

LOS DESLIZAMIENTOS DE LA CARRETERA DE CUOTA TIJUANA-ENSENADA, BAJA CALIFORNIA

Manuel Cruz-Castillo¹ y Luis A. Delgado-Argote²

¹ Instituto Mexicano del Petróleo

E-mail: mcruzc@www.imp.mx

² Depto. de Geología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE

E-mail: ldelgado@cicese.mx

RESUMEN

En el marco de una región tectónicamente activa, donde los sismos representan disparadores potenciales de movimientos del terreno, los deslizamientos de laderas a lo largo de la carretera de cuota Tijuana-Ensenada obedecen a la presencia combinada de fallas o fracturas desarrolladas en rocas sedimentarias pobremente consolidadas en terrenos cuya pendiente es comúnmente superior a 10°. En San Miguel, una de las zonas más afectadas, los planos de despegue coinciden con los contactos entre lutitas y areniscas de la Fm. Rosario. Se hace una descripción de la litología dominante y de la geometría de los principales deslizamientos en la zona de los Acantilados Salsipuedes. Se identifica que, además de las características geológicas, las obras civiles y otros factores antrópicos, son los principales agentes promotores de los deslizamientos.

INTRODUCCIÓN

La región del norte de la península de Baja California y sur de California se caracteriza por la presencia de fallas regionales activas orientadas NW-SE (Legg *et al.*, 1991) que, en gran medida, son responsables de la inestabilidad de zonas con importante desarrollo urbano. Entre Tijuana y aproximadamente 75 km al sur de Ensenada, la costa occidental de la península muestra el desarrollo de acantilados que evidencian un importante levantamiento tectónico (Rockwell *et al.*, 1989). Por medio de perfiles sísmicos de reflexión, en el borde continental de la península se ha documentado que las fallas cercanas a la costa afectan a sedimentos cuaternarios (Legg, 1991; Legg *et al.*, 1991).

La deformación general del noroeste de Baja California está gobernada por el Sistema San Andrés-Golfo de California. En su interior se han identificado fallas que pueden generar sismos hasta de magnitud 7 (Frez y González, 1991). Aunque la actividad sísmica en el área de estudio es de baja magnitud, es importante, debido a la inestabilidad propia del terreno, como consecuencia de las pronunciadas pendientes en algunas zonas y de la poca competencia de algunas unidades litológicas que floran ampliamente en la región.

En la zona de Ensenada-Salsipuedes, donde se localiza la carretera de cuota Tijuana-Ensenada, es importante la sismicidad asociada con la Falla San Miguel, localizada hacia el oriente (Legg *et al.*, 1991). La actividad predominante para la región de Salsipuedes es de enjambres (Wong *et al.*, 1987). En esta región, el fallamiento dominante reciente está orientado hacia el NW y es de desplazamiento lateral y normal (Cruz-Castillo y Delgado-Argote, 1999). El fallamiento normal se observa en toda la zona de estudio, afectando la columna estratigráfica com-

pleta. También se observa fallamiento orientado E-NE, al que consideramos más antiguo que los dos anteriores pues solo afecta a la Fm. Rosario.

La deformación reciente en la zona de estudio está relacionada con un régimen de cizalla derecha orientada paralelamente al activo sistema de falla El Descanso-Estero que se localiza en el mar, a aproximadamente 5 km de la costa. En la zona de estudio, la región donde se observa más claramente esta relación estructural es en el Arroyo El Tigre, cuya expresión topográfica en escalón corresponde a la cizalla regional (Fig. 1).

Los espectaculares cantiles desarrollados en sedimentos marinos que se observan en la región de Salsipuedes, en la costa, se deben en parte a la presencia de una capa de derrames de basalto que los sobreyace. Muchos de estos cantiles son cabeceras de grandes deslizamientos antiguos, ahora estables, y de otros activos muy destructivos. La mayoría de los deslizamientos se concentra en la costa, entre Punta Salsipuedes y Punta San Miguel, y algunos fueron reactivados a partir de la construcción de la carretera de cuota Tijuana-Ensenada, como los que se presentan en los kilómetros 61, 91 y 98.

Desde los primeros estudios geotécnicos, previos a la construcción de la carretera, en la década de los sesenta, se sabía que los deslizamientos antiguos podían reactivarse. No obstante, las autoridades responsables en aquella época decidieron aceptar los riesgos previstos para hacer de la autopista un atractivo turístico. Desde su construcción, la carretera es reparada continuamente.

Los deslizamientos ocurren en una unidad de arenisca poco consolidada bien expuesta y cubierta por derrames de basalto resistentes a la erosión, que han ayudado a que las cabeceras se preserven.

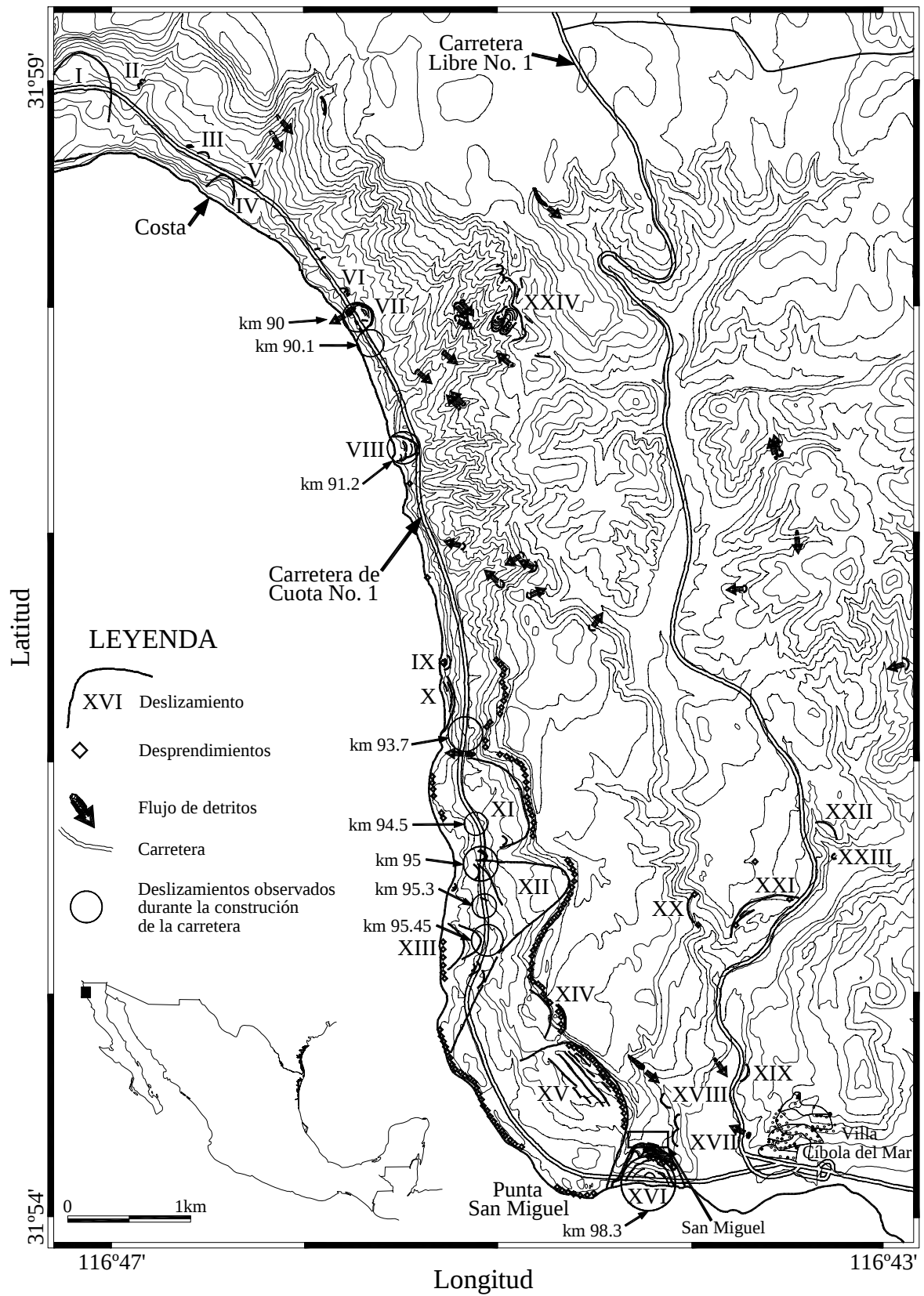


Figura 1. Localización del área de estudio. Punta San Miguel se sitúa a 12 km al NW de la Ciudad de Ensenada y está limitada al poniente por el Océano Pacífico. Se muestran la posición de los deslizamientos reportados en el primer trabajo realizado en la zona (Rico *et al.*, 1969). Los deslizamientos reconocidos en el área de estudio se enumeran del I al XXIV los deslizamientos reconocidos en el área de estudio, de los cuales, son muy activos el VIII, XVI y XX.

En la villa de San Miguel, la cabecera del deslizamiento que afecta a la carretera de cuota ha destruido algunas casas ya que retrograda continuamente.

El objetivo de este trabajo es describir los deslizamientos más importantes observados en la zona y presentar sus características geológicas más sobresalientes, con base en un estudio geológico detallado efectuado entre 1996 y 1998.

