Figs. F19-F25](#)). Los gastos calculados pueden usarse en la modelación de eventos de inundación en la ZUM o bien para la proyección de obras de control de inundaciones en los puntos de control de las cuencas.

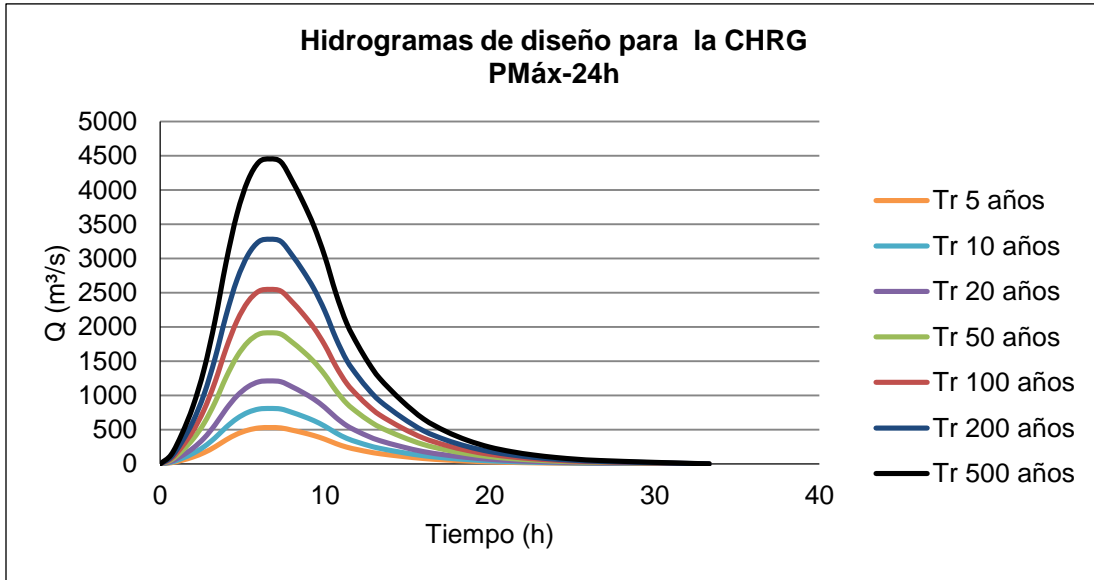


Fig. 7.44. Caudales pico de la CHRГ asociados a PMáx-24h con diferentes Tr .

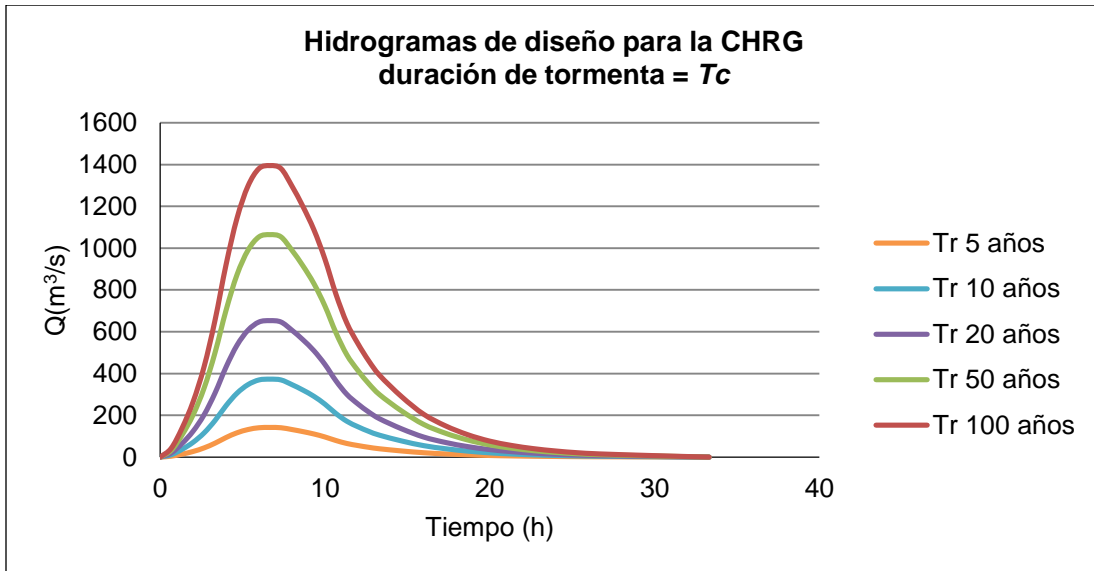


Fig. 7.45. Caudales pico de la CHRГ para tormentas con duración igual al T_c asociados a distintos Tr .

7.9 Modelación de inundaciones en FLO-2D

En este proyecto se han establecido las condiciones para evaluar el efecto de inundaciones fluviales y pluviales, ya que han sido calculados tanto caudales como tormentas de diseño. Sin embargo, debido a las limitaciones temporales y de cómputo, se ha optado por analizar únicamente las inundaciones pluviales.

En primer lugar se presenta un modelo regional de inundación pluvial tomando como base el MDE₂₀₁₇, es decir, considerando la subsidencia actual. En segunda instancia, se exhiben los resultados de modelos de inundación pluvial usando como base los MDE₂₀₁₇ y MDE₂₀₅₀, esto con el fin de evaluar el efecto de la subsidencia futura. Además, los escenarios también consideran el efecto futuro de la urbanización.

7.9.1 Modelo de inundación pluvial en la Zona Urbana de Morelia

El modelo de inundación pluvial regional se realizó sobre una malla de celdas cuadradas de 8 m con lo que el dominio computacional contiene un total de 1, 991,837 elementos.

El evento de lluvia simulado corresponde a una PM_{áx}-24h con duración de una hora y T_r de 50 años, por lo que la lámina de lluvia es de 82.5 mm. La elección de este evento de inundación es con base en la premisa de que la ciudad de Morelia es potencialmente inundable a partir de 75 mm de lluvia. Además, se aprovecha el cálculo de la distribución temporal de las tormentas de una hora.

La simulación del evento de lluvia en FLO-2D indica que se cumple la conservación del volumen de inundación y se presenta un área máxima de inundación de 81.045 km² lo que significa el 63.6% del área de estudio simulada (Tabla 7.33).

Posteriormente con ayuda del programa de post-proceso **FLO-2D Mapper** se crearon los mapas de profundidades o tirantes máximos, velocidades máximas, tiempo para alcanzar el tirante máximo y el mapa de peligro por inundación pluvial.

El mapa de tirantes máximos identifica claramente las zonas de anegación o acumulación de flujo por inundación pluvial (Fig. 7.46). Con la finalidad de validar este modelo se consideraron dos aspectos:

1. las fotografías de la Fig. 7.47 corresponden a zonas de inundación pluvial recurrente, dichas zonas son identificadas por el modelo FLO-2D. Aunque el evento simulado no corresponde con las alturas de lluvia que ocasionaron los anegamientos de la Fig. 7.47, se puede establecer la correlación entre eventos extraordinarios de precipitación y zonas vulnerables a inundación pluvial.
2. No obstante, los resultados no contemplan la inundación fluvial, también guardan una correlación íntegra con las zonas inundables (perímetro inundable en Fig. 7.46) reportadas por Protección Civil Municipal y otros autores que han realizado trabajos de inundación en la ciudad (Arreygue-Rocha, 2007; Corona-Morales, 2009; Hernández y Vieyra, 2010; IMTA, 2014).

Tabla 7.33. Resumen de la conservación del volumen de la inundación.

Ingreso de flujo:	
Volumen de lluvia (m ³)	7, 449,394.533
Salida del flujo:	
Agua perdida por intercepción (m ³)	0.00
Almacenamiento en llanuras de inundación (m ³)	7, 083,436.868
Hidrograma de salida de flujo en llanuras de inundación (m ³):	365,957.665
Superficie de inundación independientemente del momento en que se produzca:	
Área de inundación máxima (m ² /km ²)	81, 045,845.76 / 81.045
Área de inundación máxima (tirantes > 0.15 m)	16, 896,751.360 / 16.896
Tiempo de simulación en PC (h)	3.3252
Dirección del flujo promedio de los elementos de la malla en la llanura de inundación:	
Descarga o gasto (m ³ /s)	0.125
Velocidad (m/s)	0.283
Área de flujo (m ²)	0.606
Profundidad del flujo (m)	0.188
Ancho del flujo (m)	3.243

Además, FLO-2D es capaz de reconocer otras zonas inundables que no han sido consideradas; tales regiones son las que se pueden observar fuera del perímetro inundable del mapa de tirantes máximos. Principalmente se observa que las nuevas zonas de inundación guardan relación con los escurrimientos naturales y sus llanuras de inundación al E, NO y S-SO de la ciudad.

El mapa de profundidades máximas permitió identificar, cuando menos, **17 zonas inundables** (ZI) en la ciudad de Morelia. A continuación, se mencionan las colonias, fraccionamientos, instalaciones o calles que son principalmente afectadas en cada ZI por efectos de la inundación pluvial:

ZI-1. Gertrudis Sánchez, Ampliación Gertrudis Sánchez, Pastor Ortiz, Lirios, Ampliación Torreón Nuevo, Medallistas Olímpicos y Villas del Real Poniente.

ZI-2. Fraccionamiento Puerta del Sol, Complejo Deportivo Bicentenario, El Realito, Loma Real y una planicie de inundación-agrícola de riego anual y semipermanente.

ZI-3. Fraccionamiento Los Ángeles.

ZI-4. Universidad Tecnológica de Morelia y zonas aledañas.

ZI-5. Ciudad Industrial, el CONALEP y el CETIS 120.

ZI-6. Obrera, Isaac Arriaga, CEDVA y calles Plataneros de Ziracuaretiro-Plan de Ayala.

ZI-7. Club Campestre, Terrazas del Campestre, Ejidal Ocolusen, La Floresta, Jardines del Rincón, Las Américas, Américas Britania, Rincón de Bugambillas, Chapultepec Sur, Chapultepec Oriente, Cinco de Diciembre, Nueva Chapultepec, Camelinas, Electricistas, Infonavit Las Camelinas, Del Empleado, La Rinconada.

ZI-8. Ventura Puente, Félix Ireta, Juárez, Felicitas del Río, Molino de Parras y el Parque Zoológico Benito Juárez.

ZI-9. Villa Universidad, Valle Quieto, Residencial del Sur, Los Fresnos, Real Universidad, Diamante, Calzada La Huerta, Jardines de Torremolinos, Rector Hidalgo y Agustín Arriaga Rivera.

ZI-10. Valladolid, Nueva Valladolid, CEPAMISA, Av. Periodismo.

ZI-11. Tres Puentes, Primo Tapia Poniente, La Colina, Carlos Salazar, Cuatro de Marzo, Mariano Escobedo, Gral. Pedro María Anaya, Unidos Santa Cruz, Wenceslao Victoria, Emiliano Zapata.

ZI-12. Prados Verdes, Granjas del Maestro, Col. Industrial, Ampliación El Porvenir, Popular Progreso.

ZI-13. Quinceo, Lago 1 y Los Manantiales.

ZI-14. El Dorado, Las Águilas, Adolfo López Mateos y Villas del Sol.

ZI-15. La Nueva Esperanza, Hacienda Tinijaro, San Lorenzo Itzicuaró, Villas Insurgentes y una planicie de inundación-agrícola de riego anual.

ZI-16. Libertad, Sentimientos de la Nación, Club Campestre La Huerta y Ampliación Club Campestre La Huerta, instalaciones de Policía y Tránsito Municipal, Procuraduría General de Justicia del Estado, Servicio Médico Forense y canchas de la Liga Municipal de Fútbol.

ZI-17. Leona Vicario, Arcoíris La Huerta, La Huerta, Sitio de Cuautla, Bosques de la Huerta, La Camelina, Hacienda del Valle, Xangari y zonas adyacentes al Arroyo Loma Larga, La Joya y el Dren Ciénega Grande.

Algunas observaciones generales que pueden enunciarse sobre el mapa de tirantes máximos son: a) las zonas de inundación pluvial están controladas por la topografía baja, la cual a su vez es dominada por las fallas de la ciudad; b) los sectores densamente urbanizados y calles angostas incrementan el peligro de inundación y c) las zonas adyacentes y de desembocadura de arroyos, ríos y drenes son de peligro alto.

El mapa de velocidades máximas muestra que las mayores velocidades se alcanzan en la combinación de pendientes altas *versus* escurrimientos-calles (Fig. 7.48). Este fenómeno se observa claramente en la zona NO de la ciudad donde los escurrimientos bajan de la topografía alta de los volcanes El Quinceo y Las Tetillas. Este patrón también se observa en la parte S-SO de la ciudad, con los escurrimientos provenientes de la Caldera de Atécuaro y Sierra de Mil Cumbres. En la parte este de la zona de estudio dicho comportamiento se debe a la presencia del volcán El Punhuato. También se puede distinguir la presencia de velocidades superiores a 1 m/s en el Boulevard García de León, Av. Solidaridad y calles que bajan del Centro Histórico y otras partes altas de la zona centro de la ciudad.

También, el mapa de velocidades permite correlacionar la ocurrencia de eventos de flujos hiperconcentrados y de detritos, como el ocurrido el 10 de julio de 2018 en la parte norte de la ciudad (Fig. 7.49). Es decir, ante la ocurrencia de un evento intenso de lluvia como el sucedido (y el simulado), en la parte norte de la ciudad se alcanzan velocidades de tal magnitud que pueden erosionar y transportar cantidades grandes de sedimentos, detritos y otros objetos de gran tamaño ocasionando graves daños a la población ubicada hacia aguas abajo.

El mapa del tiempo para alcanzar el tirante máximo identifica las zonas más propensas a acumulación de flujo superficial, es decir, los sectores que alcanzan sus profundidades máximas en un mayor tiempo pero también sujetos a alcanzar los anegamientos más severos (tonos naranjas y rojos en la Fig. 7.50). Los sectores que más prontamente logran sus

profundidades máximas son demarcaciones donde el flujo superficial fluye rápidamente de tal forma que la probabilidad de encharcamientos es menor (tonos azules y amarillos).

Otra importancia de este mapa es que ante el conocimiento previo de la ocurrencia de un evento de lluvia extremo (alertado en varias ocasiones por personal de protección Civil), permite advertir sobre el tiempo en que dicha colonia o localidad será afectada de manera significativa por el escurrimiento superficial. Esto podría significar un incipiente sistema de alerta temprana.

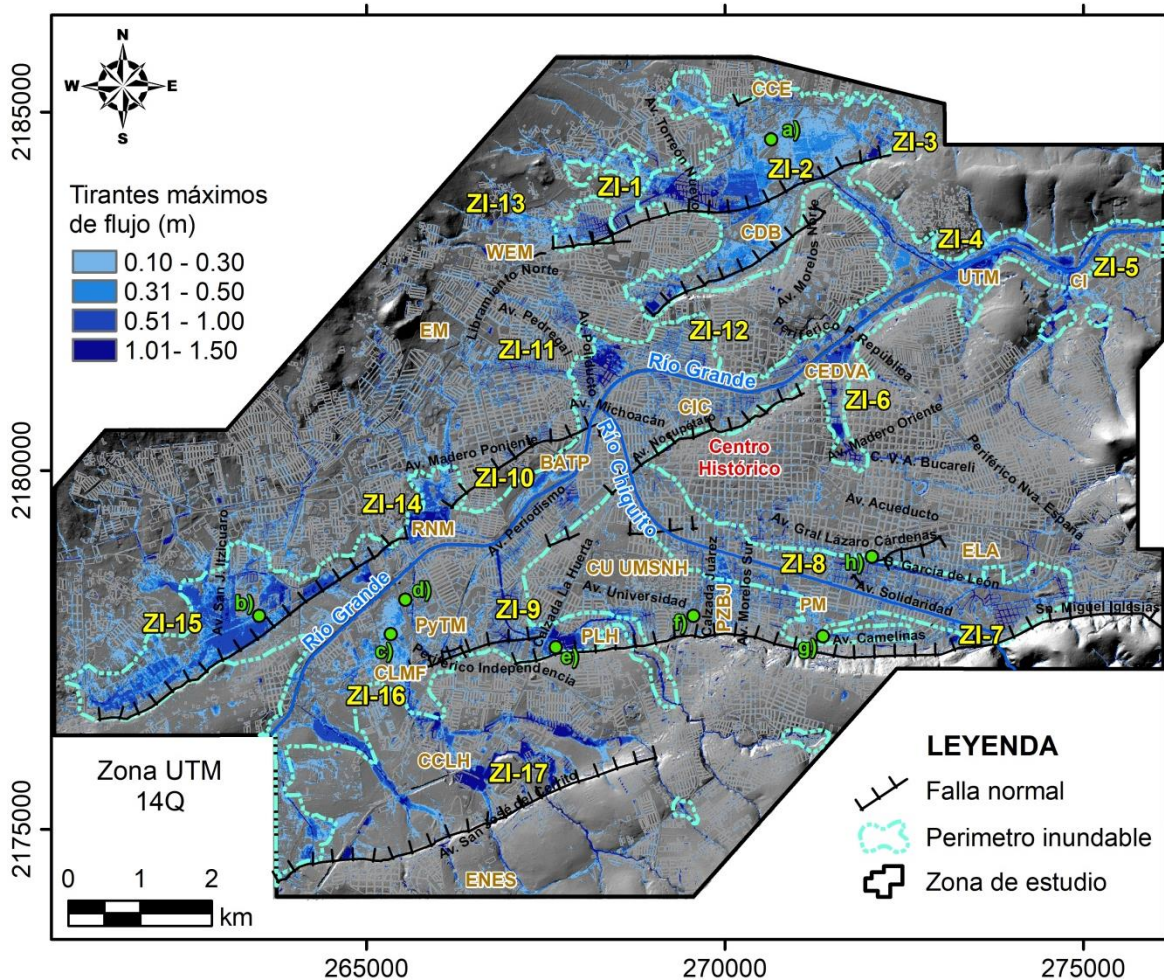


Fig. 7.46. Mapa de tirantes máximos de flujo para una lluvia de una hora de duración y T_r de 50 años. Las siglas corresponden a: CCE: Club Campestre Erandeni, CDB: Complejo Deportivo Bicentenario, UTM: Universidad tecnológica de Morelia, CI: Ciudad Industrial, CEDVA (Escuela de Mecánica Automotriz), ELA: Espacio Las Americas; PM: Planetario de Morelia; PZBJ: Parque Zoológico Benito Juárez, PLH: Plaza La Huerta, ENES: Escuela de Estudios Nacional de Estudios Superiores, CCLH: Club Campestre La Huerta, CLMF: Canchas de la Liga Municipal de Fútbol, PyT: Policía y Tansito Municipal; RNM: Resrva Natural Los Manantiales; EM: Estadio Morelos, WEM: Walmart Estadio Morelia, B ATP: Bodega Aurrera Tres Puentes y CIC: Complejo Industrial del Centro.



Fig. 7.47. Zonas de inundación pluvial en la ciudad de Morelia: a) Av. Mezquital, camino a Fraccionamiento Puerta del Sol ([CB Televisión, 2018](#)); b) Hacienda Tinijaro; c) canchas de la Liga Municipal de Fútbol ([Mi Morelia, 2017b](#)); d) Cruce entre Av. Siervo de la nación y Periférico Paseo de la República ([Contramuro, 2017](#)); e) Plaza La Huerta ([Primera Plana Noticias, 2018](#)); f) Av. Juárez ([La Voz de Michoacán, 2018c](#)); g) Av. Camelinas frente a Plaza Camelinas ([Mi Morelia, 2018](#)); h) Boulevard García de León ([La Voz de Michoacán, 2018d](#)). Para ubicación espacial referirse al mapa de la [Fig. 7.46](#).

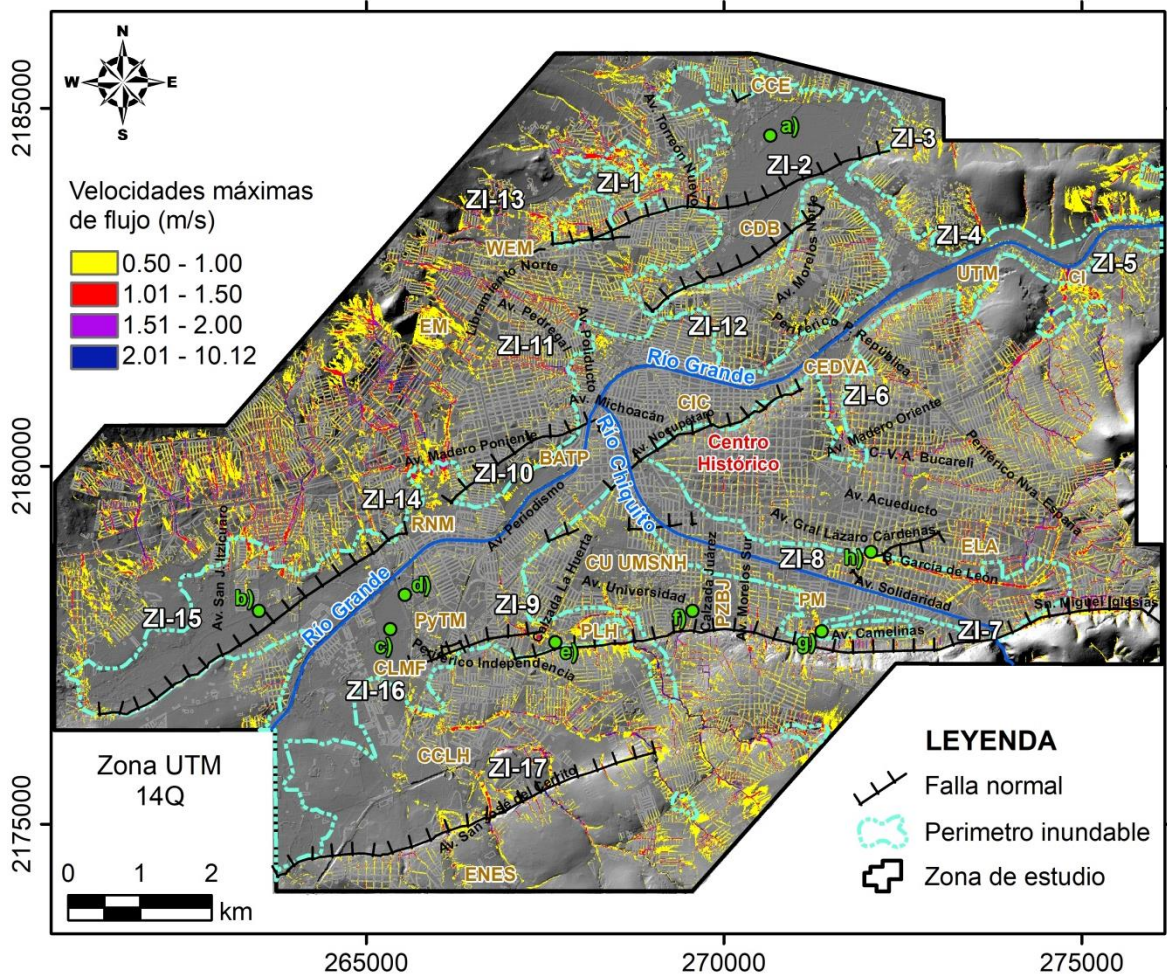


Fig. 7.48. Mapa de velocidades máximas de flujo para una lluvia de una hora de duración y T_r de 50 años.

Finalmente, la Fig. 7.51 muestra el mapa de peligro para eventos pluviales extremos en la zona urbana de Morelia. Las pautas para delimitar las zonas de peligro está basado principalmente en las siguientes consideraciones: a) documentación sobre los criterios para elaborar mapas de peligro por inundación (CENAPRED, 2004b; FEMA, 2004; Manilow, 2005; Rossi, 2009), b) conocimiento *a priori* de la vulnerabilidad de la ciudad ante las inundaciones, c) observaciones de los efectos dañinos en la infraestructura y población y d) la consideración de que mientras las condiciones de seguridad no cambien, el peligro será cada vez mayor.

Dado que existe un consenso generalizado que las dos variables hidráulicas que más influyen en el peligro por inundaciones son el tirante y la velocidad del flujo (Cervantes-Jaimes, 2012), los criterios que se consideraron para la elaboración del mapa de peligro se muestran en la Tabla 7.34.



Fig. 7.49. Imágenes de los daños ocasionados por el flujo de detritos ocurrido en julio de 2018 en la parte norte de la ciudad de Morelia. El evento fue magnificado por el desprendimiento de suelo del Quinceo. Las colonias mayormente afectadas en este evento fueron Lago I, II y III, Quinceo, Mirador del Quinceo, Ex Hacienda de Quinceo, Medallistas Olímpicos y Gertrudis Sánchez, las cuales se localizan en las ZI-1, ZI-11 y ZI13. De la Fig. 7.46. Las fotografías fueron tomadas de [La Voz de Michoacán \(2018b\)](#), [Quadratín \(2018\)](#) y [Reporte Indigo \(2018\)](#).

Tabla 7.34. Criterios para la definición del peligro por inundaciones.

