

Análisis geomecánico de la inestabilidad del escarpe La Paloma, en la Ciudad de Morelia, Michoacán, México

Eleazar Arreygue-Rocha^{1,2,*}, Víctor Hugo Garduño-Monroy¹, Paolo Canuti², Nicola Casaglie², Alberto Iotti² y Sergio Chiesa³

¹ Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, Departamento de Geología y Mineralogía, Edif. "U", Ciudad Universitaria, Morelia, Mich.

² Università di Firenze, Dipartimento di Scienze della Terra, Via La Pira No. 4, 50121 Florencia, Italia.

³ Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR), Piazza Cittadella No. 4, Bergamo, Italia

*arrocha@zeus.ccu.umich.mx

RESUMEN

La inestabilidad de taludes en zonas urbanas ha recibido más atención en las últimas décadas debido a los grandes desastres que han ocurrido en centros habitados. Generalmente el desarrollo urbano se decide sin la mínima participación de estudiosos de las Ciencias de la Tierra, lo que ha llevado a que concentraciones urbanas se desarrollen en áreas altamente vulnerables. La inestabilidad de taludes conjugada con eventos sísmicos o periodos de lluvias excepcionales ha generado en el mundo grandes desastres en los centros habitados, por lo cual se están llevando a cabo estudios que ayuden a conocer la verdadera magnitud de estos peligros, sobre todo en los sitios donde existen evidencias claras de un posible evento de esta naturaleza.

En la ciudad de Morelia, gran parte del desarrollo urbano se ha realizado en zonas vulnerables a los peligros hidrogeológicos. Un caso específico es el área urbana que se está desarrollando al sur de la ciudad, donde se han caracterizado diferentes cuerpos inestables, como el de SEDUE, El Campestre o los pequeños cuerpos de la zona de Ocolusen. En ellos se han caracterizado diferentes tipos de inestabilidad de terreno, como son caída de bloques, flujos de lodo y detrito, y deslizamientos en masa, los cuales están ligados principalmente a eventos sísmicos.

Palabras clave: Riesgos hidrogeológicos, inestabilidad de taludes, geología, ingeniería geológica, Morelia, México.

ABSTRACT

Land slope instability has attracted much attention recently because of a number of large disasters in urban areas. However, decisions regarding urban development are usually made without geoscientific supervision and consequently urban sites have been developed in highly vulnerable areas. Disasters in populated areas associated with land slope instability, and triggered by seismic events or exceptionally long rainy periods, have prompted many geoscientists into assessing the real magnitude of danger of such events occurring.

In Morelia, urban development has taken place in many areas that are vulnerable to hydrogeological hazards. An specific case is the urban area developing to the south of the city, where the unstable areas of SEDUE, Campestre and Ocolusen were identified. Rock falls, landslides, and mud slides are all examples of the different types of land instability characterized in these areas. Although land slope instability events are mainly triggered by seismic events, hydrogeological factors also play an important role.

Keywords: hydrogeological hazard, landslide, geology, engineering geology, Morelia, Mexico.

INTRODUCCIÓN

La realidad económica y social de un país en vías de desarrollo como México se ve reflejada también en diferentes aspectos de la expansión de sus centros urbanos y, en consecuencia, en las condiciones del riesgo hidrogeológico. La necesidad de crear nuevas áreas edificables para uso industrial o residencial no está acompañada de un atento análisis y conocimiento de los principales factores que controlan las condiciones de riesgo hidrogeológico en las zonas de crecimiento. La propia memoria histórica no ha sido tomada en consideración, como son los casos de los eventos en las poblaciones de Minatitlán, Jal. (Aguayo-Figueroa, 1960; Velasco-Murguía, 1984) o de Meztitlán, Hgo. (Lugo-Hubp *et al.*, 1995), donde aluviones y deslizamientos en masa han generado grandes desastres, ahora ya olvidados por las autoridades y la misma población. La causa de estos hechos es la continua expansión hacia áreas claramente caracterizadas por una fuerte peligrosidad geomorfológica. Casos como los de la Ciudad de México (Cerro El Chiquihuite o las antiguas minas de arena), Chapala, Jal. (Hernández-Madrigal, 1999), etc., reflejan este olvido.

Los deslizamientos en masa unidos a los aluviones y a los terremotos, pertenecen a las llamadas *catástrofes naturales*. La terminología para la inestabilidad de taludes es un tema que requiere seguramente una revisión concreta (Alcántara-Ayala, 2000), ya que se trata de traducciones de términos que por no ser descriptivos aca-

rrean una serie de confusiones; sin embargo para este trabajo trataremos de dar una descripción de los cuerpos inestables para que el lector entienda de lo que trata la investigación.

La inestabilidad de taludes, o bien del terreno, ligada a la dinámica del escarpe de la falla La Paloma de la Ciudad de Morelia es un ejemplo de inestabilidad generada por una falla con evidencias de actividad sísmica histórica (Suter *et al.*, 1992, 2001; Garduño-Monroy *et al.*, 2001). En este escarpe se han verificado movimientos de terreno, que por su morfología están relacionados a eventos sísmicos (Arreygue-Rocha, 1998).

Para entender el comportamiento de estos cuerpos inestables se ha realizado un estudio morfológico y geológico a detalle, el cual fue apoyado por un análisis geomecánico de las diferentes unidades involucradas. En el presente trabajo se consideran los aspectos geológicos y geológico-aplicativos con particular atención a las condiciones de riesgo hidrogeológico y geomecánico en el área de la Ciudad de Morelia, Michoacán, México. El objetivo de este trabajo es proporcionar información que debe ser tomada en cuenta en la evaluación del peligro, así como una descripción de los principales problemas que se presentan en estos escenarios.

LOCALIZACIÓN

La capital del Estado de Michoacán es la Ciudad de Morelia (Figura 1) y su municipio, que se encuentra



Figura 1. Localización de la Ciudad de Morelia

localizado al Norte-Oeste del Estado, tiene una extensión de 1,308 km². Morelia se ubica en el antiguo valle de Guayangareo, tiene una extensión de 25 km de oriente a poniente y de 15 km del norte al sur. Rodeando a la ciudad se encuentran los volcanes de Atécuaro y Punhuato de edad Mioceno-Plioceno y los volcanes Quinceo-Las Tetillas y El Águila de edad Cuaternaria. Estos últimos forman parte del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM). La ciudad está ubicada en los 19°42' latitud Norte y los 101°11' de longitud Oeste, con una altura de 1,941 msnm.

EL DESARROLLO URBANO DE LA CIUDAD DE MORELIA

La Ciudad de Morelia tiene un aspecto colonial y su fundación se remonta al 18 de mayo de 1541 (Ruiz, 1992). Las primeras construcciones fueron hechas en la parte alta del Valle de Guayangareo, donde los pobladores podían estar a salvo de las constantes inundaciones por el desbordamiento de los ríos presentes (Grande, Chiquito y La Hoya; Figura 2).

En la Figura 3 se muestra la extensión de la ciudad en el año 1791; todavía comprendida en el área sobresa-

liente entre el Río Grande y el Río Chiquito. En 1898 la extensión de la ciudad era todavía comparable con aquella de la época colonial, cubriendo un área de aproximadamente 287 ha. En la década de los 70, la ciudad de Morelia empieza a experimentar un rápido crecimiento, extendiéndose hacia el área de estudio, la cual pertenece al ejido de Santa María con uso agrícola, y que era considerada hasta entonces como zona de reserva ecológica. El desarrollo de la ciudad mantuvo sus valores modestos hasta 1983 cuando la superficie ocupada alcanzaba las 1,898 ha. A partir de 1983, la expansión urbana ha tenido un rápido incremento, ulteriormente acelerado por el terremoto de la Ciudad de México del 19 de septiembre de 1985, que provocó un fuerte flujo migratorio hacia Morelia (Figura 4). Esta situación ha propiciado una expansión urbana sobre tierras de agostadero, bosques, etc. (López-Granados, 1999) (Tabla 1 y Figura 5). Asimismo en la década de los setenta, la población de la zona urbana crece más que nunca antes, con tasas del 6.3% anual, pasando de 161,000 habitantes en 1970 a 297,000 en 1980 (Vargas-Uribe *et al.*, 1994).

De acuerdo con el crecimiento de la Ciudad de Morelia, se puede observar que después de los años setenta existe una fuerte expansión indiscriminada, principalmente en dos zonas de la ciudad. La primera es el

