

INTRODUCCIÓN A LA MORFOGÉNESIS SÍSMICA DE LOS ANDES VENEZOLANOS: PERSPECTIVA REGIONAL Y CASOS COSÍSMICOS PARTICULARES

ANDRÉ SINGER

Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas, y Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. E-mail singer.andre1@gmail.com

Recibido: Recibido en forma final revisado:

RESUMEN

Se presenta una base de datos sobre los efectos morfogenéticos precusores, co- y post-sísmicos de la actividad sísmica en la región andina. La distribución regional de aquellos eventos presenta una clara diferenciación en función del patrón de poblamiento y de las correspondientes fuentes primarias de información documental histórica: dispersa en las extremidades de la cadena andina; lineal y concentrada a lo largo del surco central andino. Por otra parte, la expresión diagnóstica y la conservación de la morfogénesis sísmica depende de las condiciones secas o húmedas de los diversos pisos morfoclimáticos altitudinales atravesados por determinadas fallas - fuente sismógenas. El análisis de tres casos particulares correspondientes a los terremotos de 1610 (La Grita), 1894 (Santa Cruz de Mora) y 1950 (El Tocuyo) destaca la importancia de las condiciones tectónicas locales y de la interferencia de mecanismos evolutivos de “gravitational spreading” en el disparo de eventos morfogenéticos de gran impacto dinámico, así como el interés de la cartografía detallada de los efectos morfogenéticos precusores, co- y post-sísmicos para la evaluación de la longitud de ruptura cortical y de la correspondiente magnitud macrosísmica de determinados eventos sísmicos históricos fuertes.

Palabras clave: Morfogénesis sísmica, Condiciones tectónicas de sitio, Control morfoclimático altitudinal, “Gravitational spreading”, Control morfogenético de rupturas corticales cosísmicas, “Slope tectonics”.

ABSTRACT

INTRODUCTION TO THE SEISMIC MORPHOGENESIS OF THE VENEZUELAN ANDES: REGIONAL PERSPECTIVE AND PARTICULAR COSEISMIC SHOWCASES

A database of pre-, co- or post-seismic morphogenetic effects in the Venezuelan Andes is herein presented. Its regional distribution clearly reflects the population distribution and the associated existence of primary sources of historical documentary information, being sparsely distributed at the chain ends and much concentrated along the Interandean Axial valley. In addition, the quality of the surface expression of this seismic morphogenesis and the degree of its preservation is much influenced by climatic conditions of the different morphoclimatic altitudinal levels crossed by the seismogenic faults. The analysis of three cases associated with the earthquakes of 1610 (La Grita), 1894 (Santa Cruz de Mora) and 1950 (El Tocuyo) highlights the significance of local tectonic conditions and the interference of evolutionary mechanisms of gravitational spreading on the triggering of very large sized morphogenetic events, as well as the relevance of the very detailed mapping of the these pre-, co- and post-seismic events for the evaluation of the extent of surface fault ruptures and the estimation of the macroseismic magnitude of such historical strong and destructive earthquakes.

Keywords: Seismic morphogenesis, Site-specific tectonic conditions, altitudinal morphoclimatic control, Gravitational spreading, Morphogenetic control of crustal coseismic ruptures, Slope tectonics.

INTRODUCCIÓN

En Venezuela, es muy escueta la información documental concerniente a los efectos morfogenéticos de la actividad sísmica, tanto los de origen

endodinámico o efectos directos como los de origen exogeodinámico o efectos morfogenéticos indirectos o inducidos. Dentro de los efectos morfogenéticos directos son particularmente restringidas las observaciones de campo sobre las huellas frescas y

efímeras de deformaciones tectónicas originadas tanto por medio de rupturas frágiles como de manera dúctil en la superficie de los terrenos por el movimiento cosísmico de fallas activas. Aquellas deformaciones de origen cortical suelen impactar la superficie en ocasión de eventos sísmicos de magnitud mínima relativamente elevada del orden de 6,0 (Philip *et al.*, 2007), aunque existen casos documentados en la literatura de rupturas tectónicas ocurridas en superficie con magnitudes de solamente 5,6 (Brown *et al.*, 1973) y 5,2 (Hill & Beeby, 1977), e inclusive de menor importancia, pero de origen tectónico dudoso (Yeats *et al.*, 1997). Las rupturas de superficie cosísmicas conocidas en Venezuela y asociadas con la traza de fallas activas resultaron documentadas en 2 de los 3 casos registrados, a raíz de observaciones fortuitas realizadas por geólogos petroleros californianos en las regiones epicentrales. El primero corresponde al terremoto del 13 de mayo de 1913 en la cercanía de un sitio de perforación ubicado en Pedernales en el Delta Amacuro y en una estructura anticlinal fallada de origen diapírico (Singer & Audemard, 1997; Rodríguez *et al.*, 1998); y el segundo, en ocasión del terremoto del 17 de enero de 1929, en las marismas litorales ubicadas al este de la ciudad de Cumaná que cruza la falla de El Pilar (Paige, 1930). El tercer caso corresponde a observaciones de campo post-terremoto realizadas también fuera de los Andes venezolanos por investigadores de Funvisis especializados en geología de terremotos, a raíz del evento destructor del 9 de julio de 1997 y a lo largo de la ruptura cosísmica de la misma falla de El Pilar, entre Casanay y la costa sur del Golfo de Cariaco (Audemard, 2006).

La escasez señalada de datos de observación, obtenidos fortuitamente de manera cosísmica o post-sísmica sobre los efectos geomorfológicos directos originados por deformaciones tectónicas de la superficie, o de manera indirecta por la acción de diversas manifestaciones de inestabilidad gravitacional o de perturbación del terreno inducidas por fenómenos de licuación o por la acción de tsunamis, se debe a la actividad sísmica relativamente moderada en Venezuela. Aquella no es comparable en efecto con el escenario sísmico, y la correspondiente magnitud, variedad e impacto destructor de los efectos cosísmicos inducidos por los grandes terremotos asociados con los márgenes activos de subducción y que estremecen las cordilleras y costas de los países de la fachada pacífica (Weischet, 1960; Wright & Mella, 1963; Sievers *et al.*, 1963; Hansen, 1966; Tuthill & Laird, 1966; Post, 1967; Plafker *et al.*, 1971; Watanabe, 1977; Chang & Alva Hurtado, 1991; Evans *et al.*, 2007; Bray & Frost, 2010; Rojas Hoppe, 2010). La referida diferencia de amenaza

sísmica confrontada por el país explica los esfuerzos relativamente reducidos acometidos en Venezuela por constituir una base territorial e histórica sistemática de datos sobre la morfogénesis sísmica como es el caso en los Andes, no obstante la información de utilidad contenida en el Inventario Nacional de Riesgos Geológicos iniciado en 1979 y dado a conocer por Funvisis al principio de la década del 80 (Singer & Rojas, 1981; Singer *et al.*, 1983) y en proceso actual de actualización digital (Singer *et al.*, 2019). Una parte significativa de la información de interés reunida en aquel documento fue extraída de las descripciones macrosísmicas que figuran en los catálogos de sismicidad histórica producidos por José Grases (Grases, 1971, 1979-1980, 1990; Grases *et al.*, 1999) y por Altez & Rodríguez (2009), los cuales dan continuidad al catálogo pionero elaborado por Melchor Centeno Graü (1940, 1969). Debido a lo extenso de la cobertura territorial nacional y a lo dilatado del lapso histórico cercano al medio milenio que abarcan aquellas fuentes escritas de documentación, la validación de determinados eventos contenidos en las mismas es susceptible de presentar limitaciones, como lo ilustra la atribución errónea – por lo menos desde Centeno Graü– a un temblor moderado localizado en San Cristóbal, de un flujo de lodo destructor presuntamente inducido al sur de Mérida en Lagunillas de Urao el 19 de febrero de 1845, y que corresponde en realidad a un evento lahárico originado en los flancos del volcán Nevado del Ruíz en Colombia. Aquella confusión se originó por haber resultado canalizado el referido flujo de lodo volcánico por el río homónimo de Lagunillas, previamente a la devastación de la próspera región agrícola donde quedó fundada la ciudad de Armero, medio siglo después de la referida catástrofe y previamente a la nueva tragedia de 1985 (Espinosa, 2001; Ferrer *et al.*, 2005).

Inventarios históricos retrospectivos de determinados fenómenos exodinámicos particulares, inducidos por la actividad sísmica y que suelen haber dejado una huella diagnóstica en la morfología andina, como los flujos de descarga consecutivos al represamiento temporal de drenajes naturales por movimientos de masa, o las diversas y muy comunes manifestaciones de licuación de suelos, así como los aludes torrenciales de escombros detríticos o de lodo, fueron elaborados respectivamente por Ferrer (1999), Rodríguez *et al.* (2006), y por Singer (2010). Adicionalmente existe un acervo valioso de observaciones de campo obtenidas por medio de encuestas post-terremoto sobre una amplia gama de efectos morfogenéticos inducidos en la región andina por determinados terremotos desde el evento históricamente documentado del 3 de febrero de

1610. Aquellos insumos de información se encuentran procesados en el **Anexo 1** y cartografiados con símbolos negros en la **Figura 1**, extraída del

Inventario Nacional de Riesgos Geológicos (Funvisis), y que abarca la región del Proyecto GIAME.

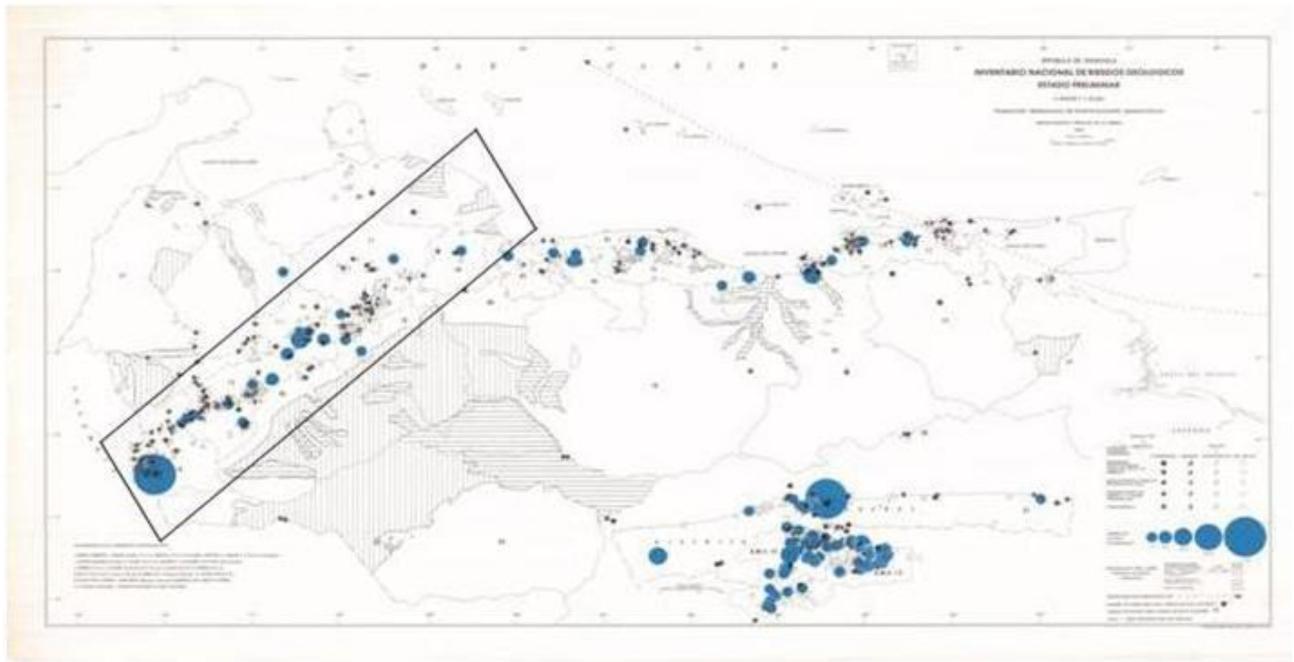


Figura. 1 Distribución regional de los eventos morfogenéticos en los Andes venezolanos (Adaptado de Singer *et al.*, 1983). Disponible en formato digital en <http://www.funvisis.gob.ve/old/noticia.php?id=1080>.

El Proyecto Geociencias Integrales de los Andes de Mérida (GIAME) constituye una excelente oportunidad para el suministro de un balance introductorio sobre la morfogénesis sísmica andina, tomando en consideración el elevado potencial sismogénico derivado de los principales sistemas de fallas activas que articulan aquella cordillera (Soulas, 1986; Beltrán, 1993; Audemard *et al.*, 2000), y que atraviesan, como ocurre en particular con el caso excepcional de la falla maestra de Boconó, la amplia secuencia vertical de pisos bioclimáticos escalonados en el referido volumen montañoso. Aquellos ambientes climáticos diferenciados altitudinalmente interfieren, en efecto, de manera favorable o desfavorable con las condiciones de expresión y permanencia temporal de las huellas geomorfológicas diagnósticas de la actividad sísmica (Allen, 1983). En este sentido, la presente contribución ofrece elementos de información transversal de utilidad científica en las investigaciones de sismología histórica (Lamarche & Wallace, 1972; Vogt, 1981, 1982; Albini & Vogt, 1992; Peraldo, 2012), de paleosismología (Adams, 1981a y b; 1983, 1985; Crozier, 1991; Perrin & Hancox, 1991; Jibson, 1994; Obermeier & Pond, 1999; Audemard, 2003a; Michetti *et al.*, 2005; Audemard & Michetti, 2011), y

de gestión ecogeodinámica de laderas boscosas impactadas por procesos de denudación forestal inducidos por los efectos combinados de “chablis” y de deslaves cosísmicos, propios de ambientes templados y tropicales de gran humedad (Simonett, 1967; Pain, 1972; Pain & Bowler, 1973; Veblen & Ashton, 1978; Garwood *et al.*, 1979; Adams, 1980; Harp *et al.*, 1981; Muir Wood, 1987; Maskrey, 1996; Chuan & Grunert, 1999; Wells *et al.*, 2001). La morfogénesis sísmica andina constituye además un insumo documental permanente de trabajo, de utilidad para la discriminación de la actividad sísmica como agente de inestabilidad y de riesgo geológico a nivel regional y local (Nason, 1971; Wong & Jennings, 1975; Singer *et al.*, 1983; Bousquet & Péchoux, 1985; Hansen & Franks, 1991; Leroi *et al.*, 1992; Ishihara & Yasuda, 1993; Ishihara *et al.*, 1995; Keefer, 2000) y en aplicaciones como la elaboración de mapas ingenieriles de intensidades sísmicas y de peligro sísmico y/o geológico (Singer, 1975; Espinosa *et al.*, 1978; Malaver *et al.*, 1985; Michetti *et al.*, 2007; Audemard *et al.*, 2015) o para la orientación de las directrices preventivas de protección civil y de gestión de riesgo (CGA-ULP, 1971; Tricart, 1973; Harp *et al.*, 1978; Adams, 1981c; Wilson & Keefer, 1985; Singer, 1985; PMA, 2007; Dasco *et al.*, 2013).

PERSPECTIVA REGIONAL

El Proyecto GIAME se extiende en una región de significativo potencial morfogenético por coincidir aquella con el desarrollo montañoso más importante de la cordillera andina. En efecto, es notorio en la **Figura 1**, que desde la frontera colombo-venezolana hasta la depresión lareense de Barquisimeto, los estados andinos del Táchira, Mérida, Trujillo y Lara abarcan la mayor extensión y densidad de manifestaciones puntuales de morfogénesis sísmica – señaladas por símbolos gráficos puntuales de color negro- además de aquellas que no están vinculadas con la actividad sísmica, y son de origen climático o antrópico. En cambio en dirección al Caribe, y fuera del núcleo aislado de la Serranía de Aroa, el estado Yaracuy luce ausente de aquellas manifestaciones puntuales de información, situación compartida por ambos piedemontes de la cordillera con excepción de los sectores tachirenses de Morotuto-Umuquena y de los callejones de Ureña y San Félix, así como del corredor aluvial intercalado entre los ríos Chama y Escalante en dirección a la planicie lacustre, y del núcleo de Aricagua en la vertiente opuesta surandina.

Distribución regional de la morfogénesis sísmica

Dentro de la región de proyecto considerada, las manifestaciones puntuales de morfogénesis sísmica se agrupan en dos óvalos elongados dispuestos “en échelon” y calzados sobre el eje morfoestructural de la cordillera controlado por la traza activa de la falla de Boconó a lo largo del surco andino (**Figura 1**). La separación entre ambos óvalos coincide con un vacío llamativo de información a la altura del páramo La Estrella entre Timotes y la Mesa de Esnujaque en el lindero de los estados Mérida y Trujillo, como reflejo del vacío poblacional representativo de aquel desierto de altura de origen periglaciario. El óvalo de información surandino cabalga los estados Táchira y Mérida en dirección noreste y presenta una distribución visual de datos puntuales muy diferente en cada entidad. Aquella diferencia se debe a la dispersión geográfica llamativa de los eventos morfogenéticos cosísmicos y al consecutivo ensanchamiento del área de distribución de los mismos en el Táchira, el cual contrasta con la concentración lineal y polinuclear de los puntos de información en el corredor correspondiente al surco andino merideño, al igual que a lo largo del óvalo subsiguiente norandino del estado Trujillo. El contraste señalado corresponde a la diferencia de distribución poblacional observada en cada caso: dispersa en todo lo ancho de la ensilladura de relieve del Táchira; confinada a lo largo del estrecho corredor correspondiente al profundo surco andino (Zinck, 1980). De aquella diferencia de distribución de la

población, depende en efecto la correspondiente disponibilidad geográfica de fuentes históricas de información de primera mano. Por lo tanto, el referido contraste de densidad en la distribución de los eventos de morfogénesis sísmica cartografiados no es sino aparente, y resulta probablemente de una situación relativa de subdocumentación, conforme a una limitación también señalada por Rodríguez & Audemard (2003), en particular para la confección de mapas de isosistas. En efecto, el patrón disperso característico del estado Táchira es el que debería prevalecer en una extensión significativa de la región de proyecto investigada, al disponer aquella del mismo patrón de distribución de fuentes potenciales de información. Al respecto, es significativo que el referido patrón desconcentrado de información documental característico de la ensilladura topográfica del Táchira, vuelve a presentarse en la extremidad norte de los Andes a la altura de la ensilladura lareense de Barquisimeto por razones análogas, inherentes a la influencia de las condiciones estructurales de elevación diferencial del orógeno andino en las facilidades y limitaciones topográficas de acceso y asentamiento poblacional (Tricart, 1962; Vivas, 1992). Otro hecho de observación notorio es el desprendimiento de una antena de información documental desde el corredor merideño en dirección al Lago de Maracaibo. La fuente de aquella información proviene de un informe de inspección de las destrucciones, que inutilizaron temporalmente la antigua vía férrea entre El Vigía y Santa Bárbara del Zulia en ocasión del “gran terremoto andino” de 1894 (Brun, 1894). Aquel siniestro se originó al ceder y fluir el subsuelo aluvial arenoso y saturado de los terraplenes de la vía bajo el impacto dinámico cosísmico de aquel evento, siniestro atribuido retrospectivamente a manifestaciones de licuación de suelos y de “lateral spread” (Soulas *et al.*, 1987; Lugo, 1990).

Interferencia de las condiciones climáticas con la morfogénesis sísmica

En ámbito montañoso, el clima ejerce un control particular en las características de la morfogénesis por intermedio de la secuencia vertical ascendente de pisos climáticos discriminados a partir del clima latitudinal zonal que prevalece al pie de la montaña. Al respecto, y debido al desarrollo vertical considerable de la cordillera andina venezolana, la secuencia de los diversos pisos climáticos escalonados en aquel orógeno (Tricart *et al.*, 1962), simula grosso modo el ordenamiento latitudinal de zonas climáticas actualmente vigente en el planeta, entre la zona intertropical húmeda y las condiciones zonales periglaciares en dirección y al traspasar el círculo polar (Tricart & Cailleux, 1965). Aquella

diferenciación climática vertical es implícita en la discriminación popular hecha por el campesino andino entre tierra caliente, tierra templada, tierra fría y tierra helada, cuando el evoca de aquella manera a las diversas oportunidades de uso decrecientes proporcionadas por la referida sucesión altitudinal de ambientes climáticos montañosos. Por lo tanto, y al lado del control sismotectónico de la morfogénesis de origen sísmico, que depende del potencial sismogénico de las diversas fallas activas reconocidas en la región andina (Cluff & Hansen, 1969; Woodward-Lundgren & Associates, 1972; Soulas, 1983 a y b, 1986; Schubert *et al.*, 1983; Beltrán, 1993; Singer & Beltrán, 1996; Audemard *et al.*, 2000; Audemard, 2014, 2016; Rodríguez *et al.*, 2017), es preciso ponderar la importancia relativa que ejerce en los aspectos diagnósticos de aquella morfología, la referida diferenciación vertical de pisos climáticos y sus respectivos matices dependientes de los contrastes de exposición orográfica sol y sombra, en ambos flancos y a lo largo del surco central del volumen montañoso andino (Tricart *et al.*, 1962; Demangeot, 1980). En efecto, aquellas condiciones climáticas desempeñan una importancia significativa no solamente en las diversas expresiones cosísmicas diagnósticas, sino más que todo en las posibilidades de permanencia temporal y de conservación de los impactos directos e indirectos y de las correspondientes huellas de la actividad sísmica en la morfología (Singer, 1980; Singer & Soulas, 1981; Beltrán *et al.*, 1983; Sauret *et al.*, 1983). Al respecto, constituye una hazaña excepcional, el hecho de que la falla de Boconó atraviese la totalidad de los ambientes climáticos altitudinales desarrollados a lo largo de la cordillera andina (Allen, 1983).

En relación con aquel aspecto, la **Figura 2** (Singer, 1980; Singer & Soulas, 1983) ilustra las diversas modalidades de control ejercidas por la amplia gama de pisos climáticos de la cordillera venezolana surandina en la calidad de la expresión geomorfológica cosísmica histórica y prehistórica de las fallas activas, discriminadas de acuerdo con su potencial sismogénico por medio de su velocidad y tipo de movimiento. De una manera general, se aprecia una diferenciación morfoclimática muy marcada en la calidad de aquel control según las características más húmedas o más secas de aquellos pisos climáticos. En primera aproximación, aquella diferenciación climática interviene de manera opuesta o convergente según se consideran las condiciones desfavorables o favorables de expresión y de conservación en el paisaje, de los efectos morfogenéticos indirectos por movimientos de masa de la actividad sísmica, con respecto a aquellas mismas condiciones de expresión y permanencia temporal de las rupturas de superficie

de origen tectónico en la morfología. En efecto, en los pisos climáticos superior e intermedio de la montaña andina y encima de 2500 metros de altitud, el déficit creciente de precipitaciones atmosféricas favorece la conservación de las huellas morfoestructónicas diagnósticas de las rupturas de superficie cosísmicas originadas a lo largo de la traza activa de las fallas, de acuerdo con los diversos marcadores climato-sedimentarios o climato-erosivos de desplazamiento considerados (morrenas glaciares, laderas periglaciares de Richter, abanicos fluvio-torrenciales periglaciares por un lado; rampas-glacis de denudación o de soliflucción periglaciares, laderas rocosas pulidas y estriadas de desgaste glaciar por otro lado). De esta manera, el diagnóstico del significado sismotectónico de las correspondientes evidencias geomorfológicas obtenidas en campo y/o por medio de fotografías aéreas, es facilitado debido a los casos relativamente limitados de mimetismo fisiográfico producidos entre aquellas rupturas tectónicas y rupturas de superficie de otro origen. Posibilidades de ambigüedad y de confusión suelen presentarse sin embargo con la ocurrencia de fenómenos de “gravitational spreading” o “Sackung”, tal como sucede en los páramos La Negra (Giraldo *et al.*, 1981), Mariño (Soulas *et al.*, 1987), Timotes (Soulas *et al.*, 1985), Mucubají y La Camacha (Audemard *et al.*, 2010); así como en el Páramo tachireño de La Colorada en asociación con la traza activa de la falla homónima excavada para fines de exploración paleosismológica (Singer *et al.*, 1991a), y en el Páramo de La Pedregosa del macizo de La Culata, donde podrían resultar deformadas por aquellos fenómenos las morrenas glaciares del valle de falla del alto río La González generadas desde la cabecera oriental de aquel valle, y en ambos flancos del interfluvio amesetado del Alto de San Antonio entre los ríos Boconó y Saguáz cerca de Batatal (Singer *et al.*, 2016); posibilidades de confusión se deben también a los mecanismos de sobre-excavación periglacial por acción del crioclastismo, al realzar localmente aquellos procesos de erosión diferencial la traza pasiva de simples fracturas (Singer & Soulas, 1981), como suele observarse en fotografías aéreas en los superpáramos de La Cimarronera y El Batallón, de La Culata y de la Sierra Nevada. En los casos excepcionales y de importancia local, en los cuales la intensidad de las acciones del crioclastismo periglacial altitudinal es susceptible de modificar la expresión cosísmica diagnóstica de las rupturas de superficie de origen tectónico, aquella acción se encuentra limitada por la duración demasiado corta de las temperaturas de congelación vigentes durante la noche y que son necesarias para posibilitar el funcionamiento de aquella. De esta manera, la eficacia morfogenética del crioclastismo periglacial

resulta reducida y se torna superficial en el correspondiente piso climático de las montañas ubicadas en el trópico, debido al ritmo diurno y de origen zonal de los cambios térmicos (Tricart *et al.*, 1962; Schubert, 1975; Khobzi, 1981). Por lo tanto, y debido a la debilidad de la morfogénesis externa en la alta montaña tropical, aquellas condiciones morfo-climáticas favorables, explican la calidad excepcional del control geomorfológico de la traza activa de fallas de velocidad tan baja como las del sistema central andino del Alto Uribante (0,1 a 0,4 mm/año) en aquellos ambientes (**Figura 2**). Aquel déficit de participación de los procesos exodinámicos en la morfogénesis por razones de inhibición climática, se expresa por medio de la conservación espectacular en

el alto páramo andino, de marcadores climato-sedimentarios tectónicamente deformados, conforme al ejemplo emblemático del movimiento lateral dextral de la falla activa de Boconó, evidenciado desde la década del 50 (Bucher, 1952; Rod, 1956) en las diversas morrenas glaciares del último Máximo de la Glaciación Mérida en el páramo merideño de Mucubají, al permanecer inalterada la expresión diagnóstica en superficie de aquellos desplazamientos por falla desde hace unos 20.000 años aproximadamente, con base en la duración de 25.000 a 13.000 años AP establecida para aquel episodio terminal de la referida glaciación norandina (Schubert & Clapperton, 1990).