LOCALIZACIÓN Y DESCRIPCIÓN TOPOGRÁFICA DEL ÁREA DE ESTUDIO

Los deslizamientos de tierra más importantes en el NW de Baja California ocurren desde el km 61 hasta el km 99 en la carretera de cuota Tijuana-Ensenada, No. 1, y en el área urbana de la ciudad de Tijuana. En la zona de estudio se observan deslizamientos desde el Mirador, en el km 84, hasta Punta San Miguel (Fig. 1).

Punta San Miguel se encuentra en el km 98 de la carretera Tijuana-Ensenada, a 12 km al NW de la ciudad de Ensenada, B.C., donde también se localiza la caseta de cobro y se presenta el deslizamiento más importante de la zona, el cual afecta a la villa San Miguel. El complejo habitacional San Miguel se sitúa exactamente en la corona del deslizamiento y algunas casas han sido destruidas totalmente.

La morfología de la zona evidencia el levantamiento tectónico del W de la península de Baja California. En el flanco poniente de la Mesa San Miguel (Fig. 2), las laderas tienen pendientes de 4° a 9° que se vuelven verticales cuando se encuentran con la mesa formada por derrames basálticos. El límite entre las mesetas y las pendientes de la costa está marcado por acantilados grandes con pendientes hasta de 85° que corresponden a antiguas cabeceras de deslizamientos. La Mesa San Miguel cubre un área de 4 km² aproximadamente y tiene una altura de 200 metros sobre el nivel del mar.

La costa entre la Mesa El Tigre y la Mesa San Miguel presenta un paisaje de fuertes pendientes y tiene la densidad de arroyos más grande de la zona; a esta área se le nombrará en este trabajo Acantilados Salsipuedes (AS, Fig. 2).

ANTECEDENTES

CAUSAS DE LOS DESLIZAMIENTOS

Los deslizamientos de tierra normalmente obedecen a la ley de la gravedad y son inducidos por las pendientes pronunciadas, por una litología poco consolidada y por la estructura de los cuerpos rocosos. El valor de las pendientes es uno de los factores principales de la inestabilidad. Además, la estabilidad natural de las pendientes puede alterarse al añadirle alguna carga o al remover material de la base. También los cambios en las

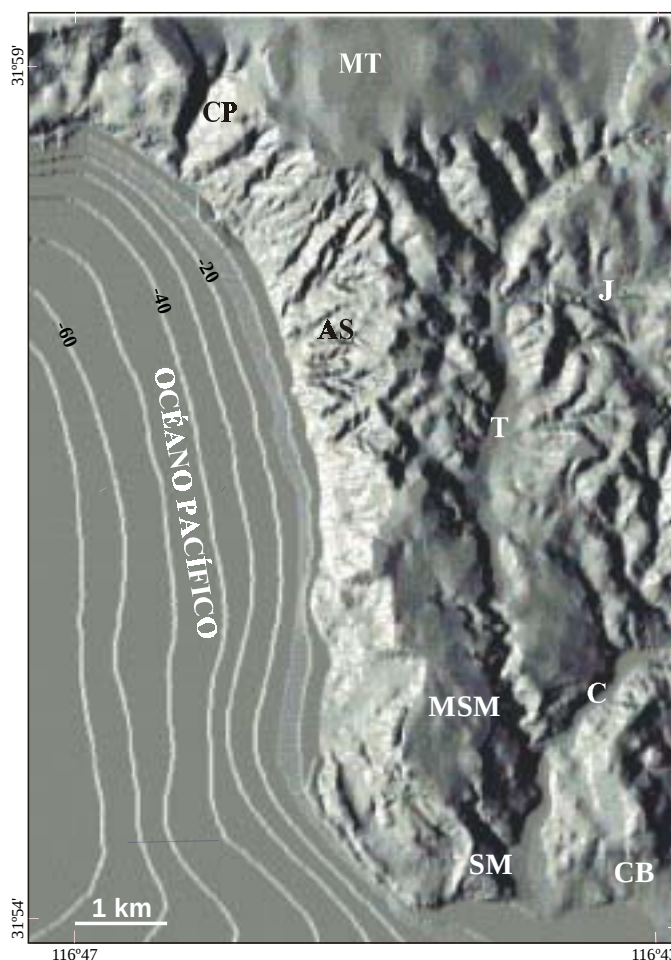


Figura 2. Modelo topográfico de iluminación artificial exagerado tres veces. El sol se encuentra en el poniente a 30° sobre el horizonte. Abreviaturas: Meseta El Tigre (MT) en el norte, Mesa San Miguel (MSM) en el sur, grandes acantilados de la costa (Acantilados Salsipuedes, AS). Se distinguen tres grandes arroyos: Arroyo el Carmen (C) al sureste de la zona, Arroyo El Tigre (T) que cruza por el centro y se curva hacia el noreste en su parte norte y el Arroyo El Junco (J) en la parte noreste, en el noroeste sobresale la Cañada Pescaderos (CP). Cíbola del Mar (CB) San Miguel (SM).

condiciones físicas de la roca pueden inducir la actividad de deslizamientos; estas modificaciones pueden deberse a incrementos en la presión de poro asociados al aumento en el contenido de agua en el material (Keefer, 1984; Varnes, 1978). Los cambios en la vegetación y las variaciones en la filtración del agua y remoción de la matriz o del cementante de las rocas también pueden incrementar la inestabilidad del terreno al disminuir su cohesión. Las lluvias torrenciales también son promotores de deslizamientos. Finalmente, uno de los factores más importantes que determinan la estabilidad de un lugar es la naturaleza estructural del sitio, definida por la presencia de fallas, fracturas y planos de estratificación (Pachauri y Pant, 1992).

La estabilidad precaria de un terreno sumada a los movimientos sísmicos termina por generar deslizamientos (Keefer, 1984).

TRABAJOS PREVIOS

Existen algunos trabajos previos que explican el fenómeno de los deslizamientos en San Miguel. Una importante contribución y motivación para la investigación en esta área han sido los libros guía para excursiones en la Baja California que ha editado la South Coast Geological Society, en los cuales se han publicado algunos trabajos descriptivos (Ashby, 1989; Miller y Abbott, 1989; Abbott *et al.*, 1993; Hart, 1993).

El primer trabajo de detalle lo efectuaron Rico *et al.* (1969), quienes publicaron los estudios hechos para la Secretaría de Obras Públicas, donde se muestran los deslizamientos activos de aquella época. Estos autores reportaron que en la década de los sesenta ocurrieron deslizamientos en los km 98.3, 95.45, 95.3, 95.0, 94.5, 93.7, 91.2, 90.1 y en el 90.0 de la carretera de cuota Tijuana-Ensenada (Fig. 1), y concluyeron que la construcción de la autopista reactivó algunos deslizamientos.

Minch (1972) se apoyó en diapositivas infrarrojas tomadas con ángulo bajo y en fotografías aéreas con las que hizo un mapa de reconocimiento entre el Descanso y Punta San Miguel. Llegó a la conclusión de que existen diferentes tipos de fallamiento y notó que los más importantes son los de dirección NNW, que afectan a los derrames de basalto localizados en las partes altas del área de estudio. También observó que el fallamiento regional controla la distribución de los deslizamientos, pues los acantilados son paralelos a uno o más sistemas de fracturas e indicó que la zona no es apta para el desarrollo urbano de grandes dimensiones y recomendó poner atención al oleaje, ya que los deslizamientos se concentran en la costa.

Por su parte, Hart (1993) propuso que el deslizamiento que ocurrió en 1976 cerca de la caseta de San Miguel probablemente se produjo a lo largo de una ruptura basal preexistente.

Morales-Pérez (1995), en su tesis profesional, detalló la litología del sitio y caracterizó los deslizamientos, principalmente el cercano a la caseta de cuota, en el que encontró que los factores controladores se asocian a discontinuidades preexistentes, como fallas, fracturas, a la estratificación de areniscas que buza en la dirección de la pendiente y a pendientes de 20% o más.

Recientemente, Cruz-Castillo y Delgado-Argote (1999) mostraron en un estudio de geología estructural detallado que en la zona de deslizamientos predomina una deformación correspondiente con los esfuerzos regionales NNW.

CRONOLOGÍA DE LOS DESLIZAMIENTOS EN SAN MIGUEL

Durante los últimos 36 años se ha observado que el deslizamiento cercano a la caseta de cobro ha retrogradado y presentado diversas formas y tamaños. Este fue uno de los prime-

ros deslizamientos en reactivarse cuando se empezó a construir la carretera. El primer movimiento ocurrió justo después de que se hicieron las nivelaciones en 1964, y se asoció con la construcción de la carretera.

Antes de mayo de 1967, en el km 91.2, se manifestó un lento movimiento de la masa del terraplén de la carretera. En el mes de mayo de 1967, mes y medio después de terminada la temporada de lluvias, el terreno se colapsó súbitamente en el km 94.5 impidiendo la circulación vehicular.

