



Proyecto Multinacional Andino: Geociencia para las Comunidades Andinas

El Proyecto Multinacional Andino: Geociencia para las Comunidades Andinas, PMA: GCA, es un proyecto de cooperación internacional (2002-2008) entre los Servicios Geológicos de Argentina, Bolivia, Canadá, Chile, Colombia, Ecuador, Perú y Venezuela.

El Proyecto, cofinanciado por la Agencia Canadiense de Desarrollo Internacional, ACDI, se estableció con el objetivo de contribuir a mejorar la calidad de vida de los pobladores en la región andina, a través de la reducción del impacto negativo de las amenazas naturales como terremotos, movimientos en masa y erupciones volcánicas. Mediante el Proyecto se proporcionó información geoespacial actualizada e integrada sobre amenazas geológicas en un formato adecuado para los fines de prevención y mitigación, así como para una adecuada planificación del uso del territorio.

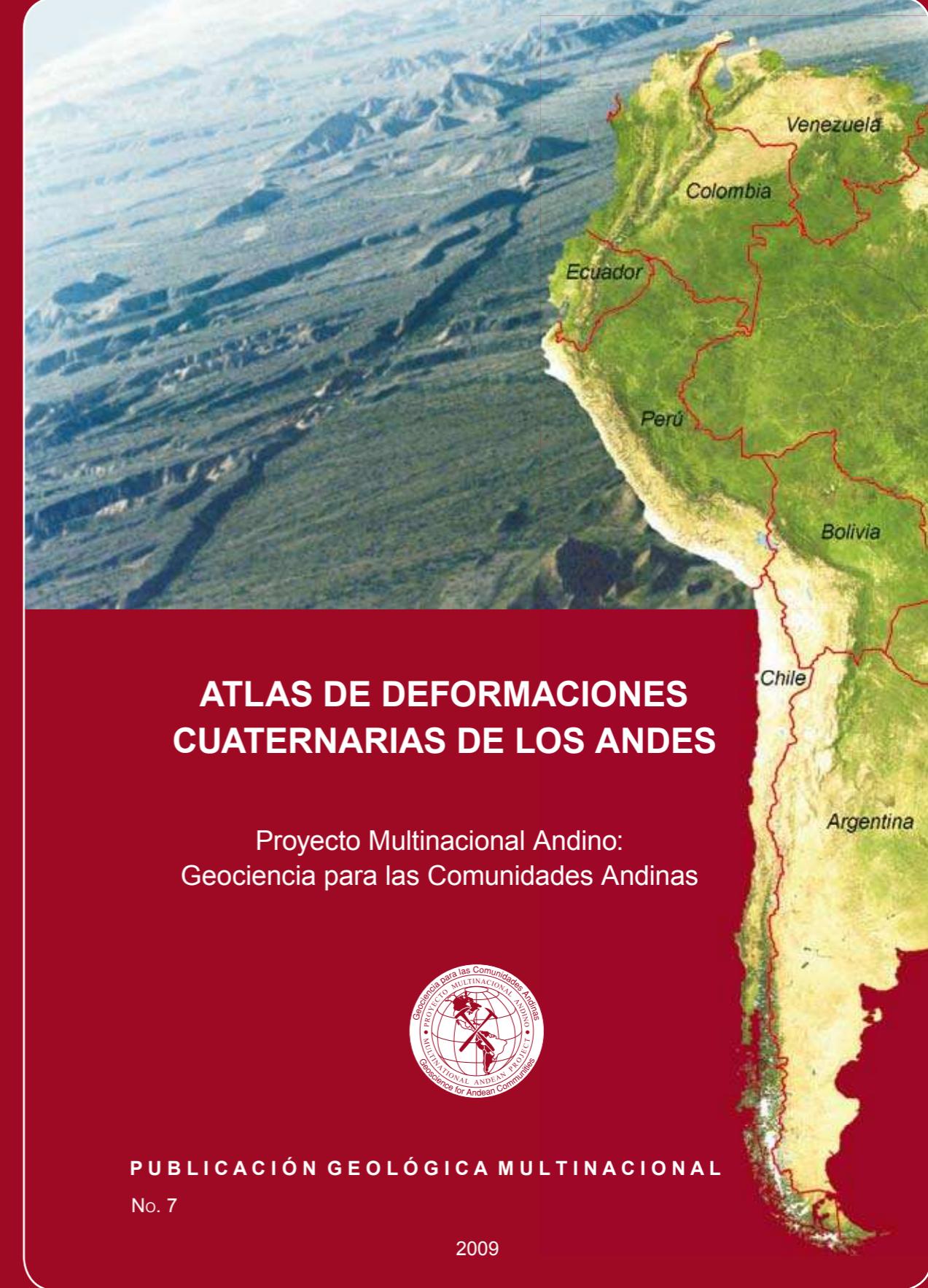
El Grupo de Trabajo en Neotectónica, GTN, fue creado en el marco del PMA: GCA, con el objetivo de revisar los mapas de fallas activas precedentes al proyecto, compilar información nueva para presentar en un mapa unificado, promover una terminología técnica estandarizada para la región andina e ilustrar casos de fallas activas de los diferentes ámbitos tectónicos y climáticos de los Andes para entrenar al geólogo en el reconocimiento de estas deformaciones activas. El Grupo, integrado por profesionales especialistas de los ocho Servicios Geológicos que integran el PMA: GCA más expertos de la Universidad Nacional de San Luis, Argentina, el Observatorio San Calixto, Bolivia, el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional, Ecuador y la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas entrega, después de más de un año y medio de trabajo, esta publicación como un texto de referencia para los países de la región andina.



2009

ATLAS DE DEFORMACIONES CUATERNARIAS DE LOS ANDES

PUBLICACIÓN GEOLÓGICA MULTINACIONAL No. 7



ATLAS DE DEFORMACIONES CUATERNARIAS DE LOS ANDES

Proyecto Multinacional Andino:
Geociencia para las Comunidades Andinas



PUBLICACIÓN GEOLÓGICA MULTINACIONAL

No. 7

2009

PUBLICACIÓN GEOLÓGICA MULTINACIONAL

No. 1 Mapa de recursos minerales del área fronteriza argentino-chilena entre los 34 y 56°S. 1999.

W.P. Vivallo, J.C.M. Zanettini, M.C. Gardeweg, M.J. Márquez, A.H. Tassara, R.A. González. 1 texto y 1 mapa escala 1:1.000.000.

No. 2 Mapa metalogénico de la región fronteriza entre Argentina, Bolivia, Chile y Perú (14°S y 28°S).

2001. E. Zapettini, V. Miranda-Angles, C. Rodríguez, O. Palacios, R. Cocking, M. Godeas, H. Uribe-Zeballos, W. Vivallo, M.M. Paz, R. Seggiaro, B. Heuschmidt, M. Gardeweg, E. Boulanger, L. Korzeniewski, C. Mpodozis, M. Carpio, D. Rubiolo. 1 texto y 1 mapa 1:1.000.000.

No. 3 Proyecto Multinacional Andino/Multinational Andean Project GeoData CD-ROM. 2002.

A.J. Makepeace, M.V. Stasiuk, O.R. Krauth, C.J. Hickson, R.B. Cocking, D.M. Ellerbeck (reco-piladores/compilers). 2 Vol. (digital).

No. 4 Proyecto Multinacional Andino: Geociencia para las Comunidades Andinas. 2007. Movimientos en Masa en la Región Andina: Una guía para la evaluación de amenazas. Servicio

Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Multinacional, 1 texto, 1 CD-ROM.

No. 5 Proyecto Multinacional Andino: Geociencia para las Comunidades Andinas. 2007. Conozca-

mos los peligros geológicos en la región andina. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Multinacional, 1 texto y 1 mapa a escala 1:7.500.000.

No. 6 Proyecto Multinacional Andino: Geociencia para las Comunidades Andinas. 2008. Experiencias Andinas en Mitigación de Riesgos Geológicos. Servicio Nacional de Geología y

Minería, Publicación Geológica Multinacional, 1 texto.

S E R V I C I O N A C I O N A L D E G E O L O G I A Y M I N E R I A

P U B L I C A C I O N G E O L O G I C A M U L T I N A C I O N A L N o . 7 , 2 0 0 9

ATLAS DE DEFORMACIONES CUATERNARIAS DE LOS ANDES

Proyecto Multinacional Andino:
Geociencia para las Comunidades Andinas

Preparado como una iniciativa interinstitucional,
a través del Grupo de Trabajo en Neotectónica (GTN)

Grupo de trabajo de esta publicación:

Argentina	Carlos Costa, Hector Cisneros, Oscar Pedersen <i>Universidad Nacional de San Luis, UNSL</i> Analía Casa, Mariana Coppolecchia, Marcela Yamin <i>Servicio Geológico Minero Argentino, SEGEMAR</i> Irene Pérez <i>Instituto Nacional de Prevención Sísmica, INPRES</i> Graciela Tello <i>Universidad Nacional de San Juan, UNSJ</i>	Colombia	Jaime Romero, Hans Diederix, Mónica Arcila <i>Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS</i>
Bolivia	Víctor Ramírez, Nilo Terán, Javier Valencia, Shirley López <i>Servicio Nacional de Geología y Técnico de Minas de Bolivia, SERGEOTECMIN</i> Estela Minaya, Magali González Ruiz, Cesar Chirinos <i>Observatorio San Calixto</i>	Ecuador	Alexandra Alvarado <i>Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional</i> Luís Pilatasig <i>Dirección Nacional de Geología de Ecuador, DINAGE</i>
Canadá	Reginald L. Hermanns, Courtney Jermyn, Otto Krauth, Oscar Cerritos <i>Servicio Geológico de Canadá, GSC</i>	Perú	José Macharé Ordoñez, Laurence Audin, Carlos Benavente, Patricio Valderama <i>Instituto Geológico Minero y Metalúrgico de Perú, INGEMMET</i> Hernando Tevera <i>Instituto Geofísico del Perú, GP</i>
Chile	Luís E. Lara, Carlos Marquardt, Violeta Muñoz <i>Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, SERNAGEOMIN</i> Rodrigo Rauld <i>Universidad de Chile</i>	Venezuela	Franck Audemard <i>Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas, FUNVISIS</i> Riguey Valladares, Henry Aldana, Juan Gutiérrez, David Medina <i>Instituto Nacional de Geología y Minería, INGEOMIN</i> Carlos Ferrer <i>Universidad de Los Andes, Mérida</i> María José Entrena <i>Centro de Procesamiento Digital de Imágenes, CPDI</i>

ATLAS DE DEFORMACIONES CUATERNARIAS DE LOS ANDES

PUBLICACIÓN GEOLÓGICA MULTINACIONAL No. 7, 2009.

ISSN 0717-3733

© Proyecto Multinacional Andino: Geociencia para las Comunidades Andinas, PMA: GCA, 2009

Esta publicación se podrá citar o reproducir libremente, siempre y cuando se mencione la fuente. El PMA: GCA insta a reproducir o traducir, sea parcial o totalmente, el contenido de este documento.

Servicio Geológico Minero Argentino, SEGEMAR. Avda. Julio A. Roca 651, Piso 3, Buenos Aires, Argentina.

Presidente: Jorge Mayoral

Secretario Ejecutivo: Pedro Alcántara

Servicio Nacional de Geología y Técnico de Minas de Bolivia, SERGEOTECMIN. Calle Federico Zuazo 1673, Casilla 2729, La Paz, Bolivia.

Director Ejecutivo Nacional: Zoilo Moncada

Director Técnico de Geología: Eddy Baldellón

Geological Survey of Canada, Natural Resources Canada, 601 Booth Street, Ottawa, Ontario K1A OE8, Canadá.

Assistant Deputy Minister: Mark Corey

Director International Division: Kenneth Ko

Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, SERNAGEOMIN. Avda. Santa María 0104, Casilla 10465, Santiago, Chile.

Director Nacional: Alejandro Vio Grossi

Subdirectora Nacional de Geología: Renate Wall

Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS. Diagonal 53, no. 34-53, Bogotá, Colombia.

Director General: Mario Ballesteros

Director Técnico Servicio Geológico: César David López

Dirección Nacional de Geología de Ecuador, DINAGE. Juan León Mera y Orellana, Edificio MOP, Piso 3, Quito, Ecuador.

Director Nacional: Luis Pilatasig

Coordinador Unidad Geología Aplicada: Elías Ibadango

Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Perú, INGEMMET. Avda. Canadá 1470, San Borja, Lima 41, Perú.

Presidente Consejo Directivo: Jaime Chávez-Riva

Director Ejecutivo: José Macharé

Instituto Nacional de Geología y Minería de Venezuela, INGEOMIN, Torre Oeste, Parque Central, Piso 8, Caracas 1010, Venezuela.

Presidente: Avilio Antonio Lavarca

Diseño gráfico: Fiona Raven Graphic Design

Diagramación: Courtney Jermyn, Oscar Cerritos

Corrección idiomática: Soraya Amar, Luis Lara

Tiraje: 2.000 ejemplares

Referencia bibliográfica:

Proyecto Multinacional Andino: Geociencia para las Comunidades Andinas. 2008. Atlas de deformaciones cuaternarias de los Andes.

Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Multinacional, No. 7, 320 p., 1 mapa en CD-ROM.

Fotografías de la portada: Fotografía aérea de bajo ángulo de la Falla Rinconada, Argentina (Fotografía C. Costa).

Impreso en Canadá

Enero 2009

CONTENIDO

PRÓLOGO Y AGRADECIMIENTOS.....	v
MIEMBROS DEL CONSEJO EJECUTIVO DEL PMA:GCA	vii
1. INTRODUCCIÓN	1
2. EL APORTE DEL ESTUDIO DE LAS DEFORMACIONES CUATERNARIAS A LA CARACTERIZACIÓN DE LA AMENAZA SÍSMICA.....	3
3. INVENTARIO Y BASE DE DATOS DE DEFORMACIONES CUATERNARIAS ANDINAS: CRITERIOS DE TRABAJO Y ESTRATEGIAS DE REPRESENTACIÓN CARTOGRÁFICA	5
4. GLOSARIO DE TÉRMINOS AFINES A LA NEOTECTÓNICA Y PALEOSISMOLÓGÍA	9
INTRODUCCIÓN	9
ABREVIACIONES	10
5. PRESENTACIÓN DE CASOS ESTUDIADOS	95
5.1 FALLAS INVERSAS	98
5.1.1 FALLA EL MOLINO (AR-50)	98
5.1.2 FALLA LA RINCONADA (AR-22).....	104
5.1.3 FALLA BARREAL (AR-65).....	111
5.1.4 SISTEMA DE FALLAS DE LA CARRERA (AR-86; AR-114; AR-115; AR-116; AR-156) ..	118
5.1.5 SISTEMA DE FALLAS DE BLANQUITOS (AR-61)	124
5.1.6 SISTEMA DE FALLAS ACONQUIJA (AR-02)	129
5.1.7 FALLA SAN RAMÓN	137
5.1.8 FALLA DE PALLATANGA, ECUADOR (EC-67)	142
5.1.9 FALLA SAMA-CALIENTES (PE-51)	147
5.1.10 FALLA DE HUAYTAPALLANA (PE-12).....	154
5.2 FALLAS NORMALES	160
5.2.1 FALLA COCHABAMBA (BO-11)	160
5.2.2 SISTEMA DE FALLAS EL ALTO (BO-06).....	163
5.2.3 FALLA ALTO PEÑAS (BO-04)	171
5.2.4 FALLA SAN FRANCISCO, BOLIVIA (BO-13).....	174
5.2.5 FALLA DE CHAQUILBAMBA (PE-04)	177
5.2.6 FALLA CHOLOLO (PE-42)	183
5.2.7 FALLA DE TAMBOMACHAY (PE-13A)	190
5.2.8 FALLA DE PURGATORIO (PE-45)	195
5.2.9 FALLA DE QUICHES (PE-08)	202
5.2.10 SISTEMA DE FALLAS DE LA CORDILLERA BLANCA (PE-07)	208
5.3 FALLAS TRANSCURRENTES	215
5.3.1 ZONA DE FALLA LIQUIÑE-OFGQUI	215
5.3.2 SISTEMA DE FALLAMIENTO EL TIGRE (AR-16).....	219
5.3.3 FALLA IBAGUÉ (CO-35).....	226
5.3.4 FALLA ALGECIRAS (CO-29H)	235
5.3.5 FALLA BUESACO (CO-15G)	244
5.3.6 FALLA CHINGUAL, ECUADOR (EC-209).....	250
5.3.7 FALLA MAGALLANES-FAGNANO (AR-56, CH-50).....	254
5.3.8 FALLA DE BOCONÓ (VE-06B Y VE-06C).....	259
5.4 ANTICLINALES	272
5.4.1. ANTICLINAL MONTECITO (AR-29)	272
5.5 FALLAS Y PLIEGUES	277
5.5.1 SISTEMA DE FALLAS DEL FRENTE ORIENTAL ANDINO (CO-29A Y 29D)	277
5.5.2 SISTEMA SAQUISILÍ – POALÓ – YAMBO (EC-51)	288
5.5.3 SISTEMA QUITO, ECUADOR	294
5.5.4 FLEXURA FRONTAL SURANDINA, VENEZUELA (VE-07).....	300

MAPA DE DEFORMACIONES CUATERNARIAS DE LOS PAÍSES ANDINOS. ESCALA 1:60.000.000

1 CD-ROM EN BOLSILLO

PRÓLOGO Y AGRADECIMIENTOS

El propósito del Proyecto Multinacional Andino: Geociencia para las Comunidades Andinas, PMA:GCA, adelantado por los institutos líderes de investigación geológica en la región Andina y el Servicio Geológico de Canadá, fue contribuir a mejorar la calidad de vida de los habitantes de los Andes reduciendo el impacto negativo de movimientos en masa, sismos y volcanes. Específicamente en el campo de la amenaza por sismos, el Proyecto comprendió que la responsabilidad institucional en los diferentes países participantes en el Proyecto varía y está ubicada en los servicios sismológicos, en universidades, en los servicios geológicos o distribuidos entre estas instituciones. Por esta razón, el Proyecto adoptó como objetivo agrupar a los especialistas de neotectónica/paleosismología de los países andinos, incorporando especialistas de todas estas instituciones, porque esta disciplina representa la conexión natural entre los estudios del peligro sísmico y responsabilidad de los servicios geológicos en el mapeo geológico que incluye el de las estructuras sísmicamente activas. La meta de este grupo de especialistas ha sido promover los conocimientos y capacidades requeridas para interpretar el comportamiento sísmico de las estructuras cuaternarias para reducir las pérdidas de vidas humanas y materiales a causa de los sismos. Cuando el proyecto comenzó, rápidamente fue evidente que una de las necesidades primarias era establecer un “lenguaje” común – al margen del español y del inglés – un lenguaje de especialistas, que posibilitará entender los procesos en fallas activas y seleccionar los métodos apropiados para su estudio.

Con el fin de cumplir esta tarea, el Consejo Ejecutivo del Proyecto estableció el Grupo de Trabajo en Neotectónica, GTN, hacia las postrimerías del proyecto, como resultado de las excelentes experiencias con un grupo similar denominado “Grupo de Estándares para Movimientos en Masa, GEMMA”. Este libro y un mapa en CD son el resultado de un año y medio de trabajo del grupo que incluyeron 2 reuniones, en Mendoza (Argentina) y Huaraz (Perú) en Junio 2006 y 2007, respectivamente. Estas reuniones además de otros trabajos y productos incluyeron clases teóricas sobre los temas más relevantes en neotectónica/paleosismología y viajes de campo con el fin de mejorar el nivel de conocimiento conjuntamente entre funcionarios de los Servicios Geológicos Andinos. Este trabajo significó miles de mensajes vía e-mail, intercambio de información a través de Geosemántica (<http://can.geosemantica.net>) y horas de calurosas discusiones.

Como resultado final de este proceso, este libro representa el consenso alcanzado en un grupo internacional formado por personas altamente calificadas y con gran experiencia en el tema, representantes de nuestras instituciones, expertos locales e internacionales.

Se presentan aquí los acuerdos logrados en el campo de neotectónica/paleosismología, particularmente (1) el aporte del estudio neotectónico en la reducción de riesgos sísmicos, (2) presentación cartográfica de deformaciones activas y levantamiento de inventarios, (3) terminología relativa al tema. Además, este documento contiene una amplia selección de ejemplos de deformaciones activas que ayudará a geólogos noveles en el reconocimiento de estas estructuras en el campo para caracterizar su potencial sismogénico. Estos ejemplos fueron elegidos por autores de diferentes instituciones involucradas en el GTN de los siete países Andinos, por considerar que ilustran la diversidad de esta problemática en los diferentes contextos morfotectónicos y morfoclimáticos de los Andes y regiones vecinas. Dichas contribuciones presentan diferencias en cuanto a estilo, terminología y enfoques, mostrando las heterogeneidades existentes en esta temática en la región. Los ejemplos representan también el estado del arte en la temática de neotectónica y paleosismología en cada uno de los países. Algunas contribuciones han sido presentadas con el objeto de destacar las características en el terreno de las deformaciones cuaternarias, mediante información parcial y/o imprecisa. Por tal razón existen observaciones y datos aún no validados a través de comunicaciones científicas. No obstante, este libro no tiene como meta discutir en profundidad el valor diagnóstico de las morfologías citadas y su problemática como deformación cuaternaria.

Esperamos que el libro inspire interés en un enfoque sistemático y más proactivo para el estudio de las deformaciones activas, el cual constituye el conocimiento básico para reducir las amenazas por sismos en los Andes.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos la gran labor de las directivas del PMA:GCA y de cada uno de los servicios geológicos participantes, quienes tuvieron la visión de crear y apoyar el GTN, proporcionando el espacio, los recursos y el respaldo necesario para que este grupo internacional lograra sus objetivos, haciendo posible que esta publicación llegara a feliz término. Especialmente, agradecemos a Roberto Page, Cathie Hickson y Mike Ellerbeck, quienes como coordinador técnico, asesora técnica y gerente del PMA:GCA, respectivamente, hicieron posible tanto la creación del grupo GTN en 2006, como sus reuniones en 2006 y 2007. Igualmente, reconocemos el gran apoyo de Alain Lavenu, del IRD, Francia, quien ofreció en el primer taller en Mendoza, como huésped y especialista en neotectónica de muchos países andinos, clases magistrales sobre “El riesgo sísmico y los aportes de la neotectónica” y “Análisis microtectónico de fallas”.

Los miembros del GTN de los ocho países responsables de esta publicación, participaron activamente en los dos talleres multinacionales y compilaron el conocimiento de expertos locales y colegas en las respectivas instituciones. Cada uno de los integrantes de GTN aportó comentarios valiosos a cada capítulo. Sin embargo, el Grupo estableció subgrupos de trabajo para el desarrollo de ciertos tópicos específicos como se describe brevemente a continuación. La introducción contó con contribuciones significativas de Reginald L. Hermanns y Carlos Costa.

El capítulo 2 sobre la importancia del estudio neotectónico, tuvo aportes mayores de Carlos Costa.

Se obtuvo aporte especial en el capítulo 3, sobre inventarios y base de datos, de Carlos Costa y Reginald L. Hermanns; la base de datos que acompaña el capítulo de inventarios fue elaborada por Courtney Jermyn, Otto Krauth, Carlos Costa y Reginald L. Hermanns.

Fueron centrales en la elaboración del glosario neotectónico en el capítulo 4 Hans Diederix, quien dedicó 2 meses de trabajo para su redacción y Carlos Benavente, Analía Casa, Irene Pérez, Carlos Marquardt, Reginald L. Hermanns y Courtney Jermyn quienes recopilaron los términos, y Oscar Cerritos (GSC) quien compiló las figuras.

La introducción al capítulo 5 de la presentación de los casos estudios fue escrita por Franck Audemard.

El mapa de deformaciones cuaternarias en el CD fue montado por Courtney Jermyn, Otto Krauth, Reginald L. Hermanns y Oscar Cerritos, con base en la recopilación en los 7 países andinos realizado por los representantes de los países y personal especializado en Sistemas de Información Geográfica (SIG). Especialmente agradecemos el apoyo del personal especializado en SIG por su valioso aporte sin el cual este trabajo no hubiera sido posible.

La compilación de aportes provenientes de los 8 países, redacción y edición del libro fue elaborada por Reginald L. Hermanns, Carlos Costa, Franck Audemard, Courtney Jermyn y Luis Lara.

Andrés Singer de la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS), experto por varias décadas en el tema de neotectónica, dio una revisión externa al Glosario. Le agradecemos su importante aporte en la discusión con Hans Diederix, que dio un valor agregado al glosario resumiendo el desarrollo del concepto de la neotectónica.

Algunas instituciones locales nos acompañaron en la realización de los dos talleres multinacionales, aportando valiosas contribuciones, entre ellas mencionamos a José Mendía, Eddy Lavandaio y Mario Rosas (SEGEMAR), Argentina, y Rosana Ramírez (INGEMMET) y Marco Zapata (Instituto Nacional de Recursos Naturales), Perú.

El diseño gráfico de esta publicación fue elaborado por Fiona Raven Graphic Design.

La edición idiomática de los capítulos 1 a 5 estuvo a cargo de Soraya Amar y Luis E. Lara (SERNA-GEOMIN).

Expresamos nuestro agradecimiento a los actuales representantes y demás personas que integraron el Consejo Ejecutivo del PMA:GCA en años anteriores.

MIEMBROS DEL CONSEJO EJECUTIVO DEL PMA:GCA

Pedro Alcántara, Secretario Ejecutivo del Proyecto
Roberto Page, Coordinador Técnico de Proyecto

SEGEMAR, Argentina

Jorge Mayoral, Presidente
Pedro Alcántara, Líder de Proyecto
José Mendía, Coordinador de Proyecto

SERGEOTECMIN, Bolivia

Zoilo Moncada, Director Ejecutivo Nacional
Eddy Baldellón, Líder de Proyecto
Andrés Cazas, Coordinador de Proyecto

GSC, Canadá

Mike Ellerbeck, Gerente de Proyecto
Reginald L. Hermanns, Coordinador Científico
Catherine Hickson, Asesora Científica

SERNAGEOMIN, Chile

Alejandro Vio Grossi, Director Nacional
Renate Wall, Líder de Proyecto
Jorge Muñoz, Coordinador de Proyecto

INGEOMINAS, Colombia

Mario Ballesteros Mejía, Director General
Marta Lucía Calvache, Líder de Proyecto
Gloria Lucía Ruiz, Coordinadora de Proyecto

DINAGE, Ecuador

Luis Pilatasig, Director Nacional de Geología
Elías Ibadango, Líder de Proyecto

INGEMMET, Perú

Jaime Chávez-Riva, Presidente de Consejo Directivo
Victor Carlotto, Líder de Proyecto
Lionel Fidel, Coordinador de Proyecto

INGEOMIN, Venezuela

Avilio Antonio Lavarca, Presidente
Ninfa Montilla, Líder de Proyecto

1. INTRODUCCIÓN

Las deformaciones cuaternarias en los Andes son, principalmente, el resultado de la subducción de la placa de Nazca bajo la placa de Sudamérica en Argentina, Chile, Bolivia, Perú, Ecuador y Colombia, así como el resultado del movimiento transcurrente dextral de la placa del Caribe con respecto a la placa de Sudamérica en Colombia y Venezuela. Esta subducción no ocurre en forma similar a través de los Andes, sino con segmentos de diferente inclinación de la placa subductada (Barazangi e Isacks, 1976), lo que determinaría estilos de deformación heterogéneos a lo largo de los Andes (Dewey y Lamb, 1992) con zonas de compresión, movimientos transcurrentes o colapso orogénico (Lavenu *et al.*, 2000). Asimismo, el movimiento transcurrente de la placa de Sudamérica respecto de la placa del Caribe define una compleja zona de deformación de más de 100 km de ancho (Audemard *et al.*, 2000).

La mayoría de los sismos están concentrados en las estructuras de interplaca (NEIC) y han provocado, especialmente en Chile, Perú, Ecuador, Colombia y Venezuela, catástrofes con más de diez mil muertos y/o altas pérdidas económicas. El sismo del 15 de agosto de 2007 en Pisco, Perú, con 595 muertos y gran destrucción en varias ciudades, ha sido la más reciente de estas catástrofes. Únicamente en el siglo XX, Chile experimentó tres sismos con más de mil muertos (Valparaíso, 1906; Chillán, 1939; Valdivia, 1960), Perú un sismo con más de mil muertos (Chimbote, 1970), Ecuador dos sismos con más de mil muertos (Esmeraldas, 1906; Ambato, 1949) y Colombia (Colombia-Ecuador, región fronteriza, 1987) un sismo con más de mil muertos.

Los sismos en fallas de intraplaca son menos recurrentes en el tiempo, pero también han causado grandes destrucciones en el siglo pasado con un número de muertos cercano a los miles, como en Argentina en 1944 (San Juan), en el Perú en 1946 (Ancash) y en Colombia en 1999 (Armenia) (datos: earthquake.usgs.gov/regional/world/historical_country_mag.php).

El estudio neotectónico/paleosismológico se enfoca en el potencial sismogénico de una deformación cuaternaria, como es explicado en detalle en el capítulo 2 de este libro: “El aporte del estudio de las deformaciones cuaternarias a la caracterización de la amenaza sísmica”. No obstante, esta rama de la “Neotectónica” está todavía poco desarrollada y solo en Argentina y Venezuela se encuentran profesionales con continuo trabajo en esta rama en los últimos 15 años. Sin embargo, en todos los países ya se han realizado, a lo menos, dos generaciones de mapas de deformaciones cuaternarias como lo hemos resumido en el capítulo 3: “Inventario y base de datos de deformaciones cuaternarias Andinas: Criterios de trabajo y estrategias de representación cartográfica”.