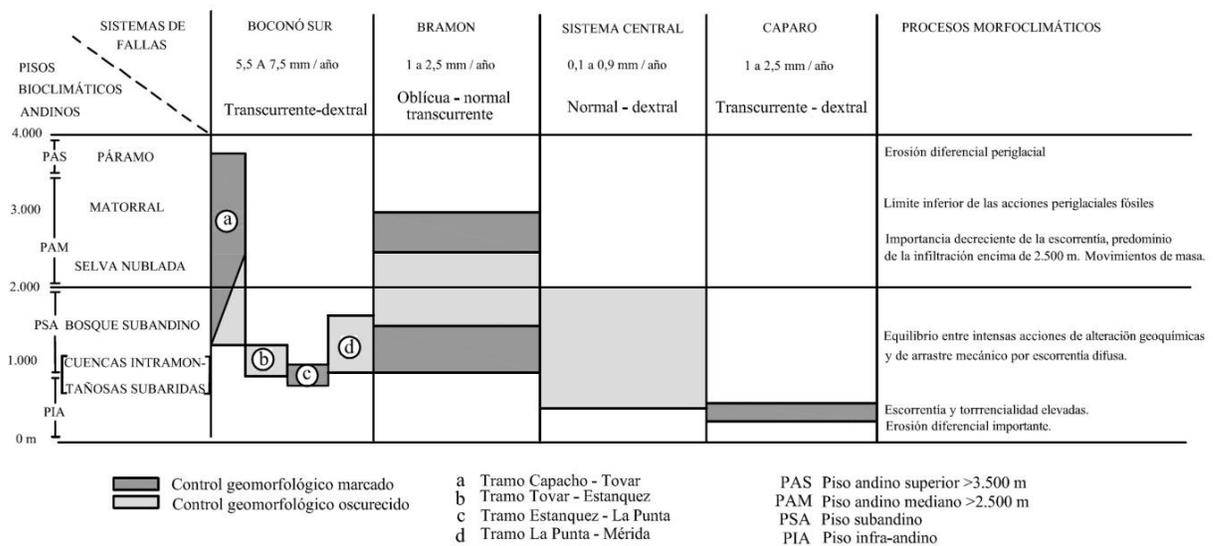


Figura 2. Control geomorfológico de los sistemas de fallas activas de la región surandina.

En cambio, el dinamismo mucho más agresivo de la morfogénesis externa en los pisos climáticos inferiores de la montaña andina que condicionan el monto anual y la intensidad de las precipitaciones, conduce a oscurecer y hasta a borrar la expresión morfotectónica diagnóstica de las deformaciones corticales cosísmicas por intermedio de los procesos generalizados de movimientos de masa y sobre todo de erosión diferencial, comparativamente a aquellos escasos ejemplos locales observados en los pisos superiores. Aquella diferencia explica las dificultades confrontadas en los referidos ambientes, para evidenciar y diagnosticar rupturas de superficie históricas o más antiguas a lo largo de fallas con velocidades cercanas al umbral de detección morfo-climático de 0,1 mm/año (Kaneda, 2003), como las del sistema central surandino. De la misma manera, aquellas condiciones climáticas son susceptibles de

explicar la pérdida de nitidez diagnóstica de la traza activa de fallas tan veloces como la falla de Boconó cuando aquellas atraviesan los ambientes húmedos del bosque nublado o del bosque subandino (**Figura 2**), en particular cuando las mismas cruzan litologías deleznables, como ocurre por ejemplo en los estados Trujillo entre Niquitao y Tostós (Cluff & Hansen, 1969) o Portuguesa y Lara entre Chabasquén y Guarico (Singer & Montes, 1980). En aquellos ambientes, como se comprobó por ejemplo en el cañón del río Urubante en el estado Táchira por medio de cinco trincheras de exploración paleosismológica paralelas, excavadas en los ramales de la falla normal activa que controla el margen derecho del referido drenaje agua arriba de la presa de La Honda (Soulas *et al.*, 1983; Soulas, 1988), saltos de falla verticales cosísmicos del orden del metro, evaluados en los depósitos aluviales de una terraza cuaternaria del río

Uribante, datados en unos 37.000 años BP y sepultados bajo deslizamientos también fallados y originados desde la ladera vecina del valle entre 35.000 y 25.000 años BP, no presentan evidencias morfológicas de rupturas en la superficie actual del terreno por haber sido borradas las mismas por la morfogénesis externa.

En otros casos, excepcionales, la actividad de la erosión diferencial es susceptible al contrario de realzar las evidencias morfotectónicas generadas en ambiente tropical húmedo y bajo varios metros de precipitaciones anuales, por fallas con una tasa relativamente moderada de actividad del orden de 1 mm a 2,5 mm/año (**Figura 2**). Al respecto, es sorprendente la expresión espectacular anómala del escarpe de la falla Sur-Caparo, erguido por encima de los depósitos aluviales actuales de la planicie de inundación del río homónimo y en una distancia de unos 15 a 20 km evidenciada a lo largo del valle de fallas (Singer, 1980; Soulas *et al.*, 1981; Singer & Soulas, 1983). En casos como el señalado, la expresión morfológica diagnóstica de fallas activas se aparta del patrón de referencia convencional de la geomorfología de terremotos acuñada en el desierto del Oeste de los Estados Unidos (Blackwelder, 1928; Wallace, 1967, 1975, 1978, 1990; Iacopi, 1971; Clark, 1973; Hamblin, 1976; Bull & McFadden, 1977; Keller *et al.*, 1980; Stewart & Hancock, 1990) y es representativa en cambio del modelo de ambiente húmedo templado o tropical, menos divulgado y definido en Nueva Zelanda (Cotton, 1950, 1953, 1968; Stevens, 1957, 1974; Bloom, 1978; Ota *et al.*, 1981; Page & Cline, 1981; Allen, 1984; Bull & Knuepfer, 1987; Berryman *et al.*, 1992; Norris & Cooper, 1997, 2007; Langridge & Berryman, 2005). En aquel modelo en efecto, el llamado patrón de expresión “criptotectónica” (Cotton, 1968) de la morfología diagnóstica de fallas activas se debe a la generación de “escarpes de falla subaluviales” poligénicos en roca (Bull & Knuepfer, 1987) por causa de la exhumación por la erosión diferencial de la parte inferior de aquellos a manera de un clásico escarpe de línea de falla (Johnson, 1939; Twidale, 1971; Tricart, 1974; Philip *et al.*, 2007) al alcanzar el entallamiento producido por el drenaje principal el basamento rocoso oculto bajo el espesor de aluviones fluviales acumulados contra los referidos escarpes de falla. El episodio de sedimentación que antecede al proceso de exhumación, es responsable de la atenuación temporal del desarrollo vertical del escarpe de falla durante el período de máximo frío y actividad morfo-genética periglacial contemporánea de la última glaciación pleistocena, y datada entre 24 y 16 ka en el caso neozelandés de referencia. Aquella evolución poligénica muy compleja, característica de

la llamada morfología de falla “compuesta” (Cotton, 1917; Twidale, 1971; Tricart, 1974), y que asocia un escarpe de falla residual subrayado por facetas triangulares degradadas en la parte superior del talud con un escarpe de línea de falla exhumado por erosión diferencial en la base del mismo, se encuentra todavía muy escasamente documentada en Venezuela de manera explícita, salvo parcialmente a lo largo del valle de fallas orillado por el río Caparo en el flanco sureste de los Andes, de muy alta pluviometría actual (Singer, 1980; Soulas *et al.*, 1981, fotografías 7, 8 y 9). En el referido ejemplo, el escarpe de la falla principal sur-Caparo F1 que controla el flanco oriental de aquella depresión tectónica, se encuentra cortado por quebradas con perfil transversal llamativo en forma de “copa de vino” en lugar del perfil en V ordinario, como lo ilustra el contorno con geometría de embudo de las abras frontales, excavadas por aquellos drenajes intercalados entre las facetas degradadas del escarpe. Aquella morfología de falla activa evidencia la ocurrencia aparente de dos fases discontinuas y superpuestas de entallamiento sintectónico y climático del río Caparo, contemporáneas de la profundización del nivel de base local y de los correspondientes efectos morfogenéticos de exhumación, aunque los mismos deben haber confrontado limitaciones de actuación por lo somero del nivel de base regional correspondiente al cercano llano y por causa de la componente vertical de hundimiento cuaternario desfavorable, pero aparentemente modesta, de aquel valle de falla de tipo cuenca de tracción, y controlada por accidentes estructurales transcurrentes de una longitud del orden de 30 a 35 km. En efecto, el fondo de aquellas quebradas transversales al escarpe de falla se encuentra sepultado en su desembocadura en la planicie aluvial, por quedar invadida la salida de las mismas por depósitos aluviales recientes, que enmascaran la base del referido escarpe de falla y atenúan la componente tectónica de su desnivel topográfico en una parte significativa de la extensión de la falla. El espesor del relleno aluvial, probablemente policrónico, ubicado contra la parte fosilizada de aquel escarpe de falla y oculta en el subsuelo, no supera un máximo de 40 metros, conforme a la profundidad alcanzada por los aluviones y establecida por geofísica encima del basamento rocoso de la referida depresión tectónica. Las limitaciones señaladas en las posibilidades de profundización del drenaje principal explican la ausencia aparente actual de escarpes rocosos “subaluviales” en el patrón morfológico de la falla sur-Caparo, cuya evolución se encuentra menos avanzada con respecto al ejemplo neozelandés, pero sin descartar una existencia virtual eventual de aquellos escarpes en la profundidad del subsuelo aluvial del valle de fallas, y su exhumación en el futuro.

En lo concerniente a la expresión diagnóstica de los efectos morfoexodinámicos e indirectos de la actividad sísmica, como ocurre por ejemplo con los deslizamientos de tierra cosísmicos y de relativo modesto tamaño, es aún más difícil diferenciar aquellos en el paisaje con respecto a los originados sin intervención de la actividad sísmica (Vogt, 1982, 1999). Aquella discriminación es todavía más problemática cuando los referidos deslizamientos cosísmicos resultan de la reactivación de deslizamientos ordinarios previos al evento sísmico, y originados en equilibrio con las condiciones climáticas regionales, o bajo condiciones locales de desequilibrio potencial como producto de la modificación artificial de laderas naturales por taludes de corte de ángulo alto meta-estables. Son muy comunes al respecto, como se observa en los casos reseñados en el **Anexo 1**, los ejemplos de purgas de peñones sueltos y de colapsos cosísmicos de taludes de corte ocurridos en caso de eventos sísmicos de baja a modesta magnitud (Singer *et al.*, 1982; Rodríguez & Singer, 2013) y a fortiori en eventos de mayor importancia. Aquellos efectos morfogénéticos cosísmicos no específicos son recurrentes a lo largo de la vialidad andina tanto en ambiente húmedo como en los contextos semi-áridos orográficamente abrigados de ciertas cuencas intra-montañas. Ejemplos de aquellos efectos, se encuentran abundantemente ilustrados por los colapsos de laderas y de taludes viales en la cuenca meridiana de La González en el sector muy vulnerable de Estanquez conocido como Las Laderas de San Pablo, o en el tramo del Paso Andino en la vía de Capacho a San Antonio del Táchira, o en Las Adjuntas y El Viso en la vía de El Tocuyo hacia Guárico (**Anexo 1**). Sin embargo, en el caso de eventos sísmicos de elevada magnitud como por ejemplo el terremoto de El Asnam en Argelia de magnitud 7,3, o el de Gobi-Altai en Mongolia de 8,3, las observaciones de campo post-terremoto realizadas en contextos de colinas con topografía irregular (Florensov & Solonenko, 1965; Durville & Méneroud, 1982; Philip & Ritz, 1999) evidencian la

ocurrencia de deslizamientos cosísmicos de un tipo particular y con las siguientes características específicas: masa deslizada más ancha que alargada afectando sitios de promontorio convexo y con subsuelo bien drenado; ubicación de las rupturas de superficie hasta en la ladera opuesta al tope de la colina y con escarpes a contra-pendiente análogos a la morfología de “Sackung”; escaso desnivel de las rupturas de superficie en consideración del volumen del cuerpo deslizado; mecanismo de ruptura de tipo frágil y brutal en oposición con los deslizamientos ordinarios de movimiento lento y en materiales al estado plástico y saturado (**Figura 3**). Un ejemplo local andino de deslizamiento, que se asemeja al patrón de referencia señalado, afecta el lomo de obturación (“shutter ridge”) al pie del cual se obtuvieron evidencias de las rupturas de superficie históricas de los terremotos de 1610, 1894 y posiblemente de 1932 en una trinchera excavada en la traza activa de la falla de Boconó al norte de La Grita. La actividad histórica de aquella falla se encuentra señalada en el subsuelo por dos saltos cosísmicos sucesivos de 0,3 m, correspondientes a la componente vertical de movimiento y a contra-pendiente, de aquella falla con respecto al flanco de aquella colina (Soulas *et al.*, 1987; Audemard, 1997). Aquellos desplazamientos tectónicos cosísmicos observados en el subsuelo, coinciden con la expresión en superficie de las contra-escarpas del deslizamiento de aparente tipo “Sackung”, que afectan el flanco de la referida colina. Las huellas todavía bien marcadas y fotografiadas en el año 1986 de aquel deslizamiento presuntamente cosísmico (**Figura 4**), no autorizan a relacionarlo cronológicamente con los eventos de 1610 o 1894, sino tentativamente con el impacto de un posible efecto de latigazo del terremoto de 1932 y de magnitud del orden de 6,6 a 6,75 (Escobar & Rengifo, 2003b), en la referida colina –hoy Hotel La Cumbre-, al salir de las curvas de la vía de La Grita hacia el páramo.



Figura 3. Perfil transversal tipo de un deslizamiento cosísmico específico. Adaptado de Durville & Méneroud (1982).

Los terremotos del sur de Chile de 1960 y de Anchorage en Alaska en 1964 evidenciaron manifestaciones cosísmicas de deslizamientos considerados entonces como atípicos por funcionar de manera horizontal y relacionados con posibles efectos de mesa vibrante por Tazieff (1961, 1976), pero cuya incógnita cinemática ya había sido planteada por Marshall (1933) con la introducción del neologismo “flow slip” para designar a los deslizamientos horizontales fuera de lo común, provocados por el colapso cosísmico de los acantilados costeros de la Bahía de Hawke a raíz del terremoto neozelandés de Napier de magnitud 7,7 (Van der Ling, 1977). Los deslizamientos horizontales controversiales documentados en Chile y Alaska se relacionaron posteriormente con mecanismos característicos muy peligrosos de relajamiento lateral o “lateral spread” (Plafker *et al.*, 1971; Youd & Hoose, 1978; Keefer, 1984; Wartman *et al.*, 2013), producidos de manera muy común por la licuación de suelos combinada con efectos de borde libre en los materiales sedimentarios escasamente consolidados y mesa de agua alta (Davis & Karzulovic, 1963; Hansen, 1966; Seed & Wilson, 1967; Seed, 1968; Noguera & Garcés, 1991). Aquellas condiciones de sitio vulnerables ante las manifestaciones cosísmicas de “lateral spreading” se encuentran comúnmente reunidas en las orillas y extensiones marginales de ríos entallados en las planicies aluviales de origen reciente (Youd & Perkins, 1978; Obermeier & Pond, 1999) o en las orillas de playas lacustres (Youd, 1971; Hoose *et al.*, 1978; De Santis *et al.*, 1989) o marinas (Hoose, 1978; Mora & Yasuda, 1994; Audemard, 2002), como resultaron profusamente documentadas aquellas en una extensa región de 600 km de largo por 100 km

de ancho en el gran terremoto del año 2010 que afectó la Cordillera de la Costa en la provincia chilena del Maule (Bray & Frost, 2010). En Venezuela, las primeras evidencias de aquellos efectos particulares de la licuación de suelos asistida por la gravedad, fuera de las manifestaciones cosísmicas más conocidas y también muy comunes descritas como “volcancitos o hervideros de arena” (Rodríguez *et al.*, 2006), fueron documentadas en la costa sur del Lago de Valencia a raíz del terremoto de Caracas de 1967 (De Santis *et al.*, 1989), y en el litoral oriental de Falcón, en el lindero noroeste de la región del Proyecto GIAME, en particular en la población de Boca de Tocuyo en asociación con 2 sismos de magnitud moderada en abril y mayo de 1989 (Beltrán & De Santis, 1990; De Santis *et al.*, 1990; Audemard & De Santis, 1991) y en el litoral central de Caraballeda (Audemard, 2002) y últimamente en el Golfo de Cariaco en el terremoto de 1997 (Funvisis, 1997; Gonzalez *et al.*, 2004; Audemard, 2006), fuera de la región de proyecto. En los Andes venezolanos, descripciones post-terremoto de perturbaciones topográficas cosísmicas de elevada intensidad, observadas en los márgenes de ríos de determinadas planicies aluviales en ocasión de terremotos de mediana a elevada magnitud, parecen relacionarse con fenómenos de “lateral spread”, como los señalados en las orillas del río Táchira en el terremoto fronterizo de 1875 entre San Antonio y Ureña (Singer *et al.*, 1991a, Tabla 4 y Anexo 16; Singer *et al.*, 1991b; Rodríguez *et al.*, 2017, Figura 14a), en las de los ríos Onia y Chama en el terremoto andino de 1894 (Lugo, 1983, Anexo A-18) y a lo largo del río Tocuyo en el terremoto de San Pablo en 1975 (Badell, 1981) (**Anexo 1**).

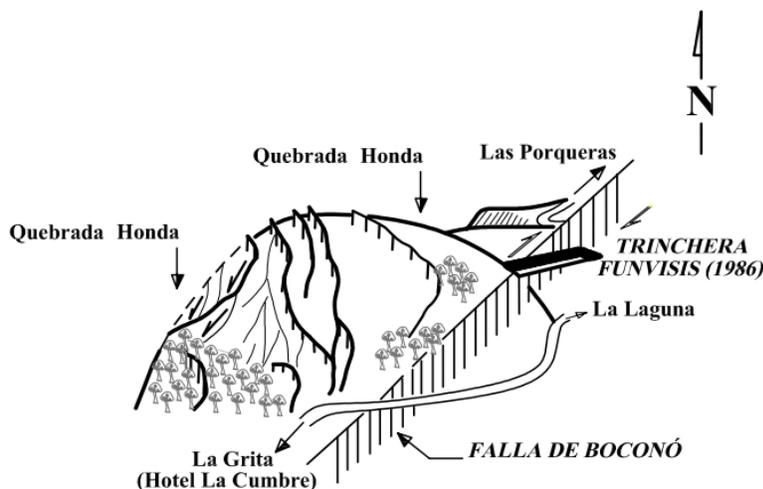


Figura 4. Morfoloía diagnóstica del presunto deslizamiento cosísmico (14-03-1932?) de La Grita (2,5 km al NE Hotel La Cumbre). Dibujo a partir de una vista tomada desde helicóptero por el autor en 1986.

ANÁLISIS DE EVENTOS PARTICULARES DE MORFOGÉNESIS COSÍSMICA

A continuación, se presentan tres casos históricos muy diferentes de manifestaciones exodinámicas de morfogénesis sísmica documentadas a lo largo de la falla de Boconó en los tramos sur, central y norte de los Andes venezolanos, e inducidos respectivamente por los terremotos del 3 de febrero de 1610 en el valle del río Mocotíes, del 28 de abril de 1894 en el sector de confluencia de los ríos Mocotíes y Chama, y del 3 de agosto de 1950 entre Sanare y Chabasquén.

Efectos morfogenéticos del terremoto de 1610 en el valle del río Mocotíes

El impacto cosísmico y post-sísmico devastador del terremoto de 1610 en el tramo medio del valle del río Mocotíes constituye la primera manifestación de morfogénesis sísmica históricamente bien documentada conocida en Venezuela. Esta hazaña se debe a las observaciones de campo de excepcional valor testimonial realizada por el padre franciscano y cronista de las Indias Fray Pedro Simón en los años subsiguientes a aquel evento en 1612 y 1613, las cuales quedaron incluidas en sus célebres “Noticias Historiales” editadas en la ciudad de Cuenca en España en 1627 y reproducidas en Venezuela por la Academia nacional de la Historia en 1964 (Simón, 1964). La calidad documental de aquella relación escrita de los hechos ocurridos en el valle del río Mocotíes ha permitido su validación y reconstitución geomorfológica más de 350 años después de los referidos sucesos históricos, por medio del uso de fotografías aéreas y de verificaciones de campo (**Figura 5**) para comprobar el contenido fidedigno de las observaciones realizadas por el cronista español en la cercanía de la actual ciudad andina de Tovar, aún no fundada para aquella época (Singer & Lugo, 1982; Ferrer & Laffaille, 1998; Singer, 1998). Entre los efectos cosísmicos más notorios reseñados por el Padre Simón (**Anexo 1**), destacan la ocurrencia de una avalancha y flujo de escombros detríticos originados desde el páramo Mariño en dirección al valle del río Mocotíes con el consecutivo represamiento y embalsamiento temporal de las aguas de aquel drenaje, desde el día del terremoto el 3 de febrero de 1610 hasta el día de San Juan en el mes de junio del mismo año, cuando cede violentamente el tapón atravesado en el río y se origina un poderoso flujo de descarga que barre el valle aguas abajo del sitio de obstrucción y posterior colapso catastrófico de aquella represa natural. La memoria de aquellos acontecimientos extraordinarios quedó plasmada en la toponimia vernácula en el lugar de los hechos

ocurridos, como lo ilustran los geo-topónimos de “El Volcán”, el cual alude a la masa actual y de superficie aborregada de la avalancha detrítica atravesada en el valle, y del “Rincón de la Laguna” en referencia a los predios pantanosos que señalan la antigua extensión del lago de obturación originado por el represamiento lateral temporal del río Mocotíes, así como del sitio de “La Playa” que corresponde a la progradación post-sísmica de una abanico deltaico de arenas y gravas torrenciales dentro del espejo de agua lacustre. Aquel último cuerpo aluvial de morfología lisa característica, que contrasta con el modelado irregular de los depósitos de El Volcán en los cuales el referido abanico se encuentra entallado (**Figura 5**), es el producto de la remoción torrencial de las cicatrices frescas y deleznable de las fuentes de la avalancha en el páramo. Este episodio de arrastre torrencial es contemporáneo de la etapa terminal de obturación, y responsable de la acumulación subacuática en forma masiva de los materiales de remoción contra el obstáculo formado por la cara interna del tapón, y previamente a su colapso repentino. La evidencia tangible actual del evento cosísmico de represamiento del río Mocotíes es la presencia anómala llamativa del referido obstáculo topográfico de El Volcán, que interrumpe la continuidad topográfica longitudinal de la planicie del río, y la cual alcanza unos 100 m de desnivel entre el tramo aluvial superior creado detrás del tapón por aquel drenaje, y el tramo inferior que corresponde al nivel de base local anterior al referido y último episodio de represamiento históricamente documentado. Sobre la cara externa de aquella represa natural serpentea la vía actual que conduce de Tovar a Bailadores, para vencer el obstáculo. El estrecho boquete actual utilizado por el río Mocotíes para atravesar el referido obstáculo, corresponde al abra de la garganta abierta por la violencia del flujo forzado de descarga de las aguas represadas, y previamente aliviadas en forma progresiva a través de agujeros subacuáticos, posiblemente originados en el tapón por efectos de “renard” (“suffosión”, “piping”) (Letourneur & Michel, 1971; Costa & Schuster, 1988). Aquellos mecanismos de debilitamiento son provocados por el empuje del cuerpo de agua lacustre y la presión creciente de filtración, al resultar succionadas las arenas deltaicas acumuladas contra los materiales detríticos heterogéneos del tapón. Aquel evento muy complejo de morfogénesis sísmica acontecido en el valle del río Mocotíes corresponde por lo tanto a un hecho aislado muy localizado, ubicado en pleno descampado y a “seis leguas” (aproximadamente 35 km) de la ciudad más cercana de entonces, correspondiente a La Grita. Por lo tanto, es muy probable que aquellos sucesos bien habrían podido quedar históricamente indocumentados de no

darse la misión post-terremoto del Padre Simón en el lugar de los hechos, y de no ocurrir en el referido evento la pérdida ocasionada a la Corona española de

más de 500 cabezas de ganado, como justificación de la encuesta oficial acometida por aquel cronista de las Indias.