Nivel de peligro	Tirante máximo, h (m)		Sumersión, I (m ² /s)
Alto	$h > 1$	o	$vh > 1$
Medio	$0.5 < h < 1$	o	$0.5 < vh < 1$
Bajo	$0.1 < h < 0.5$	y	$0.1 < vh < 0.5$

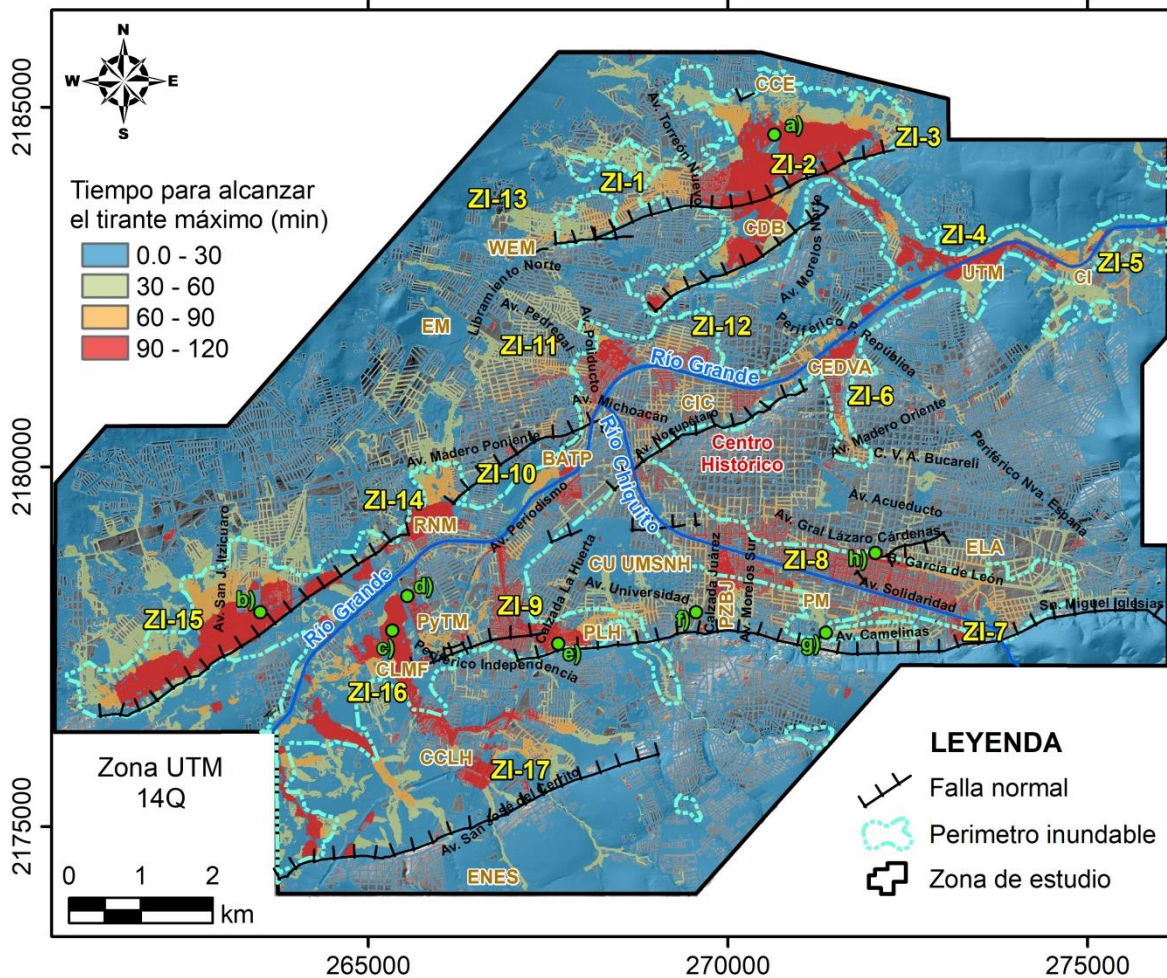


Fig. 7.50. Mapa de tiempo para alcanzar el tirante máximo de flujo para una lluvia de una hora de duración y T_r de 50 años.

Es pertinente subrayar que el mapa de peligro solo considera inundación pluvial y debe ser complementado con modelaciones de inundación fluvial. En este trabajo se han calculado los caudales pico asociados a lluvias con diferentes T_r (ver subcapítulo 7.8.2), los cuales pueden ser utilizados para este fin.

Sin embargo, el mapa de peligro muestra el perímetro inundable, el cual hace referencia a los sectores que históricamente han sido afectados por el desbordamiento de los cauces y arroyos principales. Este polígono es considerado como de peligro medio-alto casi en su totalidad lo que proporciona un complemento importante al modelo de inundación pluvial.

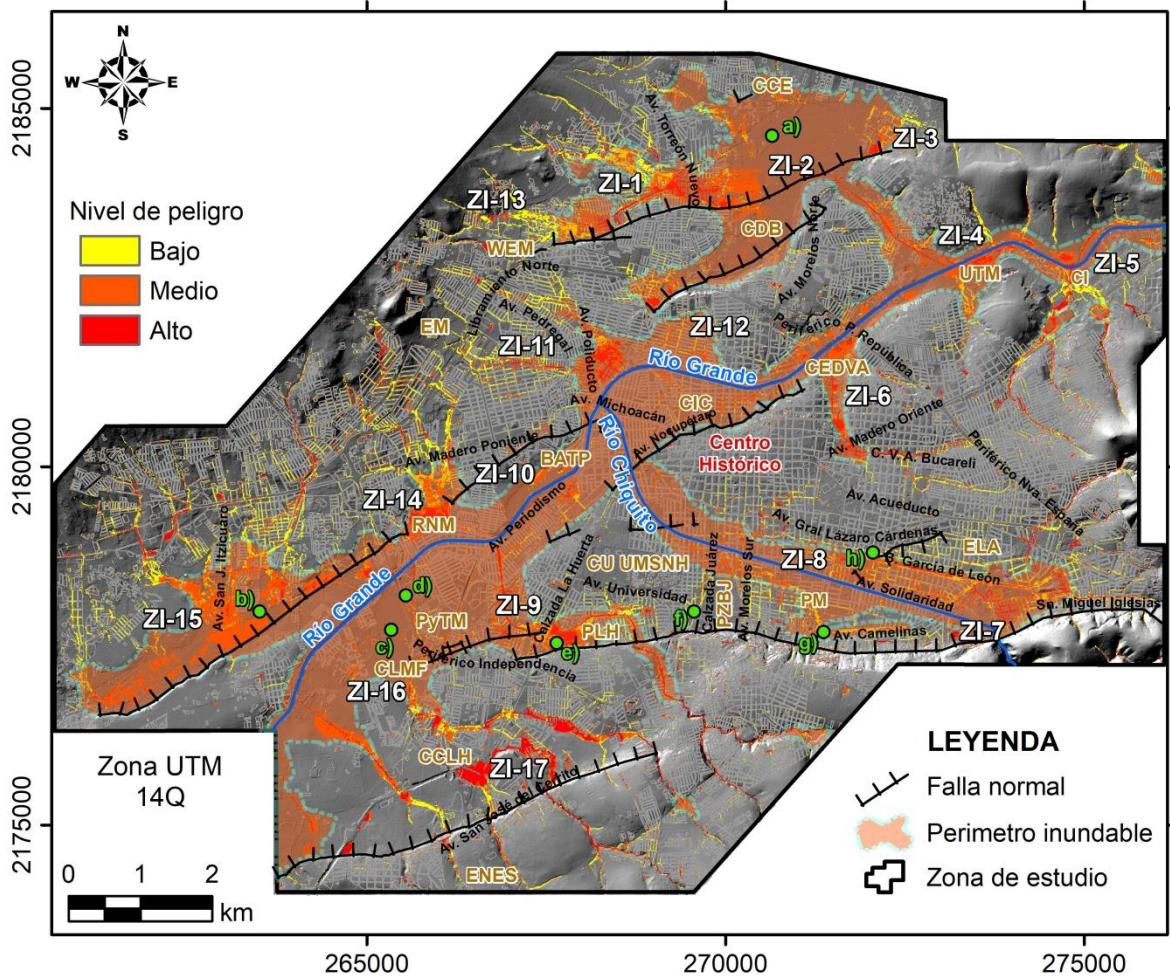


Fig. 7.51. Mapa de peligro para una lluvia de una hora de duración y T_r de 50 años. Complementado con el perímetro inundable por desbordamiento de los ríos Grande y Chiquito.

7.9.2 Modelos de subsidencia-inundación en zonas de alto hundimiento

Dado que uno de los objetivos principales de este trabajo es evaluar el papel de la subsidencia como factor condicionante del peligro por inundaciones, se modelaron eventos de inundación a escala local en tres de los sectores con mayores tasas de subsidencia futura (Fig. 7.52). Dichos sectores son denominados:

1. Sector Falla Manantiales (SFM)
2. Sector Falla Nocupétaro (SFN)
3. Sector Falla El Realito (SFR)

Para determinar el efecto de la subsidencia y urbanización futura en los modelos de inundación se simularon tres escenarios para cada sector. Los escenarios son:

- a. Escenario de inundación con subsidencia actual (EIS-2017).
- b. Escenario de inundación con subsidencia futura (EIS-2050).

c. Escenario de inundación con subsidencia y urbanización futura (EISU-2050).

Para estos escenarios se evaluaron solo las variables hidráulicas: **tirantes máximos** y **velocidades máximas**. Finalmente, dado que la diferencia entre las magnitudes de estas variables para cada escenario varían en valores bajos (Figs. 7.53, 7.57 y 7.60), la manera de observar los cambios es visualizando esta diferencia. La diferencia se obtuvo mediante algebra de *rasters* de los resultados (tirantes y velocidades) de cada escenario como se plantea en el Capítulo 6. Dichos resultados se denominan: I) **DEIS-5017** y II) **DEISU-5017**.

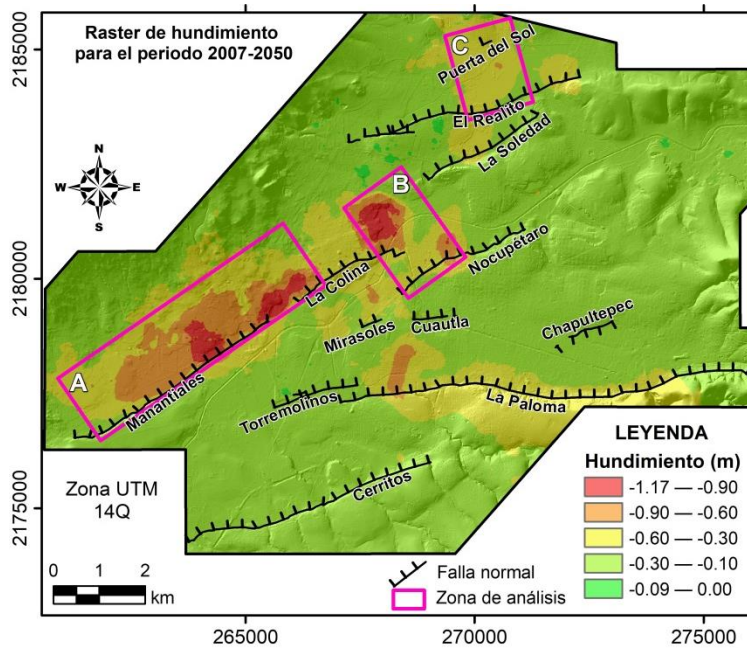


Fig. 7.52. Sectores para análisis subsidencia-inundación: A. Sector F. Manantiales, B. Sector F. Nocupétaro y C. Sector F. Realito.

1. Sector Falla Manantiales

La [Tabla 7.35](#) presenta el resumen de las variables de entrada y salida para los escenarios EIS-2017, EIS-2050 y EISU-2050. En ella se puede observar que la resolución espacial de los escenarios es de 3 m y que el tiempo de simulación del EISU-2050 se asignó de 6 horas (por lo que el tiempo computacional difiere de los otros escenarios). Esta ampliación del lapso temporal de inundación se realizó con el objetivo de dar más tiempo de recorrido al flujo superficial, dado que se modificaron significativamente las condiciones del terreno al aumentar la mancha urbana.

También se puede percibir que el área de inundación máxima es de 7.4 km² (76% del área total), mientras que de apenas 1.7 km² (17.3% del total) para tirantes superiores a 15 cm.

En la [Fig. 7.53](#) se presentan las variables hidráulicas de estudio para cada uno de los escenarios de inundación simulados en FLO-2D.

Tabla 7.35. Resumen de variables de entrada y salida en FLO-2D de los escenarios de inundación en el SFM. *Para una laptop con Intel® Core™ i7-6700HQ CPU @ 2.60GHz y 16GB de RAM.

Escenario de inundación	EIS-2017	EIS-2050	EISU-2050
Características del dominio computacional:			
Tamaño de elementos de malla (m)		3	
Número total de elementos de malla		1,088,835	
Área del sistema de malla (km ²)		9.7995	
Tiempo de simulación computacional (h)*	2.32153	2.13062	6.11597
Ingreso de flujo:			
Lluvia total (mm)	82.4990	82.4998	82.4999
Volumen de lluvia (m ³)	627,214.442	627,219.786	542,543.968
Salida del flujo:			
Agua perdida por intercepción (m ³)	0.000	0.000	0.000
Almacenamiento en llanuras de inundación (m ³)	490,478.988	509,981.498	412,603.019
Hidrograma de salida de flujo en llanuras de inundación (m ³):	136,735.454	117,238.088	129,940.454
Superficie de inundación independientemente del momento en que se produzca:			
Área de inundación máxima (m ²)	7,415,905.770	7,415,905.770	6,368,257.710
Área de inundación máxima (tirantes > 0.15 m) (m ²)	1,698,882.570	1,720,349.910	1,630,240.290

I) Análisis del resultado DEIS-5017 para el SFM

El DEIS-5017 revela que el efecto de la subsidencia ocasiona que una superficie de casi 2.1 km² sufra incremento de los tirantes de flujo (Tabla 7.36 y Fig. 7.54a). Se observa que el mayor incremento de tirantes de inundación se presenta en la Reserva Natural Los Manantiales (RNM) la cual es una zona topográficamente baja de acumulación de escurrimientos (Fig.7.55). En esta zona, la profundidad del flujo se incrementa 0.5 m, lo que corresponde con una estimación de la subsidencia máxima futura de casi 0.7 m.

Por otra parte, también se observa un incremento de tirantes en las calles dentro del Residencial El Dorado, donde se alcanzan valores de hasta 30 cm (Fig. 7.54a y Fig.7.56). Finalmente, puede observarse la acumulación de flujo al sur y suroeste de la colonia Hacienda Tinijaro y oeste del Fraccionamiento San Lorenzo Itzúcuaro, con incrementos de profundidad de hasta 15 cm; actualmente estos terrenos se caracterizan por ser de agricultura de temporal y anual. No obstante hay indicios de futura urbanización, pues se observan varias viviendas y lotificación de terrenos. Se estima un hundimiento futuro máximo de 0.5 m para esta región.

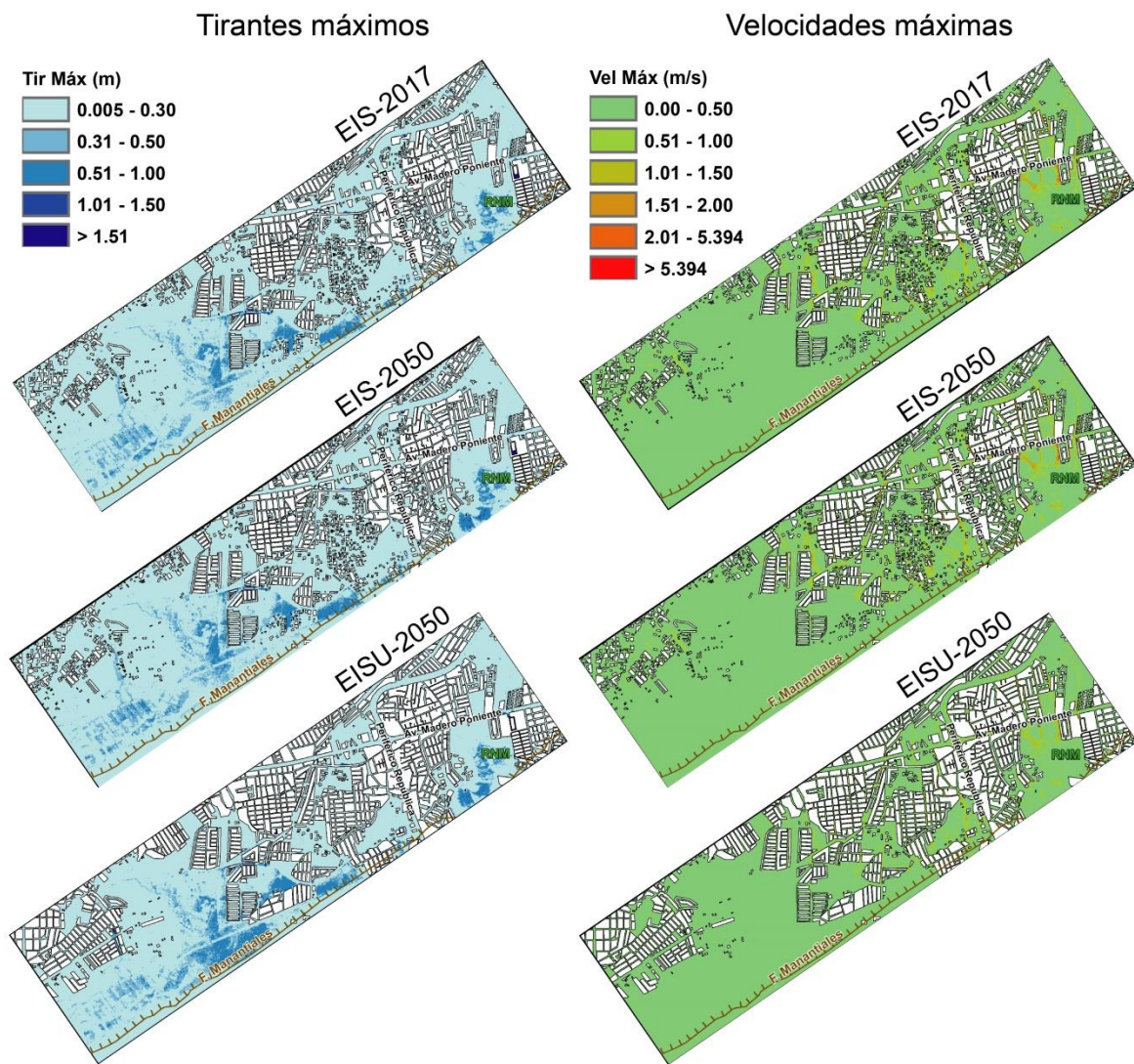


Fig. 7.53. Resultados (tirantes y velocidades) de los escenarios de inundación para el SFM.

Tabla 7.36. Incremento en magnitud y área de las variables de inundación del DEIS-5017 en el SFM.

Incremento de tirante (m)	Área de inundación que sufrió incremento de tirante (km ²)	Incremento de velocidad (m/s)	Área de inundación que sufrió incremento de velocidad (km ²)
0 - 0.15	2.042 (97.56%)	0 - 0.50	1.57 (99.94%)
0.151 - 0.30	0.021 (1.00%)	0.501 - 1.08	0.001 (0.06%)
0.301 - 0.50	0.03 (1.43%)		
	Total: 2.093 (100%)		Total: 1.571 (100%)

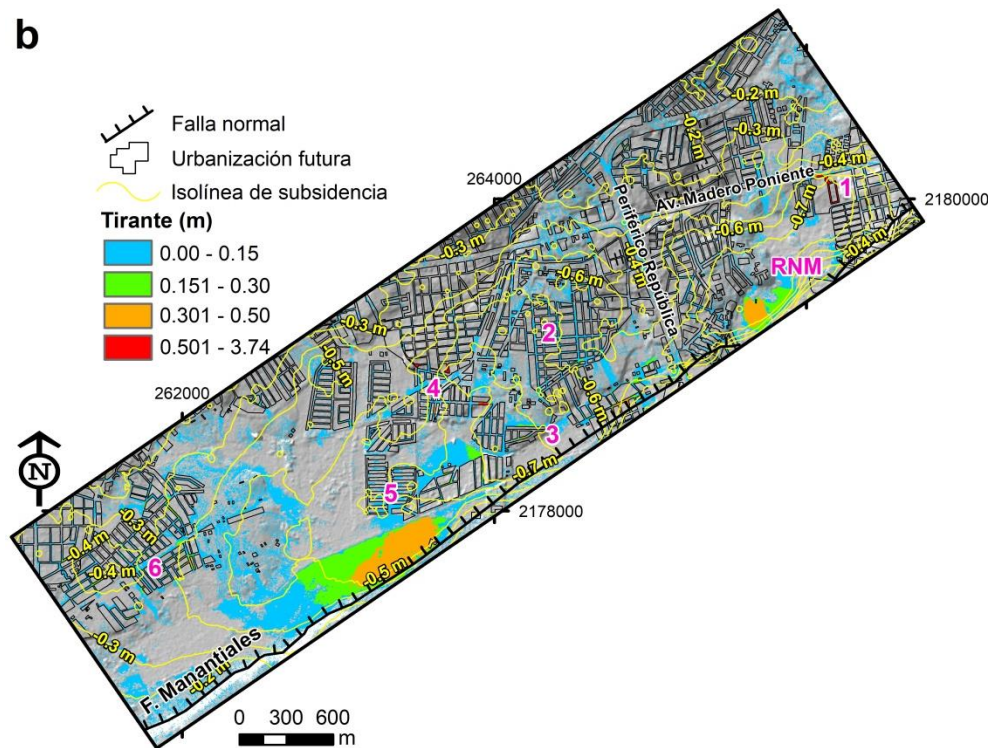
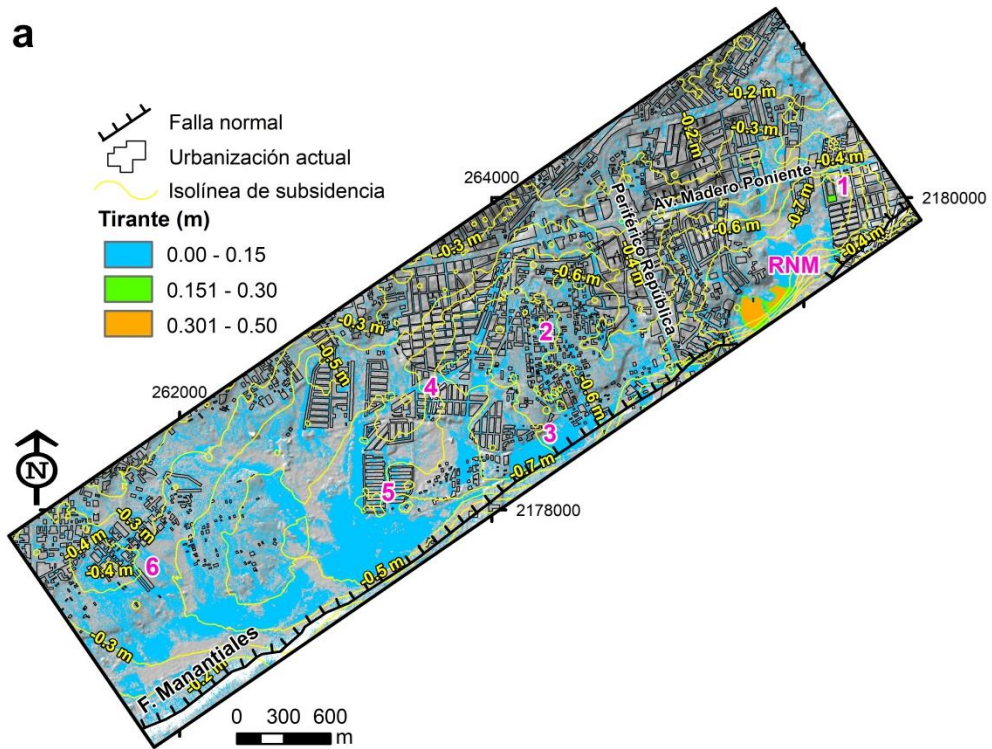


Fig. 7.54. Tirantes de flujo para el DEIS-5017 (a) y DEISU-5017 (b) del SFM. Los números hacen referencia a: Fracc. El Dorado (1), Col. Arboledas Valladolid (2), Col. La Nueva Esperanza (3), Col. Margarita Maza de Juárez (al norte), Ignacio López Rayón (al sur) (4), Hacienda Tinijaro (5) y Fracc. San Isidro Itzicuaró (6).



Fig. 7.55. Reserva Natural Los Manantiales, Morelia, Mich. Actualmente algunos sectores de esta reserva son destinadas a la recreación.

En cuanto a las velocidades de flujo en su mayoría se incrementan 0.5 m/s en un área de 1.57 km² (Anexo G, Fig. G1). Esto indica que los topográficos del terreno generarían flujos escurrimientos más veloces.

Por último, considerando el aumento del tirante máximo del EIS-2050, con respecto al tirante máximo del EIS-2017, se observa un incremento del 12% en esta variable. En el caso de las velocidades se presenta un incremento del 20%.

II) Análisis del resultado DEISU-5017 para el SFM

En primera instancia se puede observar que debido a la urbanización se presenta una reducción del área inundable con respecto al DEIS-5017 (Tabla 7.37). También, los resultados de este análisis muestran el incremento de tirantes en los sectores donde se presenta desarrollo urbano, principalmente en las calles más angostas (Fig. 7.54b). Las calles afectadas se localizan en las colonias Margarita Maza de Juárez, Ignacio López Rayón y La Nueva Esperanza. Los tirantes alcanzan Incrementos de hasta 0.5 m con respecto al escenario inicial. También se puede observar que se presenta acumulación de flujo en donde las construcciones civiles obstaculizan el escurrimiento natural, generándose profundidades de agua superiores a los 0.5 m (y hasta 3.74 m en algunas celdas) tal es el caso del Fraccionamiento Residencial El Dorado. Este efecto de inundación en dicho fraccionamiento puede ocurrir si se edifica en el terreno que se ubica al costado izquierdo de la entrada principal, el cual actualmente permite el flujo superficial hacia aguas abajo (Fig. 7.56).