La carretera se inauguró el 25 de abril de 1967, después de aproximadamente 6 años de construcción (Rico *et al.*, 1969). En junio de 1968 el movimiento vertical observado en el pie del deslizamiento de la caseta de San Miguel fue de 17 cm/mes. Hart (1993) propuso que el agua utilizada para perforar durante la construcción de la carretera favoreció o motivó el deslizamiento. Los movimientos en este sitio aparentemente cesaron en 1970 después de que se rebajaron 5 m de material del cuerpo del deslizamiento. En 1976 ocurrieron dos movimientos importantes: el primero fue el 16 de agosto, que agrietó una porción de la carretera y una parte del cerro anexo se derrumbó sobre ella; el segundo movimiento, que ocurrió el día 23 del mismo mes, fue un deslizamiento súbito que afectó un área de 300 m de largo por 300 m de ancho y alcanzó a un deslizamiento viejo hacia el oeste (Hart, 1993). La cabecera de este deslizamiento destruyó y cortó una casa a la mitad (Fig. 3). Como consecuencia del segundo movimiento hubo un empuje hacia arriba de una porción de la zona de bermas al pie del deslizamiento que hizo emerger el piso marino a la superficie y formó una pequeña laguna de aproximadamente 50m x 100m. En 1995 el deslizamiento empezó a acelerar su desplazamiento en forma notable, varias casas cercanas a la cabecera fueron totalmente destruidas. La velocidad promedio del desplazamiento en todo el año de 1995 fue de 70 cm/mes.

En 1997 empezaron los trabajos de descapote para rebajar 2 m de material del cuerpo del deslizamiento y menguar su razón de desplazamiento. Como el tramo carretero que cruzaba por encima del deslizamiento ya estaba muy desplazado de su trazo original se optó por reconstruirlo totalmente. Durante 1999 se han observado movimientos importantes en esta zona.

MARCO GEOLÓGICO

La litología de la zona está representada por rocas sedimentarias de la Formación Rosario del Cretácico Tardío que descansa sobre rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Fm. Alisitos del Cretácico Temprano. Sobre la Fm. Rosario se depositó la Fm. Rosarito Beach del Mioceno, caracterizada por derrames de lava y sedimentos de ambiente costero. Enseguida se describen las unidades litológicas más importantes.



Figura 3. Casa afectada por la cabecera del deslizamiento de 1976. Esta foto se tomó en febrero de 1996 y la casa y la pared tienen el mismo aspecto que tuvieron inmediatamente después del deslizamiento.

LITOLOGÍA

FORMACIÓN ALISITOS

El basamento en la zona está representado por rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Alisitos del Aptiano-Albiano. Esta formación se compone de una secuencia metamorfozada en la facies de esquistos verdes de rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentos cuya edad, de acuerdo con la fauna reportada en otras localidades por Minch (1967) y Almazán-Vázquez (1988), corresponde al Cretácico temprano (Aptiano-Albiano). Estas rocas afloran en la margen del Pacífico del norte de Baja California en una franja desde el límite con Estados Unidos hasta la mitad de la península. En la zona de estudio, así como hacia el oriente de ésta y en la zona de Ensenada, la Fm. Alisitos está ampliamente expuesta. En la zona de estudio la unidad está representada por algunos afloramientos de depósitos de lapilli acrecional, en la zona de la costa constituye el basamento local mientras que hacia el sur predominan los depósitos volcanoclásticos.

FORMACIÓN ROSARIO

La Fm. Rosario descansa discordantemente sobre la Fm. Alisitos. Consiste de sedimentos marinos del Campaniano Tardío-Maastrichtiano Temprano (Abbott *et al.*, 1993) y muestra cambios de facies de continental a marino profundo. Contiene fósiles marinos, está pobremente consolidada y poco deformada por los esfuerzos tectónicos. Yeo (1984) la dividió en tres miembros, de los cuales, el medio y el superior afloran en la zona de estudio.

Miembro medio

Este miembro aflora principalmente en el Arroyo El Carmen y a lo largo de casi toda la línea de costa. En punta San Miguel se pudo diferenciar una facies no consolidada que se extiende aproximadamente 4 km² (Fig. 4). Es una arenisca de grano medio a fino, color pardo claro. Los granos están bien seleccionados y varían de subangulosos a subredondeados. Las areniscas, en estratos de 10 a 70 cm de espesor, están interestratificadas con lutitas y lodolitas cuyos espesores varían de 2 a 10 cm. También son frecuentes algunos estratos de conglomerados. Las areniscas contienen concreciones cuyos diámetros varían entre 4 y 60 cm, predominando las cercanas a 20 cm. En algunas partes es común la estratificación hamacada de bajo ángulo que sugiere depósitos de tormenta en un ambiente de talud. El resto del Miembro Medio está formado por lodolita color gris-verdoso y pardo claro que se encuentra en estratos de 2 a 40 cm de espesor. En la cima existen concreciones de 5 a 30 cm de diámetro, algunas de las cuales contienen fósiles de amonitas del género *Baculites inornatus*, *Baculites compressus*, *Baculites cf. occidentalis* (Shimer y Shrock, 1955; Miguel Téllez, comunicación personal, 1996) y de gasterópodos. En la parte central tiene estratos de 40 a 70 cm de espesor de arena fina cementada por carbonatos que facilitaron la conservación de los fósiles. La estratificación hamacada de bajo ángulo, la presencia de paleocanales, y los cambios bruscos en la sedimentación indica que se trata de una secuencia bouma incompleta, la cual se observa muy bien en el km 92 (Yeo, 1984a).

Miembro Superior

Esta unidad aflora en el centro y norte del área cartografiada, ocupando casi el 50% de la zona. Consiste en un conglomerado polimítico de color pardo-blanco, que intemperiza a pardo rojizo y se caracteriza por su gradación inversa. Sus clastos tienen entre 2 y 20 cm de diámetro y predominan los de 10 cm. Los fragmentos están bien redondeados, mal seleccionados y bien consolidados en una matriz arenosa rica en cuarzo que se diferencia de la del miembro medio por su menor contenido de biotita. Sus estratos son de diferente espesor, de 0.4 a 5 m, predominando los gruesos; en su parte inferior se intercala con areniscas y en menor proporción con lodolitas. Hacia el oriente del área, abundan las areniscas que contienen concreciones y fragmentos retrabajados del Miembro Medio de hasta 1 m de diámetro. Los contactos entre el Miembro Medio y Superior son transicionales, pero se manifiestan morfológicamente por

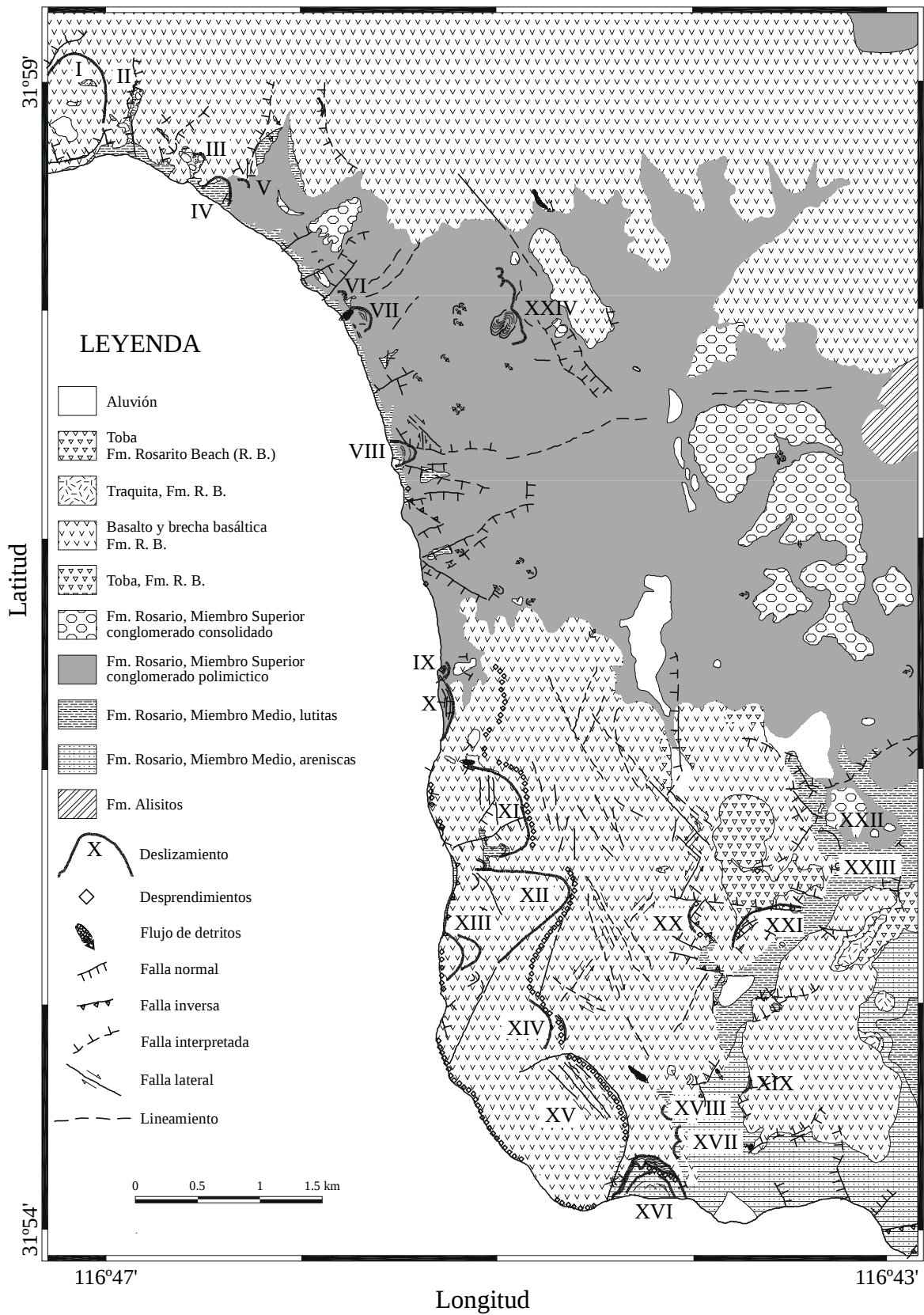


Figura 4. Mapa geológico del área de estudio. Los deslizamientos están numerados del I al XXIV, de los cuales, son activos el VIII, XVI y XX. La unidad litológica dominante en la superficie del área es la correspondiente a los derrames de basalto. Las fallas con línea continua fueron medidas en campo, y las punteadas fueron interpretadas en fotografías aéreas y/o son la continuación de las observadas.

un ligero cambio de menor a mayor pendiente del terreno, debido a la mayor competencia del Miembro Superior.