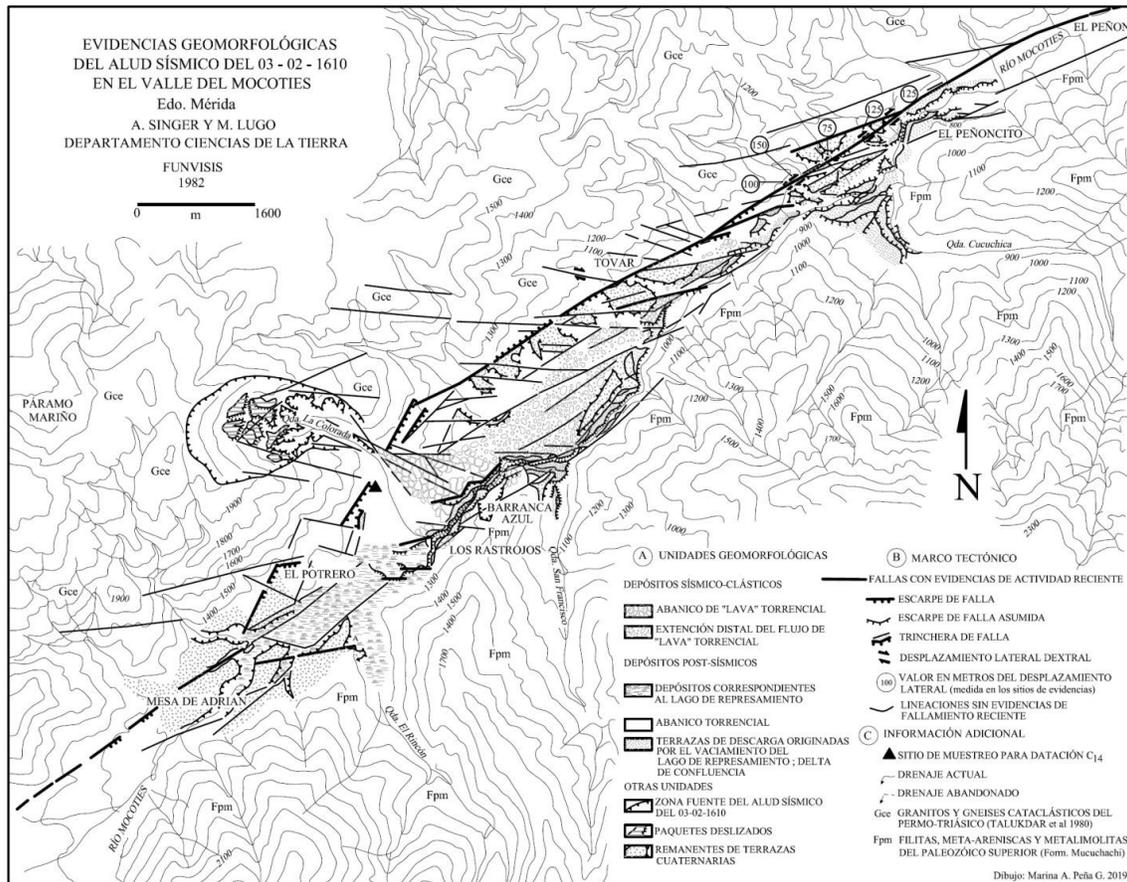


Figura 5. Evidencias geomorfológicas del alud sísmico del terremoto del 3-02-1610.

La localización de la avalancha cósmica destructora ocurrida en el valle del río Mocotíes obedece a condiciones de sitio naturales de particular vulnerabilidad ante la amenaza sísmica, como se desprende de la ubicación de aquella fuente de inestabilidad y de riesgo geológico en un relevo transpresivo ubicado en una discontinuidad geométrica de la traza activa de la falla transcurrente dextral de Boconó. Aquella discontinuidad tectónica se debe a la disposición “en échelon” hacia la izquierda, de dos ramales subparalelos sur y norte de aquella falla a la altura de la microcuenca drenada por la actual quebrada Colorada (**Figura 5**). En aquel sitio de cabecera del referido drenaje actual, se disparó bajo carga sísmica la secuencia de procesos morfogenéticos concatenados y de elevado impacto dinámico del año 1610, descritos anteriormente. Escenarios de anomalías tectónicas como la señalada constituyen en la literatura de geología de terremotos sitios clásicos de concentración de esfuerzos altamente estresados a lo largo de fallas sismógenas

(e.g. Audemard y Singer, 1996). Aquellos sitios son susceptibles de nuclear terremotos de magnitud importante, así como de disparar movimientos de masa gravitacionales voluminosos, como modalidad indirecta de liberación de la energía sísmica concentrada en determinados sectores críticos de fallas activas. A lo largo de la falla de Boconó, y fuera del caso emblemático analizado en el curso medio del río Mocotíes, otros sitios donde resultaron disparados grandes movimientos de masa coinciden con escenarios potenciales de concentración local de esfuerzos tectónicos. Tal podría ser el caso del megadeslizamiento de La Gonzalez, de actividad recurrente en el Cuaternario de la depresión tectónica homónima (Tricart & Michel, 1965; Ferrer, 1991). Aquel sitio de terrenos inestables, cruzados por la vía de gran circulación hacia El Vigía, se ubica en un sector de aparente inflexión transpresiva, en el ramal sur de la falla de Boconó evidenciado por Tricart & Michel (1965) y Monod (2009) y aprovechado por el río Chama al suroeste de Mérida, no obstante su

localización al inicio de una cuenca de tracción (Schubert, 1980). La anomalía tectónica local de tipo compresivo asociada con el correspondiente trazado sigmoidal de aquella falla de movimiento transcurrente dextral, podría reflejarse en las correspondientes deformaciones por plegamiento anticlinal, evidenciadas por medio de mediciones microtectónicas efectuadas por J.P.Soulas (com. pers., 1981) en afloramientos del subsuelo de aquel deslizamiento. Otros sectores donde coexisten grandes movimientos de masa con anomalías análogas de inflexión tectónica en el trazado de la falla de Boconó, caracterizan los sitios de deslizamientos apodados de igual manera que en Tovar, como El Volcán de Buena Vista, ubicado al norte de la presa José Antonio Paez (Ferrer, 1991), o como el Volcán localizado en la salida sur de la propia ciudad de Boconó en el cruce de la vía hacia Tostós. Los empujes de tierra desarrollados por este último movimiento de masa en un pasado geológico reciente son responsables del estrangulamiento local ocurrido entonces en la planicie aluvial del río Boconó en aquel sitio tradicional de vado, y los cuales amenazan actualmente el puente La Cavita sobre el mismo río. (Singer *et al.*, 2016).

Por otra parte, la ubicación de la fuente señalada de ocurrencia de la avalancha de 1610, coincide con una hondonada local de aspecto alveolar, ubicada en el borde escarpado del páramo Mariño cortado por la falla de Boconó, y convertida en cabecera de drenaje por el retroceso de la quebrada Colorada. De esta manera, aquella hondonada quedó suspendida encima del fondo del valle del río Mocotíes por medio de un desnivel topográfico elevado, cercano a 900 metros. Sitios en el páramo con aquellas características, reúnen condiciones evolutivas particulares por su potencial inestabilidad gravitacional de origen litológico, hidrogeológico y morfogenético. En efecto, aquella hondonada originalmente cerrada, corresponde a un alveolo de disolución geoquímica genéticamente equivalente a las depresiones residuales de perfil asartenado características de la superficie del páramo, y algunas de las cuales se encuentran ocupadas por lagunas. Aquellos conjuntos de depresiones alveolares le confieren un aspecto arrugado y ondulado a la morfología amesetada del páramo de Mariño, por resultar degradadas las rocas cristalinas granulares del subsuelo a consecuencia de profundas acciones de alteración geoquímica de origen tropical. Aquellas acciones se iniciaron probablemente en tiempos anteriores a la orogénesis plio-cuaternaria andina tanto en Colombia como en Venezuela (Julivert, 1959; Tricart & Milliès-Lacroix, 1962; Tricart *et al.*, 1969; Dollfus, 1973; Khobzi & Usselman, 1973; Van der Hammen *et al.*,

1973; Khobzi, 1976; Fölster & Von Christen, 1977; Weingarten, 1977; Page & James, 1981; Giegengack, 1984; Kroonenberg *et al.*, 1990; Kennan, 2000; Audemard, 2003b, Figura 6; Bermúdez *et al.*, 2010) responsable del ascenso de aquel basamento rocoso paleozoico de entonces modesta altitud y de ambiente climático húmedo tropical –ubicado a menos de 500 metros en la Sabana de Bogotá hace unos 4 a 5 millones de años durante la depositación de los sedimentos Tequendama correspondientes al mbro. inferior de la Formación Tilatá (Van der Hammen, 1966) a menudo tectonizados y asociados con una flora tropical de baja altitud del Plioceno inferior, según Van der Hammen & Cleef (1986) y Andriessen *et al.*, 1993)- junto con su cubierta residual de rocas descompuestas por la meteorización, hasta culminar a más de 2500 metros en el referido páramo de Mariño. El predominio llamativo de la caolinita en los minerales arcillosos contenidos tanto en las arcillas del Plioceno inferior, intercaladas con cenizas volcánicas datadas en 4 millones de años hacia la base de la columna sedimentaria de la Sabana de Bogotá (Andriessen *et al.*, 1993), cómo en los sedimentos lagunares de edad reciente tardí-pleistocena a holocena que ocupan aquellas depresiones alveolares del páramo de Mariño, como se comprueba por ejemplo en las lagunas Negra, Blanca y Los Lirios (Weingarten, 1988; Weingarten *et al.*, 1990; 1991), sugiere en efecto un origen tropical para aquellas arcillas caolínicas detríticas (Millot, 1964; Singer (Arieh), 1981, 1984; Bronger, 2007), de presunto carácter relictual y removidas a partir de las arcillas de neoformación pertenecientes a los paleo-perfiles de meteorización tectónicamente alzados y conservados en el tope del páramo andino (Weingarten, 1977; Giegengack, 1984; Weingarten *et al.*, 1990). Aquellos perfiles de alteración geoquímica relictuales podrían constituir la fuente local primaria de las referidas arcillas lacustres y de los probables yacimientos equivalentes de caolín de origen detrítico de la cordillera oriental colombiana (Manosalva Sánchez & Naranjo Merchán, 2007). Al respecto, dataciones paleomagnéticas de suelos residuales muestreados en el páramo tachirenses de La Colorada a más de 3000 metros sugieren una edad avanzada claramente superior y probablemente muy superior a 730.000 años (Singer *et al.*, 1991a) para aquellas formaciones superficiales relictuales, probablemente generadas en tiempos ante-neotectónicos del Plioceno y que permanecerían de manera parcial al estado fósil en posición morfológica actual de páramo. En efecto, el cambio de condiciones morfogenéticas que sufre aquel altiplano de Mariño, probablemente alcanzado por el descenso altitudinal del piso climático periglacial durante la Glaciación Mérida (Van der Hammen, 1972, 1974), como podría evidenciarse en

los sedimentos grises inorgánicos ubicados en la parte inferior del registro estratigráfico de la Laguna Los Lirios datada en 16800 años BP (Bradley *et al.*, 1985), y al resultar sustituido aquel piso por las condiciones térmicas y de humedad que caracterizan el actual ambiente bioclimático altitudinal andino del referido páramo, podría estar propiciando el desarrollo desde hace menos de 10.000 años de una alteración geoquímica arcillosa, propia de los perfiles de meteorización desarrollados en equilibrio con la selva nublada actual. Aquellos perfiles de materiales residuales, de hasta más de 50 metros de espesor y con zonas de roca saprolitizada de varias decenas de metros, presentan concentraciones frecuentes de arcillas ílticas y caolínicas según observaciones de campo y datos de laboratorio de Mainguet Michel (1966), que deberían estar epigenizando los remanentes de paleoperfiles de alteritas relictuales heredados de condiciones morfoclimáticas altitudinales ante-neotectónicas y conservados en condiciones de sitio favorables, como el que menciona aquel autor en el páramo de Piñango a 4200 metros de altitud donde subsistirían productos de alteración atribuidos a una edad terciaria. Sin embargo, aquel autor no llega a plantear el problema general muy crucial de la posible contaminación por herencias paleoclimáticas de las referidas arcillas de neoformación de presunto origen reciente y determinadas en el piso más bajo de la selva nublada, y de la atribución a procesos genéticos inactuales de parte del desarrollo vertical de los correspondientes perfiles de meteorización.

De manera análoga con las depresiones alveolares correspondientes a las lagunas Blanca y Negra, Los Lirios y Brava, la hondonada drenada actualmente por la quebrada La Colorada estuvo probablemente ocupada por un cuerpo de agua confinada hasta una época muy cercana del evento morfogenético catastrófico inducido por el terremoto de 1610. Aquella presunción se encuentra sugerida por la expulsión violenta, señalada por el Padre Simón, de un volumen considerable de agua que brota durante varios días desde la cicatriz abierta en el subsuelo del páramo de Mariño, por aquella avalancha de escombros. Entre aquellas lagunas, la Laguna Brava presenta una geometría llamativa de media luna por encontrarse bloqueada entre las cicatrices de tracción semi-circulares de un deslizamiento fósil de gran tamaño, drenado por la quebrada La Laguna en dirección al valle de falla de San Simón. La velocidad de sedimentación en aquella laguna no alcanzaría sino la mitad de la tasa correspondiente a la Laguna de Los Lirios, con base en la profundidad respectiva del marcador de datación C^{14} de aproximadamente 13.000 años AP, disponible en ambos registros

sedimentarios de aquellas sitios de laguna (Muñoz, 1970; Weingarten *et al.*, 1991). Aquel hecho puede atribuirse a la diferencia de tamaño de ambos cuerpos de agua, o a interrupciones de la sedimentación derivadas de la inestabilidad de la profundidad de agua en aquel embalse natural metaestable ocupado por la Laguna Brava, como lo sugiere la variación llamativa de nivel registrada entre 1966 y 1970 al crecer el espejo de agua de 6 a 18 metros (Muñoz, 1970). Huellas fósiles de megadeslizamientos como el de la Laguna Brava accidentan ambas hombreras del páramo Mariño, tanto en dirección al valle del río Mocotíes controlado por la falla activa de Boconó, como hacia la estrecha depresión “pull apart” de Pueblo Hondo drenada por el río Escalante. Aquella última depresión tectónica, rellena en sus inicios por espesos depósitos de coladas de barro del Pleistoceno inferior originados desde aquellas cicatrices de deslizamientos antiguos y entallados en terraza por el río Escalante, resultó abierta por la actividad transcurrente sinistral normal ejercida en aquella época por la falla de San Simón, contrariamente al movimiento actual dextral inverso de aquella misma falla responsable del presente cierre tectónico de la referida depresión (Soulas *et al.*, 1987; Soulas, 1993). Las cicatrices de grandes deslizamientos ubicados en ambos bordes amesetados de los páramos de Mariño y La Negra corresponden en realidad a manifestaciones de inestabilidad geológica conocidas como “gravitational spreading” o “Sackung”, detectadas por el geólogo de terremotos californiano Lloyd Cluff en 1968-1969 y cuyas evidencias en vistas aéreas fueron publicadas por Radbruch-Hall (1978), aunque localizadas erróneamente en el páramo Zumbador del Táchira en lugar del páramo merideño La Negra agua arriba de Bailadores. Aquellas expresiones geomorfológicas de inestabilidad geológica mimetizan la morfología de fallas activas y oscurecen su significado diagnóstico cuando interfieren con la traza de fallas activas, como la de Boconó en el caso señalado. Efectivamente y de acuerdo con Radbruch-Hall (1978), aquellos fenómenos de relajamiento gravitacional suelen desarrollar velocidades ordinarias mínimas de movimiento del orden de 2 cm/año que duplican la tasa de mayor actividad discontinua de la falla de Boconó, y que son características en cambio de los mecanismos lentos y continuos de repteo gravitacional superficiales. A diferencia de aquellos sin embargo, los fenómenos de relajamiento gravitacional de tipo “Sackung” inestabilizan el subsuelo rocoso en profundidades de por lo menos 250 a 300 metros en los faldeos montañosos por medio de mecanismos de repteo gravitacional (“gravitational rock creep”, RadbruchHall, 1978), y pertenecen a la llamada “tectónica de ladera” o morfotectónica de ladera

(“slope tectonics”) según Jaboyedoff (2011) y Jaboyedoff *et al.* (2013). La componente gravitacional de las rupturas de superficie generadas por aquellos movimientos de relajamiento traccional se expresa en particular por la presencia diagnóstica de escarpas a contra-pendiente subparalelas, que rajan la parte superior de las laderas en ambos costados de la línea de cresta divisoria en los volúmenes montañosos de perfil transversal aserrado o de las hombreras marginales amesetadas de aquellos, cuando son de perfil chato como sucede en los páramos La Negra y Mariño. En el ángulo correspondiente a las referidas contra-escarpas de tracción, es común la presencia de lagunas de bloqueo superficiales como de percolación en los materiales residuales permeables del subsuelo. Aquellos escarpes espectaculares acompañados de lagunas suelen crear confusión con los “scarplets” y “sag ponds” diagnósticos de la morfología de fallas activas (Hart *et al.*, 2012). El movimiento de relajamiento aparentemente lento y continuo de repteo del subsuelo rocoso suele acelerarse bruscamente en particular bajo carga sísmica en terremotos de magnitud importante, al producirse rupturas frágiles que aprovechan las discontinuidades mecánicas en el seno de las rocas estresadas y que perturban la superficie deformada de los terrenos de mayor declive; situación susceptible de provocar el colapso de bloques fracturados en posición inestable, y de generar megadeslizamientos y avalanchas de escombros rocosos de gran magnitud e impacto dinámico (Radbruch-Hall, 1978; Chigira & Kihou, 1994; Philip & Ritz, 1999; Pedrazzini *et al.*, 2013), como los de Sierre y Goldau en Suiza y del Monte Toc italiano en el Vaiont. La aceleración de aquellos mecanismos de deformación gravitacional puede resultar inducida por el incremento cosísmico de la presión de poros en el seno de los materiales granulares saturados, pertenecientes a los perfiles de rocas descompuestas limo-arenosas del manto de meteorización que epigeniza la superficie del páramo de Mariño y La Negra. Una evolución de aquellos movimientos latentes de relajamiento gravitacional característicos de la parte superior de los bordes abruptos del páramo, hacia una situación de inestabilidad paroxismal como la evocada, es posiblemente la que originó la crisis morfogenética inducida localmente por la avalancha detrítica cosísmica de 1610, y las profundas repercusiones de la misma en el valle del río Mocotíes, al resultar devastado aquel corredor aluvial por la onda de descarga posterior al terremoto.

La violencia de aquel flujo de descarga se debe a los efectos de chorro y a los golpes de ariete pulsatorios

desarrollados por la liberación brutal y convulsiva de las aguas represadas durante 5 meses en el Rincón de La Laguna. Aquellas ondas de crecida sucesivas barren la planicie aluvial y ejercen poderosas acciones de socavación lateral a todo lo largo del tramo del valle del río Mocotíes ubicado entre el sitio de represamiento y la entrada de la garganta cortada en el Cerro Sabaneta, por medio de la cual aquel drenaje confluye con el río Chama. Del impacto dinámico de estas acciones torrenciales convulsivas, resulta la calibración muy regular del actual estrecho corredor de drenaje en el tramo señalado, la cual contrasta con las variaciones locales de calibre que se observan en el ancho de origen estructural correspondiente a la sección transversal del valle aluvial, en el tramo superior ubicado aguas arriba de El Volcán. En efecto, en aquel ancho tramo, el valle del río Mocotíes quedó invadido localmente por cuerpos sedimentarios cuaternarios de origen lateral y atravesados diagonalmente por razones tectónicas con respecto a la trayectoria del eje de drenaje, en particular en Bodoque y en La Cebada. En cambio, en el tramo inferior barrido por la onda de descarga, son exiguos y confinados contra los márgenes del valle, los remanentes de terrazas aluviales cuaternarias por haber sido removidos significativamente los depósitos sedimentarios de aquellas, por las acciones de socavación lateral muy intensas ejercidas por las ondas de crecida sucesivas.

Adicionalmente, la deflexión de aquel flujo de descarga post-sísmico contra la masa de escombros abandonados en el margen izquierdo del valle a raíz de un derrame torrencial lateral de los materiales detríticos de la avalancha de febrero 1610 (**Figura 5**), explica el aparente cambio de trayectoria del río Mocotíes al resultar empujado contra la ladera opuesta y obligado a forzar a manera de un ariete, el estrecho paso intercalado entre el sitio de confluencia de la quebrada San Francisco y la punta de la terraza de La Galera. De aquella manera insólita, el flujo de descarga logra abrirse camino por el angosto paso intercalado entre aquel estrecho cuerpo de terraza y el faldeo montañoso, y gracias a la consecutiva obstaculización temporal de la actividad aluvial de aquella quebrada lateral. Aquel escenario de represamiento lateral vuelve a repetirse en la desembocadura de la quebrada Cucuchica entre Tovar y El Peñón como lo evidencia el delta de confluencia post-sísmico construido en aquel sitio, al resultar poderosamente obstaculizada la actividad aluvial de la quebrada durante el episodio de descarga. No se debe descartar que parte de los materiales de arrastre del referido flujo de descarga catastrófico haya contribuido en alimentar el desparramadero aluvial construido por el río Chama agua abajo de El Vigía.

Efectos morfogenéticos del terremoto andino de 1894

La **Figura 6** (Lugo, 1983) y el **Anexo 1** suministran una visión de conjunto de la morfogénesis sísmica disparada por el terremoto del 24 de abril de 1894, y circunscrita en la envolvente ovalada de la isosista IX alineada sobre la traza de la falla de Boconó entre Bailadores al suroeste de Tovar y Tabay al noreste de Mérida, con excepción de un apéndice de efectos locales en dirección al Lago de Maracaibo. Aquella

extensión anómala corresponde a la intensa perturbación topográfica cósmica provocada por la licuación de los suelos arenosos de la planicie aluvial de los ríos Chama, Onia y Escalante, la cual resultó documentada circunstancialmente a raíz de la destrucción hasta el kilómetro 28 de la antigua vía férrea de El Vigía en dirección a Santa Bárbara del Zulia. Tres agrupaciones de manifestaciones geomorfológicas de inestabilidad geológica cósmica destacan en aquella región epicentral macrosísmica:

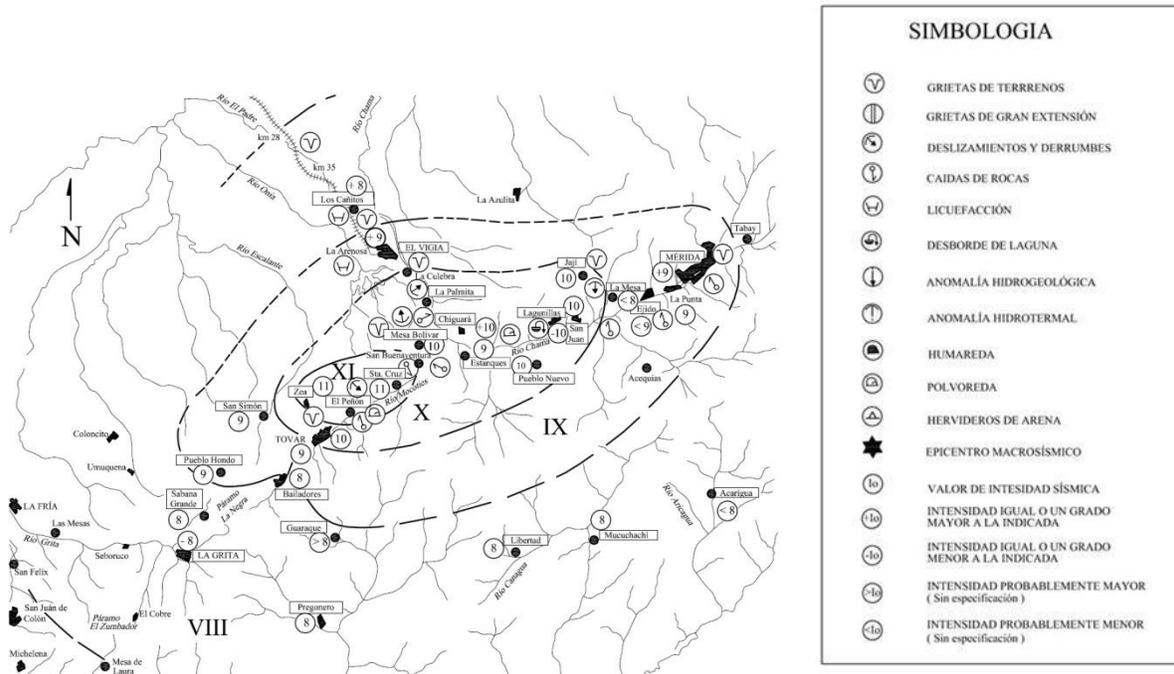


Figura 6. Efectos morfogenéticos cosísmicos del terremoto andino del 28-04-1894 (Adaptado de Lugo, 1983).

