

Análisis multitemporal mediante imágenes satelitales de la evolución de un deslizamiento del terreno en la Sierra de Acacoyagua, Chiapas

José Daniel Rendón Vázquez, Bodo Weber, Alejandro Hinojosa Corona, Eduardo Monreal Roque, Yuly Tatiana Valencia Morales

Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.

División de Ciencias de la Tierra, Departamento de Geología

Carretera Ensenada – Tijuana No. 3918, Zona Playitas, C. P. 22860, Ensenada, Baja California, México

*E-mail: jrendon@cicese.edu.mx

Resumen

En la chiapaneca Sierra de Acacoyagua, y cercana a la localidad de Ampliación Lagunas, se localiza un deslizamiento vasto con forma de cuña. Para determinar las causas y evolución de este proceso geodinámico, se realizó un análisis multitemporal a través del uso de imágenes satelitales Landsat (7EMT+ y 8 OLI) del periodo 2005 a 2020. Además, se recopilieron datos de sismicidad y precipitación de la zona de estudio. Los resultados obtenidos revelan que el deslizamiento se formó en octubre de 2005, desencadenado por las abundantes precipitaciones durante el paso del Huracán Stan. Mediante modelos digitales de elevación, se calculó que el volumen removido en este evento fue de >6 millones de m³. Al analizar la evolución de este proceso, se encontró que entre los años 2005 y 2010, fueron removidos un total de 72,504 m³ de material, lo que equivale a una tasa de 1.8 ha por año. El continuo crecimiento de esta estructura es consecuencia de factores estructurales, climáticos y geológicos locales.

Palabras clave: Deslizamientos de ladera, teledetección, cálculo de volumen, análisis multitemporal, Chiapas, imágenes satelitales.

In the Sierra de Acacoyagua, Chiapas near the town of Ampliación Lagunas, a large wedge-shaped landslide is located. To determine the causes and evolution of this geodynamic process, a multi-temporal analysis was carried out using 2005 to 2020 Landsat satellite images (7EMT+ and 8 OLI). In addition, seismicity and precipitation data were collected for the study area. The results obtained reveal that the landslide was formed in October 2005, triggered by heavy rainfall during the passage of Hurricane Stan. Using digital elevation models, it was calculated that the volume removed in this event was >6 million of m³. When analyzing the evolution of this process, it was found that between 2005 and 2010, a total of 72,504 m³ of material was removed, which is equivalent to a rate of 1.8 ha per year. The continuous growth of this structure is a consequence of local structural, climatic, and geological factors.

Keywords: Landslides, remote sensing, multitemporal analysis, Chiapas, Satellite images, volume calculation.

Introducción

Los procesos de remoción de masa son un conjunto de procesos geológicos que pueden causar la liberación y movimiento de grandes volúmenes de suelo y roca. Entre los tipos más comunes de procesos de remoción de masa se encuentran las avalanchas, los flujos de lodo, los desprendimientos de rocas y los deslizamientos. Un deslizamiento consiste en el desplazamiento de una masa de roca, suelo o derrubios de una ladera en sentido descendente (Cruden, 1991). Estos procesos de remoción de masa son controlados generalmente por factores condicionantes o internos, como morfología, entorno litológico y estructural, uso de suelo o tipo y densidad de la cubierta vegetal y los factores desencadenantes o externos que pueden ser intensas precipitaciones, terremotos o la actividad humana (Alcántara-Ayala et al., 2001). Por otro lado, la disponibilidad de las imágenes aéreas y satelitales han llevado al desarrollo de la percepción remota, una técnica que permite obtener información detallada sin contacto físico con el objeto que se examina (Lillesand y Kiefer, 2015). El objeto de estudio es la superficie terrestre, cuya información es obtenida mediante sistemas satelitales los cuales, por medio de sus distintos sensores, capturan imágenes y adquieren la información electromagnética de los objetos en la superficie por medio de la luz que reflejan, permitiendo distinguir diferentes coberturas como las de vegetación o suelo. Asimismo, la periodicidad con la que estas imágenes son tomadas permite tener un registro temporal de la zona de interés. En el campo de la percepción remota, una técnica para caracterizar los procesos de remoción de masa es el análisis multitemporal, el cual consiste en la comparación de coberturas en dos imágenes de satélite de un mismo lugar en diferentes fechas. Esto permite identificar los cambios en las coberturas clasificadas (Chuvienco, 2010).

En conjunto, las observaciones de campo y el análisis de imágenes satelitales posibilitan reconocer y caracterizar los procesos de remoción de masa,

tales como los deslizamientos, identificando los factores condicionantes y estableciendo una correlación causal entre el régimen climático y las condiciones geológicas/morfológicas. Además, mediante el análisis multitemporal es posible observar la evolución de estos procesos, permitiendo proyectar su comportamiento a futuro y ayudando a tomar decisiones para la prevención de desastres.

La Sierra de Chiapas (Figura 1B), en el estado homónimo, es una cadena montañosa paralela a la costa del Pacífico. Debido a sus características orográficas con laderas de pendientes fuertes a escarpadas, es una región donde es común la ocurrencia de deslizamientos.

En la parte alta de la Sierra de Acacoyagua y cercano a la localidad de Ampliación Lagunas se encuentra un vasto deslizamiento. Mediante las observaciones de campo y el análisis de imágenes satelitales se caracterizó este proceso, definiendo su evolución y las causas que desencadenaron su formación.

Ubicación

La zona del deslizamiento abarca las coordenadas geográficas 15°30'55" N, 15°30'05" N, 92°39'30" W y 92°38'30" W, y altitudes desde 2000 m.s.n.m en el pie de la estructura hasta 2540 m.s.n.m en la cabecera. Esta zona se encuentra dentro de la Sierra de Acacoyagua, en el municipio del mismo nombre y a 2.9 km del poblado de Ampliación Lagunas (Figura 1A). Los bloques y rodados desprendidos de la estructura pueden encontrarse desde la cabecera de la misma (Figura 1C) hasta los alrededores del poblado Rosario Zacatonal a aproximadamente 6 km al sureste (Figura 1A). Dichos rodados son transportados a través del cauce del río El Rosario, el cual fluye hasta la planicie costera, donde es conocido como río Cintalapa.

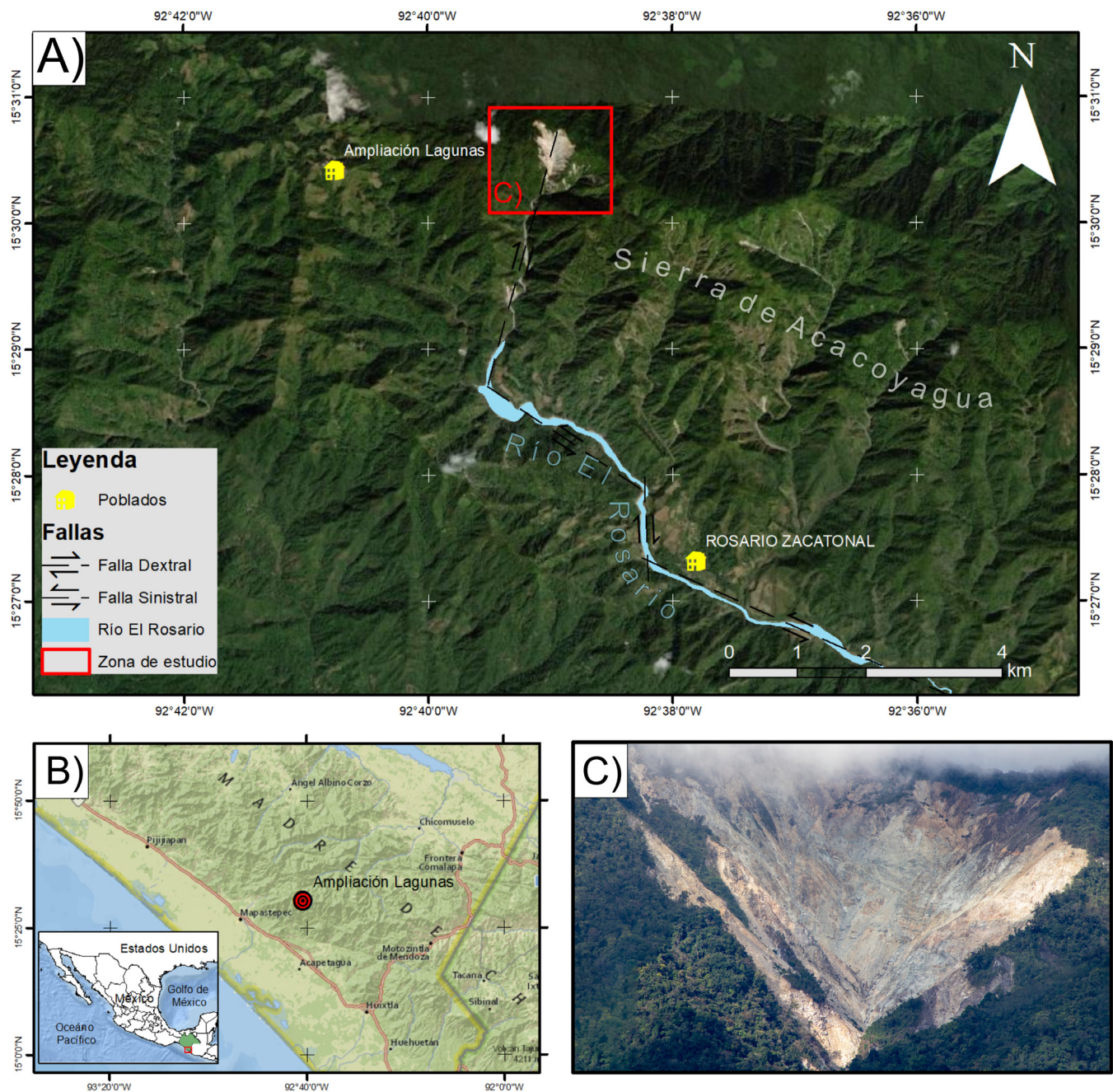


Figura 1. A) Imagen satelital mostrando la ubicación del deslizamiento y las localidades cercanas a él. B) Mapa de caminos del estado de Chiapas mostrando la localidad de Ampliación Lagunas. C) Fotografía del deslizamiento tomada con un teleobjetivo.