FORMACIÓN ROSARITO BEACH

La Fm. Rosarito Beach sobreyace discordantemente a la Fm. Rosario. Esta formación se encuentra en la costa Pacífico de Baja California entre la Sierra Peninsular y el Borde Continental. Está representada por flujos de basalto, brechas arenosas con matriz de lodo, tobas de lapilli, tobas cristalinas, areniscas tobáceas, sedimentos diatomáceos, areniscas, calizas y conglomerados, indicando ambientes fluviales, lacustres y de plataforma marina somera (Minch *et al.*, 1984; Ashby 1989). La Formación se compone de 10 miembros (Ashby, 1989; Minch 1967; Minch *et al.* 1984). El miembro más antiguo, La Misión, aflora desde el pueblo La Misión hasta el área de estudio. Los derrames de basalto ocupan las partes topográficamente altas (Fig. 4).

Miembro La Misión

El Miembro La Misión consiste generalmente de basalto. La parte inferior está formada por basalto con textura vesicular porfirítica de grano muy grueso, cuyos cristales de plagioclasa se pueden apreciar zonados a simple vista; la laminación es común en algunos flujos y su espesor varía entre 75 y 100 m (Minch *et al.*, 1984). Es común el basalto de olivino que es más cristalino en la parte superior de los afloramientos y las brechas basálticas con arena y limo atrapado entre los derrames. La parte superior del Miembro La Misión está formada por flujos de basalto porfirítico con fracturas columnares cuyo espesor varía de 75 a 100 m. Los flujos de basalto forman grandes mesetas de decenas de km² en la franja costera entre Ensenada y Tijuana. En la parte SE del área existen unos pocos afloramientos de traquita color rosa coronando algunas lomas.

Algunos derrames de basalto contienen diques de arena emplazados en fracturas de 5 a 20 cm de anchura; de donde se infiere que se emplazaron por efecto de actividad hidrotermal y de presión confinante del cuerpo de basalto al depositarse sobre arenas saturadas con agua.

En el contacto entre las rocas sedimentarias y volcánicas existe una serie de tobas líticas, tobas pumicíticas y tobas arenosas de color rosa-blanco con espesor de 10 a 200 cm distribuidas en estratos irregulares que siguen la antigua topografía y que han sido “cocidas” por los derrames de basalto. Según fechamientos K-Ar en plagioclasas de la unidad de basalto, este miembro tiene una edad de 16.1 ± 2.1 Ma (Gastil *et al.*, 1975).

DESLIZAMIENTOS

Se reconocen deslizamientos rotacionales y desprendimientos de bloques, desde el poblado de La Misión, en el km 61, hasta el Arroyo El Carmen, en el km 99. Los más grandes tienen cabeceras hasta de 1 km de largo. Algunos de ellos son estables y se pudieron identificar por su forma y por presentar fallamiento normal en su interior. Se observó que los límites de

los deslizamientos intersectan a la carretera pero no la desplazan. Las pendientes en estos lugares varían entre 2° y 9° y son aparentemente estables.

Las cabeceras de los deslizamientos costeros XI, XII, XIV y XV (Fig. 1) están estrechamente relacionadas con el sistema de fallamiento del Arroyo El Tigre (Cruz-Castillo y Delgado-Argote, 1999), ya que muestran un claro paralelismo con la dirección de fallamiento NNW. Estos deslizamientos han alcanzado su estabilidad gravitacional y la vegetación y la erosión enmascaran los rasgos geométricos de los costados de los deslizamientos, así como las fallas normales y grietas extensionales que caracterizan el interior de la masa deslizada. La falta de rasgos notables atestigua la ausencia de movimiento reciente. Dos de los deslizamientos, el XI y el XIII de las Figs. 1 y 4, presentan sus frentes de deslizamiento inmediatamente arriba del nivel del mar, caracterizados por una estructura lobular.

Otros deslizamientos (II, XVII, XVIII, XIX, XX, XXI, XXII y XXIII) existentes en los cauces de los arroyos (Fig. 1), no presentan lóbulo en su pie debido principalmente a que ha sido erosionados; sin embargo, las fallas normales dentro del cuerpo de estos deslizamientos están bien preservadas, lo que facilitó su identificación. En general, existe poca información que permita conocer la edad de los deslizamientos. Minch (1972) observó que las terrazas marinas cercanas a La Salina, al norte del área de estudio, desarrollaron sobre deslizamientos anteriores al Pleistoceno. El fallamiento normal identificado en depósitos del Cuaternario en el Borde Continental, así como la actividad sísmica casi paralela a las fallas (Legg, 1991) permiten inferir que el desarrollo de deslizamientos a lo largo de la costa debe ser continuo desde esa época.

Los deslizamientos del km 91 (VIII) y el de San Miguel (XVI) (Figs. 1 y 4) son activos y han provocado serios daños a la carretera de cuota. Todos los deslizamientos activos de la zona de estudio tienen pendientes aproximadas a los 13° y su geometría profunda aun no se ha estudiado. La descripción de los deslizamientos más importantes se presenta en las siguientes secciones.

DESLIZAMIENTO DEL KM 98 (SAN MIGUEL)

El deslizamiento de la caseta de San Miguel (km 98) es el que más daños ha causado. Su cabecera está avanzando hacia el NE a razón de aproximadamente 6 m/año y constantemente presenta grietas nuevas. En la Fig. 5 se muestra una de estas grietas formada en febrero de 1997. Las grietas en las cabeceras eventualmente evolucionan a fallas. La Fig. 5 muestra el avance de las grietas formadas en los últimos años, lo que significa un avance de la cabecera de carácter retrogresivo. Las componentes vertical y horizontal del movimiento del deslizamiento tienen velocidades de desplazamiento variables. Algunos autores (Rico *et al.*, 1969; Morales, 1995) han asociado el incremento de la velocidad de este deslizamiento con la época de