Finalmente, se observa que el sector de cultivos en el SO de la zona presenta un alto incremento en los tirantes con respecto al DEIS-5017, es decir, se pasa de 0.15 m hasta

valores de 0.5 m. Este fenómeno es resultado de haber dado un mayor tiempo de simulación al EISU-2050, lo que brindó más tiempo al flujo para llegar a este destino, la cual es una zona de topografía baja y acumulación de flujo. Por este motivo es altamente recomendable que esta zona no sea urbanizada en el futuro.

Tabla 7.37. Incremento en magnitud y área de las variables de inundación del DEISU-5017 en el SFM.

Incremento de tirante (m)	Área de inundación que sufrió incremento de tirante (km ²)	Incremento de velocidad (m/s)	Área de inundación que sufrió incremento de velocidad (km ²)
0 - 0.15	1.27 (78.83%)	0 - 0.50	0.876 (97.43%)
0.151 - 0.30	0.19 (11.79%)	0.501 - 1.08	0.021 (2.33%)
0.301 - 0.50	0.141 (8.76%)	1.081 - 6.51	0.002 (0.24%)
0.501 - 3.74	0.01 (0.62%)		
Total: 1.611 (100%)		Total: 0.899 (100%)	

De la misma manera que con los tirantes, las velocidades reducen su extensión a casi 0.9 km². Se presenta un incremento importante de velocidades en zonas donde la urbanización reduce las áreas hidráulicas del flujo. Principalmente, en calles dentro del fraccionamiento San Lorenzo Itzicuaró y Arboledas Valladolid (Fig. G2).

Finalmente, el aumento del tirante máximo del EISU-2050, con respecto al tirante máximo del EIS-2017, presenta un incremento del 94%. Mientras tanto en las velocidades, el aumento es del 121%.



Fig. 7.56. Fraccionamiento El Dorado. FLO-2D lo identifica como de alto riesgo si se edifica en el terreno de la derecha, el cual permite el flujo hacia agua abajo, actualmente.

2. Sector Falla Nocupétaro

La [Tabla 7.38](#) presenta un resumen de las variables de entrada y salida de la modelación de los escenarios y la [Fig. 7.57](#) exhibe los resultados de las profundidades y velocidades máximas de flujo. En este caso, el tamaño de elementos de malla es de 2 metros. Se reporta un superficie máxima inundable de 1.6 km² (43% del total) y de 0.33 km² (8.9% del total) para tirantes mayores a 0.15 m.

Tabla 7.38. Resumen de variables de entrada y salida en FLO-2D de los escenarios de inundación en el SFN. *Para una laptop con Intel® Core™ i7-6700HQ CPU @ 2.60GHz y 16GB de RAM.

Escenario de inundación	EIS-2017	EIS-2050	EISU-2050
Características del dominio computacional:			
Tamaño de elementos de malla (m)		2	
Número total de elementos de malla		930,507	
Área del sistema de malla (km ²)		3.7220	
Tiempo de simulación computacional (h)*	1.00659	1.08765	0.92285
Ingreso de flujo:			
Lluvia total (mm)	82.4949	82.4972	82.4996
Volumen de lluvia (m ³)	136,735.964	136,739.815	121,448.608
Salida del flujo:			
Agua perdida por intercepción (m ³)	0.000	0.000	0.000
Almacenamiento en llanuras de inundación (m ³)	124,703.430	125,144.186	110,043.647
Hidrograma de salida de flujo en llanuras de inundación (m ³):	12,032.534	11,595.629	11,404.961
Superficie de inundación independientemente del momento en que se produzca:			
Área de inundación máxima (m ²)	1,563,092.4	1,563,092.4	1,376,340.040
Área de inundación máxima (tirantes > 0.15 m) (m ²)	333,263.4	332,410.2	297,531.160

I) Análisis del resultado DEIS-5017 para el SFN.

El resultado de este análisis es reportado en la [Tabla 7.39](#). Una extensión de 1.25 km² presenta aumento en los tirantes, en donde la mayor parte (87%) sufre un incremento de apenas 10 cm.

Tirantes máximos

Velocidades máximas

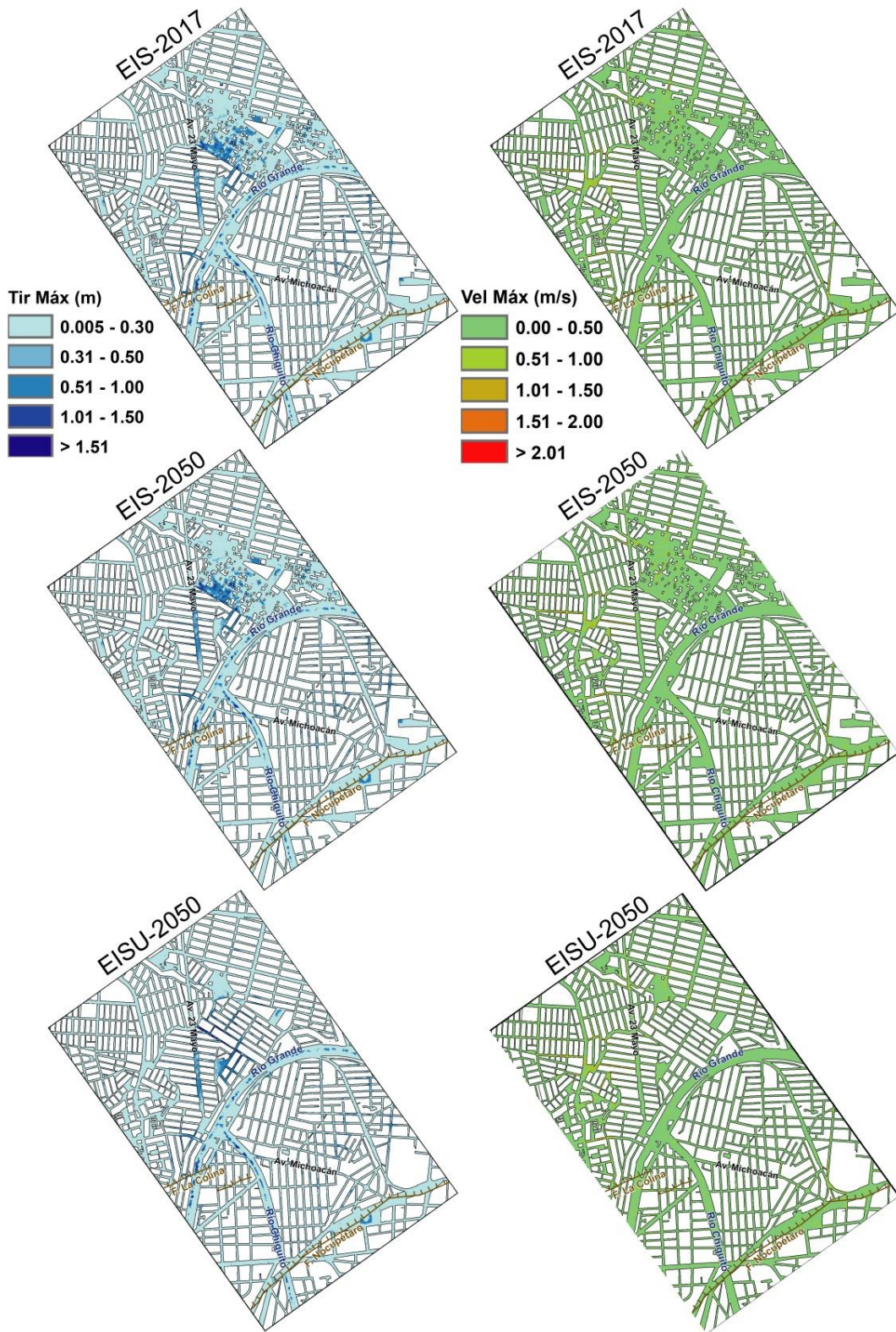


Fig. 7.57. Resultados (tirantes y velocidades) de los escenarios de inundación para el SFN.

Tabla 7.39. Incremento en magnitud y área de las variables de inundación del DEIS-5017 en el SFN.

Incremento de tirante (m)	Área de inundación que sufrió incremento de tirante (km ²)	Incremento de velocidad (m/s)	Área de inundación que sufrió incremento de velocidad (km ²)
0 - 0.10	1.09 (87.2%)	0 - 0.50	0.96 (99.96%)
0.101 - 0.192	0.16 (12.8%)	0.501 - 0.943	0.0004 (0.04%)
Total: 1.25 (100%)			Total: 0.9604 (100%)

Se observa que la calle Poliducto-23 de Mayo presenta en su mayoría un incremento de 10 cm de tirante. Esta avenida es conocida históricamente por padecer de anegamientos ante eventos de lluvia. Pero en general, la mayoría de las calles de las colonias 4 de Marzo y Primo Tapia Poniente sufren este incremento de profundidad. También, son claramente identificables calles de las colonias Tres Puentes y Gral. Pedro María Anaya con el mismo incremento de profundidad del flujo (Fig. 7.58a).

Las colonias más afectadas en esa misma región (al norte del Río Grande) son las colonias Carlos Salazar y Ampliación Carlos Salazar (no urbanizada totalmente, Fig. 7.59), donde se presentan incrementos de hasta 20 cm en algunos sectores. Estas colonias también son conocidas históricamente por ser de alto riesgo de inundaciones fluviales. Actualmente, estas colonias están protegidas por una barda-dique ante el desbordamiento del cauce. Sin embargo, el modelo FLO-2D muestra que son colonias de alto riesgo también ante inundaciones pluviales.

Cabe señalar que estas colonias, además de presentar una topografía baja, la fuerte subsidencia han provocado que se convierta en una zona de acumulación de flujo o desagüe natural de las partes altas de la zona.

Del lado sur del Río Grande (en intersección con el río Chiquito) se identifica que la colonia Jacarandas también es fuertemente afectada por el aumento de los tirantes. Además, es claro el aumento de tirantes en calles de las colonias El Porvenir, Las Flores e Industrial, en esta última, la calle Zinc alcanza valores por encima de 1.5 m (Fig. 7.58a). La avenida Nocupétaro también se ve afectada con incrementos de tirante de hasta 10 cm.

En cuanto a las velocidades, un área de 0.96 km² sufre de incremento, la mayor parte con magnitudes de 0.5 m/s (Tabla 7.39 y Fig. G2a).

Existe un 5.8% de incremento en la profundidad y un 13% en la velocidad del flujo con respecto al EIS-2017.

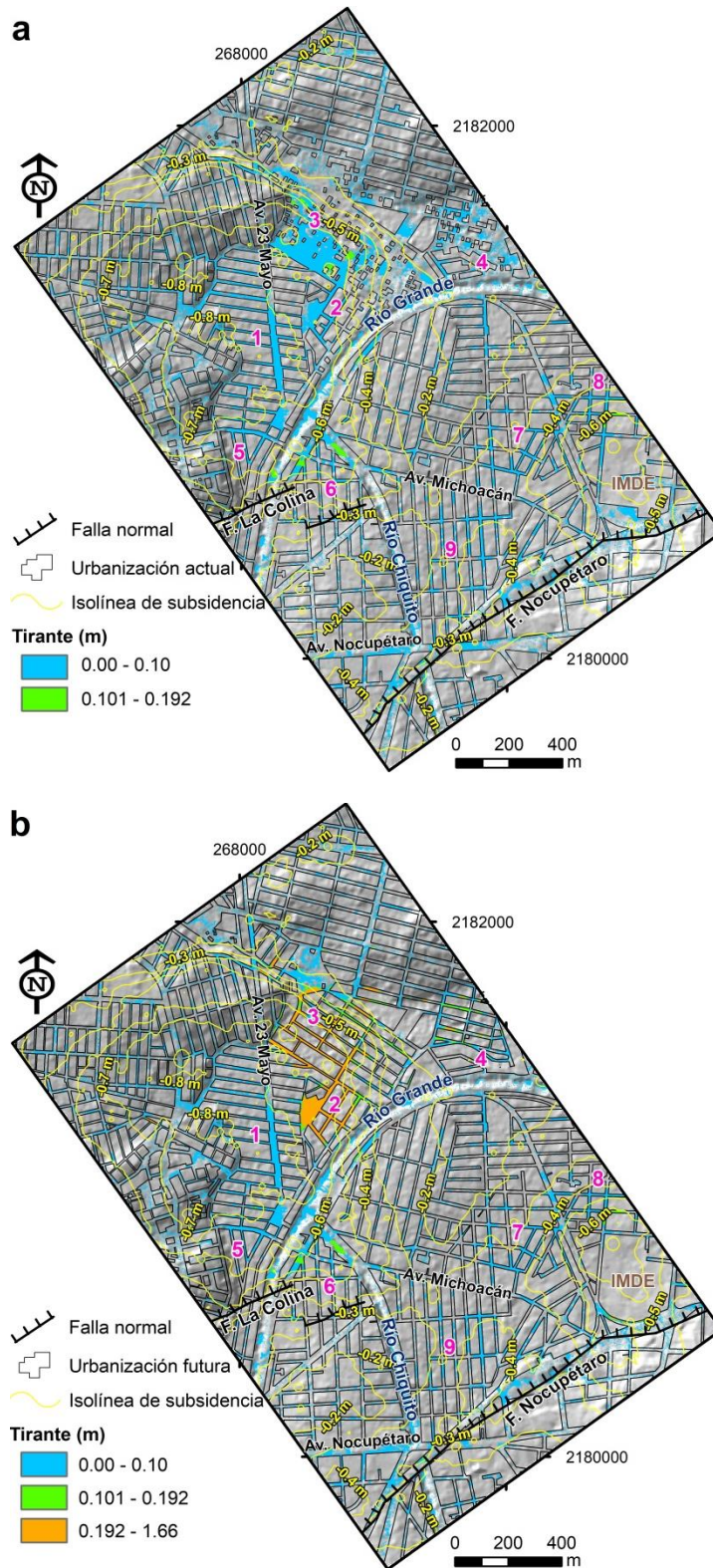


Fig. 7.58. Tirantes de flujo para el DEIS-5017 (a) y DEISU-5017 (b) del SFN. Los números hacen referencia a las colonias: 4 de marzo (1), Carlos Salazar (2), Amp. Carlos Salazar (3), Gral. Pedro María Anaya (4), Tres Puentes (5), Jacarandas (6), El Porvenir (7), Industrial (8) y Las Flores (9).

II) Análisis del resultado DEISU-5017 para el SFN

En la [Tabla 7.40](#) se escriben las estadísticas de los incrementos de las variables hidráulicas analizadas para este escenario.

Tabla 7.40. Incremento en magnitud y área de las variables de inundación del DEISU-5017 en el SFN.

Incremento de tirante (m)	Área de inundación que sufrió incremento de tirante (km ²)	Incremento de velocidad (m/s)	Área de inundación que sufrió incremento de velocidad (km ²)
0 - 0.10	0.50 (79.36%)	0 - 0.50	0.54 (99.18%)
0.101 - 0.192	0.04 (6.35%)	0.501 - 0.943	0.004 (0.73%)
0.192 - 1.66	0.09 (14.29%)	0.944 - 1.50	0.0004 (0.07%)
		1.501 - 3.828	0.00007 (0.02%)
Total: 0.63 (100%)		Total: 0.54447 (100%)	

El mapa de la [Fig. 7.58b](#) muestra claramente el efecto de urbanizar en su totalidad a la colonia Ampliación Carlos Salazar en el futuro. Este hecho ocasionaría que en algunas calles el flujo se incremente por encima de 1.5 m con respecto a tirantes actuales. Además, incrementaría la peligrosidad de las colonias Carlos Salazar, Gral. Pedro María Anaya e incluso Prados Verdes (al sureste de esta última) debido al desvío del escurrimiento superficial hacia esas colonias, ocasionándoles incremento de tirantes de entre 0.10 y 1.65 m.

Otra zona que se vería seriamente afectada es la calle Vicente Riva Palacios a la altura del IMDE Morelia 150, siempre y cuando este terreno sea modificado a una manzana catastral totalmente construida ([Fig. 7.60](#)). La mayoría de las demás regiones mantienen sus condiciones de inundación (con respecto al DEIS-5017) dado que se trata de una región prácticamente urbanizada en su totalidad.

En cuanto al mapa de velocidades ([Fig. G2b](#)) no parece haber cambios significativos con respecto al escenario anterior, sin embargo, algunas celdas en las intersecciones de las calles de la colonia Ampliación Carlos Salazar se alcanzan magnitudes de casi 4 m/s.

Finalmente, si se considera el valor máximo de profundidad del EISU-2050 y el máximo del EIS-2017, se presenta un incremento del 49.9% en esta variable, mientras que el mismo ejercicio para las velocidades muestra un incremento del 52.6%.



Fig. 7.59. Colonia Ampliación Carlos Salazar. Actualmente, las calles sin pavimento y varios terrenos baldíos con vegetación amortiguan los eventos de inundación.



Fig. 7.60. Calle Vicente Riva Palacios. La ubicación y orientación de esta calle podría ser un problema en las inundaciones futuras, si el IMDE es modificado a una unidad habitacional.

3. Sector Falla El Realito

La Tabla 7.41 muestra las estadísticas de variables de entrada y salida de las simulaciones de inundación para el SFR. Estos escenarios tienen una resolución espacial de 2 m, el área máxima de inundación es de 2.4 km² (85.7% del total) y de 0.6 km² (21.4% del total) para tirantes mayores a 0.15 m. La Fig. 7.61 expone los modelos que resultaron de estas simulaciones, específicamente las variables: tirantes máximos y velocidades máximas.

Para este caso el EISU-2050 tuvo un tiempo de simulación de 12 horas, con el objetivo de dar tiempo al flujo de finalizar sus recorridos, dada la modificación de la zona urbana.

I) Análisis del resultado DEIS-5017 para el SFR

Una vez que se revisaron los resultados de este análisis se determinó que los tirantes que incrementaron su magnitud cubren un área de 1.93 km², mientras que las velocidades cubren una superficie de 1.75 km² (Tabla 7.42). Principalmente, predominan los tirantes de 0 a 5 cm y las velocidades entre 0 y 0.20 m/s.

El mapa de la Fig. 7.61a muestra que se trata de un sector con desarrollo urbano incipiente, por lo que el flujo encuentra poca resistencia en su camino hacia aguas abajo (al sur del sector). Esta razón podría motivar el poco incremento de tirantes, aunque también el hundimiento máximo proyectado al 2050 es de apenas 40 cm.

Tabla 7.41. Resumen de variables de entrada y salida en FLO-2D de los escenarios de inundación en el SFR. *Para una laptop con Intel® Core™ i7-6700HQ CPU @ 2.60GHz y 16GB de RAM.

Escenario de inundación	EIS-2017	EIS-2050	EISU-2050
Características del dominio computacional:			
Tamaño de los elementos de malla (m)		2	
Número total de elementos de malla		700,803	
Área del sistema de malla (km ²)		2.8032	
Tiempo de simulación computacional (h)	0.82788	0.85986	4.66382
Ingreso de flujo:			
Lluvia total (mm)	82.4973	82.4936	82.4944
Volumen de lluvia (m ³)	196,924.129	196,915.192	166,973.542
Salida del flujo:			
Agua perdida por intercepción (m ³)	0.000	0.000	0.000
Almacenamiento en llanuras de inundación (m ³)	169,962.140	173,186.855	112,173.192
Hidrograma de salida de flujo en llanuras de inundación (m ³):	26,961.990	23,728.337	54,800.350
Superficie de inundación independientemente del momento en que se produzca:			
Área de inundación máxima (m ²)	2,360,058.960	2,360,058.960	1,993,936.400
Área de inundación máxima (tirantes > 0.15 m) (m ²)	566,834.960	584,146.080	487,872.240

Tirantes máximos

Velocidades máximas

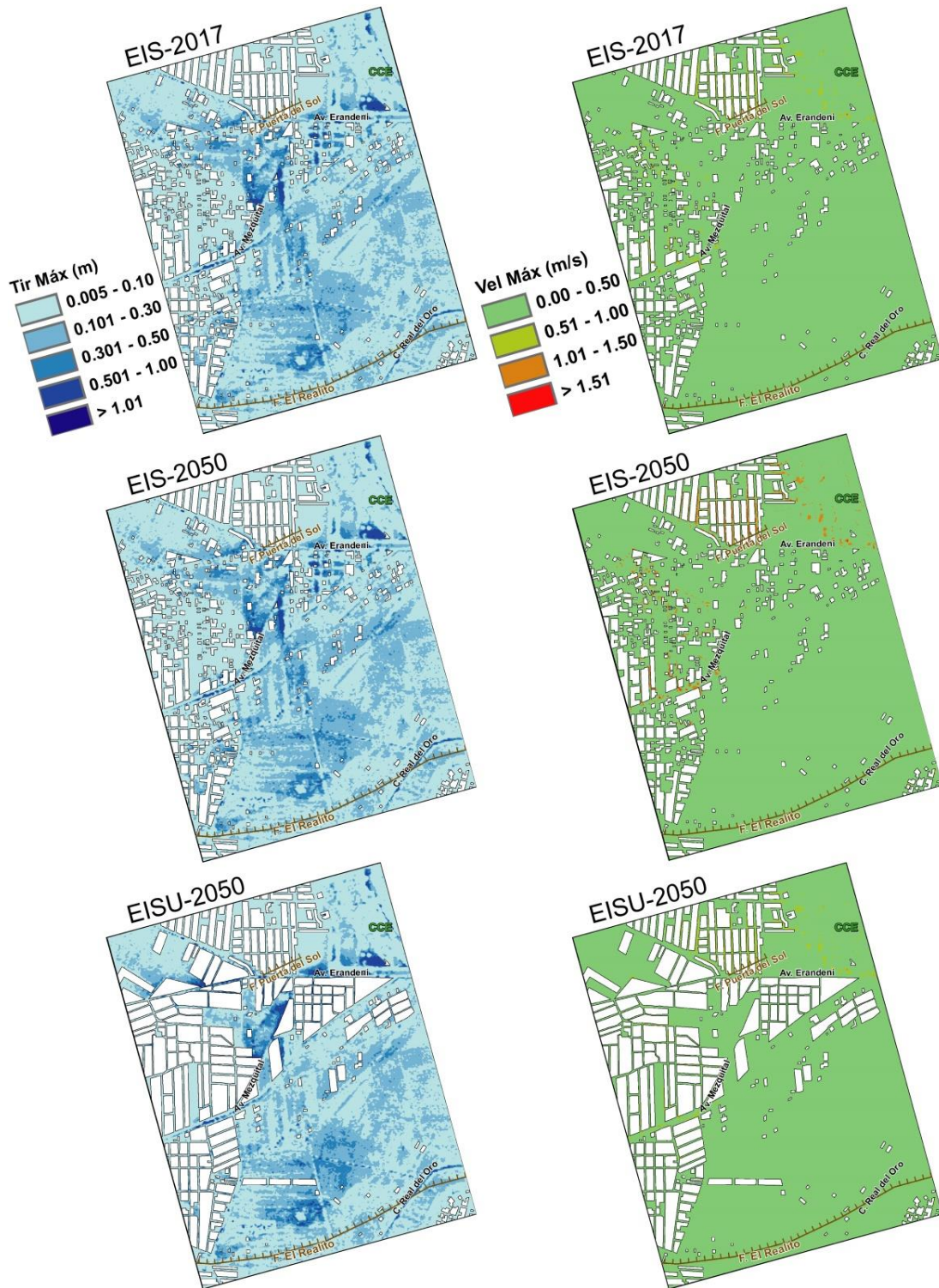


Fig. 7.61. Resultados de los escenarios (tirantes y velocidades) de inundación para el SFR.

Los tirantes más altos se concentran en la zona baja de la región (pie de la falla El Realito) la cual es una zona destinada a la agricultura actualmente (Fig. 7.63). Una de las razones de que el incremento de tirantes en esta zona sea bajo (apenas 10 cm) tiene que ver con el tiempo de simulación que se dio a la “corrida”, el cual fue de dos horas. Este hecho no permite el tránsito total del flujo, necesario para almacenar mayor cantidad de agua en esa zona, como si se observa en la Fig. 7.62b, ya que para esta simulación el tiempo de corrida fue de 12 horas como se mencionó anteriormente.

Tabla 7.42. Incremento en magnitud y área de las variables de inundación del DEIS-5017 en el SFR.

Incremento de tirante (m)	Área de inundación que sufrió incremento de tirante (km ²)	Incremento de velocidad (m/s)	Área de inundación que sufrió incremento de velocidad (km ²)
0 - 0.05	1.84 (95.54%)	0 - 0.20	1.75 (99.89%)
0.05 - 0.096	0.086 (4.46%)	0.201 - 0.417	0.002 (0.11%)
	Total: 1.926 (100%)		Total: 1.752 (100%)

El mapa de las celdas con incremento de velocidad para el DEIS-5017 de este sector se puede consultar en el Anexo G, Fig. G3b.

Considerando el valor máximo de incremento de tirante con respecto al tirante del escenario EIS-2017, la profundidad de flujo aumenta un 7%, mientras que las velocidades máximas aumentan en 22.8%.

II) Análisis del resultado DEISU-5017 para el SFR

La Tabla 7.43 expone los aumentos de tirante y velocidad para este análisis con respecto al escenario inicial. En ella se puede percibir que aunque predominan los incrementos de 5 cm en tirante, el 23.5% del área restante aumenta sus profundidades por encima de ese valor, hasta alcanzar los 0.7 m.