- En el tramo del valle de falla ubicado entre Santa Cruz de Mora y la garganta del río Mocoties, se desmoronaron masivamente las laderas cubiertas de bosque subandino húmedo en ambos faldeos montañosos del valle. Una situación parecida se registró en las vertientes correspondientes al margen norte del páramo Mariño y en su extensión al noreste entre Zea y las cabeceras del río Onia, en particular en las exposiciones al oeste más húmedas. La inestabilidad de aquellas laderas ubicadas en la sombra se encuentra señalada en efecto por megacicatrices de deslizamientos de actividad histórica recurrente ubicadas en el Cerro San Rafael y en el Cerro Bolero, la primera de la cual resultó cartografiada e investigada por el conocido geólogo venezolano Daniel Salcedo en su tesis de grado presentada en 1967 ante la Universidad Central de Venezuela. En el referido tramo de falla y dentro de

la envolvente de la isosista XI, caracterizada por una intensa y particular actividad morfogenética co- y post-sísmica y donde Lugo (1987) ubica el epicentro macrosísmico del terremoto de 1894, existen evidencias anómalas llamativas de “gravitational spreading”. Aquellas fueron reconocidas en campo en la ladera del páramo expuesta al este frente a Santa Marta, la cual se encuentra suspendida con solamente 400 metros de desnivel por encima de la planicie aluvial (Soulas *et al.*, 1987). Estas evidencias atestiguan la particular inestabilidad geológica del referido faldeo occidental de aquel valle de Santa Cruz de Mora controlado por la traza activa de la falla de Boconó. Al respecto, un afloramiento observado en 1986 en el km. 541 cerca de la Hacienda La Victoria y ubicado en un talud de la vía cortado en un abanico pleistoceno de edad relativa Q₂, presentaba una intercalación de varvas lacustres con deforma-

ciones sinsedimentarias de posible origen cosísmico y una inclinación anómala de 10° al norte (Soulas *et al.*, 1987). Aquel cuerpo sedimentario corresponde a depósitos de flujos de barro provenientes de una quebrada del páramo, desplazada lateralmente de manera dextral por la falla de Boconó. Además de las evidencias de deformaciones tectónicas cuaternarias obtenidas en la geología de aquel tramo del valle del río Mocotíes, la presencia de varvas lacustres en aquel sitio, constituye una probable indicación de un represamiento local del río Mocotíes inducido por la actividad torrencial y de posible origen cosísmico, de una quebrada de origen lateral.

- En el tramo del río Chama ubicado entre San Juan de Lagunillas y La Culebra en dirección a El Vigía y dentro de la envolvente de la isosista X, el terremoto de 1894 y sus réplicas en los tres meses subsiguientes, provocaron colapsos recurrentes de las barrancas del cañón semi-árido del río Chama entre La González y Estanquez, generando nubes de polvo empujadas hasta Mérida por la brisa ascendente. Adicionalmente, el terremoto aceleró la actividad del megadeslizamiento de Chiguará cortado por la garganta del río Chama, así como el movimiento de los deslizamientos coalescentes de Jají lubricados en permanencia como el de Chiguará, por capas-sello de carbón intercaladas en el subsuelo de los mismos. De la misma manera, la vieja vía hacia El Vigía que orilla los altos de la garganta del río Chama y los caseríos establecidos a lo largo de la misma entre Mesa Bolívar y Mesa de la Culebra confrontaron problemas de estabilidad del suelo en las cabeceras de deslizamientos como el de La Palmita y como probable resultado de las amplificaciones dinámicas de la señal sísmica inducidas por el efecto geométrico de borde de cresta en la parte superior del cañón (Wong & Jennings, 1975).

- Otro efecto local singular y potencialmente diagnóstico de la intensidad X, se refiere a la sumersión de la parte baja más cercana del pueblo de Lagunillas con respecto a la orilla de la Laguna de Urao (Sievers, 1895) y por un efecto de seiche cosísmico, inducido eventualmente de manera indirecta por la caída en el espejo de agua lacustre, de paquetes sueltos de los llamados conglomerados de Lagunillas desde lo alto del escarpe de falla activa subvertical contra el cual se encuentra represado aquel cuerpo de agua. En el tramo del cañón del río Chama entre La González y Tabay, inscrito en la envolvente de la isosista IX, el terremoto impactó severamente en la estabilidad de las laderas cubiertas de bosque nublado y en los despeñaderos rocosos de los flancos y cimas de la Sierra Nevada (**Anexo 1**), provocando una abundancia de colapsos rocosos y de deslaves generadores de avalanchas detríticas y de coladas de barro ruidosas, escuchadas desde Mérida, y la cual

resultó prolongada por las intensas precipitaciones desatadas en los días subsiguientes del evento sísmico principal. Conjuntamente con el impacto exodinámico inducido en las laderas por las réplicas sísmicas del 11 de mayo, los deslaves y deslizamientos de tierra provocados por aquellas precipitaciones hincharon las aguas del río Chama de manera extraordinaria por medio de una crecida devastadora y recordada en Mérida, ocurrida el día 16 del mismo mes de mayo. Los sitios potencialmente vulnerables ante las aceleraciones sísmicas del terreno correspondiente a los bordes escarpados subverticales de la terraza de Mérida, como parece suceder en el tramo ubicado entre la actual estación del teleférico y el sitio de confluencia de los ríos Chama y Mucujún, sufrieron colapsos peligrosos, como también sucedió en el terremoto de 1812 (Singer *et al.*, 1983).

Actividad morfogenética precursora, cosísmica y postsísmica del terremoto larense de 1950

Los efectos indirectos del terremoto de El Tocuyo del 3 de agosto de 1950 que quedaron inscritos en la morfología, pertenecen a uno de los eventos morfogenéticos cosísmicos mejor documentados del historial sísmico andino (**Anexo 1**), por haber conducido el mismo a la realización de una media docena de informes de inspección post-terremoto en la región epicentral macrosísmica. Inclusive, existen observaciones presenciales de aquellos efectos cosísmicos efectuadas por los geólogos Dengo & Bushman (1950), quienes se encontraban trabajando casualmente en la región epicentral en Las Adjuntas en la vía que conduce de El Tocuyo a Guarico, la cual quedó interrumpida por colapsos masivos de taludes de corte. Adicionalmente, profesionales de Funvisis hicieron una encuesta de campo retrospectiva sobre la morfogénesis sísmica inducida por aquel evento destructor en agosto-septiembre del año 1979 entre El Tocuyo, Chabasquén, Los Humocaros, Guarico y Sanare cuyos resultados presentados oralmente en una sesión anual de la AsoVAC en 1980, no llegaron a publicarse en la referida oportunidad (Singer & Montes, 1980). El interés despertado en torno a los efectos geomorfológicos del terremoto de El Tocuyo se debe a los antecedentes de deslizamientos de tierra destructores ocurridos tanto en Humocaro Alto (deslizamiento de El Cementerio en Paso Ancho) como en Humocaro Bajo (deslizamiento de la Hacienda La Laguna) en la década del 40. A estos antecedentes, se agregan los agrietamientos y hundimientos registrados de manera contemporánea en los suelos lacustres limosos y agujerados por tubificación y tunelización, de la planicie aluvial de Quíbor. La estructura colapsible de aquellos suelos lacustres, los

hace propensos tanto bajo carga sísmica como sin intervención de aquella, a generar sectores abarrancados de desplomes estruendosos y generadores de polvaredas, que evolucionan luego como cárcavas, conocidas localmente como “zanjones”, al resultar ensanchados aquellos sitios de profundas oquedades y agrietamientos del suelo por la acción socavadora de la escorrentía torrencial. Aquel escenario de colapsos del suelo lacustre podría haber sucedido el 8 de octubre de 1941 en el Zanjón del Hato, atravesado en la vía de Quíbor hacia El Tocuyo y a la vista de los usuarios de la misma, en la entrada sur de la primera población. Fenómenos parecidos de asentamientos por colapso de la estructura columnar y tubificación del perfil de suelo orgánico, aunque no de la misma magnitud aparente, se observaron en Ureña y San Pedro del Río del estado Táchira en los dos metros superiores del tope de terrazas aluviales del Pleistoceno superior a raíz del sismo del 18 de octubre de 1981 de magnitud moderada (Singer *et al.*, 1982), y son recurrentes también en la meseta y en los “zanjones” de la terraza de Barquisimeto (Rodríguez *et al.*, 2005; Rodríguez, 2008). Discrepancias sobre el origen de aquellos fenómenos dieron origen a una polémica oficial estéril, suscitada en torno al presunto origen cosísmico de aquellas manifestaciones de inestabilidad geológica. Aquella aseveración era planteada por el ingeniero civil, sismólogo y académico de origen cumanes Melchor Centeno Graü, quien acababa de atribuir el objeto de aquella controversia a la acción “ruinosa” de “sismos volcánicos de hundimiento” en la reciente edición en Caracas de sus “Estudios Sismológicos” (1940), debido a la cercanía de la llamada “fumarola de Sanare” considerada indebidamente entonces como de origen volcánico. En contraposición con aquel planteamiento, y con base a un reconocimiento de campo realizado en el Paso Ancho de Humocaro Alto, el ingeniero-geólogo Clemente González de Juana (1943) del Ministerio de Obras Públicas atribuye un origen climático y más que todo antrópico a la reactivación de aquel deslizamiento rotacional. En aquel informe en efecto, se relaciona la destrucción de un tramo de la vía de acceso a Humocaro y el hundimiento de viviendas causada por los movimientos del terreno al uso excesivo de aguas de riego por parte del dueño de un potrero ubicado en la cabecera de aquel deslizamiento, diagnóstico comunicado a la Academia Nacional por el geólogo Víctor López y que cuenta con el respaldo informal del geólogo-jefe suizo Luis Kehrler de la Caribbean Petroleum Co, quien desvirtúa cualquier relación de aquellos sucesos con un presunto origen volcánico o ígneo. Cinco años más tarde, el geólogo Armando Schwarck y sus colegas del entonces Ministerio de Minas e Hidrocarburos, vuelven a confirmar el

diagnóstico formulado por González de Juana en 1943 en una nueva misión oficial efectuada en el referido sitio conflictivo a raíz de un incremento de actividad del deslizamiento de Paso Ancho, inducido por las mismas razones que en las circunstancias anteriores (Schwarck *et al.*, 1948). Aquella polémica, que involucró a la Academia Nacional y el sector gubernamental ministerial, luce tanto más estéril que en la década del 40 tembló frecuentemente casi cada año en la región de interés y en particular en aquellos períodos en los cuales se registró un incremento de actividad de las manifestaciones de inestabilidad geológica, que fueron el objeto de aquellas posiciones encontradas, como es el caso por ejemplo del deslizamiento de Paso Ancho en Humocaro Alto, cuyas manifestaciones más intensas y destructoras se registran el 2 de septiembre de 1942, a solamente una semana después de un fuerte temblor localizado en la cercana población de Quíbor por el catálogo sísmico de Centeno Graü (1969).

La confrontación de las **Figuras 7 y 8**, concernientes respectivamente al inventario e historial de manifestaciones morfogénicas puntuales de inestabilidad geológica documentadas en la región de interés, destaca que las mismas ocurren indistintamente bajo carga sísmica o sin vínculo con la actividad sísmica. Por lo general, aquellas evidencias geomorfológicas de inestabilidad corresponden a deslizamientos de actividad latente, que suelen dispararse bajo el impacto dinámico de eventos sísmicos o en otras circunstancias de índole climático o antrópico, como ocurre con el caso de los deslizamientos de relativo gran tamaño señalados en Los Humocaros, o con el deslizamiento de Curumato al norte de Guarico, así como con los del Cerro Mulato en Chabasquén. Los desbordes o descargas de lagunas registradas en el Cerro Mulato en período de lluvias intensas o por efecto de seiche o de agrietamiento cosísmico del terreno en aquellos cuerpos de agua confinados en la corona de deslizamientos rotacionales o en otras condiciones de sitio y saturación del subsuelo, inducen recurrentemente coladas de barro peligrosas. Aquellos flujos de barro motivaron el abandono en 1851 del sitio de fundación inicial de la población de Chabasquén ubicado en el Pueblo Viejo desde 1767 (Linares, 1984) en la vía hacia Lara, e invadieron la población actual de Paraíso de Chabasquén dos días antes y durante el terremoto del 3 de agosto de 1950 en pleno período de lluvia y desde el flanco opuesto del Cerro Mulato (Ponte Rodríguez *et al.*, 1950), lo cual dio lugar a un nuevo proyecto de traslado de la referida población hacia el sitio de La Recta, considerado entonces menos vulnerable ante los diversos efectos de la amenaza sísmica y que no se llevó a cabo (El Nacional, 13-08-1950). El caso del

alud de barro documentado por primera vez en 1851, a raíz de la destrucción y mudanza consecutiva del Pueblo Viejo de Chabasquén en el sitio ocupado actualmente por aquella población, constituye un ejemplo particularmente bien documentado en los Andes venezolanos de proceso geomorfológico recurrente y poligénico por haber vuelto a manifestarse aquel fenómeno peligroso en el mismo sitio ubicado en el flanco oeste del Cerro Mulato, en ocasión del terremoto de 1950 (Schwarck *et al.*, 1950) y últimamente, el 26 de junio de 2011, después

de intensas lluvias (Herrera *et al.*, 2011). En aquella reciente oportunidad, quedó obstaculizada durante varios meses la vía hacia Lara por medio de una ancha cortina de barro móvil de 4 kilómetros de longitud y atravesada en la calzada, sin posibilidad efectiva de remoción de aquel voluminoso flujo permanente de tierra negra compacta limo-arcillosa, compuesta mayoritariamente por arcillas de la familia de las esmectitas como la pirofilita y la caolinita (Herrera *et al.*, 2011).



Figura 7. Inventario de riesgos geológicos en la región epicentral del terremoto del 3-08-1950 (por su cercanía al área investigada, se contabilizaron los eventos ubicados fuera del recuadro).

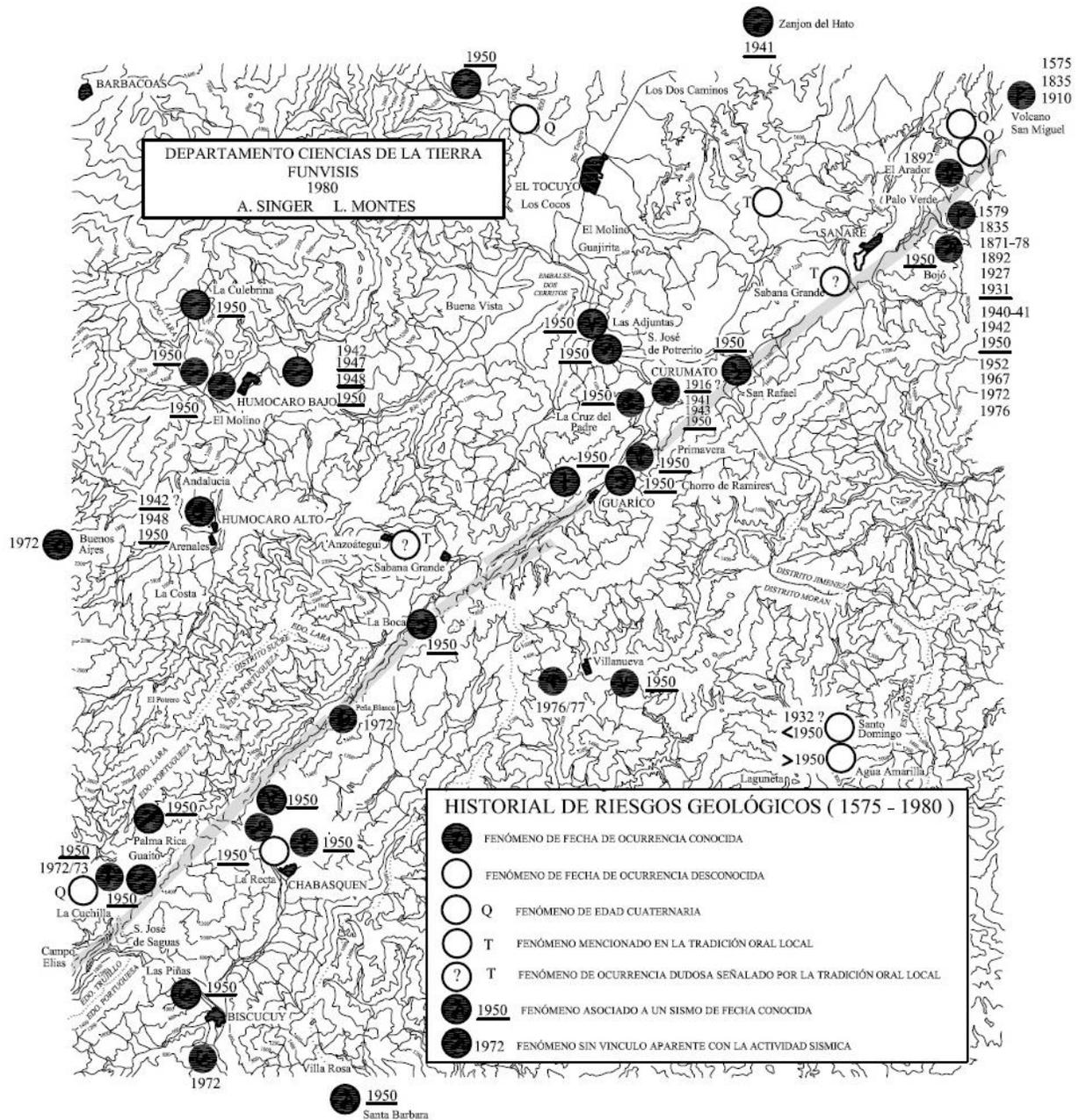


Figura 8. Historial de riesgos geológicos en la región epicentral del terremoto del 3-08-1950.

En cuanto a las manifestaciones recurrentes y efímeras abundantemente documentadas desde época colonial de la tradicionalmente llamada “fumarola” de Sanare, localizada en la esquina superior derecha de la **Figura 8**, las apariciones de aquella se deben a la combustión espontánea de partículas de pirita y/o de carbón presentes en las rocas del subsuelo geológico, al resultar friccionadas las mismas y puestas al contacto del aire por la actividad recurrente de deslizamientos de tierra, inducida por la actividad

tanto precursora, como co- y post-sísmica de determinados eventos sísmicos larenses conocidos (23-07-1931 y 3-08-1950) y/o por lluvias prolongadas (Herrera Umérez *et al.*,1951; Voight & Pariseau, 1978; De Bellard Pietri, 1983; Soto & Urbani, 1995).

Por medio de la consulta mutua de las **Figuras 9 y 10**, se trata de estimar la contribución particular del terremoto de 1950 en el balance de la morfogénesis sísmica documentada históricamente dentro del

perímetro de la región epicentral macrosísmica de aquel evento sísmico. Aquella contribución se estima tanto desde el punto de vista de la naturaleza de las manifestaciones exodinámicas detonadas de manera cosísmica, como de la importancia relativa de aquel terremoto con respecto a la totalidad de los eventos contabilizados indistintamente de su origen, y por otra parte con respecto a la totalidad de eventos registrados de origen cosísmico. Al respecto, las manifestaciones geomorfológicas de inestabilidad geológica disparadas por el terremoto de 1950, corresponden en un 70% de los casos a movimientos de masa entre los cuales se contabilizan tanto colapsos de peñas, de laderas o de taludes de corte en roca, así como de deslizamientos de tierra o de aludes de escombros detríticos o de barro; por otra parte, entre

la totalidad de eventos morfogenéticos catalogados indistintamente de su origen, un mismo porcentaje corresponde al evento sísmico de 1950, y entre la totalidad de eventos cosísmicos documentados, un 80% corresponde además a aquel terremoto. El referido estimado destaca la importancia muy preponderante en la morfogénesis regional de aquel sector andino de transición entre condiciones húmedas y semi-áridas, de un evento instrumentalmente y macrosísmicamente bien documentado pero no recurrente dentro de la ventana de tiempo y dentro del área relativamente restringida consideradas, al cual se le asignó una magnitud instrumental que oscila entre 6,25 y 6,75, y una magnitud inicial de 6,9 con base a intensidades (Choy, 1998).

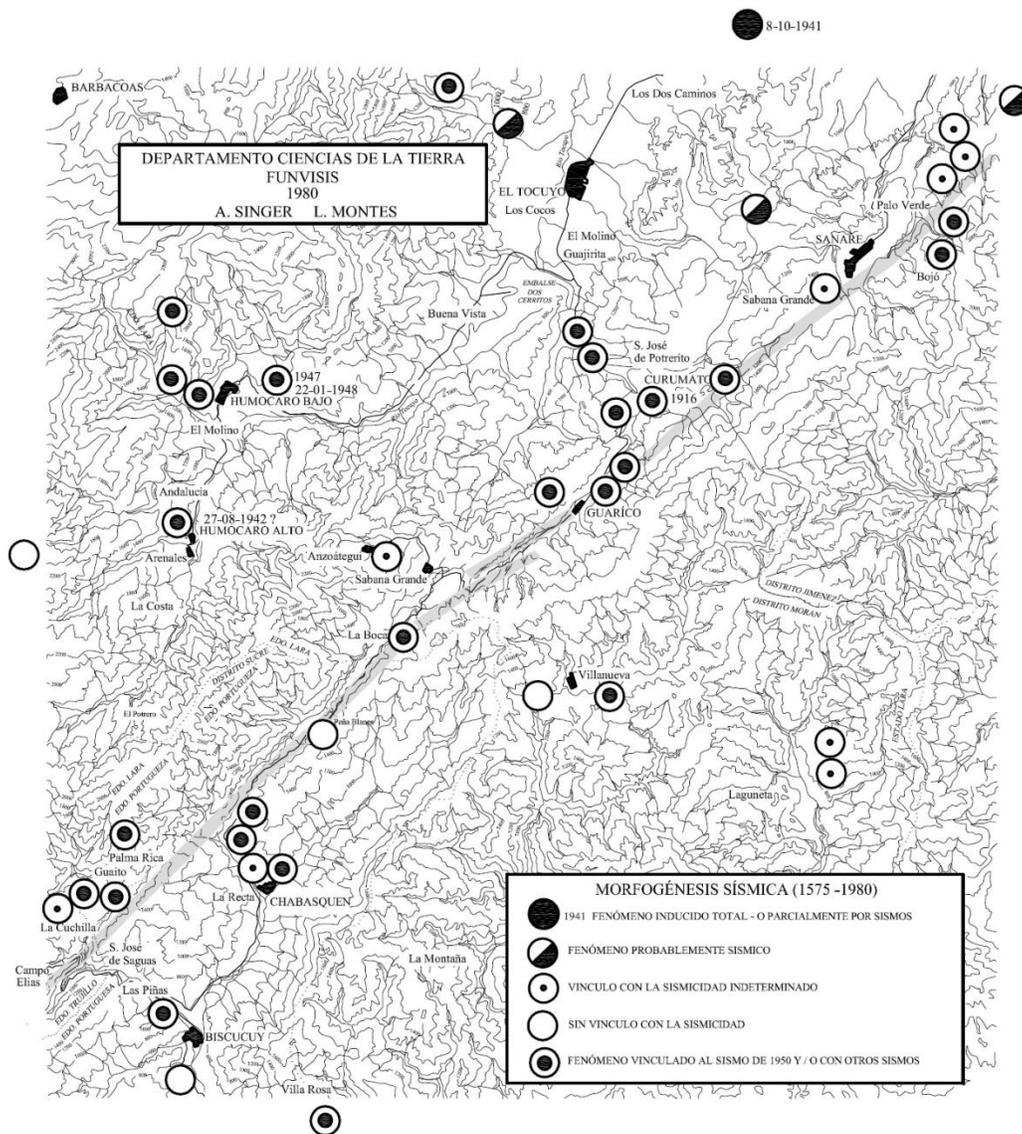


Figura 9. Morfogénesis sísmica (1755-1980) en la región epicentral del terremoto del 3-08-1950.