Trabajo de campo

Dentro de la cabecera del deslizamiento, las actividades realizadas durante la fase de campo consistieron en la descripción de los afloramientos rocosos, colecta de muestras representativas para su estudio macroscópico y microscópico, así como en la toma de datos estructurales para la caracterización geométrica de la estructura.

Datos y procesamientos

El análisis multitemporal consiste en la aplicación de técnicas en imágenes satelitales en un intervalo de fechas, lo que ayuda a analizar los cambios asociados con un área discreta, permitiendo estimar las diferencias en el terreno, como cambios en la cobertura vegetal o el porcentaje de área afectado por un proceso de remoción en masa. Asimismo, las imágenes satelitales multiespectrales permiten realizar combinaciones de color con las bandas más útiles de acuerdo con las unidades litológicas o áreas de interés forestal a estudiar. El uso de estas dos características permite clasificar las coberturas de acuerdo con sus propiedades electromagnéticas y determinar la pérdida o ganancia de las mismas a través del tiempo.

Para realizar dicho análisis se utilizaron cinco imágenes Landsat ((7 EMT+ y 8 OLI) de las fechas 10 de octubre del 2005, 19 de diciembre del 2010, 16 de febrero del 2015, 4 de enero del 2017 y 29 de enero del 2020, con el Path/Row 21/49 (USGS, 2005, 2010, 2015, 2017a, 2020). La combinación de bandas usadas para las imágenes Landsat 7 EMT+ del 2005 a 2010 fue 7, 5, 4 y la combinación 7, 6 y 5 para las imágenes Landsat 8 OLI para el periodo 2015 a 2020. Estas combinaciones permiten visualizar o resaltar los afloramientos rocosos y diferenciarlo del suelo o de la cubierta vegetal, pues al colocar la banda 7 (en rojo) se cubre el segmento del espectro electromagnético en el que los minerales arcillosos absorben la energía. Para facilitar el manejo de estas imágenes y con ayuda del software Arcmap 10.8, se recortó el

área de estudio mediante un polígono de 3 x 3 km, obteniendo imágenes adecuadas con la región estudiada. Posteriormente, se crearon polígonos que cubren el área deslizada para las diferentes imágenes y se calculó el área de cada uno.

Con el fin de estimar el volumen de material removido, se adquirieron dos pares de modelos digitales de elevación (MDE) de los años 2001 y 2006 con resolución espacial de 30 m del satélite ASTER (NASA/METI/AIST/Japan Spacesystems y U.S./Japan ASTER Science Team, 2001, 2006) y del 2006 y 2011 con una resolución espacial de 12.5 m del satélite ALOS PALSAR (ASF-DAAC, 2006, 2011). Estos MDE se recortaron contra el polígono del área de estudio y se generaron superficies TIN (Triangulated Irregular Network) para posteriormente calcular la diferencia entre ellas, usando como límite el polígono del deslizamiento del año 2021 obtenido de las imágenes satelitales. Finalmente, para correlacionar los factores desencadenantes de este deslizamiento, se recopilaron datos de precipitación media mensual y diaria del año 2005 de la estación meteorológica Independencia (código 7348) del Servicio Meteorológico Nacional (SMN, 2016). Además, se analizaron los datos de precipitación media anual de los periodos 2005 al 2015 de dos estaciones meteorológicas (Independencia y Finca La Paz). Por otro lado, se compilaron datos de sismicidad en la región, consultando el catálogo histórico de sismos del Servicio Sismológico Nacional (SSN, 2023) del periodo 2000 al 2020, en un rectángulo de coordenadas 14.73° N y 16.34°N, -94.14° W y -92.24°W para sismos de magnitudes entre 4.0 a 9.0 e hipocentros superficiales a profundos.

Litología de la zona de deslizamiento

Como resultado de la colecta de datos y de las observaciones realizadas, tanto en el campo como en el laboratorio, fue posible agrupar las rocas encontradas de acuerdo con su composición y textura en tres principales litologías: granitoides, micaesquistos y gneises anfibolíticos. Algunas de

estas litologías pudieron ser asociadas a unidades litodémicas reportadas en la literatura como: la Unidad Jocote y la Unidad Candelaria (Weber et al., 2008; 2018; Estrada-Carmona et al., 2012; González-Guzmán et al., 2016). La descripción detallada de cada una de las litologías se expone a continuación.

Micaesquistos de rutilo y cianita

Los afloramientos de estas rocas se encuentran distribuidos en los flancos del deslizamiento, tienen entre 10 y 15 m de altura, hasta 20 m de longitud y una inclinación general de la estructura de $\sim 55^\circ$ (Figuras 2A y 2B). Localmente, las rocas están foliadas y tienen un color verdoso claro a gris oscuro con tonalidades blancas y amarillas

(Figura 2C). Asimismo, siguiendo los planos de foliación, se encuentran estrías de falla, sugiriendo desplazamientos recientes en la zona (Figura 2D). En muestra de mano, se identificaron minerales de muscovita, clorita y cuarzo, donde la esquistosidad está marcada por filosilicatos.

En lámina delgada, esta roca metamórfica es de grano fino con una esquistosidad primaria bien definida (S1) marcada por la intercalación de bandas de grosor variable de minerales de cuarzo, muscovita y clorita, sugiriendo un origen sedimentario (Figura 3A). Por otro lado, se pudieron identificar minerales como rutilo y cianita (Figura 3B), los cuales indican que la roca estuvo sujeta a metamorfismo en condiciones de temperatura y presión superiores a 600°C y 8 kbar.

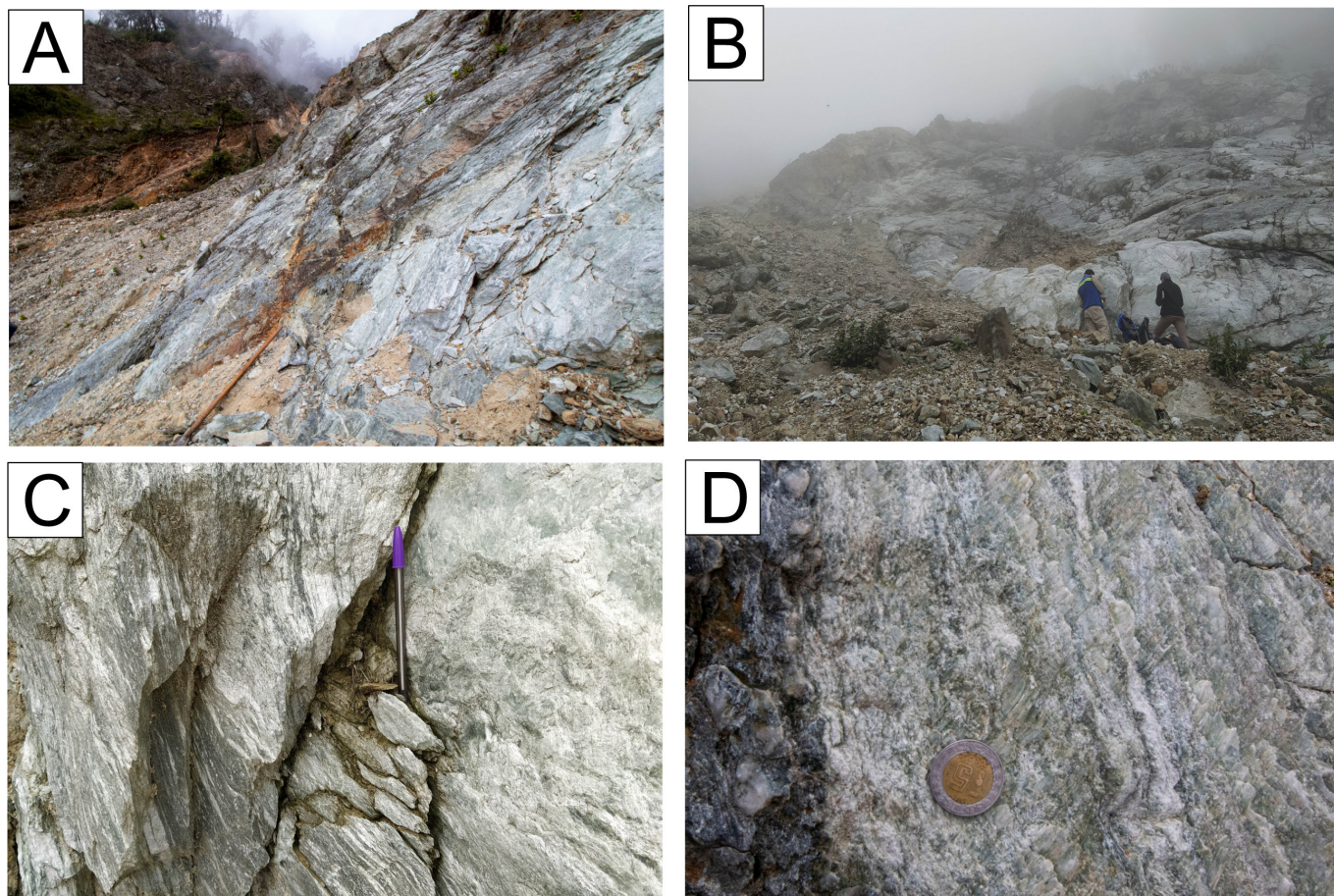


Figura 2. A) y B) Fotografía del afloramiento de micaesquisto de rutilo y cianita. C) Afloramiento de micaesquistos mostrando foliación. D) Estrías de falla en micaesquistos.