Los incrementos más alarmantes de tirante se presentan en el Fraccionamiento Arboledas, en la colonia Ampliación Gertrudis Sánchez Etapa II y en una colonia sin asignación de nombre oficial al suroeste del SFR (no.3 en la Fig. 7.62b). Esto advierte que si se continúa con el desarrollo urbano en estos asentamientos se podrían generar eventos de inundación bastante alarmantes. Se observa que el efecto de las construcciones llevará a alcanzar tirantes de hasta 2 m donde actualmente los tirantes llegan a medio metro.

También, es importante señalar que el modelo muestra que la construcción de manzanas catastrales muy hacinadas o bardas perimetrales en grandes terrenos puede generar zonas de acumulación de flujo y/o desvíos del flujo que podrían afectar a otros sectores.

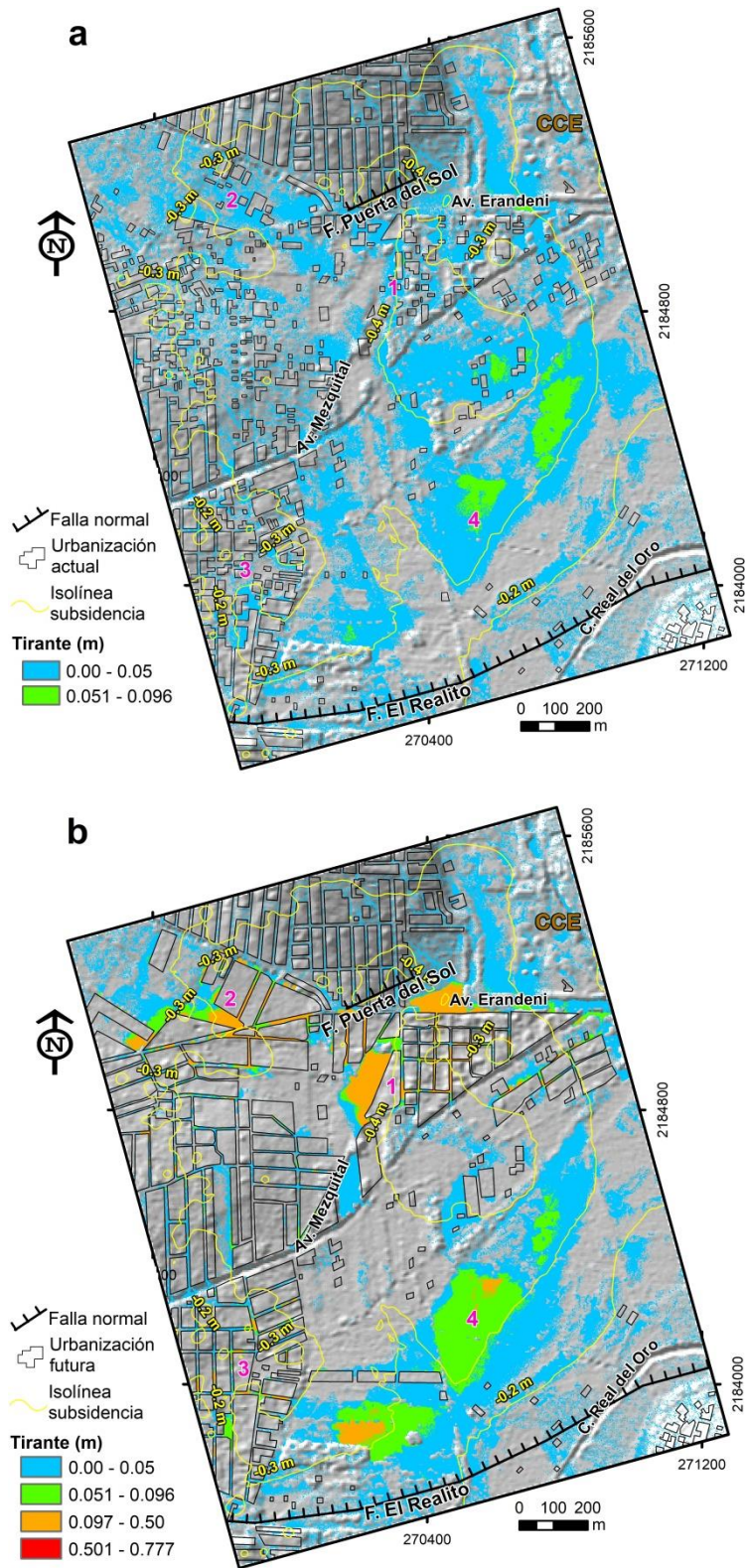


Fig. 7.62. Tirantes de flujo para el DEIS-5017 (a) y DEISU-5017 (b) del SFR. Los números hacen referencia a: Fraccionamiento Arboledas (1), Amp. Gertrudis Sánchez II Etapa (2), Col. Sin Asignación de Nombre (3) y zona baja de cultivos (4).

Tabla 7.43. Incremento en magnitud y área de las variables de inundación del DEISU-5017 en el SFR.

Incremento de tirante (m)	Área de inundación que sufrió incremento de tirante (km ²)	Incremento de velocidad (m/s)	Área de inundación que sufrió incremento de velocidad (km ²)
0 - 0.05	1.27 (76.49%)	0 - 0.20	0.53 (95.65%)
0.051 - 0.096	0.24 (14.46%)	0.201 - 0.417	0.02 (3.61%)
0.097 - 0.50	0.15 (9.03%)	0.418 – 1.00	0.004 (0.72%)
0.501 - 0.777	0.0003 (0.02%)	1.01 - 1.358	0.00005 (0.11%)
Total: 1.6603 (100%)		Total: 0.5541 (100%)	



Fig. 7.63. Zona baja de acumulación de flujo en el bloque caído de la falla (no. 4 en la Fig. 7.62a) El Realito. Actualmente es una zona de uso agrícola. Al fondo se puede observar el volcán El Quinceo.

Se puede observar un incremento de tirantes en la zona baja del sector (Fig. 7.63), esto con respecto al DEIS-5017, lo que es derivado de haber dado mayor tiempo de recorrido al flujo superficial en la simulación. Los tirantes pueden llegar a alcanzar hasta 0.5 m en esta zona. Este efecto debe considerarse en la planeación urbana de esta zona, ya que al parecer poco a poco está siendo invadida por fraccionamientos.

En cuanto a las velocidades de flujo, también presentan un incremento importante en magnitud (en algunas celdas), principalmente en las colonias que podrían ser urbanizadas en el futuro. Aquí las velocidades llegan a alcanzar magnitudes de hasta 1.4 m/s. No obstante, en la zona sin urbanizar predominan valores de 0.2 m/s.

Finalmente, con respecto al DEIS-5017 la variable profundidad de flujo se incrementa un 53.9%, en tanto que la velocidad alcanza un aumento del 74.2%.

CAPITULO 8. PERSPECTIVAS DE INVESTIGACIÓN

El desarrollo de este trabajo ha generado una serie de resultados que son sujetos de mejora o que deben considerarse como líneas de investigación futuras. Las opiniones, ideas y sugerencias enunciadas a continuación pueden ser extendidas a otras zonas o casos de estudio que involucren los temas aquí tratados.

La subsidencia en México

Es necesario crear un mapa inventario de los casos de subsidencia en México que distinga los diferentes orígenes, tipos y efectos dañinos.

Se requiere uniformizar y estandarizar los tipos de subsidencia, lo que permitirá evitar la aplicación incorrecta de metodologías de estudio que deriven en soluciones deficientes.

Se debe crear una base de datos central y de acceso público. Actualmente las dependencias encargadas de la gestión del riesgo tienen sus propias bases de datos que no concuerdan con las de sus similares y además la información es deficiente y de baja calidad.

La investigación respecto a la subsidencia aún es limitada, principalmente en la cobertura geográfica de los casos de estudio que existen en el territorio nacional. Se tiene el registro de varios casos de hundimientos en periódicos locales y nacionales, y otros más que se han detectado pero carecen de estudios a escala local ([Figueroa-Miranda et al., 2018](#)). Por otra parte, los investigadores deben ampliar su rango de prospección a zonas marginadas, rurales o de bajo impacto mediático y en su momento publicar tales casos de estudio.

La SDCE en México y en la zona de estudio

Si bien es cierto que los estudios sobre la SDCE se han incrementado en los últimos años, aún quedan vacíos que deben atenderse. Los más importantes son los siguientes y aplican también a la zona de estudio:

- A. El hundimiento del terreno no puede comprenderse completamente sin un conocimiento sólido y de detalle de la geología del subsuelo (espesor de litologías, fallamiento local y regional) la hidrogeología y las propiedades hidromecánicas de los sedimentos compresibles. Esta información permitirá, entre otras cosas: a) relacionar el comportamiento espacio-temporal con los resultados de técnicas de cuantificación y monitoreo, b) realizar modelos de proyección del hundimiento futuro en 2D o 3D y acoplarlos con modelos de flujo subterráneo ([Ye et al., 2015](#)) y c) planificar estrategias integrales de reducción de la subsidencia mediante el conocimiento previo del comportamiento hidráulico del acuífero ([Burbey, 2006](#); [Galloway y Burbey, 2011](#)). La necesidad de este aspecto quedó evidenciada en los subcapítulos 7.1 y 7.2, donde los resultados InSAR no logran una correlación concreta con la geología del subsuelo. La obtención de esta información puede basarse en la prospección geofísica, exploración geotécnica, percepción remota, trabajo de campo, etc.
- B. No existe en la zona de estudio (y probablemente en todo México) una base de datos continua, estructurada y confiable de las tasas de extracción de agua subterránea o de los niveles piezométricos. Sin esta información tampoco es posible generar modelos de proyección de la subsidencia confiables, ni correlacionar adecuadamente los

resultados de las técnicas de medición. Además, es ampliamente recomendable la instrumentación piezométrica completa de los acuíferos y mantener un registro histórico de estos datos.

- C. Aunque la confiabilidad de las técnicas PSI y SBAS InSAR en la detección y monitoreo de la subsidencia ha sido probada a nivel mundial ([Declercq et al., 2017](#); [Motagh et al., 2017](#)), es necesario que sus resultados se complementen con otras técnicas de medición como extensometría, GPS diferencial o Escaner Laser Terrestre, preferentemente con amplios periodos de medición. Ya que se ha reportado que los mejores resultados se obtienen de combinando dos o más técnicas de medición ([Figuroa-Miranda et al., 2018](#)).
- D. En años recientes se ha mencionado la posible influencia de la sismicidad de las fallas tectónicas en las regiones donde ocurre SDCE. Sin embargo, las evidencias no son contundentes ([Cabral-Cano et al., 2010](#); [Garduño-Monroy et al., 2001](#)). Por esta razón, esta línea de investigación debe ser abordada a partir de la instrumentación sísmica de las zonas afectadas. Además, el Servicio Sismológico Nacional debe comenzar a incluir sismos de baja intensidad en sus registros (< 4 , en magnitud de momento), ya que esto ayudará a esclarecer el rol de la componente tectónica como factor detonante del hundimiento.
- E. El hundimiento diferencial provocado por las fallas del terreno ha ocasionado daños cuantiosos a estructura e infraestructura civil. Esta línea de investigación debe continuar partiendo del concepto de “banda de daño” característico de la SDCE ([Hernández-Madrugal et al., 2014](#)), del cual los trabajos son escasos a pesar del riesgo que esta representa.
- F. Finalmente, otros tópicos no menos importantes que deben tenerse en cuenta son: prevención del colapso de viviendas por efecto del hundimiento diferencial, afectación del sistema de drenaje y alcantarillado (lo que podría propiciar escenarios de inundación o contaminación de acuíferos), influencia del cambio climático en tasas de subsidencia más severas, impacto económico ocasionado por el fallamiento y el aspecto legislativo: creación de leyes y reglamentos para protección ciudadana.

Modelo de subsidencia futura

La metodología empleada para el modelo de proyección de la subsidencia cumplió satisfactoriamente el objetivo, sin embargo, está sujeta a mejoras que pueden resumirse en:

- A. Ampliar el rango de filtrado en el campo de la VLOS. En este caso se utilizó un valor de ± 2 mm como el umbral de estabilidad para resultados de imágenes de banda C. Sin embargo, es probable que algunos PS con un valor de VLOS superior a los 2 mm no estén directamente relacionados con subsidencia, si no con acciones antropogénicas como desplante de cimentaciones ([Meisina et al., 2008](#)).
- B. Limitar la interpolación de los PS con barreras. Los PS localizados en los bloques fijos de las fallas ocasionan que la interpolación sea continua a pesar de la presencia de las fallas (algunas de las cuales presentan grandes escarpes, como en el caso de la falla La Paloma); este efecto puede ser reducido aplicando una interpolación tipo kernel con barreras o en su caso eliminar los PS de los bloques fijos (en casos donde esto no influya el comportamiento de la SDCE).

- C. Otras opciones más complejas que pueden desarrollarse a futuro, serían: **a)** utilizar imágenes SAR de geometría ascendente y complementar las estimaciones de la deformación, **b)** utilizar las series de tiempo InSAR para alimentar un modelo de inteligencia artificial en donde se puedan anexar otras componentes como el espesor de sedimentos, la urbanización y tasas de extracción del agua subterránea o cambios en los niveles piezométricos (Zhu et al., 2013) y **c)** utilizar un MDE de mayor resolución horizontal o vertical para ser modificado por el efecto de la subsidencia.

Es pertinente recalcar, que para obtener una predicción confiable de la SDCE en la zona de estudio (y otros casos del país) es necesario primero atender las acciones mencionadas en el inciso B.

Hidrología superficial

La caracterización físico-geográfica y morfométrica de las cuencas hidrográficas es fundamental en el estudio de las inundaciones, principalmente en las de tipo fluvial. En este trabajo no se atendió este tipo de inundación, no obstante, se generaron los insumos necesarios para simularlo en trabajos futuros. Por este motivo se pueden enunciar los aspectos que deben ser mejorados en la investigación futura:

- A. Debe generarse cartografía de gran escala sobre fisiografía, geología, edafología, uso de suelo, clima, vegetación, entre otras capas temáticas que son esenciales para conocer la respuesta hidrológica de las cuencas. Dado el gran tamaño de las cuencas, una solución a este problema es la aplicación de técnicas de percepción remota, es decir, utilizar imágenes satelitales de alta resolución que mediante su tratamiento permitan generar datos detallados de la superficie (Malarvizhi et al., 2016; USGS, 1999) y en la medida de los alcances corroborar con información de campo.
- B. Utilización de MDE de alta resolución. Debido a que la mayoría de los parámetros morfométricos se obtienen del procesamiento de un MDE, es indispensable utilizar la mejor resolución espacial y vertical posible. Esto brindará mejores resultados como ya ha sido demostrado (Das et al., 2016). Algunas de las mejores opciones son MDE tipo LIDAR, HRSC, Terra SAR, IF SAR, SRTM v3, ASTGTM v02, AW3D30 (Hosseinzadeh, 2011; Sanders, 2007; Szypuła, 2017).
- C. Instrumentación pluviográfica e hidrométrica de cuencas. La instrumentación de cuencas reduciría la incertidumbre en el cálculo de lluvias y caudales de diseño e incluso evitaría la aplicación de modelos lluvia-escorrentía. Por esta razón se exige encarecidamente una mayor cobertura de estaciones climatológicas e hidrométricas a lo largo del territorio nacional que cuenten con equipos recientes que permitan el monitoreo continuo de las variables hidrológicas. En el caso de la zona de estudio se tiene una buena cobertura espacio-temporal de estaciones pluviométricas, pero no así de estaciones pluviográficas. Esto limita los cálculos de curvas IDF o estimación de hietogramas de eventos de poca duración que suelen ser los más comunes y generadores de escenarios de inundación pluvial. Otras opciones para mejorar este aspecto, es la utilización de datos de radar meteorológico o metodologías que permitan estimar la lluvia mediante análisis de percepción remota (Knebl et al., 2005).
- D. Por otra parte, la ausencia de datos hidrométricos obliga a la estimación de caudales por métodos alternos que dependen de la lluvia y las condiciones físico-geográficas de la cuenca. En este sentido, en este trabajo se aplicó el método de curva N , el cual ha

sido ampliamente usado para este fin. No obstante, es sujeto de mejoras, que dependen en primer lugar de la cartografía de detalle y que en años recientes se ha obtenido mediante uso de imágenes de satélite ópticas en un entorno SIG, lo que reduce la incertidumbre de su cálculo (Zhan y Huang, 2004). Otra opción que puede mejorar la estimación de caudales es la utilización de modelos hidrológicos que permiten su cálculo desde un enfoque distribuido de la cuenca. Tales modelos son MIKE-SHE, TOP MODEL, SHETRAN, SWAT, KINEROS, entre otros.

Modelo de inundaciones

Las cuestiones que pueden ser atendidas o mejoradas en el futuro respecto a las simulaciones de inundación son las siguientes:

- A. Uso de un MDE de mayor resolución. El MDE es la información más sensible en la modelación hidráulica, en este sentido, la calidad del MDE va a definir la calidad del modelo de inundaciones. Aunque en este proyecto se trabajó con una resolución espacial de 5 m, muy buena, sin duda una resolución mayor incrementaría la calidad de los resultados, como lo demuestran investigaciones recientes (Tyrna et al., 2018). Aunado a esto, la resolución de la malla del dominio computacional en FLO-2D podría aumentarse, considerando siempre el rendimiento computacional y la magnitud del caudal o lluvia de proyecto.
- B. Complementar el modelo de inundación pluvial con el de inundación fluvial. Dado que se estimaron lluvias de diseño para diferentes Tr , queda pendiente la simulación de estos eventos de lluvia que complementarían el mapa de peligro. También se estimaron caudales de diseño (para diferentes Tr), los cuales tampoco fueron simulados. Este es un aspecto importante que debe ser abordado en trabajos futuros, ya que los eventos de inundación más severos han sido ocasionados por el desbordamiento de los ríos principales. En este sentido, también es necesario considerar el funcionamiento de las obras de control que se han realizado para mitigar el fenómeno, tales como canales de derivación, cárcamos de bombeo, diques perimetrales, entre otros.
- C. Además de evaluar los caudales pico de diseño, comienza a ser una necesidad modelar el escenario del rompimiento de la presa Cointzio, la cual es una presa de 80 años de antigüedad y se encuentra con un azolve importante. O en su caso, simular un escenario de compuertas abiertas, que suele ser común en época de lluvias y ha ocasionado algunas de las inundaciones más severas.
- D. Profundizar el análisis subsidencia-inundación. La evaluación de la problemática subsidencia-inundación debe extenderse a un modelo de toda la zona de estudio, y en la medida de lo posible agregar más componentes urbanas que hemos demostrado influyen en el patrón de inundaciones.
- E. Generar un mapa de riesgo subsidencia-inundación. El objetivo final de esta investigación debe ser la generación de cartografía de gran escala, confiable y actual del fenómeno subsidencia-inundación, que considere además, la componente de vulnerabilidad económica, social, etc.
- F. Considerar otros elementos como: efectos de cambio climático, escenarios simultáneos (pluvial y fluvial), lluvia espacialmente variada, mejor estimación de la n de Manning (Mtamba et al., 2015).

CAPITULO 9. CONCLUSIONES

Las conclusiones de este trabajo se pueden enunciar en los siguientes apartados:

La subsidencia en México

La subsidencia en México se clasifica en dos categorías principales: a) Subsidencia Tipo Ciudad de México (STCM) y Subsidencia Diferencial con Control Estructural. Ambos tipos son detonados por la extracción excesiva del agua subterránea, aunque en años recientes se ha estudiado la posibilidad de una influencia tectónica-sísmica en la SDCE.

La SDCE es el tipo de subsidencia más frecuente y afecta a miles de personas en 39 ciudades del centro del país. Estas ciudades están asentadas en valles tectónicos, los cuales pertenecen a dos provincias fisiográficas principales, el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano y la Mesa Central.

Los mecanismos de la SDCE están controlados por tres configuraciones distintas del basamento rocoso: a) basamento poco profundo con pendiente moderada, b) basamento con protuberancia pronunciada y c) basamento con fallas tectónicas sepultadas. Estas configuraciones explican la formación de fallas del terreno y las tasas de hundimiento focalizadas.

La SDCE ha sido cuantificada y monitoreada por diversas técnicas, tales como extensometría, nivelación precisa, monitoreo GPS e InSAR, las cuales han contribuido a la detección, cartografía y entendimiento de la relación espacio-temporal. Los mejores resultados se han observado cuando se combinan dos o más técnicas.

La ocurrencia de la SDCE ha motivado el desarrollo de peligros asociados, tales como el agrietamiento y colapso de estructuras civiles, contaminación de acuíferos y susceptibilidad a las inundaciones.

Análisis SBAS (2003-2010) en la zona de estudio

La tasa de deformación máxima en LOS para este periodo es de 2.2 cm/año, con un hundimiento total LOS de 15.31 cm (16.27 cm en vertical) y se presenta en el bloque caído de la falla Nocupétaro.

Se identifican seis regiones o cuencas de alta deformación las cuales coinciden con los bloques caídos de las fallas La Paloma, Nocupétaro y La Colina. Además, se corrobora la presencia de hundimientos en sectores de reciente identificación como en el bloque caído de la falla Puerta del Sol.

La serie de tiempo de la deformación exhibe una aceleración en la tasa de DLOS a partir del año 2006. Este hecho no ha podido ser correlacionado con algún evento disparador, excepto con la construcción de 14 pozos de bombeo a partir del 2008.

Los dispersores de este análisis corroboran la influencia de las fallas tectónicas en el patrón espacial del hundimiento, el cual es más acelerado en la contigüidad y a lo largo de la traza de las fallas, en el bloque caído. De acuerdo con estudios previos, este patrón obedece a un basculamiento hacia el sur de los bloques caídos de falla.

Los dispersores SBAS identifican bandas de alta deformación, principalmente en los bloques de techo de las fallas. El ancho de la franja en la falla La Paloma supera los 800 m, en la falla Cuautla es de 250 m y en las fallas Nocupétaro y La Colina excede los 500 m. La identificación de las bandas de alta deformación permite una evaluación más detallada del riesgo en la infraestructura civil pero solo por asentamiento del suelo.

Los perfiles de tasas DLOS permiten identificar la necesidad de mejorar la geología del subsuelo, debido a que algunos PS con altas tasas de subsidencia no guardan relación con grandes espesores de sedimentos o presencia de pozos de bombeo.

La franja entre la falla La Colina y El Realito es la más activa con una VLOS media de -7.15 mm/año y un Hv promedio de 5.1 cm.

Análisis PSI (2014-2017) en la zona de estudio

La VLOS máxima de la subsidencia es de 2.74 cm/año con un Hv máximo de 10.43 cm. El hundimiento crítico ocurre en una franja de aproximadamente 6.5 km de largo y 1.5 km de ancho que se extiende sobre el bloque de techo de la falla La Colina. Aquí se identifican tres cuencas de alta subsidencia que concuerdan con zonas identificadas también en SBAS.

La mayor densidad de dispersores que reporta el análisis PSI permite definir más claramente cuencas de alta deformación. La alta subsidencia de la cuenca del meandro del Río Grande es asociada con la reactivación de pozos de extracción de agua subterránea y con actividad tectónica de la falla La Colina ([Cabral-Cano et al., 2010](#); [Cigna et al., 2012a](#); [2012b](#)). Sin embargo, en las demás cuencas no existe una relación evidente con la presencia de pozos de bombeo ni con la existencia de grandes espesores de sedimentos.

La serie de tiempo de la DLOS de varios PS indica un patrón de hundimiento acelerado-estable-acelerado. La aceleración del segundo lapso es evidente a partir del año 2016. Estos patrones de subsidencia acelerada no han podido ser correlacionales con algún evento detonante.

Los perfiles DLOS muestran que el patrón de franjas de alta deformación ya no es tan evidente como lo es en SBAS, pues se observa una subsidencia más estable en la mayoría de las fallas. Por otra parte, se observa la presencia de más PS que corroboran y mantienen una alta subsidencia en el bloque caído de la falla La Colina, donde la deformación es cercana a los 3 cm/año.

PSI también pone en evidencia la falta de mayor detalle en la geología del subsuelo actual, ya que algunos patrones de tasas de hundimiento altas no concuerdan con espesor de sedimentos o pozos de bombeo.

Los *clusters* de análisis de subsidencia indican que las tasas de hundimiento se han reducido en la mayoría de los bloques caídos de las fallas, excepto en el de La Colina, donde se ha aumentado en 49%.

Correlación entre InSAR y factores detonantes-condicionantes

Algunos conos de abatimiento del nivel estático se pueden relacionar con la presencia de PS con VLOS de hasta 1 cm/año, particularmente en los bloques caídos de las fallas La Soledad, El Realito, Cerritos y La Paloma.

Las altas tasas de extracción de algunos pozos al norte de las fallas La Paloma y La Colina parecen correlacionarse con la presencia de cuencas de fuerte hundimiento mostrados en el análisis SBAS.

La estadística de las tasas de extracción recientes indica una reducción promedio del 31% para toda la zona de estudio, lo cual se relaciona con el decremento de las tasas de subsidencia del 2014-2017 con respecto al periodo 2003-2007. Excepto para el bloque caído de la falla La Colina.

La tasa de volumen de consumo de agua subterránea de tres pozos al norte de la falla La Colina se correlaciona de forma incipiente con el fuerte hundimiento en esa zona, de acuerdo con el reporte PSI.