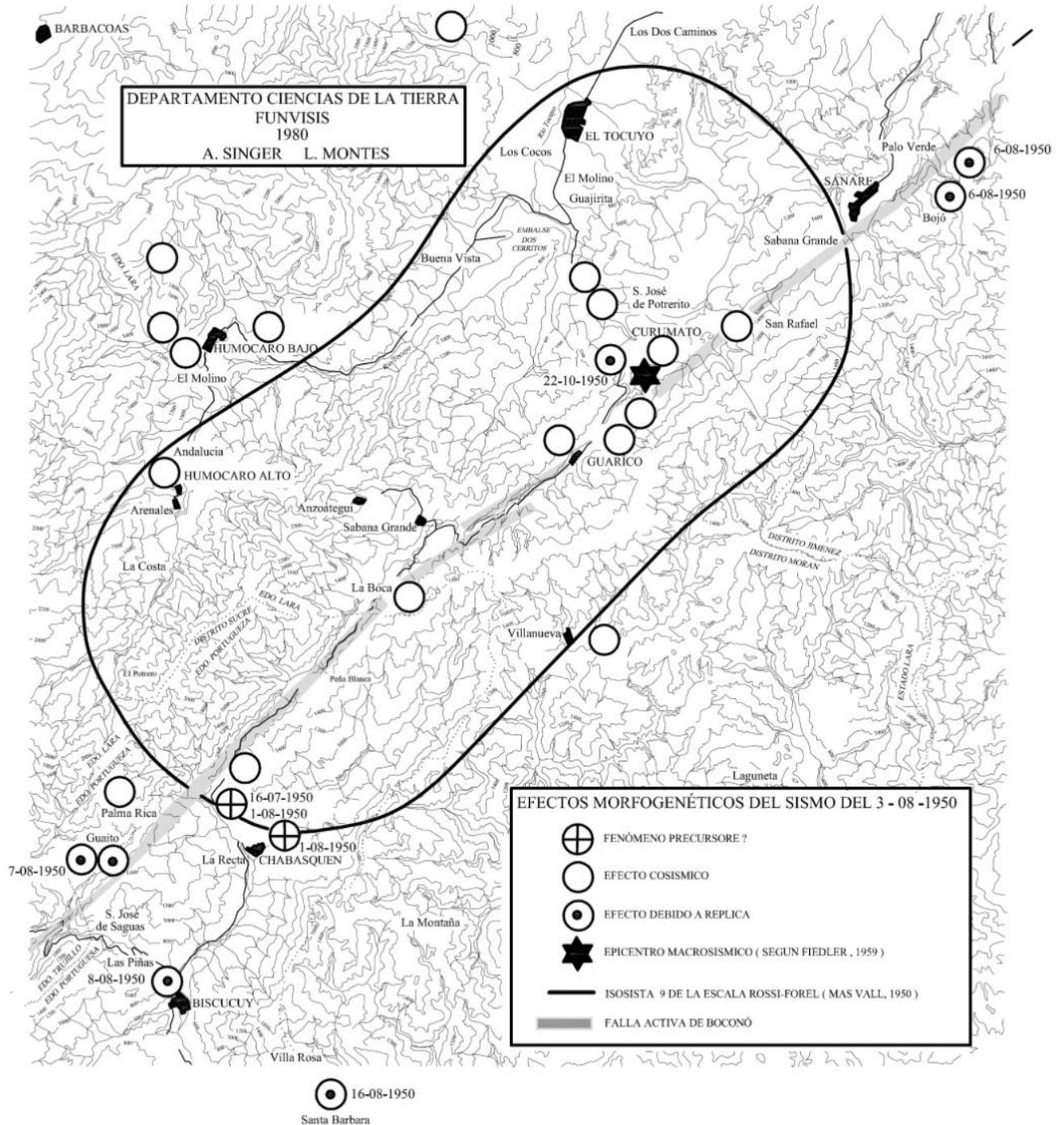


Figura 10. Efectos morfogénicos precursores, cosísmicos y postsísmicos del terremoto del 3-08-1950.

La consulta de las **Figuras 9 y 10** destaca además una concentración llamativa de los diversos eventos morfogénicos asociados con el evento sísmico principal del 3 de agosto de 1950, a lo largo de la traza activa de la falla de Boconó entre Chabasquén y Sanare. Por otra parte, es notoria la co-localización en las extremidades del referido tramo de falla de los

eventos exodinámicos precursores y réplicas del evento principal. Aquello se observa con la ubicación de los fenómenos considerados precursores de los días 16 de julio y 1º de agosto en la extremidad sur del referido tramo y de la misma manera que los sismos-réplica de los días 7 y 8 de agosto, a diferencia de las manifestaciones de inestabilidad geológica

asociadas con los sismos-réplica del 6 de agosto y del 22 de octubre los cuales resultan ubicados en la extremidad norte del tramo de falla, y con la particularidad de que aquel último evento coincide con el epicentro macrosísmico del terremoto (Fiedler, 1961). Aquellos sitios de concentración de los eventos morfogenéticos precursores y de los sismos-réplica, así como la asociación del epicentro macrosísmico con el sismo-réplica del 22 de octubre de “casi misma intensidad que el evento del 3 de agosto” (El Universal, 23 de octubre de 1950) y su localización en Curumato al norte de Guarico, autorizarían a considerar la distancia mínima de 35 kilómetros que separa a aquellos sismos ubicados en las extremidades del correspondiente tramo de la falla de Boconó, como la longitud diagnóstica de la ruptura cortical cosísmica del terremoto de 1950 (N. V. Shebalin, comunicación oral personal, 1981; Philip *et al.*, 2007). De esta manera, la magnitud de aquel terremoto estaría más acorde con el valor instrumental inicialmente asignado a aquel evento de 6,75 por la estación californiana de Pasadena (Cluff & Hansen, 1969) y con la magnitud macrosísmica de 6,9 asignada por Fiedler (1961), en lugar de las estimadas por Dewey (1972) de 6,25 y de 6,3 por Choy (1998). Adicionalmente, resultaría comprobada la asociación, discutida por Choy *et al.* (2003), del terremoto de El Tocuyo con la actividad sismotectónica de la falla de Boconó en el tramo activado señalado, conforme a lo planteado previamente por Fiedler (1961) y Cluff & Hansen (1969) y a una presunta evidencia cosísmica de ruptura topográfica ubicada en la traza activa de aquella falla y atribuida al terremoto de 1950 por vecinos del cercano caserío de San Rafael entre Sanare y Guarico (Anexo 1).

CONCLUSIONES

Los Andes venezolanos constituyen un laboratorio natural de investigación de particular interés para la evaluación de los efectos morfogenéticos de la actividad sísmica que se encuentran documentados puntualmente a todo lo largo de la cadena cordillera. La localización geográfica de aquellos eventos puntuales ofrece un llamativo contraste de distribución entre las extremidades más deprimidas de aquel orógeno, correspondientes a las ensilladuras tachirenses de San Cristóbal y larenses de Barquisimeto de más fácil acceso y asentamiento poblacional, y por lo tanto con una mayor disponibilidad desconcentrada y dispersión de fuentes históricas potenciales de información primaria, con respecto al patrón lineal y polinuclear de puntos de información derivado de la concentración de la población a lo largo del profundo surco andino y de la consecutiva subdocumentación relativa de las áreas de vacío demográfico correspon-

dientes a los páramos andinos contiguos. La diversidad de condiciones morfoclimáticas altitudinales correspondientes a los distintos pisos climáticos andinos atravesados por la trama cortical de fallas activas, permite útiles comparaciones de las variadas expresiones morfológicas de las rupturas de superficie de origen tectónico y de los impactos exodinámicos de la actividad sísmica en el paisaje, en función del respectivo potencial sismogénico de aquellas fallas. Al respecto, se observa una clara diferenciación de la calidad diagnóstica de aquella morfología de fallas activas de acuerdo con el control climático, la cual se expresa de manera opuesta o convergente según los casos analizados, en cada categoría de efectos endodinámicos o exodinámicos considerados, según las condiciones más húmedas o más secas de los diversos pisos climáticos andinos. De esta manera, aquella diferenciación morfoclimática convierte el páramo andino en un verdadero museo de morfología de fallas activas debido a la merma característica de las precipitaciones atmosféricas en el piso climático de la parte superior de los Andes, y contrariamente a la permanencia temporal significativamente más fugaz de aquellos patrones diagnósticos de expresión morfotectónica en los pisos andinos inferior y mediano, cubiertos de bosque húmedo y cuya morfogénesis externa resulta más agresiva y competitiva que la del páramo. Para fines de ilustración, se presenta una evaluación monográfica particular de tres eventos morfogenéticos cosísmicos correspondientes a los terremotos andinos de 1610, 1894 y de 1950 ocurridos respectivamente en la parte sur, central y norte de los Andes. El primer caso histórico referido destaca la particular vulnerabilidad de los bordes escarpados del páramo Mariño ante movimientos de masa gravitacionales de gran volumen, originados desde depresiones alveolares de origen residual a menudo ocupadas por lagunas y con el subsuelo de rocas descompuestas en estado de saturación permanente, conforme a las condiciones de sitio de la actual corona fósil de deslizamiento ocupada por la Laguna Brava y suspendida por encima de la depresión tectónica de la falla activa de San Simón. La crisis morfogenética ilustrada de manera retrospectiva por medio de la reconstitución de la avalancha cosísmica de escombros detríticos del 3 de febrero de 1610, acompañada de un represamiento del río Mocotíes y de un flujo destructor de descarga, podría corresponder a un posible escenario de evolución paroxismal de fenómenos de “gravitational spreading”, disparada localmente en un relevo transpresivo de la falla de Boconó y en condiciones de sitio vulnerables análogas a las de la Laguna Brava, por aquel terremoto. El evento destructor de 1894 ilustra la respuesta morfogenética particularmente intensa del sector de confluencia de

los ríos Mocotíes y Chama, la cual expresa la particular inestabilidad geológica potencial del sector de laderas ubicado agua abajo de Santa Cruz de Mora, como lo evidencia la presencia de manifestaciones de “Sackung” en condiciones de sitio atípicas, así como del gran deslizamiento de Chiguará, reactivado en aquella oportunidad. La localización de los efectos morfogenéticos del llamado terremoto de El Tocuyo destaca la particular coincidencia de aquellos procesos cosísmicos con el tramo de la falla de Boconó ubicado entre Chabasquén y el sitio de Curumato cerca de Guarico, en cuyas extremidades se concentran respectivamente las manifestaciones morfogenéticas precursoras y réplicas, así como el epicentro macrosísmico de aquel terremoto, separadas por una distancia de 35 kilómetros considerada como la longitud diagnóstica de la aparente ruptura cosísmica de aquel evento, presuntamente asociado con la falla de Boconó.

AGRADECIMIENTOS

El autor quiere dejar constancia de su reconocimiento por la esmerada ayuda recibida durante la elaboración de este artículo por parte del personal del Departamento de Ciencias de la Tierra de FUNVISIS, en particular a José Antonio Rodríguez, Luz María Rodríguez y Javier Parra, así como a Michael Schmitz en su condición de Coordinador del Proyecto Geociencias Integradas de los Andes de Mérida (GIAME) del cual el presente aporte forma parte. El autor agradece además las observaciones críticas y los oportunos insumos de información recibidos de Carlos Costa (Universidad Nacional de San Luis, San Luis, Argentina) y de Franck Audemard (Sociedad Venezolana de Geólogos, Caracas) en su condición de árbitros de la versión preliminar del referido artículo. El dibujo de la mayoría de las ilustraciones gráficas contenidas en el trabajo se debe a la pericia de Marina Peña (Funvisis).

REFERENCIAS

- ADAMS, J., 1980. Contemporary uplift and erosion of the Southern Alps, New Zealand. *Bulletin Geological Society of America*, 3(91): 1-114.
- ADAMS, J., 1981a. Earthquake-dammed lakes in New Zealand; *Geology*, 9: 215-219.
- ADAMS, J., 1981b. Earthquake-triggered landslides form lakes in New Zealand. *Earthquake Information Bulletin*, United States Department of the Interior, Geological Survey, 13(6): 205-215.
- ADAMS, J., 1981c. Earthquakes, landslides and large dams in New Zealand. *New Zealand National Society for Earthquake Engineering Bulletin*, 14: 93-95.
- ADAMS, J., 1983. Paleoseismology -direct and indirect evidence for past large earthquakes by simple methods. *Simposio Neotectónica, Sismicidad y Riesgo Geológico en Venezuela y el Caribe*, Acta Científica Venezolana, 34(1): 514 (Abstract).
- ADAMS, J., 1985. Paleo-earthquakes recorded in lake sediments at Mao Jia Ping River Bridge, Xi Ji County, Ningxia, China. *Lanzhou Symposium on Landslides*, 20-26 September 1985, The Society of Landslide and Debris Flow of Gansu Province, Lanzhou, China, 3 p. (draft).
- ALBINI, P. & VOGT, J., 1992. Landslides and earthquakes in historical sources: case histories. In FACCIOLO, E. & PECKER, A. (eds): *Slope stability in seismic areas; Proceedings of the French-Italian Conference*, Bordighera (Imperia), Italy, Ouest Editions, Presses Académiques, 11-24.
- ALLEN, C., 1983. Comparisons of geomorphic features of active faults in differing climatic environments. *Symposium Neotectonics, Seismicity and Geologic Hazards in the Caribbean and Venezuela*, 33rd Annual Convention AsoVAC, October 1983, Caracas. 31 (Abstract).
- ALLEN, C., 1984. Red River and associated faults, Yunnan Province, China: Quaternary geology, slip rates, and seismic hazard. *Geological Society of America Bulletin*, 95: 686-700.
- ALTEZ, R., 2006. El desastre de 1812 en Venezuela; sismos, vulnerabilidades y una patria no tan boba. *Fundación Polar y Univ. Católica*. Andrés Bello, Caracas, 522 p. (véase **Anexo 1**).
- ALTEZ, R. & RODRÍGUEZ, J. A., 2009. Catálogo sismológico venezolano del siglo XX, documentado e ilustrado, FUNVISIS, 2 volúmenes, 823 p.
- ANDRIESEN, P. A. M., HELMENS, K. F., HOOGHMESTRA, H., RIEZEBOS, P. & van der HAMMEN, TH., 1993. Absolute chronology of the Pliocene-Quaternary sediment sequence of the Bogotá area, Colombia. *Quaternary Science Reviews*, 12: 483-501.
- AUDEMARD, F. A., 1997. Holocene and historical earthquakes on the Boconó fault system Southern Venezuelan Andes: trench confirmation. *Journal of Geodynamics*, 24(1-4), 155-167.
- AUDEMARD, F. A., 2002. Soil liquefaction during the Caracas 1967 and Boca de Tocuyo 1989 earthquakes, Venezuela. Its significance for human settlements on active alluvial areas and coastlands. In JACKSON, T. (ed.): *Caribbean Geology into the Third Millennium*, Transactions of the 15th Caribbean Geological Conference, Kingston, Jamaica, 1998, University of the West Indies, Chap.21: 229-234
- AUDEMARD, F. A., 2003a. Estudios paleosísmicos por trincheras en Venezuela: métodos, alcances,

- aplicaciones, limitaciones y perspectivas. *Revista Geográfica Venezolana*, 44(1): 11-46.
- AUDEMARD, F. A., 2003b. Geomorphic and geologic evidence of ongoing uplift and deformation in the Mérida Andes, Venezuela; Quaternary International, 101-102C: 43-65. doi:10.1016/S1040-6182(02)001128-3
- AUDEMARD, F. A., 2006. Surface rupture of the Cariaco July 09, 1997, earthquake on the El Pilar fault, northeastern Venezuela. *Tectonophysics*, 424(1-2): 11-39.
- AUDEMARD, F. A., 2014. Segmentación sismogénica de la falla de Boconó a partir de investigaciones paleosísmicas por trincheras, Venezuela occidental: ¿migración de la ruptura hacia el noreste en tiempos históricos? *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71(2): 247-259
- AUDEMARD, F. A., 2016. Evaluación paleosísmica del segmento San Felipe de la falla de Boconó (Venezuela noroccidental): ¿responsable del terremoto del 26 de marzo de 1812? *Boletín de Geología, Universidad Industrial de Santander*, 38(1):125-149.
- AUDEMARD, F.A. & DE SANTIS, F., 1991. Survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes. *Bulletin IAEG/AIGI*, N°44, 5-16. doi: 10.1016/0148-9062(92)92820-3
- AUDEMARD, F.A. & MICHETTI, M., 2011. Geological criteria for evaluating seismicity revisited: Forty years of paleoseismic investigations and the natural record of past earthquakes. *Geological Society America Special Paper*, 479: 1-21.
- AUDEMARD, F.A. & SINGER, A., 1996. Active Fault Recognition in Northwestern Venezuela and its Seismogenic Characterization: Neotectonic and Paleoseismic Approach. In ENGDAHL, E.R., CASTANO, J. & BERROCAL, J. (eds.): *Proceedings of the 1994 Regional Seismological Assembly in South America*. *Geofísica International, México*, 35(3): 245-255.
- AUDEMARD, F. A., BECK, C. & CARRILLO, E., 2010. Deep-seated gravitational slope deformation along the active Boconó fault in the central part of the Mérida Andes, western Venezuela. *Geomorphology*, 124: 164-177.
- AUDEMARD, F. A., MACHETTE, M, COX, R., DART, R. & HALLER, K., 2000. Map and database of Quaternary faults in Venezuela and its offshore regions. USGS Open-File Report 00-0018, Reston, VA, United States of America.
- AUDEMARD, F. A., AZUMA, T., BAIOTTO, F., BLAIZE, S., BLUMETTI, A.M., BRUSTIA, E., CLAGUE, J., COMERCI, V., ESPOSITO, E., GUERRIERI, L., GÜRPINAR, A., GRÜTZNER, C., JIN, K., KIM, Y.S., KOPSACHILIS, V., LUCARINI, M., MCCALPIN, J., MICHETTI, A., MOHAMMADIOUN, B., MÖRNER, N. A., OKUMURA, K., OTA, Y., PAPHATHANASSIOU, I., PAVLIDES, S., PÉREZ-LÓPEZ, R., PORFIDO, S., REICHERTER, K., RODRÍGUEZ-PASCUA, M.A., ROGOZHIN, E., SCARAMELLA, A., SERVA, L., SILVA, P., SINTUBIN, M., TATEVOSSIAN, R. & VITTORI, E., 2015. Earthquake environment effect for seismic hazard assessment: The ESI intensity scale and the EEE Catalogue. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, Vol. XCVII: 5-8*, ISPRA, Servizio Geologico d'Italia.
- AYALA, R., FERRER, C. & LAFFAILLE, J., 2004. Deslizamiento El Palón: evidencias cosísmicas del alto grado de vulnerabilidad de la cuenca del río Chama. *Memorias del Vto Congreso Venezolano de Geografía, Mérida, Venezuela, CD-ROM: 1-14* (véase **Anexo 1**).
- BADELL, C.A., 1981. El terremoto de San Pablo del 5 de abril de 1975. *Mem. III Cong. Venez. Sism. Ing. Sísm.*, Caracas, AVIE-CIV-IMME-FUNVISIS, 1:257-273.
- BELTRÁN, C., 1989. Efectos geológicos del sismo del 4 de febrero de 1989 y daños asociados en las instalaciones de la planta de tratamiento del INOS de San Rafael de Cordero, Estado Táchira. Informe interno, FUNVISIS, 12p (véase **Anexo 1**).
- BELTRÁN, C., 1993. Mapa neotectónico de Venezuela en 1:2.000.000. FUNVISIS, Caracas.
- BELTRÁN, C., DE SANTIS, F., 1990. Manifestaciones de licuación en Falcón oriental, a consecuencia de los sismos de los meses de abril y mayo de 1989. Informe interno, Funvisis, 34 p.
- BELTRÁN, C., SINGER, A. & SOULAS J.P., 1983. Discriminación entre evidencias diagnósticas y evidencias ficticias de fallamiento activo en ambiente tropical húmedo. *Acta Científica Venezolana*, 343: 522.
- BENET, F., 1929. *Guía general de Venezuela*. Brandstetter, Leipzig, 832 p (véase **Anexo 1**).
- BERMÚDEZ, M., KOHN, M., VAN DER BEEK, P., BERNET, M., O'SULLIVAN, P. & SHAGAM, R., 2010. Spatial and temporal patterns of exhumation across the Venezuelan Andes: Implications for Cenozoic Caribbean geodynamics. *Tectonics*, 29: 21 p.
- BERRYMAN, K.R., BEANLAND, S., COOPER, A.F., CUTTEN, H.N., NORRIS, R.J. & WOOD, P.R., 1992. The Alpine Fault, New Zealand: Variation in Quaternary Structural Style and Geomorphic Expression. *Annales Tectonicae, VI Special Issue, Supplement to Volume, VI: 126-163*.
- BLACKWELDER, E., 1928. The recognition of fault scarps. *The Journal of Geology*, 35(4): 289-311.
- BLOOM, A.L., 1978. *Geomorphology. A systematic approach of Late Cenozoic landforms*. Prentice Hall, New York, 510 p.

- BOUSQUET, B. & PECHOUX, P-Y., 1985. Les mouvements de terrain, facteur géomorphologique d'intérêt régional en Grèce centrale. *Bulletin Assoc. Géogr. Franç.* 4: 319-322.
- BRADLEY, R.,S., YURETICH, R.F., SALGADO-LABOURIAU, M. & WEINGARTEN, B., 1985. Late Quaternary paleoenvironmental reconstruction using lake sediments from the Venezuelan Andes: Preliminary results. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Innsbruck, 21: 97-106.
- BRAY, J. & FROST, D., -eds.-, 2010. Geo-Engineering Reconnaissance of the 2010 Maule Chile Earthquake. *Geo-Engineering Extreme Events Reconnaissance (GEER), Turning Disaster in Knowledge. Geer Association Report N° GEER-022*, April 15, 2010.
- BRONGER, A., 2007. Time dependence of the rate and direction of mineral weathering and clay mineral formation with special consideration to kaolinites. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(3): 510-523
- BROWN JR., P.L., WARD, G. & PLAFKER, G., 1973. Geological and seismological aspects of the Managua, Nicaragua, earthquakes of December 23, 1972. *USGS Professional Paper 838*, Washington, D.C.
- BRUN, J. A., 1894. Relación circunstanciada de la situación de los edificios, de la línea, puente, material rodante y máquinas del ferrocarril de Santa Bárbara a El Vigía después del temblor del día 28 de abril 1894. *Memorias del Ministerio de Obras Públicas, Caracas 1894, Documento N° 331*.
- BUCHER, W.H., 1952. Geologic structure and orogenic history of Venezuela. *Geol. Soc. Amer. Memoir* 49, 113 p.
- BULL, W.B. & MCFADDEN, L.D., 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In DOEHRING, D.O. (ed.): *Geomorphology in arid regions*; State University of New York at Binghamton, Binghamton, 115-138.
- BULL, W.L. & KNUEPFER, P.L.K., 1987. Adjustments by the Charwell River, New Zealand, to uplift and climatic changes. *Geomorphology*, 1:15-32.
- CASTILLO LARA, L.G., 1973. La Grita. Una ciudad que grita su silencio. *Historia del Espíritu Santo de La Grita. Biblioteca de Autores y Temas Tachirenses, Tomo 1: 102-110 (véase Anexo 1)*.
- CASTILLO LARA, L.G., 1982. Michelena y José Armando Pérez. El sembrador y su sueño. *Biblioteca de Autores y Temas Tachirenses*, 82 (véase Anexo 1).
- CENTENO GRAÜ, M., 1940. Estudios sismológicos. *Litografía del Comercio, Caracas, 1ra edición*.
- CENTENO GRAÜ, M., 1969. Estudios sismológicos. *Academia Nacional de Ciencias Físicas, Matemáticas y Naturales, Caracas, 2da edición, 365p*.
- CGA-ULP, 1971. Pérou. Callejón de Huaylas. Étude de sites pour la reconstruction de Huaraz-Caraz-Yungay-Tinco-Carhuaz-Paltay et Recuay au titre de l'aide accordée par la France à la suite du séisme du 31 mai 1970. *Centre de Géographie Appliquée (CGA), Université Louis Pasteur (ULP), Strasbourg et Service de la Coopération Technique, Ministère des Affaires Étrangères, Paris, 25 p*.
- CHANG, L. & ALVA HURTADO, J.E., 1991. Deslizamientos y aluviones en el Perú. *Centro Peruano-Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres (CISMID)*, Lima: 128 p y apéndices.
- CHIGIRA, M. & KIHWA, K., 1994. Deep-seated rock-slide avalanches preceded by mass rock creep of sedimentary rocks in the Akaishi Mountains, central Japan. *Engineering Geology*, 38: 221-230.
- CHOY, J.E., 1998. Profundidad y mecanismo focal del terremoto de El Tocuyo, 1950. *Revista Geográfica Venezolana*, 39(1 y 2): 203-217.
- CHOY, J.E., PALME DE OSECHAS, C. & MORANDI, M.T., 2003. Implicaciones tectónicas del terremoto de El Tocuyo, del 3 de agosto de 1950, Venezuela. *Revista Geográfica Venezolana*, 44(2): 207-217.
- CHUAN, T. & GRUNERT, J., 1999. Inventory of landslides triggered by the 1996 Lijiang earthquake, Yunnan Province, China. *Transactions Japanese Geomorphological Union*, 20(3): 335-349.
- CLARK, M.M., 1973. Map showing recently active breaks along the Garlock and associated faults, California. *Miscellaneous Geology Investigation Map I-741, Scale 1:24.000, U.S. Geological Survey, Washington, D.C*.
- CLUFF, L. & HANSEN, W., 1969. Seismicity and seismic geology of northern Venezuela. *Informe inédito, Woodward Clyde & Associates para Shell de Venezuela, 2 volúmenes y apéndices*.
- COSTA, J.B. & SCHUSTER, R.L., 1988. The formation and failure of natural dams. *Geological Society of America Bulletin*, 100: 1054-1068.
- COTTON, C.A., 1917. Block mountains in New Zealand. *American Journal of Science*, 194: 249-293.
- COTTON, C.A., 1950. Tectonic scarps and fault valleys. *Bulletin of the Geological Society of America*, 61:717-758.
- COTTON, C.A., 1953. Tectonic relief: with illustrations from New Zealand. *Geographical Journal*, 119: 213-222.