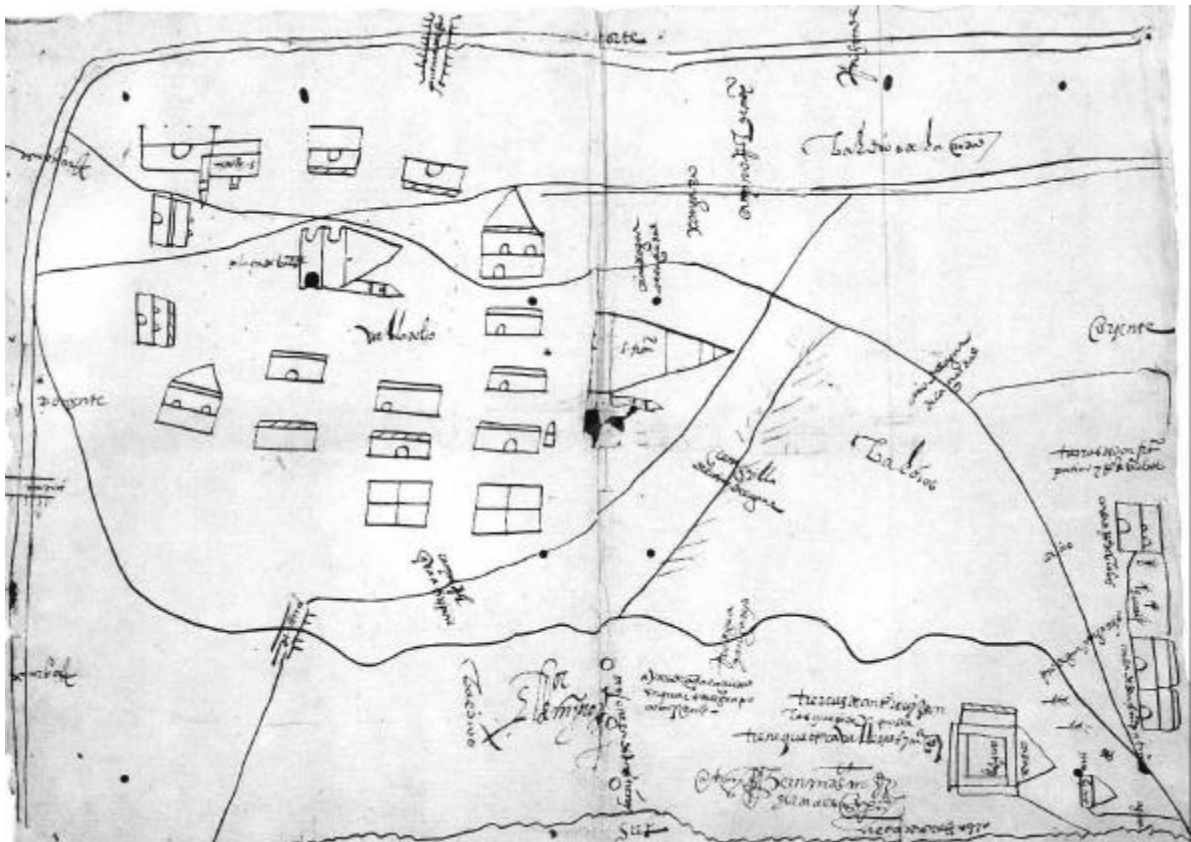


Figura 2. Planimetría de la Ciudad de Valladolid (hoy Morelia) en el año 1571.



Figura 3. Planimetría de la Ciudad de Morelia en el año 1791.

fraccionamiento de Prados Verdes localizado al NW, cuya área es una planicie aluvial del Río Grande donde constantemente se presentan inundaciones, ya sea por el desbordamiento del citado río o, porque siendo la parte más baja del lugar, el escurrimiento pluvial se estanca en esta área. La segunda zona es la falda de la loma de Santa María, donde también después de los años 70 se inicia la construcción de diversos fraccionamientos considerados residenciales. Dicha loma se encuentra localizada al sur de la ciudad donde se ubican los problemas de inestabilidad que serán analizados más adelante.

En los últimos diez años, las construcciones han alcanzado la base del escarpe de la falla La Paloma, la cual es una falla de tipo normal con desniveles de más de 200m y que forma parte del sistema Morelia-Acambay (Garduño-Monroy *et al.*, 1998, 1999). Esta falla se ubica al sur de la ciudad y está caracterizada por una fuerte inestabilidad observada en las diferentes coronas y en los diferentes tipos de materiales que ocupan la falda.

En la Figura 6 está representado el desarrollo territorial de la ciudad de Morelia confrontado con los principales elementos geomorfológicos presentes en el área. Como se puede observar, las áreas edificadas actuales y las obras civiles han invadido ampliamente zonas caracterizadas de una fuerte peligrosidad hidráulica (Arreygue-Rocha *et al.*, 1998, 1999). Ejemplo claro lo constituye la zona de Prados Verdes, localizada en la planicie de inundación del Río Grande de Morelia.

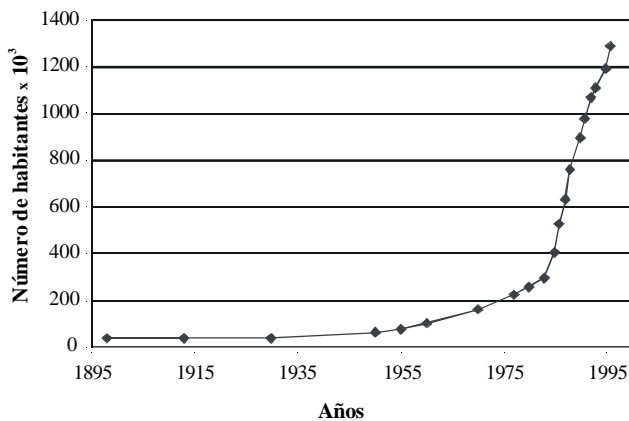


Figura 4. Crecimiento poblacional en la Ciudad de Morelia en el periodo de 1900 a 1996.

Tabla 1. Aumento de la superficie urbana en la Ciudad de Morelia, Michoacán, en el periodo de 1960 a 1997

Año	Superficie (ha)	Sup. de cambio (ha)
1960	1,004	0
1975	1,713	709
1990	5,081	3,368
1997	5,972	891

GEOLOGÍA

Marco Geológico – Estructural

La Ciudad de Morelia se encuentra localizada en una zona donde se presentan rocas volcánicas y sedimentarias de dos provincias geológicas importantes: las secuencias volcánicas de la Sierra de Mil Cumbres relacionada a la Sierra Madre Occidental, y vulcanismo y tectonismo del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) (Ferrari *et al.*, 1994). Esta zona se caracteriza por la presencia de actividad sísmica y volcánica relacionada a numerosas estructuras activas con desarrollo e importancia regional, el caso más espectacular es la falla Acambay - Morelia (Johnson, 1986; Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1990; Pasquarè *et al.*, 1991; Suter *et al.*, 1991, 1995, 1996; Garduño y Escamilla, 1996). La ciudad presenta diferentes estructuras con fenómeno de subsidencia-falla geológica-creep (ligado a sobreexplotación de acuíferos) con una media de desplazamientos verticales, medidos en 1996, del orden de 4 a 6 cm/año en promedio (Garduño-Monroy *et al.*, 1998, 1999) y la presencia de fallas potencialmente sísmicas (La Colina, La Paloma y Tarímbaro). Las estructuras que se reflejan en la morfología tienen una dirección E-W y

NE-SW, sin embargo existen también lineamientos con direcciones NNW-SSE entre los que destaca la Falla del Río Chiquito.

Desde un punto de vista estratigráfico se reconocen seis unidades (Figura 7). Partiendo de las más antiguas, se encuentra una primera unidad volcánica de composición andesítica llamada *Mil Cumbres*, que constituye el substrato más antiguo presente en el área. Estos materiales se encuentran aflorando en diferentes partes de la ciudad, tienen una edad comprendida entre 24 y 15 Ma. (SARH, 1977; Silva-Mora, 1979, 1995; Pasquarè *et al.*, 1991), y un espesor mínimo de 800 m.

Sobre yaciendo a la unidad de Mil Cumbres se encuentra una secuencia piroclástica con un espesor máximo de aproximadamente 200 m, llamada *cantera de Morelia*, cuyo origen está ligado a una fase de actividad explosiva que dio lugar a la Caldera de Atécuaro, de edad inferior a los 15 Ma (Garduño-Monroy *et al.*, 1999). Esta secuencia aflora de modo disperso en toda la ciudad, debido a su geometría de bloques basculados con dirección sur. El eskarpe La Paloma está ubicado principalmente en estos materiales. La secuencia piroclástica se puede dividir en varios intervalos, que corresponden a pulsos volcánicos de la caldera de Atécuaro. De la base a la cima se puede observar una brecha soldada y brechas de arrastre que representan el contacto con el substrato andesítico y tienen un espesor de aproximadamente 1-5 m; sobreyaciendo a la brecha de arrastre se encuentran flujos piroclásticos de color blanco, poco cementados, y con un espesor que varía entre 50 y 70 m. Cubriendo a los flujos anteriores se observa un nivel de conglomerados y brechas con un espesor de 20-40 m., los cuales son sobreyacidos por un nivel continuo consolidado y fracturado de ignimbrita soldada con un espesor de 15-30 m. Todos estos paquetes de rocas piroclásticas tienen composición riolítica y son calcialcalinos (Pasquarè *et al.*, 1991). Coronando la serie y descansando en forma discordante se tiene un depósito de caída con espesor variable de 1 a 5 m, que se ha denominado *Alegría*. Por su posición estratigráfica se ha considerado del Cuaternario (inferior a 500,000 años).

Al sur de la Ciudad de Morelia se observaron depósitos lacustres que sobreyacen a la andesita Mil Cumbres y a la cantera de Morelia, los cuales tienen un espesor máximo de 50 m y una edad del Mioceno y Plioceno (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999). Depósitos semejantes a éstos se pueden observar principalmente en la proximidad de los taludes de La Paloma y más claramente en el desnivel de la salida a Pátzcuaro (Israde, 1992, 1995). Esta presencia de sedimentos lacustres ha sido reportada en todos los pozos perforados en la Ciudad de Morelia (Arreygue-Rocha, 1998), corroborando la existencia de una importante zona lacustre en las áreas urbanas de mayor peligro a inundarse (Prados Verdes, Zoológico, Planetario, etc). En la parte norte de Morelia se ubican los sedimentos lacustres cubiertos por la unidad *Alegría*.

En el eskarpe de La Paloma se pueden observar di-

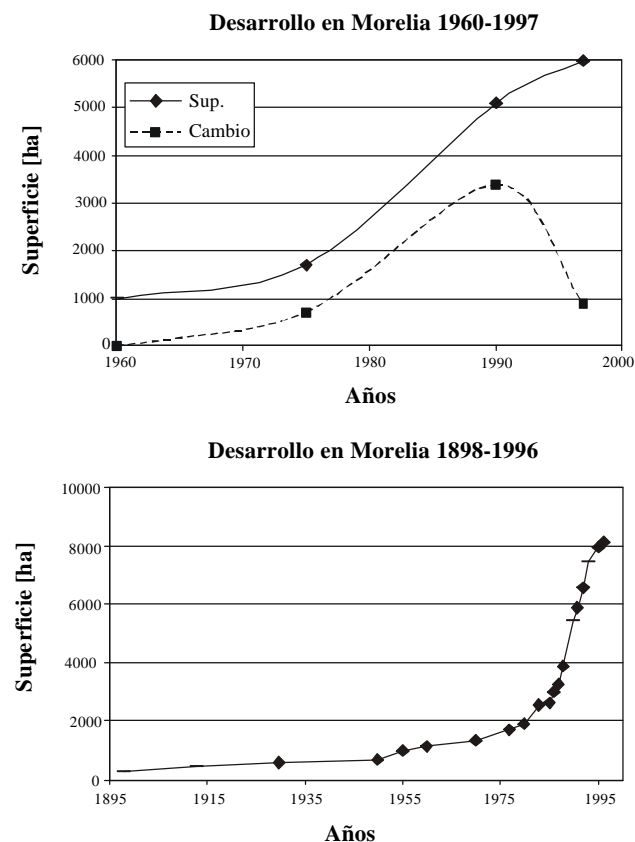


Figura 5. Desarrollo de la población y de la extensión de su territorio en Morelia, Michoacán.