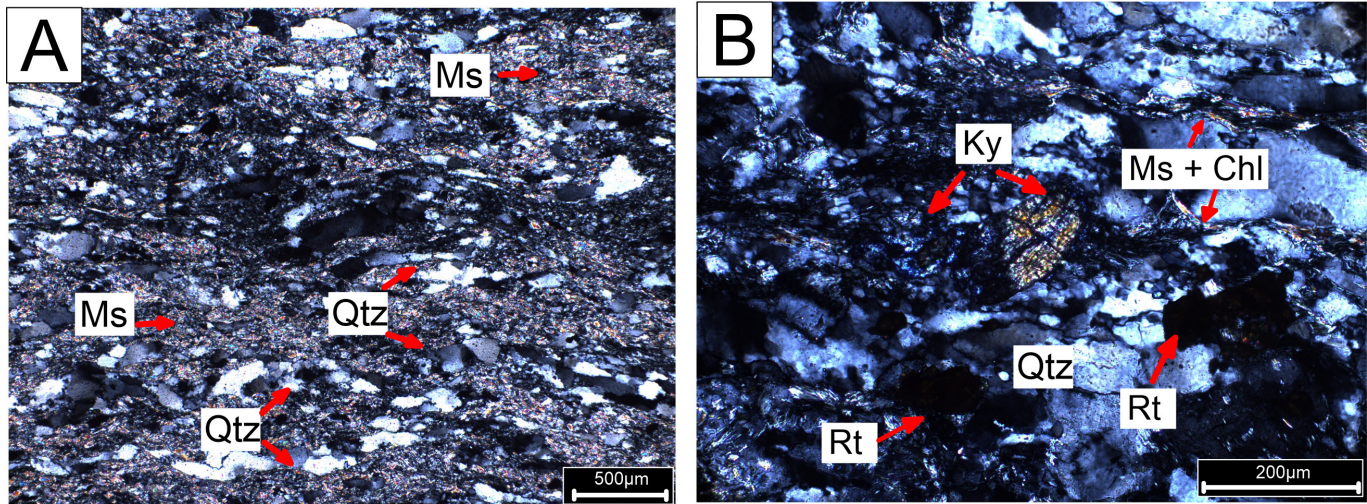


Figura 3. Microfotografías mostrando: A) foliación marcada por cuarzo elongado (Qtz) y muscovita (Ms); B) cristales de cianita (Ky) y rutilo (Rt) rodeados por Qtz y Ms.

Gneises anfibolíticos

Los afloramientos de este tipo de roca se localizan en la cabecera del deslizamiento. Estas rocas tienen un color negro con bandas deformadas de color claro (neosoma) y oscuro (paleosoma). Están afectadas por grietas y es común encontrarlos como grandes bloques deslizados (Figura 4A y B). Estas rocas se definen como anfibolitas parcialmente migmatizadas, donde la intercalación entre leucosoma y neosoma forma una estructura gnéisica. Las bandas de melanosoma presentan un grosor de 13 a 5 cm y están constituidas por hornblenda, clorita, plagioclasas y óxidos de hierro (Figura 4C). El melanosoma, a su vez, está afectado por microfallas e intrusionado por leucosoma. Este último presenta un grosor entre 3 cm y 15 cm y está constituido por minerales como cuarzo y feldespato alcalino, a los que se debe su color claro (Figura 4D). Se infiere un contacto intrusivo entre los gneises anfibolíticos y los micaesquistos de rutilo y cianita.

Granitoides

En la parte superior de la zona de deslizamiento se encuentran afloramientos de rocas cuya composición varía de granítica a diorítica. Las de composición granítica se caracterizan por ser de coloración clara con tonalidades crema, de textura fanerítica e inequigranular y con un tamaño de grano que varía de medio a grueso. Estas rocas frecuentemente están foliadas y son las más afectadas por el intemperismo (Figura 5A). Por su parte, las de composición diorítica están emplazadas como diques (Figura 5B), dispuestos discordantemente a los micaesquistos.

Además, en la parte superior del deslizamiento, es posible encontrar una potente cubierta de suelo, donde las rocas de composición granítica parecen haber sido parte del material original formador del suelo. En algunas zonas, estos suelos están altamente saturados de agua, por lo que tienen un comportamiento fangoso.

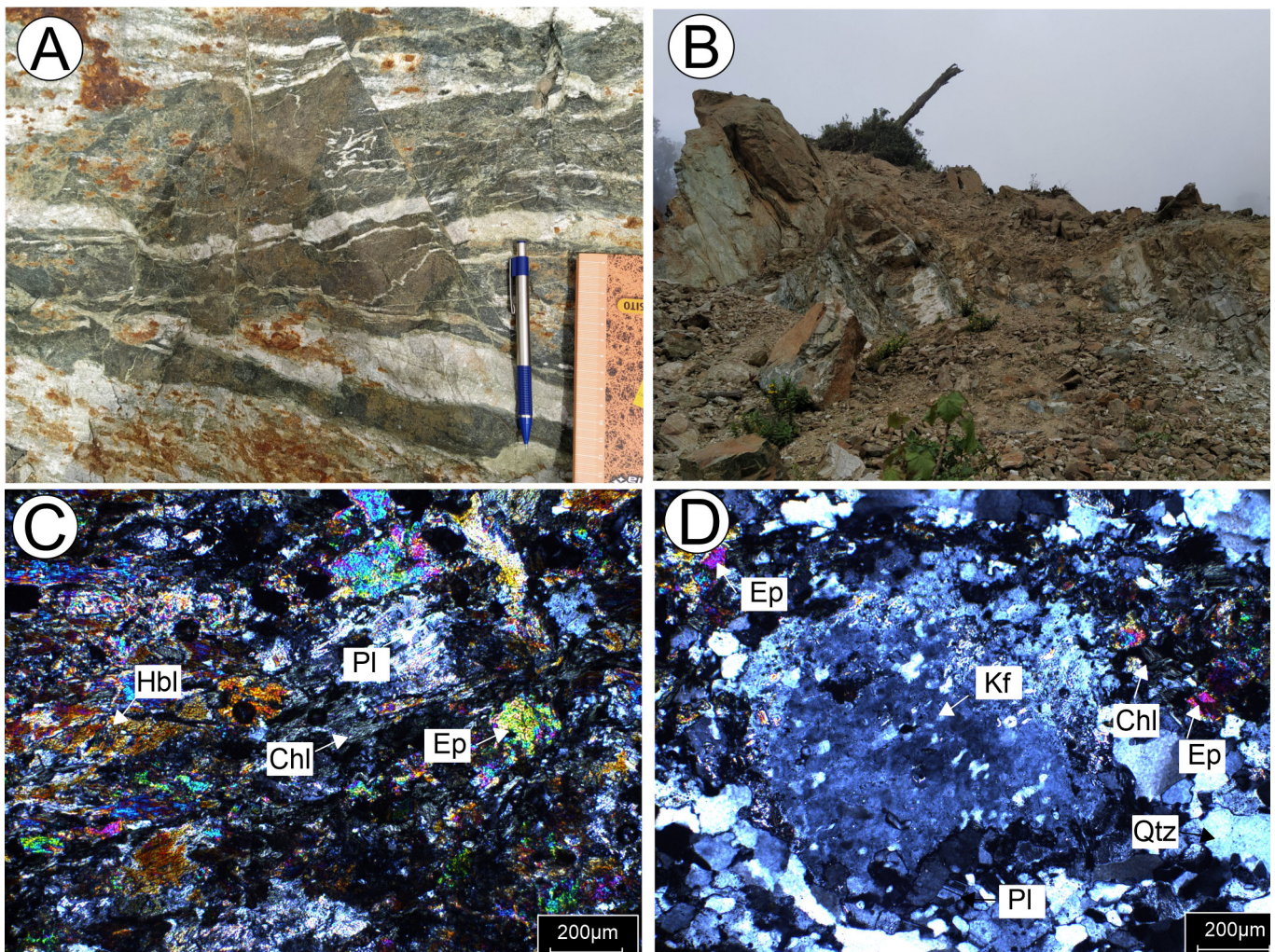


Figura 4. Fotografía de un gneis anfibolítico afectado por microfallas. B) Bloques o rodados de gneises anfibolíticos. C) Microfotografías del melanosoma mostrando cristales de hornblenda (Hbl), clorita (Chl), plagioclasa (Pl) y epidota (Ep). D) microfotografías del leucosoma mostrando porfidoblastos de feldespato (Kf) en una matriz de Qtz y Pl.