Sobre la base de este conocimiento y de esta experiencia, el Proyecto Multinacional Andino: Geociencia para las Comunidades Andinas (PMA:GCA), decidió crear un “Grupo de Trabajo en Neotectónica” para formar expertos en los servicios geológicos de los 7 países andinos que colaboran en este proyecto y aportar así al conocimiento acerca de las deformaciones cuaternarias y su impacto. Este grupo fue entrenado en dos talleres: el primero en Mendoza (Argentina) en junio 2006 y el segundo en junio 2007 en Huaraz (Perú). Los temas abordados fueron: a) reconocimiento de fallas activas, b) estudio estratigráfico y su interpretación paleosismológica y c) efectos secundarios de sismos y la datación de paleoeventos. Este grupo de trabajo podrá también apoyarse mutuamente en crisis sísmicas futuras, como ocurrió por primera vez en el sismo del 15 de agosto en Pisco, Perú, cuando expertos de tres países del proyecto apoyaron activamente al servicio geológico peruano (INGEMMET).

Los productos adicionales del trabajo de este grupo se enfocan en la situación del conocimiento neotectónico en los países andinos y su amplia difusión. El glosario de términos de Neotectónica y Paleosismología (capítulo 4) se centra en la estandarización del léxico utilizado y también en las disciplinas afines de la geología estructural, geomorfología, sedimentología, geofísica, pedología y geocronología del Cuaternario. Esto permite una discusión interdisciplinaria del tema y garantiza que los conceptos empleados queden claros y uniformes para todos los usuarios de los países andinos.

El capítulo 5: “Ejemplos de deformaciones cuaternarias en los países Andinos” contiene 33 ejemplos de deformaciones activas en el Cuaternario en diferentes ambientes tectónicos y climáticos, característicos de los países andinos. Estos ejemplos se obtuvieron de los 7 países participantes y se describieron

con detalle, usando una compilación importante de fotos de campo, fotografías aéreas, imágenes satelitales y esquemas, con el fin de mostrar las geoformas típicas relacionadas con las estructuras cuaternarias. Esto se consideró necesario porque la mayor parte del material educativo usado en el mundo está basado en ejemplos de los Estados Unidos o, en menor medida, de Europa. De esta manera, este capítulo representa una herramienta ideal para la educación universitaria y para el entrenamiento de los geólogos en el reconocimiento de las deformaciones cuaternarias en el campo.

El último producto se encuentra incluído en el libro como un CD. En este CD, con hipervínculos a las fichas de inventario de cada estructura, se encuentra el Mapa de Deformaciones Cuaternarias de los Países Andinos tal como ha sido recopilado al final del proyecto PMA: GCA en enero del 2008, con 706 fallas, pliegues y 1.046 secciones de fallas activas de los países andinos. Esta herramienta permite fácilmente conseguir información acerca de cada una de estas estructuras y será muy útil para planificadores del uso del territorio. La información estará disponible rápidamente para que el usuario pueda ver si la información relacionada a su zona de interés es suficiente o si se requieren estudios detallados para generar información adicional. El mismo mapa está vinculado con la base de datos y está disponible en la red en <http://www.pma-map.com/neotectonica/> en una versión que será actualizada continuamente.

REFERENCIAS

- Audemard, F.; Machette, M.; Cox, J.; Dart, R.; Haller, K. 2000. Map and database of Quaternary faults in Venezuela and its offshore regions. USGS Open File Report . 00-018: p. 78.
- Barazangi, M.; Isacks, B.L. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America. *Geology* No.4, p. 686–692.
- Dewey, J.F.; Lamb, S.H. 1992. Active Tectonics of the Andes. *Tectonophysics* No.205, p. 79–95.
- Lavenu, A.; Thiele, R.; Machette, M.; Dart, R.; Bradley, L.-A.; Haller, K. 2000. Maps and database of quaternary faults in Bolivia and Chile. USGS Open File Report 00-283: 46.
- NEIC (National Earthquake Information Center, USGS), global seismic database on earthquake parameters: http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic_rect.html.

2. EL APORTE DEL ESTUDIO DE LAS DEFORMACIONES CUATERNARIAS A LA CARACTERIZACIÓN DE LA AMENAZA SÍSMICA

La sismicidad y los procesos inducidos por ésta constituyen una importante amenaza en todo el sector andino, ya que pueden ocasionar notables perjuicios en infraestructura y en vidas humanas. La caracterización y evaluación de la amenaza sísmica en una región se basa en el conocimiento espacio-temporal de la sismicidad que entregan los instrumentos o de la información histórica y de las estructuras consideradas como sismogénicas. Ello requiere información sobre la localización, recurrencia y magnitud de los terremotos registrados en la historia sísmica de una región y en el pasado prehistórico.

Las redes sismológicas y los registros históricos proveen información acerca de la ubicación y magnitud de los terremotos, sobre los cuales existen testimonios orales o escritos de diversa índole. Sin embargo, la evaluación de la amenaza sísmica de una región también debe tomar en cuenta y tratar de responder las siguientes interrogantes:

- ¿La capacidad sismogeneradora de una región o estructura, se encuentra adecuadamente representada por el intervalo temporal cubierto por los catálogos de sismicidad histórica e instrumental, o pudieron haber ocurrido en épocas prehistóricas crisis sísmicas mayores?
- ¿La ausencia actual de sismicidad o la sismicidad moderada de una región o sector, implican necesariamente una amenaza sísmica poco significativa?
- ¿Se puede estimar con un aceptable margen de seguridad el potencial sísmico de una región, utilizando solamente el catálogo sísmico?

Para una mejor aproximación a las implicancias de estas preguntas, debe considerarse que las fallas están sometidas a un “ciclo sísmico”. El mismo define un orden de magnitud temporal durante el cual una estructura o sistema acumula energía de deformación elástica, que en casi todos los casos se libera en forma repentina y origina un terremoto. Dicho ciclo presenta una amplia variabilidad temporal, ya que en ambientes de bordes de placa o en fallas con importante tasa de movimiento (>10 mm/año), este período puede abarcar 50 a 500 años, mientras que en regiones de intraplaca o en estructuras con tasas de movimiento bajas ($<0,1$ mm/año), el mismo es generalmente mayor de 1.000 años. Este aspecto destaca que la ventana temporal provista por la sismicidad histórica e instrumental (no mayor de 500 años en América), es insuficiente para estimar el real potencial sismogénico y la amenaza asociada de la gran mayoría de las fuentes sismogénicas andinas.

Por lo tanto, es necesario estudiar las evidencias de crisis sísmicas que pudieron haber ocurrido en épocas anteriores al registro histórico, provistas por las huellas que los terremotos han dejado en el registro geológico.

En el contexto sismotectónico andino, se considera que las estructuras con antecedentes sísmicos durante el Cuaternario ($<1,8$ millones de años), son las que concentran mayores posibilidades de generar movimientos sísmicos futuros. Este intervalo, sin duda, comprende varias veces los períodos de recurrencia de las estructuras con potencial sismogénico. Consecuentemente, el conocimiento de las mismas es relevante para una correcta tipificación del potencial sísmico de una región.

Existe amplio consenso en la comunidad científica, sobre la base de datos empíricos, que los terremotos de magnitud $M>6,5$ y profundidades menores de 30 km producen comúnmente deformaciones en la superficie topográfica (Slemmons, 1977; Wallace, 1981; Bonilla, 1988; McCalpin, 1996; Wells y Coppersmith, 1994; Yeats *et al.*, 1997 y varios otros). De estas deformaciones resultan evidencias que pueden preservarse en la morfología del terreno y también en el arreglo y composición de los materiales aledaños a la zona de deformación.

El análisis de dichas evidencias mediante técnicas multidisciplinarias, incluyendo geología estructural, geomorfología, sedimentología, pedología y métodos de datación, constituye el campo de estudio de la geología de terremotos y de la paleosismología (Wallace, 1981, 1986; Yeats y Schwartz, 1990; Yeats y Prentice, 1996; McCalpin, 1996; Yeats *et al.*, 1997; Meghraoui y Crone, 2001 y varios otros). Esta

información permite estimar con precisión variable la recurrencia y tamaño de eventos prehistóricos y, por lo tanto, permite reconstruir el registro sísmico prehistórico.

En consecuencia, el estudio de las deformaciones cuaternarias aporta datos sobre las deformaciones prehistóricas de fallas consideradas sismogénicas y de los efectos inducidos por la sismicidad, los cuales son vitales para la caracterización de la amenaza sísmica. Ello complementa la información sismológica y, en muchos casos, permite obtener mejores aproximaciones en el conocimiento del potencial sísmico regional. Puede evitar, asimismo, subestimaciones de la capacidad sismogeneradora derivadas del uso de información con corta penetración temporal.

La compilación cartográfica y el inventario de las deformaciones cuaternarias, resultan, en consecuencia, una tarea ineludible para cualquier acción referente a ordenamiento territorial, estudios de microzonificación sísmica o cualquier iniciativa de conocimiento y mitigación de la amenaza sísmica.

REFERENCIAS

- Bonilla, M. 1988. Minimum earthquake magnitude associated with coseismic surface faulting. *Bulletin Association of Engineering Geologists* 25: 17–29.
- McCalpin, J. 1996. Paleoseismology. Academic Press: 588 p. London.
- Meghraoui, M.; Crone, A. 2001. Earthquakes and their preservation in the geological record. *Journal of Seismology* 5: 281–285.
- Slemmons, D. 1977. Faults and earthquake magnitude. In *State of the art of assessing earthquake hazards in the United States*, Report 6, United States Army Engineers. Waterway Station, Miscellaneous Paper S-73-(1), 129 p.
- Wallace, R. 1981. Active faults, paleoseismology and earthquake hazards in the Western United States. In *Earthquake Prediction* (Simpson, D.; Richards, P.; editores), American Geophysical Union, M. Ewing Series,4: 209–216.
- Wallace, R. (Editor). 1986. Active Tectonics. National Academy Press: 266 p. Washington.
- Wells, C.; Coppersmith, K. 1994. New empirical relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area and Surface Displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84: 974–1002.
- Yeats, R.; Schwartz, D. 1990. Paleoseismicity: Extending the record of earthquakes into prehistoric time. *Episodes* 13 (1): 9–12.
- Yeats, R.; Prentice, C. 1996. Paleoseismology. Special Section, *Journal of Geophysical Research* 101 (B3): 5847–6294.
- Yeats, R.; Sieh, K.; Allen, C. 1997. The geology of earthquakes. Oxford University Press: 568 p. Oxford.

3. INVENTARIO Y BASE DE DATOS DE DEFORMACIONES CUATERNARIAS ANDINAS: CRITERIOS DE TRABAJO Y ESTRATEGIAS DE REPRESENTACIÓN CARTOGRÁFICA

El conocimiento de la gran mayoría de las deformaciones cuaternarias de los Andes se encuentra aún poco desarrollado y son muy pocas las estructuras con trabajos detallados, que permiten la estimación de sus parámetros sismogénicos con grado de certidumbre adecuado. El conocimiento actual de las estructuras neotectónicas tampoco es homogéneo entre los diferentes países, ni entre los diferentes contextos tectónicos en cada uno de ellos.

Considerando esta situación, el mapeo e inventario de las deformaciones cuaternarias surgió como estrategia de trabajo dentro del Proyecto Multinacional Andino: Geociencia para las Comunidades Andinas (PMA: GCA), como continuación en el ámbito de los Servicios Geológicos y Sismológicos andinos, de los productos obtenidos mediante el proyecto del Programa Internacional de la Litósfera (ILP II-2) “Mapa Mundial de las Principales Fallas Activas” (Trifonov y Machette 1993; Costa *et al.*, 2003). Durante este proyecto se generaron mapas e inventarios que contenían 308 fallas de los países andinos en soporte gráfico y digital (Audemard *et al.* 2000; Costa *et al.* 2000; Lavenu *et al.* 2000; París *et al.* 2000; Egüez *et al.* 2003; Macharé *et al.* 2003). El antecedente inmediato de dicha iniciativa fue el Proyecto SISRA (Sismicidad Regional Andina), en el que se cartografiaron las principales estructuras neotectónicas sudamericanas, como información complementaria de la sismicidad andina.

El desarrollo de estos productos se fundamenta en los conceptos expresados en el punto anterior, ya que el conocimiento de la distribución y las características de las deformaciones recientes, constituyen elementos cruciales para la evaluación de la amenaza sísmica.

Los productos del proyecto ILP II-2 fueron generados en soporte gráfico y digital individualmente para cada país, con control de la información en áreas fronterizas. Sin embargo, la base cartográfica incluía rasgos geográficos muy generales, lo que dificultaba la localización de las estructuras y la comprensión de su entorno morfotectónico.

Inspirados en la filosofía del mencionado proyecto, pero aprovechando además las potencialidades de las herramientas informáticas disponibles a través de Geosemántica, el Grupo de Trabajo en Neotectónica, actualizó y desarrolló nuevos mapas y diseño nuevos criterios de inventario. Actualmente, el mapa contiene 776 estructuras (fallas y pliegues) con 1.046 secciones, y el número sigue en aumento. Se incorporaron imágenes digitales del terreno, para favorecer la visualización y localización de estructuras y se establecieron vínculos dinámicos entre las estructuras cartografiadas y la información recopilada para cada una de ellas (<http://www.pma-map.com/neotectonica/>).

Para efectos de ordenamiento sistemático de la cartografía, se han considerado las deformaciones cuaternarias *s.l.* como sinónimo de deformaciones neotectónicas. Ello es concordante con los conceptos indicados en el capítulo anterior y pretende establecer, además, un criterio común en la región respecto a las múltiples acepciones del término “Neotectónica” (ver Glosario). No obstante, las imprecisiones de la cronoestratigrafía cuaternaria en Sudamérica, determinan que esta base temporal sea en muchos casos poco precisa y, por lo tanto, deba ser flexible. Es por ello que el uso del término ‘Plio-Pleistoceno’, suele reflejar tal incertidumbre y permite incorporar también las deformaciones que afectan a depósitos de asignación cuaternaria dudosa, pero cuya inclusión se considera pertinente.

La diferenciación de los atributos cartográficos de cada estructura se ha basado en: 1. Tipo de estructura, 2. Confiabilidad de la información, 3. Edad del último movimiento (Fig. 1).

Esta información ha sido complementada con una ficha-inventario para cada estructura, en la que se particularizan y se amplían los datos indicados en los mapas. Se han agregado, además, otros campos de información tales como: contexto geológico, expresión geomorfológica y tipos de estudios realizados. También se incluyeron en los casos pertinentes, antecedentes sísmicos e información paleosismológica. Las fichas contienen también los antecedentes bibliográficos recopilados para cada estructura (Fig. 2).

Estos productos digitales han sido diseñados para permitir el libre acceso a través de Internet y la permanente actualización de la información. El CD que está incluido en este libro contiene el mapa en su versión de enero 2008, y representa el fin de las actividades de este grupo en el marco del PMA: GCA.

<u>Tipo de estructura (no de la morfología resultante)</u>	
	Falla con movimiento normal
	Falla con movimiento inverso
	Falla con movimiento desconocido (hundido o levantado)
	Falla con movimiento transcurrente (dextral, sinestral)
	Falla con movimiento normal (dextral, sinestral)
	Falla con movimiento oblicua (dextral inverso, etc)
	Anticinal (la flecha indica el sentido de inclinación del eje)
	Sinclinal (la flecha indica el sentido de inclinación del eje)
	Monoclinal
<u>Confiabilidad de la información</u>	
	Estructura con actividad comprobada
	Estructura con actividad probable (Histórica, Holocena, Cuaternaria)
<u>Edad del último movimiento</u>	
	(rojo) Estructuras con actividad histórica
	(amarillo) Estructuras con actividad durante el Holoceno (< 11,5 ka)
	(verde) Estructuras con actividad durante el Cuaternario (<1,8 Ma)

FIG. 1. Simbología usada en el mapa de las deformaciones cuaternarias de los países andinos.



PMA:GCA GRUPO DE TRABAJO EN NEOTECTONICA

SISTEMA DE INFORMACION DE DEFORMACIONES CUATERNARIAS DE SURAMERICA

Lista	Formato	Exportación		
1. País:	<input type="text"/>	<input checked="" type="radio"/> Falla <input type="radio"/> Pliegue	2. Estructura ID:	<input type="button" value="NUEVA ESTACION"/>
3. Nombre:				
3.1. Otras denominaciones:				
4. Sinopsis y Ambiente Geológico:				
5. Tipos de estudios:				
6. Compilador:	7. Afiliación:	8. EMAIL:		
9. Fecha de Compilación:	10. Última Actualización:	11. Número de Sec.	<input type="button" value="Procesar Secciones"/>	
12. Sección N° GEOMETRIA DE LA ESTRUCTURA <p>13. 1. Tipo de Falla: <input type="text"/></p> <p>Rumbo promedio: <input type="text"/> Sentido de inclinación: <input type="text"/></p> <p>Ángulo de inclinación: <input type="text"/></p> <p>Observaciones: _____</p> <p>14. Confiabilidad de la Información: <input type="radio"/> Probable <input type="radio"/> Comprobada</p> <p>15. Edad del último movimiento: <input type="text"/></p> <p>16. Expresión Geomorfológica: _____</p> <p>17. Información Complementaria: _____</p> <p>17.1. Intervalo de Recurrencia: <input type="text"/> años 17.2. Dinámica / velocidad: <input type="text"/> <input type="text"/></p> <p>17.3. Sismicidad: _____</p> <p>17.4. Otra información: _____</p> <p>18. Referencias: _____</p> <hr/> <p>12. Sección N°</p> <p>GEOMETRIA DE LA ESTRUCTURA</p> <p>13. 1. Tipo de Falla: <input type="text"/></p> <p>Rumbo promedio: <input type="text"/> Sentido de inclinación: <input type="text"/></p> <p>Ángulo de inclinación: <input type="text"/></p> <p>Observaciones: _____</p> <p>14. Confiabilidad de la Información: <input type="radio"/> Probable <input type="radio"/> Comprobada</p> <p>15. Edad del último movimiento: <input type="text"/></p> <p>16. Expresión Geomorfológica: _____</p> <p>17. Información Complementaria: _____</p> <p>17.1. Intervalo de Recurrencia: <input type="text"/> años 17.2. Dinámica / velocidad: <input type="text"/> <input type="text"/></p> <p>17.3. Sismicidad: _____</p> <p>17.4. Otra información: _____</p> <p>18. Referencias: _____</p>				

FIG. 2. Formulario usado por el Grupo de Trabajo en Neotectónica para inventariar las deformaciones cuaternarias en los países andinos que está conectado con el mapa interactivo.

Otro importante logro de este producto ha sido la representación geográfica integrada de las deformaciones cuaternarias de los Andes, con criterios de mapeo unificados. Esto permite su visualización a diferentes escalas así como su correlación y análisis comparativo.

Las discusiones mantenidas durante y después del primer taller de trabajo (Mendoza, junio 2006) permitieron diseñar los productos que se obtendrían y acordar las estrategias para su concreción. El seguimiento y ajuste de las tareas en marcha, se ejecutó durante el segundo taller (Huaraz, junio 2007). Como resultado de ello, se compilaron más de setecientos estructuras con indicios de actividad neotectónica, con fichas de inventario individuales.

La información recopilada es de uso frecuente por parte de los Servicios Geológicos y también es requerida, permanentemente, para las actividades de diversas instituciones y organismos. Por tal razón, el Grupo de Trabajo en Neotectónica considera haber puesto en manos de las comunidades andinas, una información útil para la toma de decisiones en el ordenamiento territorial y en el manejo de las amenazas geológicas.

REFERENCIAS

- Audemard, F.; Machette, M.; Cox, J.; Dart, R.; Haller, K. 2000. Map and Database of Quaternary Faults in Venezuela and its Offshore Regions. United States. Geological Survey Open-File Report, Vol. 00-018: 82.
- Costa, C.; Machette, M.; Dart, R.; Bastías, H.; Paredes, J.; Perucca, L.; Tello, G.; Haller, K. 2000. Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Argentina. United States. Geological Survey Open-File Report, Vol. 00-0108: 75.
- Costa, C.; Cisneros, H.; Machette, M.; Dart, R. 2003. A new database of Quaternary faults and folds in South America. ILP Task Group II-2 (western Hemisphere). American Geophysical Union, Fall Meeting. San Francisco, Abstracts: T31C-0854.
- Egüez, A.; Alvarado, A.; Yepes, H.; Machette, M.; Costa, C.; Dart, R. 2003. Database and Map of Quaternary Faults and Folds in Ecuador and its Offshore Region. United States Geological Survey Open-File Report 03- (289): 77.
- Lavenu, A.; Thiele, R.; Machette, M.; Dart, R.; Bradley, L.; Haller, K. 2000. Maps and Database of Quaternary Faults in Bolivia and Chile, United StatesGeological Survey Open-File Report 00-(283): p. 50.
- Macharé, J., Fenton, C. ; Machette, M. ; Lavenu. A.; Costa, C.; Dart, R. 2003. Database and Map of Quaternary Faults and Folds in Perú and its Offshore Region. United StatesGeological Survey Open-File Report, 03-(51): p. 55.
- Paris, G.; Machette, M.; Dart, R.; Haller, K. 2000 Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Colombia and its offshore Regions. United States.Geological Survey Open-File Report, 00-(284): p. 66.
- Trifonov, V.; Machette, M. 1993. The World Map of Major Active Faults Project. Annali di Geofisica 36 (3-4): 225–236.

4. GLOSARIO DE TÉRMINOS AFINES A LA NEOTECTÓNICA Y PALEOSISMOLÓGÍA

INTRODUCCIÓN

La neotectónica y la paleosismología son disciplinas novedosas de las geociencias, que tienen una aplicación importante en estudios de evaluación de amenazas sísmicas. En estas subdisciplinas, con su específica aplicación, convergen muchos elementos y métodos que se conocen de otras ramas de las geociencias, como son: tectónica, geología estructural, geomorfología, geocronología, geodesia, sismología, geología del Cuaternario y arqueología entre otras. Por esto, el practicante de neotectónica debe tener un amplio conocimiento y entendimiento de estos elementos y métodos, ya que los estudios para la evaluación de la amenaza sísmica son un esfuerzo multidisciplinario e interdisciplinario, que requiere un entendimiento transversal e implica que los estudiantes del tema deben, de cierta manera, hablar el mismo idioma y entenderse con el mismo vocabulario.

Por otro lado, la rápida evolución de las nuevas subdisciplinas está acompañada del desarrollo de un vocabulario específico y una terminología que, en gran parte, es descriptiva y cubre nuevos conceptos y fenómenos relacionados con las diversas ramas de las geociencias ya mencionadas. Esta situación conlleva el peligro de crear una confusión babilónica, no solo entre los profesionales de diferentes disciplinas, sino también entre expertos de una misma área. Esta situación ilustra la necesidad de disponer de una definición formal para un sinnúmero de términos, sin la cual no habrá consenso sobre su significado y su uso correcto y se crearía una innecesaria confusión.

La evolución de las ciencias naturales queda registrada a nivel internacional en un flujo incesante de publicaciones en revistas especializadas, libros de texto, etc. En su gran mayoría, esta literatura se publica en inglés y se origina en gran parte en el mundo anglosajón. Es muy ilustrativo que una de las principales revistas de la geología latinoamericana se llame *Journal of South American Earth Sciences*, publique sus artículos en inglés y que su casa editorial tenga su sede en el mundo anglosajón.

Por otra parte, en América Latina, el acceso a la literatura anglosajona es limitado y esto queda en evidencia al observar que la principal fuente de referencias lo constituyen los trabajos en castellano. Al mismo tiempo, se reconoce que, en Sudamérica, en el campo de la neotectónica y la paleosismología, el número de especialistas es escaso, probablemente con la excepción de Venezuela y Argentina. Es evidente que para cumplir seriamente con las tareas de adelantar estudios de la amenaza sísmica, hay que aumentar considerablemente el número de expertos en este campo y aumentar el nivel de conocimiento de los que ya están activos en el tema.

La elaboración de un glosario de términos afines a la neotectónica y la paleosismología, junto con la publicación de un atlas de ejemplos de deformaciones cuaternarias de los países andinos y la elaboración de una base de datos de fallas activas en un formato intercambiable en Geosemántica®, es un esfuerzo que pretende aumentar el conocimiento, estimular el interés y promover la colaboración entre los profesionales del área. También es un aporte importante a la comunidad interdisciplinaria encargada de la tarea de evaluar la amenaza sísmica y de mitigar los riesgos y sus consecuencias, en los países andinos más vulnerables a los estragos de terremotos de mayor magnitud.

Además, este glosario de términos afines, en el ámbito latinoamericano, es, de cierto modo, la continuación de la práctica de los científicos de la región de tomar prestado mucho de la terminología conocida del mundo anglosajón y buscar traducciones que reflejen, lo más fielmente posible, el sentido original de los términos y conceptos. Sin embargo, es innegable la flexibilidad del idioma inglés en lo que se refiere a ciencia y tecnología, por lo que es difícil emularlo completamente en castellano. La traducción de términos como “*offlap*” y “*onlap*” no alcanza la misma brevedad y concisión cuando se expresan en castellano como “solapamiento retráctivo” y “solapamiento expansivo”. A lo anterior se agrega que, dentro del mismo continente, hay diferencia en el vocabulario y en el sentido con que se usan los términos en cada país. Por estas razones, hemos considerado importante indicar en este glosario las raíces anglosajonas de cada palabra y hemos presentado, junto a la expresión en inglés, su correspondiente castellana, lo que permitirá realizar una consulta más provechosa de la literatura anglosajona.

Si bien el objetivo primordial de todo glosario es dar solo una definición de términos, en este hemos querido profundizar los conocimientos entregados. Consideramos importante proveer información de fondo que permita ahondar en el origen de los términos, comentar las ambigüedades de la definición y de su correcto o incorrecto uso.

Con esto esperamos que el glosario constituya una obra de referencia y consulta, no solo para geólogos sino también para todos los profesionales relacionados con la evaluación de amenazas y riesgos sísmicos al tiempo que permitirá igualar el vocabulario para todos los servicios geológicos de los países participantes en el proyecto PMA-Grupo de trabajo en Neotectónica.

Obviamente, este glosario no pretende ser completo o ser la última palabra. Los temas de nuestro interés están en constante evolución y casi diariamente se agregan nuevos conceptos, teorías y términos que hacen necesario una constante actualización de este documento. Con los medios modernos de almacenamiento de información, de rápida comunicación y de Internet, esta actualización no solo debería ser factible sino casi continua.

Por último, las fuentes de información usadas en la compilación de este documento son muy diversas por lo que hemos incluído en él las referencias bibliográficas completas.

ABREVIACIONES

Sin.	Sinónimo
Ar	Argentina
Bo	Bolivia
Ch	Chile
Co	Colombia
Ec	Ecuador
Pe	Perú
Ve	Venezuela

ABANICO ALUVIAL (*Alluvial fan*).

Un depósito aluvial en forma de cono, relativamente plano a suavemente inclinado, que tiene un perfil longitudinal ligeramente cóncavo y un perfil transversal convexo, con curvas de nivel que son convexas hacia el exterior (parte distal). Tiene su ápice en el punto más alto donde la corriente que aporta el material del depósito emerge de un valle estrecho en un frente montañoso. El depósito es el resultado de procesos fluviales torrenciales y de flujos detriticos.

Ocurren principalmente en ambientes áridos o semiáridos, pero también en lugares con mayor precipitación. Varios abanicos pueden coalescer para formar una planicie de piedemonte conocida como **bajada**. La presencia combinada de **abanicos aluviales**, **valles en copa de vino**, **facetas triangulares** sobre espolones truncados en un ambiente de **frente montañoso**, es indicativo, pero no diagnóstico, del control del frente por una falla activa.

Cuando la actividad de la falla, y con esto el levantamiento de la montaña, disminuye, el río comienza a entallarse en el ápice del abanico (*fan-head erosion*) (Fig. 4.1).

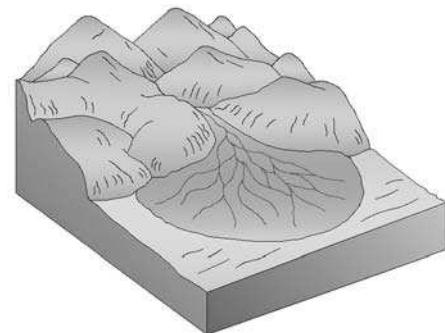


FIG. 4.1. Abanico aluvial (Proyecto Multinacional Andino: Geociencia para las Comunidades Andinas, 2007).

ACELERACIÓN (*Acceleration or Ground acceleration*).

La sacudida del terreno cuando llega la onda sísmica puede ser cuantificada de diferentes maneras: 1) Por observación de cuánto se mueve el terreno en dos direcciones (desplazamiento), 2) Por medio del registro de la velocidad del movimiento del terreno, 3) Por medio del registro de la tasa de cambio de la velocidad del movimiento (**aceleración**). El registro instrumental del movimiento fuerte siempre ha sido anotado en términos de una fracción de la aceleración gravitacional (Hough, 2002). La aceleración es una magnitud vectorial con dimensiones de longitud/tiempo. En relación con los sismos, es la medida que cuantifica el movimiento de la tierra en una localidad geográfica específica. La aceleración está relacionada con la fuerza y se deja medir fiablemente. Los instrumentos que miden el movimiento fuerte son sismógrafos de diseño especial adaptados para medir la aceleración (acelerógrafos) en un amplio rango de frecuencias (Reiter, 1990).