- COTTON, C.A., 1968. Tectonic landscapes. In FAIRBRIDGE, R.W. (ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*, Rheinhold Book Corporation, New York, 1109-1116.
- CROZIER, M.J., 1991. Determination of paleoseismicity from landslides. In: BELL, D. (ed.): *Proceedings 6th Landslides International Symposium*, Christchurch, New Zealand, Balkema, Rotterdam, 2, 1173-1180.
- DASCO, A., RODRÍGUEZ, L. M., SINGER, A. & QUINTERO, B., 2013. El caso Cubiro, una experiencia de gestión de riesgo compartida en una población del interior de Venezuela afectada por deslizamientos de tierra. IV Coloquio Mesoamericano en Gestión de Riesgo, Desastres y Cambio Climático, Tuxtla Gutiérrez, Chiapas, México.
- DAVIS, S. & KARZULOVIC, J., 1963. Landslides at Lago Rinihué, Chile. *Bulletin Seismological Society of America*, 53(6): 1403-1414.
- DE BELLARD PIETRI, E., 1983. Formaciones y fenómenos pseudovolcánicos de Venezuela. *Boletín de la Sociedad Venezolana de Ciencias Naturales*, 38(141):167-183.
- DE SANTIS, F., SINGER, A. & AUDEMARD, F. A., 1989. Manifestaciones de "lateral spread" en el delta lacustre de Guigüe, costa sur del Lago de Valencia durante el terremoto de Caracas del 29-07-196. *Mem. VII Cong. Venez. Geol., Barquisimeto*, 3:1124-1136.
- DE SANTIS, F., ECHEZURÍA, H., AUDEMARD, F.A., BELTRÁN, C., ALVIAR, J. & FERREBUS, C., 1990. Los sismos de abril y mayo de 1989. Evidencias de licuación. XI Seminario de Geotecnia, Caracas. Memoria Sociedad Venezolana de Mecánica de Suelos e Ingeniería de Fundaciones, 205-225.
- DEMANGEOT, J., 1980. La composante "endodynamique" dans l'étagement montagnard tempéré et équatorial. *Revue de Géographie Alpine*, 1980 "Montagnes et montagnards", 95-104.
- DENGO, G. & BUSHMAN, J., 1950. Informe preliminar sobre el terremoto de El Tocuyo ocurrido el 3 de agosto de 1958. Informe interno. Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Caracas.
- DEWEY, J., 1972. Seismicity and tectonics of western Venezuela. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 62: 1711-1751.
- DOLLFUS, O., 1973. La cordillère des Andes: présentation des problèmes géomorphologiques. In AUBOUIN, J. (coord.): *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, Numéro Spécial sur les Andes, Paris, 15(1-2):157-176.
- DUANE, W., 1968. Viaje a la Gran Colombia en los años 1822-1823. Instituto Nacional de Hipódromos, Colección Venezolanista, Serie Viajeros II, Caracas, Tomo I, 357p (véase **Anexo 1**).
- DURVILLE, J-L. & MENEROUD, J.P., 1982. Phénomènes géomorphologiques induits par le séisme d'El Asnam, Algérie. Comparaison avec le séisme de Campanie. *Bulletin de Liaison du Laboratoire Ponts et Chaussées*, Paris, 120: 13-23.
- ESCOBAR, A. & RENGIFO, M., 2003a. El sismo del 10 de julio de 1919. *Revista Geográfica Venezolana*, Mérida, 44(1):97-106 (véase **Anexo 1**).
- ESCOBAR, A. & RENGIFO, M., 2003b. Reevaluación de dos sismos históricos en las inmediaciones de La Grita y de Zea. *Revista Geográfica Venezolana*, Mérida, 44(2): 171-173.
- ESPINOSA, A., 2001. Erupciones históricas de los volcanes colombianos (1500-1995). *Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, Bogotá, 16: 291 p.
- ESPINOSA, A.F., ASTURIAS, J. & QUESADA, A., 1978. Applying the lessons learned in the 1976 Guatemalan earthquake to earthquake hazard-zoning problems in Guatemala. *Proceedings International Symposium on the February 4, 1976 Guatemalan earthquake and the Reconstruction Process*, Guatemala City, 1: 1-91.
- EVANS, S.G., SMOLL, L.F. & ZEGARRA LOO, J., 2007. Los movimientos en masa de 1962 y 1970 en el Nevado de Huascarán, Valle del Río Santa, Cordillera Blanca, Perú. En *Movimientos en masa en la región andina: una guía para la evaluación de amenazas*. Proyecto Multinacional Andino (PMA) 4: 386-404.
- FEBRES CORDERO, T., 1931. *Archivo de historia y variedades*. Editorial Suramericana, Caracas, Tomo II, 398 p (157-163) (véase **Anexo 1**).
- FERRER, C., 1991. Tres grandes deslizamientos asociados con un segmento de la falla de Boconó (Andes venezolanos). III Encuentro de Geógrafos de América Latina, México, 18 p.
- FERRER, C., 1999. Represamientos y rupturas de embalses naturales (lagunas de obturación) como efectos cosísmicos: algunos ejemplos en los Andes Venezolanos. *Revista Geográfica Venezolana*, Mérida, 40 (1):119-131.
- FERRER, C. & LAFFAILLE, J., 1998. El alud sísmico de La Playa. Causas y efectos. El terremoto de Bailadores (1610). *Revista Geográfica Venezolana*, Mérida, 39(1 y 2): 23-86.
- FERRER, C., LAFFAILLE, J. & RINCÓN, J. C., 2005. Evidencias de formación y ruptura de una presa natural en la cuenca media del río Chama (Andes centrales venezolanos): limitaciones de los catálogos históricos. *Revista Geográfica Venezolana*, Número Especial, 69-92.
- FIEDLER, G., 1961. El gran terremoto de El Tocuyo del 3 de agosto de 1950 y el fenómeno mecánico

- en el foco. Memorias III Congr. Geol. Venez., Caracas, 4: 1787-1790.
- FLORENCOV, N.A. & SOLONENKO, V. P., 1965. The Gobi-Altai earthquake. Coast and Geodetic Survey and the National Science Foundation, Washington DC, 394 p (translated from Russian).
- FÖLSTER, H., & CHRISTEN, H. VON, 1977. The influence of Quaternary uplift on the altitude zonation of mountain soils on diabase and volcanic ash in humid parts of the Colombian Andes. *Catena*, 3(3/4): 233-263.
- FUNVISIS, 1997. Evaluación preliminar del sismo de Cariaco del 9 de julio de 1997, Estado Sucre, Venezuela (versión revisada). FUNVISIS, 123 p. y apéndices.
- FUNVISIS, 2015. Informe preliminar sobre la actividad sísmica de Chiguará, Lagunillas, municipio Sucre, estado Mérida. Informe interno inédito (véase **Anexo 1**).
- GALAVIS, F. & BELLIZZIA, A., 1950. Informe sobre deslizamientos de tierra en la Hacienda La Laguna, municipio Humocaró Bajo, estado Lara. Informe interno, Ministerio de Fomento, 21-10-1950, Caracas (véase **Anexo 1**).
- GARWOOD, N. C., JANOS, D. P. & BROKAW, N., 1979. Earthquake-caused landslides: A major disturbance in tropical forests. *Science*, 205: 997-999.
- GIEGENGACK, R., 1984. Late Cenozoic tectonic environments of the Central Venezuelan Andes. *Geological Society of America, Memoir* 162: 343-362.
- GIRALDO, C., ROJAS, C. & SAURET, C., 1981. Evidencias de deformaciones gravitacionales profundas en la región de Bailadores-La Grita (Páramo La Negra y El Rosario), estados Mérida y Táchira, Andes venezolanos. *Acta Científica Venezolana*, 32:212 (Abstract).
- GONZÁLEZ DE JUANA, C., 1943. Derrumbes en la carretera de Humocaró Alto. Informe interno, Servicio Geológico del Ministerio de Obras Públicas, Caracas.
- GONZALEZ, J., SCHMITZ, M., AUDEMARD, F.A., CONTRERAS, R., MOCQUET, A., DELGADO, J. & DE SANTIS, F., 2004. Site effects of the 1997 Cariaco, Venezuela earthquake. *Engineering Geology*, 72: 143-177.
- GRASES, J., 1971. La sismicidad histórica del Caribe. Documentos de trabajo (1502-1900). IMME, Facultad de Ingeniería, Univ. Central Venezuela.
- GRASES, J., 1979. Investigación documental sobre los sismos destructores que han afectado el oriente de Venezuela, Delta del Orinoco y regiones adyacentes. Informe interno Proyecto INTEVEP, vol. 1, 107 p y un anexo.
- GRASES, J., 1980. Investigación documental sobre los sismos destructores que han afectado el centro y el occidente de Venezuela. Proyecto INTEVEP, 1 volumen, 106 p y 3 anexos.
- GRASES, J., 1990. Terremotos destructores del Caribe 1502-1990. UNESCO-RELACIS, 132 p.
- GRASES, J. & RODRÍGUEZ, J. A., 2001. Estimaciones de magnitud de sismos venezolanos a partir de mapas de intensidades. Memoria II Seminario Iberoam. Ing. Sísm., Madrid, formato CD (véase en **Anexo 1**).
- GRASES, J., ALTEZ, R. & LUGO, M., 1999. Catálogo de sismos sentidos o destructores, Venezuela: 1530-1998. Academia de Ciencias Físicas, Matemáticas y Naturales, Caracas.
- HAMBLIN, W.K., 1976. Patterns of displacement along the Wasatch fault. *Geology*, 4: 619-622.
- HAMMEN, TH., van der, 1966. The Pliocene and Quaternary of the Sabana de Bogotá (The Tilatá and Sabana Formations). *Geologie Mijnbouw*, 45: 102-109.
- HAMMEN, TH., van der, 1972. Historia de la vegetación y el medio ambiente del norte suramericano. Sobretiro de las Memorias de Symposia del Primer Congreso Latinoamericano y Quinto Mexicano de Botánica, Sociedad Mexicana de Botánica, México, D.F., 119-134.
- HAMMEN, TH., van der, 1974. The Pleistocene changes of vegetation and climate in tropical South America. *Journal of Biogeography* 1: 3-26.
- HAMMEN, TH., van der & CLEEF, A. M., 1986. Development of the high andean paramo flora and vegetation. In VUILLEUMIER, F., MONASTERIO, M. (eds): High altitude tropical biogeography, Oxford University Press, New York: 153-201.
- HAMMEN, TH., van der, WERNER, J. H. & DOMMELEN, H. van, 1973. Palynological record of the upheaval of the Northern Andes: A study of the Pliocene and lower Quaternary of the Colombian Eastern Cordillera and the early evolution of its high-andean biota. In van der HAMMEN, TH.: The Quaternary of Colombia, Vol.2, Review of Palaeobotany and Palynology, Elsevier, 16(1973): 1-122.
- HANSEN, A. & FRANKS, C. A. M., 1991. Characterization and mapping of earthquake triggered landslides for seismic zonation. *Proceedings 4th Conference on Seismic Zonation, Stanford*, 1: 149-195.
- HANSEN, W. R., 1966. Effects of the earthquake of March 27, 1964 at Anchorage, Alaska. USGS Prof. Paper, 542-A: A59-A66.
- HARP, E. L., WILSON, R. C. & WIECZOREK, G. F., 1981. Landslides from the February 4, 1976, Guatemala earthquake. USGS Professional Paper 1204 A, 35 p.

- HARP, E.L., WILSON, R.C., WIECZOREK, G.F. & KEEFER, D.K., 1978. Landslides from the February 4, 1976 Guatemala earthquake: Implications for seismic hazard reduction in the Guatemala City area. *Proceedings of International Symposium on the February 4th, 1976 Guatemalan Earthquake and the Reconstruction Process*, 1: 353-366.
- HART, M. W., SHALLER, P. J. & FARRAND, G. T., 2012. When landslides are misinterpreted as faults: case studies from the western United States. *Environmental and Engineering Geoscience* 18: 313-325
- HERRERA, J., SINGER, A. & REATEGUI, W., 2011. Deslizamiento y flujo de tierra de Cerro Mulato, Chabasquén, Municipio Unida, Estado Portuguesa. *Primer Congreso Venezolano de Geociencias*, 5 al 8 de diciembre de 2011, Universidad Central de Venezuela, Caracas, 4 p.
- HERRERA UMÉREZ, G., VEGAS, A., AGUERREVERE, S. PAOLI, P. & PARDO STOLK, E., 1951. Informe que presenta al Colegio de Ingenieros la Comisión nombrada por éste para estudiar los efectos del terremoto ocurrido en la población de El Tocuyo el 3 de agosto de 1950. *Revista del Colegio de Ingenieros de Venezuela*, 178: 2-8.
- HILL, R. L. & BEEBY, D. J., 1977. Surface faulting associated with the 5.2 magnitude Galway Lake earthquake of May 31, 1975, Mojave Desert, San Bernardino County. *Bulletin of the Geological Society of America* 88: 1378-1384.
- HOOSE, S.N., 1978. Earthquake-induced ground failure in coastal areas. *Proceedings of the Symposium on Technical, Environmental, Socioeconomic, and Regulatory Aspects of Coastal Zone Management at San Francisco, California*, March 14-16, 1978, 3: 1508-1529.
- HOOSE, S.N., WILSON, R.C. & ROSENFELD, J.H., 1978. Liquefaction-caused ground failure during the February 4th, 1976, Guatemala earthquake. *Proceedings International Symposium on the February 4th, 1976, Guatemalan Earthquake and the Reconstruction Process*, 2: 31 p.
- IACOPI, R., 1971. *Earthquake Country. How, why and where earthquakes strike in California*. Lane Books, Menlo Park, California, 160 p.
- ISHIHARA, K. & YASUDA, S., 1993. Manual for zonation on seismic geotechnical hazards. *Japanese Soc. Soil Mech. Found. Eng., TC4, ISSMFE*, 149 p.
- ISHIHARA, K., KOKUSHO, T. & YASUDA, S., 1995. Application of a manual for zonation on seismic geotechnical hazards prepared by ISSMFE. *Proceedings of the Fifth Int. Conf. on Seismic Zonation, Nice, France, Ouest Éditions, Presses Académiques*, 2: 1587-1594.
- JABOYEDOFF, M., -ed.-, 2011. *Slope tectonics*. Geological Society, Special Publications 351, London.
- JABOYEDOFF, M., PENNA, I., PEDRAZZINI, A., BARON, I. & CROSTA, G. B., 2013. An introductory review on gravitational deformation induced structures, fabrics and modeling. *Tectonophysics*, 605: 1-12.
- JIBSON, R. W., 1994. Using landslides for palaeoseismic analysis. *USGS Open-File Report* 94-663, 33 p.
- JOHNSON, D.W., 1939. Fault scarps and fault-line scarps. *Journal of Geomorphology*, 2: 174-177.
- JULIVERT, M., 1959. Geología de la vertiente oeste del Macizo de Santander en el sector de Bucaramanga. *Boletín de Geología, Universidad Industrial de Santander*, 3: 14-34.
- KANEDA, H., 2003. Threshold of geomorphic detectability estimated from geological observations of active low slip rate strike slip faults. *Geophysical Research Letters*, 30(5): 42-1 to 42-4.
- KEEFER, D.K., 1984. Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95: 406-421.
- KEEFER, D.K., 2000. Statistical analysis of an earthquake-induced landslide distribution- the 1989 Loma Prieta California event. *Engineering Geology*, 58: 231-249.
- KELLER, E.A., JOHNSON, D.L., CLARK, M.N. & ROCKWELL, T.K., 1980. Tectonic geomorphology and earthquake hazard, north flank, central Ventura Basin, California. *U.S. Geological Survey Open File Report*, 167 p.
- KENNAN, L., 2000. Large-scale geomorphology of the Andes: Interrelationships of tectonics, magmatism and climate. In SUMMERFIELD, M.A. (ed.): *Geomorphology and Global Tectonics*, Wiley, 9: 167-199.
- KHOBZI, J., 1976. El estudio de las acumulaciones continentales cuaternarias. *Contribución al análisis de las variaciones climáticas en Colombia*. *Memorias 1er Congreso Colombiano de Geología*, 155-171.
- KHOBZI, J., 1981. Aspectos de geomorfología periglacial, glaciaria y fluvio-glaciaria en las montañas tropicales húmedas norandinas. *Geología Norandina*, 3: 37-43.
- KHOBZI, J. & USSELMANN, P., 1973. Problèmes de géomorphologie en Colombie; In AUBOUIN, J. (ed.): *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique, Numéro Spécial sur les Andes*, Paris, 15(1-2): 193-206.
- KROONENBERG, S. B., BAKKER, J. G. M. & VAN DER WIEL, M., 1990. Late Cenozoic uplift and paleogeography of the Colombian Andes:

- Constraints on the development of high-andean biota. *Geologie en Mijnbouw* 69: 279-290.
- LAFFAILLE, J., AUDEMARD, F. & ALVARADO, M., 2008. San Antonio de Mucuño: mudanza de un pueblo de doctrina luego del terremoto de 1674. *Mem. XIV Cong. Venez. Geof.*, 8 p (véase **Anexo 1**).
- LAFFAILLE, J., AUDEMARD, F.S. & ALVARADO, M., 2010. San Antonio de Mucuño, Mérida Andes, Venezuela: Relocation of a doctrine village following the 1674 earthquake. In SINTUBIN, M., STEWART, I.S., NIEMI, T.M. & ALTUNEL, E. (eds.): *Ancient Earthquakes. GSA Special Papers Series* 471: 39-46. doi:10.1130/2010.2471(04) (véase **Anexo 1**).
- LANGRIDGE, R.M. & BERRYMAN, K.R., 2005. Morphology and slip rate of the Hurunui section of the Hope fault, South Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 48: 43-57.
- LAMARCHE JR., V.C. & WALLACE, R.E., 1972. Evaluation of effects on trees of past movements on the San Andreas Fault, Northern California. *Geological Society of America Bulletin*, 83: 2665-2676.
- LARES, J. I., 1894. Volvamos al hogar. Descripción del terremoto del 28 de abril de 1894. Imprenta Picón Grillet, Mérida (véase **Anexo 1**).
- LEROI, E., TERRIER, M., MOUROUX, P., ROUZEAU, O. & ASTE, J.-P., 1992. The role of seismicity in landslide mapping. In FACCIOLI, E., PECKER, A., (eds): *Slope stability in seismic areas. Proceedings of the French-Italian Conference, Bordighera (Imperia), Italy, Ouest Editions, Presses Académiques*: 104-114.
- LETOURNEUR, J. & MICHEL, L. R., 1971. *Géologie du génie civil. A. Colin, Collection "U", Série Géologie, Paris, 728 p.*
- LINARES, P.P., 1984. La Vega de Pueblo Viejo. Excavación del sitio histórico de Chabasquén, Estado Portuguesa, Venezuela. *Tierra Firme, Caracas*, 6(2): 250-258.
- LINGEN, G., van der, 1977. Flow slips, ocean bottom currents and subaqueous dunes. *Catastrophist Geology*, 2(1): 7-12.
- LUGO, M., 1983. Mapa de isosistas del sismo del 28-04-1894. En SOULAS, J.P. *et al.*: *Geología de fallas activas. Proyecto Uribante-Caparo de estudios de riesgo sísmico. Informe final FUNVISIS para CADAPE, 3 Vol., Anexo A-18, Volumen 3.*
- LUGO, M., 1987. Isosistas VIII y epicentros de grandes sismos históricos regionales. In SOULAS, J.P. *et al.*: *Proyecto SUMANDES: Tectónica cuaternaria, características sismogénicas de las fallas de Boconó, San Simón y del piedemonte occidental andino, y efectos geológicos asociados a la sismicidad histórica, Informe final FUNVISIS para MARAVEN SA, 72 p, 8 anexos, 5 tablas.*
- LUGO, M., 1990. Evidences of liquefaction and associated damages in the old railway of Santa Bárbara-El Vigía as a consequence of the April 28th 1894 "Great Andean Earthquake", Western Venezuela. *Bulletin of the INQUA Neotectonics Commission*, 13: 52 (Abstract).
- MAINGUET MICHEL, M., 1966. Quelques aperçus sur les manteaux de décomposition des roches dans les Andes vénézuéliennes de Mérida. Conséquences morphologiques. *Mémoires et Documents du Centre de Recherches et Documentation Cartographiques et Géographiques, Nouvelle Série, Vol., I, Editions du CNRS, Paris, 101 p.*
- MALAVAR, A., FIEDLER, G., SINGER, A. GRASES, J. & ROJAS, C., 1985. Contribución nacional de Venezuela al mapa de intensidades máximas para América del Sur y mapa de licuación de suelos y deslizamientos asociados a terremotos en América del Sur. En: Programa para la mitigación de los efectos de los terremotos en la región andina (Proyecto SISRA), Centro Regional de Sismología para América del Sur (CERESIS), Lima, Perú, Vol. 12.
- MANOSALVA SANCHEZ, S. R. & NARANJO MERCHÁN, W. E., 2007. Geología y mineralogía de yacimientos de caolín en el Departamento de Boyacá. *Revista Ingeniería, Investigación y Desarrollo, UPTC, Sogamoso, Boyacá, Colombia*, 4(1): 48-52.
- MARQUÉS CARRERO, A., 1980. Crónicas de "Pueblo Viejo" de Acequias. El eslabón perdido en la historia del descubrimiento y conquista de los Andes. Junta para la Conservación del Patrimonio Arqueológico, Folklórico y Cultural de San Antonio de Acequias, Mérida, Venezuela, 72 p (véase **Anexo 1**).
- MARSHALL, P., 1933. Effects of earthquake on coastline near Napier. In: Report of the Hawke's Bay earthquake. *Bulletin of the Department of Scientific and Industrial Research, Wellington*, 43: 79-92.
- MARTÍNEZ, F. A., 1959. Informe sobre los movimientos sísmicos ocurridos recientemente en Aricagua y sus alrededores. Informe interno Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Mérida. (véase **Anexo 1**).
- MAS VALL, J., 1950. Mapa isosísmico del terremoto de El Tocuyo del 3 de agosto de 1950. Instituto Nacional de Minería y Geología, Caracas. (véase **Figura 10**).
- MASKREY, A., ed., 1996. Terremotos en el trópico húmedo. La gestión de los desastres del Alto Mayo, Perú (1990 y 1991), Limón, Costa Rica

- (1991) y Atrato Medio, Colombia (1992). La Red, Bogotá, 328 p.
- MICHETTI, A. M., AUDEMARD, F. A. & MARCO, S., 2005. Future trends in paleoseismology: Integrated studies of the seismic landscape as a vital tool in seismic hazard analyses: Tectonophysics, Special Issue, 408(1-4): 3-21.
- MICHETTI, A.M., AUDEMARD, F.A., AZUMA, T., CLAGUE, J., COMERCI, V., ESPOSITO, E., GUERRIERI, L., GURPINAR, A., MCCALPIN, J., MOHAMMADIOUN, B., MÖRNER, N.A., OTA, Y., PORFIDO, S., ROGOZHIN, E., SERVA, L., TATEVOSSIAN, R. & VITTORI, E., 2007. INQUA Environmental Seismic Intensity Scale 2007 –ESI 2007 -, 19 p. ([http://www.apat.gov.it/siter/en-GB/Projects/INQUA Scale](http://www.apat.gov.it/siter/en-GB/Projects/INQUA%20Scale)).
- MILLOT, G., 1964. Géologie des argiles. Altérations, sédimentologie, géochimie. Masson et Cie, Paris, 499 p.
- MONOD, B., 2009. Evolution néogène de la partie centrale des Andes de Mérida (Vénézuéla): analyse structurale, modélisation géologique et numérique d'un système en échappement. Thèse de Doctorat, Université de Pau.
- MORA, S. & YASUDA, S., 1994. Licuefacción de suelos y fenómenos asociados durante el terremoto de Limón. Revista Geológica de América Central, Volumen Especial: Terremoto de Limón, 22 de abril de 1991, Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, 121-131.
- MUIR WOOD, R., 1987. Tectonic Ecology. Trends in Ecology and Evolution (TREE): 2(9):276-279.
- MUÑOZ, N. G., 1970. La diatomita o tierra de diatomáceas. Análisis geológico del yacimiento de Laguna Brava, Venezuela. Boletín de la Sociedad Venezolana de Geólogos, 5(2): 45-57.
- NASON, R.D., 1971. Shattered earth at the Wallaby Street, Sylmar. In USGS Professional Paper 733: 97-98.
- NOGUERA, G. & GARCÉS, E., 1991. Deslizamiento del río San Pedro analizado 30 años después. IX Cong. Panam. Mec. de Suelos e Ing. de Fundaciones, Viña del Mar, Chile, 1: 323-342.
- NORRIS, R.J. & COOPER, A.F., 1997. Erosional control on the structural evolution of a transpressional thrust complex on the Alpine Fault, New Zealand. Journal of Structural Geology, 19: 1323-1342.
- NORRIS, R.J. & COOPER, A.F., 2007. The Alpine Fault, New Zealand: Surface Geology and Field Relationships. Geophysical Monographs Series, 157-175.
- NÚÑEZ, O. & ESCOJIDO, D., 1976. Subsidence in the Bolivar Coast. 2nd Int. Symp. on Land Subsidence, Anaheim, California (véase **Anexo 1**).
- OBERMEIER, S.T. & POND, E.C., 1999. Issues in using liquefaction features for paleoseismic analysis. Seismological Research Letters, 70(1): 34-57.
- OTA, Y., WILLIAMS, D.N. & BERRYMAN, K.R., 1981. Late Quaternary Tectonic Map of New Zealand 1:50,000 with Notes, Parts Sheets Q27, R27 & R28, Wellington. New Zealand Geological Survey, Department of Scientific and Industrial Research, 1st Edition, Lower Hutt, 1-35.
- PAGE, W.D. & CLINE, K.M., 1981. Recognition of active faults in tropical, mountainous Northwest Colombia. Revista CIAF, Bogotá, 6(1-3): 407-419.
- PAGE, W. D. & JAMES J. G., 1981. The antiquity of the erosion surfaces and Late Cenozoic deposits near Medellín. Memoria I Seminario sobre el Cuaternario Colombiano, Revista CIAF 6(1-3): 391-402.
- PAIGE, S., 1930. The earthquake at Cumaná, Venezuela January, 17, 1929. BSSA, 220(1): 1-10.
- PAIN, C.F., 1972. Characteristics and geomorphic effects of earthquake-initiated landslides in the Adalbert Range, Papua, New Guinea. Engineering Geology, 6: 261-274.
- PAIN, C.F. & BOWLER, J.M., 1973. Denudation following the November 1970 earthquake at Madang, Papua, New Guinea. Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl., 18: 91-104.
- PALME, C., 1993. Los terremotos de los años 1674, 1775 y 1886 en Trujillo. Universidad de los Andes, Núcleo Universitario Rafael Rangel, Trujillo. Editorial Venezolana, C.A., Mérida (véase **Anexo 1**).
- PALME, C., MORANDI, M. & CHOY, J., 2005. Reevaluación de las intensidades de los grandes sismos históricos de la región de la cordillera de Mérida utilizando el método Bakun y Wentworth. Revista Geográfica Venezolana, Número Especial, 233-253 (véase **Anexo 1**).
- PEDRAZZINI, A., JABOYEDOFF, M., LOYE, A. & DERRON, M-H., 2013. From deep seated slope deformation to rock avalanche: Destabilization and transportation models of the Sierre landslide (Switzerland). Tectonophysics, Special Issue on Slope Tectonics: Structures and Slope Failures, 605: 149-168.
- PERALDO, G., 2012. Sismología histórica, al filo de la geofísica y la historia. Aspectos metodológicos para su estudio. VI Jornadas Venezolanas de Sismología Histórica, Caracas, 26 al 28 de marzo de 2012.
- PERAZZO, N., 1976. Don Diego Núñez, Sacerdote, Educador y Patriota. Caracas, 19 p (véase **Anexo 1**).
- PERRIN, N.D. & HANCOX, G.T., 1991. Landslide-dammed lakes in New Zealand-Prteliminary