La presencia de paquetes de sedimentos superiores a 100 m, se correlacionan con DLOS de hasta 2 cm/año, principalmente en los bloques caídos de las fallas La Paloma, Nocupétaro y Manantiales, La Soledad y El Realito.

La franja de alta subsidencia en la falla La Colina (reportado en PSI) tiene una conexión con la presencia de grandes espesores de sedimentos sobreyacidos por lavas basálticas. Aunque es necesario definir mejor la geología del subsuelo de esta región para reafirmar esta observación.

La falta de un historial continuo y estructurado de los datos de pozos, así como la carencia de información litológica del subsuelo evitan tener las condiciones necesarias para correlacionar el hundimiento crítico con la explotación de los acuíferos y/o la presencia de espesores de sedimentos deformables.

Estimación futura de la subsidencia y caracterización morfométrica de cuencas hidrográficas.

El hundimiento vertical máximo para el periodo 2007-2017 es de 0.295 m, mientras que para el periodo 2017-2050 se estima un valor máximo de 0.873 m.

Los MDE afectados por subsidencia proyectados al 2017 y 2050 representan adecuadamente el patrón espacial de la SDCE. No obstante, una mayor refinación de los PS o colocación de barreras en la interpolación (en zona de fallas) podría mejorar este aspecto.

Existe una falta importante de investigaciones relacionadas con la caracterización físico-geográfica y morfométrica de las cuencas de estudio, por lo que este trabajo es un aporte importante a esta línea de investigación.

Las CHRGS y CHDI debido a su gran tamaño son capaces de generar grandes volúmenes de escurrimiento. No obstante, el flujo de la CHRGS es controlado por la presa Cointzio por lo que el peligro de inundaciones está sujeto a esta estructura hidráulica. Por su parte, la CHDI

debido a su forma podría presentar tiempos de concentración más cortos, pero su relieve bajo y su cauce principal sinuoso reducen el riesgo de inundaciones súbitas.

Las cuencas que tienen mayor probabilidad de generar escenarios de riesgo de acuerdo con sus características morfométricas y su cambio de uso de suelos son la CHDQ, CHAT y CHCG. Estas podrían generar avenidas súbitas acompañadas con fuerte arrastre de sedimentos.

Análisis de lluvias y régimen pluviométrico

La zona de estudio, incluyendo cuencas hidrográficas, presenta una PMA de 896.77 mm con un máximo histórico de lluvia anual de 6545.6 mm registrado en la estación Tzitzio. PMMáx-24h es de 50.1 mm con un máximo histórico de PMáx-24h de 320 mm registrado por la estación Acuitzio. Julio se presenta como el mes más lluvioso.

La distribución temporal de la lluvia coloca a los meses de junio, julio, agosto y septiembre como los más lluviosos aportando el 74.66% de la lluvia total anual. Mientras que los meses de noviembre, diciembre, febrero y marzo son los menos lluviosos con apenas el 6.13%. Estos valores indican una región con un régimen de lluvia tipo continental y coincide con el régimen pluviométrico de la zona IV Costas del Pacífico-Sur ([Méndez-González et al., 2008](#)).

La distribución pluviométrica espacial está gobernada por la orografía de la región. La PMA aumenta hacia la Sierra de Mil Cumbres, mientras que la PMMáx-24h se incrementa hacia las regiones altas de la CHRG. Esto indica mayor volumen de lluvia hacia el SE pero lluvias más intensas hacia el SO de la zona urbana de Morelia.

Se observa un ligero aumento en la magnitud media de las lluvias diarias, mensuales y anuales de los años recientes con respecto a los valores históricos. Esto podría dar evidencias de un cambio en el régimen pluviométrico de la región por efectos del cambio climático. Sin embargo, para reafirmar esto, es necesario ampliar el análisis a otras variables climáticas y a una mayor cantidad de datos.

Lluvias de diseño y escurrimiento superficial

La estimación de PMáx-24h asociada a diferentes periodos de retorno permite la transferencia de información hidrológica a los centroides de las cuencas y zona urbana de estudio. Además, esta información significa el inicio para la estimación de caudales de diseño confiables.

Fue posible la construcción de curvas IDF para toda la región de estudio. La fiabilidad de las curvas IDF proporciona tormentas de diseño confiables y asociadas a diferentes T_r para la aplicación de modelos hidrológicos y estimación de caudales de diseño.

La información pluviográfica del OAM-UNAM permitió identificar 280 tormentas de una hora, lo que proporcionó información para obtener el hietograma para eventos de lluvia de 1 h en la zona urbana de Morelia. El cual indica que el 45% de la lluvia total cae en los primeros 15 minutos y el pico máximo se presenta a los 10 minutos.

El hietograma de diseño para tormentas de una hora proporciona elementos para redistribuir los bloques de los hietogramas de diseño de las cuencas, de tal manera que la intensidad máxima se presente en el primer tercio del evento.

El análisis de lluvias pone en evidencia la falta de instrumentación hidrometeorológica de las cuencas y la zona de estudio. Es necesaria la instalación de pluviógrafos que cubran geográficamente el territorio y de esta manera generar datos para conocer las condiciones meteorológicas de la región que mejoren los análisis hidrológicos de riesgo.

El método del número de curva N brinda los elementos necesarios para una buena aproximación en la obtención de la lluvia efectiva de un evento. Sin embargo, se requiere el mejoramiento de la cartografía regional y local, principalmente en el ámbito del cambio de uso y tipo de suelo para lograr resultados más certeros.

La estimación de caudales de diseño para eventos de $P_{\text{máx-24h}}$ o lluvia con duración igual al T_c de las cuencas pueden usarse en la modelación de eventos de inundación o bien para la proyección de obras de control de inundaciones en los puntos de control de las cuencas.

Se requiere la instalación de estaciones hidrométricas en los cauces principales de las cuencas con mayores probabilidades de generar torrentes de flujo súbitos. La instrumentación de los cauces es deficiente lo que obliga a la obtención de gastos de diseño a partir de datos de lluvia, lo que suele ser menos preciso.

Modelación de inundaciones en FLO-2D

El modelo de inundación pluvial regional indica que para un evento de una hora de duración con T_r de 50 años, el 63.6% de la zona urbana es inundable y el 12.2% alcanza tirantes superiores a los 15 cm.

El modelo FLO-2D es capaz de identificar las zonas históricamente inundables por eventos de lluvia e incluso identifica los sectores que sufren por desbordamiento de los cauces principales. De acuerdo con el mapa de tirantes máximos de flujo, cuando menos 17 sectores de la ciudad son inundables. Principalmente destaca la zona norte conocida como Torreón Nuevo, el sector SE donde se ubican la Av. Camelinas, el Boulevard García de León y Av. Solidaridad, el sector SW conocido como San Juanito Itzicuaró y colonias de la zona centro como Prados Verdes, Carlos Salazar, Tres puentes y Valladolid.

El mapa de tirantes máximos muestra que: a) las zonas de inundación pluvial están controladas por la topografía baja, la cual a su vez es dominada por las fallas de la ciudad; b) los sectores densamente urbanizados y calles angostas incrementan el peligro de inundación y c) las zonas adyacentes y de desembocadura de arroyos, ríos y drenes son de peligro alto.

El mapa de velocidades máximas muestra que las zonas de peligro para esta variable suceden en la combinación de pendientes altas *versus* escurrimientos-calles. Las zonas con altas velocidades se ubican al NO de la ciudad donde los escurrimientos bajan de la topografía alta de los volcanes El Quinceo y Las Tetillas. Al S-SO en los escurrimientos provenientes de la Caldera de Atécuaro y Sierra de Mil Cumbres. En las faldas del Cerro El Punhuato y en calles como el Boulevard García de León, y Av. Solidaridad.

El mapa del tiempo para alcanzar el tirante máximo identifica las zonas que primeramente deben ser evacuadas según transcurre el evento de lluvia. Este mapa puede adecuarse para el establecimiento de un sistema de alerta temprana.

El mapa de peligro por inundaciones expone una mayor cantidad de sectores de riesgo, los cuales no habían sido identificados en trabajos anteriores. Estas zonas concuerdan con las llanuras de inundación de los escurrimientos intermitentes provenientes de las partes altas de la ciudad. En ellas se incluyen las márgenes del Arroyo de Tierras, el Dren Ciénega Grande y el dren Quinceo. Además, en la parte N-NO de la ciudad se identifican varias colonias con peligro alto, todas ellas asentadas en la cercanía de escurrimientos naturales.

Los tres sectores (SFM, SFN y SFR) utilizados para la evaluación del efecto de la subsidencia futura muestran incremento en los tirantes y velocidades como efecto solamente del hundimiento del terreno. Por ejemplo, en el SFM la superficie que presenta aumento es de 2 km², en el SFN es de 1.25 km² y en el SFR es de 1.9 km², esto representa el 21%, 34% y el 68% del área simulada, respectivamente. Con respecto a las velocidades, la áreas afectadas por aumento de magnitud son 1.6 km² en el SFM, 0.96 km² en el SFN y 1.75 km² en SFR.

El efecto de la subsidencia repercute en un aumento máximo de los tirantes de flujo del 12% en el SFM, 5.8% en el SFN y del 7% en el SFR. Mientras que para las velocidades el incremento es del 20%, 13% y 22.8% respectivamente.

El efecto combinado de la subsidencia y urbanización futura ocasionan, por un lado, una reducción del área inundable, pero por otro, que la inundación se magnifique en varios órdenes de magnitud. Por ejemplo, el aumento máximo de tirantes de flujo es de 94%, 49.9% y 53% en los sectores SFM, SFN y SFR, respectivamente. En cuanto a las velocidades el aumento es de 121, 52.6 y 74.2%, respectivamente.

La urbanización ocasiona un cambio en el patrón natural de la inundación, espacial y temporalmente. Por ejemplo, se observa que: a) las construcciones civiles obstaculizan y desvían el flujo, b) la construcción de calles angostas magnifican la magnitud de las velocidades, c) la edificación de bardas perimetrales funcionan como diques de contención y d) la urbanización en general, modifica los tiempos de escurrimiento del flujo.

El peligro por inundación no es proporcional al hundimiento, sin embargo, este último si incrementa el peligro por inundación, principalmente por aumento de tirantes de flujo. Además, la incorporación de la urbanización magnífica exponencialmente el peligro y aumenta las zonas de riesgo.

Las técnicas empleadas para la cuantificación de la subsidencia, así como la metodología aplicada para su proyección futura y la utilización del modelo numérico de inundaciones permitieron identificar zonas potenciales de peligro futuro ante eventos de inundación, lo que proporciona elementos para una adecuada planeación urbana

Aunque esta investigación no ha incorporado un alto nivel de detalles, sus resultados preliminares pueden ayudar a las autoridades locales y a los planificadores del agua y el territorio a lograr una mejor gestión de las inundaciones y la subsidencia para el año 2050.

Anexo A

Artículo publicado:

Figueroa-Miranda, S., Tuxpan-Vargas, J., Ramos-Leal, J. A., Hernández-Madrigal, V. M., Villaseñor-Reyes, C. I., Land subsidence by groundwater over-exploitation from aquifers in tectonic valleys of Central Mexico: A review. *Engineering Geology* 246 (2018) 91–106. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2018.09.023>

Engineering Geology 246 (2018) 91–106



Land subsidence by groundwater over-exploitation from aquifers in tectonic valleys of Central Mexico: A review



Sócrates Figueroa-Miranda^{a,*}, José Tuxpan-Vargas^a, José Alfredo Ramos-Leal^a, Víctor Manuel Hernández-Madrigal^b, Cecilia Irene Villaseñor-Reyes^a

^a División de Geociencias Aplicadas, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica A. C., Camino a la presa San José 2055, C.P. 78216, San Luis Potosí, Mexico

^b Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Av. Francisco J. Mujica S/N, C.P. 58030, Morelia, Mexico

ARTICLE INFO

Keywords:
Land subsidence
Structurally-controlled
Groundwater abstraction
Tectonic valley
Geohazard

ABSTRACT

Structurally-Controlled Differential Subsidence (SCDS) is the gradual sinking of the ground, characterized by the development of a damage band, terrain discontinuities and collapses, aligned according to the strike of a controlling geological structure. SCDS has been reported since the 1980s in several cities settled on tectonic valleys in central Mexico. Although groundwater abstraction is the main trigger, recent research efforts also point-out a tectonic component as a driving force. The monitoring and quantification of SCDS has been done through a variety of techniques, such as extensometry, GPS and InSAR. Furthermore, the associated hazards endangering the population are floods, aquifer pollution, cracking and housing collapse. This paper presents a comprehensive review of the current state of SCDS, allowing, for the first time, the standardization of its definition, mechanisms and triggering factors. Additionally, this helps to avoid misinterpretation in the cases of sinking produced by the Mexico City Subsidence Type (MCST) and thus, provides the elements for proper methodological study of SCDS. Finally, the review includes future research directions that need to be improved in order to reduce the impact of the phenomenon.

1. Introduction

Land subsidence is defined as the gradual settling or sudden sinking of the earth's surface due to subsurface movement of earth materials (Galloway et al., 1999). In addition, land subsidence is usually associated with horizontal deformation and the occurrence of ground failures that cause significant damages. It is believed that land subsidence began to develop from the era of World War II because of the accelerated extraction of water, oil and gas from the subsoil. Currently, the main cause of land subsidence in the world is attributed to groundwater withdrawal, first introduced by Poland and Davis (1969). The *Guidebook to Studies of Land Subsidence Due to Ground-water Withdrawal* (Poland, 1984) collects several cases studies throughout the world that constitute a rich source of research on the topic.

The regions affected by land subsidence are usually extensive, for example, one of the most emblematic cases occurs in the San Joaquín Valley, where the sinking has exceeded 9 m and the affected area is 13,500 km² (Galloway et al., 1999). By the 1990s, more than 150 cities with subsidence-related problems (Barends et al., 1995) generated economic losses that exceeded US\$125 million per year (Nuhfer et al.,

1993). Nowadays some of the cities most affected by land subsidence due to groundwater withdrawal are Beijing (Zhu et al., 2015), Shanghai (Shi et al., 2008), Murcia (Tomás et al., 2010), Bologna (Modoni et al., 2013), Tokyo (Sato et al., 2006), Las Vegas (Galloway et al., 1999) and Mexico City (Ortiz-Zamora and Ortega-Guerrero, 2010; Sowter et al., 2016).

The comprehensive reviews of the occurrence, mechanisms, monitoring techniques, and approaches to assessment and mitigation of land subsidence due to groundwater withdrawal have gained relevance (Galloway et al., 2008; Galloway and Burbey, 2011; Gambolati et al., 2005; Hu et al., 2004; Wang et al., 2018; Xu et al., 2008). On the one hand, many of these cases of subsidence are related to the compaction of soft materials from multi-aquifer-aquitard systems (Mahmoudpour et al., 2016; Phien-wej et al., 2006; Xu et al., 2013) but not associated with controlling geological structures (or not taken into account). On the other hand, two types of land subsidence have been identified in Mexico: (a) the Mexico City Subsidence Type (MCST), reported by Gayol (1925), similar to the previous cases. The formation of a concentric circular spatial pattern at the regional level is its main feature caused by the consolidation of the highly compressible clays that

* Corresponding author.

E-mail address: socrates.figueroa@ipicyt.edu.mx (S. Figueroa-Miranda).

<https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2018.09.023>

Received 11 December 2017; Received in revised form 7 August 2018; Accepted 20 September 2018

Available online 24 September 2018

0013-7952/ © 2018 Elsevier B.V. All rights reserved.

Referencias bibliográficas

- Abidin, H.Z., Andreas, H., Gumilar, I., Sidiq, T.P., Fukuda, Y., 2013. On the Roles of Geospatial Information for Risk Assessment of Land Subsidence in Urban Areas of Indonesia, en: Zlatanova, S., Peters, R., Dilo, A., Scholten, H. (Eds.), *Intelligent Systems for Crisis Management*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 277–288. https://doi.org/10.1007/978-3-642-33218-0_19
- Abidin, H.Z., Andreas, H., Gumilar, I., Wibowo, I.R.R., 2015. On correlation between urban development, land subsidence and flooding phenomena in Jakarta. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences* 370, 15–20. <https://doi.org/10.5194/piahs-370-15-2015>
- Addisu, S., Selassie, Y. G., Fissaha G., Gedif B., 2015. Time series trend analysis of temperature and rainfall in lake Tana Sub-basin, Ethiopia. *Environ Syst Res* (2015) 4:25. DOI 10.1186/s40068-015-0051-0
- Ahuizote, 2015. En riesgo 32 colonias de Morelia por las lluvias. Continuará lloviendo hasta el martes. [En línea] Disponible en: <http://www.ahuizote.com/2015/03/15/en-riesgo-32-colonias-de-morelia-por-las-lluvias-continuara-lloviendo-hasta-el-martes/> [Accesado Ene. 2018].
- Alavez, J., Sánchez, P.A., González, J.C., López, J., Blé, G., Mungía, E., Gómez, E., Nájera, E., 2013. Simulación Bidimensional de una Inundación en la Ciudad de Villahermosa Tabasco. Presentado en el Encuentro Internacional de Manejo del Riesgo por Inundaciones, p. 42.
- Altaf, F., Meraj, G., Romshoo, S.A., 2013. Morphometric Analysis to Infer Hydrological Behaviour of Lidder Watershed, Western Himalaya, India. *Geography Journal* 2013, 1–14. <https://doi.org/10.1155/2013/178021>
- Aparicio-Mijares, F.J., 2006. *Fundamentos de hidrología de superficie*, 8. reimpr. ed. Limusa Noriega Ed, Mexico.
- Apel, H., Thielen, A.H., Merz, B., Blöschl, G., 2006. A Probabilistic Modelling System for Assessing Flood Risks. *Nat Hazards* 38, 79–100. <https://doi.org/10.1007/s11069-005-8603-7>
- Aranda-Gómez, J.M., Aranda-Gómez, J.J., 1985. Análisis del agrietamiento en la ciudad de Aguascalientes. Informe anual preparado para el Departamento de Geotecnia del Centro Tecnológico. Unpublished results. UAA, Aguascalientes, México.
- Arbeláez, A.C., Vélez, M.V., Smith, R., 1997. Diseño hidrológico con información escasa un caso de estudio: río San Carlos. *Avances en Rec. Hidráulicos* 4, 1–20.
- Arduino, G., Reggiani, P., Todini, E., 2005. Recent advances in flood forecasting and flood risk assessment. *Hydrology and Earth System Sciences* 9, 280–284. <https://doi.org/10.5194/hess-9-280-2005>
- Arganis, M.L., Bladé, E., Dolz, J., Sánchez, M., Fuentes, O.A., Franco, V., De Luna, F., 2009. Simulación de la ruptura de la cortina de la presa La Parota, Guerrero, México, usando un algoritmo de alta resolución. *Ingeniería hidráulica en México, Nota Técnica* 24, 101–106.
- Arreguín-Cortés, F.I., 2011. Riesgos de inundación en México. Tercer Seminario Internacional de Potamología CONAGUA, 59.
- Arreygue, E., Canuti, P., Iotti, A. y Garduño, V.H., 1998. Hydrogeological hazard in the urban area of Morelia, Mich. (México). Eight International Congress International Association for Engineering Geology and the Environment. Vancouver, Canada, 21-25 September, Vol. III, p. 2245-2250.
- Arreygue-Rocha, E., 1999. Le Condizioni di pericolosità idrogeologica nella Città di Morelia, Michoacán (Messico) (Tesis de Doctorado). XI ciclo 1995-1998, Università degli Studi di Perugia, Italia. 171 p.
- Arreygue-Rocha, E., Garduño-Monroy, V.H., Canuti, P., Casagli, N., Iotti, A., Chiesa, S., 2002. Análisis geomecánico de la inestabilidad del escarpe La Paloma, en la Ciudad de Morelia, Michoacán, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 19, 91–106.
- Arreygue-Rocha, E., Garduño-Monroy, V.H., 2004. Eventos excepcionales e inundaciones en la Ciudad de Morelia, Michoacán. *Ciencia Nicolaíta* 39, 47–60.
- Arreygue-Rocha, E., Garduño-Monroy, V.H., Canuti, P., Casagli, N., Iotti, A., 2005. Riesgos geomorfológicos e hidrológicos en la Ciudad de Morelia, Michoacán, México. *Geotermia* 18, 26–36.
- Arreygue-Rocha, E., 2007. Evaluación de las constantes inundaciones en la ciudad de Morelia, Michoacán, México. Presentado en el 8º Congreso Iberoamericano de Ingeniería Mecánica, Cusco, Perú, p. 9.
- Arreygue-Rocha, E., Pastor-Gómez, N., Chávez-Negrete, C., Alarcón-Ibarra, J., 2012. Estudio de las inundaciones en la ciudad de Morelia Michoacán, México. *Revista de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente* 28, 103–110.
- Arroyo-Contreras, M., 2003. Causas y efectos de las grietas y fallas en el Valle de Aguascalientes. *Cuad. Trab. Sist. Investig, Miguel Hidalgo*, pp. 1–16 (SEP-CONACYT).

- Arzate, J., Barboza, R., López, R., Pacheco-Martínez, J., Mata, J.L., del Rosal, A., PeñaDíaz, I., Olivares, C., 2006. Estudio Geológico-Geofísico para la evaluación de los hundimientos y agrietamientos en el área metropolitana San Luis Potosí-Soledad de Graciano Sánchez. Instituto de Geología, UASLP.
- Ávila-Olivera, J.A., 2004. Contribución a los estudios geotécnicos y geofísicos en zonas urbanas con procesos de subsidencia-creep-falla, caso: la ciudad de Morelia, Michoacán, México (Tesis de Maestría). UAQ.
- Ávila-Olivera, J.A., Garduño-Monroy, V.H., 2006. Hundimientos ocasionados por Procesos de Subsidencia-Creep-Falla (PSCF) en la ciudad de Morelia, Mich., México. Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía, 19, 2, 50-59.
- Ávila-Olivera, J.A., Garduño-Monroy, V.H., 2007. Análisis del abatimiento de los niveles freáticos del sistema acuífero de Morelia. Ciencia Nicolaita 46, 105–122.
- Ávila-Olivera, J.A., 2008. Evolución de los Procesos de Subsidencia-Creep Falla, Casos: Morelia, Mich. y Celaya, Gto. (Tesis de Doctorado). UNAM.
- Ávila-Olivera, J.A., Garduño-Monroy, V.H., 2008. A GPR study of subsidence-creep-fault processes in Morelia, Michoacán, Mexico. Engineering Geology 100, 69–81. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2008.03.003>
- Baeza-Ramírez, C., 2007. Estimación regional de factores de conectividad para el cálculo de las relaciones Intensidad-Duración-Frecuencia (Tesis de Maestría). UNAM, Ciudad de México.
- Balbastre-Soldevilla, R., 2018. Análisis comparativo de metodologías de cálculo de tormentas de diseño para su aplicación en hidrología urbana (Tesis de Maestría). Universitat Politècnica de València, Valencia, España.
- Bamler, R., Hartl, P., 1998. Synthetic aperture radar interferometry. Inverse Problems, Topical Review 14, 1–54.
- Banerjee, A., Singh, P., Pratap, K., 2017. Morphometric evaluation of Swarnrekha watershed, Madhya Pradesh, India: an integrated GIS-based approach. Appl Water Sci 7, 1807–1815. <https://doi.org/10.1007/s13201-015-0354-3>
- Barry, R.G., Chorley, R.J., 1998. Atmosphere, weather and climate. 7th Edition, London, Routledge.
- Bell, F.C., 1969. Generalized Rainfall-Duration-Frequency Relationships. Journal of the Hydraulics Division, ASCE, 95, HY1, pp. 311-27.
- Berardino, P., Fornaro, G., Lanari, R., Sansosti, E., 2002. A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 40, 2375–2383. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2002.803792>
- Bhuiyan, Md.J.A.N., Dutta, D., 2012. Analysis of flood vulnerability and assessment of the impacts in coastal zones of Bangladesh due to potential sea-level rise. Natural Hazards 61, 729–743. <https://doi.org/10.1007/s11069-011-0059-3>
- Bianchini, S., Herrera, G., Mateos, R., Notti, D., Garcia, I., Mora, O., Moretti, S., 2013. Landslide Activity Maps Generation by Means of Persistent Scatterer Interferometry. Remote Sensing 5, 6198–6222. <https://doi.org/10.3390/rs5126198>
- Biggs, J., Wright, T., Lu, Z., Parsons, B., 2007. Multi-interferogram method for measuring interseismic deformation: Denali Fault, Alaska. Geophysical Journal International, 170, 1165-1179.
- Bindoff, N.L., Willebrand, J., Artale, V., Cazenave, A., Gregory, J.M., Gulev, S., Hanawa, K., LeQuéré, C., Levitus, S., Nojiri, Y., Shum, C.K., Talley, L.D., Unnikrishnan, A.S., 2007. Observations—Oceanic climate change and sea level, en: Solomon, S., Intergovernmental Panel on Climate Change, Intergovernmental Panel on Climate Change (Eds.), Climate Change 2007: The Physical Science Basis: Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Nueva York, Estados Unidos, pp. 385–432.
- Bladé, E., Cea, L., Corestein, G., 2014a. Numerical modelling of river inundations. Ingeniería del agua 18, 68. <https://doi.org/10.4995/ia.2014.3144>
- Bladé, E., Sánchez-Truebos, H., Dolz, J., Sánchez-Juny, M., Domínguez Mora, R., Arganis Juárez, M. L., Carrizosa Elizondo, E., Esquivel Garduño, G., Juárez Dehesa, J. I., 2014b. Estimación del hidrograma de salida en una cuenca usando un modelo hidrológico distribuido y un modelo hidráulico bidimensional en volúmenes finitos. Informe final.
- Boni, R., Herrera, G., Meisina, C., Notti, D., Béjar-Pizarro, M., Zucca, F., González, P.J., Palano, M., Tomás, R., Fernández, J., Fernández-Merodo, J.A., Mulas, J., Aragón, R., Guardiola-Albert, C., Mora, O., 2015. Application of multi-sensor advanced DInSAR analysis to severe land subsidence recognition: Alto Guadalentín Basin (Spain). Proc. IAHS 372, 45–48. <https://doi.org/10.5194/piahs-372-45-2015>
- Borja-Ortiz, R.I., Rodríguez, C., 2004. Acuífero vulnerable due to faults and river beds in Salamanca, Guanajuato, Mexico. Geofísica Int. 43, 623–628.