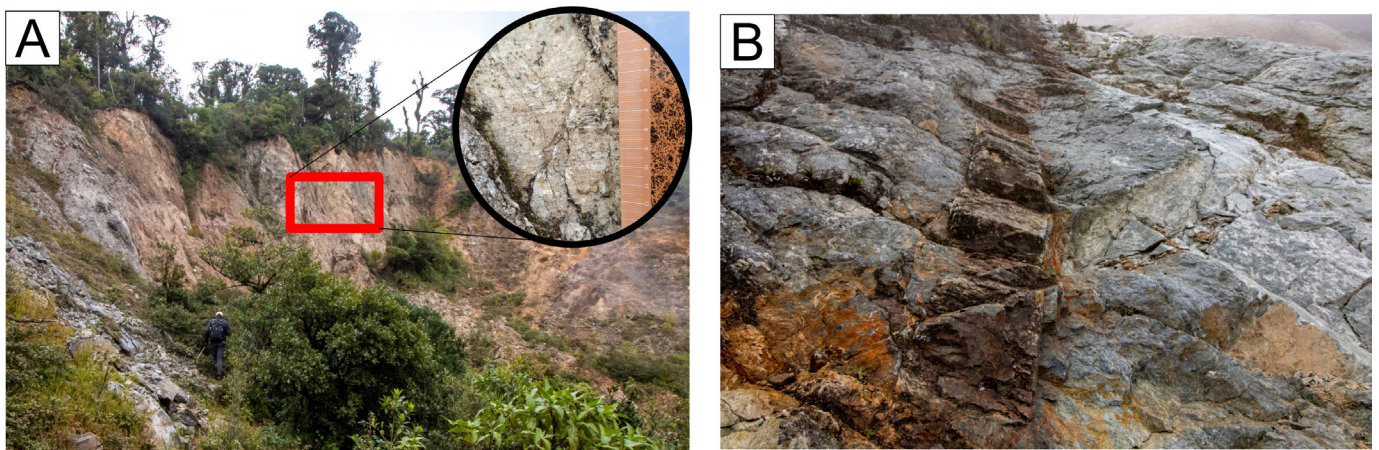


Figura 5. A) Afloramiento en la cabecera del deslizamiento constituido por granitos de textura foliada. B) Diques dioríticos cortando a los micaesquitos.

Análisis multitemporal del deslizamiento

Para determinar cuando ocurrió el deslizamiento, se revisaron imágenes satelitales desde el año 2000 al 2020, encontrando que el proceso de remoción ocurrió entre los meses de mayo y octubre del 2005.

Con ayuda del software ArcMap se realizó el cálculo del área del deslizamiento para cada una de las imágenes a partir del 2005 (Figura 6). El área calculada para la imagen satelital del año 2020 (Figura 6D) es de 39 ha, en contraste con las 17 ha de la imagen de 2005 (Figura 6A), teniendo un aumento de 22 ha en 15 años. Los valores comparativos de cada una de las imágenes y sus áreas se muestran en la Tabla 1.

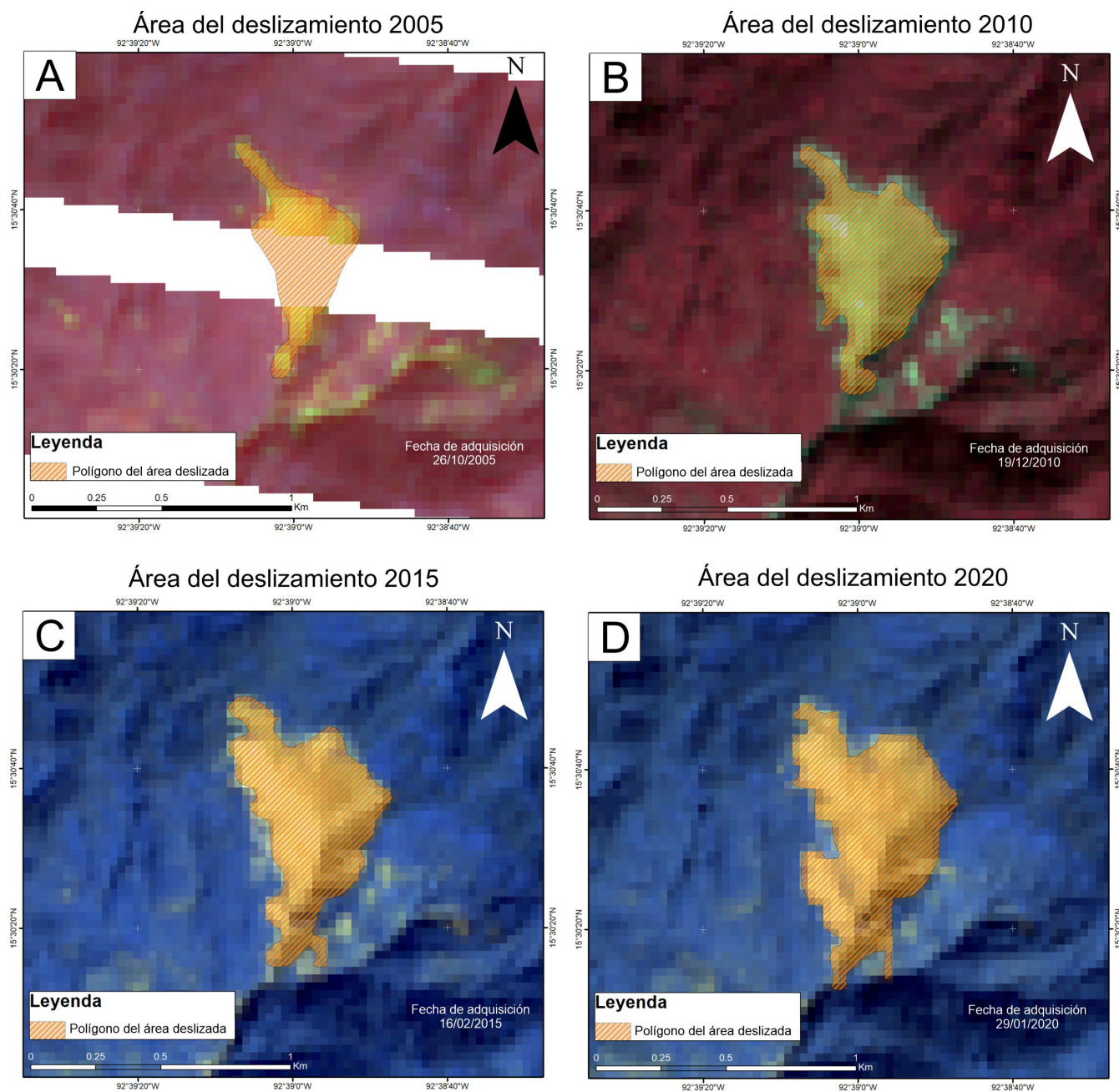


Figura 6. Análisis multitemporal de imágenes satelitales para el periodo 2005-2020.

Tabla 1. Comparación entre áreas y perímetros de los polígonos del deslizamiento para diferentes años.

Año	Área deslizada (ha)	Perímetro	Diferencia de área (ha) respecto a 2005
2005	17	2360	0
2010	26	3032	9
2015	32	3399	15
2017	36	3530	19
2020	39	3849	22

Tabla 2. Porcentajes de cambio de área en los periodos analizados.

Periodo	Diferencia de área (Ha)	Porcentaje de cambio (%)
2005-2010	9	53
2010-2015	6	23
2015-2020	7	22

En la Tabla 2, se presenta un resumen de los resultados obtenidos al analizar los diferentes polígonos del deslizamiento en periodos de cinco años. El periodo de remoción de masa de mayor envergadura parece haberse generado en el periodo 2005-2010, donde hubo un crecimiento de 9 hectáreas, con una tasa de crecimiento de 1.8 hectáreas por año. Dicho evento es seguido por el periodo 2015-2020 con un porcentaje de cambio del 22% equivalente a 7 hectáreas y con una tasa de crecimiento del área deslizada de 1.4 hectáreas por año.

Estimación de volumen removido

La estimación del volumen removido se llevó a cabo a partir de superficies TIN generadas de los siguientes MDE de diferentes periodos y resoluciones: (1) del satélite ALOS PALSAR (12.5 m de resolución espacial) de los años 2006 y 2011 y (2) del satélite ASTER (30 m de resolución espacial) de los años 2001 y 2006. Posteriormente, con ayuda de la herramienta Surface Difference de ArcMap se hizo el cálculo de la diferencia entre superficies.

Este procedimiento permite realizar la comparación entre dos superficies, una de entrada y una de referencia. La herramienta provee un análisis visual de este cálculo, detectando la intersección de los triángulos de las superficies, subdividiéndolos dentro de porciones clasificadas como positivo (1, azul), negativo (-1; verde) o coplanar (0; gris) respecto a la superficie de referencia. De esta manera, triángulos contiguos con la misma clasificación son agrupados en polígonos y sus contribuciones volumétricas son sumadas (ESRI, 2016).