- studies on their distribution, causes and effects. In BELL, D. (Ed.) Landslides, Balkema, 1457-1466.
- PHILIP, H. & RITZ, J-F., 1999. Gigantic paleolandslide associated with active faulting along the Bogd fault (Gobi Altay, Mongolia). *Geology* 27(3): 211-214.
- PHILIP, H., BOUSQUET, J. C. & MASSON, F., 2007. Séismes et risques sismiques. Approche sismotectonique. Dunod, Paris, 340 p.
- PLAFKER, G., ERICKSEN, G.E. & FERNÁNDEZ CONCHA, J., 1971. Geological aspects of the May 31, 1970 Peru earthquake. *Bulletin of the Seismological American Society* 61(3): 543-578.
- PMA, 2007. Movimientos en masa en la región andina: una guía para la evaluación de amenazas. Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas, Publicación Geológica Multinacional, Nº 4, 404 p.
- PONTE RODRÍGUEZ, J., SCHWARCK, A., MIRANDA, L. MAS VALL, J. & PONTE, C., 1950. Observaciones geológicas de la región afectada por el terremoto del 3 de agosto de 1950. Informe interno, Instituto de Minería y Geología, Ministerio de Fomento, Caracas.
- POST, A., 1967. Effects of the March 1964 Earthquake on Glaciers. USGS Professional Paper 544 D, 42 p.
- RADBRUCH-HALL, D. H., 1978. Gravitational creep of rock masses on slopes. In VOIGHT, B. (ed.): Rockslides and avalanches, Elsevier, Natural Phenomena, 1: 607-657.
- RENGIFO, M. & ESCOBAR, A., 2003. Los sismos de Aricagua de 1956 y 1959. *Revista Geográfica Venezolana*, 44(1): 77-96 (véase **Anexo 1**).
- ROD, E., 1956. Strike-slip faults of northern Venezuela. *Bulletin of the American Association on Petroleum Geology*, 40: 2509-2512.
- RODRÍGUEZ, J.A. & AUDEMARD, F.A., 2003. Sobre-estimaciones y limitaciones en los estudios de sismicidad histórica con base en casos venezolanos. *Revista Geográfica Venezolana*, Mérida, Universidad de Los Andes, 44(1): 47-75.
- RODRÍGUEZ, J. A., AUDEMARD, F. A., SINGER, A. & BELTRAN, C., 1998. Evidencias históricas de actividad sismotectónica y manifestaciones de inestabilidad geológica en el Alto de Pedernales, entre Venezuela y Trinidad. *XIV Caribbean Geological Conference*, Port of Spain, Trinidad, 1995. (2): 15-25
- RODRÍGUEZ, L. M., 2008. Evaluación de geoamenazas con fines de microzonificación sísmica en las ciudades de Barquisimeto y Cabudare, estado Lara. Tesis de Maestría en Ciencias de la Tierra, Universidad Simón Bolívar (USB), Caracas, 11p, 7 mapas anexos (Anexo 5).
- RODRÍGUEZ, L. M. & SINGER, A., 2013. Análisis de tres casos representativos de vulnerabilidad de obras de infraestructura ante movimientos de masa de origen climático y/o cosísmicos en el estado Táchira. *Geología Colombiana*, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, 38: 89-97.
- RODRÍGUEZ, L. M., AUDEMARD, F. A. & RODRÍGUEZ, J. A., 2006. Casos históricos y contemporáneos de licuación de sedimentos inducidos por sismos en Venezuela desde 1530. *Revista de la Facultad de Ingeniería*, Universidad Central de Venezuela, 21(3): 5-32.
- RODRÍGUEZ, L. M., SINGER, A. & ROCABADO, V., 2005. Evidencias geomorfológicas de fenómenos de sufosión-tubificación-colapso en el tope de la terraza de Barquisimeto. *Memorias IV Coloquio Microz. Sísm., Barquisimeto. CD-Rom*.
- RODRÍGUEZ, L.M., SARABIA, A.M., PÉREZ, C., MORA, H., SINGER, A., SALCEDO, E., YEPEZ, S., CIFUENTES, H., DIEDERIX, H., TORRES, E., RODRÍGUEZ, J.A., AUDEMARD, F.A., GOMEZ, A.A. & LEAL, A., 2015. Inventario de daños y efectos geológicos co-y/o post- sísmicos del sismo ocurrido el 18 de mayo de 1875 en la frontera entre Colombia y Venezuela. *Boletín de la Academia Nacional de la Ingeniería y del Hábitat*, Caracas, Venezuela, Caracas, 30: 105-263 (véase **Anexo 1**).
- RODRÍGUEZ, L. M., DIEDERIX, H., TORRES, E., AUDEMARD, F. A., HERNÁNDEZ, C., SINGER, A., BOHORQUEZ, O. & YEPEZ, S., 2017. Identification of the seismogenic source of the 1875 Cúcuta earthquake on the basis of a combination of neotectonic, paleoseismologic and historic seismicity studies. *Journal of South American Earth Sciences*, 1-18.
- ROJAS HOPPE, C.F., 2010. Valdivia 1960. Entre aguas y escombros. Ediciones Universidad Austral de Chile, 166 p.
- SAURET, B., ROJAS, C., SCHUBERT, C., MÉNDEZ, M., SINGER, A. & SOULAS, J-P., 1983. Investigación de fallas activas cuaternarias mediante excavación de trincheras en condiciones tropicales húmedas. *Acta Científica Venezolana*, 32: 213 (Abstract).
- SCHUBERT, C., 1975. Glaciation and periglacial morphology in the Northwestern Venezuelan Andes. *Esizetialter und Gegenwart*, 26: 196-211.
- SCHUBERT, C., 1980. Late Cenozoic pull-apart basins, Boconó fault zone, Venezuelan Andes. *Journal of Structural Geology*, 2: 463-468.
- SCHUBERT, C. & CLAPPERTON, C. M., 1990. Quaternary glaciations in the northern Andes (Venezuela, Colombia and Ecuador). *Quaternary Science Reviews*, 9: 123-135.

- SCHUBERT, C., SINGER, A. & SOULAS, J.-P., 1983. La falla de Boconó entre Santo Domingo y San Cristóbal. Guía de excursión. Simposio Neotectónica, Sismicidad y Riesgo Geológico en Venezuela y el Caribe, XXXIII Convención Anual AsoVAC, Caracas, 62 p: 24-62.
- SCHWARCK, A., PONTE, L. & FREILE, A., 1948. Informe sobre deslizamientos ocurridos en Humocaro Alto, distrito Morán, estado Lara. Informe interno Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Caracas. (inédito).
- SCHWARCK, A., PONTE L., MIRANDA, RUIZ, L. & MAS VALL, J., 1950. Informe sobre los deslizamientos de tierra ocurridos en la región de Chabasquén, municipio Paraíso, distrito Sucre, estado Portuguesa. Instituto Nacional de Minería y Geología, Ministerio de Fomento (inédito).
- SEED, H.B., 1968. Landslides during earthquakes due to soil liquefaction. Amer. Soc. Civil Engineers, Jour. Soil Mech. and Found. Div., 94(SM5), Paper 6110: 1055-1122.
- SEED, H.B., WILSON, S.D., 1967. The Turnagain Heights landslide, Anchorage, Alaska. Amer. Soc. Civil Engineers, Jour. Soil Mechanics and Found. Div., 93(SM4): 325-353.
- SIEVERS, W., 1895. Das Erdbeben in Venezuela am 28, April 1894. Mittheilungen der geographischen Gesellschaft in Hamburg, 1891-1892, 10-23.
- SIEVERS, H.A., VILLEGAS, G. & BARROS, G., 1963. The seismic sea wave of 22 May 1960 along the Chilean coast. Bulletin of the Seismological Society of America, 53(6): 1125-1190.
- SIMÓN, FRAY, P., 1964. Noticias Históricas de Venezuela. Academia Nacional de la Historia, 66-67, Tomo II (1° edición, Cuenca, España, 1627).
- SIMONETT, D.S., 1967. Landslide distribution and earthquakes in the Bewani and Torricelli Mountains, New Guinea. In JENNINGS, J.N., MABUTT, J.A. (eds.): Landform studies in Australia and New Guinea, Canberra, Australian National University Press, 64-84.
- SINGER, A., 1975. Aspectos morfodinámicos de los problemas de conservación de tierras y aguas en la cuenca del río Torbes: inventario de procesos y zonificación de riesgos. En: Estudios y Proyectos Cuenca del río Torbes. Problemática hidráulica-sedimentológica. Ministerio de Obras Públicas (MOP), Dirección General de Recursos Hidráulicos, Caracas, 439 p: 122-170, 6 mapas 1:25.000 a colores.
- SINGER, A., 1980. Control geomorfológico y cartografía a escala 1: 100.000 de las trazas activas de los sistemas de fallas de la parte sur de los Andes venezolanos, 3 p (inédito).
- SINGER, A., 1985. Una experiencia latino-americana de evaluación de riesgos naturales a nivel nacional para fines de protección civil: el Inventario Nacional de Riesgos Geológicos a escala 1:1.500.000. Simposio Latinoamericano sobre Desastres Naturales, Quito, Ecuador, AIGI-EPN, noviembre 1985; y 2° Coloquio Latinoamericano de Asistencia Regional, y Primeras Jornadas Panamericanas Municipales de Protección Civil, CELAR y OIPC-CONSUCRE, Caracas, 1986.
- SINGER, A., 1998. Evaluación retrospectiva de los efectos geológicos destructores del terremoto de 1610 en los Andes venezolanos del siglo XVII y de observaciones de campo actuales. Revista Geográfica venezolana, 39(1 y 2): 289-296.
- SINGER, A., 2010. Los aludes torrenciales en Venezuela: antecedentes. In LÓPEZ, J.L. (ed.): Lecciones aprendidas del desastre de Vargas. Aportes científicos-tecnológicos y experiencias nacionales en el campo de la prevención y mitigación de riesgos, Universidad Central de Venezuela y Fundación Polar, Caracas, 65-80.
- SINGER, A. & AUDEMARD, F. A., 1997. Aportes de Funvisis al desarrollo de la geología de fallas activas y de la paleosismología para los estudios de amenaza y de riesgo sísmico. In GRASES, J., (coord.): Diseño sismorresistente. Especificaciones y criterios empleados en Venezuela. Academia de Ciencias Físicas, Matemáticas y Naturales, Caracas, 33: 25-38.
- SINGER, A. & BELTRÁN, C., 1996. Active faulting in the Southern Venezuelan Andes and Colombia borderland. Proceedings of the 3rd Int. Symp. on Andean Geodynamics (ISAG). Saint-Malo, France, 243-246.
- SINGER, A. & LUGO, M., 1982. El alud sísmico del 3-02-1610 en el valle del Mocotíes (Andes venezolanos): confrontación de los testimonios del siglo XVII y de las evidencias de campo actuales. Acta Científica Venezolana, Caracas, 33: 214.
- SINGER, A. & MONTES, L., 1980. Sismicidad y morfogénesis en el tramo nororiental de la falla de Boconó: evaluación de los efectos geológicos del terremoto del año 1950. Acta Científica Venezolana, 31: 62 (Abstract).
- SINGER, A. & ROJAS, C., 1981. Inventario Nacional de Riesgos Geológicos. Estado preliminar. Mem. III Cong. Venez. Sism. Ing. Sísm., AVIE, CIV, IMME, FUNVISIS, Caracas, 1: 331-436.
- SINGER, A. & SOULAS, J.P., 1981. Control geomorfológico de fallas activas en los pisos húmedos de los Andes tropicales venezolanos (región Uribante-Caparo). Acta Científica Venezolana, 32: 212.
- SINGER, A. & SOULAS, J. P., 1983. La falla de Boconó entre Mérida y San Cristóbal, Estados Mérida y Táchira. In SCHUBERT, C., SINGER, A. & SOULAS, J.P. (Guías): La falla de Boconó entre Santo

- Domingo y San Cristóbal. Guía de excursión, 31-10 al 2-11-1983. Simposio Neotectónica, Sismicidad y Riesgo Geológico en Venezuela y el Caribe, XXXIII Convención Anual AsoVAC, Octubre 1983, Caracas, 62 p, 24-62 (inédito).
- SINGER, A., BELTRÁN, C. & LUGO, M., 1991a. Proyecto SUMANDES II. Características neotectónicas y parámetros sismogénicos de las fallas activas cuaternarias y efectos geológicos de la actividad sísmica en la región de proyecto. Informe FUNVISIS para MARAVEN, 2 volúmenes.
- SINGER, A., BELTRÁN, C. & LUGO, M., 1991b. Amenazas de origen sísmico y geológico en la región fronteriza colombo-venezolana; Iras Jornadas Venezolanas de Geología de las Fronteras, San Cristóbal, 12 al 15/9/1991. Boletín de la Sociedad Venezolana de Geólogos, 42: 38.
- SINGER, A., ROJAS, C. & LUGO, M., 1983. Inventario Nacional de Riesgos Geológicos. Estado preliminar. Mapa, Glosario y Comentarios. FUNVISIS, Serie Técnica 03-83, Caracas, 126 p.
- SINGER, A., SAURET, B. & LUGO, M., 1982. Encuesta sobre los efectos geológicos del sismo del 18 de octubre, Estado Táchira. In FUNVISIS (ed.): El sismo del Táchira del 18 de octubre de 1981, Serie Técnica 01-1982 (Enero 1982), 1-21.
- SINGER, A., PARRA, J., LINARES, M., OSORIO, I. & PARRONDO, S., 2016. Problemática general y evaluación de la inestabilidad en las laderas del páramo y lechos aluviales de crecida del municipio Boconó, estado Trujillo. Informe FUNVISIS (FUN-032-2016) para la Protección Civil de la Alcaldía del Municipio Boconó, Estado Trujillo, 54 p, 1 mapa anexo.
- SINGER, A., ROJAS, C., LUGO, M., CONTRERAS, F. & PARRA, J., 2019. Inventario cartográfico nacional de riesgos geológicos (versión digital del Inventario Nacional de Riesgos Geológicos - 1983- con su respectivo comentario). En FUNVISIS (Ed.) Atlas Sismológico de Venezuela (en preparación).
- SINGER, Arieih, 1981. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in soils and weathering profiles. *Earth Science Reviews*, 15: 303-326.
- SINGER, Arieih, 1984. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments. A review. *Earth Science Reviews*, 21: 251-293.
- SOTO, M. & URBANI, F., 1995. Las "fumarolas" del estado Lara: procesos de combustión espontánea de rocas carbonosas. *Acta Científica Venezolana* 46 (Suppl.): 225.
- SOULAS, J-P., 1983a. Tectónica cuaternaria de la mitad sur de los Andes venezolanos. Grandes rasgos. *Acta Científica Venezolana* 34(1): 513.
- SOULAS, J-P., 1983b. Mapa preliminar de tectónica cuaternaria. *Acta Científica Venezolana* 34(1): 513.
- SOULAS, J-P., 1986. Neotectónica y tectónica activa en Venezuela y regiones vecinas. *Memoria VI Congreso Venezolano de Geología*, 1985, 10: 6639-6656.
- SOULAS, J-P., 1988. Analyse paléosismique par tranchées exploratoires: exemples au Vénézuéla. *Colloque Méthodologie et applications de la néotectonique*, BRGM, Orléans, France, 42-43 (Abstract).
- SOULAS, J-P., 1993. Comparative evolution of the Eastern Cordillera (Colombia) and the Andes of Merida (Venezuela) since Miocene. *Proceedings of the 2nd Int. Symp. Andean Geodynamics (ISAG)*, Oxford, UK, 251-252.
- SOULAS, J.-P., SINGER, A. & LUGO, M., 1987. Proyecto SUMANDES. Tectónica cuaternaria, características sismogénicas de las fallas de Boconó, San Simón y del piedemonte occidental andino y efectos geológicos asociados a la sismicidad histórica. Informe Final FUNVISIS para MARAVEN S.A., 72 p, 8 Anexos, 5 Tablas.
- SOULAS, J.P., ROJAS, C., SINGER, A., BELTRÁN, C. & LUGO, M., 1985. Proyecto Costa Oriental del Lago de Maracaibo (COLM). Actividad cuaternaria y características sismogénicas de las fallas de Boconó, Valera, Tuñame, Piñango, Piedemonte, Burro Negro, Mene Grande y otras. Informe FUNVISIS para MARAVEN, S.A., 48 p y 2 Anexos (**Anexo 1**).
- SOULAS, J.-P., SINGER, A., MONTES, L., ROJAS, C., GIRALDO, C., SAURET, B. & SCHUBERT, C., 1981. Geología de fallas activas. In MALAVER, A. (coord.): Proyecto de Estudios de Riesgo Sísmico Uribante-Caparo. Informe preliminar FUNVISIS para CADAPE, 138 p (5-66, 6 Anexos).
- SOULAS, J.-P., BELTRÁN, C., SINGER, A., LUGO, M., ROJAS, C., SAURET, B., GIRALDO, C., MÉNDEZ, M., RODRÍGUEZ, E., MOCQUET, A. & MONTES, L., 1983. Geología de fallas activas. In FUNVISIS: Proyecto Uribante-Caparo de estudios de riesgo sísmico, Informe final para CADAPE, 3 vol., y Anexos.
- STEVENS, G.R., 1957. Geomorphology of the Hutt Valley, New Zealand *Journal of Science and Technology*, B38: 297-327.
- STEVENS, G.R., 1974. Rugged landscape: The Geology of Central New Zealand. A.H. & A.W. Reed, Wellington, 286 p.
- STEWART, I.S. & HANCOCK, P.L., 1990. What is a fault scarp? *Episodes*, 13(4): 256-263.
- TAZIEFF, H., 1961. Interprétation des glissements de terrain accompagnant le grand séisme du Chili de

- mai 1960. Bulletin Société Belge de Géologie, 69: 374-384.
- TAZIEFF, H., 1976. Horizontal landslides during the 1960 Chile earthquake. *Catastrophist Geology Bulletin*, 1-2: 27-32.
- TRICART, J., 1962. Problèmes du développement dans les Andes vénézuéliennes. In *Problèmes de mise en valeur des montagnes subtropicales*, Fascicule II, Cours de l'Université de Strasbourg, Centre de Documentation Universitaire, Paris, 95 p.
- TRICART, J., 1973. Un problème de géomorphologie appliquée: le choix des sites d'habitat dans une région sismique (Andes centrales, Pérou). *Annales de Géogr.*, Paris, LXXXII (449): 8-27.
- TRICART, J., 1974. *Structural Geomorphology*. Longman, London, 305 p (edición francesa, SEDES, París, 1968).
- TRICART, J. & CAILLEUX, A., 1965. Introduction à la géomorphologie climatique. SEDES, Paris, 306 p.
- TRICART, J. & MICHEL, M., 1965. Monographie et carte géomorphologique de la région de Lagunillas, Andes vénézuéliennes. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, Paris, 15(1-3): 1-33.
- TRICART, J. & MILLIES-LACROIX, A., 1962. Les terrasses quaternaires des Andes vénézuéliennes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, IV(2): 201-218.
- TRICART, J., CAILLEUX, A. & RAYNAL, R., 1962. Les particularités de la morphogénèse dans les régions de montagne. Cours de l'Université de Strasbourg, Centre de Documentation Universitaire, Paris, 136 p.
- TRICART, J., DOLLFUS, O. & CLOOTS-HIRSCH, A-R., 1969. Les études françaises du Quaternaire sud-américain. En: *Etudes françaises sur le Quaternaire*, VIIIème Congrès International INQUA, Paris, Supplément au Bulletin de l'AFEQ, 17: 215-234.
- TUTHILL, S.J. & LAIRD, W.M., 1966. Geomorphic effects of the earthquake of March 27, 1964 in the Martin-Bering Rivers area, Alaska. In: *The Alaska Earthquake, March 27, 1964. Regional Effects*, Geological Survey Professional Paper 543-B: B1-B29.
- TWIDALE, C.R., 1971. *Structural landforms. Landforms associated with granitic rocks, faults and folded strata*. The MIT Press, Cambridge, 247 p.
- VEBLEN, T. T. & ASHTON, D. H., 1978. Catastrophic influences on the vegetation of the Valdivian Andes, Chile. *Vegetation*, 36(3):149-163.
- VIVAS, L., 1992. *Los Andes venezolanos*. Academia Nacional de la Historia, Caracas, 250 p.
- VOGT, J., 1981. Problèmes de sismicité historique en France. *Géologies*, 57: 53-66.
- VOGT, J., 1982. Mouvements de terrain associés aux séismes dans les Pyrénées. Note technique N°7/82, Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), Service Géologique Alsace, Antenne Sismicité, 10 p.
- VOGT, J., 1999. Mouvements de terrain associés aux tremblements de terre du sud-est de la France. *Archistra*, 182: 85-88.
- VOIGHT, B. & PARISEAU, W.G., 1978. Rockslides and avalanches: An introduction (Chapter Slopes on fire. In VOIGHT, B. (ed.): *Rockslides and avalanches*. Natural Phenomena, 1: 1-67.
- WALLACE, R.E., 1967. Note on stream channels offset by the San Andreas Fault, Southern Coast Ranges, California. *Stanford University Publ. Geol. Sci.*, 11: 6-20.
- WALLACE, R.E., 1975. The San Andreas Fault in the Carrizo Plain-Temblor Range Region, California. *California Division of Mines and Geology Special Report 118*: 241-250.
- WALLACE, R.E., 1978. Geometry and rates of change of fault-generated range fronts, North-Central Nevada. *USGS Journal Research*, 6(5): 637-650.
- WALLACE, R.E., 1990. Geomorphic expression. In WALLACE, R.E. (ed.): *The San Andreas Fault System, California*. USGS Paper 1515, Washington DC, 14-58.
- WARTMAN, J., DUNHAM, L., TIWARI, B. & PRADEL, D., 2013. Landslides in Eastern Honshu induced by the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku earthquake. *Bulletin of the Geological Society of America*, 103(2B): 1503-1521. doi:10.1785/0120120128.
- WATANABE, T., 1977. Geological Effects of Japanese Earthquakes. *Proceedings of the International Geological Risk Seminar, Caracas, Venezuela, July 25-30, 1977*, Applied Science Unit of the Organization of American States (O.A.S.), FUNVISIS-UCV-SVG-CIV, 11 p.
- WEINGARTEN, B., 1977. Tectonic and paleoclimatic significance of a Late Cenozoic Paleosol from the Central Andes of Venezuela, MSc Thesis, University of Pennsylvania, Philadelphia, USA, 68 p.
- WEINGARTEN, B., 1988. Geochemical and clay mineral characteristics of lake sediments from the Venezuelan Andes: modern climatic relations and paleoclimatic interpretation. PhD thesis, University of Massachusetts, Amherst, 213 p.
- WEINGARTEN, B., SALGADO-LABOURIAU, M.L., YURETICH, R. & BRADLEY, R., 1991. Late Quaternary environmental history of the Venezuelan Andes. In YURETICH, R. (ed.): *Late Quaternary climatic fluctuations of the Venezuelan Andes*, Contribution N° 65, Dpt. of

- Geography, U. of Massachusetts, Amherst, 63-105.
- WEINGARTEN, B., YURETICH, R. F., BRADLEY, R. S. & SALGADO-LABOURIAU, M.L., 1990. Characteristics of sediments in an altitudinal sequence of lakes in the Venezuelan Andes: Climatic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 3(2/3): 113-124.
- WEISCHET, W., 1960. Die geographischen Auswirkungen des Erdbebens vom 22 Mai im kleinen Süden Chiles. *Erdkunde*, 14: 273- 288.
- WELLS, A., DUNCAN, R. P. & STEWART, G. H., 2001. Forest dynamics in Westland New Zealand. The importance of large, infrequent earthquake induced disturbance. *Journal of Ecology* 89:1006-1018.
- WILSON, R.C. & KEEFER, D.K., 1985. Predicting areal limits of earthquake-induced landsliding. In ZIONY, J. (ed.): *Earthquake hazards in the Los Angeles region- an earth science perspective*. USGS Professional Paper 1360: 317-345.
- WONG, H.L. & JENNINGS, P.C., 1975. Effects of canyon topography on strong ground motion. *Seismological Society of America Bulletin*, 65(5): 1239-1257.
- WOODWARD-LUNDGREN & ASSOCIATES, 1972. Proposed Yacambú tunnel, Venezuela. Evaluation of influence of the Bocono fault. Woodward-Lundgren & Associates, Oakland, California.
- Informe inédito para Geología-Ingeniería y Minería S.A. (GIMSA), Caracas, 34 p y apéndices.
- WRIGHT, C. & MELLA, A., 1963. Modifications of the soil pattern of South Central Chile resulting from seismic and associated phenomena during the period May to August 1960. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 53(6): 1367-1402.
- YEATS, R. S., SIEH, K. & ALLEN, C. R., 1997. *The geology of earthquakes*. Oxford University Press, New York, 568 p. (Appendix: Table of historic earthquakes with surface rupture).
- YOUNG, T.L., 1971. Landsliding in the vicinity of the Van Norman Lakes. In *The San Fernando, California, earthquake of February 9, 1971*; U.S. Geological Survey Professional Paper 733: 105-109.
- YOUNG, T.L. & HOUSE, S.N., 1978. Historic ground failures in northern California triggered by earthquakes. *Geological Survey Professional Paper*, 993: 177 p.
- YOUNG, T.L. & PERKINS, D.M., 1978. Mapping liquefaction-induced ground failure potential. *Journal of Geotechnical Engineering Division* 104: 4333-446.
- ZINCK, A., 1980. *Valles de Venezuela*. Cuadernos LAGOVEN, PDVSA, 150 p.