- Bouwer, L.M., Bubeck, P., Aerts, J.C.J.H., 2010. Changes in future flood risk due to climate and development in a Dutch polder area. *Global Environmental Change* 20, 463–471. <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2010.04.002>
- Brunori, C., Bignami, C., Albano, M., Zucca, F., Samsonov, S., Groppelli, G., Norini, G., Saroli, M., Stramondo, S., 2015. Land subsidence, ground fissures and buried faults: InSAR monitoring of Ciudad Guzmán (Jalisco, Mexico). *Remote Sens.* 7, 8610–8630. <https://doi.org/10.3390/rs70708610>
- Burbey, T., 2002. The influence of faults in basin-fill deposits on land subsidence, Las Vegas Valley, Nevada, USA. *Hydrogeol. J.* 10, 525–538. <https://doi.org/10.1007/s10040-002-0215-7>
- Burbey, T.J., 2006. Three-dimensional deformation and strain induced by municipal pumping, Part 2: Numerical analysis. *Journal of Hydrology*, 330, 422-434. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.03.035>
- Burkett, V.R., Zilkoski, D.B., Hart, D.A., 2003. Sea-Level Rise and Subsidence: Implications for Flooding in New Orleans, Louisiana, en: U.S. Geological Survey Subsidence Interest Group Conference: Proceedings of the Technical Meeting, Galveston, Texas, November 27-29, 2001. U.S. Geological Survey, pp. 63–70.
- Cabral-Cano, E., Arciniega-Ceballos, A., Díaz-Molina, O., Cigna, F., Ávila-Olivera, J., Osmanoglu, B., Dixon, T., Demets, C., Garduño-Monroy, V., Vergara-Huerta, F., Hernández-Quintero, J.E., 2010. Is there a tectonic component to the subsidence process in Morelia, Mexico?, en: Land Subsidence, Associated Hazards and the Role of Natural Resources Development. Presentado en el EISOLS 2010, IAHS, Querétaro, México, pp. 164–169.
- Cabral-Cano, E., Díaz-Molina, O., Delgado-Granados, H., 2011. Subsistencia y sus mapas de peligro: Un ejemplo en el área nororiental de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 63, 53–60.
- Cabrera, J., 2012. Modelos Hidrológicos. Facultad de Ingeniería Civil Universidad Nacional de Ingeniería, 8.
- Cahuana, A., Yugar, W., 2009. Material de apoyo didáctico para la enseñanza y aprendizaje de la asignatura de hidrología CIV-233. Universidad Mayor de San Simón, 380 p.
- California Culvert Practice, 1955. Department of Public Works, Division of Highways, 2a edición. ed. Sacramento, California.
- Campos-Aranda, D.F., Gómez-De Luna, R., 1990. Procedimiento para obtener curvas I-D-Tr a partir de registros pluviométricos. *Ingeniería hidráulica en México* 39–52.
- Campos, A. D., 1998. Procesos del Ciclo Hidrológico. 3ª impresión, Editorial Universitaria Potosina, San Luis Potosí, México.
- Campos-Aranda, D.F., 2010a. Intensidades máximas de lluvia para diseño hidrológico urbano en la República Mexicana. *Ingeniería Investigación y Tecnología* 11, 179–188.
- Campos-Aranda, D.F., 2010b. Introducción a la hidrología urbana, en: Printego, primera edición, 269 p.
- Campos-Campos, E., Quiroga, L.A., Sánchez-Ruiz, P.A., 2008. Adaptación de un modelo intensidad-duración-período de retorno (ecuación de F.C. Bell) a la cuenca del Estado de Tabasco. *Semana de Divulgación y vides Científico* 684–689.
- Carbognin, L., Gatto, P., Mozzi, G., Gambolati, G., Ricceri, G., 1977. New trend in the subsidence of Venice, en: Rodda, J.C. (Ed.), Land Subsidence. Presentado en el 2nd Int. Symp. on Land Subsidence, IAHS, pp. 65–81.
- Carbognin, L., P. Teatini, and L. Tosi, 2004. Relative land subsidence in the lagoon of Venice, Italy, at the beginning of the new millennium. *J. Mar. Syst.*, 51 (1-4), 345-353. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2004.05.021>
- Carbognin, L., Teatini, P., Tosi, L., 2005. Land Subsidence in the Venetian area: known and recent aspects. *Giornale di Geologia Applicata* 1, 5–11. <https://doi.org/10.1474/GGA.2005-01.0-01.0001>
- Carlón-Allende, T., Mendoza, M.E., 2007. Análisis hidrometeorológico de las estaciones de la cuenca del lago de Cuitzeo. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, 63, 56-76. ISSN 0188-4611
- Carisi, F., Domeneghetti, A., Gaeta, M.G., Castellarin, A., 2017. Is anthropogenic land subsidence a possible driver of riverine flood-hazard dynamics? A case study in Ravenna, Italy. *Hydrological Sciences Journal* 62, 2440–2455. <https://doi.org/10.1080/02626667.2017.1390315>
- Carpenter, M.C., 1999. South-Central Arizona. Earth fissures and subsidence complicate development of desert water resources. In: Galloway, D.L., Jones, D.R., Ingebritsen, S.E. (Eds.), Land Subsidence in the United States. U.S. Department of the Interior, Reston, Virginia, U.S.A., pp. 65–78.
- Carreón-Freyre, D., Cerca, M., Ochoa-González, G., Teatini, P., Zuñiga, F.R., 2016. Shearing along faults and stratigraphic joints controlled by land subsidence in the Valley of Queretaro, Mexico. *Hydrogeol J* 24, 657–674. <https://doi.org/10.1007/s10040-016-1384-0>

- Castellazzi, P., Arroyo-Domínguez, N., Martel, R., Calderhead, A.I., Normand, J.C.L., Gárfias, J., Rivera, A., 2016. Land subsidence in major cities of Central Mexico: interpreting InSAR-derived land subsidence mapping with hydrogeological data. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.* 47, 102–111. <https://doi.org/10.1016/j.jaq.2015.12.002>
- Cavazos-Pérez, M. T., 2015. Conviviendo con la naturaleza. El Problema de los Desastres Asociados a Fenómenos Hidrometeorológicos y Climáticos en México. Primera edición 2015. ISBN: 978-607-8360-41-3
- CB Televisión, 2018. #Inundación en tramo Torreón nuevo - Puerta del sol 22 de octubre. [En línea] Disponible en https://www.youtube.com/watch?v=JTTbTIs_bzs&t=134s [Accesado May. 2019]
- Cervantes-Jaimes, C.E., 2012. Generación de mapas de riesgo de inundación mediante modelación en 2D (Tesis de Maestría). UNAM, Ciudad de México.
- CENAPRED, 2004a. Impacto socioeconómico de los principales desastres ocurridos en la República Mexicana en el año 2003. Secretaría de Gobernación. Centro Nacional de Prevención de Desastres, Ciudad de México, pp. 369. ISBN: 970-628-871-6
- CENAPRED, 2004b. Guía Básica para la Evaluación de Atlas Estatales y Municipales de peligros y Riesgos. Versión, 2004.
- CENAPRED, 2006. Características e impacto socioeconómico de los principales desastres ocurridos en la República Mexicana en el año 2005. Secretaría de Gobernación. Centro Nacional de Prevención de Desastres, Ciudad de México, pp. 490. ISBN: 970-628-901-1
- CENAPRED, 2008. Tabasco: Características e Impacto Socioeconómico de las inundaciones provocadas a finales de Octubre y a comienzos de Noviembre de 2007 por el frente frío Número 4. Resumen. Secretaría de Gobernación, México
- Chaussard, E., Amelung, F., Abidin, H., Hong, S.-H., 2013. Sinking cities in Indonesia: ALOS PALSAR detects rapid subsidence due to groundwater and gas extraction. *Remote Sensing of Environment* 128, 150–161. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.10.015>
- Chaussard, E., Wdowinski, S., Cabral-Cano, E., Amelung, F., 2014. Land subsidence in central Mexico detected by ALOS InSAR time-series. *Remote Sens. Environ.* 140, 94–106. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.08.038>
- Chen, C.L., 1983. Rainfall intensity-duration-frequency formulas, in: *Journal of Hydraulic Engineering*, 18411. Presentado en el ASCE, pp. 1603–1621.
- Chen, Y., Xu, H., 2014. Comparisons of Speckle Noise Filtering Methods on Interferometric Synthetic Aperture Radar Images. *Journal of Computers* 9, 908–915. <https://doi.org/10.4304/jcp.9.4.908-915>
- Chen, C.N., Tfwala, S., 2018. Impacts of Climate Change and Land Subsidence on Inundation Risk. *Water* 10, 21157. <https://doi.org/10.3390/w10020157>
- Chin, D.A., 2006. *Water-Resources Engineering*, en: *Surface-Water Hydrology*. Pearson Prentice Hall, New Jersey, USA, pp. 334-606.
- Chow, V.T., Maidment, D., Mays, L., 2000. *Hidrología Aplicada*. McGraw-Hill, Bogotá, Colombia.
- Clark, C.O., 1945. Storage and the Unit Hydrograph. *Proc. Amer. Soc. Eng.*, 69, 1333-1360.
- Cigna, F., Cabral-Cano, E., Osmanoglu, B., Dixon, T.H., Wdowinski, S., 2011. Detecting subsidence-induced faulting in Mexican urban areas by means of persistent scatterer interferometry and subsidence horizontal gradient mapping. *Int. Geosci. Remote Sens. Symp.* 2125–2128. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2011.6049585>
- Cigna, F., Osmanoglu, B., Cabral-Cano, E., Dixon, T.H., Ávila-Olivera, J.A., Garduño-Monroy, V.H., DeMets, C., Wdowinski, S., 2012a. Monitoring land subsidence and its induced geological hazard with Synthetic Aperture Radar Interferometry: A case study in Morelia, Mexico. *Remote Sensing of Environment* 117, 146–161. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.09.005>
- Cigna, F., Osmanoglu, B., Cabral-Cano, E., 2012b. Non-linear land subsidence in Morelia, Mexico, imaged through synthetic aperture radar interferometry. In: *Proc. 'Fringe 2011 Workshop'*, Frascati, Italy. 19–23.
- Ciullo, A., Viglione, A., Castellarin, A., Crisci, M., Di Baldassarre, G., 2017. Socio-hydrological modelling of flood-risk dynamics: comparing the resilience of green and technological systems. *Hydrological Sciences Journal* 62, 880–891. <https://doi.org/10.1080/02626667.2016.1273527>
- Colesanti, C., Ferreti, A., Prati, C., Rocca, F., 2003. Monitoring landslides and tectonic motions with the Permanent Scatterers Technique. *Engineering Geology* 68, 3–14.
- CONAGUA, 2013. *Estadísticas del Agua en México*. Edición, 2013. Ciudad de México.
- CONAGUA, 2016. *Atlas del Agua en México 2016*. http://201.116.60.25/publicaciones/AAM_2016.pdf

- CONAGUA, 2018. Banco Nacional De Datos De Aguas Superficiales (BANDAS). [En línea] Disponible en <http://www.conagua.gob.mx/CONAGUA07/Contenido/Documentos/Portada%20BANDAS.htm> [Accesado Mar. 2017].
- Connor, C.B., 1990. Cinder cone clustering in the TransMexican Volcanic Belt: Implications for structural and petrologic models. *Journal of Geophysical Research* 95, 19395–19405. <https://doi.org/10.1029/JB095iB12p19395>
- Contramuro, 2017. Varios puntos de Morelia con inundaciones y encharcamientos. [En línea] Disponible en <https://www.contramuro.com/variopuntos-de-morelia-con-inundaciones-y-encharcamientos/> [Accesado May. 2019]
- Corona-Morales, N., 2009. Vulnerabilidad de la Ciudad de Morelia a inundaciones (Tesis de Doctorado). CIGA, UNAM.
- Das, A., Mondal, M., Das, B., Ghosh, A.R., 2012. Analysis of drainage morphometry and watershed prioritization in Bandu Watershed, Purulia, West Bengal through Remote Sensing and GIS technology - A case study. *International Journal of Geomatics and Geosciences* 2, 995–1013.
- Das, S., Patel, P.P., Sengupta, S., 2016. Evaluation of different digital elevation models for analyzing drainage morphometric parameters in a mountainous terrain: a case study of the Supin–Upper Tons Basin, Indian Himalayas. *SpringerPlus*, 5, 1544. <https://doi.org/10.1186/s40064-016-3207-0>
- Declercq, P.Y., Gerard, P., Pirard, E., Perissin, D., Walstra, J., Devleeschouwer, X., 2017. Subsidence related to groundwater pumping for breweries in Merchtem area (Belgium), highlighted by Persistent Scatterer Interferometry. *Int J Appl Earth Obs Geoinformation*, 63, 178–185. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2017.07.012>
- De Cserna, Z., De la Fuente-Duch, M., Palacios-Nieto, M., Triay, L., Mitre-Salazar, L.M., Mota-Palomino, R., 1988. Estructura Geológica, Gravimetría, Sismicidad y Relaciones Neotectónicas Regionales de La Cuenca de México. *Boletín del Instituto de Geología UNAM* 104, 1–71.
- De Luca, C., Casu, F., 2015. SBAS-InSAR service within the G-POD platform. User Manual. IREA 18.
- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista Instituto de Geología UNAM* 2, 172–197.
- Demant, A., 1981. L'Axe Néovolcanique Transmexicain- étude volcanologique et pétrographique; signification géodinamique (Tesis de Doctorado). Université du Droit, Marsella, Francia.
- Devi, G.K., Ganasri, B.P., Dwarakish, G.S., 2015. A Review on Hydrological Models. *Aquatic Procedia* 4, 1001–1007. <https://doi.org/10.1016/j.aqpro.2015.02.126>
- DHI, 2012. MIKE 21-2D Modelling of Coast and Sea. DHI Water & Environment Pty Ltd.
- Di Baldassarre, G., Kooy, M., Kemerink, J.S., Brandimarte, L., 2013. Towards understanding the dynamic behaviour of floodplains as human-water systems. *Hydrology and Earth System Sciences* 17, 3235–3244. <https://doi.org/10.5194/hess-17-3235-2013>
- Díaz-Salmerón, J.E., 2010. Geometría y monitoreo con GPS de los procesos de subsidencia-creep-falla (PSCF), en la ciudad de Celaya, Guanajuato, México (Tesis de Maestría). UMSNH.
- Domínguez-Mora, R., Bouvier, C., Fuentes-Mariles, G., 1994. MERCEDES: Un modelo de pronóstico de avenidas para cuencas heterogéneas, en: XVI Congreso Latinoamericano de Hidráulica. Santiago, Chile.
- Doin, M., Lodge, F., Guillaso, S., Jolivet, R., Laserre, C., Ducret, G., Grandin, R., Pathier, E., Pinel, V., 2011. Presentation of the small baseline NSBAS processing chain on a case example: the Etna deformation monitoring from 2003 to 2010 using ENVISAT data, en: Proceedings of FRINGE 2011.
- Dutta, D., Herath, S., Musiaki, K., 2006. An application of a flood risk analysis system for impact analysis of a flood control plan in a river basin. *Hydrological Processes* 20, 1365–1384. <https://doi.org/10.1002/hyp.6092>
- Eggleston, J., Pope, J.P., 2014. Land subsidence and relative sea-level rise in the southern Chesapeake Bay region, Circular 1392. U. S. Geological Survey, Virginia, Estados Unidos.
- El informador, 2018. Tromba deja afectaciones en 24 colonias de Morelia. [En línea] Disponible en <https://www.informador.mx/mexico/Tromba-deja-afectaciones-en-24-colonias-de-Morelia-20181022-0069.html> [Accesado Ene. 2018]
- EM-DAT, 2017. The OFDA/CRED - International Disaster Database [Documento WWW]. Université catholique de Louvain Brussels - Belgium. URL <http://www.emdat.be> (accesado 12.22.17).
- Erban, L.E., Gorelick, S.M., Zebker, H.A., 2014. Groundwater extraction, land subsidence, and sea-level rise in the Mekong Delta, Vietnam. *Environmental Research Letters* 9, 6. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/9/8/084010>

- ESA, 2019. SNAP Download STEP. [En línea] Disponible en <https://step.esa.int/main/download/snap-download/> [Accesado Sep. 2017].
- Esquivel, R., Hernández, A., Zermeño, M.E., 2006. GPS for subsidence detection, the case study of Aguascalientes. In: Sanso, F., Antonio, J.G. (Eds.), *Geodetic Deformation Monitoring: From Geophysical to Engineering Roles*. International Association of Geodesy Symposia. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 254–258. https://doi.org/10.1007/978-3-540-38596-7_31
- Fang, X., Thompson, D.B., Cleveland, T.G., Pradhan, P., Malla, R., 2008. Time of Concentration Estimated Using Watershed Parameters Determined by Automated and Manual Methods. *J. Irrig. Drain Eng.* 134, 202–211. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(2008\)134:2\(202\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(2008)134:2(202))
- Faniran, A., 1968. The Index of Drainage Intensity - A Provisional New Drainage Factor. *Australian Journal of Science*, 31, pp 328-330.
- Farina, P., Avila-Olivera, J.A., Garduño-Monroy, V.H., Catani, F., 2008. DInSAR analysis of differential ground subsidence affecting urban areas along the Mexican Volcanic Belt (MVB). *Ital. J. Remote Sens.* 40, 103–113. <https://doi.org/10.5721/ItJRS20084029>
- Fattorelli, S., Fernández, P.C., 2011. *Diseño Hidrológico, 2º Edición en español*. ed. Estudio Fernandez-Dorca, Edición digital, Water Assessment & Advisory Global Network.
- FEMA, 2004. *Flood Insurance Manual*, Washington, D.C.
- Ferrari, L., Garduño, V.H., Pasquaré, G., Tibaldi, A., 1994. Volcanic and tectonic evolution of the central Mexico: Oligocene to Present. *Geofísica Internacional* 33, 91–105.
- Ferretti, A., Prati, C., Rocca, F., 2001. Permanent scatterers in SAR interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 39, 8–20. <https://doi.org/10.1109/36.898661>
- Figuroa-Miranda, S., 2013. *Estudio Del Peligro Por Flujo De Detritos Y Corrientes Hiperconcentradas Mediante Simulación Numérica En Flo-2d, Caso De Estudio: Angangueo, Mich.* (Tesis de Maestría). Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Morelia, Michoacán, México.
- Figuroa-Miranda, S., Tuxpan-Vargas, J., Ramos-Leal, J.A., Hernández-Madrugal, V.M., Villaseñor-Reyes, C.I., 2018. Land subsidence by groundwater over-exploitation from aquifers in tectonic valleys of Central Mexico: A review. *Engineering Geology* 246, 91–106. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2018.09.023>
- Fletcher, C.A.J., 1990. *Computational Techniques for Fluid Dynamics*. Volume I, 2nd ed., Springer-Verlag, Nueva York.
- FLO-2D, 2017, Reference Manual. Build No. 17.
- FLO-2D, 2018. [Documento WWW] URL <https://www.flo-2d.com/> (accesado 03/07/18).
- Fuentes, O.A., Arganis, M.L., Bladé, E., Sánchez, M., De Luna, F., Cruz, J.A., Mendoza, J.A., Aragón, J.L., 2010. Simulación de la Onda de Avenida por Ruptura de Tanque de Enfriamiento. *Revista Digital Tláloc AMH* 46, 37–48.
- Fuentes-Mariles, O.A., Franco, V., Luna-Cruz, F., Cruz-Gerón, J.A., Morales-Hernández, H.L., García-Hernández, L.O., Bautista-Tadeo, A., Morales-Zamacona, A., Vélez-Morales, L., Sánchez-Cruz, J.A., 2013. *Estudio De Inundaciones Fluviales Y Mapas De Peligro Para El Atlas Nacional De Riesgos Por Inundaciones Convenio CNA-SGT-GASIR-04/2013*. CONVENIO CNA-SGT-GASIR-04/2013 76.
- Gabrysch R.K., 1984, Case History No. 9.12 The Houston-Galveston Region, Texas, U.S.A., in Poland J.F. ed, *Guidebook to studies of land subsidence due to groundwater withdrawal: International Hydrological Program, Working Group 8.4*, 305 p.
- Gallegos, H.A., Schubert, J.E., Sanders, B.F., 2009. Two-dimensional, high-resolution modeling of urban dam-break flooding: A case study of Baldwin Hills, California. *Advances in Water Resources* 32, 1323–1335. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2009.05.008>
- Galloway, D., Jones, D.R., Ingerbritsen, S.E. (Eds.), 1999. *Land subsidence in the United States*. Reston Virginia, Estados Unidos.
- Galloway, D.L., Bawden, G.W., Leake, S.A., Honegger, D.G., 2008. Land subsidence hazards, en: Baum, R.L., Devin, L., Harp, E.L. (Eds.), *Landslide and Land Subsidence Hazards to Pipelines*, Open-File Report 2008–1164. U.S. Geological Survey, Estados Unidos, pp. 40–106.
- Galloway, D.L., Burbey, T.J., 2011. Review: regional land subsidence accompanying groundwater extraction. *Hydrogeol. J.* 19, 1459–1486. <https://doi.org/10.1007/s10040-011-0775-5>
- Gambolati, G., Teatini, P., Ferronato, M., 2005. Anthropogenic Land Subsidence, en: Anderson, M.G., McDonnell, J.J. (Eds.), *Encyclopedia of Hydrological Sciences*. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK, pp. 2444–2459. <https://doi.org/10.1002/0470848944.hsa164b>
- García E., 2003. Distribución de la precipitación en la República Mexicana. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, 50, 67-76.

- García-Acevedo, R., 2011. Simulación numérica del transporte de contaminantes, en el Río Grande de Morelia (Tesis de Maestría). Instituto Politécnico Nacional, Ciudad de México.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Garduño, V.H., 2000. Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico. *Tectonophysics* 318, 281–302. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00316-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00316-9)
- Garduño, V.H., Gutierrez, N.A., 1992. Magmatismo, hiatus y tectónismo de la Sierra Madre Occidental y del Cinturón Volcánico Mexicano. *Geofísica Internacional* 31, 417–429.
- Garduño, V.H., Israde, I., Francalanci, L., Carranza, O., Chiesa, S., Corona, P., Arreygue, E., 1997. Sedimentology, volcanism and tectonics of the southern margin of the lacustrine basins of Maravatio and Cuitzeo, Michoacan, Mexico. Presentado en el IAVCEI General Assambly, Puerto Vallarta, Mexico, p. 23.
- Garduño, V.H., Arreygue, E., Chiesa, S., Israde, I., Rodríguez, T., Ayala, G.M., 1998. Las fallas geológicas y sísmicas de la Ciudad de Morelia y su influencia en la planificación del territorio. *Ingeniería Civil* 1, 3–12.
- Garduño-Monroy, V.H., Rodríguez-Torres, G.M., Israde-Alcántara, I., Arreygue-Rocha, E., Canuti, P., Chiesa, S., 1999. Efecto del Clima (El Niño) en los fenómenos de Fluencia de las Fallas Geológicas de la Ciudad de Morelia. *GEOS* 19, 84–93.
- Garduño-Monroy, V.H., Arreygue-Rocha, E., Israde-Alcántara, I., Rodríguez-Torres, G.M., 2001. Efectos de las fallas asociadas a sobreexplotación de acuíferos y la presencia de fallas potencialmente sísmicas en Morelia, Michoacán, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 18, 37–54.
- Garduño-Monroy, V.H., Pérez-López, R., Israde-Alcántara, I., Rodríguez-Pascua, A., Szykaruk, E., Hernández-Madrigal, V.M., García-Zepeda, M.L., Corona-Chávez, P., Ostroumov, M., Medina-Vega, V.H., García-Estrada, G., Carranza, O., López-Granados, E., Mora-Chaparro, J.C., 2009. Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central Mexico. *Geofísica Internacional* 48, 319–335.
- Garduño-Monroy, V.H., Giordano, N., Ávila-Olivera, J.A., Hernández-Madrigal, V.M., Sámano-Nateras, A., Díaz-Salmerón, J.E., 2014. Estudio hidrogeológico del sistema acuífero de Morelia, Michoacán, para una correcta planificación del territorio, en: Vieyra, A., Larraábal, A. (coords.), *Urbanización, sociedad y medio ambiente. Experiencias en ciudades medias: México*, UNAM/CIGA, SEMARNAT/INECC, 197–222.
- Gayol, R., 1925. Estudio de las perturbaciones que en el fondo del valle de México ha producido el drenaje de las aguas del subsuelo por las obras del desagüe, y rectificación de los errores a los que ha dado lugar una incorrecta interpretación de los hechos observados. *Rev. Mex. Ing. y Arquit*, 3, 96-132.
- Genovez, A.M., Fugagnolli, R.C., 2001. Análisis y evaluación de las ecuaciones de lluvias intensas generalizadas. *Ingeniería Hidráulica en México*, XVI (3), 15-23.
- Glowacka, E., González, J., Fabriol, H., 1999. Recent vertical deformation in Mexicali valley and its relationship with tectonics, seismicity, and the exploitation of the cerro prieto geothermal field, Mexico. *Pure Appl. Geophys.* 156, 591–614. <https://doi.org/10.1007/s000240050314>
- Glowacka, E., Sarychikhina, O., Márquez Ramírez, V.H., Robles, B., Nava, F.A., Farfán, F., García Arthur, M.A., 2015. Subsidence monitoring with geotechnical instruments in the Mexicali Valley, Baja California, Mexico. *Proc. Int. Assoc. Hydrol. Sci.* 372, 243–248. <https://doi.org/10.5194/piahs-372-243-2015>
- Goldstein, R.M., Werner, C.L., 1998. Radar interferogram filtering for geophysical applications. *Geophysical Research Letters* 25, 4035–4038.
- Gómez-Vasconcelos, M.G., 2012. Geología y Estratigrafía Volcánica de la Sierra de Mil Cumbres (Tesis de Maestría). Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Morelia, Michoacán, México.
- González-Aguirre, J.C., Vázquez-Cendón, M.E., Alavez-Ramírez, J., 2016. Simulación numérica de inundaciones en Villahermosa México usando el código IBER. *Ingeniería del agua* 20, 201. <https://doi.org/10.4995/ia.2016.5231>
- González, P.J., Fernández, J., 2011. Error estimation in multitemporal InSAR deformation time series, with application to Lanzarote, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research*, 116, 1-17.
- Guha-Sapir, D., Below, R., Hoyois, P., 2015. Em-dat: the cred/ofda international disaster database. Brussels: Université Catholique de Louvain. www.emdat.be.
- Gupta, S.K., Sharma, G., Jethoo, A.S., Tyagi, J., Gupta, N.K., 2015. A Critical Review Of Hydrological Models. Presentado en el HYDRO 2015 INTERNATIONAL, 20 th International Conference on Hydraulics, Water Resources and River Engineering, Roorkee, India, p. 8.