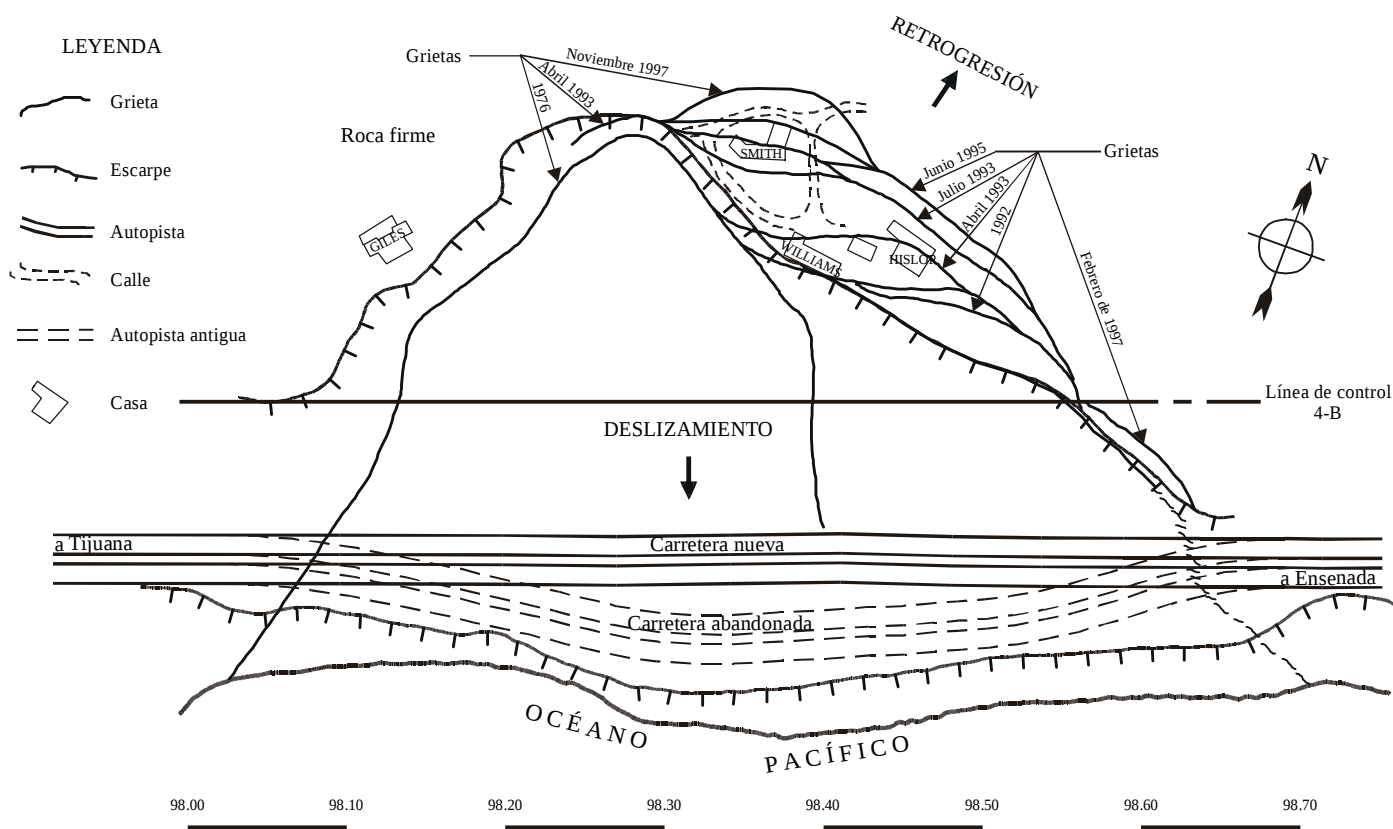


Figura 5. Deslizamiento del km 98, cercano a la caseta de cobro San Miguel (XVI, Fig. 1), Se muestra la formación de grietas al transcurrir de los años, lo que le da un carácter retrogresivo a la cabecera. Se aprecian algunas casas afectadas que en 1997 se destruyeron totalmente debido a la retrogresión del deslizamiento (modificado de CPFySC).

lluvias invernales. En la Fig. 6 se muestra el promedio de varias lecturas del desplazamiento del cuerpo del deslizamiento para el periodo de 1990-1993 registrados por CPFySC. Otra serie de datos se tomaron del 8 de marzo al 11 de septiembre de 1996, pero no fueron suficientes para compararlos con la época de lluvias, pues el intervalo de observación fue pequeño y en éste no se observaron cambios. Ha ocurrido que durante algunos periodos de registro, el deslizamiento es tan activo que destruye los puntos de control y además, en la época de lluvias estos puntos pueden cubrirse por sedimentos. Un problema adicional para registrar el movimiento del deslizamiento se debe a los constantes trabajos de reparación, relleno de grietas, durante los cuales también se destruyen las estaciones de control. La gráfica de la Fig. 6 muestra que la relación lluvia-incremento de desplazamiento en el deslizamiento del km 98 no es clara, ya que en las temporadas de estiaje, abril-noviembre, coexisten incrementos y decrementos. En la misma gráfica se observa que el movimiento mínimo registrado es de 6 cm/mes y el máximo es de 54.7 cm/mes. Los pozos a cielo abierto, de hasta 35 m de profundidad, que se excavaron durante la década de los setenta a causa de la construcción de la carretera en el km 91, revelaron la existencia del nivel freático por arriba de la superficie de deslizamiento (Rico *et al.*, 1969) por lo que el pie del deslizamiento, por lo menos durante esa época, siempre estuvo lubricado.

El buzamiento de la estratificación y de los planos de deslizamiento varían desde los 3° hasta los 10° en dirección de la pendiente, la cual promedia 16° (medida desde la cabecera del deslizamiento San Miguel hasta la carretera).

En el Miembro Medio de la Fm. Rosario se observó que el acunamiento de las areniscas favorece los deslizamientos, pues se inclina hacia el SW y coincide con el sentido de movimiento de los deslizamientos (Fig. 7). Yeo (1984) y Ledesma-Vázquez (1984) interpretaron que en la costa del área de estudio se depositaron sedimentos de un abanico submarino y aluvial, dejando estructuras sindeposicionales de un talud progradacional. Rico *et al.* (1969) describieron que la superficie de deslizamientos se desarrolla en el contacto de los depósitos de talud con el resto de las rocas sedimentarias.

Con la ayuda de mapas y fotografías realizadas al inicio de la construcción de la carretera, Rico *et al.* (1969) reportaron que la pendiente original del deslizamiento del km 98 era de aproximadamente 23°. La pendiente en el deslizamiento de la caseta San Miguel ha disminuido 7° en 35 años, pero continúa siendo inestable. La mayoría de los deslizamientos estables presentan pendientes menores a 10°.

Actualmente, el cuerpo del deslizamiento de la caseta de San Miguel se compone de diferentes "deslizamientos secundarios", cuya expresión superficial se muestra en la Fig. 8, donde sobresale su cabecera sinuosa.

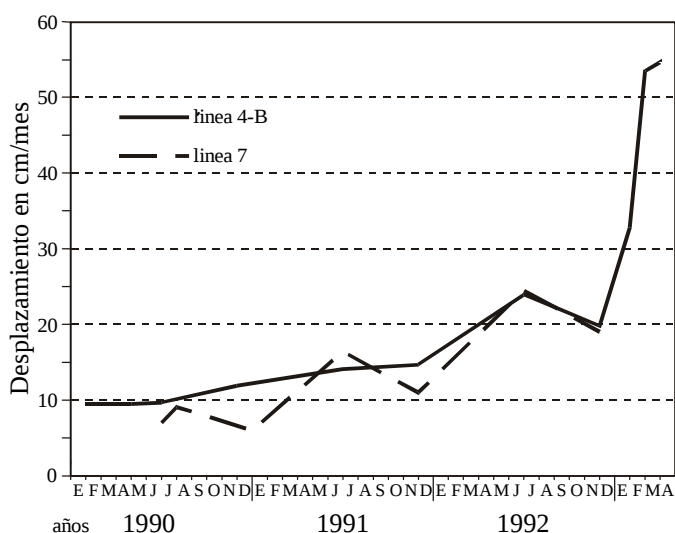


Figura 6. Razón de movimiento en el deslizamiento de la caseta de cobro del km 98 (XVI, Fig. 1). La tendencia general entre 1990 y 1992 es un incremento en la velocidad de desplazamiento. Cada línea es el promedio de varios puntos de control en el deslizamiento. Estos datos no permiten hacer un análisis de la influencia de las lluvias en la razón de movimiento del deslizamiento ya que para la línea 4-B los incrementos son continuos, salvo en los meses julio-noviembre (J-N) de 1992, correspondientes a la época de estiaje. La línea 7, no ubicada, presenta decrementos en la razón de movimiento en las épocas de estiaje correspondientes a agosto-diciembre (A-D) de 1990, a julio-noviembre (J-N) de 1991 y a julio-noviembre (J-N) de 1992. Cuando en la época de estiaje hay decrementos en la línea 7, en la línea 4-B hay incrementos. Estos datos fueron proporcionados por CPFySC y desafortunadamente sólo se pudo ubicar la línea 4-B en el deslizamiento.

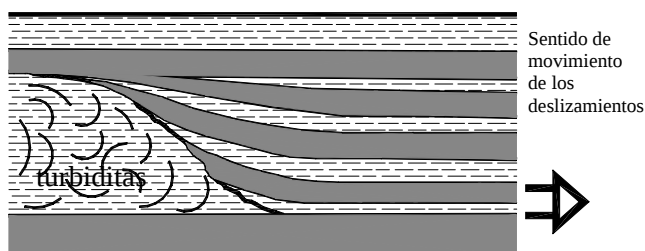


Figura 7. Estructuras de abanico en la Fm. Rosario que favorecen a los deslizamientos debido a su origen progradacional pues la dirección de avance coincide con la dirección de movimiento de los deslizamientos. Las discontinuidades entre lutitas y areniscas junto con la inclinación hacia el mar pueden actuar como planos de despegue en la ocurrencia de deslizamientos.

La inspección y levantamiento geológico más reciente en el deslizamiento del km 98 se efectuó en noviembre de 1997. Para efectuar esta inspección se excavaron nueve sondeos en la parte interna del deslizamiento rotacional San Miguel, donde el cuerpo principal del deslizamiento se desplaza hacia el sur en dirección de la costa. Los sondeos tuvieron una profundidad promedio de 7 m, según se describe enseguida:

Sondeo 1

Se localiza en el extremo norte del deslizamiento (S1, Fig. 8). Tiene aproximadamente 6 m de profundidad y 6 m de longitud. Cortó una capa de areniscas finas a gruesas con horizontes de lutitas negras carbonosas, en cuyo contacto se observa un plano de deslizamiento complejo. En este plano, las lutitas están notablemente más húmedas que en las partes superior e inferior del mismo. La deformación a lo largo del plano es plástica y existen varias superficies de deslizamiento, de las cuales, la principal se orienta $49^\circ/36^\circ\text{SE}/132^\circ$ (azimut/ echado/ inclinación de la estría de deslizamiento en el plano, utilizando la regla de la mano derecha). Este plano se deslizó 15 cm en 24 horas después de la excavación.

Sondeo 2

La profundidad total del sondeo (S2, Fig. 8) fue de 8 m. Aquí se observó una alternancia de lutitas negras y areniscas con actitud $188^\circ/7^\circ\text{W}$; existen tres planos de deslizamiento: a) a 8 metros de profundidad con un plano de movimiento $98^\circ/2^\circ\text{SE}/090^\circ$, b) a 7 metros de profundidad con un plano orientado $85^\circ/60^\circ\text{S}/085^\circ$, c) a 3 m de profundidad con plano de deslizamiento $102^\circ/14^\circ\text{S}/115^\circ$. Todos estos planos presentaron desplazamientos paralelos a la superficie de contacto del orden de 5 cm en 24 horas.