ANEXO 1

Efectos morfogenéticos cosísmicos y postsísmicos en la región andina venezolana (1610-2015)

Evento sísmico	Ubicación	Efectos morfogenéticos	Magnitud	Referencias
3-02-1610 (a final de junio)	Valle del río Mocotíes (entre El Volcán aguas arriba de Tovar y La Victoria)	Alud cosísmico de escombros detríticos, represamiento lateral del río y flujo de descarga	7,1-7,3	Pedro Simón (1964) Singer & Lugo (1982) Ferrer & Laffaille (1998) Singer (1998) Soulas <i>et al.</i> (1987)
3-02-1610	La Grita (Callejón San Fransisco)	Colapso cosísmico del borde de la terraza aluvial	7,1-7,3	Castillo Lara (1973) Singer <i>et al.</i> (1983) Castillo Lara (1973)
3-02-1610	El Cobre (Bermejo Grande, Barranco Los Colorados)	Deslizamientos cosísmicos ("volcanes")	7,1-7,3	Singer <i>et al.</i> (1983) Soulas <i>et al.</i> (1987) Audemard (1997)
3 y 4-02-1610	Región de La Grita	Deslizamientos cosísmicos. represamiento de drenajes naturales y flujos de lodo	7,1-7,3	Castillo Lara (1973) Soulas <i>et al.</i> (1987) Audemard (1997)
16-01-1644	San Cristóbal (La Ermita?)	Deslizamientos cosísmicos	7,3	Singer <i>et al.</i> (1991) Cluff & Hansen (1969)
16-01-1644 (?)	Capacho Viejo	Deslizamientos cosísmicos destructores	7,3	Singer <i>et al.</i> (1991)
16-01-1644	San Antonio de Mucuñó	Rectivación cosísmica de deslizamientos	7,3	Centeno Graü (1969) Marqués Carrero (1980) Cluff & Hansen (1969)

1684 (1674?)	San Antonio de Mucuñó	Reactivación cosísmica de deslizamientos		Marqués Carrero (1980) Laffaille <i>et al.</i> (2008, 2010).
Diciembre 1673 al 23-01-1674	Flanco norandino y valle piemontino del río Poco	Deslaves cosísmicos y explayamientos torrenciales	6,7-7,0	Palme (1993) Grases <i>et al.</i> (1999) Audemard (2014)
1691	San Antonio de Mucuñó	Reactivación cosísmica de deslizamientos		Marqués Carrero (1980)
26-03-1812	Meseta de la terraza aluvial de Mérida	Colapso cosísmico en cuña del borde de la terraza	6,5-6,7	Duane (1968) Grases & Rodríguez (2001) Palme <i>et al.</i> (2005)
26-03-1812	Cuenca del río Turbio	Flujo torrencial cosísmico de descarga del río Turbio	7,4	Grases <i>et al.</i> (1999) Choy <i>et al.</i> (2010) Audemard (2016)
26-03-1812	Meseta de la terraza aluvial de Barquisimeto	Colapsos cosísmicos del tope y borde de la terraza	7,4	Duane (1968) Choy <i>et al.</i> (2010) Audemard (2016)
26 al 30-03-1812	Ambas vertientes de la Serranía de Aroa (ríos Aroa, Guayarebo, La Virgen, Yurubí)	Deslaves y flujos torrenciales cosísmicos y postsísmicos hasta 10 años después del evento	7,4	Perazzo (1976) Altez (2006) Singer (2010) Choy <i>et al.</i> (2010) Audemard (2016)
1831	Páramo de Calderas	Deslizamientos cosísmicos		Grases <i>et al.</i> (1999)
26-02-1849	Lobatera y alrededores	Colapso cosísmico de laderas y agrietamiento del suelo	6,35	Castillo Lara (1982) Singer <i>et al.</i> (1991) Palme <i>et al.</i> (2005)
12 al 15-11-1866 (15-10-1866, según Cluff & Hansen)	San Lazaro; río Jiménez	Deslizamientos cosísmicos, represamiento del río y flujo de descarga	4,9 (día 15)	Centeno Graü (1969) Cluff & Hansen (1969)
12-08-1868 (telesismo peruano)	Ríos del sur del llano (Arauca, Apure, Orinoco) y sur del Lago (Escalante, Catatumbo, Zulia)	Seiches cosísmicas en ríos y en el Lago de Maracaibo		Centeno Graü (1969)
18-05-1875	Faldeo semiárido entre Lobatera, Libertad, San Antonio y Ureña	Intensa perturbación cosísmica superficial del terreno, proyección de peñas, árboles arrancados de cuajo	6,75-7,0-7,3/7,5?	Cluff & Hansen (1969) Singer <i>et al.</i> (1991) Rodríguez <i>et al.</i> (2017)
18-05-1875	Capacho Viejo (Libertad)	Deslizamientos cosísmicos destructores. Mudanza del pueblo	6,75-7,0	Singer <i>et al.</i> (1991)
18-05-1875	Santa Ana (sitio inicial de fundación en la entrada del actual pueblo)	Efectos cosísmicos locales del suelo destructores. Mudanza del pueblo	6,75-7,0	Singer <i>et al.</i> (1991)
18-05-1875	Libertad, La Alquitrana, El Cobre, San Cristóbal (La Ermita), Zorca	Activación y reactivación cosísmica de deslizamientos	6,75-7,0	Singer <i>et al.</i> (1991) Rodríguez <i>et al.</i> (2017)
18-05-1875	San Antonio-Ureña; Santa María (costa del Lago)	“Lateral spread”, licuación de suelos	6,75-7,0	Singer <i>et al.</i> (1991) Rodríguez <i>et al.</i> (2006)
18-05-1875	Río Táchira entre Las Tienditas y Ureña	Reflujo momentáneo del río inducido por una aparente ruptura de superficie cosísmica de la Falla de Aguas Calientes	6,75-7,0	Cluff & Hansen (1969) Singer <i>et al.</i> (1991) Rodríguez <i>et al.</i> (2017)

18-05-1875	San Juan de Colón	Ruptura de superficie cosísmica de origen indeterminado.	6,75-7,0	Singer <i>et al.</i> (1991)
18-05-1875	Barinas	Agrietamiento cosísmico del suelo (licuación de suelos?)	6,75-7,0	Rodríguez <i>et al.</i> (2017)
18-05-1875	Calderas	Reactivación cosísmica deslizamientos	6,75-7,0	Rodríguez <i>et al.</i> (2015)
18-05-1875	Pueblo Nuevo de Mérida	Rectificación cosísmica de deslizamientos	6,75-7,0	Rodríguez <i>et al.</i> (2017)
9-09-1881	Río Boconó	Gran crecida postsísmica del río 3 horas después del evento (flujo de descarga?)		Centeno Graü (1969)
29-09-1886	Quebrada de Ramos, sur de la ciudad de Trujillo	Ruptura de superficie de origen indeterminado	5,5	Singer <i>et al.</i> (2016)
13-12-1886	Río Jiménez (Trujillo)	Flujo torrencial cosísmico (flujo de descarga?)		Palme (1993)
28-04 al 2-05-1894	Faldeo boscoso del macizo de la Sierra Nevada	Deslaves y coladas de barro cosísmicas	7,1-7,3	Centeno Graü (1969)
28-04-1894	Páramo y superpáramo de la Sierra Nevada (Pico El Toro) y de La Culata	Agrietamientos y colapsos cosísmicos de paredes rocosas	7,1-7,3	Sievers (1895)
28-04-1894 y réplicas de los 11-05 y 28-06 1894	Laderas del corredor semi-árido de Lagunillas a Estanquez (San Pablo)	Colapsos cosísmicos de laderas y polvaredas	7,1-7,3	Soulas <i>et al.</i> (1987)
28-04-1894	Zea	Deslizamientos cosísmicos	7,1-7,3	Audemard (1997)
28-04-1894	Jají (La Playa)	Reactivación cosísmica de deslizamientos	7,1-7,3	Singer <i>et al.</i> (1991)
28-04-1894	Talud de la meseta de Mérida	Colapso cosísmico del borde de la meseta	7,1-7,3	Singer <i>et al.</i> (1983)
28-04-1894	Lagunillas de Urao	Seiche cosísmica	7,1-7,3	Soulas <i>et al.</i> (1987)
28-04-1894	Confluencia ríos Chama y Mocotíes	Reactivación cosísmica del megadeslizamiento de Chiguará, caída de peñones	7,1-7,3	Audemard (1997)
28-04-1894	Valle del río Mocotíes	Deslizamientos cosísmicos	7,1-7,3	Sievers (1895)
28-04-1894	Antigua vía férrea El Vigía-Santa Bárbara	Licuación cosísmica de suelos y "lateral spreading"	7,1-7,3	Soulas <i>et al.</i> (1987)
28-04-1894	Cuenca baja del río Onia y costa SE del Lago de Maracaibo (La Ceibita, Gibraltar, Bobures, Santa María, Garcitas, San Carlos del Zulia)	Licuación cosísmica de suelos y seiches sísmicas en ríos (Escalante, Tarra?).	7,1-7,3	Lugo (1990)
28-04-1894	Faldeo boscoso norandino del río Onia	Intensa perturbación cosísmica del terreno y de la cubierta boscosa	7,1-7,3	Audemard (1997)

28-04-1894	Boconó, quebradas Segovia y Chanda	Deslaves y flujos torrenciales cosísmicos y por lluvias	7,1-7,3	Singer <i>et al.</i> (2016) Soulas <i>et al.</i> (1987) Audemard (1997)
04-11-1894	Jajó	Intensa perturbación topográfica de las laderas y reactivación cosísmica del deslizamiento de Jajó	6,1	Cluff & Hansen (1969) Febres Cordero, Julio (com. pers.1979)
24 al 25-10 (?) - 1916	Traza activa de la falla de Boconó, al norte de Guarico	Activación cosísmica del gran deslizamiento de Curumato	3,7	Benet (1929) Cluff & Hansen (1969) Singer <i>et al.</i> (1983) Singer <i>et al.</i> (1991)
10-07-1919	Cerro Las Minas cerca de Santa Ana, Táchira	Colapso cosísmico de laderas erosionadas	6,0-6,25?	Escobar & Rengifo (2003a)
31-07-1927	Tope amesetado de la terraza aluvial de Barquisimeto	Colapso cosísmico y agrietamiento del suelo arcilloso superficial y agujerado de la terraza	4,3	El Impulso (6-08-1927) Cluff & Hansen (1969)
29-01-1929	Costa oriental del Lago de Maracaibo	Seiche cosísmica e inundación del campo petrolero de Lagunillas por rotura del dique	4,9	La Esfera (2-02-1929) El Universal (10-02-1929) Núñez & Escojido (1976) Cluff & Hansen (1969)
16-03-1929	Río Claro	Colapso cosísmico de peñas	4,3	El Impulso (18-03-1929) Cluff & Hansen (1969)
16-03-1929	Loma de León, en la falla de Boconó, sur de Barquisimeto	Deslizamiento cosísmico	5,5	El Impulso (20-03-1929) Cluff & Hansen (1969)
23-07-1931	Sanare (Volcán de Humo)	Activación cosísmica de la "fumarola"	4,9	El Impulso N° 8958 (Caracas) del 26-07-1931 Cluff & Hansen (1969) Singer <i>et al.</i> (1991)
14-03-1932	Estación del antiguo ferrocarril del Táchira en La Uracá (Km 114,5)	Licuación de suelos en una madre-vieja del río Lobaterita	6,5-6,75	Escobar & Rengifo (2003b) Palme <i>et al.</i> (2005)
14-03-1932	Antigua vía férrea del Táchira entre San Félix y La Uracá y entre la Uracá y La Fría	Deslizamientos cosísmicos en los taludes de la vieja vía férrea del Táchira y en la entrada sur del túnel ferroviario hacia La Uracá.	6,5-6,75	Singer <i>et al.</i> (1991) Escobar & Rengifo (2003b) Palme <i>et al.</i> (2005)
14-03-1932	Vía de Seboruco a La Grita	Colapsos cosísmicos de laderas y taludes inestables	6,5-6,75	Singer <i>et al.</i> (1991) Escobar & Rengifo (2003b) Palme <i>et al.</i> (2005)
14-03-1932	Piedemonte estructural norandino de Umuquena y Morotuto	Ruptura de superficie de gran longitud y origen indeterminado	6,5-6,75	Singer <i>et al.</i> (1991) Escobar & Rengifo (2003b) Palme <i>et al.</i> (2005)
14-03-1932	Cuenca baja y planicie del río Onia	Intensa perturbación topográfica del terreno	6,5-6,75	El Universal (28-04-1932)
14-03-1932	Puente Real-Estanquez (Laderas de San Pablo) - El Vigía	Colapso cosísmico de laderas y de peñas	6,5-6,75	El Universal (17-03-1932)
14-03-1932	Páramo La Negra	Deslizamientos cosísmicos	6,5-6,75	Singer <i>et al.</i> (1991) Escobar & Rengifo (2003b) Palme <i>et al.</i> (2005)

8-10-1941 (evento sísmico dudoso)	Planicie lacustre de Quíbor (Zanjón del Hato, salida sur de la vía de Quíbor hacia El Tocuyo)	Agrietamiento y colapso postsísmico (10-10-1941) de los suelos lacustres erosionados en cárcavas		Centeno Graü (1969)
21-01-1948	Humocaro Bajo (Hda. La Laguna)	Aceleración cosísmica de la activación del mega-deslizamiento de La Laguna observada desde 1947	5,0	Galavis & Bellizzia (1950) Singer <i>et al.</i> (1983) Grases <i>et al.</i> (1999)
9-01-1949	Páramos del Táchira y Mérida	Empujes de tierra cosísmicos en taludes viales		Centeno Graü (1969)
9-01-1949	Chiguará y vía Estanquez-El Vigía	Deslizamientos cosísmicos de laderas y taludes viales		El Universal (11-01-1949) El Universal (23-10-1950)
3-08-1950 y presuntos eventos precursoros (16 de julio y 1 de agosto) y Sismos-réplica de los 7 y 8 de agosto, y 22 de octubre	Humocaro Alto (Paso Ancho), Humocaro Bajo (Hda. La Laguna), Anzoátegui (La Boca), Guarico (Agua Negra, La Primavera), Villanueva (Agua Amarilla) y Sanare (Volcán de Humo)	Reactivación cosísmica de deslizamientos	6,75-6,9	González de Juana (1950) Galavis & Bellizzia (1950) Fiedler (1961) Cluff & Hansen (1969) Singer & Montes (1980) Choy (1998) Grases <i>et al.</i> (1999). Dengo & Bushman (1950) Fiedler (1961) Singer & Montes (1980) Choy (1998)
3-08-1950	Vía de Guarico a El Tocuyo (La Cruz del Padre, Las Adjuntas)	Colapso cosísmico de laderas y taludes de corte viales	6,75-6,9	Fiedler (1961) Singer & Montes (1980) Choy (1998)
3-08-1950	Traza activa de la falla de Boconó entre Sanare y Guarico (San Rafael)	Ruptura de superficie cosísmica de presunto origen tectónico (fuente oral de origen local)	6,75-6,9	Fiedler (1961) Singer & Montes (1980) Singer <i>et al.</i> (1983) Choy (1998)
3-08-1950	Guaitó (Agua Linda, Palma Rica)	Ruptura de superficie cosísmica de origen indeterminado	6,75-6,9	Fiedler (1961) Singer & Montes (1980) Choy (1998)
3-08-1950	Región cafetalera de Chabasquén-Biscucuy	Profusa activación precursora, cosísmica y post-sísmica, de deslizamientos (Cerro Mulato; Los Bucares, Palma Rica, Guaitó, Santa Bárbara)	6,75-6,9	Schwarck <i>et al.</i> (1950) Fiedler (1961) Singer & Montes (1980) Choy (1998)
3-08-1950	Cerro Mulato (Chabasquén)	Coladas de barro cosísmicas por descarga y/o rotura de lagunas (La González, La Vieja)	6,75-6,9	Fiedler (1961) Singer & Montes (1980) Choy (1998)
3-08-1950	Terraza aluvial del río Saguz, norte de Biscucuy	Colapso cosísmico de la barranca de la terraza (Puente Saguz)	6,75-6,9	Fiedler (1961) Singer & Montes (1980) Choy (1998)
3-08-1950	El Peñon (Humocaro Bajo)	Colapso cosísmico de peñas	6,75-6,9	Fiedler (1961) Singer & Montes (1980) Choy (1998)
3-08-1950	La Aguada (San Pedro, El Tocuyo)	Colapso cosísmico de peñones	6,75-6,9	Fiedler (1961) Singer & Montes (1980) Choy (1998)
6-08-1950 (réplica del evento principal del 3-08)	Ladera escarpada del llamado “volcán” de Sanare	Activación de “fumarolas” inducidas por deslizamientos cosísmicos		De Bellard Pietri (1983) Grases <i>et al.</i> (1999)

16 al 24-11-1956	Páramos de Aricagua y Mucuchachi	Deslizamientos y ruptura de superficie cosísmicos de origen indeterminado	5,5-5,7 (24-11)	Cluff & Hansen (1969) Rengifo & Escobar (2003)
24-11-1956	Carretera transandina entre San Cristobal y Tovar, Estanquez y Chiguará y entre Mérida y Valera	Deslizamientos y colapsos cosísmicos de laderas viales	5,5-5,7	Cluff & Hansen (1969) Singer <i>et al.</i> (1983) Rengifo & Escobar (2003)
26-06-1957 y réplicas del 28-06	El Veral (depresión de Carora, vía Carora-Altagracia)	Agrietamiento y colapso cosísmico del suelo con formación de extensas y anchas zanjas		El Universal (29-07-1957) Grases <i>et al.</i> (1999)
21-04-1957	Capacho Nuevo (Independencia) y San José de Bolívar	Incremento cosísmico de deslizamientos anteriores	6,3	Singer <i>et al.</i> (1991) Cluff & Hansen (1969)
2-07-1957	Urbanización Santa Eduvigis, Barquisimeto	Colapso postsísmico del suelo arcilloso agujerado por tubificación en el tope de la terraza aluvial y debilitada por los eventos sísmicos de los 26 y 28-06-1957.		El Universal (3-07-1957) Singer <i>et al.</i> (1983) Rodríguez <i>et al.</i> (2005) Rodríguez (2008)
28 al 30-06-1959	Sitio de terrazas ocupado por el caserío de Aricagua	Colapso de los bordes de terraza y deslizamientos cosísmicos de laderas	4,3 y 5,8 (30-06-1959)	Martínez (1959) Cluff & Hansen (1969) Singer <i>et al.</i> (1983) Rengifo & Escobar (2003)
25-04-1961	Calderas y Altamira de Cáceres	Deslizamientos cosísmicos	4,3	Cluff y Hansen (1969) Grases <i>et al.</i> (1999)
16-06-1961	Costa sur del Lago de Maracaibo	Seiche cosísmica e inundación de poblaciones costeras	6,0-6,5	El Mundo (16-06-1961) Singer <i>et al.</i> (1983) Grases <i>et al.</i> (1999)
22-04-1962	Faldeo boscoso norandino arriba de Caja Seca	Deslaves y flujos torrenciales cosísmicos		Singer <i>et al.</i> (1983) Singer (2010)
6-07-1972	Laderas inestables bajo bosque de café (San Rafael de Palo Alzado, suroeste de Biscucuy)	Aceleración cosísmica de deslizamientos		Grases <i>et al.</i> (1999)
5-04-1975	Márgenes del río Tocuyo entre Atarigua y Maracas	Agrietamientos por relajamiento gravitacional cosísmico y licuación de suelos	5,5	Badell (1981) Singer <i>et al.</i> (1983) Grases <i>et al.</i> (1999)
5-04-1975	San Pablo de Los Yabos (curvas de San Pablo, Cerro El Testimonio)	Deslaves, flujos de tierra y deslizamientos cosísmicos	5,5	Grases <i>et al.</i> (1999)
18-10-1981	Corredores viales entre San Cristóbal, Vega de Aza, Santa Ana y Rubio	Reactivación local cosísmica de deslizamientos de tierra. Colapsos de laderas	5,5-5,8	Singer <i>et al.</i> (1982) Grases & Rodríguez (2001)
18-10-1981	Terraplén vial de San Josesito (vía de San Cristóbal hacia los llanos)	Deslizamiento y colada de barro cosísmica	5,5-5,8	Singer <i>et al.</i> (1982) Grases & Rodríguez (2001) Rodríguez & Singer (2013)
18-10-1981	Laderas rocosas entre Libertad-Apartaderos-San Antonio del Táchira	Colapso cosísmico de taludes viales y de peñones y reactivación de deslizamientos	5,5-5,8	Singer <i>et al.</i> (1982) Grases & Rodríguez (2001)

18-10-1981	Terrazas aluviales del Pleistoceno superior en Ureña, Aguas Calientes, y San Pedro del Río	Asentamientos por colapso cosísmico del horizonte superficial y agujerado de suelos orgánicos de las terrazas	5,5-5,8	Singer <i>et al.</i> (1982) Grases & Rodríguez (2001)
2-11-1984	Laderas inestables en la vía San Cristóbal-Rubio	Reactivación cosísmica local de deslizamientos de tierra	4,5	M. T. Ornés (com. pers., noviembre 1984) Grases <i>et al.</i> (1999)
17-11-1988	El Palón (noreste de Tabay)	Deslizamiento cosísmico	4,2	Ayala <i>et al.</i> (2004)
4-02-1989	Laderas inestables del piedemonte de la Serranía de la Maravilla (San Rafael de Cordero)	Activación de deslizamientos en taludes artificiales de bote y corte	4,3	Beltrán (1989) Grases <i>et al.</i> (1999) Rodríguez & Singer (2013)
31-05-1994	Laderas boscosas de la Serranía de Burgua (Táchira)	Abundantes manifestaciones cosísmicas de deslizamientos de tierra	6,1-6,2	Audemard, F. (1994, com. pers.) Grases <i>et al.</i> (1999)
21-12-2001	Laderas boscosas en la parte inferior del faldeo surandino al noreste de Socopó	Deslaves cosísmicos localizados, y colapso de talud vial	5,7	Rengifo <i>et al.</i> (2010)
7-11-2015	Troncal 008 Mérida-El Vigía en los sectores de túneles viales de Los Caracoles, Caña Brava y La Pérdida	Colapso de sábanas de peñas sobre la calzada al resultar purgadas las mismas desde la parte superior no protegida de taludes de corte viales apantallados	5,1	Funvisis (2015)