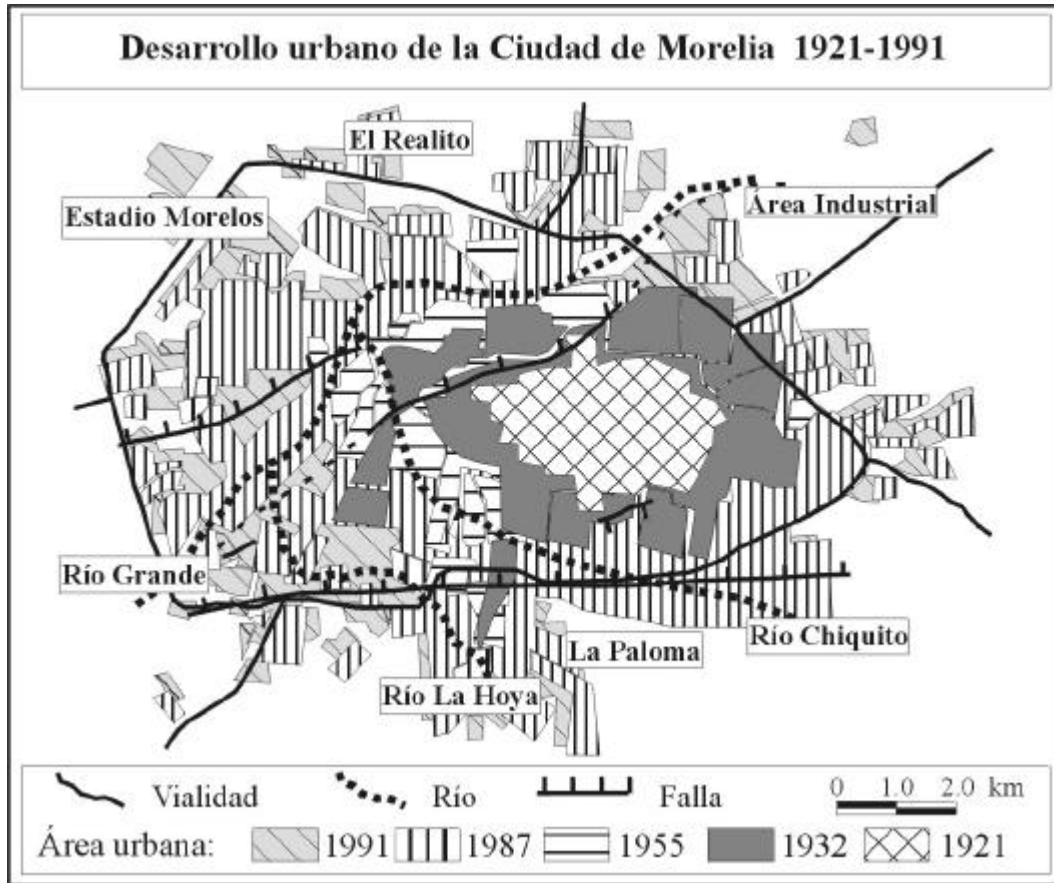


Figura 6. Desarrollo urbano de la ciudad de Morelia en el periodo de 1921 a 1991.

ferentes tipos de materiales involucrados en la inestabilidad: en la base se presenta un depósito de talud con espesor variable de 20 a 50 m; intercalado con este material se tienen depósitos arcillosos con espesores de 1 a 5 m. Sobreyaciendo se encuentran de 20 a 50 m de depósitos de flujos piroclásticos retrabajados (epiclastitas) asociados a un deslizamiento. Sobreyaciendo se observa un nivel de paleosuelo (con restos de cerámica), depósitos de talud y coluviones. Sobreyaciendo al paleosuelo se observaron aproximadamente 10 a 30 m de brechas de talud estratificadas. Coronando a todas las unidades anteriores se observan depósitos de talud, suelos y antiguos materiales de deslizamiento (Figura 7).

PELIGRO GEOMORFOLÓGICO

En la evaluación del riesgo de un deslizamiento en masa, la vulnerabilidad resulta ser un cálculo económico más o menos circunstancial, las mayores dificultades en esta evaluación están ligadas a la identificación de la peligrosidad, dado que la vulnerabilidad medida se ve influenciada por la complejidad de los mecanismos de deslizamiento y por la concatenación de causas y conse-

cuencias de activación o reactivación de los movimientos. La peligrosidad de un deslizamiento debe necesariamente hacer referencia a su geometría, a los mecanismos, a la cinemática, a la frecuencia de sucesos en relación con la persistencia de las causas de activación, etc. Es importante señalar en cada caso que un deslizamiento puede considerarse extinto sólo cuando lo son también las causas de reactivación naturales en el actual contexto climático, geomorfológico y geodinámico, con excepción de interfaces antrópicas.

La determinación del riesgo prevé los parámetros y la combinación de una serie de factores de naturaleza socio-económica y geológico-ambiental, cuya evaluación requiere la participación de diversos profesionistas (geólogos, ingenieros, urbanistas, administradores, etc). Los tres diferentes componentes del riesgo (peligrosidad, vulnerabilidad y el valor de los elementos a riesgo) pueden ser determinados con un grado diferente de detalle según la competencia de los especialistas y la información recabada en el lugar. En algunos casos puede ser necesario limitarse a una síntesis parcial de la información, evaluando primeramente el riesgo total, el daño potencial o el riesgo específico.

En las relaciones de la UNESCO (1973-1979), y de

Secuencia estratigráfica de la Ciudad de Morelia

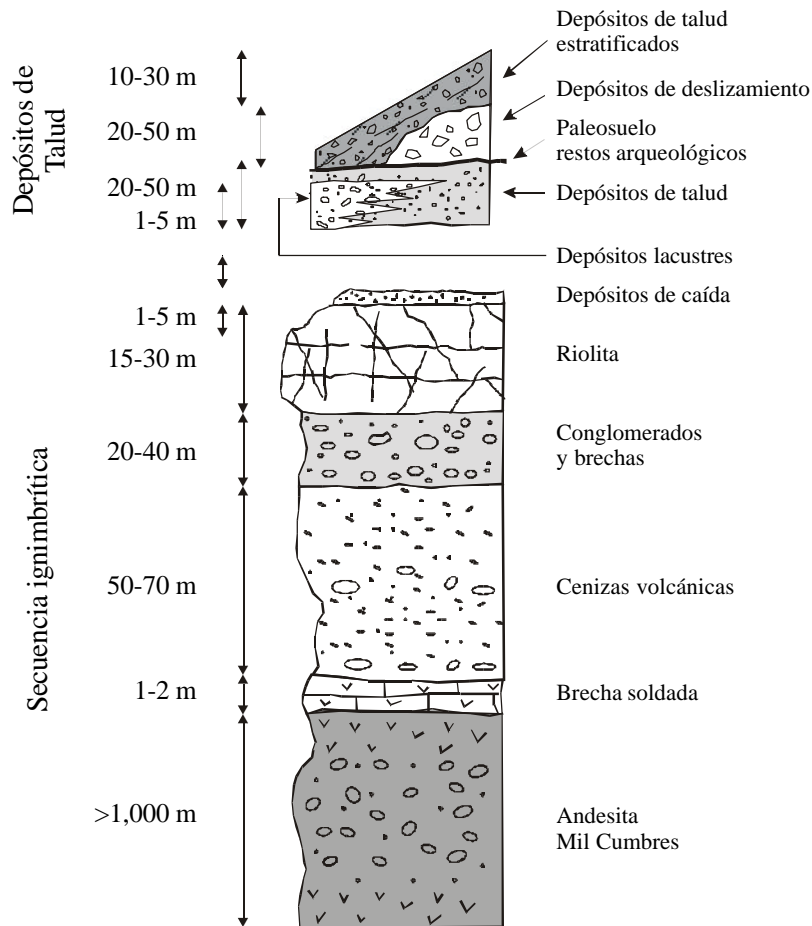


Figura 7. Secuencia estratigráfica de la ciudad de Morelia, Michoacán.

Varnes (1984) se dan definiciones precisas relativas a los diferentes componentes que se requieren para la determinación del riesgo de deslizamientos en masa:

Peligrosidad (H). Probabilidad de que un fenómeno potencialmente destructivo de determinada intensidad se verifique en un periodo de tiempo y en un área dada (sinónimo: probabilidad de ocurrencia).

Elementos en riesgo (E). Población, propiedades, actividad económica, servicios públicos y bienes ambientales en un área dada expuesta a riesgo.

Vulnerabilidad (V). Grado de pérdida producida en un cierto elemento o grupo de elementos expuestos a riesgo, resultante de la verificación de un fenómeno natural y de una intensidad dada. Se expresa en una escala de cero (ninguna pérdida) a uno (pérdida total) y es una función de la intensidad del fenómeno y de la tipología del elemento en riesgo.

Riesgo específico (R_S). Grado de pérdida esperado como consecuencia de un particular fenómeno natural. Se puede expresar por el producto de H y V .

Riesgo total (R). Valor esperado de pérdidas humanas, heridos, daños a la propiedad y de las perturbaciones a la actividad económica debidos a un particular fenómeno natural. Se expresa en términos de costo anual o bien de número o cantidad de unidades perdidas en un año. El riesgo total se puede expresar por el producto:

$$R = HVE = R_S E$$

La descripción de las causas de los deslizamientos en masa consiste en hacer un examen de los múltiples factores que influyen la inestabilidad en sus parámetros. Los factores o causas que afectan las condiciones de estabilidad de los taludes pueden agruparse de la siguiente forma (Canuti y Casagli, 1994):

Factores litológicos: características de composición, texturales, estructurales, estratigráficas, mecánicas, de alteración de los materiales.

Factores tectónicos: historia tectónica del área, sismicidad.