Sondeo 3

Este sondeo de 8 m de profundidad es el más occidental y cercano a la carretera. Prácticamente todo el sondeo muestra material de relleno en la parte superior y brecha de talud en la parte inferior, donde no se desarrollan planos de estratificación o de deslizamiento. Este material es similar al que aflora en la costa a aproximadamente 150 m al sur del sitio. La brecha contiene fragmentos muy angulosos de lutitas muy mal seleccionados que indican que hubo un transporte muy local de material. A partir de fotografías aéreas se identificó que este es lugar de un antiguo deslizamiento reactivado.

Sondeo 4

Este sondeo (S4 en Fig. 8) tiene 7 m de profundidad. Cerca del fondo se observa el contacto entre lutitas negras que sobreyacen a areniscas con fragmentos de guijarros subangulosos mal clasificados. El horizonte de lutitas tiene abundantes lentes de arenisca gruesa. El contacto, localizado a 6 m de profundidad, es un plano de deslizamiento cuya actitud es $100^\circ/6^\circ\text{S}/090^\circ$ y paralelo a la estratificación general. En 24 horas, la pared pendiente arriba (norte) se desplazó 15 cm, mientras que la pared opuesta se mantuvo estable.

Sondeo 5

Este sondeo (S5 en Fig. 8) tiene una profundidad aproximada de 7 m. La litología está formada por areniscas gruesas con abundantes lentes y horizontes delgados de lutitas negras. Estas últimas son más abundantes en la parte superior. Se observó un plano de deslizamiento a los 6 m de profundidad, el

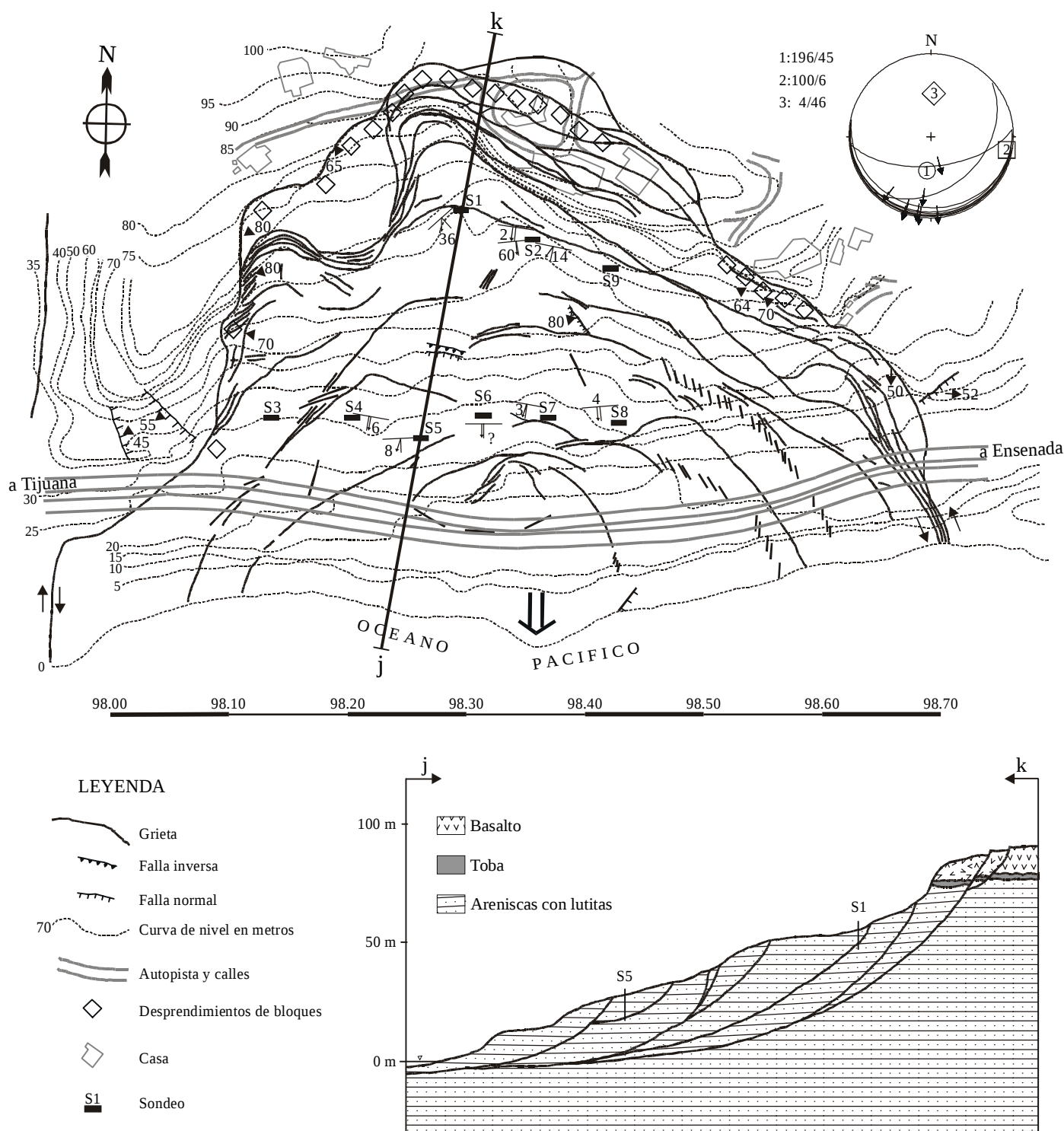


Figura 8. Expresión superficial del agrietamiento en el deslizamiento del km 98 (XVI, Fig. 4) para noviembre de 1997. El deslizamiento se compone en su interior de varios deslizamientos, donde no se definen bien las cabeceras secundarias ya que el terreno continuamente está siendo removido para cubrir las grietas.

cual se desplazó entre 30 y 15 cm 24 horas después de haberse efectuado la excavación. La orientación del plano de contacto y desplazamiento es $88^\circ/8^\circ S/110^\circ$. En este lugar la lutita se caracteriza por estar saturada de agua, lo que le da una consistencia plástica, similar a la observada en otros sondeos donde se observa movimiento.

Sondeo 6

Este sondeo (S6, Fig. 8) no se pudo describir debido a que se colapsó 16 horas después de su excavación. Un plano de deslizamiento en la parte superior se deslizó 50 cm aproximadamente. La estratigrafía es muy similar a la descrita en el sondeo 5.

Sondeo 7

Esta excavación tiene 6 m de profundidad y su ubicación se presenta en la Fig. 8 (S7). En su base aflora un cuerpo de areniscas gruesas bien consolidadas, sobre las que descansa un horizonte de aproximadamente 2 m de lutitas negras que incluye lentes de arenas. La actitud de la estratificación en el plano de contacto y deslizamiento que se localiza a 6 m de profundidad es $100^\circ/3^\circ\text{S}/100^\circ$; donde se observó un desplazamiento de 20 cm en 24 horas (Fig. 9). Las lutitas saturadas mostraron notables grietas de desecación al estar expuestas a la intemperie después del sondeo.

Sondeo 8

Este sondeo tiene 8 m de profundidad y se ubica en el extremo oriente del deslizamiento (S8, Fig. 8). En el fondo aflora una arenisca conglomerática bien consolidada sobreyacida por un horizonte de lutitas de 20 cm. El plano de deslizamiento a 7 m de profundidad presentó un movimiento de 20 cm, desarrollado en 24 horas a lo largo de un plano de estratificación y contacto, cuya actitud es $\text{S}85^\circ\text{W}/4^\circ\text{S}/90^\circ$. A diferencia de los otros planos, en éste la lutita y la arenisca estaban secas.

Sondeo 9

En el extremo noreste del deslizamiento del km 98 se localiza este sondeo de 8 m de profundidad (S9, Fig. 8). En él, afloran areniscas poco consolidadas con estratificación horizontal y planos de fallamiento lateral con componente vertical según el plano $\text{S}25^\circ\text{W}/76^\circ\text{W}/020^\circ$. No se observa movimiento importante. Los derrames de basalto se encuentran a aproximada-

mente 4 m sobre esta cota (55 msnm) y se interpreta que en este sitio no hay desplazamiento porque no existe el horizonte de lutitas. Las fallas parecen estar asociadas con el movimiento regional y no con la masa desplazada a lo largo del contacto lutitas-areniscas.

DESLIZAMIENTO VIII DEL KM 91

El deslizamiento del km 91 (Figs. 1 y 4) provocó que ese tramo de la carretera fuera reparado constantemente durante treinta años pues su trazo se localizaba sobre la cabecera y, hasta abril de 1997, producía un columpio incorregible. Aunque se desconoce la razón de movimiento, ésta se estima del orden de 1 cm/mes. El lóbulo en el frente de este deslizamiento muestra que su avance es mayor que la tasa de erosión de las olas. En la primera mitad del año 1997 se construyó un nuevo tramo carretero, que se alejó 20 m al Este de la cabecera del deslizamiento, esta medida ha remediado en parte las constantes reparaciones a la carretera.

DESLIZAMIENTO XX DEL ARROYO EL TIGRE

El deslizamiento del Arroyo El Tigre (Figs. 1 y 4) es activo y se desconoce su velocidad de desplazamiento. Se encuentra cerca de una cantera de basalto donde las explosiones efectuadas durante la explotación pudieron provocar su actividad; afecta a derrames de basalto y su alta pendiente, junto con la remoción de su pie, pueden ser la causa principal de su inestabilidad.