A continuación, se presentan los resultados obtenidos al calcular la diferencia entre las superficies referidos a los años 2001 (referencia) y 2006 (entrada), con el fin de estimar el volumen removido inmediatamente después del evento. Para este caso se generaron nueve polígonos (Figura 7A) que, con base en la categorización establecida por la herramienta, determina que durante este periodo el área estudiada perdió 6,291,969 m³ de material. Los resultados del cálculo pueden consultarse en la Tabla 3.

Por otro lado, con el fin de determinar el volumen removido después del evento, se realizó el mismo procedimiento entre superficies de los años 2006 (referencia) y 2011 (entrada), generando un total

de 254 polígonos (Figura 7B). El resultado de este cálculo arrojó un volumen removido para este periodo de 72,504 m³ de material. Los resultados del cálculo pueden observarse en la Tabla 4.

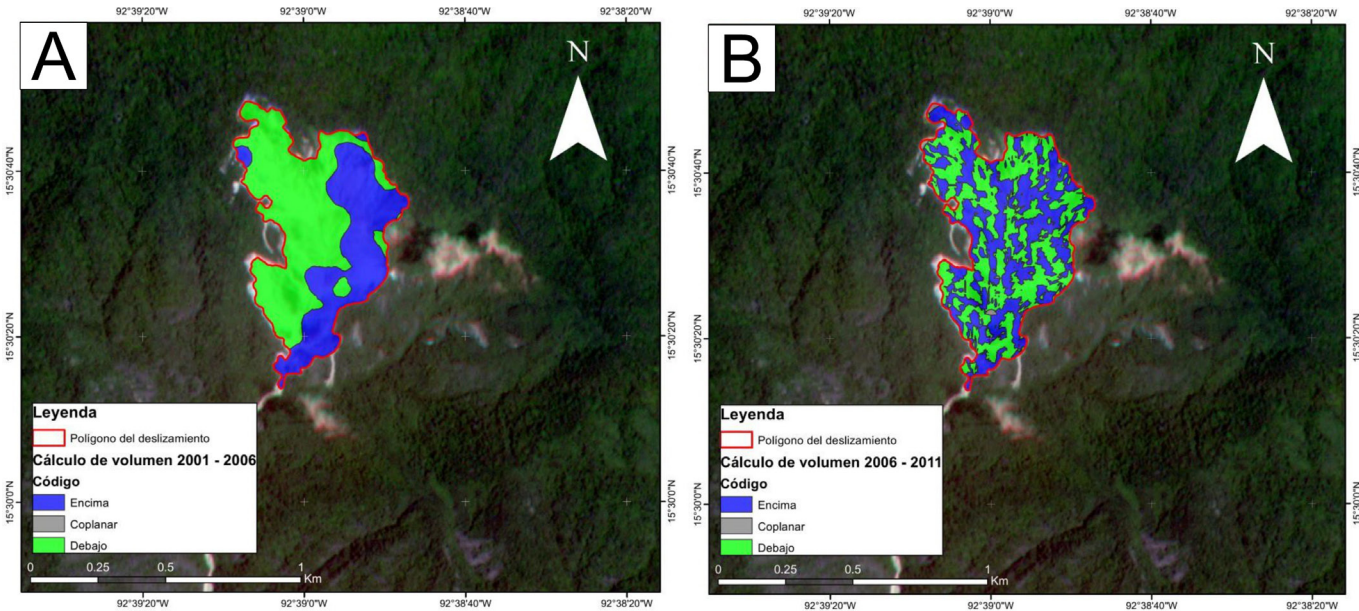


Figura 7. Mapa de diferencia de superficies. A) Años 2001 y 2006; B) Años 2006 y 2011.

Tabla 3. Volumen total de áreas donde la superficie de entrada (2006) se encuentra por encima (1) o por debajo (-1) de la superficie de referencia (2001).

No. de polígonos	Suma de los volúmenes (m ³)	Código
5	6,291,969	-1
4	2,665,032	1

Tabla 4. Volumen total de áreas donde la superficie de entrada (2011) se encuentra por encima (1) o por debajo (-1) de la superficie de referencia (2006).

No. de polígonos	Suma de los volúmenes (m ³)	Código
98	72,504	-1
52	0	0
104	68,019	1

Precipitación

Con la información recabada del análisis multitemporal se dedujo que el deslizamiento ocurrió entre los meses de mayo y octubre del 2005. Buscando una relación entre este evento y algún fenómeno desencadenante, como las precipitaciones, se consultaron los datos de la estación meteorológica Independencia (Código 7348) ubicada 19.2 km al sureste del deslizamiento. El análisis de la información reveló que los meses de mayor precipitación fueron septiembre y octubre, con 882 y 1152 mm, respectivamente (Figura 8A). Las precipitaciones del mes de octubre son concordantes con la llegada del Huracán Stan, el cual, de acuerdo con el Centro Nacional de Huracanes de Estados Unidos (NHC, 2006), tocó tierra en las costas de Yucatán el 2 de octubre, degradándose a tormenta tropical el 4 de octubre y desvaneciéndose el día 5 del mismo mes en la zona montañosa de Oaxaca.

Los datos de precipitación mensual muestran que la precipitación en la región comenzó desde mayo, siendo julio y septiembre los meses más lluviosos antes de la llegada del huracán. La lluvia acumulada entre el día 1 de mayo y el día 1 de octubre fue de 3560 mm. A la llegada del huracán, del 2 hasta el 10 de octubre, las lluvias acumuladas alcanzaron los 1095 mm, donde el día 5 de octubre fue el más intenso, registrando 477 mm de precipitación (Figura 8B). De esta manera, el total de precipitación acumulada desde el 1 de julio hasta el 10 de octubre fue de 4710 mm.

Mediante este análisis es claro inferir que la lluvia acumulada desde el mes de mayo jugó un papel importante para la formación del deslizamiento, sin embargo, las intensas precipitaciones provocadas por el paso del Huracán Stan en la región parecen ser el factor detonante del evento.

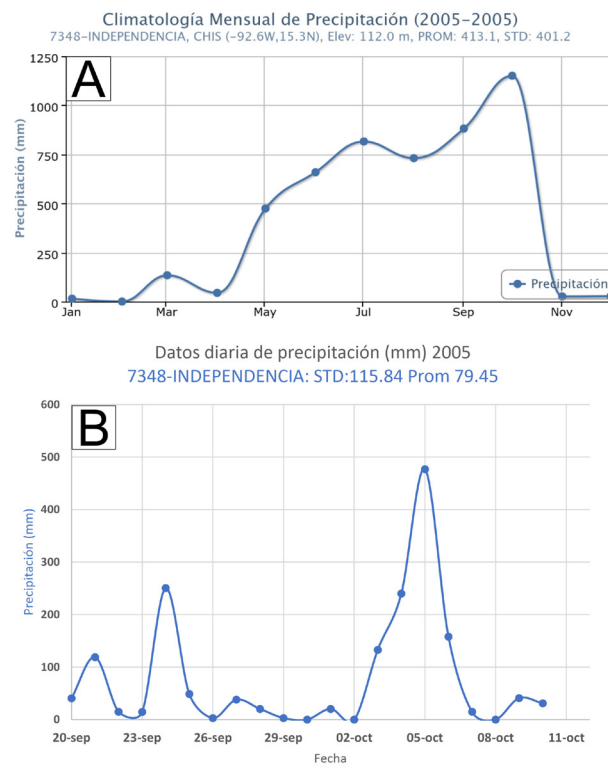


Figura 8. A) Gráfica mostrando datos de precipitación mensual de 2005. B) Gráfica mostrando datos de precipitación diaria del 20 de septiembre al 10 de octubre. Datos obtenidos del SMN (2016).

Por otro lado, buscando una correlación entre los períodos de mayor crecimiento del área del deslizamiento con la precipitación en la zona, se consultaron los datos de la estación meteorológica Independencia para el periodo 2005 al 2010 y la estación Finca La Paz (Código 7393) para el periodo 2010 al 2015. No hay datos disponibles para años posteriores. Estos períodos, tienen en común altas tasas de precipitación anual, donde el periodo 2005-2010 tuvo un promedio de 4128 mm (Figura 9A) mientras que para el periodo 2010-2015 se registró un promedio de 4045 mm (Figura 9B).

Es notable, que para el periodo 2010-2015, en 2015, se presentaron bajas tasas de precipitación respecto a años anteriores. Según la CONAGUA (2015), Chiapas fue el 14vo estado con menores precipitaciones del país, presentando sequías moderadas a severas en al menos 52.2% de su territorio durante ese año. Lo anterior es consecuencia de la formación del fenómeno El Niño, el cual se desarrolló durante los últimos meses del 2014 y 2015, siendo uno de los tres más intensos desde 1950.

Al analizar lo anterior, es posible notar que los periodos con mayor precipitación contribuyen al crecimiento del deslizamiento. En este sentido, el

crecimiento mayor en área del deslizamiento, parece concordar con las altas precipitaciones ocurridas durante el periodo 2005-2010, mientras que una disminución en su crecimiento se correlaciona con una baja en las precipitaciones durante el periodo del 2010-2015, como consecuencia de las sequías provocadas por el patrón climático El Niño durante los años 2014 y 2015.