Factores morfológicos: topografía, morfometría del talud y de los arroyos.

Factores hidrogeológicos: hidrografía, manantiales, condiciones de los drenajes, condiciones estáticas y dinámicas del agua del subsuelo, características de los acuíferos.

Factores meteorológicos: condiciones climáticas generales del área y microclimáticas de cada subcuenca.

Factores conexos al tipo y al uso de suelo: características edafológicas, tipo y estado de la cobertura vegetal, utilización del suelo y técnicas de cultivo.

Factores antrópicos: acciones del hombre sobre el ambiente que determinan la alteración de las condiciones de equilibrio de los taludes.

Con el término *Mecanismo de un movimiento de deslizamiento en masa* se entiende la descripción del fenómeno y de su evolución en el tiempo y en el espacio; la individuación de la causa que ha llevado a la rotura o a una condición próxima a la ruptura; y la definición de las condiciones de trabajo de los terrenos con el fin de individuar el tipo de resistencia a la rotura (resistencia de pico, resistencia residual, condición drenada o condición no drenada, etc).

En otros términos, el mecanismo constituye la síntesis de todos los aspectos considerados hasta ahora; es indispensable desarrollar el modelo físico-mecánico del fenómeno para ponerlo como base de la verificación de estabilidad y del eventual proyecto de intervención.

Los mecanismos de los movimientos de deslizamiento en masa son numerosos por lo que no reciben un tratamiento unitario adecuado, ya sea por la complejidad del tema o por la escasez de datos disponibles en la bibliografía (Pellegrino, 1997).

Las consecuencias de un deslizamiento en masa están en proporción directa a las condiciones de la zona afectada, ya que dependerán de la presencia o ausencia de áreas habitadas, industriales, etc. Además, en el caso de áreas habitadas, mientras más poblada esté una zona, los desastres que puede ocasionar un deslizamiento en masa serán mayores. Tratándose de zonas industriales, las consecuencias podrán ser mayores o menores dependiendo del tipo de industria que sea afectada, (por ejemplo si se trata de industrias químicas con gases o sustancias volátiles y tóxicas o explosivas).

Fenómenos de deslizamiento en masa

Los fenómenos de deslizamiento de masa son movimientos de material (roca, detrito y tierra) a lo largo de un talud (Canuti, et al., 1992). Estos fenómenos están catalogados en la categoría general de movimientos de masa o de los procesos morfogenéticos sobre la superficie de la tierra que ocurren a consecuencia de la acción de la gravedad, la cual se distingue por un carácter no selectivo al afectar indistintamente materiales de cualquier forma y dimensión. Los movimientos en masa que no constituyen fenómenos de deslizamiento están representados

por las avalanchas o por los fenómenos de subsidencia.

La gravedad no es el único elemento que entra en juego en los movimientos en masa y en los fenómenos de deslizamiento en particular, ya que también el agua, ya sea superficial o subterránea, tiene un papel muy importante en este tipo de fenómenos. En cuanto a otros tipos de inestabilidad de taludes en los cuales el agua es relevante, mejor conocidos como transporte de masa, los fenómenos de deslizamiento se caracterizan por una fase de transporte relativamente reducido, haciendo que el área de erosión en la corona de desprendimiento y el área de acumulación estén relativamente a corta distancia entre sí. Los procesos fluviales que constituyen ejemplos típicos de transporte de masa prevén el transporte de material en suspensión o arrastre del fondo, inclusive por distancias de varios kilómetros.

Tipos de movimiento

Varnes (1978) y Canuti et al. (1992) definen cinco tipos principales de inestabilidad de taludes, los cuales se describen a continuación:

1. *Caída de Bloques.* La masa se mueve principalmente en el aire y el fenómeno comprende la caída libre. El movimiento es a saltos y rebotes, después viene el rodamiento de los fragmentos de roca o del material suelto.

2. *Volcamiento.* El movimiento se debe a las fuerzas que causan un momento de inestabilidad en torno a un punto de rotación, situado abajo del baricentro de la masa afectada. En el caso que el fenómeno no sea controlado, puede llegar a un derrumbe o escurrimiento.

3. *Deslizamiento.* El movimiento es un deslizamiento de masa por corte a lo largo de una superficie. Estas superficies del deslizamiento son visibles y pueden ser reconstruidas. Se distinguen dos tipos:

3.1. *Rotacional.* Movimiento debido a las fuerzas que producen un movimiento de rotación alrededor de un punto localizado sobre el centro de gravedad de la masa. La superficie del movimiento tiene forma cóncava.

3.2. *Traslativo.* El movimiento se verifica en una superficie más o menos plana o con alguna ondulación, esto corresponde frecuentemente a una discontinuidad estructural como fallas, fisuras, estratificaciones o contacto entre roca y detritos.

4. *Expansión.* Extensión subhorizontal de un nivel de material combinado con la subsidencia de un nivel más competente subyacente. La superficie de rotura no es una superficie de intensa deformación por corte.

5. *Coladas.*

5.1. *En macizos rocosos.* Este fenómeno comprende deformaciones espacialmente continuas, sean superficiales o profundas. Son movimientos diferenciales extremadamente lentos y generalmente no acelerados entre unidades que permanecen relativamente intactas. Los movimientos pueden: a) presentarse a lo largo de superficies de corte que aparentemente no están relacionadas; b) provocar plegamientos o abultamientos; c) de acuerdo

con la distribución de las velocidades, se podrán relacionar a los movimientos típicos de los fluidos viscosos.

5.2. *En terreno suelto*. El fenómeno se explica con movimiento dentro de la masa desplazada. La forma del material en movimiento o la distribución aparente de las velocidades y de los desplazamientos son similares a aquellos de los fluidos viscosos. Las superficies de escurrimiento en la masa que se mueve generalmente no son visibles, o bien duran un tiempo breve. El límite entre la masa en movimiento y el material en su lugar de origen puede ser una superficie neta de movimiento diferencial o una zona de escurrimientos distribuidos. La velocidad del movimiento varía de muy rápido a muy lento.

6. *Complejos*. El movimiento resulta de la combinación de dos o más de los cinco tipos de movimientos antes descritos. Muchos deslizamientos son combinados, pero generalmente un tipo de movimiento predomina espacial o temporalmente sobre los otros (Canuti *et al.*, 1992).

En la Tabla 2 se han resumido los diferentes términos ligados a las definiciones anteriores y su traducción a tres diferentes idiomas, con la finalidad de establecer con claridad cuando se habla de uno de ellos.

Tipo de material

Los materiales están subdivididos en dos tipos principales de acuerdo al estado del material antes de que se presente el movimiento (Varnes 1978; Canuti *et al.*, 1992; Casagli 1996):

1. *Roca*: material rocoso intacto y en su lugar antes del movimiento.

2. *Terreno suelto*: agregado suelto poco cementado de partículas sólidas, generalmente constituido de fragmentos de materiales y rocas que han sido transportados (tierra transportada) o son producidos por procesos de degradación de la roca *en situ*. El término terreno comprende también a los fluidos eventualmente presentes. El terreno suelto está a su vez subdividido en:

2.1. *Detrito*: primordialmente grueso (del 20% al 80% de los gránulos tienen dimensiones mayores a dos milímetros).

2.2. *Tierra*: principalmente fina (al menos el 80% de las partículas con dimensiones menores a 2 mm).

Previsión del riesgo de deslizamiento

La previsión del riesgo de deslizamiento en masa comprende todas las acciones dirigidas a la mitigación de las consecuencias de un movimiento de esta naturaleza, sea en fase preventiva o durante su evolución. Tales acciones pueden intervenir directamente sobre el fenómeno o bien, sobre los efectos producidos.

La previsión del riesgo de un deslizamiento en masa puede definirse como el conjunto de “*actividades dirigidas a evitar o reducir al mínimo la posibilidad de que se verifiquen daños a consecuencia de eventos catastróficos sobre la base de los conocimientos adquiridos por efecto de la actividad de previsión*” (Canuti y Casagli, 1994).

La prevención y gestión deben resolver no sólo los problemas conexos al fenómeno en sentido estricto, sino que también deben considerar los riesgos inducidos, como por ejemplo la obstaculización de un curso de agua provocado por un fenómeno de deslizamiento en masa. Se trata de problemas que deben afrontarse bajo diferentes perfiles, por lo cual es necesario que profesionistas de diferentes disciplinas interactúen sin descuidar ningún tipo de problemática.

EL ESCARPE DE LA PALOMA

El escarpe de la falla La Paloma (Figura 8) constituye uno de los elementos geomorfológicos principales de la ciudad de Morelia, está situado en la parte sur de ésta y se extiende con una dirección E-W. Su altura máxima es de aproximadamente 200 m. La parte occi-

Tabla 2. Diferentes tipos de términos y su equivalente en diferentes idiomas y autores.

Inglés	Francés	Italiano	Alcántara (1999)	Este trabajo
Fall	Chute (de blocs / de pierres), eboulis	Crollo	Desprendimiento o caída	Caída de bloques
Topple o toppling	Écroulement	Ribaltamento	Vuelco o desplome	Volcamiento
Slide	Glissement	Scivolamento o scorrimento	Deslizamiento	Deslizamiento
Slide rotacional	Glissement en rotation	Scivolamento rotazionale	Deslizamiento	Deslizamiento rotacional
Slide translational	Glissement en translation	Scivolamento traslativo	Deslizamiento	Deslizamiento traslacional
Spread	Expansion, épanchement	Espanzione laterale	Expansión lateral	Expansión
Flow	Coulée	Colamento	Flujo	Coladas
Complex landslide	Mouvement complexe	Complesso	Movimiento complejo	Movimiento complejo

dental está constituida principalmente por materiales piroclásticos (cantera de Morelia), mientras la parte oriental está formada por material andesítico (andesita Mil Cumbres). Desde un punto de vista estructural, el talud representa el flanco de un semi-graben y se asienta en una falla normal con evidencias de actividad sísmica histórica (Arreygue-Rocha et al., 1998, 1999; Garduño-Monroy et al., 2001).