Figura 9. Deslizamiento de un plano en el sondeo 7, el movimiento observado fue de 20 cm y se registro a las 24 horas después de excavado el pozo. El bloque de arriba corresponde a un paquete de areniscas mientras que el paquete de abajo es de lutitas y areniscas.

DESLIZAMIENTO XXIV DEL KM 90

El deslizamiento localizado al oriente del km 90 (Figs. 1 y 4) presenta grietas y fracturas cercanas y paralelas a la cabecera, en la corona del deslizamiento, lo que lo hace potencialmente activo. El deslizamiento se desarrolla en conglomerados y se encuentra en la cima de uno de los lomeríos de los Acantilados Salsipuedes. Los habitantes de la región mencionan que este deslizamiento ocurrió súbitamente en la década de los cuarenta.

CÍBOLA DEL MAR

En la villa Cíbola del Mar no se identificaron cabeceras de deslizamientos. Se visitaron aproximadamente 60 casas de las cuales 22 presentaron fracturas en sus paredes, pisos y bardas (Fig. 10). Debido a la urbanización avanzada no fue posible correlacionar los sitios dañados con estructuras de falla. Las construcciones más dañadas se encuentran en la parte baja de la villa y son con las más antiguas. Es importante resaltar que algunas casas fracturadas están en pendientes de aproximadamente 8° y otras en terreno horizontal. Se observó que en algunos lugares de la villa Cíbola del Mar el suelo está empujando a las paredes, de manera que el fenómeno causante del fracturamiento de algunas casas en parte es la reptación del suelo, que se mueve muy lentamente y afecta más a las construcciones débiles (bardas y cercas) que a las construcciones con cimentación fuerte o profunda. En la Fig. 10 se marca con una

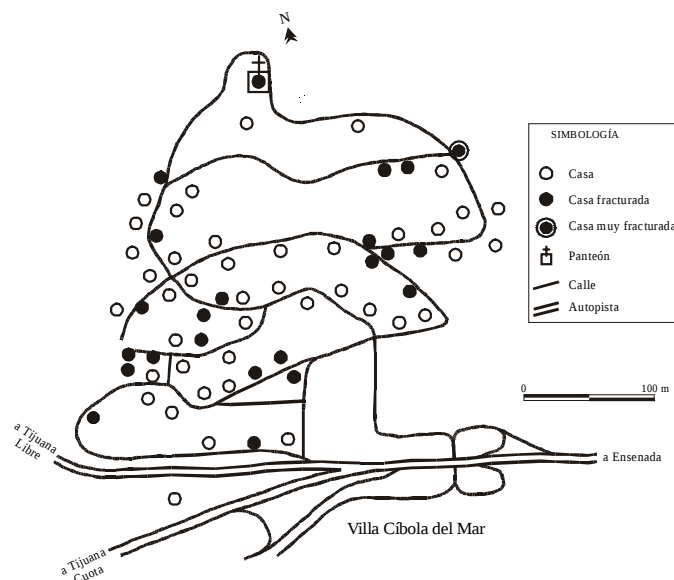


Figura 10. Casas fracturadas en la villa Cíbola del Mar a causa de la reptación del suelo. La mayoría de las casas mal cimentadas presentan fracturas en sus paredes y las casas antiguas viejas son las más afectadas. La casa del extremo NE, encerrada en un círculo, es la más fracturada de todo el complejo habitacional y su agrietamiento se atribuye al deslizamiento del terraplén sobre el que está construida. En la villa no se identificó ninguna cabecera de deslizamiento.

circunferencia y un círculo una casa relativamente nueva que está seriamente fracturada. La casa descansa sobre un terraplén que se localiza aproximadamente a 20 m de una falla normal con salto mayor de 5 m. Las numerosas fracturas en sus paredes se atribuyen al deslizamiento del terraplén sobre el que está construida.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La historia y descripciones de los deslizamientos son dos elementos que nos acercan a una posible predicción de deslizamientos de laderas.

Actualmente, los cuerpos de los deslizamientos grandes están estabilizados y en sus coronas no se observa retrogresión, a pesar de que presentan pendientes de hasta 85° y de tener alturas de hasta 80 m. Cada frente de los deslizamientos VIII, XI, XIV y XV forma una estructura lobular que alcanza la línea de costa, donde la erosión no es acentuada, por lo que la acción del oleaje sobre los frentes de los deslizamientos se considera de poca importancia.

Los deslizamientos más activos se encuentran en los km 91 y 98 y en el Arroyo El Tigre. De ellos, el más destructivo es el del km 98. En el Arroyo El Tigre el riesgo es menor porque se encuentra lejos de las zonas urbanizadas o con infraestructura de servicios.

Se ha observado que los deslizamientos estables se encuentran en zonas con pendientes menores de 10° por lo que, todas aquellas zonas donde han ocurrido movimientos de terreno y cuya pendiente sea mayor a la mencionada, tienen probabilidades altas a ser activadas.

Los sondeos en el deslizamiento del km 98 (Fig. 8) permitieron identificar planos de deslizamiento en los horizontes de lutitas y en los contactos lutita-arenisca. Los movimientos son paralelos a la estratificación o planos de contacto, y en todos los sondeos se observó que el plano inferior coincide con la parte baja de los horizontes de lutita, excepto en el sondeo 1, donde se observan planos de deslizamiento en uno de los horizontes arcillosos. Aunque aparentemente la saturación del agua en las lutitas favorece el movimiento, en el sondeo 8, tanto las lutitas como las areniscas están secas, por lo que se infiere que los costados del deslizamiento principal son movidos por arrastre de la parte central. Además, el peso de unidades litológicas de alta densidad, como los derrames de basalto en la parte superior, inducen el deslizamiento. El hecho de encontrar tres superficies de deslizamiento en el sondeo 2, indica que pueden existir varias superficies de deslizamiento actuando en conjunto, como se muestra en la Fig. 8.

En caso de un evento disparador, como un sismo, es probable que otros planos de falla se reactiven y con seguridad, los planos de contacto lutita-arenisca seguirán actuando como planos de deslizamiento bajo condiciones de pendientes favorables.

Con respecto al efecto producido por el agua como agente promotor de deslizamientos, los dos años de observación utilizados para obtener la gráfica que correlaciona la lluvia con la velocidad de deslizamiento (Fig. 6) no fueron suficientes para hacer un análisis definitivo de la influencia de las precipitaciones pluviales. Se observa en la gráfica un incremento constante en la velocidad del desplazamiento y que, en los meses de lluvias, correspondientes al invierno, no se alteraron los ritmos de desplazamiento, salvo en una de las líneas de control.

En caso de lluvias torrenciales, es altamente probable que ocurran flujos de detritos que arrastren hacia la zona de la carretera parte del material que se ha removido. Aunque la lluvia es un factor importante en la saturación de los sedimentos y como factor lubricante en los planos de contacto, se considera que no puede alterar la condición de emergencia en un sitio que ya reúne estas características, aun en condiciones de sequía.

En 1976, el movimiento súbito del deslizamiento del km 98, cerca de la caseta de cobro de San Miguel, mostró un día antes un incremento en la razón de movimiento de hasta 15 cm/día; por razones históricas y por comparación con otros reportados en la literatura (Keller, 1992; Kiersch, 1965), se puede esperar un comportamiento similar para futuros deslizamientos súbitos.

En la villa Cíbola del Mar no se identificaron cabeceras de deslizamientos activos ni de deslizamientos estables. Se observó una falla que termina en una casa que se encuentra intensamente fracturada. Sin embargo, en vista de que la casa está construida sobre un terraplén, se estima que el fracturamiento se debe en parte a su mala cimentación. Otras casas fracturadas no se alínean con alguna estructura y, en algunas construcciones, las fracturas se asocian con la reptación del suelo.

Las conclusiones más importantes se resumen enseguida:

1. En la costa Salsipuedes-San Miguel se identifican deslizamientos rotacionales de diferentes dimensiones. Algunos de ellos son estables y se caracterizan por presentar pendientes menores a los 9°.
2. En toda el área, a lo largo de la costa, se observa que el miembro medio de la Fm. Rosario es el que mayor potencial de deslizamiento tiene en vista de que es el menos consolidado y contiene lutitas interestratificadas. Estas últimas definen superficies de deslizamiento eficientes bajo condiciones de pendientes mayores a los 9° con inclinación hacia la costa.
3. El deslizamiento del km 98 es retrogresivo y la zona de la cabecera se localiza en la villa San Miguel. Aunque la superficie de deslizamiento en esta zona se desconoce, sondeos recientes hasta de 8 m de profundidad en el interior del deslizamiento indican que el contacto entre las lutitas y las areniscas es el plano que favorece el movimiento. Los planos observados en los sondeos son muy superficiales y se infiere que otros planos similares pueden localizarse a

una mayor profundidad, equivalente por lo menos al espesor del miembro medio de la Fm. Rosario, o hasta encontrar la Fm. Alisitos.