Sismicidad

Otro de los factores que promueven o desencadenan los procesos de remoción de masa es la sismicidad. El Estado de Chiapas se encuentra en una de las regiones sísmicas más activas del país, debido principalmente a la subducción de la placa Cocos bajo la placa Norteamérica. Con el fin de encontrar una relación de la sismicidad con el crecimiento del deslizamiento, se consultó el catálogo histórico de sismos del Servicio Sismológico Nacional (SSN, 2023), del periodo 2000 al 2020, en un área de coordenadas 14.73°N 16.34°N y -94.14°W -92.24°W para sismos de magnitudes entre >4.0 a 9.0 e hipocentros superficiales a profundos. La Tabla 5 presenta un resumen del número de sismos entre 2000 y 2020, así como el evento de mayor magnitud para cuatro períodos de cinco años.

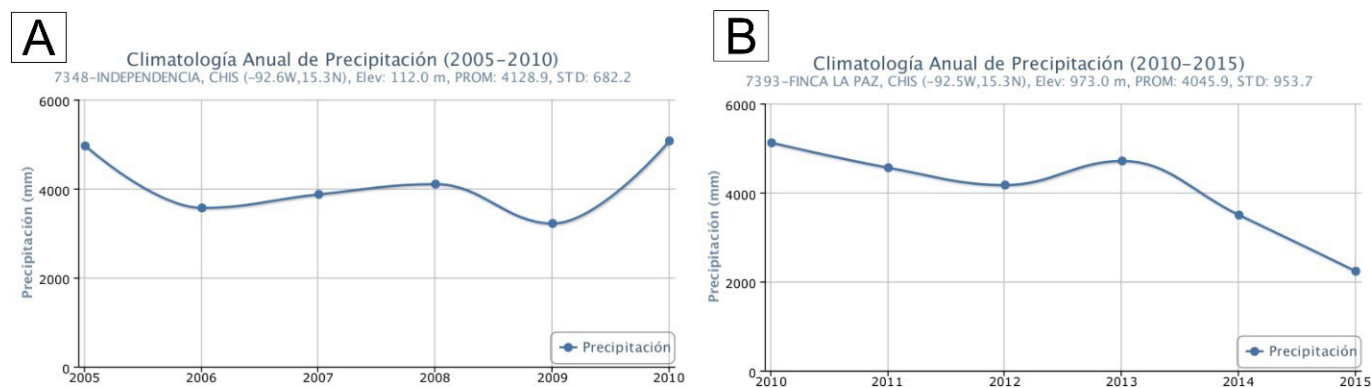


Figura 9. Gráficas con datos de la precipitación anual promedio para los períodos A) 2005-2010 y B) 2010-2015. Datos obtenidos del SMN (2016).

Tabla 5. Resumen del número, magnitud promedio y magnitud máxima de los sismos registrados por periodo.

Periodo	no. De sismos	Magnitud promedio	Magnitud máxima	Fecha del evento de máxima magnitud	Diferencia de área (Ha)
2000-2005	367	4.3	6.4	16/01/2002	N/A
2005-2010	313	4.2	6.2	05/07/2007	9
2010-2015	469	4.2	6.6	17/12/2015	6
			6.2	21/01/2012	
2015-2020	1170	4.1	8.2	08/09/2017	7

Al analizar los datos para los periodos de 2005-2010 y 2010-2015 no parece haber diferencia significativa entre ambos, pues presentan una cantidad de sismos y una magnitud promedio similar. A pesar de ello, no parece haber una correlación clara entre la cantidad y magnitud de los sismos con el crecimiento de la estructura para estos periodos. Sin embargo, al examinar la proximidad de los epicentros al deslizamiento, se encontró que entre 2005 y 2010 tres sismos de magnitud moderada ($M = \sim 4.3$) ocurrieron en un radio de 2 a 10 km del deslizamiento estudiado. Al comparar el promedio de precipitación mensual durante el año de ocurrencia de cada sismo, se observó que estos sucedieron durante la temporada de lluvias, con excepción de uno. Es probable, que tanto la precipitación como los sismos, fueron los factores que contribuyeron al crecimiento de la estructura de deslizamiento entre 2005 y 2010, haciendo de este periodo el de mayor crecimiento.

Durante el periodo 2015-2020, la cantidad de sismos registrados aumentó respecto a los periodos anteriores. A pesar de ello, esto no se tradujo en un crecimiento significativo de la estructura, teniendo una pequeña diferencia respecto al periodo de 2010-2015. Además, la falta de datos de precipitación en este lapso, dificulta evaluar el impacto de alguno de los factores desencadenantes (sismicidad y precipitación) en el crecimiento de la estructura. Por otra parte, durante este periodo se registró el sismo de mayor magnitud ($M = 8.2$, 8 de septiembre de 2017) respecto a periodos

anteriores, cuyas repercusiones en la estructura se discuten más adelante.

Por otro lado, se consultaron los mapas de intensidad sísmica (Figura 10) de los eventos de mayor magnitud de cada periodo estudiado, con el fin de evaluar una posible relación de estos eventos con el crecimiento de la estructura. El PGA (Pico de Aceleración del Terreno, por sus siglas en inglés) o intensidad, es frecuentemente utilizado en la evaluación de riesgo de deslizamientos provocados por sismos, siendo el movimiento del suelo, uno de los factores críticos que los desencadena (Shao y Xu, 2022). En estos mapas, se utilizó la escala de Mercalli modificada por Worden et al. (2012), donde la intensidad es la medición del evento de acuerdo con la percepción de la población y su equivalente en PGA.

Los mapas de intensidad (USGS, 2017b) para los sismos del 16 de enero del 2002 ($M = 6.4$; Figura 10D), 21 de enero del 2012 ($M = 6.2$; Figura 10C) y 17 de diciembre del 2015 ($M = 6.6$; Figura 10B) revelan que la intensidad registrada en la estructura alcanza una escala entre V y IV (ligera a moderada). Los inventarios globales disponibles sobre deslizamientos causados por sismos, muestran que estos eventos se concentran principalmente en sismos de intensidad VI o un PGA apenas inferior a 21.5 (%g) (Chen et al., 2020; Meunier et al., 2007; citados en Shao y Xu, 2022). Es poco factible, que la intensidad registrada en la zona debido a los sismos mencionados, haya causado la reactivación

o crecimiento del deslizamiento. En contraste, para el sismo del 8 de septiembre de 2017 ($M=8.2$; Figura 10A), se registró una intensidad VI (considerada como fuerte a muy fuerte) cerca del deslizamiento. Es probable que este evento haya contribuido al debilitamiento o crecimiento de la estructura entre 2015 y 2020.

Análisis estructural

La observación y medición de las estructuras en las rocas es fundamental para visualizar el contexto general de la disposición de las mismas en campo, lo que nos permite encontrar discontinuidades (estratificación, foliaciones, fracturas o fallas) en el macizo rocoso. Estas últimas se consideran

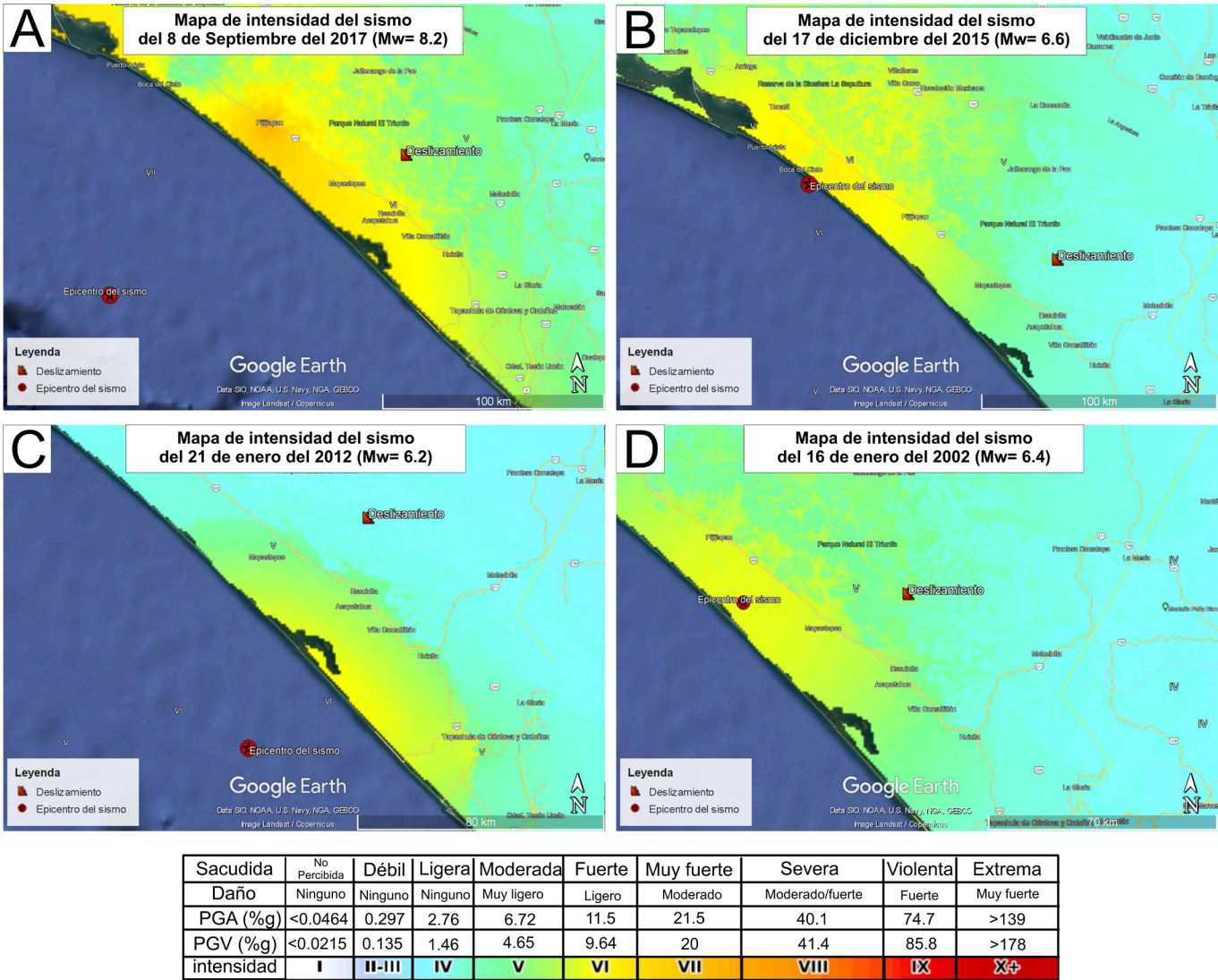


Figura 10. Mapas de intensidad sísmica para los sismos de mayor magnitud. PGA (Pico de aceleración del terreno) y PGV (Pico de velocidad del terreno).

como planos para su estudio, siendo importante la medición de su orientación e inclinación. La geología estructural provee un marco de referencia para la colecta de estos datos y permite su interpretación para identificar los posibles factores de inestabilidad.