La tipología de los movimientos presentes es variada y está ligada a las características litológicas de los materiales; también las dimensiones de los fenómenos resultan extremadamente variables. Fenómenos de deslizamiento rototraslacional (Varnes, 1978; Canuti et al., 1992) han sido reconocidos en diferentes puntos del escarpe, tanto en las andesitas como al interior de la secuencia piroclástica. Caída de bloques y volcamiento afectaron a los materiales piroclásticos consolidados que se observan a lo largo de todo el escarpe. Los volcamientos están asociados a la presencia de varios bloques con volúmenes comprendidos entre 1 y 15 m³, que se han detenido a la mitad del talud y que son susceptibles de nuevos movimientos. Considerando la ausencia de obstáculos morfológicos en su trayectoria descendente, tales bloques pueden llegar al centro habitado localizado en la parte inferior de dicho escarpe.

Los deslizamientos en rocas piroclásticas

Existen fenómenos de deslizamientos rototraslacionales que sólo afectan a las secuencias piroclásticas de la cantera de Morelia, éstos son visibles a lo largo de la parte occidental del escarpe. En una fotografía aérea se puede apreciar que la morfología de La Paloma presenta dos rasgos importantes: hacia el oriente los desniveles son mayores a los 200 m y hacia el poniente el desnivel se hace más suave. Estos dos cambios están controlados por dos estructuras de dirección casi meridiana (N-S) en donde se encuentra ubicado el Río Chiquito.

Los fenómenos principales que se han estudiado son dos grandes movimientos: el deslizamiento SEDUE y el deslizamiento Campestre. Existen además otros deslizamientos de dimensiones más pequeñas que representan un interés menor, pero que en el caso de tener movimiento ocasionarían daños a las zonas habitadas (Figura 8). La presencia de un sistema de discontinuidades mayores paralelas a la falla principal pudo haber constituido una línea de debilitamiento preferencial a lo largo de la cual se habrán asentado los deslizamientos.

El deslizamiento de SEDUE, que toma el nombre de las vecinas Oficinas de la Secretaría de Desarrollo Urbano y Ecología, constituye el movimiento de mayor di-

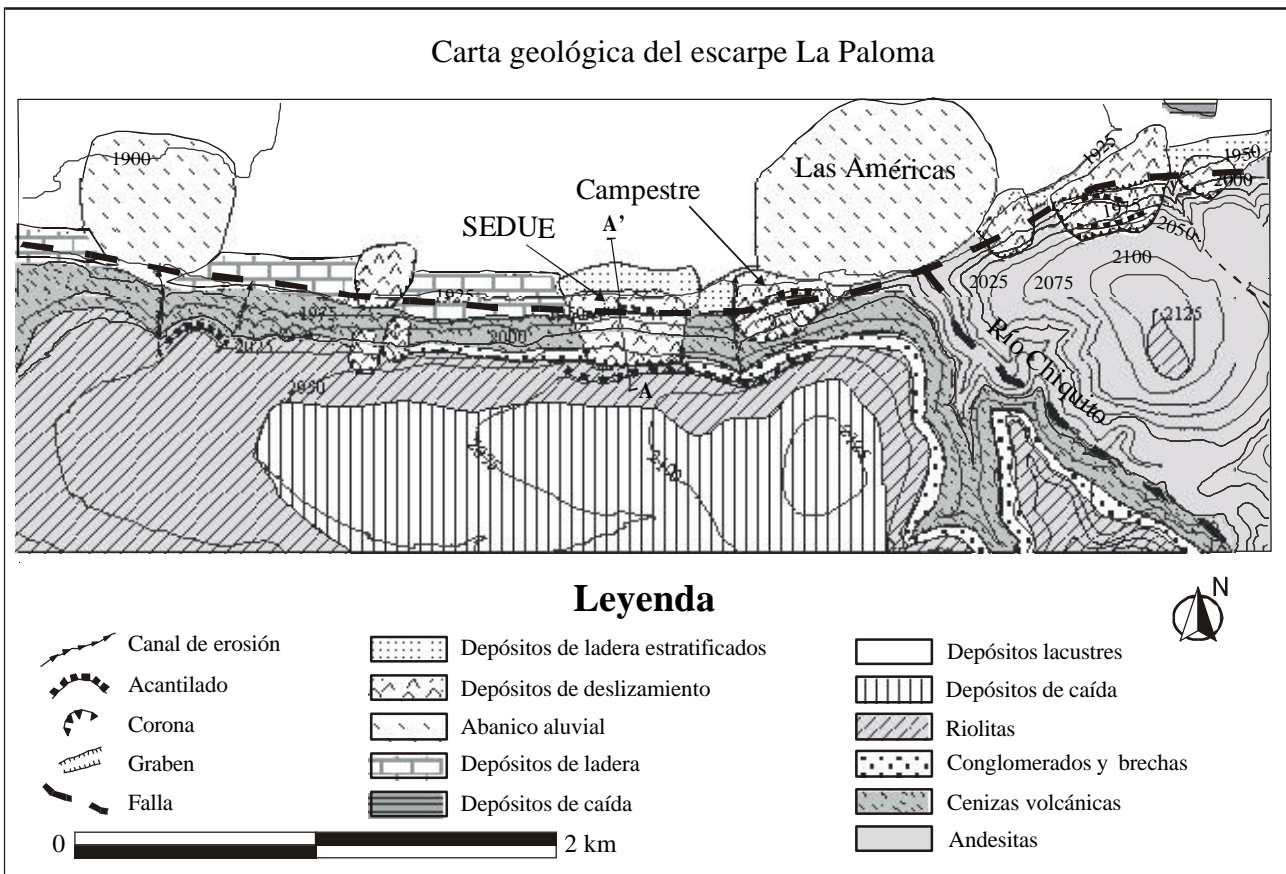


Figura 8. Carta geológica del escarpe La Paloma en Morelia, Michoacán.

mención. Tiene aproximadamente 600 m de largo, 400 m de ancho y 40 m de espesor. Sin embargo, no se puede excluir que el fenómeno esté en realidad compuesto por dos grandes deslizamientos contiguos que con el tiempo se unieron en un único gran movimiento (Arreygue-Rocha *et al.*, 1998, 1999).

En la Figura 9 se presenta una sección de la zona donde ocurrió el deslizamiento y se propone una posible reconstrucción a profundidad del desplazamiento. En la corona se encuentran grandes fracturas y trincheras con orientación paralela al escarpe que evidencian una continua actividad del fenómeno, en vista de la falta de detrito y suelo al interior de las fracturas. Al pie del deslizamiento se encontró un paleosuelo que separa el material de derrumbe del substrato inferior (cantera de Morelia). Brechas estratificadas del talud con espesores de dos metros se observan aflorando en la base del escarpe. Estas brechas están relacionadas con diferentes periodos de actividad del talud y de la falla y se encuentran sobrepuestas a suelos que contienen restos arqueológicos atribuibles a una civilización precolombina llamada *Pirindas*, la cual se desarrolló durante el periodo Clásico.

El deslizamiento del Campestre es un movimiento rototraslativo con dimensiones más reducidas que el anterior (400 m ancho, 250 m largo y 30 m de profundidad). Este cuerpo inestable se distingue por la presencia de una amplia área plana (escalón) inmediatamente abajo de la corona que ha quedado en la parte alta del escarpe de la falla La Paloma. Por su morfología, esta área fue objeto de construcciones por parte de la civilización *Pirindas*, como lo atestiguan los restos de cerámica y algu-

nos posibles montículos (muros) ahora colapsados.

Análisis cinemático de la estabilidad de taludes

El análisis cinemático de la estabilidad de los taludes se efectúa verificando gráficamente determinadas condiciones geométricas sobre la proyección hemisférica. La proyección generalmente empleada es la estereográfica o equiangular que permite mantener las relaciones entre los ángulos. Un análisis puramente cinemático consiste en el estudio del movimiento de los bloques de roca sin referirse a las fuerzas que lo producen. Tal tipo de análisis puede ser integrado incluyendo aquellas fuerzas que siempre están presentes en los problemas de estabilidad de los macizos rocosos o bien la fuerza peso y las fuerzas de fricción a lo largo del plano potencial de deslizamiento (Casagli y Garzonio, 1993; Casagli y Pini, 1993).

En el caso de los macizos rocosos, la estabilidad de los taludes está afectada principalmente por el desequilibrio de las discontinuidades que representan la zona de debilitamiento de la masa. Como ya se ha dicho, el análisis determinado por las condiciones de estabilidad de taludes en roca presenta generalmente notables limitaciones, conexos sobre todo al elevado grado de incertidumbre con el cual pueden ser estabilizados algunos parámetros fundamentales. Por tal motivo, frecuentemente es más eficaz estimar el grado de seguridad de las pendientes mediante análisis basados en los criterios cinemáticos, en lugar de análisis mecánicos rigurosos en términos de factor de seguridad (Goodman, 1980).

Con el término “análisis cinemático” normalmente se hace referencia al análisis de las condiciones que pueden determinar el movimiento de bloques delimitados por discontinuidades planas e infinitamente persistentes, sin referirse a las fuerzas que lo producen (Talobre, 1957).

La caída de bloques que afectó el escarpe de La Paloma en toda su longitud se ha generado por el fracturamiento que se observa en las rocas piroclásticas de la cantera de Morelia, sobre todo en las ignimbritas soldadas. El estudio de las condiciones de removilidad de los bloques se hizo aplicando el análisis cinemático según lo propuesto por Matheson (1983) y por Hudson y Harrison (1993). El método aplicado permite estimar, desde un punto de vista gráfico y haciendo uso de las proyecciones estereográficas, la posibilidad geométrica de movimiento de los bloques dada la orientación y ubicación de la fractura en el macizo. Las proyecciones equiangulares utilizadas se refieren al hemisferio inferior.