- Hajam, R.A., Hamid, A., Bhat, S., 2013. Application of Morphometric Analysis for Geo-Hydrological Studies Using Geo-Spatial Technology –A Case Study of Vishav Drainage Basin. *Hydrol Current Res* 04. <https://doi.org/10.4172/2157-7587.1000157>
- Hanssen, R.F., 2001. *Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis, Remote Sensing and Digital Image Processing*. Springer Netherlands, Dordrecht. <https://doi.org/10.1007/0-306-47633-9>
- Hasenaka, T., Carmichael, I., 1987. The cinder cones of Michoacán–Guanajuato central Mexico: petrology and chemistry. *J. Petrol.* 28, 241–269.
- Henderson, F.M., 1966. *Open Channel Flow*. MacMillan Publishing Co., Nueva York.
- Henry, C.D., Aranda, J.J., 1992. The real southern Basin and Range: Mid- to late Cenozoic extension in Mexico. *Geology* 20, 701. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0701:TRSBAR>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0701:TRSBAR>2.3.CO;2)
- Hernández, J., Vieyra, A., 2010. Riesgo por inundaciones en asentamientos precarios del periurbano. Morelia, una ciudad media mexicana. ¿El desastre nace o se hace? *Revista de Geografía Norte Grande* 47, 45–32.
- Hernández-Bedolla, J., 2014. Evaluación del efecto del cambio climático sobre la gestión de la cantidad y calidad de un sistema de recursos hídricos desarrollado, caso cuenca del río Grande de Morelia (Tesis de Maestría). Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Morelia, Michoacán, México.
- Hernández-Guerrero, J.A., Vieyra, A., 2010. Precariedad habitacional en el periurbano de la ciudad de Morelia, Michoacán: riesgo de desastre por inundaciones, in: Vieyra, A., Larrazábal de la Vía, A., Sánchez Sepúlveda, H.U. (Eds.), *Urbanización, Sociedad y Ambiente: Experiencias En Ciudades Medias*. Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), Centro de Investigaciones en Geografía Ambiental (CIGA): México, D.F.: Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales (SEMARNAT), Instituto Nacional de Ecología y Cambio Climático (INECC), Morelia, Michoacán, México, pp. 271–293.
- Hernández-Madrugal, V.M., Garduño-Monroy, V.H., Ávila-Olivera, J.A., 2011. Atlas De Peligros Geologicos De La Ciudad De Morelia, Mich: Estandarización del documento, actualización cartográfica de fallas geológicas de la zona urbana, y evaluación de tasas de hundimiento. SEDESOL. Programa HABITAT 83.
- Hernández-Madrugal, V.M., Muñoz-Jáuregui, J.A., Garduño-Monroy, V.H., Flores-Lázaro, N., Figueroa-Miranda, S., 2014. Depreciation factor equation to evaluate the economic losses from ground failure due to subsidence related to groundwater withdrawal. *NS* 06, 108–113. <https://doi.org/10.4236/ns.2014.63015>
- Hernández-Madrugal, V.M., Flores-Lázaro, N., Villaseñor-Reyes, C.I., Muñoz-Jáuregui, J.A., 2015. Impacto económico producido por subsidencia diferencial en zonas urbanas. In: Caso de estudio Morelia, Mich. *Cienc. Nicolaita*, pp. 78–94.
- Hernández-Marín, M., Pacheco-Martínez, J., Ramírez-Cortés, A., Burbey, T.J., OrtizLozano, J.A., Zermeño-de-León, M.E., Guinzberg-Velmont, J., Pinto-Aceves, G., 2014. Evaluation and analysis of surface deformation in west Chapala basin, central Mexico. *Environ. Earth Sci.* 72, 1491–1501. <https://doi.org/10.1007/s12665-0143054-7>.
- Hernández-Marín, M., Delgado-Montalvo, H.D., Ortiz-Lozano, J.Á., de Láriz-Medina, M.J., Pacheco-Martínez, J., Zermeño-de León, M.E., 2016. Monitoreo de daños y análisis numérico en un edificio histórico afectado por una falla superficial activa en el valle de Aguascalientes. *Ing. Sísmica* 94, 75–91.
- Herrera-Díaz, I.E., Rodríguez-Cuevas, C., Couder-Castañeda, C., Gasca-Tirado, J.R., 2015. Modelación numérica hidrodinámico-hidrológica en zonas de inundación con presencia de infraestructura. *Tecnología y Ciencias del Agua* 6, 139–152.
- Higgins, S.A., 2016. Review: Advances in delta-subsidence research using satellite methods. *Hydrogeology Journal* 24, 587–600. <https://doi.org/10.1007/s10040-015-1330-6>
- Hooper, A., 2006. Persistent scatterer radar interferometry for crustal deformation studies and modeling of volcanic deformation (Tesis de Doctorado). Stanford University.
- Hooper, A., 2008. A multi-temporal InSAR method incorporating both persistent scatterer and small baseline approaches. *Geophysical Research Letters*, 35, 1-5.
- Hooper, A., 2009. *StaMPS/MTI Manual*. Version 3.1.
- Hooper, A., 2010. A statistical-cost approach to unwrapping the phase of InSAR time series. Presentado en el Fringe 2009 Workshop, ESA, Frascati, Italy.
- Hooper, A., Bekaert, D., Spaans, K., Arkan, M., 2012. Recent advances in SAR interferometry time series analysis for measuring crustal deformation. *Tectonophysics* 514–517, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.10.013>

- Hooper, A., Segall, P., Zebker, H., 2007. Persistent scatterer interferometric synthetic aperture radar for crustal deformation analysis, with application to Volcán Alcedo, Galápagos. *Journal of Geophysical Research* 112. <https://doi.org/10.1029/2006JB004763>
- Horton, R.E., 1933. The Rôle of infiltration in the hydrologic cycle. *Trans. AGU* 14, 446. <https://doi.org/10.1029/TR014i001p00446>
- Horton, R.E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geol Soc America Bull* 56, 275. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1945\)56\[275:EDOSAT\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1945)56[275:EDOSAT]2.0.CO;2)
- Horton, R.E., 1932. Drainage-basin characteristics. *Trans. AGU* 13, 350. <https://doi.org/10.1029/TR013i001p00350>
- Hosseinzadeh, S.R., 2011. Drainage Network Analysis, Comparis of Digital Elevation Model (DEM) from ASTER with High Resolution Satellite Image and Areal Photographs. *International Journal of Environmental Science and Development*, 2, 3.
- Hu, R.L., Yue, Z.Q., Wang, L.C., Wang, S.J., 2004. Review on current status and challenging issues of land subsidence in China. *Eng. Geol.*, 76, 65-77. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2004.06.006>
- Huizar-Álvarez, R., Mitre-Salazar, L.M., Marín-Córdova, S., Trujillo-Candelaria, J., Martínez-Reyes, J., 2011. Subsidence in Celaya, Guanajuato, central Mexico: implications for groundwater extraction and the neotectonic regime. *Geofis. Int.* 50, 255–270.
- IMPLAN, 2016. Caracterización de la microcuenca del Río Chiquito. Resumen Ejecutivo.
- IMTA, 2004. Estudio del manejo de aguas pluviales en la zona Metropolitana de Morelia (ZMM) estado de Michoacán.
- IMTA, 2014. Programa de Prevención contra Contingencias Hidráulicas. Ciudad/Cuenca Morelia, Michoacán. Informe Final. 27 p.
- INEGI, 1993a. Morelia. Perfil Sociodemográfico. XI Censo General de Población y Vivienda, 1990. Aguascalientes, México. ISBN 970-13-0012-2
- INEGI, 1993b. Conjunto de Datos Vectoriales de la Carta de Uso del Suelo y Vegetación, Escala 1:1'000,000 Serie II (Continuo Nacional). [En línea] Disponible en: <https://www.inegi.org.mx/temas/usosuelo/> [Accesado 17 Feb. 2016].
- INEGI, 2001. Conjunto de Datos Vectoriales Fisiográficos. Continuo Nacional. Escala 1:1'000,000. Serie I. [En línea] Disponible en <https://www.inegi.org.mx/temas/fisiografia/> [Accesado Feb. 2016].
- INEGI, 2011. Modelos Digitales de Elevación de Alta Resolución LiDAR, con resolución de 5m. Terreno. [En línea] Disponible en: <https://www.inegi.org.mx/temas/relieve/continental/default.html#Descargas> [Accesado 17 Feb. 2016].
- INEGI, 2014. Diccionario de Datos Edafológicos escala 1: 250 000, versión 3.
- INEGI, 2015. Estudio de los hundimientos por subsidencia en Aguascalientes con métodos satelitales. In: Reporte técnico, Subsidencia, num 1. Ags, Aguascalientes.
- INEGI, 2015a. Principales resultados de la Encuesta Intercensal 2015: Michoacán de Ocampo, c2015. xiv, 96 p. ISBN 978-607-739-772-4
- INEGI, 2015b. Conjunto de datos vectoriales de uso del suelo y vegetación Escala 1:250 000, Serie V (Capa Unión). [En línea] Disponible en <https://www.inegi.org.mx/temas/usosuelo/> [Accesado Feb. 2016].
- INEGI, 2016a. Carta Edafológicas: E14A12, E14A13, E14A22, E14A23, E14A32, E14A33, escala 1: 50,000. [En línea] Disponible en <https://www.inegi.org.mx/temas/edafologia/default.html#Descargas> [Accesado Feb. 2016].
- INEGI, 2016b. Cartas Geológicas: E14A12, E14A13, E14A22, E14A23, E14A32, E14A33, escala 1: 50 000. [En línea] Disponible en <https://www.inegi.org.mx/temas/edafologia/default.html#Descargas> [Accesado Ene. 2016].
- INEGI, 2017. Guía para la interpretación de cartografía: uso del suelo y vegetación: escala 1:250, 000: serie VI. Instituto Nacional de Estadística y Geografía. México: INEGI, c2017. vii, 204 p.
- INEGI, 2018a. Climas escala 1: 1, 000,000. [En línea] Disponible en <https://www.inegi.org.mx/temas/climatologia/> [Accesado Feb. 2016]
- INEGI, 2018b. Datos. [En línea] Disponible en <https://www.inegi.org.mx/datos/> [Accesado Feb. 2016].
- INIRENA, Facultad de Biología UMSNH & Agua Nuestra A. C. (2006). Plan de manejo de la microcuenca del río Chiquito. México, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.
- Islam, Z., 2011. A Review on Physically Based Hydrologic Modeling. <https://doi.org/10.13140/2.1.4544.5924>
- Israde, I., Garduño, V.H., Ferrari, M., 1992. El origen transtensivo de la depresión del lago de Cuitzeo, Mexico, en: Sesiones Científicas. Presentado en el Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca, España, pp. 127–131.

- Israde-Alcántara, I., 1995. Bacini lacustri del settore centrale dell'Arco Vulcanico Messicano: stratigrafia et evoluzione sedimentaria basata sulle diatomee (Tesis de Doctorado). Universita degli Studi di Milano, Milán, Italia.
- Israde-Alcántara, I., Garduño-Monroy, V.H., 1999. Lacustrine record in a volcanic intra-arc setting: the evolution of the Late Neogene Cuitzeo basin system (central-western Mexico, Michoacán). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 151, 209–227. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(99\)00024-3](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00024-3)
- Israde-Alcántara, I. Garduño-Monroy, V.H., 2004. La geología de la región de Morelia, en: *Contribuciones a la geología e impacto ambiental de Morelia*, 1, 1-13.
- IPCC, 2007: Cambio climático 2007: Informe de síntesis. Contribución de los Grupos de trabajo I, II y III al Cuarto Informe de evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático [Equipo de redacción principal: Pachauri, R.K. y Reisinger, A. (directores de la publicación)]. IPCC, Ginebra, Suiza, 104 págs.
- Jachens, R.C., Holzer, T.L., 1982. Differential compaction mechanism for earth fissures near Casa Grande, Arizona. *Geol. Soc. Am. Bull.* 93, 998 (doi:10.1130/00167606(1982)93<998:DCMFEF >2.0.CO).
- Jácome-Saldaña, M., 2009. Modelo Hidrológico Distribuido Basado En Información De Radar Meteorológico En Zonas Urbanas (Tesi). Universidad Autónoma de Querétaro, Santiago de Querétaro, Querétaro.
- Jain, Sharad Kumar, Mani, P., Jain, Sanjay K., Prakash, P., Singh, V.P., Tullos, D., Kumar, S., Agarwal, S.P., Dimri, A.P., 2018. A Brief review of flood forecasting techniques and their applications. *International Journal of River Basin Management* 16, 329–344. <https://doi.org/10.1080/15715124.2017.1411920>
- Japan International Cooperation Agency (JICA), 1999. The study on integrated plan for flood mitigation in Chao Phraya River Basin. Report submitted to Royal Irrigation Department, Kingdom of Thailand.
- Jin, M., Fread, D.L. 1997. Dynamic flood routing with explicit and implicit numerical solution schemes. *J. of Hyd. Eng., ASCE*, 123(3), 166-173.
- Johnson, C.A., Harrison, C.G.A., 1990. Neotectonics in central Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 64, 187–210.
- Juan-Pérez, J. I., 2013. Los huertos familiares en una provincia del subtrópico mexicano: análisis espacial, económico. Fundación Universitaria Andalu. ISBN: 978-84-15774-33-4
- Julio-Miranda, P., Ortiz-Rodríguez, A.J., Palacio-Aponte, A.G., López-Doncel, R., Barboza-Gudiño, R., 2012. Damage assessment associated with land subsidence in the San Luis Potosi-Soledad de Graciano Sanchez metropolitan area, Mexico, elements for risk management. *Nat. Hazards* 64, 751–765. <https://doi.org/10.1007/s11069-012-0269-3>.
- Keifer, C.J., Chu, H.H., 1957. Synthetic storm pattern for drainage design. *J. Hyd. Div., Am. Soc. Civ. Eng.*, 83, HY4, pp. 1-25.
- Knebl, M.R., Yang, Z.L., Hutchison, K., Maidment, D.R., 2005. Regional scale flood modeling using NEXRAD rainfall, GIS, and HEC-HMS/RAS: a case study for the San Antonio River Basin Summer 2002 storm event. *Journal of Environmental Management*, 75, 325–336. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2004.11.024>
- Kirpich, Z.P., 1940. Time of concentration of small agricultural watersheds. *Civil Eng* 10, 362.
- Kreiselmeier, J., 2015. Development of a Flood Model Based on Globally-Available Satellite Data for the Papaloapan River, Mexico. Degree Project at the Department of Earth Sciences, Uppsala University.
- Krieger, G., Younis, M., Huber, S., Bordoni, F., Patyuchenko, A., Kim, J., Laskowski, P., Villano, M., Rommel, T., Lopez-Dekker, P., Moreira, A., 2012. Digital Beamforming and MIMO SAR. Review and New Concepts, en: *EUSAR*, pp. 11–14.
- Lanari, R., Mora, O., Manunta, M., Mallorqui, J.J., Berardino, P., Sansosti, E., 2004. A small-baseline approach for investigating deformations on full-resolution differential SAR interferograms. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* 42, 1377–1386. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2004.828196>
- Laverde-Barajas, M., Pedrozo-Acuña, A., Breña-Naranjo, A., Corzo-Perez, G., 2014. The Role Of Hydrological Uncertainties In Flood Risk Analysis: Tonalá River, Mexico. Presentado en el 6th International Conference on Flood Management, São Paulo, Brasil, p. 13.
- La Voz, de Michoacán, 1988. Suplemento dominical. Octubre 30 (3 pp.).
- La Voz de Michoacán, 2018. Declaran en emergencia a Morelia por inundaciones. [En línea] Disponible en: <https://lavozdemichoacan.com.mx/morelia/declaran-en-emergencia-a-morelia-por-inundaciones/> [Accesado Ene. 2018].
- La Voz de Michoacán, 2018b. La tromba en Morelia en imágenes. [En línea] Disponible en: <https://lavozdemichoacan.com.mx/morelia/la-tromba-en-morelia-en-imagenes/> [Accesado Ene. 2018].

- La Voz de Michoacán, 2018c. Sorpresiva lluvia inunda vialidades de Morelia. [En línea] Disponible en <https://lavozdemichoacan.com.mx/morelia/sorpresiva-lluvia-inunda-vialidades-de-morelia/> [Accesado May. 2019].
- La Voz de Michoacán, 2018d. Bulevar García de León en constante peligro de inundación. [En línea] Disponible en <https://lavozdemichoacan.com.mx/morelia/bulevar-garcia-de-leon-en-constante-peligro-de-inundacion/> [Accesado May. 2019].
- Llaguno-Guilberto, O.J., 2014. Generación de mapas de riesgo considerando la topografía urbana, aplicado a la ciudad de Oaxaca de Juárez, Oaxaca (Tesis de Maestría). UNAM, Ciudad de México.
- López-Orozco, J.A., 2012. Manejo integral del agua pluvial en Tuxtla Gutiérrez, Chiapas (Tesis de Maestría). UNAM, Ciudad de México.
- Luxiang S. and Manfang B., 1984, Case History No. 9.2. Shanghai, China, in Poland J.F. ed, Guidebook to studies of land subsidence due to ground-water withdrawal: International Hydrological Program, Working Group 8.4, 305 p.
- Malarvizhi, K., Vasantha, Kumar S., Porchelvan, P., 2016. Use of High Resolution Google Earth Satellite Imagery in Landuse Map Preparation for Urban Related Applications. Procedia Technology, 24, 1835-1842. <https://doi.org/10.1016/j.protcy.2016.05.231>
- Manilow, G.V., 2005. Condición de peligrosidad de inundación para las personas, en: Farias, H.D., Brea, J.D., Cazeneuve, R. (Eds.), RIOS, Principios y Aplicaciones en Hidráulica de Ríos. Segundo Simposio Regional sobre Hidráulica de Ríos, Neuquén, Argentina.
- Marsalek, J., 1984. Temporal Distribution of Design Storm Rainfall. Water Science and Technology, 16(8/9), pp. 167-175.
- Massonnet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Peltzer, G., Feigl, K., Rabaute, T., 1993. The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. Nature 364, 138–142. <https://doi.org/10.1038/364138a0>
- McFarland, B.J., 2012. Climate change in Hampton Roads—Phase III—Sea level rise in Hampton Roads, Virginia: Chesapeake, Virginia, Hampton Roads Planning District Commission. U.S. Geological Survey Professional Paper report PEP12–06, July, 102.
- Meisina C., Zucca, F., Notti, D., Colombo, A., Cucchi, A., Savio, G., Giannico, C., Bianchi, M., 2008. Geological Interpretation of PSInSAR Data at Regional Scale. Sensors, 8, 7469-7492. <https://doi.org/10.3390/s8117469>
- Melton, M.A., 1957. An analysis of the relations among the elements of climate, surface properties and geomorphology. Technical Report 11, Department of Geology, Columbia University, New York.
- Méndez-Antonio, B., Caetano, E., Soto-Cortés, G., Rivera-Trejo, F.G., Carvajal Rodríguez, R.A., Watts, C., 2013. Weather Radar Data and Distributed Hydrological Modelling: An Application for Mexico Valley. Open Journal of Modern Hydrology 03, 79–88. <https://doi.org/10.4236/ojmh.2013.32011>
- Méndez-González, J., Návar-Cháidez, J.J., González-Ontiveros, V., 2008. Análisis de tendencias de precipitación (1920-2004) en México. Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM 65, 38–55.
- Mendoza, M.E., y López, E., (2008). Caracterización físico-geográfica de la subcuenca de Cointzio, Michoacán: Información básica para el manejo integrado de cuencas. En: Sánchez-Brito, C., E. Fragoso-Tirado y Bravo-Espinoza, M. Bases Metodológicas para el Manejo Integrado de Cuencas Hidrológicas. Libro Técnico INIFAP. INIFAP. ISBN 978-970- 43-0263-4.
- Merz, B., Kreibich, H., Schwarze, R., Thieken, A., 2010. Review article “Assessment of economic flood damage.” Natural Hazards and Earth System Science 10, 1697–1724. <https://doi.org/10.5194/nhess-10-1697-2010>
- Mi Morelia, 2017a. Exceso de basura, principal causa de inundaciones y encharcamientos en Morelia. [En línea] Disponible en: <https://www.mimorelia.com/exceso-de-basura-principal-causa-de-inundaciones-y-encharcamientos-en-morelia/> [Accesado Ene. 2018].
- Mi Morelia, 2017b. Por inundaciones, suspenden los partidos en las canchas de Policía y Tránsito. [En línea] Disponible en <https://www.mimorelia.com/por-inundaciones-suspenden-los-partidos-en-las-canchas-de-policia-y-transito/> [Accesado May. 2019].
- Mi Morelia, 2018. inundación-camelinas 1. [En línea] Disponible en <https://www.mimorelia.com/registra-morelia-inundaciones-diferentes-puntos-ciudad/inundacion-camelinas-1/> [Accesado May. 2019].
- Mobayed, K.N., 2009. Simulador De Inundaciones En Áreas Urbanas Un Modelo De Pronóstico Con Fines De Alertamiento. Ciencia UAQ 2, 72–90.
- Mobayed, K.N., 2001. Modelo distribuido de lluvia-escorrentía basado en el manejo de variables georeferenciadas y el escalamiento fisiográfico de cuencas (Tesis de Doctorado). UNAM, Ciudad de México.