Las fuerzas laterales que una construcción debe resistir son el **coeficiente de cizalla base (base shear coefficient)**, que está relacionado con el porcentaje de la aceleración gravitacional de la tierra que la construcción recibirá durante una fuerte sacudida. La aceleración gravitacional de la tierra, **g**, es igual a 980 cm/s^2 , que se define como **1,0g**. La medida común de todas estas fuerzas operando sobre una construcción, es la **aceleración pico (peak ground acceleration)**, es decir, el valor máximo de la aceleración del **movimiento fuerte**. Otro aspecto crítico de un movimiento fuerte es su **duración** o, más bien, el tiempo que un cierto nivel de aceleración excede un valor base. El último aspecto de importancia es la **resonancia**, que es la coincidencia de la frecuencia de las sacudidas con la frecuencia natural de la construcción (Kovach, 1995).

ACELERACIÓN PICO (*Peak ground acceleration*).

La medida más común para cuantificar los movimientos fuertes a los que las estructuras están sujetas es la **aceleración pico**, que es la aceleración máxima registrada instrumentalmente (Hough, 2002).

AMBIENTES TECTÓNICOS (*Tectonic environments*).

Ubicación de una región en relación con el límite de una placa tectónica y, en particular, a lo largo de un límite de placa tectónica que está o ha estado en actividad (<http://www.glossary.oilfield.slb.com>).

Hay tres diferentes tipos de contacto entre las placas litosféricas, caracterizados por el movimiento relativo de una placa a otra. Así, se conocen contactos divergentes, convergentes y transformantes. Esta misma clasificación se aplica a la deformación tectónica, reconociendo tres ambientes principales:

ambiente de **extensión**, ambiente de **compresión** y ambiente de **transcurrencia**. Estos ambientes no son excluyentes ni están restringidos a las zonas de interacción de placas manifestándose también en un gran rango de escalas (Fig. 4.2).

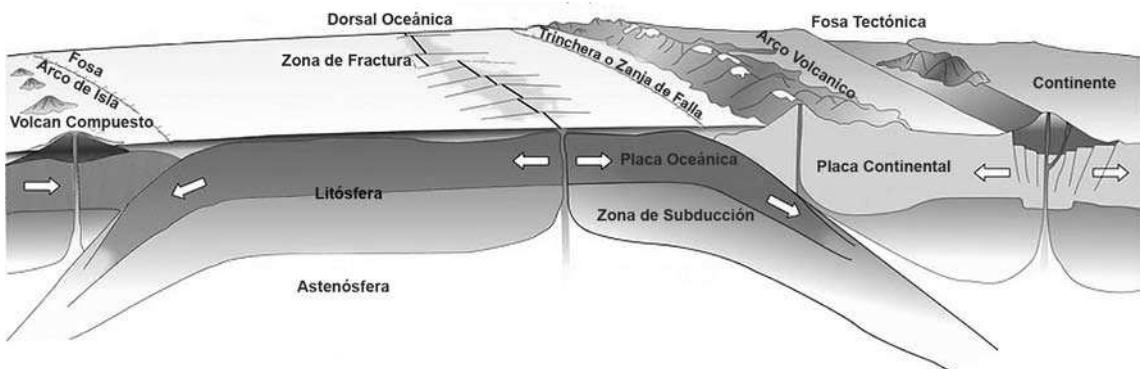


FIG. 4.2. Ambientes Tectónicos (la imagen se modifica de: <http://iga.igg.cnr.it/geo/geoenergy.php?lang=es>).

AMENAZA SÍSMICA (Seismic hazard). Sin.: PELIGRO SÍSMICO.

- 1) Probabilidad de ocurrencia de uno o más sismos, de magnitud determinada, en un área geográfica específica durante un intervalo de tiempo definido.
- 2) Cuantificación de las acciones sísmicas o de los fenómenos físicos asociados con un sismo que puede producir efectos adversos al hombre y sus actividades. Se trata de una cuantificación de la posibilidad de ocurrencia de futuros eventos sísmicos y las acciones sísmicas asociadas. Es expresada en términos de probabilidad de excedencia de un determinado valor, por ejemplo la magnitud, intensidad o aceleración, en un número de años dado (<http://www.masterieg.uc.cl/docs/GlosarioIS.pdf>).

AMPLIFICACIÓN DE ONDAS SÍSMICAS (Seismic wave amplification).

Cuando las ondas sísmicas pasan de rocas rígidas en profundidad a un ambiente superficial en una cuenca rellena con depósitos aluviales, estas reducen su velocidad y aumentan su amplitud, es decir, la sacudida se amplifica en ciertas longitudes de ondas preferenciales. También suceden efectos de resonancia que tienen el mismo efecto. La amplificación también puede ser causada por las características topográficas del sitio, que pueden generar efectos de enfoque y de interferencia. Todos estos fenómenos son denominados como **efectos de sitio (site-effects)**. Muchos desastres de terremotos han sido el resultado de la amplificación de las ondas sísmicas en depresiones o cuencas llenas con sedimentos aluviales blandos. Muchas ciudades severamente afectadas por terremotos están ubicadas en estos lugares (e.g., Ciudad de México, Bogotá, Caracas), (Bolt, 1993, Brumbaugh, 1999 y Hough, 2002).

ANÁLISIS CINEMÁTICO (Kinematic analysis).

- 1) Es el análisis de un patrón de movimientos basado en el desplazamiento sin hacer referencias a fuerzas y esfuerzos (Biddle and Christie-Blick, 1985).
- 2) La reconstrucción de movimientos que ocurren durante la formación y deformación de rocas. Estudia la trayectoria de cómo una roca llega de su estado inicial no deformado al estado actual deformado (Davis, 1984).

ANÁLISIS DINÁMICO (Dynamic analysis).

Interpretación de la relación entre las deformaciones y los esfuerzos causantes. Intenta definir las fuerzas responsables de los procesos de deformación (según Davis, 1984; Nicolas, 1984).

ANÁLISIS NEWMARK (Newmark analysis).

Una técnica numérica que modela un potencial deslizamiento como el movimiento de un bloque rígido que

descansa sobre una pendiente de fricción, por medio de prescribir la aplicación de las fuerzas dinámicas que operan sobre el bloque, basándose en registros de sacudidas de la tierra, y con el objetivo de calcular el desplazamiento anticipado del bloque bajo la acción de un movimiento sísmico (Figuera *et al.*, 2004).

ANÁLOGO MODERNO o ACTUALISMO (*Modern analog*).

El estudio de **análogos modernos**, concepto que también se denomina en geología “actualismo” de rasgos paleosísmicos, es una piedra angular de la **paleosismología**. Casi todos los indicadores geomórficos y estratigráficos que se usan para identificar paleosismos en el registro geológico, originalmente habían sido observados durante sismos morfogenéticos recientes o históricos. El conocimiento de los fenómenos producidos durante estos sismos mediante observación de campo, hecha directamente después de su ocurrencia, sirve como un banco de datos de referencia para la interpretación de paleosismos en trincheras o afloramientos. Estos datos de observación sirven como **análogos modernos** (McCalpin, 1996). Es un ejemplo de la aplicación del principio del **actualismo o uniformitarianismo**, que establece que ‘el presente es clave para entender el pasado’.

ANTECEDENCIA (*Antecedence*). Ver: **DRENAJE ANTECEDENTE**.

Se refiere a un río o sistema de drenaje que mantiene la trayectoria de su cauce original a pesar de la deformación o levantamiento tectónico, ya que su tasa de incisión es, por lo menos, igual a la tasa de deformación y/o levantamiento (Bates y Jackson, 1980).

ANTICLINAL DE RAMPA (*Ramp anticline*). Ver: **PLIEGUE DE RAMPA**.

ANTICLINAL ROLL-OVER (*Roll-over anticline*).

El deslizamiento de las fallas normales lístricas ocasiona una deformación del bloque colgante a causa de su geometría curva, que produce un vacío entre el bloque colgante y el bloque yacente que se ajusta con la deformación (doblamiento) del techo. Este último adquiere una geometría particular llamada **anticlinal ‘roll-over’**. La dirección de curvatura de este anticlinal es opuesta a la de un pliegue de arrastre (Mercier y Vergely, 2001; Twiss y Moores, 1992).

ANTITÉTICO (*Antithetic*). Ver: **FALLA ANTITÉTICA**.

Perteneciente a fallas normales menores, que se orientan opuestas a la falla principal a la que están asociadas (Yeats *et al.*, 1997).

ARQUEOSISMOLÓGÍA (*Archaeoseismology*).

- 1) El campo de la arqueosismología es el estudio de antiguos terremotos basado en sus efectos sobre construcciones humanas halladas en el registro arqueológico (Niemi, 2003).
- 2) Es el estudio de terremotos históricos o prehistóricos basado en sus efectos sobre objetos hechos por el hombre, usualmente construcciones o monumentos (Karcz y Kafri, 1978). La arqueosismología cubre el campo de traslape entre la sismicidad histórica y la paleosismología y completa los datos de sismicidad histórica (Stiros, 1996).

ASÍSMICO (*Aseismic*). Sin.: **REPTEO** o “**CREEP**” **ASÍSMICO**. Ver: **DESLIZAMIENTO ASÍSMICO**, o **REPTACIÓN**.

No asociado a un terremoto, como en desplazamiento asísmico. También utilizado para indicar un área sin registro de terremotos: una zona asísmica o no-sísmica (www.msnucleus.org/membership/html/jh/earth/dictionary/platedict.html).

ASPEREZA (*Asperity*).

Irregularidad en el plano de falla que retarda su desplazamiento. Región de esfuerzo de cizalla relativamente alto sobre el plano de falla (Yeats *et al.*, 1997). Son los lugares sobre el plano de falla donde la falla está **cerrada** (*locked*) y donde debe acumularse más esfuerzo para su ruptura.

ATENUACIÓN (Attenuation).

Es la reducción en amplitud que sufre una onda sísmica con el paso de tiempo y la distancia que atraviesa (Yeats *et al.*, 1997).

La intensidad de vibración o sacudimiento está determinada por la magnitud de la energía liberada en la fuente sísmica, la distancia hasta el epicentro y el material y la topografía en el lugar de registro. Durante su trayectoria, parte de la energía de las ondas sísmicas es absorbida por los materiales que atraviesan (Brumbaugh, 1999; Hough, 2002).

BAJO ÁNGULO SOLAR (Low sun angle).

Se refiere a la fotografía (comúnmente aérea) tomada en períodos de bajo ángulo de iluminación solar, con el fin de destacar los rasgos topográficos más sutiles por efectos de iluminación o sombra (http://www.ccrs.nrcan.gc.ca/glossary/index_e.php?id=1838). Este efecto es conocido entre los neotectónicos como la 'hora neotectónica'.

BASCULAMIENTO (Tilting).

Capas o superficies de deposición o erosión, que se inclinan con respecto a su posición original horizontal o subhorizontal, debido a procesos de levantamiento diferencial o rotación.

BERMA o BERMA DE FALLA. Sin.: DESCANSO (Fault bench).

Superficie alargada y estrecha con tope plano, que resulta de la preservación de una superficie preexistente entre trazas subparalelas de una falla o zona de fallas. Comúnmente se encuentra en forma de terraza en el flanco de un cerro.

BLOQUE FALLADO (Fault block).

Macizo rocoso limitado en, al menos, dos lados por planos de falla. El bloque puede haber sido levantado o deprimido en relación con los bloques adyacentes (Allaby y Allaby, 1990).

BLOQUE DEPRIMIDO o BLOQUE YACENTE (Co) (Footwall). Sin.: BLOQUE HUNDIDO.

Corresponde a la ladera por debajo del plano de una falla inclinada (Yeats *et al.*, 1997) (Ver: Fig. 4.5).

BLOQUE LEVANTADO, BLOQUE ALZADO o BLOQUE COLGANTE (Co) (Hanging wall).

Corresponde a la ladera que está por encima del plano de una falla inclinada (Yeats *et al.*, 1997) (Ver: Fig. 4.5).

BRECHA DE FALLA (Fault breccia).

Roca fragmentada y triturada producida por la fricción entre los dos lados de una falla cuando se mueve (Allaby y Allaby, 1990) (Fig. 4.3).

BUZAMIENTO o MANTEO (Ch) (Dip).

Inclinación o basculamiento de una superficie planar. La inclinación de un plano corresponde al ángulo entre la horizontal y el plano, medido sobre un plano vertical perpendicular a la línea

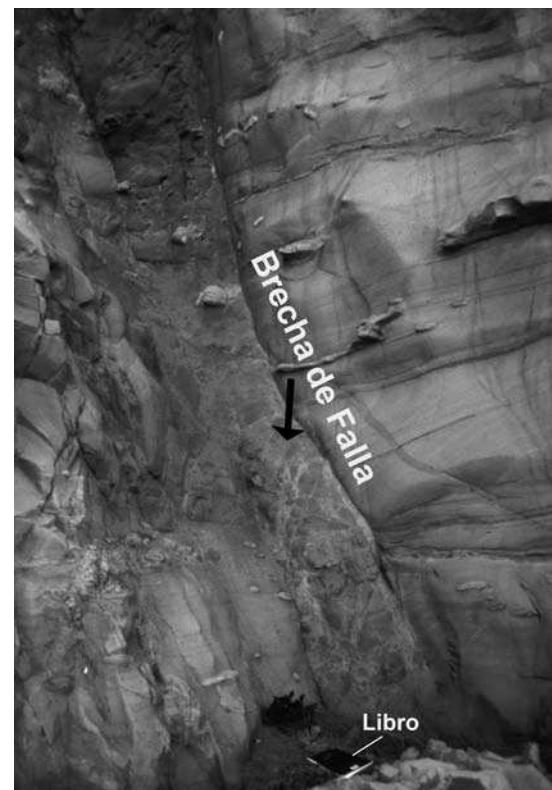


FIG. 4.3. Brecha de falla (la imagen se modifica de: http://www.vic.gsa.org.au/Victorian_Geology/PostCarbCaptions.htm)

horizontal (Kearey, 1993). Ángulo vertical máximo entre un plano inclinado y un plano horizontal (Yeats et al., 1997). Ángulo de inclinación de una formación planar medida desde una referencia horizontal. La inclinación verdadera se mide siempre en un plano vertical, perpendicular a la dirección del plano de la estratificación. El ángulo de inclinación medido en cualquier plano que no sea perpendicular a tal dirección es un buzamiento aparente y será siempre menor que el buzamiento verdadero (Glosario de Geofísica, Julio César Gianibelli, Nicolás Quaglino, Mónica Mac William: <http://www.fcaglp.unlp.edu.ar/~nicolas/geoglos/letraf.shtml>) (Fig. 4.4).

CABALGAMIENTO (*Thrust or Thrust fault*).

Falla inversa de bajo ángulo (comúnmente menor a 45°), con un componente significativo de desplazamiento sobre el plano inclinado (*dip-slip*), en la que el bloque colgante se sobreponer al yacente (Allaby y Allaby, 1990) (Fig. 4.5).

CABECEO (*Plunge and Pitch or Rake*).

(Pitch or rake) Es el ángulo entre el plano horizontal y una estructura lineal, medida en el plano vertical (Twiss y Moores, 1992). Es de especial relevancia para la medición de las estrías contenidas en un plano de falla y se utiliza para establecer campos de esfuerzo asociados a las fallas.

(Plunge) En caso que la estructura lineal es un eje de un pliegue, igualmente este ángulo esta medido con respecto a una línea (un plano) horizontal (Yeats et al., 1997).

CAÍDA DE ESFUERZO (*Stress drop*).

La reducción abrupta del esfuerzo a través de un plano de falla en el momento de la ruptura (Yeats et al., 1997).

La caída de esfuerzo estática (*static stress-drop*) es la diferencia entre el nivel de esfuerzo antes de un sismo y el nivel de esfuerzo después del evento. Los sismólogos, para describir un terremoto en términos de magnitud (tamaño) y carácter, usan dos elementos: el **momento sísmico** y la **caída de esfuerzo**. Un área de ruptura de ciertas dimensiones no siempre produce terremotos de una misma magnitud. En efecto, puede ocurrir un terremoto de magnitud mayor a la que se podría esperar con base en el área de ruptura o la longitud del segmento sísmico. Estos últimos son los terremotos que los sismólogos denominan como eventos de **fuerte caída de esfuerzo (high stress-drop events)**. La variación en la caída de esfuerzo resultará, a su vez, en una variación en el movimiento fuerte. El movimiento fuerte generado por un terremoto de fuerte caída de esfuerzo puede ser mayor al asociado a un evento de similar magnitud, que, a su vez, tendrá graves consecuencias para las construcciones sujetas a sacudidas. Al parecer, los terremotos en la corteza rígida, característicos de regiones de intraplaca, pueden ser asociados con valores más altos de caída de esfuerzo que terremotos de interplaca y esto se traduce en movimientos fuertes mayores y con frecuencias más dañinas para las construcciones (Hough, 2002).

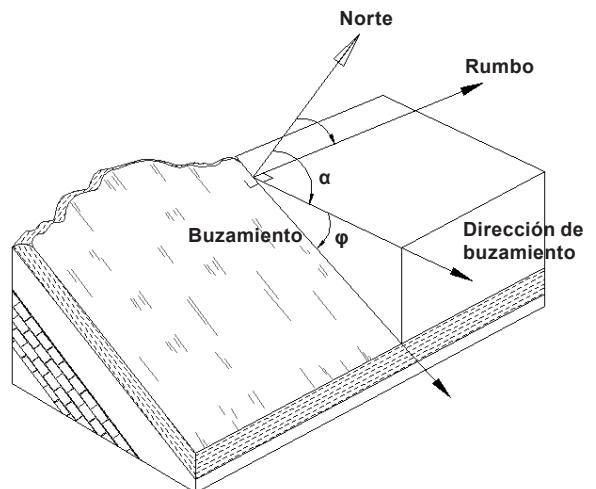


FIG. 4.4. Buzamiento y dirección de buzamiento (Proyecto Multinacional Andino: Geociencia para las Comunidades Andinas, 2007).

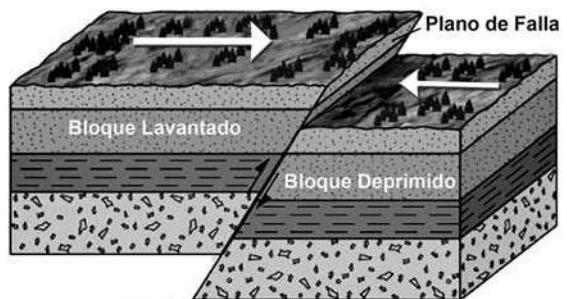


FIG. 4.5. Cabalgamiento (Imagen modificar de universidad de Indiana <http://www.indiana.edu>).

CARA LIBRE (*Free face*). Sin.: CARA DE ESCARPE / FAZ LIBRE.

Superficie de un escarpe de falla expuesta, que puede ser el plano de falla o una superficie de erosión (Yeats *et al.*, 1997). Afloramiento en una vertiente o escarpe que expone una superficie de roca vertical o de fuerte inclinación, desde la cual el material meteorizado cae en forma de talud hacia la base (<http://www.answers.com/free%20face>).

CICLO SÍSMICO o CICLO DE TERREMOTOS (*Earthquake cycle or Seismic deformation cycle*).

- 1) Para una falla en particular, un segmento de falla, o una región, es el período de tiempo que involucra el lapso de acumulación del esfuerzo y de la relajación sísmica posterior (Yeats *et al.*, 1997).
- 2) El patrón repetitivo de deformación cosísmica, la deformación postsísmica, el intervalo intersísmico y el movimiento presísmico hasta el sismo subsiguiente (Keller y Pinter, 1996).

CINTURÓN DE PLIEGUES y CABALGAMIENTOS DE ANTEPAÍS (*Foreland fold and thrust belt*).

Es la zona de deformación situada entre un cinturón o cordillera orogénico y el margen de la **cuenca del antepaís (*foreland basin*)**. Está caracterizado por la presencia de trenes de pliegues y cabalgamientos más o menos paralelos que se extienden por centenares de kilómetros. En perfil transversal, el paquete de sedimentos plegados sobreyace a un basamento a través de una **superficie de despegue (*décollement* o *sole thrust*)**. La deformación está restringida a la zona superior al plano de despegue que corta hacia arriba por la sección y forma una cuña plana que va adelgazándose hacia la cuenca. Sobre el plano de despegue se encuentran otros planos de cabalgamiento que tienen su origen en ramas del mismo y tienden a cortar hacia arriba por la sección estratigráfica en la dirección del antepaís, siempre adoptando una geometría de **planos y rampas (*flats and ramps*)**. La deformación es progradante, migra en la dirección del antepaís y termina allí como cabalgamiento emergente o ciego (Twiss y Moores, 1992; Moores y Twiss, 1995).

Los cinturones de pliegues y cabalgamientos constituyen un estilo tectónico designado como **técnica de piel delgada (*thin-skinned tectonics*)**, término bastante descriptivo que alude al carácter relativamente ‘epidérmico’ de muchos mantos de cabalgamiento, pero que también se usa para referirse al despegue y la traslación de la corteza continental superior en relación con la inferior (Anguita y Moreno, 1991) (Fig. 4.6).

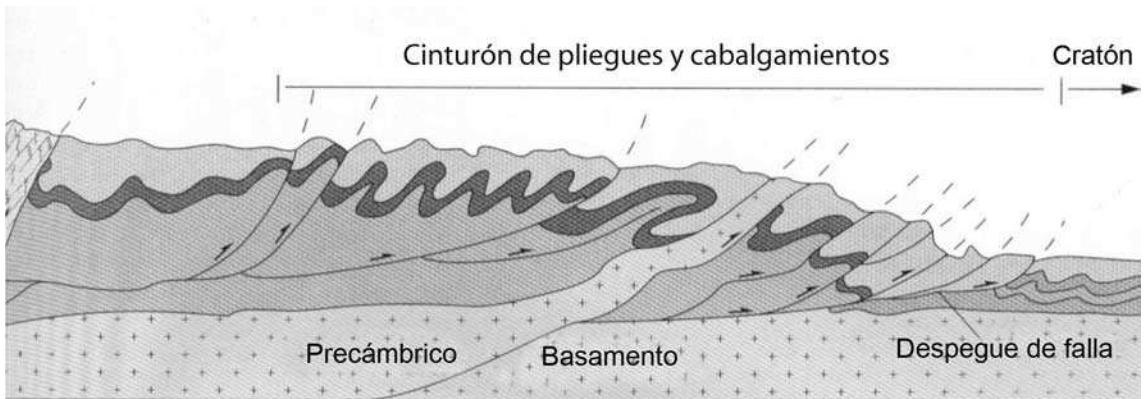


FIG. 4.6. Cinturón de pliegues y cabalgamientos de antepaís (la imagen se modifica de: http://sciwebserver.science.mcmaster.ca/geo/faculty/boyce/3z03/Lewis_thrust/).

CIZALLA PURA o APLANAMIENTO HOMOGÉNEO (*Pure shear*).

Deformación planar y de volumen constante, en la cual el eje de esfuerzo principal no está rotado por la deformación (Twiss y Moores, 1992). Si en dos dimensiones la deformación es homogénea y el área se mantiene constante, el aplanamiento homogéneo se llama **cizalla pura** (Twiss y Moores, 1992).

CIZALLA RIEDEL o CIZALLA TIPO RIEDEL (*Riedel shear*).

Planos de deslizamiento que se desarrollan en la fase inicial en una zona de cizallamiento. Se encuentran en arreglos escalonados (*en échelon*), generalmente con un ángulo de 10° a 30° respecto de la **zona principal de deformación**. Otro juego de cizallas tiene una orientación de 80° con la zona principal de deformación y se conoce como **Riedels antitéticas**. Tienen el nombre del investigador alemán quien las describió por primera vez en experimentos en el laboratorio. Están típicamente asociadas con fallas de rumbo. Las cizallas Riedel sintéticas tienen el mismo sentido de movimiento lateral que la falla principal mientras las cizallas Riedel antitéticas tienen el sentido de movimiento en dirección opuesto.

CIZALLA SIMPLE (*Simple shear*).

Deformación de volumen constante en dos dimensiones (área constante en sección), que recuerda el deslizamiento de cartas en un mazo. Si la deformación es homogénea, la forma rectangular del mazo normal de las cartas asume la forma de paralelogramo. Cuando la deformación es heterogénea, la forma rectangular del mazo se curva. Corresponde al caso en que una capa de roca paralela a los planos de cizalla es cizallada pero no rotada por la deformación, y su longitud y espesor permanecen sin cambios. Las capas que están cortadas por los planos de cizalla son rotadas y pueden ser acortadas y engrosadas, dependiendo de su orientación inicial (Twiss y Moores, 1992). El mecanismo de la deformación de fallas de rumbo (*strike-slip faults*) es rotacional y corresponde al modelo de cizalla simple (Fig. 4.7).

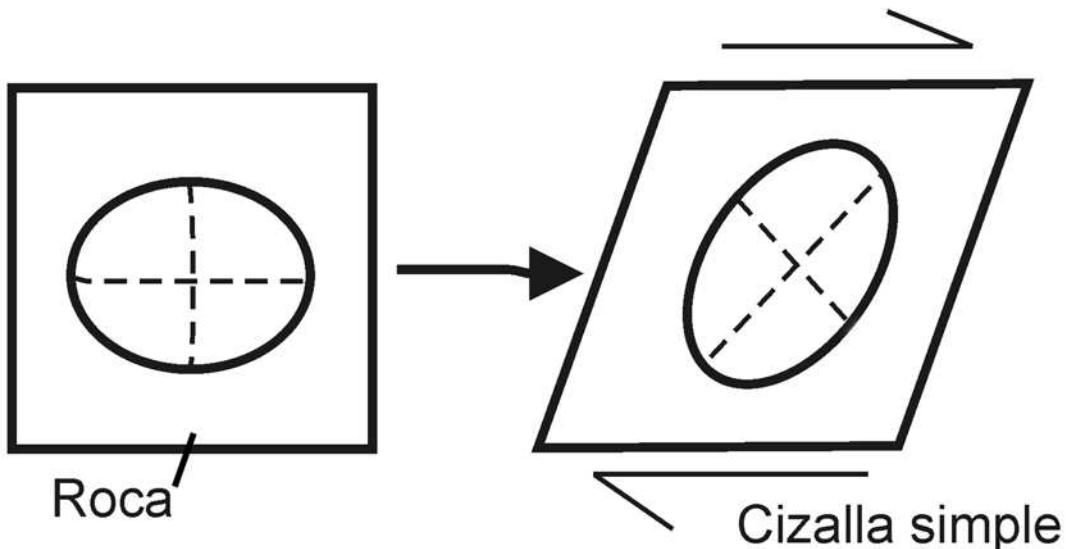


FIG. 4.7. Cizalla simple (la imagen se modifica de: http://www-odp.tamu.edu/publications/193_IR/chap_02/c2_f12.htm).

COLA DE CABALLO (*Horsetail*).

Las fallas de rumbo pueden terminar en una zona de deformación extensional o contraccional donde el movimiento de rumbo gradualmente se reduce a cero. La extensión se acomoda en una serie de fallas normales imbricadas y la contracción en una serie imbricada de fallas de cabalgamiento y pliegues. También la falla puede dividirse en una serie de ramas, llamadas **cola de caballo** (*horsetail splay*), que tienen curvaturas hacia el bloque retrocedente (*receding fault block*). De esta manera la deformación de la falla principal se distribuye en un volumen más grande de la corteza y se logra una amortiguación completa del movimiento (Twiss y Moores, 1992).

CONO DE DEYECCIÓN, CONO DE ESCOMBROS o CONO DE TALUD (*Debris cone*).

Es un depósito aluvial generado por un drenaje en la salida de un valle tallado en un escarpe o acantilado. Tiene una forma semicónica con el ápice apuntando hacia un *talweg* sencillo y presenta un ángulo de

reposo alto que puede alcanzar a 35° o más. El depósito es el resultado de eventos torrenciales o flujos de escombros (*debris flows*) periódicos y a veces catastróficos. El término **cono aluvial** (*alluvial cone*) está generalmente reservado para abanicos aluviales pequeños con ángulo de deposición, en el orden de 20° o más. El término **cono de talud** (*talus cone*) más bien refiere a un cono con ángulo de reposo muy alto emplazado al pie de un talud y es el resultado de la acumulación de escombros por gravedad y/o flujos de escombros (Aubouin *et al.*, 1980; Selby, 1985) (Fig. 4.8).



FIG. 4.8. Cono de deyección (Fotografía C.E. Jermyn).

CONTAGIO (*Contagion*).

Es el proceso en el cual un sismo de mayor magnitud influencia la ocurrencia de otro en una falla adyacente. La causa será la transmisión de cambios de esfuerzos postsísmicos de un bloque cortical a otro. En un sistema de fallas segmentadas puede producir una **agrupación (enjambre) de sismos en tiempo y espacio** (*temporal and spatial clustering*) (McCalpin, 1996).

CONTRAESCARPE (*Uphill facing scarp*).

Un escarpe sobre una vertiente que tiene la cara expuesta a contrapendiente. Puede ser la expresión morfológica de una falla (activa) o de una litología más resistente.

CONTRAESCARPILLA o CONTRAMICROESCARPE o “EARTHQUAKE RENT” (nombre popular de rasgo morfológico con aspecto de trinchera). (*Reverse scarplet*).

Nombre neozelandés equivalente a *reverse scarp*, atribuido a la reactivación a contrapendiente de una falla previamente existente, bajo la forma de un micro contraescarpa con aspecto de trinchera. Podría estar asociado a fenómenos de **sackung (gravitational spreading)**, caracterizados por microescarpes a contrapendiente como los descritos en Nueva Zelanda (Cotton, 1949).