Análisis de la estabilidad del escarpe La Paloma

Con el objeto de evaluar los posibles mecanismos cinemáticos reconocidos en el escarpe La Paloma se efectuó un análisis expeditivo asumiendo que un ángulo

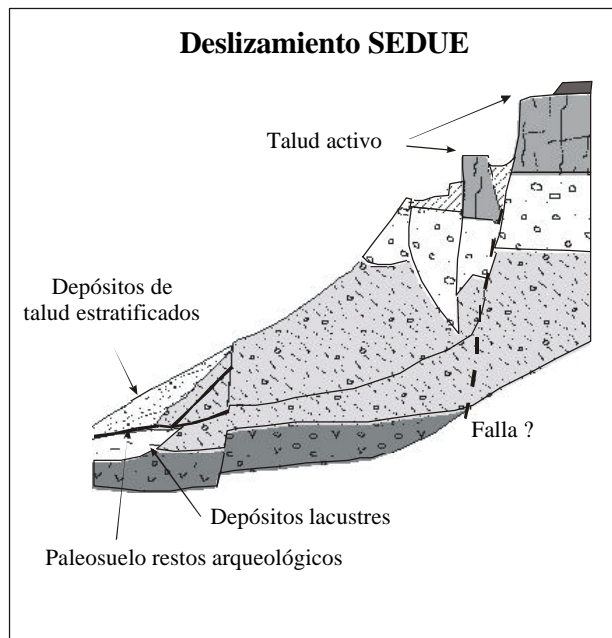


Figura 9. Sección del deslizamiento SEDUE.

de fricción de 40° sobre las discontinuidades existentes sería representativo de las discontinuidades de tal morfología en una litología de este tipo.

Los movimientos principales que se pudieron observar en el escarpe son los siguientes: deslizamiento planar, deslizamiento de cuña, volcamiento de bloques y volcamiento directo (Figura 10). Los resultados del análisis cinemático realizado para los cuatro levantamientos del escarpe se resumen en la Tabla 3, donde están indicados los posibles movimientos cinemáticos que se podrían presentar en cada lugar donde se realizaron los levantamientos del fracturamiento. Por ejemplo en Aurrerá se presentarían deslizamientos de cuña, volcamiento de bloques y volcamiento directo. En SEDUE, los movimientos que se presentarían son los mismos que para Aurrerá. En cambio, en El Campestre se presentarían deslizamientos planares, deslizamientos de cuña y volcamiento de bloques. En Ocolusen se presentarían movimientos del tipo de deslizamiento planar, deslizamiento de cuña y volcamiento directo (Tabla 3 y Figura 10).

Por lo que respecta al talud en el área de Aurrerá y SEDUE, el material está constituido de un banco de ignimbríta soldada. En estos dos sectores las condiciones geométricas de las fracturas presentes llevan a la formación de bloques de más de 2 m³ reconocibles a simple vista, inclusive en los depósitos de la base de las paredes.

A la altura del Campestre, el escarpe afecta materiales definidos como flujos piroclásticos, donde la fracturación se presenta más espaciada y lleva a aislar bloques de dimensiones más pequeñas, aunque la actividad de este sector es mayor, como se puede observar en la línea de rango de la Figura 10. Aquí se indica que entre más juntas estén las líneas, menores serán los bloques y a mayor separación se tendrá mayor tamaño de bloques (Arreygue-Rocha et al., 1998, 1999).

El escarpe en la parte de Ocolusen afecta al material andesítico, observándose que las condiciones de discontinuidad presentes en el macizo rocoso son intermedias respecto a los casos anteriores, y consecuentemente se tienen dimensiones intermedias de los bloques, con bloques aislados de dimensiones métricas (Figura 11).

Previsión de la distancia de propagación

Después de haber establecido los mecanismos de desprendimiento de los bloques, el análisis de caída de éstos permite prever las trayectorias y las distancias de recorrido. Con la finalidad de obtener información sobre la faceta expuesta a la caída de bloques, se efectuó un análisis de las trayectorias de los bloques en cuatro puntos representativos del escarpe (Aurrerá, SEDUE, Campestre y Ocolusen).

La simulación de la caída libre de bloques se efectuó mediante un software de cálculo (Rock Fall, versión 2) que simula la caída del bloque a lo largo de un perfil representativo del talud. Para el análisis, el software requiere el perfil de trayecto, el cual tiene que ser lo más

apegado a la realidad y el tipo de escenario del suelo por el cual va a rodar el bloque, el cual incluye el tipo de vegetación (en caso de que exista), p. ej. arbolada, con pasto, etc., el tipo de material, etc. Además se deben dar las dimensiones del bloque y su litología, el inicio de la trayectoria, el peso específico, la densidad, etc.

En la Figura 12 se muestran los histogramas obtenidos con 1,000 simulaciones relativas a la velocidad máxima que alcanzaron los bloques a lo largo del talud, asumiendo un peso de 50 kg para cada bloque. Como se puede observar en los cuatro casos, los centros habitados en las inmediaciones del escarpe pueden ser directamente afectados por los fenómenos de la caída de los bloques. En cuanto a las velocidades que podrían alcanzar los bloques en estas zonas tenemos que en Aurrerá y SEDUE alcanzarían los 10 m/s, en el Campestre tendrían velocidades de 12 m/s y en Ocolusen alcanzarían velocidades de más de 16 m/s. También se puede observar que las distancias de recorrido de los bloques varían de acuerdo al talud, teniendo la distancia más pequeña en Aurrerá y la mayor en Ocolusen, donde supera los 500m (Arreygue-Rocha et al., 1998, 1999).

El desarrollo urbano de la Ciudad de Morelia ha provocado que muchos edificios sean construidos directamente en la base de los diferentes taludes presentes en el área. En algunos casos, parte del material densamente fracturado está siendo afectado por las excavaciones que se realizan para las cimentaciones de los mismos edificios, ocasionando ya una inestabilidad potencial. Las condiciones de riesgo en estas áreas pueden ser de dos tipos: los edificios pueden ser afectados directamente por algún movimiento, ya sea que se encuentre encima de éste, que se encuentre en su trayectoria de movimiento, o bien, pueden ser afectados por la remoción de bloques presentes a lo largo de la parte alta del escarpe entre las cotas de 2,010 m y 2,040 m.

DISCUSIÓN

Los peligros de deslizamiento en zonas urbanas están adquiriendo mayor relevancia, no por que sea un fenómeno nuevo, sino por el hecho de que los centros habitados están creciendo hacia zonas altamente vulnerables, debido esto principalmente a que no se llevan a cabo estudios de Ciencias de la Tierra y Planificación del Territorio, que permitan planificar los crecimientos urbanos hacia áreas menos vulnerables.

En zonas donde están combinadas la urbanización y pendientes altas, siempre el factor de vulnerabilidad y peligrosidad será alto. Para calcular la vulnerabilidad se tiene que tomar en consideración la infraestructura del área, el número de habitantes así como sus edades. Por vulnerabilidad se entiende el monto del daño que la actividad del deslizamiento puede provocar en un determinado sitio.

Los posibles daños se refieren a las personas, a las estructuras e infraestructuras, a interrupciones de servi-

Caracterización geométrica del escarpe La Paloma

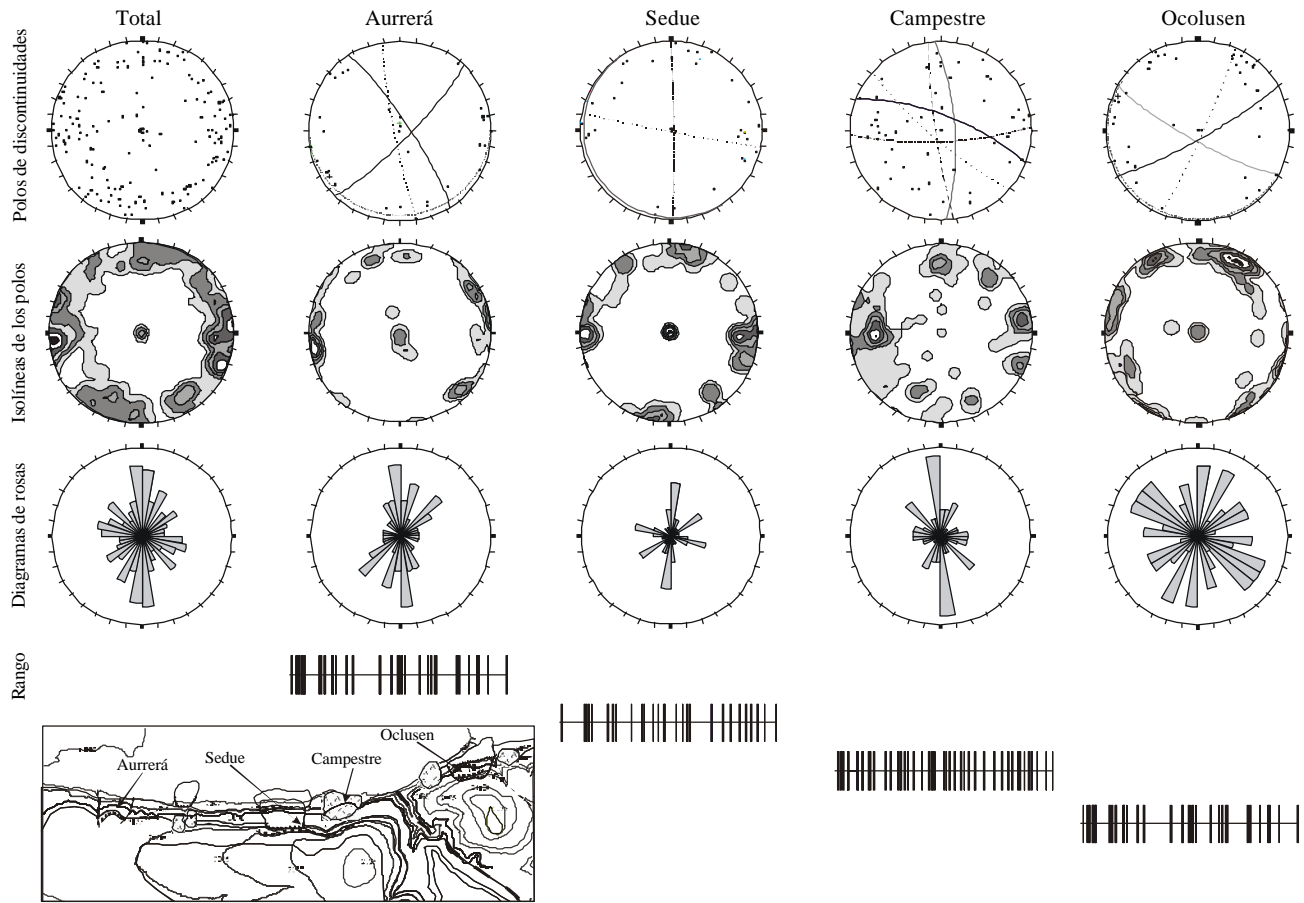


Figura 10. Análisis cinemático de la estabilidad del talud de La Paloma para cada una de las estaciones. Las isolíneas nos indican el número de familias que están interfiriendo en el macizo rocoso. El diagrama de rosas indica la orientación que tienen las fracturas y la línea de los levantamientos indica la frecuencia con que se observan dichas fracturas, a mayor separación mayor es el tamaño del bloque.

cios y modificaciones morfológicas. Los daños a las personas son los más graves, pero no es posible estimar el costo de la pérdida de las vidas humanas o de la invalidez permanente sino en términos meramente económicos. Este tipo de daños se verifica sólo para algunas tipologías de deslizamientos en masa, es decir, aquellos que prevén movimientos de masa con una velocidad alta, y son proporcionales a la densidad de población que se localiza en el sitio.