- Mockus, V., 1972. Estimation of direct runoff from storm rainfall, en: Hydrology in National Engineering Handbook. U. S. Soil Conservation Service. Washington, D.C., U.S.A.
- Modoni, G., Darini, G., Spacagna, R.L., Saroli, M., Russo, G., Croce, P., 2013. Spatial analysis of land subsidence induced by groundwater withdrawal. *Eng. Geol.* 167, 59–71. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2013.10.014>
- Monsalve, G., 2000. Hidrología en la Ingeniería. Alfaomega, 2da edición, 382 p.
- Moreira, A., Prats-Iraola, P., Younis, M., Krieger, G., Hajnsek, I., Papathanassiou, K., 2013. A tutorial on Synthetic Aperture Radar. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Magazine*, 1, 6-43.
- Motagh, M., Shamshiri, R., Haghghi, M.H., Wetzell, H.U., Akbari, B., Nahavandchi, H., Roessner, S., Arabi, S., 2017. Quantifying groundwater exploitation induced subsidence in the Rafsanjan plain, southeastern Iran, using InSAR time-series and in situ measurements. *Engineering Geology*, 218, 134-151. <http://dx.doi.org/10.1016/j.enggeo.2017.01.011>
- Mtamba, J., Velde, R.V.D., Ndomba, P., Zoltán, V., Mitalo, F., 2015. Use of Radarsat-2 and Landsat TM Images for Spatial Parameterization of Manning's Roughness Coefficient in Hydraulic Modeling. *Remote Sens.*, 7, 836-864. <https://doi.org/10.3390/rs70100836>
- Néelz, S., Pender, G., 2013. Benchmarking the Latest Generation of 2D Hydraulic Modelling Packages. DEFRA/Environment Agency, Bristol, Reino Unido.
- Néelz, S., Pender, G., 2010. Benchmarking of 2D Hydraulic Modelling Packages. DEFRA/Environment Agency, Bristol, Reino Unido.
- Néelz, S., Pender, G., 2009. Desktop review of 2D hydraulic modelling packages. DEFRA/Environment Agency, Bristol, Reino Unido.
- Ng, A.H.-M., Ge, L., Li, X., Abidin, H.Z., Andreas, H., Zhang, K., 2012. Mapping land subsidence in Jakarta, Indonesia using persistent scatterer interferometry (PSI) technique with ALOS PALSAR. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 18, 232–242. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2012.01.018>
- OOAPAS, 2017. Informe Anual 2017 del Director General.
- Ojeda-Torres, F., Bravo-Nieto, C.E., López-Castro, F.J., 2012. Estudio histórico-técnico sobre las inundaciones y el saneamiento del valle de Morelia, 1868-1935, en: Bravo Espinosa, M., Barrera-Camacho, G., Mendoza, M.E., Sáenz, J.T., Bahena-Juárez, F., Sánchez-Martínez, R. (Eds.), *Contribuciones para el desarrollo sostenible de la cuenca del Lago de Cuitzeo, Michoacán*. INIFAP-Campo Experimental Uruapan. Uruapan, Michoacán. UNAM- Centro de Investigaciones en Geografía Ambiental, Morelia, Michoacán, México, pp. 33–47.
- Ortega-Guerrero, A., Rudolph, D.L., Cherry, J.A., 1999. Analysis of long-term land subsidence near Mexico City: field investigations and predictive modeling. *Water Resour. Res.* 35, 3327–3341. <https://doi.org/10.1029/1999WR900148>
- Osmanoğlu, B., Dixon, T.H., Wdowinski, S., Cabral-Cano, E., Jiang, Y., 2011. Mexico City subsidence observed with persistent scatterer InSAR. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.* 13, 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2010.05.009>
- Ouchi, K., 2013. Recent Trend and Advance of Synthetic Aperture Radar with Selected Topics. *Remote Sensing*, 5, 716-807.
- Ozdemir, H., Bird, D., 2009. Evaluation of morphometric parameters of drainage networks derived from topographic maps and DEM in point of floods. *Environ Geol* 56, 1405–1415. <https://doi.org/10.1007/s00254-008-1235-y>
- Pacheco, J., Arzate, J., Rojas, E., Arroyo, M., Yutsis, V., Ochoa, G., 2006. Delimitation of ground failure zones due to land subsidence using gravity data and finite element modeling in the Querétaro valley, México. *Engineering Geology* 84, 143–160. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2005.12.003>
- Pacheco-Martínez, J., 2007. Modelo de subsidencia del valle de Querétaro y predicción de agrietamientos superficiales (Tesis de Doctorado). UNAM, México.
- Pacheco-Martínez, J., Arzate-Flores, J., 2007. Análisis multicapa de la subsidencia en el valle de Querétaro, México. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 24, 389–402.
- Pacheco-Martínez, E., 2010. Predicción y Estado de Agrietamientos del Suelo en el Valle de Querétaro (Tesis de Maestría). Universidad Autónoma de Querétaro, México.
- Pacheco-Martínez, J., Hernandez-Marín, M., Burbey, T.J., González-Cervantes, N., Ortiz-Lozano, J.Á., Zerméño-De-Leon, M.E., Solís-Pinto, A., 2013. Land subsidence and ground failure associated to groundwater exploitation in the Aguascalientes Valley, Mexico. *Eng. Geol.* 164, 172–186. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2013.06.015>

- Pacheco-Martínez, J., Cabral-Cano, E., Wdowinski, S., Hernández-Marín, M., Ortiz-Lozano, J., Zermeño-de-León, M., 2015. Application of InSAR and gravimetry for land subsidence hazard zoning in Aguascalientes, Mexico. *Remote Sens.* 7 (17), 035–17,050. <https://doi.org/10.3390/rs71215868>
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V.H., Tibaldi, A., Vezzoli, L., 1991. Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, States of Guanajuato and Michoacan. Geological Society of America Maps and Charts Series MCH072.
- Patton, P.C., Baker, V.R., 1976. Morphometry and floods in small drainage basins subject to diverse hydrogeomorphic controls. *Water Resour. Res.* 12, 941–952. <https://doi.org/10.1029/WR012i005p00941>
- Pepe, A., Lanari, R., 2006. On the Extension of the Minimum Cost Flow Algorithm for Phase Unwrapping of Multitemporal Differential SAR Interferograms. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* 44, 2374–2383. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2006.873207>
- Pereyra-Díaz, D., Ochoa-Martínez, C.A., Pérez-Sesma, J.A.A., 2005. Ecuaciones de lluvia intensa generalizada para obtener precipitaciones máximas de corta duración, *GEOS*, 25, 2, 340-351.
- Pérez, O., 1985. Determinación del tiempo de concentración para estimar la avenida de diseño. *Ingeniería civil (La Habana)*, Cuba 36, 40–53.
- Perissin, D., Ferretti, A., 2007. Urban-Target Recognition by Means of Repeated Spaceborne SAR Images. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45, 4043-4058.
- Phien-wej, N., Giao, P.H., Nutalaya, P., 2006. Land subsidence in Bangkok, Thailand. *Engineering Geology* 82, 187–201. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2005.10.004>
- Pilgrim, D.H., Mcdermott, G.E., 1982. Design floods for small rural catchments in Eastern New South Wales. *Civ. Eng. Trans. Inst. Eng. Aust.*, CE24, pp. 226-234.
- Piñón-Flores, M.A., Pérez-Munguía, R.M., Torres-García, U., Pineda-López, R., 2014. Integridad biótica de la microcuenca del Río Chiquito, Morelia, Michoacán, México, basada en la comunidad de macroinvertebrados acuáticos. *Revista de Biología Tropical*, 62(Suppl. 2), pp. 221-231.
- Poland, J.F. (Ed.), 1984. Guidebook to studies of land subsidence due to ground-water withdrawal, International Hydrological Programme, Working Group 8.4. ed, Studies and reports in hydrology. Unesco, Paris.
- Population City, 2018. Morelia Population. [En línea] Disponible en <http://population.city/mexico/morelia/> [Accesado Sep. 2017].
- Primera Plana Noticias, 2018. GALERÍA: Lluvia atípica inunda establecimientos en el sur de Morelia [En línea] Disponible en <https://primeraplananoticias.mx/portal/archivos/526882> [Accesado May. 2019]
- Protección Civil Morelia, 2003. Tarjeta Informática. Elaborada por el M en C. Gerardo Manuel Rodríguez Torres.
- Quadratin, 2018. Inundaciones en Morelia, más por naturaleza que por construcciones: CMIC. [En línea] Disponible en <https://www.quadratin.com.mx/principal/inundaciones-en-morelia-mas-por-naturaleza-que-por-construcciones-cmic/> [Accesado May. 2019]
- Respuesta, 2015. Morelia, condenada a sufrir inundaciones. [En línea] Disponible en: <http://www.respuesta.com.mx/index.php/home/morelia/19239-morelia-condenada-a-sufrir-inundaciones.html> [Accesado Ene. 2018].
- Reporte Indigo, 2018. Tromba en Morelia, Michoacán, causa inundaciones y deslave de un cerro. [En línea] Disponible en <https://www.reporteindigo.com/reportes/tromba-en-morelia-michoacan-causa-inundaciones-deslave-cerro/> [Accesado Ene. 2018]
- Richards, J. A., 2009. *Remote Sensing with Imaging Radar*. Springer, Heidelberg.
- Rivard, G., 1996. Design Storm Events for Urban Drainage Based on Historical Rainfall Data: a conceptual framework for a logical approach. *Journal of Water Management*, p. 12.
- Roberts, S., Nielsen, O., Gray, D., Sexton, J., Davies, G., 2015. ANUGA User Manual. Commonwealth of Australia (Geoscience Australia) and the Australian National University 127.
- Robinson, M., Boardman, J., Evans, R., Heppell, K., Packman, J., Leeks, G., 2000. Land use change, en: *The hydrology of the UK: A study of change*. AcremanM, NewYork, Routledge, pp. 30-54.
- Rodríguez, R., Lira, J., Rodríguez, I., 2012. Subsidence risk due to groundwater extraction in urban areas using fractal analysis of satellite images. *Geofísica Int.* 51, 157–167.
- Rodríguez, R., Mejía, J.A., Berlín, J., González, T., Armienta, M., 2000. Estudio para la determinación del grado de alteración de la calidad del agua subterránea por compuestos orgánicos en Salamanca, Gto., México. CEASG, IGF-UNAM. Reporte Téc. II.
- Rodríguez-Castillo, R., Schroeder-Aguirre, A., 2010. Structural Control on the Subsidence Faults Alignment in Irapuato-Mexico. *Acque Sotter.* June. pp. 45–49. <https://doi.org/10.4409/Am-009-10-0007>

- Rodríguez-Castillo, R., Rodríguez-Velázquez, I., 2011. Subsistencia y contaminación acuífera: ni desastre ni conflicto. *Retos Investig. del Agua México* 375–380.
- Rodríguez-Rincón, J.P., Pedrozo-Acuña, A., Breña-Naranjo, J.A., 2015. Propagation of hydro-meteorological uncertainty in a model cascade framework to inundation prediction. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 19, 2981–2998. <https://doi.org/10.5194/hess-19-2981-2015>
- Rodríguez-Varela, J.M., Maldonado-Silvestre, J., Albornoz-Góngora, P.M., Alcocer-Yamanaka, V.H., 2012. Manejo del Agua Pluvial en Chetumal. IMTA, Jiutepec.
- Romshoo, S.A., Bhat, S.A., Rashid, I., 2012. Geoinformatics for assessing the morphometric control on hydrological response at watershed scale in the Upper Indus Basin. *J Earth Syst Sci* 121, 659–686. <https://doi.org/10.1007/s12040-012-0192-8>
- Rossi, M., 2009. Corso di rischio geologico ed idrogeologico. Rischio da inondazioni. Sapienza Università di Roma Facoltà di Ingegneria.
- Rowe, R. R., Thomas, R. L., 1942. Comparative Hydrology to California Culverts Practice. California Highways and Public Works, 20.
- Salas-Salinas, M.A., Jiménez-Espinosa, M., 2004. Inundaciones, 1a Edición. ed, Serie Fascículos. CENAPRED.
- Sameena, M., Krishnamurthy, J., Jayaraman, V., Ranganna, G., 2009. Evaluation of drainage networks developed in hard rock terrain. *Geocarto International*, 24, 5, pp.397-420.
- Sánchez-Sepúlveda, H.U., 2011. Calidad del agua y contexto social como base para la planeación y gestión en cuencas periurbanas. El caso del río Chiquito, Morelia, Michoacán (Tesis de Maestría). UNAM, Morelia, Michoacán, México.
- Sanders, B.F., 2007. Evaluation of on-line DEMs for flood inundation modeling. *Advances in Water Resources*, 30, 1831-1843. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2007.02.005>
- Sansosti, E., Berardino, P., Manunta, M., Serafino, F., Fornaro, G., 2006. Geometrical SAR image registration. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* 44, 2861–2870. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2006.875787>
- Sarychikhina, O., Glowacka, E., Mellors, R., Vidal, F.S., 2011. Land subsidence in the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, from 1994 to 2005. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 204, 76–90. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.03.004>
- Sarychikhina, O., Glowacka, E., 2015. Spatio-temporal evolution of aseismic ground deformation in the Mexicali Valley (Baja California, Mexico) from 1993 to 2010, using differential SAR interferometry. *Proc. Int. Assoc. Hydrol. Sci.* 372, 335–341. <https://doi.org/10.5194/piahs-372-335-2015>
- Sato, C., Haga, M., Nishino, J., 2006. Land subsidence and groundwater management in Tokyo. *Int. Rev. Environ. Strateg.* 6, 403–424.
- Schmidt, C.W., 2015. Delta Subsidence: An Imminent Threat to Coastal Populations. *Environmental Health Perspectives* 123, A204–A209. <https://doi.org/10.1289/ehp.123-A204>
- Schmidt, D.A., Bürgmann, R., 2003. Time-dependent land uplift and subsidence in the Santa Clara valley, California, from a large interferometric synthetic aperture radar data set: Santa Clara Valley InSAR Time Series. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108. <https://doi.org/10.1029/2002JB002267>
- Schumm, S.A., 1954. The relation of Drainage Basin Relief to Sediment Loss. *International Association of Scientific Hydrology*, 36, pp. 216-219.
- Schumm, S.A., 1956. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Geol Soc America Bull* 67, 597. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1956\)67\[597:EODSAS\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1956)67[597:EODSAS]2.0.CO;2)
- Schumm, S.A., 1963. Sinuosity of Alluvial Rivers on the Great Plains. *Geol Soc America Bull* 74, 1089. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1963\)74\[1089:SOAROT\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1963)74[1089:SOAROT]2.0.CO;2)
- SCS, 1972. National Engineering Handbook (NEH), Section 4, Hydrology. US Gov't Press, USDA.
- Shamsoddini, A., Trinder, J.C., 2012. Edge-detection-based filter for SAR speckle noise reduction. *International Journal of Remote Sensing* 33, 2296–2320. <https://doi.org/10.1080/01431161.2011.614286>
- Sherman, L.K., 1932. Streamflow from Rainfall by the Unit Hydrograph Method. *Eng. News Record*, 108, pp. 501-505.
- Shi, X., Wu, J., Ye, S., Zhang, Y., Xue, Y., Wei, Z., Li, Q., Yu, J., 2008. Regional land subsidence simulation in Su-Xi-Chang area and Shanghai City, China. *Eng. Geol.* 100, 27–42. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2008.02.011>
- Silva-Mora, L., 1979. Contribution a la connaissance del'Axe Volcanique Transmexicain-étude géologique et petrologique des laves du Michoacán oriental (Tesis de Doctorado). Univerité du Droit, Marsella, Francia.

- Singh, P., Gupta, A., Singh, M., 2014. Hydrological inferences from watershed analysis for water resource management using remote sensing and GIS techniques. *The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Science* 17, 111–121. <https://doi.org/10.1016/j.ejrs.2014.09.003>
- Smith, K.G., 1950. Standards for grading texture of erosional topography. *American Journal of Science* 248, 655–668. <https://doi.org/10.2475/ajs.248.9.655>
- Snyder, F.F., 1938. Synthetic Unit-Graphs. *Actas, American Geophysical Union*, 19, pp. 447-454.
- Soni, S., 2017. Assessment of morphometric characteristics of Chakrar watershed in Madhya Pradesh India using geospatial technique. *Appl Water Sci* 7, 2089–2102. <https://doi.org/10.1007/s13201-016-0395-2>
- Sowter, A., Bin Che Amat, M., Cigna, F., Marsh, S., Athab, A., Alshammari, L., 2016. Mexico City land subsidence in 2014–2015 with Sentinel-1 IW TOPS: Results using the Intermittent SBAS (ISBAS) technique. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.* 52, 230–242. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2016.06.015>
- Sreedevi, P.D., Subrahmanyam, K., Ahmed, S., 2005. The significance of morphometric analysis for obtaining groundwater potential zones in a structurally controlled terrain. *Env Geol* 47, 412–420. <https://doi.org/10.1007/s00254-004-1166-1>
- Sreedevi, P.D., Sreekanth, P.D., Khan, H.H., Ahmed, S., 2013. Drainage morphometry and its influence on hydrology in an semi arid region: using SRTM data and GIS. *Environ Earth Sci* 70, 839–848. <https://doi.org/10.1007/s12665-012-2172-3>
- Spaans, K., 2011. Deformation at Katla Volcano, Iceland, 2003-2009: Disentangling Surface Displacements Due to Ice Load Reduction and Magma Movement Using InSAR Time Series Analysis (Tesis de Maestría) Delft University of Technology, Holanda.
- Strahler, A.N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geol Soc America Bull* 63, 1117. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1952\)63:1117:HAAOETJ2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1952)63:1117:HAAOETJ2.0.CO;2)
- Strahler, A., 1964. Quantitative Geomorphology of Drainage Basins and Channel Networks. En: Chow, V. (Ed.), *Handbook of Applied Hydrology*, McGraw Hill, New York, pp. 439-476.
- Sun, H., Grandstaff, D., Shagam, R., 1999. Land subsidence due to groundwater withdrawal: potential damage of subsidence and sea level rise in southern New Jersey, USA. *Environmental Geology* 37, 290–296. <https://doi.org/10.1007/s002540050386>
- Suter, M., Quintero-Legorreta, O., López-Martínez, M., 1995. The Acambay graben: active intraarc extension in the trans-Mexican volcanic belt, Mexico. *Tectonics* 14, 1245–1262.
- Szypuła, B., 2017. Digital Elevation Models in Geomorphology, en: *Hydro-Geomorphology-Models and Trends*. INTECH. <http://dx.doi.org/10.5772/intechopen.68447>
- Takagi, H., Thao, N., Anh, L., 2016. Sea-Level Rise and Land Subsidence: Impacts on Flood Projections for the Mekong Delta's Largest City. *Sustainability* 8, 15. <https://doi.org/10.3390/su8090959>
- Teatini, P., Tosi, L., Strozzi, T., 2011. Quantitative evidence that compaction of Holocene sediments drives the present land subsidence of the Po Delta. Italy. *J. Geophys. Res.* 116, B08407. <https://doi.org/10.1029/2010JB008122>
- Témez, J.R., 1991. Extended and improved Rational Method. Presentado en el XXIV Congress, Madrid, España, pp. 33–40.
- Tempfli, K., Huurneman, G.C., Bakker, W.H., Janssen, L.L.F., Feringa, W.F., Gieske, A.S.M., Grabmaier, K.A., Hecker, C.A., Horn, J.A. van der, 2009. *Principles of remote sensing: an introductory textbook*. ITC, Enschede.
- Teng, J., Jakeman, A.J., Vaze, J., Croke, B.F.W., Dutta, D., Kim, S., 2017. Flood inundation modelling: A review of methods, recent advances and uncertainty analysis. *Environmental Modelling & Software* 90, 201–216. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2017.01.006>
- Terzaghi, K., 1925. *Earthworks mechanics based on soil physics*. *Erdbaumechanik auf bodenphysikalischer Grundlage*. Vienna: Franz Deuticke.
- Thi Thuy, H.P., Furukawa, M., 2007. Impact of sea level rise on coastal zone of Vietnam. *Bull. Coll. Sci. Univ. Ryukyuu* 84, 45–59.
- Tomás, R., Herrera, G., Delgado, J., Lopez-Sanchez, J.M., Mallorquí, J.J., Mulas, J., 2010. A ground subsidence study based on DInSAR data: calibration of soil parameters and subsidence prediction in Murcia City (Spain). *Eng. Geol.* 111, 19–30. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2009.11.004>
- Torres, M.A., Nikolskii, I., Martínez-Miranda, M.E., Martínez, M.R., 2018. Evaluación hidrológica de la cuenca del río Teapa, utilizando el modelo MIKE-SHE. *Tecnología y ciencias del agua* 9, 130–146. <https://doi.org/10.24850/j-tyca-2018-04-06>
- Tosi, L., Strozzi, T., Da Lio, C., Teatini, P., 2015. Regional and local land subsidence at the Venice coastland by TerraSAR-X PSI. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences* 372, 199–205. <https://doi.org/10.5194/piahs-372-199-2015>

- Tyrna, B., Assmann, A., Fritsch, K., Johann, G., 2018. Large-scale high-resolution pluvial flood hazard mapping using the raster-based hydrodynamic two-dimensional model FloodAreaHPC. *J Flood Risk Management*, 11, S1024–S1037. <https://doi.org/10.1111/jfr3.12287>
- UNESCO, 1991. Centro histórico de Morelia. [En línea] Disponible en <https://whc.unesco.org/es/list/585#top> [Accesado May. 2018].
- Usai, S., 1997. The use of man-made features for long time scale InSAR, en: *International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, Singapore.
- Usai, S., Gaudio, C.D., Borgstrom, S., Achilli, V., 1999. Monitoring Terrain Deformations at Phlegrean Fields with SAR Interferometry, en: *2nd International workshop on SAR interferometry (FRINGE 99)*, 1, pp. 1-5.
- USGS, 1999. High-Resolution Land Use and Land Cover Mapping. USGS Fact Sheet 189-199. U.S. Department of the Interior. U.S. Geological Survey.
- Valencia, C., Zuluaga, O., 1981. Estudio preliminar del tiempo de concentración en algunas cuencas de Antioquia (Tesis de Licenciatura). Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia.
- Vargas, R., Vo Ngoc, D., Gourbesville, P., 2015. Deterministic hydrological modeling and grid size sensitivity analysis for flood risk assessment of Mexico City. E-proceedings of the 36th IAHR World Congress 28 June – 3 July, 2015, The Hague, the Netherlands.
- Vargas, R.G., Gourbesville, P., 2014. Deterministic Hydrological Model For Flood Risk Assessment Of Mexico City. Presentado en el 11 th International Conference on Hydroinformatics, CUNY Academic Works, Nueva York, Estados Unidos, p. 9.
- Vargas-Castañeda, G., Ibáñez-Castillo, L.A., Arteaga-Ramírez, R., 2015. Development, classification and trends in rainfall-runoff modeling. *inagbi* 7, 5–21. <https://doi.org/10.5154/r.inagbi.2015.03.002>
- Vaze, J., Viney, N., Stenson, M., Renzullo, L., van Dijk, A., Dutta, D., Crosbie, R., Lerat, J., Penton, D., Vleeshouwer, J., Peeters, L., Teng, J., Kim, S., Hughes, J., Dawes, W., Zhang, Y., Leighton, B., Perraud, J.-M., Joehnk, K., Daamen, C., 2013. The Australian Water Resource Assessment Modelling System (AWRA). Presentado en el Proceedings of the 20th International Congress on Modelling and Simulation (MODSIM2013), Adelaide, Australia, pp. 3015–3021.
- Velasco-de León, P., Arellano-Gil, J., Ortiz-Martínez, E.L., Lozano-Carmona, D.E., Domínguez-Trejo, I., Canales-García I., Carbot-Chanona G., 2016. Paleontología y geología de la Sierra Madre del Sur, en: Luna-Vega, I., Espinosa, D., Contreras-Medina, R. (Eds.) *Biodiversidad de la Sierra Madre del Sur: una síntesis preliminar*. LIBROUNAM, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Villaseñor-Reyes, C.I., 2014. Caracterización geomecánica y estudio del deslizamiento El Campestre, Morelia, Mich. (Tesis de Maestría). Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Morelia, Michoacán, México.
- Villón-Bejar, M., 2005. HidroEsta, software para cálculos hidrológicos. *Tecnología en Marcha*, 18, 2-Especial.
- Vollrath, A., 2016. Towards the operational generation of Advanced-DInSAR time-series products suited for the integration into Coordinatore Prof. Maria Chiara Domeneghetti seismic hazard assessments (Tesis de Doctorado). Univeritá degli Studi di Pavia. Dipartimento di Scienze della Terra e dell'Ambiente, Pavia, Italia.
- Wanielista, M., Kerster, R., Eaglin, R., 1977. *Hydrology, water quantity and quality control*, 2a Edición. ed. Wiley, Nueva York, Estados Unidos.
- Wang, Y.-Q., Wang, Z.-F., Cheng, W.-C., 2019. A review on land subsidence caused by groundwater withdrawal in Xi'an, China. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 78, 2851–2863. <https://doi.org/10.1007/s10064-018-1278-6>
- Ward, R.C., Robinson, M., 2000. *Principles of hydrology*, 4th ed, McGraw-Hill, Maidenhead.
- Woodhead, S., Asselman, N., Zech, Y., Soares-Frazao, S., Bates, P., Kortenhaus, A., 2007. Evaluation of Inundation Models. FLOODsite report T08-07-01, 28.
- WRB, 2014. World Reference Base for Soil Resources 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. *World Soil Resources Reports No. 106*. FAO, Rome.
- Yamamoto S., 1984, Case History No. 9.10. Bangkok, Thailand, in Poland J.F. ed, *Guidebook to studies of land subsidence due to ground-water withdrawal: International Hydrological Program, Working Group 8.4*, 305 p.
- Ye, S., Luo, Y., Wu, J., Teatini, P., Wang, H., Jiao, X., 2015. Three dimensional numerical modeling of land subsidence in Shanghai. *Proc. IAHS*, 372, 443-448. <https://doi.org/10.5194/piahs-372-443-2015>
- Yin, J., Yu, D., Wilby, R., 2016. Modelling the impact of land subsidence on urban pluvial flooding: A case study of downtown Shanghai, China. *Science of The Total Environment* 544, 744–753. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.11.159>

- Zebker, H.A., Rosen, P.A., Hensley, S., 1997. Atmospheric effects in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 102, 7547–7563. <https://doi.org/10.1029/96JB03804>
- Zermeño de León, M., Mendoza-Otero, E., Calvillo-Silva, G., 2004. Medición del Hundimiento y Modelo para Estudiar el Agrietamiento de la Ciudad de Aguascalientes. *Investig. y Cienc. la Univ. Auton. Aguascalientes* 31, 35–40.
- Zervas, C., 2009. Sea level variations of the United States, 1854–2006. National Oceanic and Atmospheric Administration Technical Report NOS CO–OPS 053 76.
- Zhan, X., Huang, M.L., 2004. ArcCN-Runoff: an ArcGIS tool for generating curve number and runoff maps. *Environmental Modelling & Software*, 19, 875–879. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2004.03.001>
- Zhu, L., Gong, H., Li, X., Li, Y., Su, X., Guo, G., 2013. Comprehensive Analysis and Artificial Intelligent Simulation of Land Subsidence of Beijing, China. *Geogra. Sci.*, 23, 2, 237-248. <https://doi.org/10.1007/s11769-013-0589-6>
- Zhu, L., Gong, H., Li, X., Wang, R., Chen, B., Dai, Z., Teatini, P., 2015. Land subsidence due to groundwater withdrawal in the northern Beijing plain, China. *Eng. Geol.* 193, 243–255. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2015.04.020>