CONVERGENCIA (Convergence).

Corresponde al caso en que dos placas litosféricas están en movimiento una hacia otra. Comúnmente se refiere a **límites de placas convergentes** (www.wikipedia.org) (Ver: Fig. 4.2).

CORRIMIENTO CIEGO o CABALGAMIENTO CIEGO (Blind thrust). Ver: FALLA CIEGA.

Se refiere a una falla inversa, cuya inclinación es menor de 45°, y que no alcanza a romper la superficie (Yeats *et al.*, 1997) (Fig. 4.9).

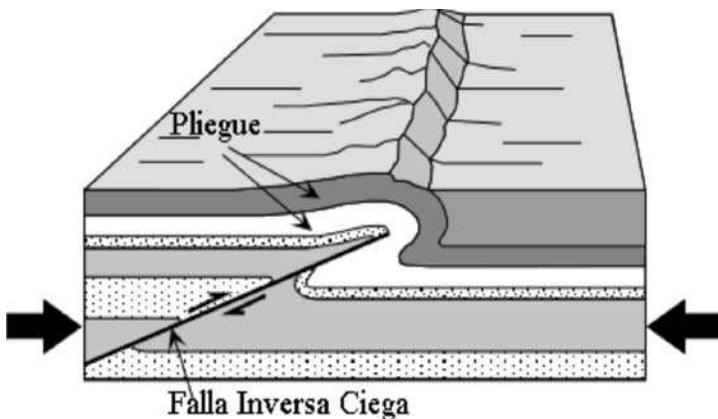


FIG. 4.9. Corrimiento ciego (la imagen se modifica de: <http://earthquake.usgs.gov/learning/glossary.php?termID=49&alpha=B>).

CORRIMIENTO LATERAL (Co), EXPANSIÓN LATERAL o RELAJACIÓN GRAVITACIONAL (Lateral spreading).

Es el movimiento horizontal de una capa superficial consolidada sobre un horizonte licuado y puede suceder sobre pendientes de muy bajo ángulo hasta 0,1°. El movimiento es el resultado de la licuación de esta capa de sedimentos saturados y sin cohesión que puede ser disparado por la sacudida sísmica. La licuación inicia el movimiento lateral de la capa superficial y causa su rompimiento en bloques o lajas. En los espacios entre estas lajas, el material licuado puede extruir en forma de diques y volcanes de arena (McCalpin, 1996; Yeats *et al.*, 1997).

COSÍSMICO (Coseismic). Ver: DEFORMACIÓN COSÍSMICA.

CRESTA DE OBTURACIÓN (Ar) (Shutter ridge). Ver: LOMO DE OBTURACIÓN (Co, Ve).

CRESTA DE PRESIÓN (Ar) (Pressure ridge). Ver: LOMO DE PRESIÓN (Co, Ve).

CUATERNARIO (Quaternary).

Es el período que cubre aproximadamente los últimos 2 millones de años del tiempo geológico. Algunos

autores sitúan el límite inferior en 2,4 Ma cuando ocurrió un rápido crecimiento de glaciares en el hemisferio Norte. Otros prefieren poner este límite en 1,8 Ma, coincidiendo con el evento paleomagnético Olduvai. Es común hacer una subdivisión en Pleistoceno Inferior (1,8–0,75 Ma), Pleistoceno Medio (750–125 ka), Pleistoceno Superior (125–10 ka) y Holoceno (10–0 ka) (Williams *et al.*, 1993).

CUENCA DE CUÑA DE FALLA (*Fault wedge basin*).

Cuando una cuña de falla en un sistema de fallas de rumbo se encuentra en régimen de extensión, la cuña será hundida formándose una cuenca. Esto puede suceder cuando el movimiento en ambas fallas está en la misma dirección (Crowell, 1984).

CUENCA DE TRACCIÓN (*Pull-apart basin*).

1) Una depresión topográfica producida por una curva o escalón distensivo a lo largo de una falla de rumbo (Yeats *et al.*, 1997).
 2) Desplazamiento en curvas y escalones distensivos de fallas de rumbo que producen depresiones conocidas como **cuencas de tracción (*pull-apart basins*)**, que pueden llenarse con agua para producir **lagunas de falla (*sag ponds*)** o lagos. A una escala mayor, las cuencas de tracción comúnmente tienen una geometría de rombo limitada por fallas, con dimensiones de varios kilómetros o decenas de kilómetros y a veces más. El fallamiento puede estar acompañado por volcanismo y se pueden acumular enormes espesores de sedimentos, razón por la cual generan mucho interés por parte de la industria petrolera. Cuando el movimiento de la falla continúa, la cuenca puede ser dividida por una rama más joven de la falla, separando los lados opuestos de la cuenca (Twiss y Moores, 1992).

CUENCA EN DIVERGENCIA DE FALLA o SEMIGRABEN (*Fault angle valley or Semi-graben*).

En el ambiente de extensión, las fallas normales lístricas predominan. Cuando el hundimiento a lo largo de una falla normal está combinado con **basculamiento (*back tilting*)**, se forma una cuenca asimétrica con la parte más profunda al lado de la falla controlante. Esta cuenca con frecuencia tiene drenaje interno y se pueden formar lagos. Otro término para estas cuencas es: **semigraben** (Fig 4.10).

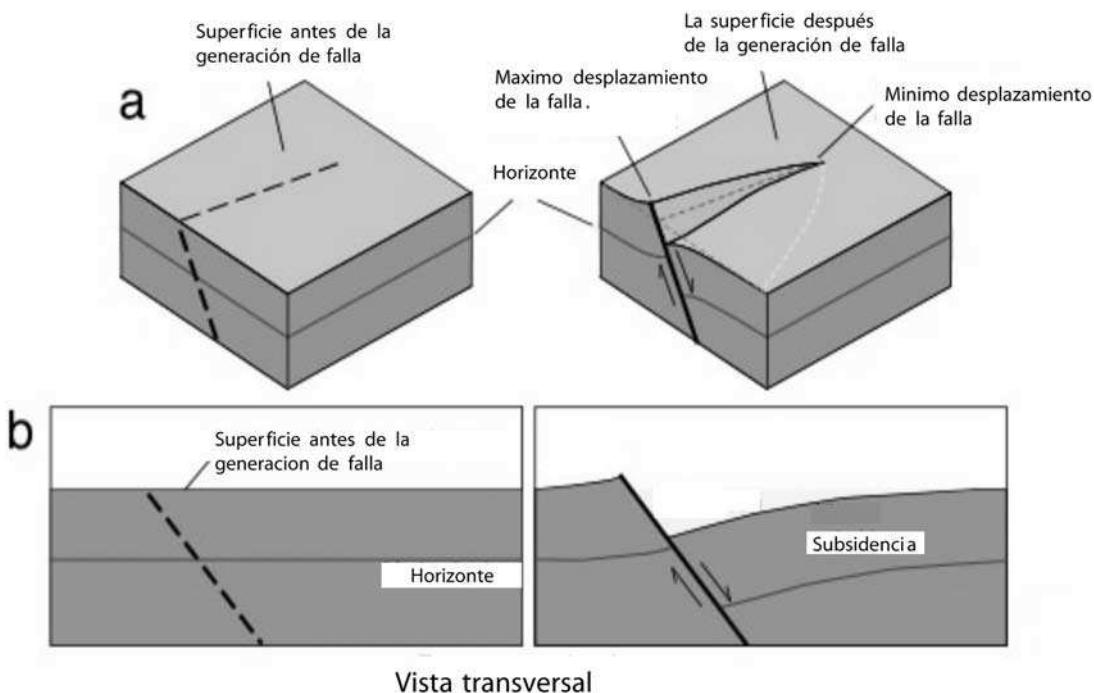


FIG. 4.10. Cuenca de divergencia (la imagen se modifica de: http://www.ideo.columbia.edu/~polson/nbcp/Fig3_3_1_2.jpg)

CUENCAS Y SIERRAS (*Basin and range*).

- 1) Tipo de terreno o paisaje geológico donde hay montañas formadas por bloques estructurales, que alternan con cuencas o depresiones tectónicas, todas limitadas por fallas (Kearey, 1993).
- 2) Tipo de terreno donde los bloques montañosos están limitados por fallas y separados por cuencas. La localidad tipo es la Provincia *Basin and Range*, en el Oeste de los Estados Unidos, que es una región muy extensa de la corteza continental donde existe adelgazamiento de la litósfera. La región está caracterizada por un gran número de bloques basculados separados por valles en una configuración de **horsts y grabens**, limitados por fallas normales lístricas. Es una zona tectónicamente activa (Fig. 4.11).

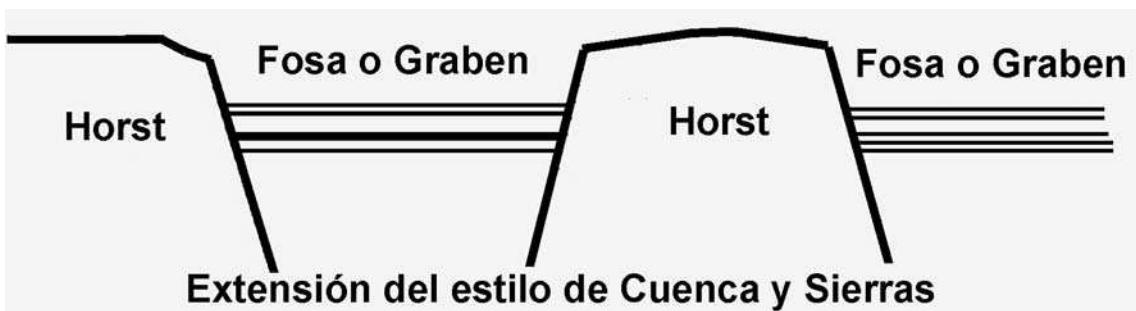


FIG. 4.11. Cuencas y Sierras (la imagen se modifica de: http://myweb.cwpost.liu.edu/vdivener/notes/cont_rift.htm).

CUÑA COLUVIAL (*Colluvial wedge*).

- 1) Material desprendido que cae hacia la base de un escarpe de falla y crea un depósito en forma de cuña de coluvión que cubre la superficie pre-falla (es el **event horizon**). Una cuña coluvial es creada cuando el bloque colgante se sobreponen al yacente y colapsa sobre la superficie del bloque yacente (en el caso de fallas inversas) (McCalpin, 1996).
- 2) Depósito de material coluvial en forma de prisma acumulado en la base de (y formado por erosión de) un escarpe de falla u otra pendiente y comúnmente tomado como evidencia, en afloamiento, del evento de formación del escarpe (Yeats *et al.*, 1997).
- 3) Un escarpe topográfico formado por un evento sísmico en un ambiente erosivo será degradado y depositará sus escombros al pie del escarpe en forma de una cuña. La presencia de esta cuña sobre el bloque hundido se usa como evidencia de un evento sísmico (Burbank y Anderson, 2001) (Fig. 4.12).

CUÑA DE FALLA (*Fault wedge*).

En un sistema de fallas de rumbo, las secciones y ramas de falla con frecuencia se manifiestan en un patrón anastomosado y se intersectan con ángulos agudos en forma de cuñas. Dependiendo del sentido de movimiento de las fallas que se

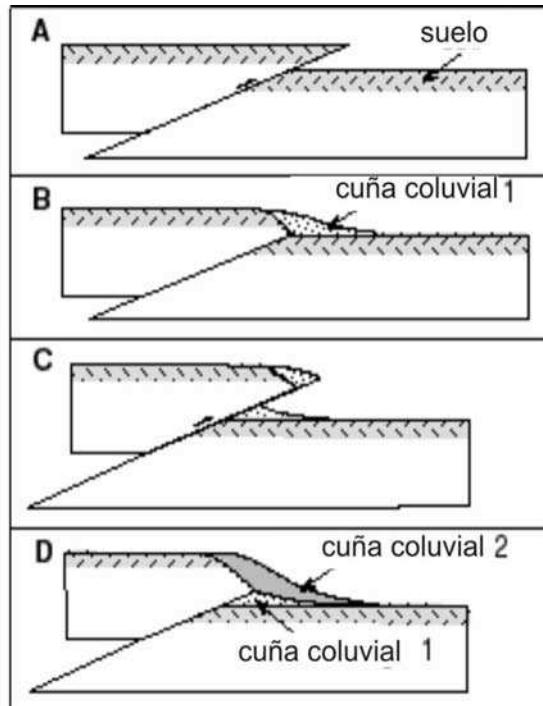


FIG. 4.12. Cuña coluvial (la imagen se modifica de: <http://www.geology.cwu.edu/facstaff/charlier/currentprojects/pics/model.gif>).

intersectan, estas cuñas pueden experimentar regímenes de compresión o distensión. La escala de estas cuñas puede variar enormemente hasta tener dimensiones de centenares de kilómetros. Cuñas también pueden desarrollarse durante la evolución de un lomo de falla o cuenca de tracción en curvas compresivas y distensivas cuando una falla se forma en el límite opuesto de un lomo de presión o cuenca de tracción definido por la curva en la falla principal (Crowell, 1984).

CUÑA RELLENA (*Filled wedge*).

Fisura en forma de cuña colmatada, rellena con depósitos sedimentarios, comúnmente reconocida en estudios paleosísmicos como evidencia de deformación de la superficie (Yeats *et al.*, 1997).

DATACIÓN (*Dating or Age dating*). Ver: **GEOCRONOLOGÍA** (*Geochronology*).

En la aplicación de la neotectónica y paleosismología para la evaluación de la amenaza sísmica, la datación de eventos durante el Cuaternario representa un factor de crítica importancia. Sin conocer fechas, no es posible determinar procesos tectónicos que han tomado lugar sobre intervalos de tiempo más largos que el registro histórico. En las últimas décadas se han desarrollado una gama de métodos de datación con potencial de aplicación en paleosismología. Se hace una distinción entre **métodos de datación relativa** y **métodos de datación absoluta**. Estos últimos están mayoritariamente basados en el reloj atómico, que mide la tasa de desintegración radioactiva de ciertos elementos. De los métodos absolutos, el más conocido y aplicado en paleosismología es el método de ^{14}C , aunque tiene un limitado período de aplicabilidad de alrededor de 40.000 años. Otros métodos absolutos incluyen: **Dendrocronología, Urano/thorio, Termoluminiscencia, Radionucleidos cosmogénicos, Trazas de fisión, Racemización de aminoácidos**. Algunos de estos métodos se usan en la **Tefrocronología**.

El campo de la geocronología es muy amplio y es una disciplina en su propio sentido y realmente fuera del alcance de este glosario. Para los interesados en neotectónica y paleosismología, se recomienda consultar algunas referencias que presentan un tratamiento resumido: McCalpin, 1996; Yeats *et al.*, 1997 y Burbank y Anderson, 2001, y para un tratamiento más amplio del tema: Noller *et al.*, 2000.

DEFORMACIÓN (*Deformation*).

Proceso geológico en el cual la aplicación de una fuerza resulta en el cambio de tamaño o forma de un cuerpo rocoso (Allaby y Allaby, 1990).

DEFORMACIÓN COSÍSMICA (*Coseismic deformation*).

Deformación episódica que ocurre durante un sismo.

DEFORMACIÓN SÍSMICA (*Seismodeformations*).

Es un término usado por geocientíficos rusos y que cubre los rasgos **sismotectónicos** (relacionados con fallamiento), **sismogravitacionales** (relacionados con sacudimientos) y **gravito-sismotectónicos** (una clase mixta) (McCalpin, 1996).

DENDROCRONOLOGÍA (*Dendrochronology*).

Desarrollo de series de tiempo climáticas, sísmicas u otras mediante el análisis del crecimiento anual de los anillos de árboles (Yeats *et al.*, 1997). Obviamente, se puede aplicar solo en climas donde hay cambios estacionales que controlan los períodos de crecimiento de los árboles, registrados en los anillos de crecimiento anual.

DENDROSEISMOLOGÍA (*Dendroseismology*).

Es el estudio y la datación de sismos prehistóricos basados en sus efectos sobre los árboles. Los árboles mismos pueden registrar perturbaciones en su crecimiento debido a paleoterremotos y en este caso los anillos de crecimiento contienen tanto la evidencia del evento como su fecha de ocurrencia (McCalpin, 1996).

DESLIZAMIENTO ASÍSMICO o REPTACIÓN ASÍSMICA (*Aseismic slip or Fault creep*).

- 1) La liberación continua de energía, sin llegar a acumularla de tal forma de ser liberada abruptamente por un deslizamiento instantáneo causando un sismo.
- 2) Deslizamiento continuo o episódico en una falla, con una tasa de movimiento demasiado lento para poder producir un terremoto (Yeats *et al.*, 1997). Algunos autores prefieren usar el término **non-sísmico** en vez de asísmico.

La dificultad de diferenciar los efectos por deslizamiento asísmico de los efectos de deslizamiento cosísmico puede resultar en una sobreestimación del número de paleosismos. Rasgos morfotectónicos como drenajes desplazados, terrazas deformadas, etc., pueden haber sido formados en parte por deslizamiento asísmico (McCalpin, 1996).

DESLIZAMIENTO DE FALLA (*Fault slip*).

El desplazamiento relativo de puntos anteriormente adyacentes en lados opuestos de una falla medida a lo largo de la superficie de la falla (Biddle y Christie-Blick, 1985).

DESLIZAMIENTO DISPARADO o DESLIZAMIENTO GATILLADO (*Triggered slip*).

- 1) Es un proceso pobremente comprendido que involucra el deslizamiento de una falla localizada en la misma región, pero no directamente asociada con una falla cuya ruptura fue producida por un sismo mayor (<http://www.data-scec.org/glossary.html>).
- 2) Deslizamiento asísmico sobre una falla que ocurre durante o directamente después de un terremoto sobre otra falla cercana (Yeats *et al.*, 1997). Consultar también: **CONTAGIO**.

DESLIZAMIENTO FRICCIONAL ESTABLE. Ver: **DESLIZAMIENTO ASÍSMICO o REPTACIÓN ASÍSMICA** (*Fault creep*).

DESLIZAMIENTO FRICCIONAL INESTABLE o DESLIZAMIENTO ATASCADO (*Stick-slip*).

Movimiento espasmódico de deslizamiento asociado al movimiento de una falla (Yeats *et al.*, 1997).

Cuando ocurre alguna variación en la resistencia friccional durante el deslizamiento sobre un plano de falla, puede presentarse una inestabilidad dinámica que resulta en un deslizamiento (*slip*) abrupto, acompañado por un decaimiento del esfuerzo (*stress drop*). Esto sucede repetitivamente: la inestabilidad está seguida por un período de no movimiento durante el cual hay recarga del esfuerzo, seguido por otra inestabilidad. Este comportamiento friccional común se llama **regular stick-slip**. Se considera este comportamiento friccional como el mecanismo para generar sismos. Los sismos, por ser inestabilidades recurrentes de deslizamientos en planos de fallas preexistentes, son por definición un fenómeno de **stick-slip** (Scholtz, 1990).

DESPEGUE u HORIZONTE DE DESPEGUE y FALLA DE DESPEGUE (*Detachment or Décollement and Detachment fault*).

Plano entre los estratos sobreyacentes altamente deformados y rocas o sedimentos subyacentes constituyendo el basamento, con menor deformación (Yeats *et al.*, 1997) (Fig. 4.13).

Fallas de despegue son características para los llamados **pliegues y cabalgamientos del antepaís** (*foreland fold and thrust belts*). En el uso anglosajón, comúnmente se restringe el término **detachment** para fallas normales lístricas de bajo ángulo (Yeats *et al.*, 1997).

DEPLAZAMIENTO. Ver: **RECHAZO o DESLIZAMIENTO DE FALLA** (*Fault slip*).

DEPLAZAMIENTO DE RUMBO (*Strike slip*). Ver: **FALLA DE RUMBO** (*Strike-slip fault*).

Es aquel componente del deslizamiento a lo largo de una falla que es horizontal, esto es, paralelo al rumbo de la falla (Yeats *et al.*, 1997) (Ver: Fig. 4.27).

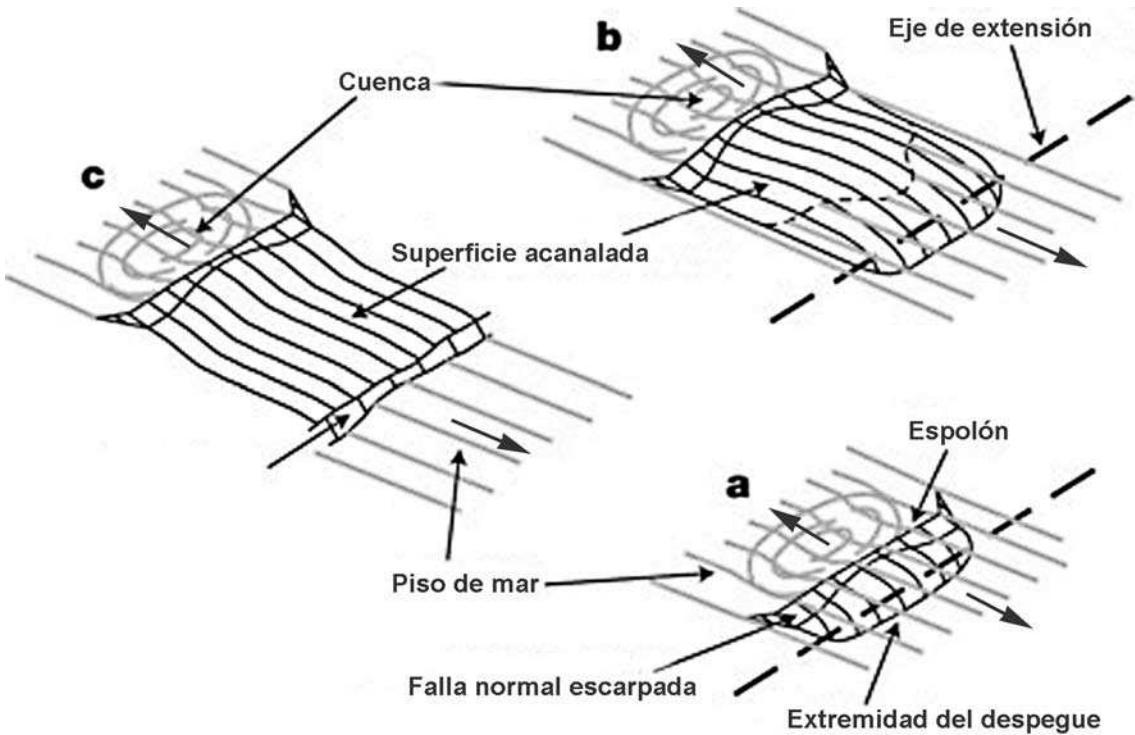


FIG. 4.13. Despegue (la imagen se modifica de: http://www.nature.com/nature/journal/v442/n7101/fig_tab/nature04950_F4.html).

DESPLAZAMIENTO OBLICUO (*Oblique-slip*).

Describe el movimiento de una falla que ha tenido una combinación de desplazamiento lateral y vertical. Movimiento de una falla que involucra tanto desplazamiento de inclinación como desplazamiento de rumbo de los bloques fallados (<http://college.hmco.com/geology/resources/geologylink/glossary/o.html>) (Fig. 4.14).

DILATACIÓN (*Dilation*).

Deformación por un cambio en volumen, pero no de forma (Bates y Jackson, 1980). La dilatación es definida como el cambio de volumen a partir de uno inicial (Kearey, 1993).

DILATANCIA (*Dilatancy*).

Un incremento en el volumen rocoso durante la deformación, causada por un cambio de una estructura compactada a una estructura abierta acompañada por un aumento en el volumen de los poros. Este último está acompañado por una rotación de los granos, microfracturación y deslizamientos en los contactos de granos (Bates y Jackson, 1980).

La dilatancia también refiere al primer movimiento de la onda P que puede ser compresiva o expansiva (dilatación). La dilatancia en la zona hipocentral de un terremoto está considerada como el fenómeno responsable de precursores como, por ejemplo, el cambio en la velocidad de las ondas P, el levantamiento del terreno, la emisión de gas radón y cambios en la resistividad eléctrica (Bolt, 1993).

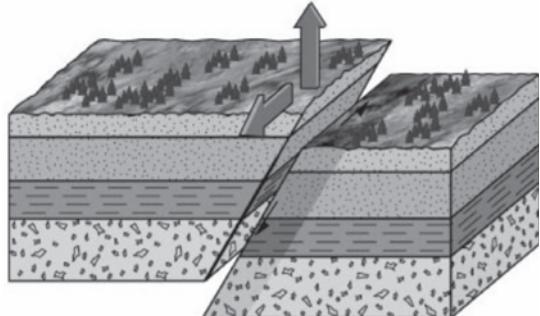


FIG. 4.14. Falla oblicua (Imagen modificar de universidad de Indiana <http://www.indiana.edu>).

DISCONTINUIDAD SÍSMICA (*Seismic discontinuity*).

En la sismología refiere a una superficie en la cual las velocidades de ondas sísmicas cambian abruptamente; un contacto entre estratos sísmicos de la tierra (Bates y Jackson, 1980).

DISCORDANCIA PROGRESIVA (*Progressive unconformity*).

En el caso de simultaneidad entre la deformación tectónica activa (plegamiento, basculamiento, levantamiento, subsidencia) y la sedimentación, y generalmente en un ambiente de cuencas continentales, el ángulo de depositación de los estratos sucesivos cambia continuamente de tal manera que en la dirección de la cuenca cada estrato aumenta su espesor mientras se acuña contra el margen. De esta forma, las discordancias angulares entre estratos no están restringidas a un solo horizonte sino que están repetidas a través de toda la secuencia. Las relaciones entre estratos pueden ser del tipo ‘onlap’ (transgresivo) cuando el margen de la cuenca está subsidiendo, o de tipo ‘offlap’ (regresivo), cuando el margen de la cuenca se levanta (Gidon, 1987) (Fig. 4.15).

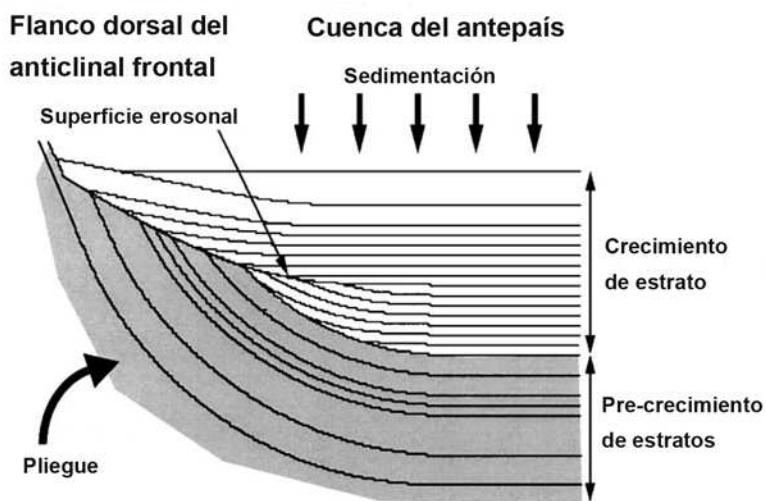


FIG. 4.15. Discordancia Progresiva (Rafini y Mercier, 2002).

DRENAJE (*Drainage*).

En términos generales, refiere al sistema de escorrentía canalizada. El drenaje, y particularmente el drenaje de canales de menores dimensiones, es muy sensible a la pendiente de la superficie terrestre y a sus variaciones. Es esta característica que hace del drenaje un indicador muy importante de procesos tectónicos activos. Es por eso que existen muchos términos descriptivos que enfatizan esta relación. A continuación se presenta una selección que cubre la mayoría de estos términos.

DRENAJE ADAPTADO (*Adapted drainage*).

Cursos de agua que reaprovechan *talweds* en un terreno sujeto a modificación por procesos tectónicos activos (especialmente fallamiento). En este caso, el desplazamiento de la falla no ha llevado al desplazamiento de los cursos de drenaje sino más bien éstos han buscado una salida con el mejor gradiente en un terreno con geoformas controladas por fallamiento activo. En muchos casos implica procesos de erosión regresiva, captura, desvíos y obstrucciones. En el caso de fallas de rumbo, resulta frecuentemente en patrones de **drenaje en rastrillo** que dificulta definir el sentido de movimiento de la falla.

DRENAJE ANTECEDENTE (*Antecedent drainage*).

Es un drenaje que existía anteriormente a la deformación tectónica de la superficie por plegamiento,

fallamiento o basculamiento u otras geoformas tectónicas, y que mantiene la trayectoria de su cauce a pesar de estas deformaciones (Yeats *et al.*, 1997). Un río debe ser lo suficientemente potente para mantener su incisión a la misma velocidad que el levantamiento del relieve que atraviesa. Por esta razón, la antecedencia se limita a los ríos mayores. Los ríos menores, en cambio, son desviados. Un río en un valle antecedente es más antiguo que la estructura neotectónica que atraviesa (Ahnert, 1998). Ver para comparar también: **DRENAJE SOBREIMPUESTO** o **SOBREPUESTO** (Fig. 4.16).