Según la definición antes mencionada, la vulnerabilidad expresa el grado de pérdida producido sobre un elemento en riesgo y, por lo tanto, depende tanto del tipo de elemento en riesgo como de la intensidad del fenómeno de deslizamiento en masa. En la práctica, la vulnerabilidad expresa la relación existente entre la intensidad del fenómeno y sus posibles consecuencias. Formalmente la vulnerabilidad puede expresarse en términos de probabilidad condicionada:

$$V = P (\text{daño} / \text{evento})$$

o bien por la probabilidad que el elemento en riesgo sufra un cierto daño al verificarse un evento de deslizamiento en masa de cierta intensidad. Al mismo tiempo, la vulnerabilidad también debe incluir una medida de la severidad del daño. Según Canuti y Casagli (1994), la evaluación completa de la vulnerabilidad se expresa con

Tabla 3. Posibles mecanismos cinemáticos. DP: deslizamiento planar; DC: deslizamiento de cuña; VB: volcamiento de bloques; VD: volcamiento directo; VR: volcamiento directo con deslizamiento.

	DP	DC	VB	VD	VR
Aurrerá					
SEDUE					
Campestre					
Ocolusen					



Figura 11. Fotografía de un banco abandonado, en el cual se pueden observar las dimensiones de los bloques, así como las discontinuidades presentes en este macizo rocoso.

el producto de los siguientes tres parámetros (todos se expresan en una escala de 0 a 1):

$$V = V_S * V_T * V_L$$

Donde:

V_S : Probabilidad de impacto espacial, o bien, probabilidad de que un elemento en riesgo sea afectado por el deslizamiento, siempre que se verifique este último (por ejemplo, la probabilidad de que una colada de detrito rápida involucre un edificio).

V_T : Probabilidad de impacto temporal, que expresa la variabilidad de los atributos del elemento en riesgo en el tiempo (Por ejemplo, la probabilidad de que el edificio esté ocupado al momento del deslizamiento en masa).

V_L : probabilidad de la pérdida de la vida de cada ocupante del elemento, o bien, proporción del valor del elemento afectado que se pierde.

Además de la intensidad del fenómeno y de la tipología del elemento en riesgo, en la definición de vulnerabilidad entran en juego factores de difícil parametrización, ligados a la organización social de la región en examen (Canuti y Casagli, 1994).

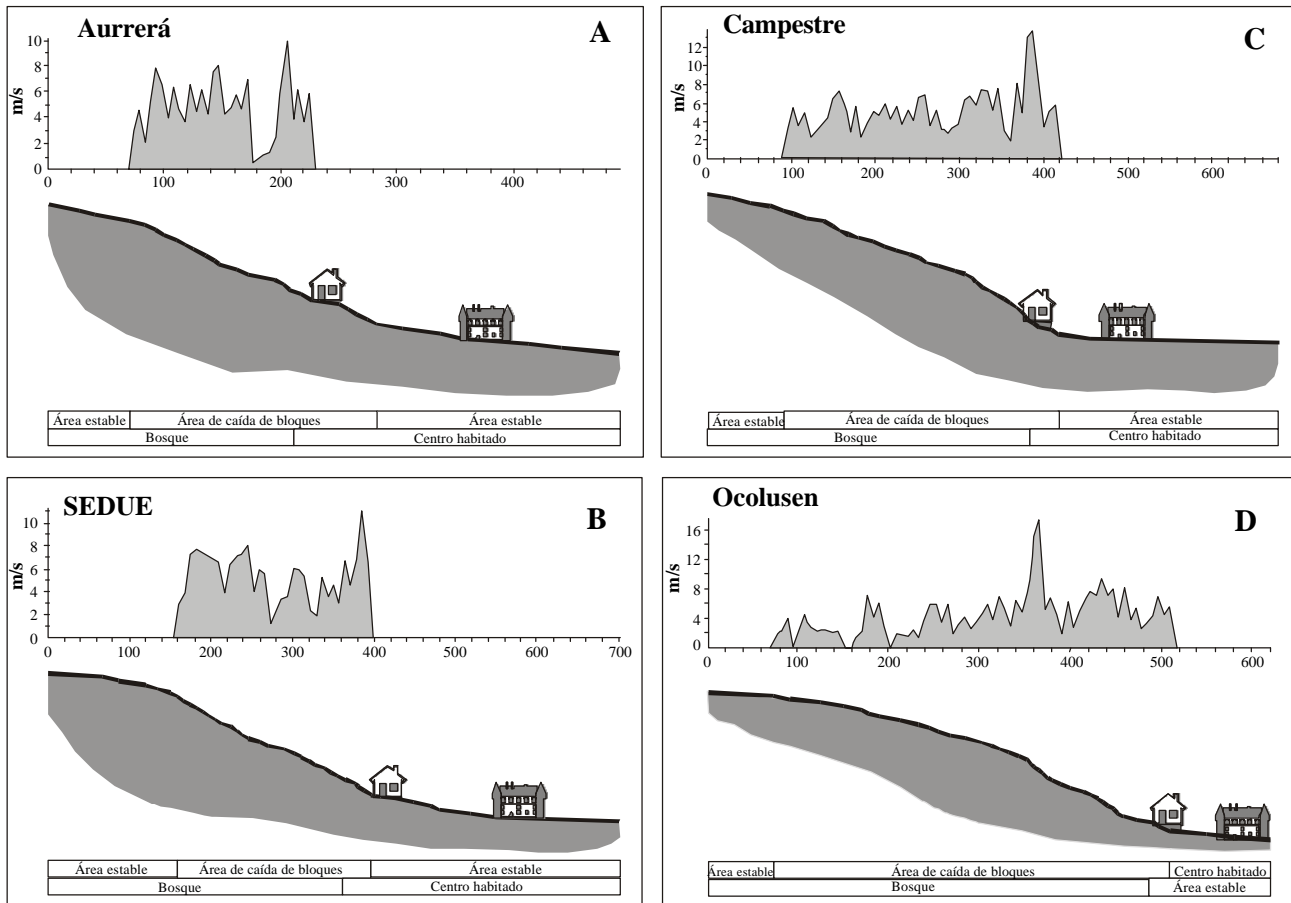


Figura 12. Resultados de la simulación de caída de bloques en los cuatro deslizamientos que se ubican en el escarpe La Paloma en Morelia, Michoacán. A) Aurrerá, B) SEDUE, C) Campestre, y D) Ocolusen.

En el caso de la ciudad de Morelia, el valor de la vulnerabilidad del escarpe de La Paloma es más alto debido a que las obras civiles son más costosas. Por ello es de vital importancia elaborar en aquellas ciudades que están presentando crecimientos urbanos rápidos y donde la morfología es potencialmente inestable, mapas de peligros geológicos, para que el crecimiento urbano no sea azaroso. Es de relevante importancia la inestabilidad en Morelia, ya que existe una relación directa entre tres aspectos fundamentales, eventos sísmicos, efectos gravitacionales y eventos climáticos.

En México son muchas las ciudades expuestas al riesgo de inestabilidad de taludes, sobre todo aquellas donde han tenido lugar crecimientos urbanos en zonas con topografías no aptas para obras civiles seguras, por lo cual deberían realizarse estudios para caracterizar estos problemas antes de permitir el crecimiento de la ciudad. También debemos considerar que estos fenómenos de inestabilidad se hacen más frecuentes en zonas sísmicas y en aquellas expuestas a fenómenos meteorológicos excepcionales.

CONCLUSIONES

El estudio de la inestabilidad de taludes presentes en el escarpe de la falla La Paloma indican que sobre este talud existen movimientos rototraslativos y de caída de bloques. Los movimientos rototraslativos, por sus dimensiones y por las rocas que afectan, se consideran que fueron generados por eventos sísmicos importantes. La caída de bloques está ligada al fracturamiento de ignimbritas soldadas y al efecto de la gravedad. No obstante, bloques de más de 10 m^3 y casi sin vértices están presentes en el escarpe de la falla, los cuales podrían desprenderse y dañar las zonas habitadas si se conjugan con un evento sísmico. El fracturamiento observado también está generando en el talud una serie de grietas paralelas a la falla La Paloma, las cuales tienen aberturas de más de 2m de ancho y se extienden por más de 50m de longitud. Este hecho nos indica que nuevos bloques podrían desprenderse de su posición actual.