El método estereográfico es la herramienta típicamente usada para un análisis cinemático, donde una de sus mayores fortalezas es que permite traducir un problema tridimensional a dos dimensiones, de forma que los planos se pueden representar mediante líneas y las líneas mediante puntos. Además, permite representar en un único elemento las discontinuidades del macizo rocoso y los planos de los taludes a estudiar.

La evaluación estereográfica de la disposición de los planos de un macizo rocoso es un primer paso para la estimación de la probabilidad y consecuencias de un posible deslizamiento.

El trabajo de campo permitió obtener mediciones de distintos planos dentro del escarpe del deslizamiento: a) doce planos de foliación correspondientes a los micaesquitos (en negro), los cuales tienen un rumbo promedio de $303^{\circ}/74^{\circ}$. Estas rocas a su vez contienen evidencias cinemáticas, tales como estrías de falla (Figura 2D), que indican fallamiento normal. Se midieron seis planos con estrías de los cuales se obtuvo un rumbo promedio de $067^{\circ}/57^{\circ}$ (en verde). Por otro lado, mediante el análisis de imágenes satelitales (Figura 1A), pudo observarse que el río El Rosario presenta cambios de dirección abruptos en su cauce, los cuales son atribuidos a un sistema de fallas laterales. Este sistema parece extenderse hasta el área del deslizamiento con un rumbo general de 195° (en azul). Finalmente, con ayuda de modelos digitales de elevación e imágenes satelitales se obtuvo el plano del talud que contiene el deslizamiento, obteniendo valores de $123^{\circ}/60^{\circ}$ (en rojo).

Con el fin de evaluar la estabilidad y la probabilidad de derrumbe de esta estructura, los distintos planos obtenidos en campo se graficaron en el diagrama estereográfico (Figura 11). Los rompimientos del tipo cuña ocurren cuando la masa de roca se desliza a lo largo de dos discontinuidades que se interceptan en un ángulo oblicuo a la superficie del talud. El análisis cinemático de una rotura en cuña es controlado por la orientación de la línea de intersección de los dos planos.

De los planos graficados en el estereograma, existen tres distintas intersecciones entre planos ($195^{\circ}/50^{\circ}$, $106^{\circ}/44^{\circ}$ y $014^{\circ}/72^{\circ}$). Para que una intersección entre planos llegue a ser inestable, consideramos que deben de cumplirse algunas condiciones estructurales, las cuales se resumen a continuación.

- La dirección de la línea de intersección debe ser aproximadamente cercana a la dirección del buzamiento de la superficie del talud.
- El buzamiento de la línea de intersección debe ser menor que el de la superficie del talud.
- El buzamiento de la línea de intersección debe ser mayor que el ángulo de rozamiento promedio de las dos superficies.

El análisis cinemático revela que la intersección en $195^{\circ}/50^{\circ}$ es la causante del rompimiento cuneiforme de la estructura. Al superar el ángulo de fricción promedio para rocas metamórficas (30° , Hoek y Bray, 1981) y al aflorar en la cara del talud, esta intersección cumple con los criterios establecidos para considerar a la estructura como inestable y con alta probabilidad de seguir derrumbándose.

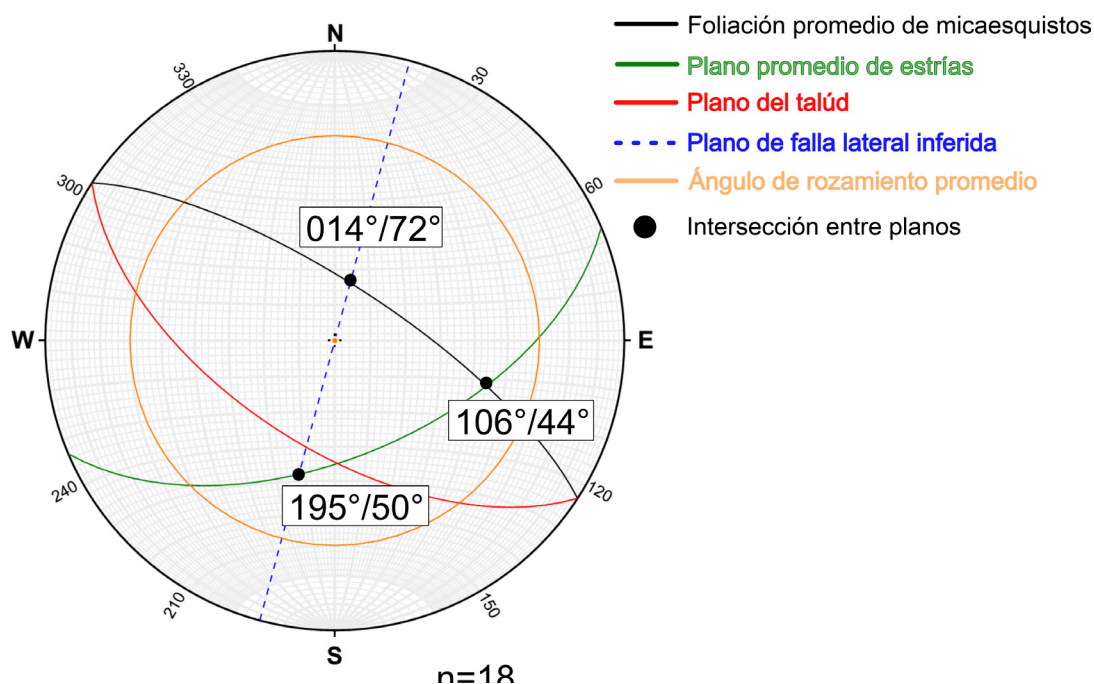


Figura 11. Análisis estructural del deslizamiento. Los diferentes planos promedio obtenidos de la estructura se muestran graficados en el estereograma: Plano promedio de las estrías (en verde); plano promedio de foliación de los micaesquistos (en negro) así como el plano de una falla lateral inferida (en azul). Asimismo, las intersecciones entre estos planos están dibujadas con un punto negro indicando su orientación e inmersión dentro del estereograma.

Conclusiones

Mediante el análisis multitemporal, se encontró que el deslizamiento se formó en el mes de octubre del 2005. Las altas tasas de precipitación en este mes están relacionadas con la llegada del Huracán Stan a las costas de México. Este exceso de precipitaciones causó el arrastre superficial de partículas y saturación de los suelos, así como la disminución en la resistencia de las fracturas, que pudieron desencadenar la formación de este movimiento en masa. Si bien, no se encontró una relación directa de la sismicidad como factor desencadenante del evento de remoción de masa, no se descarta que ésta pudo haber sido un factor adicional en el debilitamiento de la estructura del talud. En este sentido, la combinación de factores geológicos y climáticos, ocasionó la formación de este gran deslizamiento en la región, resultando en la remoción de ~ 6 millones de m^3 de material.

Por otra parte, al analizar la evolución del deslizamiento en lapsos de cinco años, se encontró que los periodos con altas tasas de precipitación tienen una relación directa con el crecimiento de la estructura. Aunado a ello, el análisis estructural reveló que el talud de la estructura es inestable y propenso a seguir creciendo. En este sentido, las altas tasas de precipitación y la intensa actividad sísmica que caracteriza a la región, pueden debilitar los planos de intersección generando superficies o bloques susceptibles a deslizarse. Esto parece cumplirse al examinar los epicentros de los sismos de acuerdo a su cercanía a la estructura, encontrando una relación directa entre el crecimiento de la estructura y estos eventos para los periodos de 2005-2010 y 2015-2020.

El intemperismo acentuado de las rocas que conforman el deslizamiento, la inestabilidad de la estructura, sumado al levantamiento constante de

la sierra (~ 0.4 km/Ma; Villagómez y Pindell, 2020), imposibilitan y hacen inviable la estabilización del talud del deslizamiento. De acuerdo con lo anterior, el monitoreo de esta estructura es de vital importancia, especialmente en periodos de fuertes lluvias, pues desastres secundarios pueden derivarse de la reactivación de las estructuras que promueven el deslizamiento. Tales riesgos pueden incluir flujos de escombros o flujos de lodo, los cuales pueden ser transportados a través del cauce del Río El Rosario. En este sentido, es de especial interés crear un mapa de riesgos para este posible escenario, principalmente enfocado a las localidades de Rosario Zacatonal y Cintalapa, las cuales están más cercanas al cauce de este río.