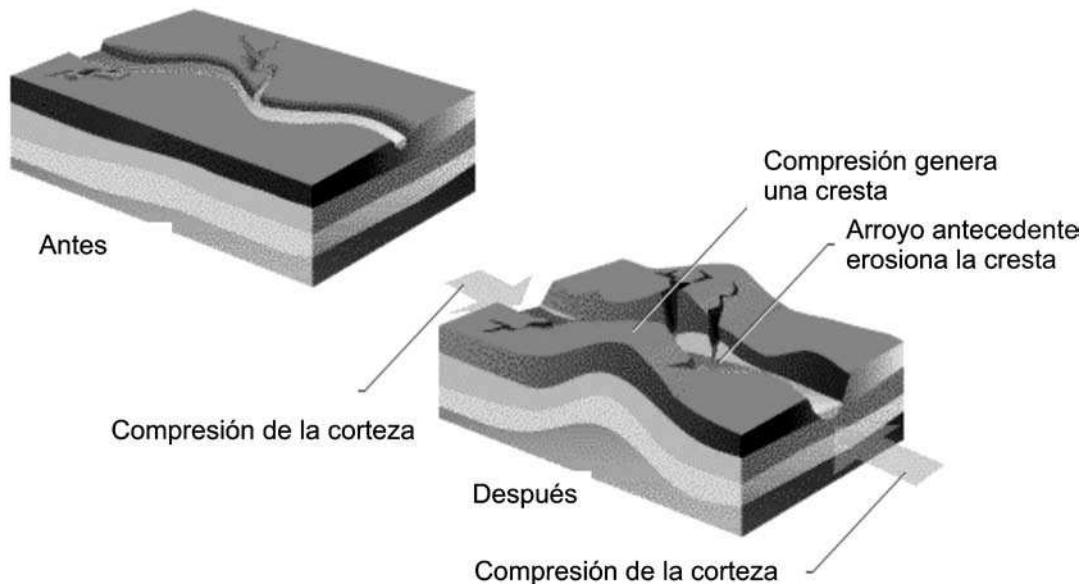


Fig. 4.16 Drenaje antecedente (la imagen se modifica de: http://uk.encarta.msn.com/media_461547752/Antecedent_Drainage.html).

DRENAJE CAPTURADO (*Captured drainage*) o **CAPTURA DE DRENAJE** (*Drainage or Stream capture or Stream piracy*).

Es la desviación de las cabeceras de un drenaje hacia el cauce de otro drenaje que tiene mayor poder de erosión y un nivel de base más bajo. La diferencia en nivel de base puede ser el resultado de actividad tectónica y el mecanismo es el de erosión regresiva (Bates y Jackson, 1980). En el punto de desviación frecuentemente se encuentra una curva abrupta en el cauce que se conoce como '**codo de captura**' (Monkhouse y Small, 1978).

DRENAJE COLGADO (Co) o **DRENAJE SUSPENDIDO** (*Hanging drainage*). Sin.: **VALLE COLGADO**. Curso de agua cuya sección aguas abajo o aguas arriba presenta un salto vertical el cual es introducido por el desplazamiento de una falla.

DRENAJE DESCABEZADO (*Beheaded drainage or Piracy*).

Curso de agua que, por el desplazamiento de la falla, queda desconectado de su sección aguas arriba. También un río puede ser descabezado por captura de otro río en un proceso de fuerte **erosión regresiva** que generalmente está causado por una diferencia en el nivel de base que produce un gradiente más fuerte en el río 'pirata'.

DRENAJE DESPLAZADO (*Offset drainage*).

Curso de agua que ha sido desplazado por el movimiento de una falla activa. Se refiere generalmente a fallas transcurrentes (*strike-slip faults*). Comparar esto con el caso de **drenaje adaptado**.

DRENAJE DESVIADO (*Diverted drainage*).

Curso de agua que se ve forzado a abandonar su curso, puesto que una estructura activa se interpone.

DRENAJE EN ARCOS OPUESTOS (*Opposing arc drainage*).

Cursos de agua dispuestos en arcos opuestos que resultan de la migración en dirección contraria hacia los cierres periclinales de un anticlinal en crecimiento y con doble cabeceo.

DRENAJE EN ARCOS PARALELOS (*Parallel arc drainage*).

Cursos de agua, subparalelos en forma arqueada que resultan de la migración lateral hacia la convexidad en dirección del cabeceo de un anticlinal, indicando el crecimiento lateral de anticlinales a nivel de sus cierres periclinales.

DRENAJE EN RASTRILLO (*Broom-shaped drainage*).

Conjunto de cursos de agua de una vertiente que se agrupan para aumentar su caudal con el fin de vencer una estructura activa que se opone a la escorrentía natural. Se trata de un conjunto de drenajes desplazados, adaptados, y desviados por procesos de erosión regresiva, captura, y obturación, que, en el caso de control por fallamiento transcurrente, hace difícil establecer el sentido de movimiento de la falla.

DRENAJE EPIGÉNICO o EPIGENÉTICO (*Epigenetic drainage*).

Tanto la antecedencia como la sobreposición del drenaje van ligados a levantamientos de una región y al rejuvenecimiento del drenaje. Así, un río antecedente sobre una cobertura sedimentaria puede ser sobreimpuesto sobre el basamento del mismo. Esto hace difícil diferenciar los dos casos. Es por ello que a veces antecedencia y sobreimposición se han agrupado bajo el nombre de **epigénesis**, de empleo fácil en los casos complejos, aunque no muy preciso. (Aubouin *et al.*, 1980).

DRENAJE INVERTIDO o INVERSIÓN DE DRENAJE (*Drainage reversal*).

Curso de agua cuya dirección de flujo es contraria a la tendencia general de desagüe de la red de drenaje en respuesta al levantamiento diferencial o basculamiento de la superficie del terreno por procesos de tectónica activa. Es un caso de **drenaje obstruido**.

DRENAJE LINEAL (*Linear drainage*).

Curso de agua que se alinea al instalarse sobre una zona de falla que presenta mayor fracturación que el entorno y da lugar a una profunda incisión que puede dejar **valles lineales** muy marcados. El control estructural puede ser pasivo o activo, es decir, no siempre un drenaje lineal o valle lineal comprueba la presencia de una falla activa.

DRENAJE OBSTRUIDO (*Obstructed drainage*).

Curso de agua que no logra mantener su trayecto a través de una estructura activa porque su tasa de erosión o caudal es vencido por la tasa de actividad tectónica. Frecuentemente, el curso termina desviándose, invirtiendo su desagüe o represándose (Fig. 4.17).

DRENAJE RADIAL (*Radial drainage*).

Red de drenaje que fluye centrífugamente desde un área elevada, generalmente revelando la presencia de cierres periclinales de anticlinales o domos estructurales.

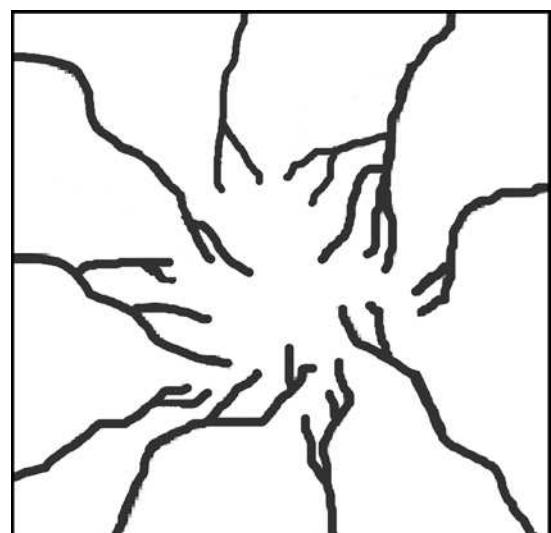


FIG. 4.17. Drenaje radial (la imagen se modifica de: <http://www.tulane.edu/~sanelson/geol204/riversystems.htm>).

DRENAJE SOBREPUESTO o SOBREIMPUESTO (*Superimposed or Superposed drainage*).

Drenaje que se desarrolla sobre una planicie de erosión, peneplanicie o llanura aluvial que sobreyace discordantemente a un orógeno antiguo marcado por la presencia de plegamiento de los estratos. Por razones de levantamiento epirogénico o tectónico o por subsidencia del nivel de base de erosión, el drenaje está rejuvenecido y comienza generar incisión. Eventualmente, los ríos mayores del sistema de drenaje siguen entallándose en las estructuras exhumadas del antiguo orógeno. Esta situación es diferente de la antecedencia, ya que el drenaje se entalla en estructuras pasivas. El drenaje entonces se sobreimpone en las estructuras y, en contraste con la antecedencia, el drenaje se entalla en estructuras que son más antiguas que los ríos. Puede ser difícil comprobar la sobreposición de un drenaje antecedente si no se encuentran remanentes de la antigua peneplanicie o cobertura aluvial. Resulta que, en muchas ocasiones, puede ser difícil diferenciar antecedencia de sobreimposición.

DRENAJE SUBDIMENSIONADO (*Underfit stream*).

Un río que aparentemente es demasiado pequeño para haber heredado el valle que ocupa.

Un río del cual el volumen ha sido reducido notablemente o del cual los meandros muestran una fuerte reducción en su radio. Es el resultado de cambios en el drenaje por captura, por glaciares o por cambios climáticos durante el Cuaternario (Bates y Jackson, 1980). En neotectónica es de particular interés trazar la causa de la subdimensión a la captura de gran parte de su alimentación en las cabeceras ya que esta captura puede tener implicaciones de tectónica activa.

ECOTONO (*Ecotone*).

Diferencia en el tono de grises en fotografías aéreas, resultante de diferencias en la cobertura vegetal, que a su vez refleja variaciones en el contenido de humedad o profundidad del nivel freático. Esto puede señalar la presencia de fallas o zonas de falla.

EFECTOS DE SITIO (*Site effects*). Ver: **EFECTOS LOCALES**.**EFECTOS LOCALES o RESPUESTA LOCAL** (*Site effects or Site response*).

Efecto de la propagación de ondas sísmicas en el ambiente superficial de la corteza terrestre. En particular, se refiere al efecto en las capas de sedimentos no consolidados o parcialmente consolidados de un espesor de unas decenas o unos centenares de metros que generalmente ocupan cuencas de deposición. La atenuación de ondas sísmicas reduce la intensidad de vibración mientras el efecto de la respuesta local es amplificar la intensidad de las sacudidas, frecuentemente con resultados catastróficos. Los efectos pueden incluir: movimiento fuerte, licuación, corrimiento lateral, deslizamientos y características topográficas. Los factores que mayor influencia tienen en la modificación de la respuesta local son:

- El tipo y composición litológica de los materiales, en especial los depósitos superficiales, cuyo comportamiento geotécnico corresponde al de suelos.
- El espesor de los sedimentos y la profundidad del subsuelo rocoso o resistente.
- Las propiedades dinámicas de los suelos.
- La profundidad del nivel freático.
- La topografía, tanto superficial como del sustrato.
- La presencia de fallas, su situación y sus características.

Los efectos locales pueden ser tan grandes que la propensión de daño por terremotos en una localidad puede depender en mayor grado de estas condiciones locales más que de la proximidad de la fuente sísmica. En muchos casos, una vez que un conocimiento global de las fuentes sismogénicas ha sido adquirido, puede ser más beneficioso concentrar los estudios de la evaluación de la amenaza sísmica en estudios de sitios locales, de preferencia sobre los estudios geológicos detallados y sismológicos

dirigidos a la caracterización de las fuentes sismogénicas (Hough, 2002; Reiter, 1990 y González de Vallejo, 2005).

ENJAMBRE DE SISMOS o ENJAMBRE SÍSMICO o “TORMENTA SÍSMICA” (*Earthquake swarm or Earthquake cluster*).

- 1) Una serie de sismos menores, ninguno de los cuales puede ser identificado como el principal, que ocurren en un tiempo y área limitado (<http://www.data.scec.org/glossary.html>).
- 2) Grupo de sismos temporal y espacialmente asociados, de los cuales ninguno es mucho mayor al resto como para ser considerado un sismo principal (Yeats *et al.*, 1997).

El concepto de agrupación o enjambre está basado en la noción de que la distribución en tiempo y espacio de sismos asociados con una falla puede ser muy irregular con períodos de concentración de sismos en serie, separados por largos lapsos de baja actividad sísmica. Tal distribución irregular puede introducir un elemento de incertidumbre muy importante en los estudios paleosismológicos (McCalpin, 1996).

ENSILLADURA (Ve) (*Fault saddle*). Ver: **SILLA DE FALLA**.

EPICENTRO (*Epicenter*).

Punto sobre la superficie terrestre que se halla precisamente encima del foco (hipocentro) de un sismo (Yeats *et al.*, 1997) (Fig. 4.18).

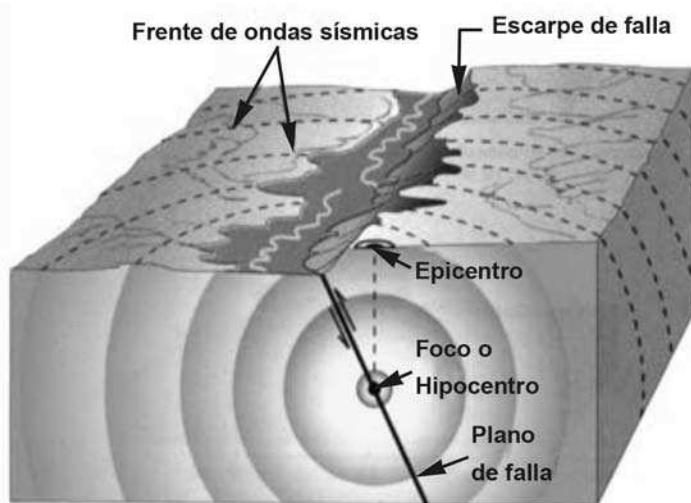


FIG. 4.18. Epicentro (la imagen se modifica de: <http://grups.blanquerna.url.edu/m03/aulavirtual/Natus6/Imatges/epicentre.jpg>).

ESCALA DE INTENSIDAD MERCALLI (*Mercalli intensity scale*).

- 1) Una escala arbitraria y cualitativa de la intensidad de un sismo con rango desde I (detectable sólo instrumentalmente) a XII (que causa destrucción casi total). Tiene el nombre de Giuseppe Mercalli (d. 1914), geólogo italiano que la creó en 1902. Su adaptación a las condiciones norteamericanas es conocida como **La Escala Mercalli Modificada** (Bates y Jackson, 1980).
- 2) La Escala de Intensidad de Mercalli es una escala utilizada para clasificar la intensidad de un terremoto, examinando los efectos sobre la superficie terrestre, en la gente y las estructuras (www.wikipedia.org) (Fig. 4.19).

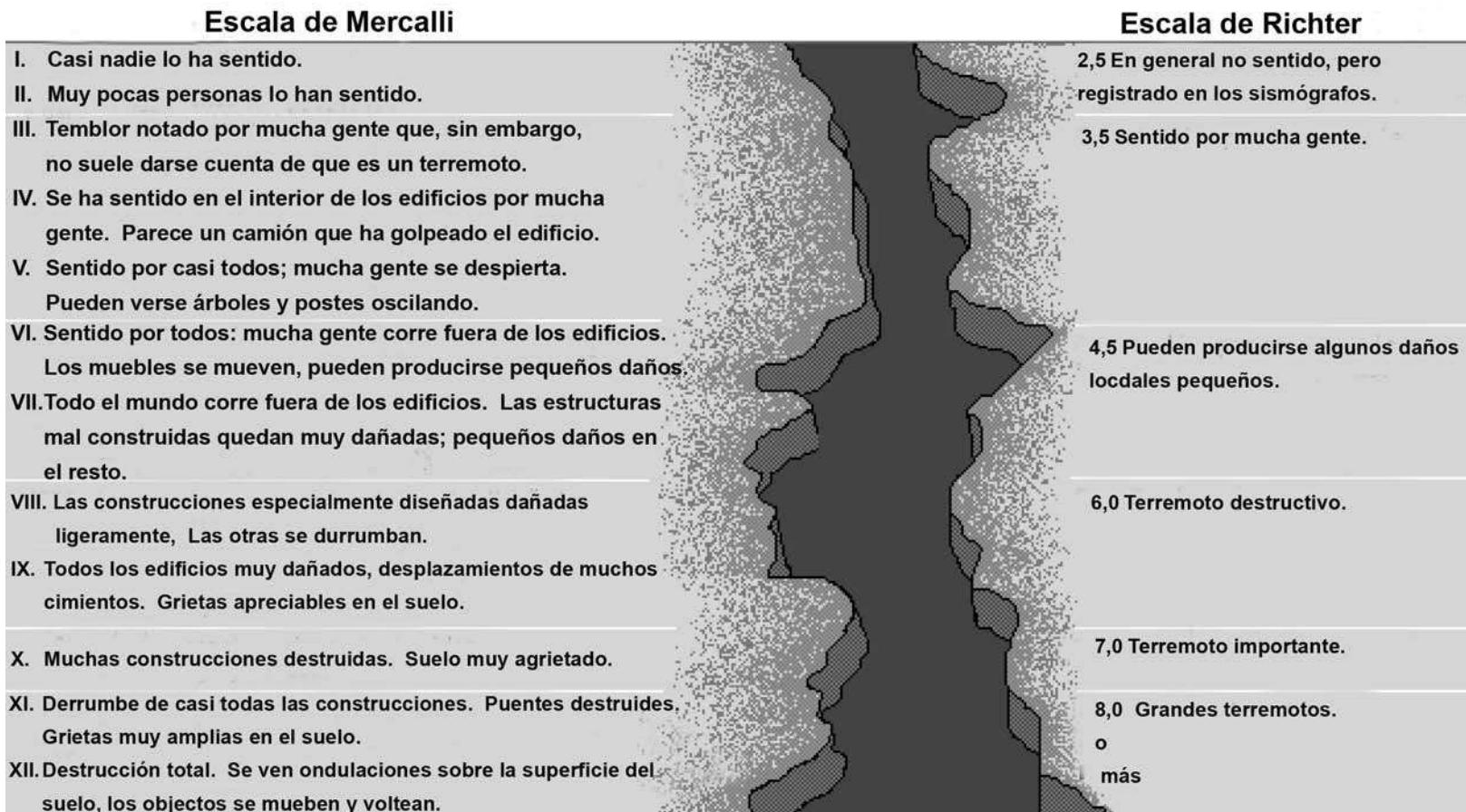


FIG. 4.19. Comparación de escala de Intensidad con escala de Magnitud (la imagen se modifica de: <http://epromblog.blogspot.com/2007/08/richter-vs-mercalli.html>).

ESCALA DE MAGNITUD DE RICHTER (*Richter scale*).

1) Introducida en 1935 por Charles F. Richter, la escala de Richter es una escala numérica para cuantificar la magnitud de los sismos.

La escala es logarítmica, con base 10, definida por la amplitud en micrones de la deflexión máxima de la aguja observada en un sismógrafo de torsión a una distancia de 100 km del epicentro. Por ser una escala logarítmica, sismos muy pequeños (microsismos) pueden tener una magnitud negativa. Comúnmente la escala refiere a la magnitud local (**ML**), pero para sismos mayores, frecuentemente se refiere a la magnitud de ondas superficiales (**Ms**). La magnitud local, la magnitud de **ondas de cuerpo (body-waves)** y la magnitud de **ondas superficiales (surface waves)** de un sismo no necesariamente deben tener el mismo valor numérico. La escala no tiene un límite superior teórico, pero en la práctica, el límite superior dado por la resistencia de los materiales en la corteza, estaría por debajo de 9 (<http://www.data.scec.org/glossary.html>).

2) La escala es una medida de la fuerza o el tamaño de un sismo y una estimación de la cantidad de energía liberada durante un terremoto y se obtiene de manera numérica a partir del registro obtenido de los sismógrafos (Bolt, 1993).

La escala de Richter es abierta, es decir, no está acotada ni superior ni inferiormente, aunque las magnitudes de los más grandes terremotos en la historia sismológica instrumental no han superado el valor de 9,5 (Fig. 4.19 y Fig. 4.20).

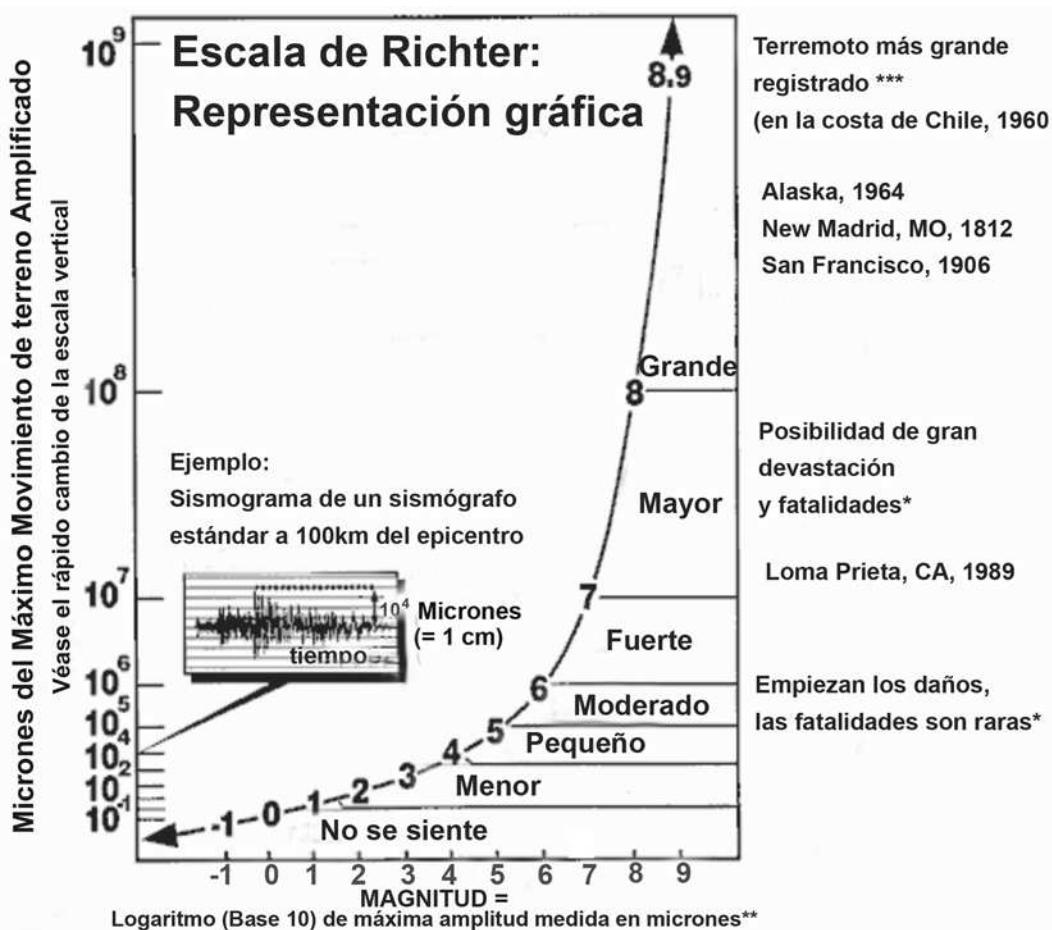


FIG. 4.20. Representación gráfica de escala de magnitud de Richter (la imagen se modifica de: <http://www.privateline.com/decibel/RichterScale.gif>).

Comúnmente, hoy en día, los sismos mayores son generalmente descritos mediante la **magnitud de momento**, cuya escala es similar, pero está basada en el momento sísmico y es una mejor medida de la energía de un sismo. Sin embargo, la Escala de Richter **ML** sigue siendo la más popular en el ambiente mediático y el público en general (Bolt, 1993).

ESCALA MODIFICADA DE INTENSIDAD MERCALLI (*Modified Mercalli intensity scale*). Sin.: **ESCALA MERCALLI MODIFICADA**.

Una escala de intensidad de terremotos que tiene 12 divisiones con rango desde I (sismo imperceptible para el ser humano) a XII (daño casi total). Es una revisión de la **Escala de Mercalli**, elaborada por Wood y Neumann en 1931. Cf. **Escala Rossi-Forel**. Abreviación: **Escala MM** (Bates y Jackson, 1980).

ESCALÓN (*Step-over*).

Un área donde termina una falla y comienza otra falla desplazada *en échelon*, pero con la misma orientación. Se describe geométricamente como derecho o izquierdo según si el escalón o la curva están a la derecha o a la izquierda a lo largo de la falla (Yeats *et al.*, 1997).

Los escalones tienen **separación** que es la distancia ortogonal entre las dos fallas, y **solape** que es el recubrimiento de las dos fallas en la dirección de su rumbo. Se diferencia entre **escalones compresivos** y **distensivos**. Para una falla de rumbo lateral derecha, un escalón derecho es distensivo y un escalón izquierdo es compresivo.

ESCARPE (*Scarp or Escarpment*). Sin.: **ESCARPA** (Ar).

- 1) Desnivel en la superficie más o menos rectilíneo que rompe la continuidad de la superficie de la Tierra en dos niveles distintos y que ha sido producido por erosión o por fallamiento.
- 2) Un frente rocoso empinado y abrupto, con frecuencia presentado por los estratos superiores en una línea de acantilados y, generalmente, que marca el afloramiento de un estrato resistente que corona una serie de estratos más blandos con buzamiento bajo; específicamente, la pendiente erosiva de una **cuesta** (Bates y Jackson, 1980).

ESCARPE DE FALLA (*Fault scarp*).

- 1) Una vertiente empinada o acantilada que es el resultado directo del movimiento de una falla y representa la superficie expuesta del plano de falla antes de su modificación por erosión y meteorización. Es una geoforma inicial (Bates y Jackson, 1980).
- 2) Una vertiente formada por el desplazamiento de la superficie de la tierra por movimiento de una falla (Yeats *et al.*, 1997). El frente del escarpe generalmente ha sido degradado, entallado por canales de drenaje y ha sufrido el declive de su pendiente. Cuando está marcado por la presencia de **facetas triangulares** es, generalmente, una indicación de que el escarpe está controlado por una falla activa (Fig. 4.21).

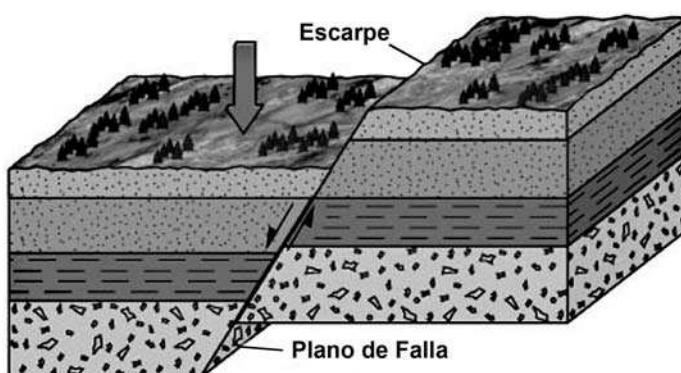


FIG. 4.21. Escarpe de falla (Imagen modificar de universidad de Indiana <http://www.indiana.edu>).

ESCARPE DE FALLA ASTILLADA o ESCARPE DE FALLA COMPLEJA (*Splintered scarp*).

Se trata de escarpes de disposición compleja producidos cuando el desplazamiento de la falla está distribuido a través de un número de tramos superpuestos en *échelon* (Stewart y Hancock, 1990).

ESCARPE DE FALLA COMPUESTA–MÚLTIPLE EVENTO (*Compound fault scarp, Composite fault scarp or Multiple-event fault scarp*). A veces llamado **ESCARPE FACETADO**.

Un escarpe de falla degradado puede tener múltiples cambios de pendiente, cada uno de los cuales se habría originado en un evento separado de ruptura. Estos cambios de pendiente en la parte superior de un escarpe degradado son puntos de inflexión (*knick-points*), que constituyen registros de eventos individuales anteriores de fallamiento (McCalpin, 1996).

ESCARPE DE LINEA DE FALLA (*Fault line scarp*).

Escarpe que es el resultado de erosión diferencial de capas de diferente resistencia en yuxtaposición a lo largo de una falla. La cara del escarpe puede mirar en la dirección original del escarpe de falla (situación **resecuente**) u opuesta al escarpe original producido por el movimiento de la falla (situación **obsecuente**) y de esta manera presenta un caso de **inversión de relieve**. Como en la actualidad la falla ha sido completamente desactivada, su influencia es puramente pasiva y no indica la presencia de una falla activa y menos su sentido de movimiento. Es un rasgo de **geomorfología estructural** y no de **geomorfología tectónica o morfotectónica**.

Una nota de cautela merece ser incluida aquí:

Un escarpe de línea de falla no es necesariamente un criterio diagnóstico de la inactividad de una falla. Puede significar solamente que la velocidad de la erosión ejercida a lo largo de la traza de la falla supera la tasa de inactividad tectónica de la misma y oscurece u oculta el significado neotectónico de este tipo de escarpe. Cotton (1950) utiliza el término muy elocuente de ‘formas criptotectónicas’ para designar estos escarpes erosivos excavados a lo largo de fallas activas en su famoso artículo sobre los ‘valles de fallas’ (*fault valleys*). En el sur de los Andes venezolanos y a lo largo de las fallas del sistema sur-central andino, las fallas de bajo nivel de actividad (0,1 a 0,5 mm/año) en zonas con precipitaciones de 3000–4000 mm/año son abundantes en formas de erosión solamente se puede evidenciar la actividad de las mismas en trincheras por medio de criterios geológicos de subsuelo y no por medio de criterios geomorfológicos.

ESCARPE DE FALLA MÚLTIPLE (*Multiple fault scarps*).

Son escarpes de falla, cuyo origen se relaciona con la formación de ramificaciones de una falla durante un único evento de fallamiento (Stewart y Hancock, 1990).

ESCARPE DE FALLA PEDEMONTANA (*Piedmont fault scarp*).

Escarpes de falla relacionadas con pequeñas fallas que cortan sedimentos cuaternarios pobemente consolidados al pie de frentes montañosos (Stewart y Hancock, 1990).