Las zonas urbanas con morfologías como las de la falla La Paloma o topografías irregulares deben ser objeto de estudios detallados de inestabilidad de taludes. Sin duda alguna estos trabajos ayudarán a realizar una mejor y segura planificación del territorio. Un estudio a fondo se vuelve oportuno, sobre todo desde la doble óptica de pasar de una filosofía de emergencia a una de prevención y de mitigar las áreas para las cuales las condiciones de riesgo son ya una realidad.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen ampliamente al CONACYT por el soporte económico (proyectos I30141T y 471100-5-28764T), a la Universidad Michoacana de San Nicolás

de Hidalgo (Morelia, Michoacán, México) y a la Universidad de Florencia, Italia, por el apoyo brindado para la realización del presente trabajo. Se agradece a Miguel García Silva por su apoyo en la traducción al inglés del resumen del presente texto. Gracias al Dr. Luca Ferrari y a la Dra. Susana Alaniz Álvarez por sus comentarios y sugerencias al texto.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguayo-Figueroa, I., 1959–1960, *Ciclón: Colima*, Ediciones Escuela de Arte y Oficios, 217 p.
- Alcántara-Ayala, I., 2000, *Landslides: ¿deslizamientos o movimientos del terreno? Definición, clasificaciones y terminología: Investigaciones Geográficas*, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM, 41, 7-25.
- Arreygue-Rocha, E., 1998, *Le Condizioni di pericolosità idrogeologica nella Città di Morelia, Michoacán (Messico): Perugia, Italia, Università degli Studi di Perugia, Tesis de doctorado, XI ciclo 1995-1998*, 171 p.
- Arreygue, E., Canuti, P., Iotti, A., Garduño-M., V.H., 1998, *Hydrogeological hazard in the urban area of Morelia, Mich. (México)*, in *Association for Engineering Geology and the Environment, Eight International Congress International, Proceedings, Vancouver, Canada: Rotterdam, A.A. Balkema*, 3, 2245-2250.
- Arreygue-Rocha, E., Canuti, P., Casagli, N., Iotti, A., Garduño-Monroy, V.H., 1999, *Las condiciones de riesgo hidrogeológico en la ciudad de Morelia, (Michoacán, México)*, Patrimonio Mundial de la Humanidad, en *Asamblea Internacional y Congreso Mundial de Conservación del Patrimonio Monumental de ICOMOS (International Council on Monuments and Sites): Roma, Consejo Internacional de Monumentos y Sitios*, 14 p.
- Canuti, P., Casagli, N., 1994, *Considerazioni sulla valutazione del rischio di frana*, in *Atti del Convegno "Fenomeni franosi e Centri Abitati. Bologna del 27 Maggio 1994: Bologna, Italia, Consiglio Nazionale delle Ricerche; Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche, Regione Emilia Romagna*, p. 57.
- Canuti, P., Dramis, F., Esu, F., 1992, *Le condizioni di instabilità dei pendii nei centri abitati. Principi e criteri generali ad uso degli Uffici Tecnici di Enti Pubblici: Bologna, Italia, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche, Linea 2, Previsione e Prevenzione di fenomeni franosi a grande rischio, Tecnoprint, Pubblicazione*, 544, 100 p.
- Casagli, N., 1996, *Dispense del seminario: fenomeni franosi. Corso di Geologia Applicata di Paolo Canuti: Firenze, Italia, Università degli Studi di Firenze, Facoltà di Scienze Matematiche e Naturali, Corso di Laurea in Scienze Geologiche*, 86 p.
- Casagli, N., Garzonio, C.A., 1993, *Metodi speditivi per la valutazione della stabilità degli ammassi rocciosi: proiezione stereografica e teoria dei blocchi*, in *Atti del Seminario Rilevamento Geológico-Tecnico Finalità, Metodi e Applicación: Quaderni di Geologia Applicata*, p. 26.
- Casagli, N., Pini, G., 1993, *Analisi cinematica della stabilità di versanti naturali e fronti di scavo in roccia*, in *3° Convegno Nazionale dei Giovani Ricercatori in Geologia Applicata, Atti: Potenza, Italia*, p. 223-232.
- Ferrari, L., Garduño, V.H., Pasquare, G., Tibaldi, A., 1994, *Volcanic and tectonic evolution of Central Mexico, Ologocen to Present: Geofisica Internacional*, 33, 91-105.
- Garduño-M., V.H., Escamilla-T., R.J., 1996, *Revisión histórica de la sismicidad en Michoacán, México: Ciencia Nicolaita*, 11, 57-82.
- Garduño-M., V.H., Arreygue-R., E., Chiesa S., Israde-A., I., Rodríguez-T., G.M., Ayala-G., M., 1998, *Las fallas geológicas y sísmicas de la Ciudad de Morelia y su influencia en la planifi-*

- cación del territorio: Ingeniería Civil, 1 (5), 3-12.
- Garduño-Monroy, V.H., Rodríguez-Torres, G.M., Israde-Alcántara I., Arreygue E., Canuti P., Chiesa S., 1999, Efectos del clima (El Niño) en los fenómenos de fluencia de las fallas geológicas de la Ciudad de Morelia: Geos, Unión Geofísica Mexicana, 9 (2), 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 (1), 37-54.
- Goodman, R.E., 1980, Introduction to Rock Mechanics: New York, John Wiley, 562 p.
- Hernández-Madrugal, V.M., 1999, Estudio de un deslizamiento de ladera en el km 0+500 de la carretera Chapala-Ajijic, en el municipio de Chapala, Jalisco, México: Morelia, Michoacán, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Tesis profesional, 87 p.
- Hudson, J.A., Harrison, J.P., 1993, Engineering rock mechanics; an introduction to the principles: Oxford, Pergamon Press, B-sevier Science, 444 p.
- Istrade, I., 1995, Bacini lacustri del settore centrale dell'Arco Vulcanico Messicano: Stratigrafia ed evoluzione sedimentaria basata sulle diatomee: Milano, Italia, Università degli Studi di Milano, Tesis de doctorado, 254 p.
- Istrade-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 Michoacan, Mexico): Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 15 (1-3), 209-227.
- Istrade, I., Garduño, V.H., Ferrari, M., 1992, El origen transtensivo de la depresión del lago de Cuitzeo, México, en Congreso Latinoamericano de Geología, Actas de las Sesiones Científicas: Salamanca, España, 4, 127-131.
- Johnson, C.A., 1986, A study of neotectonics in central Mexico from a LANDSAT Thematic Mapper imagery: Coral Gables, Florida, Rosentiel School of Marine and Atmospheric Science, University of Miami, Tesis de maestría, 112 p.
- López-Granados, E.M., 1999, Cambio de uso de suelo y crecimiento urbano en la Ciudad de Morelia: Morelia, Michoacán, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Tesis de maestría, 134 p.
- Lugo-Hubp, J.L., García-Arizaga, T., Zamorano-Orozco, J.J., Salas-García, O., Gallegos, G., 1995, Deslizamiento de tierras en Meztlán, Hidalgo: Ciencia y Desarrollo, 20, 121, 323-343.
- Martínez-Reyes, A., Nieto-Samaniego, A.F., 1990, Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 9 (1), 33-50.
- Matheson G.D., 1983, Rock stability assesment in preliminary site investigation, graphical methods: Crowthorne, United Kingdom, Transport and Road Research Laboratory Report, 1039, 30 p.
- Pasquarè, 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 Michoacán: Boulder, Co., Geological Society of America, Map and Chart series, MCH072, 1 mapa, 22 p.
- Pellegrino, A., 1997, Interventi di stabilizzazione dei pendii: Nápoles, Italia, International Centri for Mechanical Sciences, Università di Napoli Federico II, 1-35.
- Ruiz, J.F., 1992, Estampas de su pasado: Morelia Michoacán: Sociedad Quinto Centenario, 200 p.
- Secretaria de Agricultura y Recursos Hidráulicos (SARH), 1977, Estudio geohidrogeológico preliminar del Valle de Morelia-Queréndaro, Michoacán: México, Subsecretaría de Infraestructura Hidráulica, Dirección General de Construcción, 201 p.
- Silva-Mora, L., 1979, Contribution a la connaissance de l'Axe Volcanique Transmexicain- étude géologique et petrologique des laves du Michoacán oriental: Marseille, Univerité du Droit, d'Economie et des Sciences d'Aix-Marseille, Tesis de doctorado, 230 p.
- Silva-Mora, L., 1995, Hoja Morelia 14Q-g(2) con resumen de la geología de la hoja Morelia, estados de Michoacán y Guanajuato: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Cartas Geológicas de México, Serie 1:100.000, 1 mapa con texto, 25 p.
- Suter, M., Aguirre, G., Siebe, C., Quintero, O., Komorowski, J.C., 1991, Volcanism and active faulting in the central part of the trans-Mexican volcanic belt, México, in Walawender, M.J., Hanan, B.B. (eds.), Geological excursions in southern California and Mexico; Guidebook; Boulder, Co., Geological Society of America, Annual Meeting, 224-243.
- Suter, M., Quintero, O., Johnson, C.A., 1992, Active faults and state of stress in the central part of the trans-Mexican volcanic belt. 1. The Venta del Bravo fault: Journal of Geophysical Research, 97, B12, 11,983-11,994.
- Suter, M., Quintero-Legorreta, O., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Farrar, E., 1995, The Acambay graben: active intraarc extension in the trans-Mexican volcanic belt, Mexico: Tectonics, 14 (5), 1,245-1,262.
- Suter, M., Carrillo-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O., 1996, Macro-seismic study of shallow earth quakes in the central and eastern parts of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico: Bulletin of the Seismological Society America., 86 (6), 1,952-1,963.
- Suter, M., López-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O., Carrillo-Martínez, M., 2001, Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt: Geological Society of America Bulletin, 113 (6), 693-703.
- Talobre, J., 1957, La Mécanique des roches appliquée aux travaux publics: Paris, Dunod, 444 p.
- United Nations, Educational, Scientific and Cultural Organizations (UNESCO), 1973-1979, Annual summaries of information on natural disasters, 1971-1975: Paris, United Nations, Educational, Scientific and Cultural Organizations.
- Vargas-Urbe, G., 1994, El crecimiento urbano-territorial de Morelia (1921-1993): Ciencia Nicolaita, 7, 24-49.
- Varnes, D.J., 1978, Slope movements types and processes, in Schuster, R.L., Krizeck R.J. (eds.), Landslides; analysis and control: Washington, D.C., National Academy of Sciences, Transportation Research Board, Special Report, 176, 11-33.
- Varnes, D.J., 1984, Landslide hazard zonation; a review of principles and practice: Paris, United Nations, Educational, Scientific and Cultural Organizations (UNESCO), Natural hazards series, 3, 63 p.
- Velasco-Murguía, M., 1984, Cosas de Colima: Colima, Universidad de Colima, 274 p.

Manuscrito recibido: Agosto 23, 2001

Manuscrito corregido recibido: Enero 28, 2002

Manuscrito aceptado: Febrero 12, 2002