4. En la villa Cíbola del Mar se identificaron casas afectadas por reptación del suelo. Las fallas cartografiadas en esta zona no tienen relación aparente con los sitios afectados.
5. En vista de que el periodo de estudio cubrió épocas de lluvias y sequía, se pudo comprobar que las lluvias no aceleran de manera directa la razón de desplazamiento de los deslizamientos.
6. Las terrazas marinas, los concheros y los lóbulos no erosionados de los frentes de los deslizamientos indican que durante el Plioceno y Holoceno han ocurrido deslizamientos en el área.

RECOMENDACIONES

1. Las zonas donde se han identificado deslizamientos no deben ser utilizadas para la construcción de vías de comunicación o ductos.
2. En el deslizamiento del km 98 se recomienda el registro continuo de desplazamientos para, con el tiempo, tener una base de datos más amplia (mínima de 10 años, con muestreos por lo menos cada dos meses) para poder hacer predicciones acerca del comportamiento del deslizamiento. Entre otros, es recomendable también un estudio de sismica de reflexión de alta resolución para conocer la geometría de las superficies de los deslizamientos. Es probable que el ruido ambiental debido al tráfico vehicular sea un factor que influya en la razón de desplazamiento del deslizamiento del km 98. Este es un factor que no pudo ser evaluado en la presente trabajo, por lo que se recomienda un estudio de vibración ambiental en futuras investigaciones, ya que el tráfico pesado en la autopista Tijuana-Ensenada es considerable.
3. Finalmente, en vista de que en el deslizamiento del km 98 ocurren desplazamientos únicamente en los contactos lutita-arenisca, es necesario determinar con detalle la distribución de los horizontes de lutita discontinuos. Para esto, se sugiere la perforación de barrenos con recuperación de núcleo con la finalidad de buscar en ellos planos potenciales de despegue. La identificación de los sitios de ruptura o deslizamiento es indispensable para el diseño de obras de mitigación.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecemos a la compañía constructora ROCA, S.A. de C.V. su valiosa ayuda en la realización de los sondeos en el deslizamiento del km 98. El primer autor agradece al CONACYT y a la División de Ciencias de la Tierra del CICESE

el otorgamiento de beca y apoyo financiero, respectivamente, durante el desarrollo de esta investigación. Este manuscrito fue sustancialmente mejorado gracias a los arbitrajes de Manuel Aragón y un revisor anónimo y a la edición de las gráficas y figuras por parte de Víctor M. Frías Camacho.

REFERENCIAS

- Abbott, P.L., Suárez-Vidal, F., Sangines, E. and Rendina, M., 1993. South Coast Geological Society Baja California field-trip road log. En: Abbott, P.L., Sanguines, E.M. and Rendina, M.A. (editores), *Geologic investigations in Baja California, Mexico. Annual field-trip guide book No. 21*, South Coast Geological Society, Inc., Santa Ana, C. A., USA, p.194-216.
- Almazán-Vázquez, E., 1988. Marco paleosedimentario y geodinámico de la Formación Alisitos en la Península de Baja California. *Universidad Nacional Autónoma México, Revista del Instituto de Geología*, V. 7-1, 1988, p.41-51.
- Ashby, J.R., 1989. A resume of the Miocene stratigraphic history of the Rosarito Beach Basin, northwestern Baja California, Mexico. En: P.L. Abbott (editor), *Geologic studies in Baja California*. Book 63, October, USA, p.37-45.
- Barrón-Escamilla, M., 1992. Guía histórica de Baja California. Editorial El Sol de Baja California, S. de R.L. de CV Ensenada, B.C., 245 pp.
- Cruz-Castillo, M. y Delgado-Argote L.A. 1999. Descripción Geológica y Estructural de la Zona de deslizamientos Salsipuedes-Cíbola del Mar, Ensenada, Baja California. *GEOS*, Vol. 19, No. 3, p.159-174.
- Frez, J. y J.J. González, 1991. Crustal structure and seismotectonics of northern Baja California. En: B. Simoneit y J.P. Dauphin, editores, *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, American Association of Petroleum Geologists Memoir 47, Tulsa, Oklahoma, E.U.A., p. 261-283.
- Gastil, R.G., Phillips, R. and Allison, E., 1975. Reconnaissance geology of the state of Baja California, *Geological Society of America Memoir* 140, 170 pp.
- Hart, M.W., 1993. *Geologic investigations in Baja California, Mexico. Annual field trip guide book N° 21* South Coast Geological Society, Inc. USA, p.43-48.
- Keefer, D.K., 1984. Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, v. 95, p.406-421.
- Keller, E., 1992. Landslides and related phenomena, *in*. *Environmental Geology*, sixth edition, Maxwell Macmillan International, p.112-144.
- Kiersch, G.A., 1965. The Vaiont reservoir disaster. *Mineral information service*, Vol. 18, No. 7, p. 129-138. Reimpreso en Tank Ronald W., 1973. *Focus on environmental geology*, New York, 474 pp.
- Ledesma-Vázquez, J., 1984. Mechanisms of sedimentation for a facies of the Upper Cretaceous Rosario Formation, Baja California, Mexico. En: V.A. Frizzell, Jr. (editor). *Geology of Baja California Peninsula: Pacific Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*. Vol. 39, p.193-195.
- Legg, M.R., 1991. Sea beam evidence of recent tectonics activity in the California Continental Borderland. En: P. Dauphin y B. Simoneit (editores), *The gulf and peninsular province of the Californias*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 47, p. 179-196.
- Legg, M.R., Wong, V. and Suárez, F., 1991. Geologic structure and tectonics of the inner Continental Borderland of northern Baja California. En: P. Dauphin y B. Simoneit (editores), *The gulf and peninsular province of the Californias*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 47, p. 145-177.
- Miller, V.V. and Abbott, P.L., 1989. Sedimentology of the Upper Cretaceous Rosario Formation near Colonet and Camalú, En: P.L. Abbott (editor), *Baja California Geologic Studies in Baja California*. Book 63, p.63-74.
- Minch, A.J., 1967. Stratigraphy and structure of the Tijuana-Rosarito Beach area, northwestern Baja California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 78, p.1155-1178.
- Minch, A.J., 1972. Landsliding and the effects of resort development between Tijuana and Ensenada, Baja California, Mexico. Department of Geography, University of California, Riverside, California 92502. *Coastal Studies in Baja California*. Technical Report N° 0-72-1. Office of Naval Research ONR Contract N00014-69-A-0200-5003. Project N° NR 387-045.
- Minch, A.J., Ashby, J., Deméré, T. and Kuper, T., 1984. Correlation and depositional environments of the Middle Miocene Rosarito Beach Formation of northwestern Baja California, Mexico. En: Minch, J.A. and Ashby, J. R. (editores), *Miocene and Cretaceous depositional environments, northwestern Baja California, Mexico: Pacific Section American Association of Petroleum Geologists*, Vol. 54, p.33-46.
- Morales-Pérez, M.B., 1995. Caracterización de los factores geológicos que controlan los deslizamientos de ladera en el área de San Miguel-Salsipuedes, Ensenada, B.C., México. Tesis de Licenciatura, Universidad Autónoma de Nuevo León. Facultad de Ciencias de la Tierra, Linares, Nuevo León, México, 58 pp.
- Pachauri, A.K. and Pant, M., 1992. Landslide hazard mapping based on geological attributes. *Engineering Geology*, 32, p.81-100.
- Rico, A., Springall, J. y Springall, G., 1969. Deslizamientos en la autopista Tijuana-Ensenada. Contribución de la Secretaría de Obras Públicas al VII Congreso Internacional de Mecánica de Suelos y Cimentaciones, Bilingüe, México, 213 pp.
- Rockwell, K.T., Muhs, D., Kennedy, G., Hatch, M., Wilson, S. and Klinger, R., 1989. Uranium-series ages, faunal correlations and tectonic deformation of marine terraces within the Agua Blanca fault zone at Punta Banda, northern Baja California, México. En: P. Abbott (editor), *Geologic Studies in Baja California, The Pacific Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Los Angeles, California U.S.A., p. 1-16.
- Shimer, H.W. and Shrock, R.R., 1955. *Index fossils of north America*. John Wiley and Sons, Inc., New York, 837 pp.

- Suárez-Vidal, F., Armijo, R., Morgan, G., Bodin, P. and Gastil, G., 1991. Framework of recent and active faulting in northern Baja California. En: P. Dauphin y B. Simoneit (editores), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. American Association of Petroleum Geologists, *Memoir* 47, p. 285-300.
- Varnes, D.J., 1978. Slope movement types and processes. En: R.L. Schuster and R. J. Krizek (editores), *Landslides Analysis and Control* Transportation Research Board, National Research Council, Special Report 179. National Academy of Sciences, Washington, D.C. p.12-33.
- Wong, V, Legg, M. y Suárez, F., 1987. Sismicidad y tectónica de la margen continental del sur de California (USA) y Baja California Norte (México). *Geofísica Internacional*, V. 26-3, p. 459-478.
- Yeo, R.K., 1984. Sedimentology of upper Cretaceous strata, northern Baja California, Mexico. En: P.L. Abbott (editor), *Upper Cretaceous Depositional Systems, Southern California-Northern Baja California* (field trip) April 18-21, 1984: Los Angeles CA, Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 36, p.109-120.
- Yeo, R.K., 1984a. Stratigraphic sections of the northern Baja California field area. En: P.L. Abbott (editor), *Upper Cretaceous Depositional Systems, Southern California-Northern Baja California* (field trip) April 18-21, 1984: Los Angeles CA, Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 36, p.121-140.