Agradecimientos

Agradecemos a todo el personal de la Reserva de la Biósfera “El Triunfo”, en especial a Miriam Janette González García, cuya disponibilidad e inmejorable gestión hicieron posible las diferentes campañas en el área. Al equipo conformado por Manuel Cruz Landa, Rossana Megchún Guerrero, Octavio Arcenio y Adolfo Carbajal Gómez, que nos brindaron todo el apoyo y las facilidades para trabajar en la zona. A los habitantes del poblado de Ampliación Lagunas, en particular a Gilberto Cifuentes, pues sin su conocimiento del área, el recorrido hasta el deslizamiento hubiera sido más complicado.

Finalmente agradecemos a los revisores Felipe Escalona Alcázar y Roberto Rocha Miller cuyos comentarios y observaciones ayudaron a mejorar y enriquecer el contenido del manuscrito, así como al editor Luis Delgado Argote y el equipo editorial de la revista GEOS que hacen posible la divulgación de este trabajo.

Referencias

- Alcántara-Ayala, I., Echavarría-Luna, A., Gutiérrez-Martínez, C., Domínguez-Morales, L. y Noriega-Rioja, I. (2001). Inestabilidad de Laderas. 2a edición, Centro Nacional de Prevención de Desastres, México, 39pp. https://www.researchgate.net/publication/288369167_Inestabilidad_de_Laderas.
- ASF-DAAC (2006) ALOS PALSAR_Radiometric_Terrain_Corrected_high_res, Includes Material © JAXA/METI 2006. Descargado a través de EarthExplorer, <https://search.earthdata.nasa.gov/search>, el 2023-07-29. DOI: <https://doi.org/10.5067/JBYK3J6HFSVF>
- ASF-DAAC (2011) ALOS PALSAR_Radiometric_Terrain_Corrected_high_res, Includes Material © JAXA/METI 2011. Descargado a través de EarthExplorer, <https://search.earthdata.nasa.gov/search>, el 2023-07-29. DOI: <https://doi.org/10.5067/JBYK3J6HFSVF>
- Chen, M., Tang, C., Xiong, J., Shi, Q. Y., Li, N., Gong, L. F., Wang, X. D., & Tie, Y. (2020). The long-term evolution of landslide activity near the epicentral area of the 2008 Wenchuan earthquake in China. *Geomorphology*, 367, 107317. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107317>
- Chuvieco, E. (2010). Teledetección ambiental: La observación de la Tierra desde el espacio. 3er edición. Barcelona, 594 pp.
- Cruden, D. M. (1991). A simple definition of a landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, *Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur*, 43(1), 27–29. <https://doi.org/10.1007/BF02590167>

- CONAGUA (2015). Reporte Anual del Clima en México: Reporte anual 2015, Autor. <https://smn.conagua.gob.mx/tools/DATA/Climatología/Diagnóstico%20Atmosférico/Reporte%20del%20Clima%20en%20México/Anual2015.pdf>
- Estrada-Carmona, J., Weber, B., Martens, U., López-Martínez, M. (2012). Petrogenesis of Ordovician magmatic rocks in the southern Chiapas Massif Complex: Relations with the early Palaeozoic magmatic belts of northwestern Gondwana. *International Geology Review*, 54(16), 1918–1943. DOI: 10.1080/00206814.2012.68555.
- ESRI. (2016). ArcGIS for Desktop. Obtenido de <https://pro.arcgis.com/en/pro-app/latest/tool-reference/3d-analyst/how-surface-difference-3d-analyst-works.htm>
- González-Guzmán, R., Weber, B., Manjarrez-Juárez, R., Cisneros de León, A., Hecht, L., Herguera-García, J.C. (2016). Provenance, age constraints and metamorphism of Ediacaran metasedimentary rocks from the El Triunfo Complex (SE Chiapas, México): evidence for Rodinia breakup and Iapetus active margin. *International Geology Review*, 58(16), 2065–2091. DOI: 10.1080/00206814.2016.1207208.
- Hoek, E. y Bray, J.W. (1981) *Rock Slope Engineering*. Revised 3rd Edition, The Institution of Mining and Metallurgy, London, 341-351. <https://books.google.com.mx/books?id=VScRRWxHf4C>
- Lillesand, T., Kiefer, R. W., Chipman, J. (2015). *Remote sensing and image interpretation*. 7th edition. New Jersey, 770 pp.
- Meunier, P., Hovius, N., y Haines, A. J. (2007). Regional patterns of earthquake-triggered landslides and their relation to ground motion. *Geophysical Research Letters*, 34(20). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2007GL031337>
- NASA/METI/AIST/Japan Spacesystems and U.S./Japan ASTER Science Team (2001), ASTER On-Demand L3 DEM and Orthorectified Images, GeoTIF Format, AST14DMO_00301162001165919, tomada el 16 de enero del 2001. Descargada el 2023-07-29 de <https://doi.org/10.5067/ASTER/AST14DMO.003>.
- NASA/METI/AIST/Japan Spacesystems and U.S./Japan ASTER Science Team (2006), ASTER On-Demand L3 DEM and Orthorectified Images, GeoTIF Format, AST14DMO_00312072006165301, tomada el 7 de diciembre del 2006. Descargada el 2023-07-29 de <https://doi.org/10.5067/ASTER/AST14DMO.003>.
- National Hurricane Center, NHC (2006). Tropical Cyclone Report, Hurricane Stan. Autor. https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/AL202005_Stan.pdf
- Servicio Geológico de los Estados Unidos de América, USGS, (2005). Landsat 7 LE7021049200529EDC00, GEOTIFF. DOI: <https://doi.org/10.5066/P9TU80IG>.
- Servicio Geológico de los Estados Unidos de América, USGS, (2010). Landsat 7 LT50210492010353CHM00, GEOTIFF. DOI: <https://doi.org/10.5066/P9IAXOVV>.
- Servicio Geológico de los Estados Unidos de América, USGS, (2015). Landsat 8 LC80210492015047LGN02, GEOTIFF. DOI: <https://doi.org/10.5066/P9OGBGM6>.

- Servicio Geológico de los Estados Unidos de América, USGS, (2017a). Landsat 8: LC80210492017004LGN01, GEOTIFF. DOI: <https://doi.org/10.5066/P9OGBGM6>.
- Servicio Geológico de los Estados Unidos de América, USGS, (2020). Landsat 8: LC80210492020029LGN00, GEOTIFF. DOI: <https://doi.org/10.5066/P975CC9B>.
- Servicio Geológico de los Estados Unidos de América, USGS, (2017b), ShakeMap – Earthquake Ground Motion and Shaking Intensity Maps: U.S. Geological Survey. DOI: <https://doi.org/10.5066/F7W957B2>.
- Shao, X., & Xu, C. (2022). Earthquake-induced landslides susceptibility assessment: A review of the state-of-the-art. *Natural Hazards Research*, 2(3), 172–182. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.nhres.2022.03.002>
- SMN (2016). Base de datos climatológica nacional (CLICOM) [Conjunto de datos]. Recuperado de la plataforma web del CICESE. (s.f) <http://clicom-mex.cicese.mx>
- SSN (2023): Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, Servicio Sismológico Nacional, México. Datos de sismicidad 2000 a 2020. Extraído el 29 de julio de 2023 desde <http://www2.ssn.unam.mx:8080/catalogo/>.
- Villagómez, D., & Pindell, J. (2021). Cooling and uplift history of the Chiapas Massif and its influence on sedimentation and deformation in the adjacent Sierra de Chiapas Basin. In U. C. Martens & R. S. M. Garza (Eds.), *Southern and Central Mexico: Basement Framework, Tectonic Evolution, and Provenance of Mesozoic–Cenozoic Basins* (Vol. 546, p. 0). Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2020.2546\(17\)](https://doi.org/10.1130/2020.2546(17))
- Weber, B., Valencia, V. A., Schaaf, P., Pompa-Mera, V., Ruiz, J. (2008). Significance of provenance ages from the chiapas massif complex (Southeastern Mexico): Redefining the paleozoic basement of the maya block and its evolution in a peri-gondwanan realm. *Journal of Geology*, 116(6), 619–639. DOI: 10.1086/591994
- Weber, B., González-Guzmán, R., Manjarrez-Juárez, R., Cisneros de León, A., Martens, U., Solari, L., Hecht, L., y Valencia, V. (2018). Late Mesoproterozoic to Early Paleozoic history of metamorphic basement from the southeastern Chiapas Massif Complex, Mexico, and implications for the evolution of NW Gondwana. *Lithos*, 300–301, p. 177–199. DOI: 10.1016/j.lithos.2017.12.009.
- Worden, C. B., Gerstenberger, M. C., Rhoades, D. A., Wald, D. J. (2012). Probabilistic relationships between ground-motion parameters and modified Mercalli intensity in California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(1), p. 204–221. DOI: <https://doi.org/10.1785/0120110156>.

Manuscrito recibido: 12 de octubre, 2023

Recepción del manuscrito corregido: 15 de abril, 2024

Manuscrito aceptado: 19 de abril, 2024