ESCARPE DE FALLA RESIDUAL (*Residual fault scarp*).

- 1) Aquellos escarpes en los que se han removido los últimos remanentes de la superficie tectónica original (Stewart y Hancock, 1990).
- 2) Cuando una falla tiene mayor actividad y desplaza rocas muy resistentes, el escarpe persistirá por un tiempo bastante largo después de terminado el movimiento. La degradación del escarpe demorará y quedará como un **escarpe residual**, un relicto de la actividad de la falla (Tricart, 1974).

ESCARPE DE FALLA ROCOSO (*Bedrock fault scarp*).

Escarpes de falla que por su desplazamiento recurrente (múltiples eventos) han evolucionado a partir de escarpes de falla múltiples y han alcanzado pocos cientos de metros de altura (Stewart y Hancock, 1990).

ESCARPE DE FLEXURA o ESCARPE DE LIMBO DE PLIEGUE o MONOCLINAL (*Flexural scarp, Fold-limb scarp or Monoclinal scarp*).

Flexura topográfica, interpretada como la expresión de corrimientos ciegos en los cuales la deformación en superficie, en forma de pliegue monoclinal o flexura corresponde a la propagación de una falla inversa o corrimiento que no aflora en superficie (modificado de Stein y Yeats, 1989).

ESCARPE EN TIJERA o ESCARPE EN BISAGRA (*Scissored fault scarp*).

Es un escarpe de falla normal que alterna con un contraescarpe a lo largo de una falla transcurrente; la transición entre los dos tiene analogía con una bisagra o pivote, pero obviamente no funciona como tal. El término es puramente descriptivo, representa una geoforma característica y es de ocurrencia muy común en fallas de rumbo. Podría ser causado por inversión de movimiento del componente vertical de una falla transcurrente, pero en la gran mayoría de casos se trata de un simple desplazamiento lateral de la topografía ondulada, bien ilustrado en el caso de un interfluvio desplazado. Puede dar lugar a drenajes descabezados y valles colgados. Posiblemente es una de las geoformas más frecuentes y comunes en fallas de rumbo y contribuyen a definir el sentido de movimiento de la falla (parcialmente según Yeats et al., 1997).

ESCARPILLA DE FALLA o MICROESCARPE (Ve) (Fault scarplet).

Un escarpe de falla, generado instantáneamente en la superficie terrestre por movimiento cosísmico de una falla activa en un sólo evento sísmico. La altura de la escarpilla puede variar de centímetros a metros y, desde su inicio, estará sujeto a procesos de degradación con diferente grado de intensidad conforme al régimen morfoclimático y el material de roca aflorando.

ESPEJO DE FALLA (Slickenside).

- 1) Se produce cuando el plano de una falla ha sido sometido a fricción (pulido) por múltiples movimientos en una o varias direcciones durante un período de tiempo. Sobre el espejo pueden desarrollarse huellas indicativas de los últimos movimientos, como por ejemplo las llamadas **estrías de falla** (Montes y Sandoval, 2001) que constituyen los llamados indicadores cinematográficos.
- 2) Una superficie de plano de falla altamente pulido, a veces estriado o acanalado, causada por fricción y rara vez por fusión por calentamiento, que resulta del movimiento de la falla (Monkhouse y Small, 1978).

ESPOLÓN FACETADO (Faceted spur).

Un espolón o loma con una cara en forma de V invertida (triangular) que es el producto de fallamiento y de procesos de corte, biselación y truncamiento por acción de drenajes, ondas o glaciares (Bates y Jackson, 1980). Da lugar a las llamadas **facetas triangulares**, que frecuentemente se toman como evidencia de fallamiento activo, especialmente cuando están marcando un frente montañoso. Vease: **FACETAS TRIANGULARES**. (Fig. 4.22.)



FIG. 4.22. Espolones facetados (la imagen se modifica de: http://faculty.ggs.uwyo.edu/heller/Sed%20Strat%20Class/Sedstrat3/slideshow_3_10.htm).

ESPOLONES TRUNCADOS (*Truncated spurs*).

Un espolón o loma que originalmente se proyectaba dentro de un valle preglaciar y que fue parcialmente removido o biselado por el movimiento de un glaciar cuando ampliaba, profundizaba y enderezaba su valle, dejando con frecuencia los valles confluentes originales como **valles colgados** (Monkhouse y Small, 1978; Bates y Jackson, 1980) (Fig. 4.23).

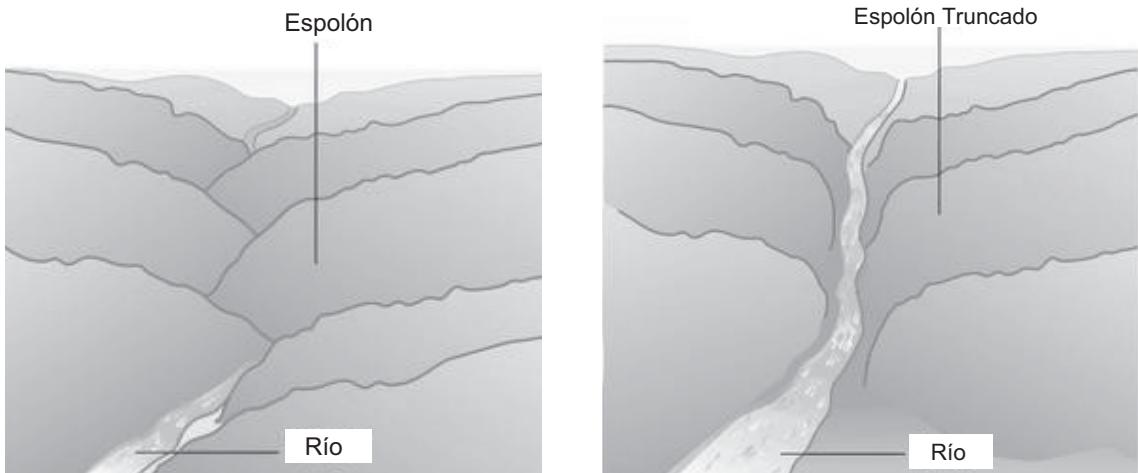


FIG. 4.23. Espolones truncados (la imagen se modifica de: <http://www.tiscali.co.uk/reference/encyclopaedia/hutchinson/m0035486.html>).

ESTRATOS DE CRECIMIENTO (*Growth strata*).

Sedimentos que se depositaron simultáneamente con los procesos de fallamiento, plegamiento o levantamiento activo, se definen como estratos de crecimiento. En el caso de fallamiento contemporáneo a la sedimentación, particularmente en un ambiente de fallamiento normal, los estratos en el bloque hundido tienen un espesor mayor que los estratos en el bloque levantado. Similarmente en el flanco de un anticlinal en crecimiento, los estratos tienen mayor espesor a medida que se alejan de la zona axial del anticlinal. Inclusive en la secuencia pueden ocurrir **discordancias progresivas**. Las diferencias en espesor entre los estratos en la parte hundida de una cuenca y en la cresta del anticlinal o el bloque levantado, pueden ser usadas para calcular el desplazamiento de una falla o falla ciega si está asociada con un **anticlinal de propagación de falla** (Yeats *et al.*, 1997; Twiss y Moores, 1992). Ver también: **FALLA DE CRECIMIENTO**.

ESTRÍAS DE FALLA (*Fault striae, Striae or Striations*).

En la tectónica, la neotectónica, la paleosismología y la geología estructural, se refiere a las líneas muy finas y paralelas sobre un **espejo de falla**, que son el producto de la fricción que se produce por múltiples movimientos de una falla en una o varias direcciones durante un período de tiempo y que constituyen los llamados indicadores cinemáticos. Otro tipo de estrías son indicativas del movimiento de un glaciar sobre una superficie rocosa o cantos rodados (Fig. 4.24).

ESTRUCTURA DÚPLEX (*Duplex structure or Duplex*).

En el ambiente de cinturones de pliegues y cabalgamientos de antepaís y durante el proceso de fallamiento en el sitio de una rampa, la posición de la rampa puede migrar cuando el plano de falla corta en saltos discretos el bloque yacente (y a veces el bloque colgante) de la falla. Puede resultar el amontonamiento de una serie de **escamas tectónicas (horses)** imbricadas que forman la llamada **estructura dúplex**, en este caso será un **dúplex de cabalgamiento**. De manera similar las estructuras dúplex también pueden formarse en el ambiente extensional de fallas normales lístricas (**dúplex de extensión**). Las estructuras dúplex siempre están limitadas por una **falla de techo (roof thrust)** y una **falla basal (floor thrust)**.



FIG. 4.24. Estrías de falla. Superficies de rocas pulidas y estriadas que han sido causadas por un macizo rocoso que se ha movido en relación a otro macizo rocoso siguiendo una falla (la imagen se modifica de: http://www.minsocam.org/MSA/collectors_corner/vft/img/kw2003/slickenside.jpg).

thrust). Los duplex se desarrollan también en el ambiente de fallas de rumbo, pero en este caso las fallas del dúplex son verticales y se desarrollan en las curvas distensivas y las curvas compresivas de la falla principal teniendo fallas límites en ambos flancos. En los **dúplex de rumbo** la forma de las fallas en sección transversal a la falla principal da lugar a configuraciones que se conocen como **estructuras en flor (flower structure)** (Twiss y Moores, 1992; Anguita y Moreno, 1991).

ESTRUCTURA EN FLOR (*Flower structure*).

1) Un arreglo de fallas o ramas de falla con divergencia hacia arriba dentro de una zona de falla de rumbo. Es sinónimo con **estructura de palmera (palm-tree structure)**, que está en menor uso. Se distinguen estructuras en flor positiva y negativa (Biddle y Christie-Blick, 1985). Ver también: **ESTRUCTURA EN FLOR POSITIVA** y **ESTRUCTURA EN FLOR NEGATIVA**. Las estructuras en flor son una forma específica de los **dúplex de rumbo (strike-slip duplex)**. Ver: **ESTRUCTURA DÚPLEX**.

ESTRUCTURA EN FLOR NEGATIVA (*Negative flower structure*).

Una estructura en flor en la cual las ramas de falla divergentes hacia arriba tienen un componente de deslizamiento normal y se desarrollan en un ambiente extensivo en una curva distensiva (*releasing bend*) de una falla de rumbo (Biddle y Christie-Blick, 1985).

A veces también llamada estructura de **tulipán (tulip structure)**.

ESTRUCTURA EN FLOR POSITIVA (*Positive flower structure*).

Una estructura en flor, en la cual las ramas de falla divergentes hacia arriba tienen un componente de deslizamiento inverso y se desarrollan en un ambiente compresivo en una **curva restrictiva (restraining bend)** de una falla de rumbo (Biddle y Christie-Blick, 1985). A veces también llamado estructura de **palmera (palm-tree structure)** (Fig. 4.25).

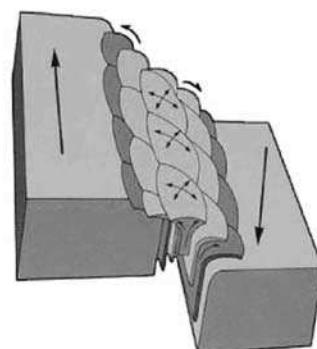


FIG. 4.25. Estructura en flor positiva (la imagen se modifica de: <http://www.glossary.oilfield.slb.com/DisplayImage.cfm?ID=79>).

ESTRUCTURA LOCALIZADORA (*Localizing structure*).

Una estructura geológica identificable de la cual se puede asumir que genera o localiza sismos.

Puede tener dimensiones de decenas hasta centenares de kilómetros y se puede encontrar en ambientes interplaca o intraplaca. Geológicamente, pueden ser zonas levantadas (*uplifts*), grabens (*rifts*), pliegues, volcanes o cualquier rasgo estructural que durante su formación o posible reactivación, da lugar a fallamiento sismogénico y, por ende, a terremotos. La designación de una estructura como localizadora consiste en dos elementos: la identificación de la estructura geológica y su correlación con sismicidad o con deformación tectónica activa (Reiter, 1990).

ESTRUCTURA SISMOGÉNICA (*Seismogenic structure*).

Aquella estructura que es capaz de producir un sismo (Yeats *et al.*, 1997). Generalmente se refiere a una falla sismogénica.

EVALUACIÓN DE AMENAZA SÍSMICA (*Seismic hazard assessment*).

Evaluación de la probabilidad de ocurrencia de un sismo y del nivel de riesgo geológico que tiene una localidad (<http://dictionary.com>).

Una evaluación de la amenaza sísmica requiere la definición del sismo máximo, **M_{max}**, que puede ocurrir en cada zona sismogénica identificada. Un elemento clave es la caracterización de la fuente sísmica, es decir asignar magnitudes y tasas de recurrencia de sismos mayores potencialmente dañinos. La tarea de identificar fallas activas, caracterizarlas en términos de amenaza y hacer estimaciones del sismo máximo es más bien el campo del geólogo más que del sismólogo, que debe apoyarse en datos instrumentales e históricos (MacCalpin, 1996).

La amenaza tiene que ver con los fenómenos físicos propiamente tales, como la sacudida de la tierra, el movimiento de una falla, la licuación, etc. que constituyen el peligro potencial, mientras el riesgo tiene que ver con las consecuencias de éstos, es decir, la posible pérdida de vidas, los daños y la destrucción. El primero es el ámbito de los geocientíficos y el otro, el de los ingenieros, planeadores y oficiales públicos. Es necesario conocer la amenaza para poder calcular el riesgo (MacCalpin, 1996; Yeats *et al.*, 1997 y, 1990). Una evaluación de la amenaza sísmica consiste de dos partes: 1) la caracterización de la o las fuentes sismogénicas, y 2) la caracterización de los efectos que estas fuentes tendrán en un sitio particular, es decir, el movimiento fuerte. Existen dos acercamientos al problema de la evaluación de la amenaza sísmica: la **determinística** y la **probabilística**.

EVALUACIÓN DETERMINÍSTICA (*Deterministic hazard assessment*).

Una evaluación que especifica parámetros de un solo valor como el sismo máximo o la aceleración pico, sin consideración de su probabilidad de ocurrencia (Yeats *et al.*, 1997). Los pasos básicos en este proceso son:

1. La definición de la fuente o de las fuentes de terremotos.
2. La selección del sismo controlante (*controlling earthquake*).
3. La determinación del efecto local, generalmente del movimiento fuerte.
4. La definición de la amenaza.

Por lo general, la evaluación determinística tiende a utilizar supuestos y escenarios, incluyendo el escenario del **caso peor** (*worst case scenario*).

EVALUACIÓN PROBABILÍSTICA (*Probabilistic hazard assessment*).

Una evaluación que estipula probabilidades cuantitativas de la ocurrencia de amenazas especificadas, comúnmente dentro de un período de tiempo definido (Yeats *et al.*, 1997). Los pasos básicos en este proceso son:

1. La definición de la fuente o de las fuentes sismogénicas.
2. La definición de las características de recurrencia de cada fuente.
3. La determinación del efecto local (establecer del movimiento fuerte).
4. La definición de la amenaza.

Fundamental en la evaluación es la definición de todas las potenciales fuentes sismogénicas y establecer en cada una de ellas la distribución de probabilidades de terremotos o una relación de recurrencia.

Comparando los dos tipos de evaluaciones, se puede concluir que el método determinista depende más del uso de escenarios y suposiciones mientras el método probabilístico pone más énfasis en el conocimiento de las características de las fuentes sismogénicas y, como derivado de esto, su eventual espectro de efectos locales. En regiones del planeta donde hay poco conocimiento de la tectónica activa y una escasez de datos sobre fuentes sismogénicas, es probablemente más propicio recurrir al método determinístico, mientras el método probabilístico se basa más en datos geológicos, con todo lo que implica con respecto a incertidumbres inherentes. Por eso el método determinístico puede generar una sensación falsa de certidumbre y el método probabilístico permite la incorporación de incertidumbres, pero también la integración de una mayor cantidad de datos y posibilidades (Reiter, 1990).

EXCEDENCIA (Exceedence).

La capacidad de sobrepasar un valor umbral. Los sismólogos, generalmente, hacen sus estimaciones de la amenaza promedio de sacudidas derivadas de todas las fuentes sismogénicas potenciales sobre un intervalo de tiempo de 500 años y luego presentan los resultados en términos de la amenaza que se espera con 10% de probabilidad sobre los próximos 50 años. Se refieren a estas estimaciones como el **nivel de excedencia** de 10%. Una amenaza de 10% de probabilidad en 50 años es esencialmente lo mismo que la amenaza esperada dentro de 500 años. El uso de niveles de excedencia es, en gran parte, una cuestión de conveniencia, pero radica en la desconexión entre el marco de tiempo asociado con la ciclicidad sísmica (centenares o milenios de años) y lo asociado con la duración de una vida humana. Un mapa de cuantificación de amenaza anticipada (a 100% de probabilidad) sobre 500 años, que es el rango de tiempo sobre el cual es plausible estimar una amenaza promedio con cierto rango de confianza, parece menos relevante que un mapa cuantificando con 10% de probabilidad una amenaza sobre 50 años (Hough, 2002).

EXPANSIÓN GRAVITACIONAL (Sackung or Gravitational spreading). Ver: **SACKUNG**.

EXPANSIÓN LATERAL (Lateral spreading). Ver: **CORRIMIENTO LATERAL**.

FACETA TRIANGULAR o FACETA DE FALLA (Triangular facet or Fault facet).

Superficie inclinada triangular y erosiva, que representa la cara de un espolón o cresta truncada por acción de una falla. Las facetas triangulares que marcan un frente montañoso son el producto del levantamiento de un cerro por movimiento de una falla y los procesos de degradación, declinación de la pendiente, erosión y dissectación sobre el escarpe que ha resultado del movimiento de la falla. Todos estos procesos operan simultáneamente. La faceta misma no representa el plano de falla, pero su base sí indica la ubicación de la traza de falla. La presencia de facetas triangulares es tomada con frecuencia como prueba de la presencia de una falla activa. Sin embargo, en su interpretación, siempre hay que tomar en cuenta el contexto morfotectónico, ya que solo en el caso de facetas triangulares marcadas por un frente montañoso existe la probabilidad de la presencia de una falla activa. Otros procesos erosivos también pueden producir facetas triangulares, por ejemplo, en el caso del cruce de confluentes con un río principal activamente entallado en zona montañosa. Las facetas pueden presentar un aspecto fresco hasta muy degradado y con frecuencia se puede diferenciar varias generaciones de facetas.

FALLA (Fault).

Una superficie de discontinuidad sobre la cual ha ocurrido desplazamiento de cizalla (Keary, 1993). Una fractura o zona de fracturas a lo largo de la cual ha ocurrido desplazamiento relativo de los bloques paralelo a la fractura (Bates y Jackson, 1980 y <http://www.data.scec.org/glossary.html>).

FALLA ACTIVA (Active fault).

- 1) Es una falla que registra antecedentes históricos o sismológicos de actividad y que tiene una expectativa de recurrencia en un intervalo de tiempo futuro que afecta el desarrollo de la sociedad (Slemmons, 1977; Wallace, 1986).
- 2) Es una falla que ha tenido suficiente desplazamiento reciente y que, en la opinión de expertos, es probable que pueda tener más desplazamientos en el futuro (Yeats *et al.*, 1997).

No hay ninguna definición de falla activa que haya sido universalmente aceptada, pero sí hay consenso acerca de dos elementos esenciales que se deben considerar en cualquiera de las definiciones: 1) el potencial para desplazamiento en el futuro y 2) ha tenido actividad reciente, histórica, holocena, cuaternaria y/o dentro del régimen sismotectónico reciente.

Varias agencias públicas en los EE.UU. usan diferentes definiciones de acuerdo con su percepción de si constituye riesgo para sus obras o actividades: 1) Falla con desplazamiento en el Holoceno (Alquist-Priolo Protocol, Hart y Bryant, 1997), 2) Falla con desplazamiento en los últimos 35.000 años (U.S. Army Engineering Corps), 3) Falla con desplazamiento en los últimos 100.000 años (U.S. Bureau of Reclamation), 4) Falla con un solo desplazamiento en los últimos 35.000 años o dos desplazamientos en los últimos 500.000 años (U.S. Nuclear Regulatory Comisión). También existen clasificaciones cualitativas, muy arbitrarias y muy vagas, como **falla capaz**, **falla potencialmente activa**, **falla posiblemente activa**. Ninguna de estas definiciones y clasificaciones es satisfactoria y por eso es recomendable adoptar la línea tomada en el International Lithosphere Program Task Group II, "Major Active Faults of the World", que se restringe a la diferenciación de fallas históricamente activas (1), en el Holoceno (2) o en el Cuaternario (3). (Paris *et al.*, 2000).

FALLA ANTITÉTICA (Antithetic fault).

Falla subsidiaria a una falla principal, con buzamiento en dirección opuesta y desplazamiento menor respecto a ésta. Forma parte del mismo sistema de fallas que la falla principal (Fig. 4.26).

FALLA CAPAZ (Capable fault).

- 1) Según el U.S. Nuclear Regulatory Commission es una falla que ha tenido desplazamiento durante los últimos 35.000 años y por eso es considerada 'capaz' de romper en el futuro (Bates y Jackson, 1980; Keller y Pinter, 1996).
- 2) Falla en la que es factible mecánicamente que ocurra un próximo desplazamiento (Yeats *et al.*, 1997).

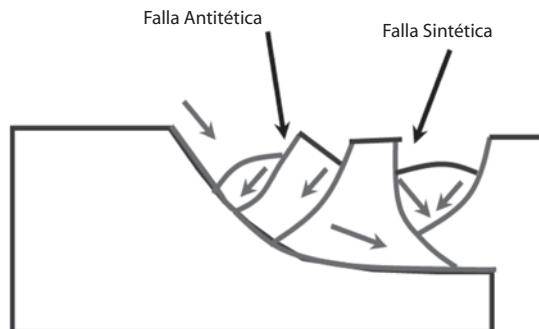


FIG. 4.26. Falla antitética (la imagen se modifica de: <http://www.uwsp.edu/geo/faculty/hefferan/geol320/normal1.gif>).

FALLA CIEGA (Blind fault).

Falla que no alcanza la superficie terrestre. Usualmente termina hacia arriba en la región axial de un anticlinal (Yeats *et al.*, 1997). Está típicamente asociada con **pliegues de propagación de falla** y generalmente se manifiesta en superficie en forma de pliegue y **escarpe de flexura** o **escarpe monoclinial**. Cuando el ángulo de la falla inversa es menor a 45° se habla de **corrimiento ciego**. (Ver: Fig. 4.9.)

FALLA DE ARQUEAMIENTO (Bending-moment fault).

- 1) Una falla de arqueamiento es producida porque el lado convexo de una capa plegada es alargado perpendicularmente al eje del pliegue y puesto en tensión, formando fallas normales y fracturas extensionales, mientras el lado cóncavo sufre acortamiento y compresión, formando fallas inversas (<http://darwin.nap.edu/books/0309036380/html/63.html>).
- 2) Una falla generada por el arqueamiento de estratos durante el proceso de plegamiento. Fallas normales

caracterizan el lado convexo en extensión y fallas inversas caracterizan el lado cóncavo en compresión (Yeats *et al.*, 1997).

FALLA DE CABALGAMIENTO, CORRIMIENTO o CABALGAMIENTO CIEGO (*Blind thrust fault*).

Falla inversa de bajo ángulo (corrimiento) que no produce ruptura en superficie. El movimiento a través de la falla produce el levantamiento en forma de anticlinal, entonces se trata de un **pliegue de propagación de falla**, pero no se reconoce en superficie una ruptura definida o continua. (<http://earthquake.usgs.gov/regional/qfaults/glossary.php>).

FALLA DE CRECIMIENTO (Co, Ve) o FALLA SINSEDIMENTARIA (*Growth fault or Synsedimentary fault*).

Una falla en rocas sedimentarias que tiene movimiento contemporáneo y continuo con la deposición de los sedimentos, de manera que el desplazamiento de los estratos más antiguos es mayor que los estratos más jóvenes. Además, los estratos en el bloque hundido por lo general tienen mayor espesor que los estratos correlativos en el bloque levantado (Bates y Jackson, 1980).

FALLA DE DESGARRE (*Tear fault*).

- 1) Es una falla con desplazamiento de rumbo, relativamente de pequeña escala, de extensión local, que comúnmente es subsidiaria de otras estructuras tales como pliegues, corrimientos o fallas normales. Mantiene inclinación alta y orientación subparalela a la dirección regional de desplazamiento. Se da en los bloques colgantes de fallas de bajo ángulo y acomoda diferentes cantidades de desplazamiento, tanto en las diferentes partes de la falla como entre las rocas alóctonas y autóctonas adyacentes. Puede reflejar la presencia de una **rampa lateral** abrupta (Twiss y Moores, 1992).
- 2) Una falla bien empinada o vertical asociada con un corrimiento de bajo ángulo y que ocurre en el bloque colgante. Su rumbo es perpendicular al rumbo del corrimiento; el desplazamiento generalmente es horizontal y puede tener efectos de bisagra. Es considerado como un tipo de falla de rumbo (Bates y Jackson, 1980).

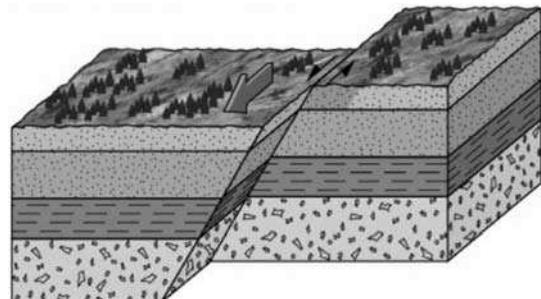


FIG. 4.27. Falla de rumbo (Imagen modificar de universidad de Indiana <http://www.indiana.edu>).

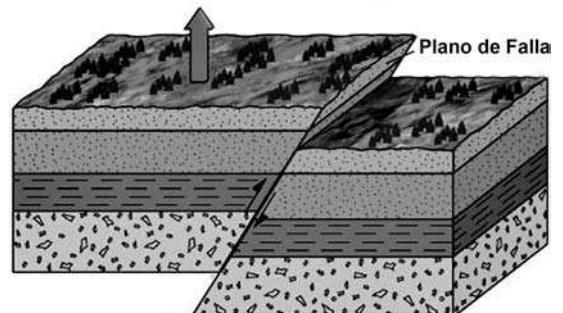


Fig. 4.28. Falla inversa (Imagen modificar de universidad de Indiana <http://www.indiana.edu>).

FALLA INVERSA o FALLA CON MOVIMIENTO INVERSO (*Reverse fault*).

- 1) Falla en la cual el desplazamiento es predominantemente vertical y el bloque levantado es movido hacia arriba con respecto al bloque yacente sobre un plano de falla inclinado. Si una

falla inversa tiene un ángulo de inclinación menor a 45° , se la llama **falla de corrimiento o de cabalgamiento** (<http://www.data.scec.org/glossary.html>).

2) Falla caracterizada por el movimiento del bloque levantado hacia arriba en relación con el bloque yacente (Yeats *et al.*, 1997) (Fig. 4.28).

FALLA LÍSTRICA (*Listric fault*).

Falla extensional o compresiva (e.g., un corrimiento) con plano de falla curvo y cóncavo hacia arriba, cuya característica es que se horizontaliza en profundidad al llegar a un horizonte de despegue (Allaby y Allaby, 1990) (Fig. 4.29).

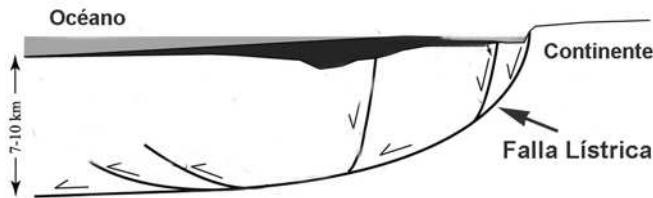


FIG. 4.29. Falla lístrica (la imagen se modifica de: http://en.wikipedia.org/wiki/Michoud_fault).

FALLA NORMAL o FALLA CON MOVIMIENTO NORMAL (*Normal fault*).

1) Falla en la que el bloque colgante ha descendido en relación con el bloque yacente (Yeats *et al.*, 1997).
2) Falla caracterizada por un movimiento predominantemente vertical, durante el cual el bloque colgante se ha desplazado hacia abajo con respecto al bloque yacente. Por lo general, este tipo de falla se asocia con un régimen de extensión (<http://www.data.scec.org/glossary.html>) (Ver: Fig. 4.21).

FALLA OBLICUA o FALLA CON MOVIMIENTO OBLICUO (*Oblique fault*). Ver: DESPLAZAMIENTO OBLICUO.

FALLA TRANSCURRENTE o FALLA CON MOVIMIENTO TRANSCURRENTE (*Transcurrent fault*).

1) Sistema de fallas regionales con desplazamiento de rumbo que comprenden, generalmente, zonas de numerosas fallas asociadas (Twiss y Moores, 1992).
2) Falla con desplazamiento de rumbo cercana a la vertical que corta no sólo las rocas sedimentarias supracorticales, sino también rocas ígneas y metamórficas (Yeats *et al.*, 1997). Estos autores prefieren utilizar el término más general y sin connotaciones genéticas, es decir, prefieren **falla de rumbo** (*strike-slip fault*) (Fig. 4.30).

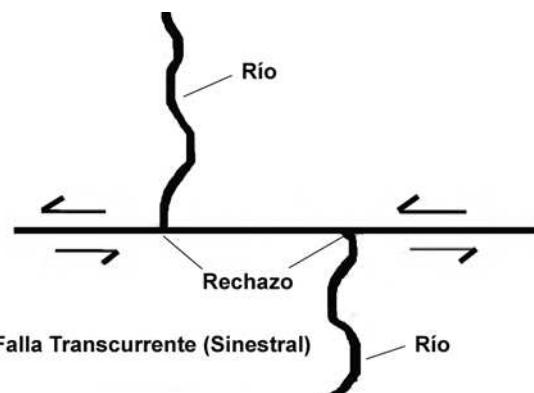


FIG. 4.30. Falla transcurrente (la imagen se modifica de: <http://web.ics.purdue.edu/~nowack/geos557/lecture17-dir/lecture17.htm>).

FALLA TRANSFORMANTE (*Transform fault*).

Un tipo de falla de rumbo a lo largo de la cual el desplazamiento abruptamente termina o se transforma. Este tipo de fallas se asocia, por lo general, con el desplazamiento de las dorsales oceánicas. El sentido de movimiento actual a lo largo de estas fallas es opuesto al desplazamiento aparente (*offset*) de los dorsales (en la definición original de J.T. Wilson). Las fallas transformantes representan tramos de los límites de placas y se conocen en abundancia en los fondos oceánicos. Un ejemplo muy conocido en la corteza continental es la Falla de San Andrés en California.

En términos de tectónica de placas, una falla transformante es una falla de rumbo que corta toda la litósfera y conecta dos diferentes límites de placa. Las más conocidas son las fallas transformantes en el fondo oceánico donde desplazan a las dorsales oceánicas, en cuyo caso se las denominan **transformantes dorsal-dorsal (*ridge-ridge transforms*)**. Un ejemplo de **transformante fosa-fosa (*trench-trench transform*)** es la Falla Magallanes-Fagnano que conecta la Fosa Chilena con la Fosa de Nova Scotia. La famosa Falla San Andrés en California es una **transformante dorsal-fosa (*ridge-trench transform*)** y conecta una dorsal oceánica en el Sur con una fosa en el Norte y constituye el límite entre la Placa Norteamericana y la Placa Pacífica (Hancock y Skinner, 2000).

El término originalmente fue definido por J.T. Wilson.

FISURA o GRIETA (*Fissure, Open crack or Crevice*).

En el sentido de “**open crack**”, este término general tiene una significancia especial en la paleosismología. Las fallas en depósitos pobemente consolidados o sin consolidar con frecuencia van acompañadas de fisuras, espacios vacíos y *debris* de falla. Este relleno de la fisura puede ser material coluvial o aluvial, caído desde un nivel estratigráfico superior o de material licuado eyectado desde un nivel estratigráfico inferior extruido a la superficie en forma de los llamados **volcanes de arena**. En ambos casos, constituyen marcadores estratigráficos que pueden facilitar la identificación de **horizontes de evento** y por eso son indicadores confiables de **paleosismos** en ambientes de fallas normales y transcurrentes. Las fisuras se forman en asociación con fallas o son la manifestación en superficie de fallas (McCalpin, 1996; Burbank y Anderson, 2001) (Fig. 4.31).



FIG. 4.31. Fisura (la imagen se modifica de: <http://www.icel-hs.eu.dodea.edu/Geolceland/Old%20Geolce%20Website/images/fissure%2001.jpg>).

FLEXODESLIZANTE (*Flexural slip*) Sin.: DESLIZAMIENTO POR FLEXURA (Co).

Se refiere al desplazamiento a lo largo de los contactos entre los estratos paralelos de un paquete de sedimentos plegados y reactivados por tectonismo activo de manera cosísmica o asísmica mediante reptación. Estos desplazamientos pueden extenderse hacia arriba y aún a través de una cobertura discordante de depósitos cuaternarios y en la superficie manifestarse como pequeños escarpes de fallas flexodeslizantes (Fig. 4.32).

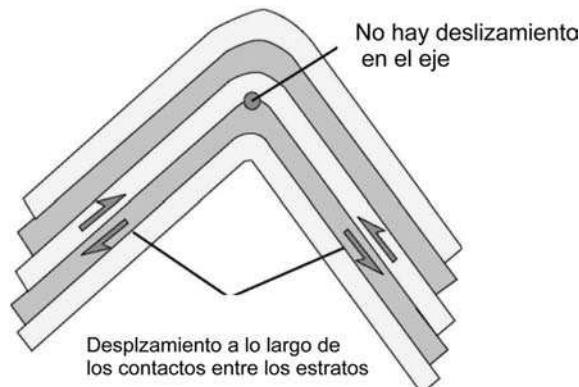


FIG. 4.32. Flexodeslizante (la imagen se modifica de: <http://earth.leeds.ac.uk/folds/mechanisms/how/flexsl.gif>).

FOCO SÍSMICO o HIPOCENTRO (*Focus or Hypocenter*).

- 1) El lugar en la corteza terrestre donde comienza la ruptura de un sismo y desde el cual llega la primera onda P (Yeats *et al.*, 1997).
- 2) Punto sobre el plano de la falla donde se origina la ruptura (punto de **nucleación de ruptura**) y en el que se genera el primer pulso de las ondas compresivas P registrado en los sismógrafos. Se define mediante las coordenadas de longitud y latitud y la profundidad focal (<http://www.masterieg.uc.cl/docs/GlosarioIS.pdf>) (Ver: Fig. 4.18).

FORESHOCK (Precursor).

- 1) Un terremoto que inmediatamente precede el sismo principal de una serie y que se origina dentro de la región del hipocentro. Comúnmente reconocido como tal sólo después de la ocurrencia de un sismo principal (Yeats *et al.*, 1997).
- 2) Cualquier terremoto seguido, dentro de un corto tiempo, por un sismo mayor con exactamente la misma localización. En el caso de un enjambre de sismos, esta terminología generalmente no se aplica (<http://www.data.scec.org/glossary.html>).
- 3) Pequeño terremoto, que a veces ocurren en grupos o enjambres, que precede a un terremoto principal (o a una erupción volcánica) (Glosario de Geofísica, Gianibelli *et al.*: <http://www.fcaglp.unlp.edu.ar/~nicolas/geoglos/letraf.shtml>).

Para un significado algo diferente véase más adelante: **PRECURSOR o PREMONITOR**.

FOSA OCEÁNICA o TRINCHERA (*Deep ocean trench*).

Depresión batimétrica que indica la zona de subducción donde una placa oceánica subduce por debajo de una placa continental u oceánica y está marcada por una fosa estrecha, muy profunda, larga y arqueada, situada en el comienzo del arqueamiento de la placa en subducción.

FOSA TECTÓNICA o GRABEN (*Rift or Graben*).

- 1) Bloque cortical, generalmente más largo que ancho, que ha descendido en relación a bloques adyacentes a lo largo de fallas limitantes normales (Yeats *et al.*, 1997).
- 2) Bloque elongado y hundido, limitado por fallas normales en sus flancos más largos (<http://earthquake.usgs.gov/regional/qfaults/glossary.php>) (Fig. 4.33).

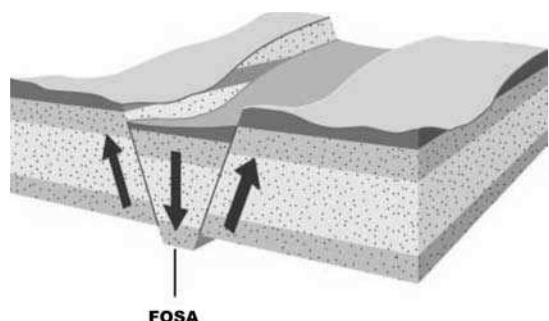


FIG. 4.33. Fosa tectónica (la imagen se modifica de: <http://www.bartleby.com/61/imagepages/A4graben.html>).

FRACTURA (*Fracture*).

Término general que abarca cualquier rotura en la roca, que puede o no provocar un desplazamiento por una falla mecánica debido a esfuerzos y que, a la vez, causa pérdida de cohesión. El término incluye grietas, diaclasas y fallas (Bates y Jackson, 1980) (Fig. 4.34).

FRECUENCIA (*Frequency*).

En sismología la frecuencia se refiere al número de ondas sísmicas completas, que pasan en un punto dado durante un determinado tiempo, generalmente 1 segundo. La unidad de medición es el Hertz, 1 Hertz = 1 ciclo por segundo (Allaby y Allaby 1990). La corteza terrestre actúa como un filtro de las frecuencias altas, absorbiendo preferencialmente las ondas de alta frecuencia. A distancias mayores se tienden a *registrar* ondas con frecuencias más bajas (Brumbaugh, 1999).

FRENTE OROGÉNICO o FRENTE MONTAÑOSO (*Orogenic front or Range front*).

Franja que limita una cadena montañosa de su antepaís. Generalmente está controlada por una falla o un sistema de fallas. Cuando esta falla es activa, el frente está caracterizado por la presencia de un escarpe de falla, normalmente disectado, dando lugar a facetas triangulares y abanicos aluviales y, dentro de la cadena, a la presencia de terrazas fluviales.

Cuando la cadena es larga, el sistema de falla controlante puede extenderse por centenares de kilómetros. Tal falla nunca rompe en toda su longitud sino que lo hace siempre por segmentos.

GEOCRONOLOGÍA (*Geochronology*). Ver también: DATACIÓN (*Dating*).

Determinación de los intervalos de tiempo en una escala geológica, sea por métodos de datación absoluta o relativa (Allaby y Allaby, 1990).

GEOLOGÍA SÍSMICA o GEOLOGÍA DE TERREMOTOS (*Seismic geology or Earthquake geology*).

- 1) Esencialmente es lo mismo que **tectónica activa**, pero pone más énfasis en el estudio de la ocurrencia de terremotos desde una perspectiva geológica. De esta manera, restaura un antiguo desequilibrio, cuando todo lo relacionado con terremotos y sismidad fue considerado el campo casi exclusivo de los sísmólogos. El enfoque es utilizar la información geológica acerca de terremotos y desplazamiento de fallas para la evaluación de la amenaza sísmica que pone en riesgo a la sociedad. Las disciplinas que constituyen el fundamento de la geología sísmica son: Tectónica de placas, Geología estructural, Geomorfología, Geodesia, Geocronología, Geología del Cuaternario, Arqueología y Sismología (Yeats *et al.*, 1997).
- 2) El estudio y la evaluación de las fallas para determinar su potencial de generación de terremotos es de la mayor importancia y se ha extendido fuertemente durante las últimas décadas. Una disciplina joven de las geociencias se ha presentado promisoria y se la llama **geología sísmica o geología de terremotos** (Bollinger, 1985). Los practicantes con experiencia en la geología de campo, particularmente la geología relacionada con la **paleosismología**, deben entender y conocer de sismología. Tal como el sismólogo



FIG. 4.34. Fractura (la imagen se modifica de: <http://media.tiscali.co.uk/images/feeds/hutchinson/ency/0002n012.jpg>).

que aumenta la utilidad de su trabajo mediante la comprensión de las necesidades de los ingenieros, los sismogeólogos reconocen la necesidad de relacionar sus investigaciones con aquellos parámetros requeridos por los sismólogos y otros analistas de diferentes disciplinas dedicados a la evaluación de la amenaza sísmica (Reiter, 1990).

GEOMORFOLOGÍA ESTRUCTURAL (*Structural geomorphology*).

Describe las geoformas estructurales que son el resultado de la influencia pasiva de estructuras tectónicas en el paisaje actual. La disposición estática (la arquitectura) de las estructuras tectónicas que ya no experimentan modificaciones (definida como **tectostasis** por Tricart, 1974) y está siendo esculpida por procesos subaéreos destructivos de degradación y erosión generados por fuerzas **exógenas** dominantes. Esto implica un fuerte control litológico. Este control pasivo de la estructura tectónica contrasta notablemente con la influencia morfogenética dominante de los procesos tectónicos activos sobre el paisaje actual, que es el campo de la **geomorfología tectónica**.

GEOMORFOLOGÍA TECTÓNICA, MORFOTECTÓNICA o MORFONEOTECTÓNICA (*Tectonic geomorphology, Morphotectonics or Morphoneotectonics*).

Estudio de las formas de relieve que son el resultado de procesos tectónicos activos (Yeats *et al.*, 1997). Se trata de la influencia morfogenética directa de **procesos tectónicos activos** sobre el paisaje actual (definida como **tectodinámica** por Tricart, 1974). Procesos activos tectónicos generados por fuerzas **endógenas** interactúan simultáneamente con los procesos subaéreos destructivos de degradación y erosión generados por fuerzas **exógenas** y establecen un **equilibrio dinámico**. **Morfotectónica** es el término utilizado por geocientíficos europeos, quienes con frecuencia también usan el término **morfoneotectónica**.

Con respecto a la distinción entre los dos conceptos de geomorfología estructural y geomorfología tectónica, el Dr. A. Singer de FUNVISIS (Venezuela), presenta las siguientes observaciones interesantes:

¿GEOMORFOLOGÍA ESTRUCTURAL vs. GEOMORFOLOGÍA TECTÓNICA?

A mi conocimiento, y tal como lo establece Tricart (1968, *Precis de Geomorphologie structurale*, París, 1^{era} Edición), la geomorfología estructural resulta de la toma en consideración, entre otras variables, de los aspectos complementarios de la tectónica, formalmente separadas por Tricart en aspectos estáticos o disposición de las capas (**tectoestática**) y aspectos dinámicos o deformaciones responsables de esta disposición (**tectodinámica**) en el desarrollo de las llamadas formas estructurales, en cualquier momento de la historia del planeta y, en particular, en los tiempos actuales. Como reza Tricart, “Tectoestática y tectodinámica” desembocan directamente en la estructura actual, junto con la litología . . . “La distinción entre los aspectos estáticos y dinámicos de la tectónica, en un momento dado de la historia del globo, y principalmente en el tiempo actual, aporta un orden indispensable en las nociones de geomorfología estructural”.

En consecuencia, no se justifica el clivaje indicado entre geomorfología estructural y geomorfología tectónica.

El término **morfotectónica** utilizado como equivalente del vocablo **geomorfología tectónica** también es ambiguo, y resulta de una apropiación por los neotectonistas europeos de un término cuyo sentido original no corresponde con la definición restrictiva acordada al mismo por los referidos neotectonistas. Para ser exactos, deberían utilizar el término “**geomorfología neotectónica**” o “**morfoneotectónica**” para evitar confusiones con “morfotectónica”.

En su acepción original el término “**morfotectónica**” acuñado por el geólogo francés LUTAUD en los años 1924 en Provenza (Alpes del sur de Francia) se refiere a la generación de formas estructurales polifásicas como resultado de la superposición en las mismas, de fases de plegamiento y/o fallamiento sucesivas, intercaladas con fases de erosión (por aplanamiento, por erosión diferencial, etc.), aprovechadas por las deformaciones tectónicas posteriores, de donde, por ejemplo, proviene la noción de cabalgamientos erosivos (*erosion thrust*) de Bailly Willis (1893) o Sherbon Hills (1963)

“cabalgamientos epiglíticos” como los llaman hoy. En efecto, el término “morfotectónica” es equivalente de lo que se llama “tectónica en seco” o “tectónica epirogenética” (Aubouin, 1965; Gidon (1987, p. 156–158)).

Es interesante también lo que dice Aubouin sobre el mismo tema:

“Por otro lado, no se podrían considerar las relaciones de la tectónica y la morfología únicamente en función de accidentes tectónicos preexistentes a la evolución, lo cual es el dominio propio de la geomorfología estructural. En determinados casos de cordilleras realizadas “en seco” (refiera a la interacción contemporánea de tectonismo activo y una morfología preexistente, operando en una zona continental emergida), evidentemente la morfología y la deformación tectónica van a la par, de manera que la deformación tectónica puede estar condicionada por morfologías preexistentes: estas relaciones. . . . constituyen el dominio de la **morfotectónica**, es decir el conjunto de interacciones entre la morfología y la tectónica. Encontramos de nuevo, bajo otra forma, la importancia de la morfología para el tectónico” (Aubouin et al., 1980).

A esta discusión se puede agregar las siguientes consideraciones:

En Sudamérica, el campo de las subdisciplinas novedosas de la neotectónica y la paleosismología tienen una fuerte orientación hacia la práctica y la literatura anglosajona con los textos de McCalpin, Yeats et al., Burbank y Anderson, Keller y Pinter como principales obras de referencia. Mediante esta relación el uso de los términos **geomorfología estructural** y **geomorfología tectónica** está bien establecido y generalmente aceptado. No es recomendable cambiar esta situación. Sin embargo, hay caso para una aplicación general del término **morfoneotectónica** tal como está indicado en el texto arriba. Lo que sí surge de la discusión es que en el campo de la neotectónica es de suma importancia entender la continua interacción de los procesos **endógenos** y **exógenos**, es decir, la simultaneidad de los procesos tectónicos, geomorfológicos, sedimentarios y morfoclimáticos, tanto del presente como del pasado, ya que todos convergen en la configuración del paisaje presente. También explica la dificultad de hacer claras distinciones en las demarcaciones de las respectivas subdisciplinas que se dedican al tema.

GEORADAR (*Ground-penetrating radar, GPR*).

- 1) Emisión de pulsos cortos de energía electromagnética en radiofrecuencia y desde una antena, los que son dirigidos a la superficie de la tierra. La energía pasa a través de la tierra y se refleja, tras lo cual es recibida por la antena de recepción. Una computadora procesa la señal reflejada, mide la fuerza y el tiempo entre la emisión y la recepción y produce una representación visual de la superficie (http://www.lbl.gov/NABIR/fieldresearch/frc/ea/ea_12_0.html).
- 2) GPR produce imágenes subsuperficiales a través de la emisión de energía (de baja longitud de onda) electromagnética de frecuencia de radio, transmitida desde una antena. Por procesos informáticos, las señales son reflejadas, medidas sus potencias y el tiempo transcurrido entre la emisión y la recepción. Por último, esto representa visualmente la subsuperficie del terreno.

La penetración es del orden de 10 o 20 m de profundidad y su uso en la neotectónica es para mejor definir la posición de una falla con muy poca expresión en la superficie o sin ella. De esta manera, puede ayudar en una selección más precisa de un sitio (*site selection*) para la planeación de una excavación de trinchera paleosismológica (Fig. 4.35).

GOTERA TECTÓNICA (*Tectonic gutter*).

Drenaje alargado que corre paralelo al escarpe de flexura más externo de un cinturón de plegamiento y cabalgamiento activo en el piedemonte de un frente montañoso. El drenaje en este ambiente normalmente escurre aguas abajo en dirección al antepaís, perpendicular al frente montañoso. Este comportamiento anómalo del drenaje se explica por el efecto de carga tectónica causada por cabalgamiento que produce una leve depresión paralela al frente montañoso.

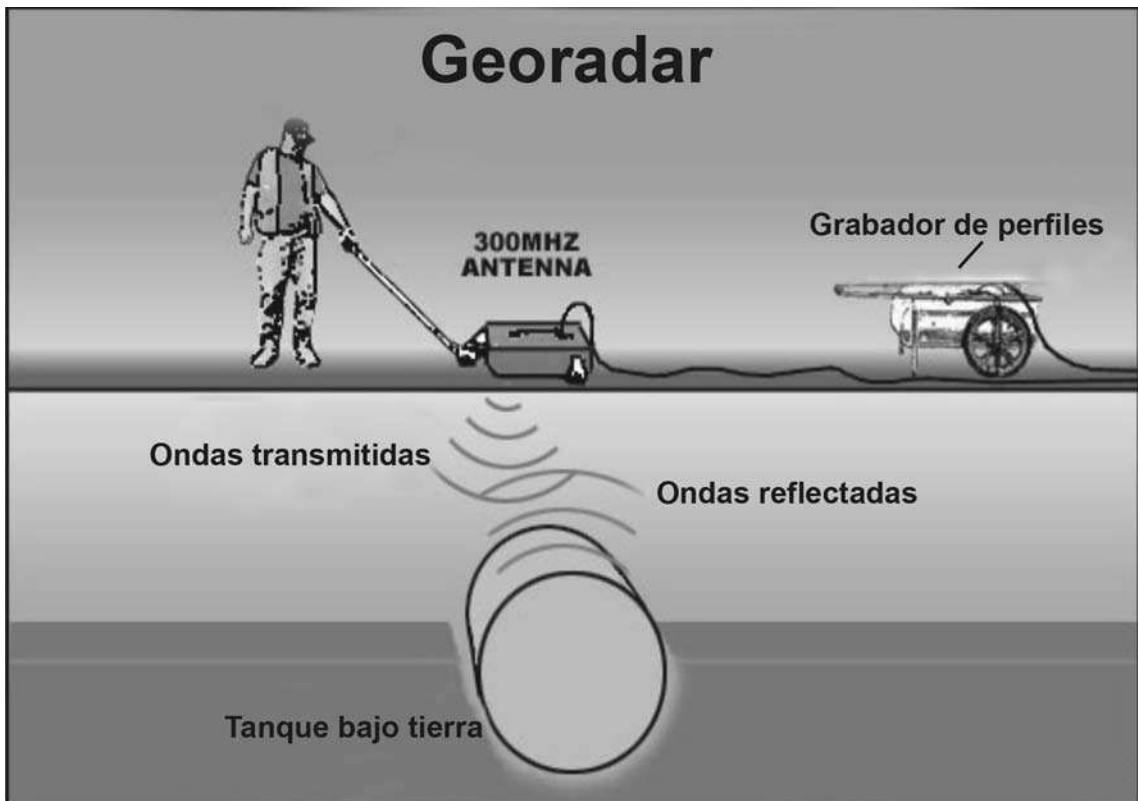


FIG. 4.35. Georadar (la imagen se modifica de: http://www.geosphereinc.com/media/img_gpr_gpradar_gpr-operation.jpg).

GRIETA DE TENSIÓN (*Tension gash*).

- 1) Una discreta fractura en la roca, comúnmente con forma de lente, que se forma y se propaga perpendicular a la dirección de extensión máxima (Allaby y Allaby, 1990).
- 2) Una fractura de tensión corta, a lo largo de la cual los lados se han separado. Las grietas de tensión pueden estar abiertas o llenas y comúnmente muestran un patrón escalonado. Pueden tener una orientación diagonal en zonas de falla (Bates y Jackson, 1980).

GUTENBERG-RICHTER. Ver: **RELACIÓN GUTENBERG-RICHTER**.

HIPOCENTRO (*Hypocenter*). Ver: **FOCO SÍSMICO** (Ver: Fig. 4.18).

HOLOCENO (*Holocene*).

Es la época geológica más reciente, a partir de hace aproximadamente 10.000 años al presente, cuando terminó la última glaciaciación del Pleistoceno. El Holoceno es la última época del período Cuaternario. Sin embargo, como es generalmente aceptado que el presente período cálido es parte de un ciclo climático de más larga duración y es comparable a otros episodios similares durante el Cuaternario, estos últimos 10.000 años podrían ser tomados como parte de la época pleistocena y se puede considerar que el Pleistoceno se extiende hasta el día de hoy (Lowe y Walker, 1984).

HORIZONTE DE EVENTO (*Event horizon*).

- 1) Es la superficie del terreno al momento de ocurrir un (paleo)sismo (McCalpin, 1996).
- 2) Plano de estratificación dentro de la serie estratigráfica, que representa la superficie terrestre al momento de un evento paleosísmico (Yeats *et al.*, 1997).

HORST (Horst).

- 1) Un bloque levantado, alargado, limitado por las fallas en su lado más largo (Bates y Jackson, 1980).
- 2) Un bloque, generalmente con una superficie plana, bien marcado por fallas, que resalta por su movimiento diferencial, hundimiento de la corteza en ambos lados de un par de fallas, o levantamiento de su masa rocosa dentro de estas dos fallas (Monkhouse y Small, 1978). Constituyen geoformas típicamente asociadas con **riffs** o **grabens**, y cuando en este ambiente se los encuentran en abundancia, se los denomina como **estructura de horsts y grabens** (Fig. 4.36).

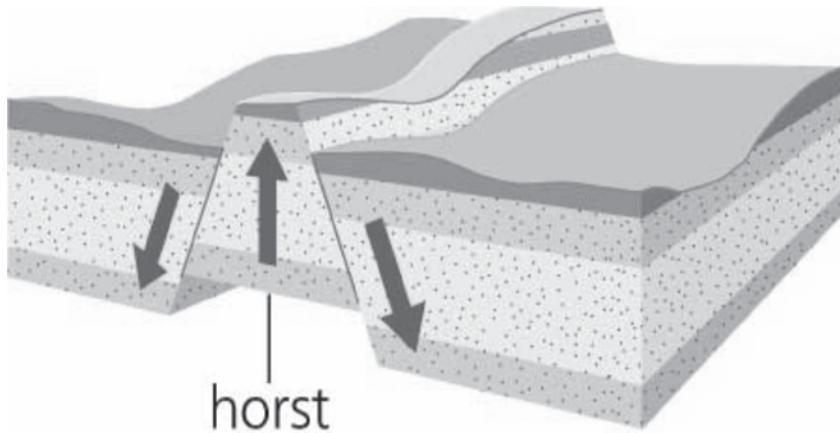


FIG. 4.36. Horst (la imagen se modifica de: <http://www.bartleby.com/61/62/H0286200.html>).

HUELLA DE TOPO (Mole track). Ver: MOLE TRACK.**INDICADOR CINEMÁTICO o INDICADOR DE MOVIMIENTO o TECTOGLIFO (Kinematic indicator).**

El deslizamiento de una falla produce fricción sobre su plano que resulta en los llamados espejos de falla. Irregularidades o asperezas sobre este plano dejan huellas en forma de estrías, ralladuras, ranuras o acanaladuras paralelos a la dirección de movimiento. En dirección transversal al plano se pueden generar escalones, estilolitos, grietas y microcizallamientos tipo Riedel. Todos estos se conocen como los marcadore de movimiento, indicadores cinemáticos o tectoglifos, que facilitan establecer la dirección y sentido del vector de desplazamiento y el campo de esfuerzo mediante métodos numéricos o gráficos (destilado de Gidon, 1987, Anguita y Moreno, 1991, Mercier y Vergely, 2001).

INTENSIDAD y ESCALA DE INTENSIDAD (Intensity and Intensity scale).

- 1) Una medida de los efectos de un terremoto en un lugar particular, producto del sacudimiento. No debe ser confundida con **magnitud** (<http://www.data.scec.org/glossary.html>).
- 2) Es la fuerza con que se percibe un sismo en un punto de la superficie de la Tierra. La medición de ella se basa en los efectos producidos por el sismo en edificaciones y en el terreno. Para ello se han diseñado escalas cualitativas: la primera de estas escalas fue la de Rossi-Forel (1883), que clasifica los daños producidos por un sismo en 10 grados de intensidad. Posteriormente, en 1902, los defectos de esta escala fueron corregidos por G. Mercalli, en la escala que lleva su nombre. Una modificación de esta escala, hecha en 1931 por H. O. Wood y F. Neuman, da origen a la escala actualmente en uso en Los Estados Unidos y otros países, inclusive en Chile, y que se denomina "**Escala de Mercalli Modificada**" (MM). Esta escala tiene 12 grados, usándose los números romanos del I al XII. Cada grado lleva una descripción de los efectos a los que corresponde (Bolt, 1993).

Para muchas áreas en el mundo, los datos sobre intensidades proveen la oportunidad de incrementar la información disponible para evaluar la amenaza sísmica. En áreas donde los terremotos dañinos suceden con menos frecuencia, los datos instrumentales son generalmente insuficientes para llegar a conclusiones

sobre la amenaza. En estos casos, los datos de intensidades obtenidos en el período preinstrumental pueden proveer información adicional muy valiosa sobre la ocurrencia de grandes terremotos dañinos.

La Subcomisión de Paleosismicidad del INQUA ha desarrollado una nueva escala macrosísmica de intensidad, que está principalmente basada en los efectos ambientales. Tradicionalmente, en la sismicidad histórica las intensidades se basaron principalmente en los daños en las construcciones y viviendas y los efectos que tenían sobre la población. Los relatos históricos contienen muy poca información sobre los efectos en el paisaje. La nueva escala del INQUA intenta poner más énfasis en el registro de los efectos fuera de falla (off fault) como las grietas en superficie, licuación, remoción en masa, cambios en el nivel y composición de aguas subterráneas, tumba de árboles, etc. La nueva escala está a prueba hasta finales de 2007 y más información acerca de ella se puede obtener a través de Internet: http://www.apat.gov.it/site/en-GB/Projects/INQUA_Scale.

INTERVALO DE RECURRENCIA (*Recurrence interval*). Ver: **PERÍODO DE RETORNO**.

ISOSISTAS (*Isoseisms or Isoseismal lines*).

Líneas de contorno que conectan puntos de igual intensidad de un sismo dado. Los mapas de isosistas consisten de contornos cerrados alrededor del epicentro de un sismo, basados en la escala de intensidad de Mercalli y sirven para aproximar el sitio epicentral. Los mapas de isosistas son de gran valor en estudios de terremotos preinstrumentales como son los sismos históricos, y hasta cierto punto, para sismos registrados en sitios arqueológicos y en casos de traslape con eventos históricos. Los contornos internos del mapa de isosistas indican la zona de mayor daño y se conoce como la **zona macrosísmica** (*meizo-seismal zone*).

LABIO LEVANTADO (*Hanging wall*). Ver: **BLOQUE LAVANTADO** (Co) (Ver: Fig. 4.5).

LAGUNA DE FALLA o **LAGUNA DE HUNDIMIENTO** (*Sag pond*).

Pequeño cuerpo de agua (estanque, charca) que ocupa una depresión cerrada, formada cuando el movimiento de fallas recientes causó el hundimiento de una cuña de terreno o generó una pequeña **cuenca de tracción** (*pull-apart basin*) a lo largo de una falla de rumbo. Son típicamente asociadas con fallas de desplazamiento de rumbo, pero también ocurren en grábenes de fallas normales. Son cuencas donde pueden acumularse secuencias continuas de sedimentos finos asociados con materiales orgánicos datables y por eso constituyen sitios idóneos para realizar estudios paleosismológicos en trincheras excavadas. Un problema con las trincheras excavadas en lugares de lagunas de falla es la presencia de un nivel freático elevado que puede dificultar la excavación y el levantamiento posterior.

El término anglosajón **fault pond** es de aplicación más general y se refiere a un cuerpo de agua que se forma por el hundimiento local del terreno, producto del desplazamiento de la falla, indistintamente del régimen tectónico imperante, o por el represamiento introducido por el desplazamiento de la falla.

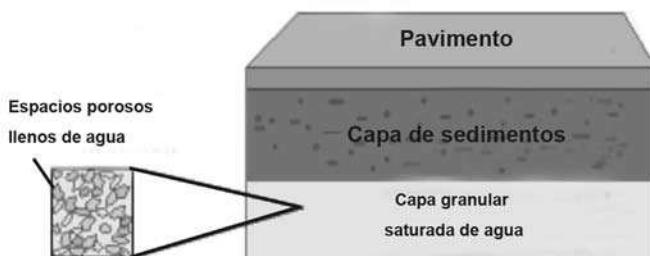
LICUACIÓN o **LICUEFACCIÓN** (*Liquefaction*).

Es la transformación de un sedimento en estado granular sólido al estado líquido como resultado del aumento en la presión del agua intergranular (de los poros). La causa puede ser el sacudimiento (cíclico) del sedimento por ondas sísmicas. El sedimento así licuado puede ser expulsado hacia arriba, rompiendo en su trayecto los sedimentos suprayacentes y resultando en la extrusión en superficie y la formación de volcanes de arena (*sand blows* o *sand volcanoes*). En profundidad, la evidencia es en forma de diques de arena donde el conducto del volcán de arena corta los sedimentos (Montes y Sandoval, 2001). Estos conductos pueden ser fisuras o las madrigueras preexistentes de animales (Audemard y de Santis, 1991) (Fig. 4.37).

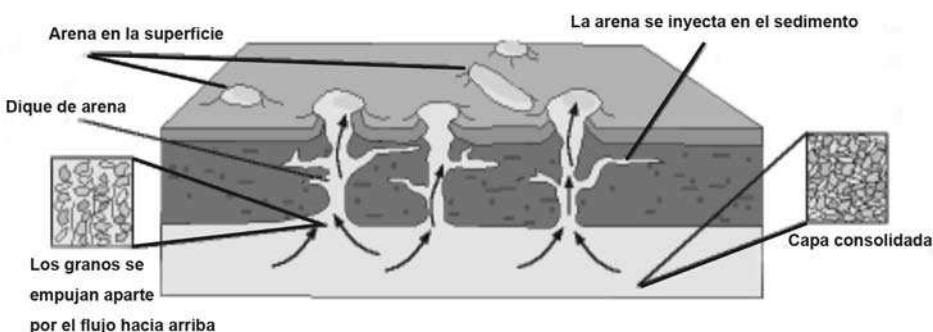
LINEACIÓN (*Lineation*).

Es un término de la petrografía que con frecuencia se usa erróneamente para referir a un **lineamiento**. Tal uso debe ser evitado.

Antes del terremoto



Después del terremoto



Licuefacción derivada de un terremoto

FIG. 4.37. Licuación (la imagen se modifica de: http://wapi.isu.edu/envgeo/EG5_earthqks/images/licuefaction.gif).

LÍNEA DE SURGENCIA (*Linear spring*). Sin.: **MANANTIAL**.

Por la fracturación introducida por las fallas, el agua subterránea tiende a drenar hacia la superficie, aliéndose a lo largo de la falla o zona de falla. Implica que la presencia de una línea de surgencia puede ser indicativa de presencia de una falla activa.

LINEAMIENTO (*Lineament*).

Es una característica fisiográfica lineal del terreno, que consiste generalmente en una alineación de elementos topográficos, morfológicos, hidrográficos, vegetales u de otra índole, que pueden reflejar control por la geología subyacente, en particular la presencia de fallas. Para su estudio, los lineamientos muestran mejor visibilidad en fotos aéreas, imágenes satelitales, modelos digitales del terreno (DTM's). La visibilidad se logra por la integración visual de sus elementos fisiográficos y esto depende de la escala de la imagen: con menor escala, mayor número de elementos serán integrados. Un lineamiento en una escala no necesariamente se detecta como tal en otra escala (generalmente mayor). Un lineamiento sigue siendo tal hasta que existan suficientes indicios para definirlo como una falla. El mapeo e interpretación con ayuda de imágenes es subjetivo y conlleva el peligro de la sobreinterpretación. Sin embargo, tampoco estos lineamientos pueden ser ignorados, ya que son una importante fuente potencial de información, por lo que siempre hay que buscar los criterios para su verificación. Los lineamientos visibles en imágenes son generalmente la suma de todos los episodios de deformación y en muchos casos no es posible diferenciar fallas activas de lineamientos que representan fallas antiguas e inactivas.

LINEAR (*Linear*).

Es mal uso idiomático para referir a **lineamiento**.

LOGGING (*Logging*). Ver: **SONDEO**.

LOMO DE OBTURACIÓN (Co, Ve) (*Shutter ridge*). Sin.: **CRESTA DE OBTURACIÓN** (Ar).

- 1) Una cresta o interfluvio desplazado lateralmente por movimiento lateral de una falla de rumbo activa que resulta en un bloqueo parcial o total de corrientes de agua con orientación más o menos perpendicular a la falla. El desarrollo de los lomos de obturación, en ocasiones, muestra la actuación de dos fallas paralelas próximas entre sí (Montes y Sandoval, 2001).
- 2) Es una loma que ha sido desplazada lateral, vertical u oblicuamente por una falla activa, bloqueando y/o desviando el drenaje. Típicamente, un lomo de obturación crea un valle en correspondencia con el rumbo de la falla que lo produjo y puede dar lugar a un lago o charca (**laguna de falla**) o la acumulación de un aluvión (ponded alluvium) (<http://www.answers.com/shutter%20ridge>).
- 3) Lomo formado por desplazamiento vertical, lateral u oblicuo de una falla activa que cruza un área de topografía de crestas y valles, con la parte desplazada del lomo cerrando el valle (<http://earthquake.usgs.gov/regional/qfaults/glossary.php#S>). Hay casos en los cuales un lomo de presión o lomo de falla puede, al mismo tiempo, funcionar como un lomo de obturación.

LOMO DE PRESIÓN (Co, Ve) (*Pressure ridge*). Sin.: **CRESTA DE PRESIÓN** (Ar).

- 1) Lomo o abombamiento de la superficie del terreno acompañada por plegamiento y fallamiento inverso, que ocurre en una curva restrictiva y compresiva del plano de una falla de rumbo y constituye una zona de “**transpresión**” (Montes y Sandoval, 2001).
- 2) Relieve positivo y generalmente elongado que se forma en escalones transpresivos o curvaturas transpresivas de fallas transcurrentes. Corresponde, con frecuencia, a la estructura **pop-up** o **push-up**. Cuando esta estructura se forma entre fallas o fracturas tipo *Riedel* de tamaño pequeño, recibe el nombre de **mole track**. Ver: **MOLE TRACK** o **HUELLA DE TOPO** (Fig. 4.38).



FIG. 4.38. Lomo de presión o Cresta de presión (la imagen se modifica de: <http://www.nps.gov/archive/crmn/glossary/pressure-ridge.jpg>).

LOMO EN GANCHO o GANCHO (*Co, Ve*) (*L-shaped spur*).

Es un caso especial de lomo de obturación, probablemente el resultado del desplazamiento lateral de un espolón o cresta por fallamiento transcurrente simultáneo a la incisión del canal de drenaje, que progresó con igual velocidad que el desplazamiento de la falla. De esta manera el drenaje va modificando el lomo de obturación sin desconectarlo del espolón y sin bloqueo del valle, que seguirá un curso desviado.

LOMO LINEAL o LOMO DE FALLA (*Linear ridge or Linear fault ridge*).

Lomo elongado y paralelo al rumbo de una falla transcurrente, frecuentemente situado sobre la traza de la falla. Se forma por procesos de transpresión que llevan a la expulsión de una cuña del terreno (roca o sedimentos). En vista lateral, su perfil elongado y curvo ha motivado la denominación de ***whale back*** o ***lomo de ballena***. Ocasionalmente, puede generar represamiento de la escorrentía y formar lagunas o cuerpos de agua, actuando como ***lomo de obturación***. El lomo puede ser atravesado por fallas con divergencia hacia arriba en forma de ***estructura en flor positiva*** (*positive flower structure*).

MAGNITUD SÍSMICA (M) (*Earthquake magnitude*).

Es la medida del tamaño de un terremoto o de la energía disipada en el foco en forma de ondas elásticas producidas por el sismo y que se puede determinar por medio de los registros obtenidos por sismógrafos. La creación de la escala de magnitud está ligada al nombre de Charles F. Richter, y sus investigaciones con los sismos locales de California. Richter trató de correlacionar las amplitudes máximas de las ondas sísmicas registradas por los instrumentos, con el tamaño de los sismos que la producían. Como la energía transmitida por una onda es proporcional al cuadrado de la amplitud, la magnitud representará de alguna manera una medida de la energía liberada por el sismo. Ver: **ESCALA DE MAGNITUD**.

La magnitud de un terremoto no es una cantidad física, sino más bien un valor asignado conforme a reglas empíricas preescritas. La energía que mueve las ondas sísmicas típicamente representa solo un porcentaje menor de toda la energía generada en un terremoto, ya que la mayor parte es necesaria para mover la corteza a lo largo de la falla (Hough, 2002). Hoy en día, los observatorios sismológicos hacen uso de tres escalas de magnitud, ***Ms (magnitud de ondas superficiales)***, ***mb (magnitud de ondas de cuerpo)*** y ***Mw (magnitud momento)***, mientras en el ambiente mediático y del público en general, sigue siendo común referirse a la escala de Richter (***ML***).

MAGNITUD DE ONDAS DE CUERPO (mb) (*Body-wave magnitude*).

Determina la magnitud de un terremoto sobre la base del tamaño de las ondas **P**. De las ondas sísmicas que atraviesan la tierra se distinguen las ondas primarias o longitudinales (**ondas P**) y las ondas secundarias o transversales (**ondas S**). Las ondas S viajan a velocidades menores que las ondas P. Ambas se llaman **ondas de cuerpo** (*body waves*), ya que atraviesan la tierra, mientras un tercer tipo de ondas pasan sólo por la superficie de la tierra y se llaman **ondas de superficie** (*surface waves*), divididas en **ondas Love** (*Love waves*) y **ondas Rayleigh** (*Rayleigh waves*). Las ondas Rayleigh pueden atravesar cuerpos de agua, al igual que las ondas P (Yeats *et al.*, 1997).

Todos los registros de terremotos comienzan con las ondas P, que pueden ser leídas sin equivocación y es por eso que el uso de ellas da una ventaja sobre la escala **mb**, ya que puede asignar un valor a cualquier terremoto, sea profundo o somero, muy distante o cercano (Bolt, 1993).

MAGNITUD DE ONDAS SUPERFICIALES (Ms) (*Surface-wave magnitude*).

Magnitud determinada a distancias telesísmicas usando el logaritmo de la amplitud de ondas de superficie de 20 segundos de período, generada por un terremoto (Bates y Jackson, 1980), (<http://www.data.scec.org/glossary.html>). Considerando que la escala de Richter fue diseñada sólo para terremotos locales, la escala **Ms** se aplica a los terremotos a grandes distancias de las estaciones receptoras. Sin embargo, la escala **Ms** no puede ser aplicada a sismos profundos, ya que estos no producen grandes ondas de superficie (Bolt, 1993).

MAGNITUD LOCAL o MAGNITUD RICHTER (ML) (*Local magnitude or Richter magnitude*).

Una medida de la energía liberada por un terremoto. Fue definida por Charles Richter como el logaritmo base10 de la amplitud, en micrones, de la desviación más grande del registro observado en un sismógrafo estándar de torsión a una distancia de 100 km del epicentro (<http://www.data.scec.org/glossary.html>). A pesar de que en los observatorios sísmicos en años recientes la costumbre ha sido concentrarse en el uso de tres escalas nuevas, denotadas **Ms**, **mb** y **Mw**, la magnitud Richter sigue siendo popular entre las agencias de noticias y el público en general (Bolt, 1993). Ver: **MAGNITUD SÍSMICA (M)**.

MAGNITUD MOMENTO (Mw) (*Moment magnitude*).

Es el momento sísmico de un terremoto, convertido a una escala de magnitud que equivale aproximadamente a la escala de la magnitud de Richter original. Sin embargo, puesto que no se basa en las mismas medidas que las magnitudes de Richter (ondas locales o de superficie), las diversas magnitudes no siempre concuerdan, particularmente para los terremotos muy grandes. Como la magnitud momento se relaciona directamente con la energía liberada por un terremoto, se ha convertido en el estándar de la sismología moderna (<http://www.data.scec.org/glossary.html>).

Las ventajas del momento sísmico sobre las amplitudes de ondas de cuerpo u ondas de superficie que se usan en otras mediciones de magnitud son que el momento está relacionado directamente con el tamaño de la fuente sísmica y que sus variables frecuentemente se puede medir en el campo (Reiter, 1990). Debido a que el momento sísmico constituye una medida de la energía de deformación liberada desde toda la superficie de la ruptura, una escala basada en el momento sísmico describe con mayor precisión el tamaño de los grandes terremotos (Yeats *et al.*, 1997). Kanamori (1977) y Hanks y Kanamori (1979) han desarrollado la **escala de magnitud momento** que es consistente con las otras escalas de magnitud para un amplio rango de magnitudes. Sin embargo, las otras escalas tienen la desventaja de que tienden a saturarse o dejan de aumentar, con el incremento en el tamaño de los sismos (Reiter, 1990). La escala de magnitud momento da más sentido físico a las mediciones, en especial para los terremotos más fuertes. Tanto el terremoto de San Francisco de 1906 como el terremoto de Chile de 1960 tenían magnitudes de ondas sísmicas de 8,3, pero en la escala de magnitud momento el terremoto de San Francisco fue reducido a 7,9 y el de Chile elevado a 9,5 (Bolt, 1993). Ver también: **MOMENTO SÍSMICO**.

MAPA DE ISOSISTAS (*Isoseismal map*).

Mapa que demuestra la distribución de la intensidad sobre una región para un terremoto dado, usando líneas isosísmicas que conectan puntos de igual intensidad. La parte central de este mapa dentro de los contornos con los números más altos, es la zona de mayor daño y se denomina como la **zona macrosísmica (meizoseismal zone)** (<http://www.data.scec.org/glossary>). Ver también: **ISOSISTAS**.

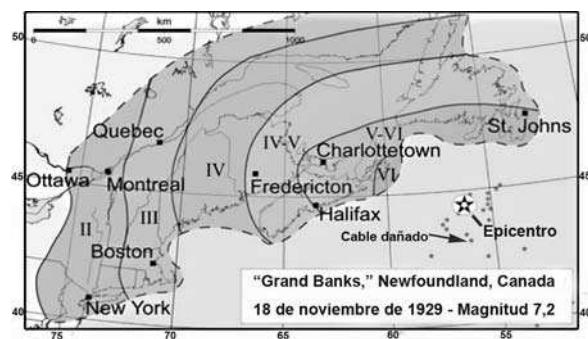


FIG. 4.39. Mapa de isosistas (la imagen se modifica de: http://seismescanada.rncan.gc.ca/historic_eq/20th/1929/1929_e.php).

MARCADORES GEOMORFOLÓGICO (*Geomorphic marker*) Sin.: PALEODATUM.

En la aplicación de la geomorfología tectónica, el geocientífico se ocupa con frecuencia del desplazamiento o la deformación de **marcadores geomorfológicos**. Estos son rasgos o superficies geomórficas

identificables que pueden proveer un marco de referencia contra el cual se puede realizar la medición o cuantificación de deformaciones y desplazamientos diferenciales o absolutos. Los mejores marcadores deben ser geoformas, superficies o rasgos lineales de fácil identificación y delimitación, que deben tener tres características esenciales: 1) geometría inicial y predeformacional conocida, 2) edad conocida y 3) alto potencial de preservación con respecto a la escala temporal de los procesos tectónicos estudiados. Estos marcadores pueden ser tanto planares como lineales, de origen geomorfológico o antrópico. Ejemplos de marcadores planos son superficies tales como terrazas marinas o fluviales, abanicos aluviales, playas y flujos de lava, etc. Ejemplos de marcadores lineales son cauces de ríos y sus valles, crestas, morrenas glaciales; y de marcadores antrópicos, caminos, cercas, líneas telefónicas, incluso huellas de vehículos, etc. Es evidente que el potencial de preservación de estos últimos puede ser muy limitado. Los marcadores geomorfológicos juegan un papel importante en la identificación de **puntos de referencia** o **marcadores lineales desplazados (piercing points)** que registran los desplazamientos a través de las fallas, en particular fallas de rumbo (tomado de Burbank y Anderson, 2001).

MARCADOR LINEAL DESPLAZADO (*Piercing points*).

Dos puntos en lados opuestos de una falla que fueron, antes del desplazamiento de la estructura, parte del mismo rasgo lineal (marcador geomorfológico lineal). Utilizados para medir el rechazo a lo largo de la falla, en particular una falla de rumbo (Yeats *et al.*, 1997).

MECANISMO FOCAL (*Focal mechanism or Fault-plane solution*).

- 1) Determinación de la orientación de un plano de falla y la dirección de su desplazamiento tomado de un análisis del sentido del primer movimiento de las ondas **P** y/o la amplitud de las ondas **P**, **S** y de **superficie**. La solución también da la orientación de los principales ejes de compresión y tensión. Sin: **análisis del vector del deslizamiento** (Bates y Jackson, 1980).
- 2) La dirección y el sentido del desplazamiento en un plano de falla, en el punto de origen (hipocentro) de un terremoto, según lo deducido de las primeras ondas sísmicas que llegan a las varias localizaciones. A menudo los mecanismos focales son graficados en el hemisferio inferior de una red estereográfica de igual área y luego proyectado y dibujado en mapas con un “*beachball*” como símbolo: las áreas negras denotan la compresión; las áreas blancas denotan la dilatación. El plano de la falla que se movió es paralelo a uno de los dos planos nodales que dividen el hemisferio en cuatro cuadrantes. Uno de los dos planos nodales representa la falla y el otro, perpendicular al primero, es el plano auxiliar. La elección entre los dos se hace sobre la base de información de mapas geológicos (<http://www.data.scec.org/glossary.html>).

Es fundamental en el análisis de los mecanismos focales, el ploteo de las primeras llegadas de las ondas **P**. El movimiento del suelo en superficie producido por estas llegadas iniciales de las ondas **P** se conoce como el **movimiento temprano (first motion)**. Estos movimientos son compresivos (hacia arriba) o expansivos (hacia abajo) porque la roca sufre compresión en la dirección del movimiento en ambos lados de una falla. Cuando se proyecta sobre un mapa, estos movimientos pueden ser separados en cuadrantes mediante dos líneas perpendiculares (ortogonales) que dan como resultado dos cuadrantes opuestos en compresión y dos cuadrantes opuestos en dilatación. En vez de dibujar esto sobre un mapa, una mejor manera, de aplicación universal, es el ploteo sobre una red estereográfica. Al hacerlo, primero se debe construir una esfera hipotética alrededor del epicentro del

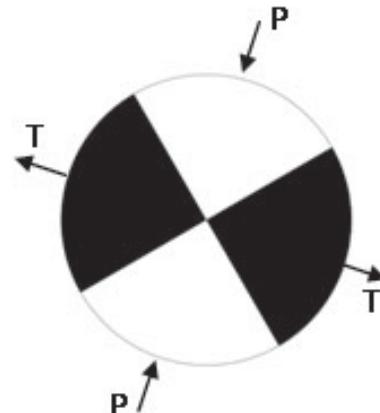


Fig. 4.40. Mecanismo focal (T = Tensión, P = Presión) (la imagen se modifica de: http://www.funvisis.org.ve/mecanismos_focales.php).

terremoto, que se llama **esfera focal**. Luego, los movimientos tempranos se plotean sobre la hemiesfera inferior de esta esfera focal. La solución del plano de falla permite el análisis del fallamiento en terremotos que son inaccesibles a una inspección real, por ser demasiado profundo o remotos, o por no llegar a romper la superficie. La solución del plano de falla es una herramienta muy poderosa y de uso universal para el análisis de terremotos, aunque tiene sus limitaciones. Por ejemplo, no brinda información sobre la velocidad, la longitud, o el área de ruptura de la falla. Esto se explica porque los primeros movimientos vienen de una región muy restringida de la superficie de una falla, el hipocentro, y representan sólo el momento de inicio de la ruptura. Los detalles del resto del proceso de ruptura quedan oscurecidos en la multitud de ondas de la señal sísmica. Afortunadamente, el aumento en la capacidad de los computadores ha hecho posible el desarrollo de nuevos métodos de **modelado de la fuente sísmica** que hoy en día se aplican a grandes sismos ($Mw \geq 6.0$). Esta técnica permite la resolución detallada de la velocidad y la dirección de ruptura, el momento sísmico, la orientación de la falla, y las dimensiones y complejidades de la ruptura, como la presencia de eventos múltiples (Brumbaugh, 1999) (Fig. 4.40).

MEGATHRUST o MEGACABALGAMIENTO (Megathrust).

La falla principal en una zona de subducción es el **megathrust**, la falla de cabalgamiento que marca el contacto entre las dos placas y que acomoda el movimiento relativo entre ambas (McCalpin, 1996). El ángulo de subducción de los *megathrusts* es bajo y la zona de subducción en el lado interior de la fosa está caracterizada generalmente por la presencia de un prisma de acreción.

Donde la subducción es somera y la placa subductada es joven, hay mayor acoplamiento entre las dos placas sobre una superficie muy grande. Como consecuencia, se generan los terremotos de mayor magnitud conocida: los **terremotos de megathrust**. Son los terremotos con mayor magnitud momento que pueden exceder los 9,0, como los sismos en Chile en 1960 y en Alaska en 1964-1965. Acompañando estos terremotos hay extensas zonas de levantamiento o hundimiento a lo largo de la costa (Yeats *et al.*, 1997).

MICROZONA SÍSMICA (Seismic microzone).

Área generalmente pequeña en la cual los requisitos de diseño sismorresistente de obras de ingeniería son uniformes. Dentro de las microzonas se definen valores relativos de amplificación del movimiento del terreno debido a las condiciones locales del suelo, sin que se especifiquen los valores absolutos del movimiento sísmico o de la amenaza sísmica (Ingeominas, 1995).

MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA (Seismic micro-zonation).

Proceso mediante el cual se afinan las zonificaciones sismorresistentes oficiales y de carácter regional de un determinado país, a nivel de ciudades o de obras de infraestructura de importancia vital (diques, etc.) de acuerdo a la importancia de los efectos locales esperados.

Esta zonificación se lleva a cabo tomando en cuenta los efectos de amplificación del movimiento fuerte causado por la geología y la topografía, así como la estabilidad del terreno y el potencial de licuación del suelo. Además, la microzonificación es el proceso de identificar características locales referentes a la geología, la sismología, la hidrología y la geotecnia de una región específica, con el fin de tenerlas en cuenta dentro de la planificación de uso de la tierra y en los requisitos de diseño de las obras de ingeniería y así reducir el peligro en términos de vidas humanas y daño a los bienes que conlleva la ocurrencia de un sismo (Ingeominas, 1995).

MOLE TRACK o HUELLA DE TOPO (Mole track).

Pequeño montículo de baja preservación geológica, 30–60 cm de altura, formado por el levantamiento cosísmico y la fracturación del suelo a lo largo de una falla de rumbo en terrenos aluviales. Se parece a la huella de un topo gigantesco o una línea de tierra disturbada por un gran arado y por esta similitud, los campesinos japoneses usaron esta descripción en el gran terremoto de Nobi del año 1891 (Bates y Jackson, 1980).

Los **mole tracks** son pequeños lomos de presión, formados en las zonas de solape de una serie de

cizallas Riedel sintéticas. Se forman con frecuencia durante sismos de magnitud $M \geq 6.5$ y son el objeto de estudio detallado durante levantamientos posteriores al sismo. Es un ejemplo de un estudio **sismotectónico**, en el cual se relacionan directamente las deformaciones en superficie con los registros sismológicos instrumentales. Esto provee casos de **análogos modernos (modern analogs)** que son de gran valor en estudios paleosismológicos.

MOMENTO SÍSMICO (Mo) (*Seismic moment*).

Medida de las fuerzas de un terremoto que producen las dislocaciones del terreno, equivalentes a aquellas producidas por el desplazamiento real del terremoto. Es también igual al producto del módulo de rigidez del material terrestre, el área de la superficie de ruptura de la falla, y el promedio de desplazamiento a lo largo de la falla. Por lo tanto, las observaciones sismológicas y geológicas pueden producir el mismo resultado (Bates y Jackson, 1980; <http://www.data.scec.org/glossary.html>).

En la búsqueda de una medida de sentido físico del tamaño de un terremoto, los sismólogos han acudido a la teoría clásica de la mecánica, que describe los movimientos de cuerpos como el resultado de la aplicación de fuerzas. Una de estas medidas, llamada **momento sísmico**, ha encontrado una aceptación general. Fue propuesta inicialmente por el sismólogo americano K. Aki en 1966. El concepto mecánico básico es la aplicación de dos fuerzas iguales y opuestas sobre un cuerpo (de roca), llamado el **par de fuerzas** (o cupla). El tamaño de este par se llama momento. El **momento sísmico** se define como el producto de tres cantidades: 1) la **rigidez elástica** de las rocas 2) el **área** sobre la cual se aplica la fuerza y 3) el **desplazamiento de la falla** que ocurre en el momento de un terremoto. En casos propicios, será posible simplemente estimar el momento a partir de la longitud de la ruptura en superficie, medida en el campo, y la profundidad de la ruptura inferida de la profundidad de los focos de las réplicas. La ventaja de este método para identificar el tamaño de los terremotos es que una medida del momento del terremoto se puede calcular por análisis de sismogramas, o por mediciones de las dimensiones de la ruptura de falla, incluyendo la profundidad, tomadas en el campo. Las medidas se pueden calcular de los sismogramas registrados en sismógrafos modernos comunes y toma en cuenta todo tipo de ondas sísmicas producidas por el terremoto. Por esta ventaja, la **magnitud momento** de terremotos (**Mw**) hoy es ampliamente aplicada (Bolt, 1993). Ver también: **MAGNITUD MOMENTO (Mw)**.

MONOCLINAL (*Monocline*).

- 1) Un par de pliegues caracterizados por dos flancos largos horizontales conectados por un flanco inclinado relativamente corto (Twiss y Moores, 1992).
- 2) Flexura en superficie por plegamiento asimétrico con desarrollo de un solo flanco de anticlinal o por fallamiento ciego en profundidad. Típico en ambientes de frente montañoso activo en un cinturón de plegamiento y corrimiento de antepaís, con fallamiento predominantemente inverso (Montes y Sandoval, 2001). En el mismo ambiente y especialmente en la zona externa de estos cinturones, el pliegue monoclinal frecuentemente es, al mismo tiempo, un pliegue de propagación de falla encima de un cabalgamiento ciego. En tal caso la manifestación en superficie es la de un **escarpe de flexura** o **escarpe monoclinal** (Ver también: **ESCARPE DE FLEXURA**).

MORFONEOTECTÓNICA (*Morphoneotectonics*). Ver: GEOMORFOLOGÍA TECTÓNICA.

MORFOTECTÓNICA (*Morphotectonics*). Ver: GEOMORFOLOGÍA TECTÓNICA.

MOVIMIENTO FUERTE (*Strong ground motion*).

La energía liberada en el foco durante un terremoto se distribuye en forma de ondas sísmicas, que atraviesan la corteza para llegar en un sitio en la superficie donde es registrada en forma de sacudida del suelo. La intensidad de esta sacudida está determinada por la forma y cantidad de la energía liberada en la fuente, la distancia de viaje desde la fuente, el material y la topografía en el sitio de registro; el resultado final se llama **respuesta del sitio (site response)**. En el ambiente de la superficie, las ondas sísmicas experimentan tres cambios: 1) aumento de su amplitud, 2) verticalización de su trayectoria, 3) captura en

la capa más superficial (*near surface layer*). Esto se llama **efectos de propagación de ondas (wave propagation effects)** y resulta en el **movimiento fuerte**.

El movimiento fuerte tiene tres aspectos críticos: 1) la aceleración pico, 2) la duración, y 3) la frecuencia, que, en conjunto, definen la intensidad del movimiento fuerte y el daño que puede causar. La medida del movimiento fuerte para los ingenieros sísmicos es la **aceleración pico (peak ground acceleration)**. El máximo efecto del movimiento fuerte se genera en un ambiente de depósitos aluviales y en altos topográficos, donde contribuyen también los efectos de resonancia de ondas con frecuencias diferentes. El registro del movimiento fuerte se hace para diferentes frecuencias y es conocido como el **espectro frecuencial (frequency spectrum)** y el análisis se realiza en el **dominio temporal (time domain)** o en el **dominio frecuencial (frequency domain)** (Bolt, 1993; Brumbaugh, 1999; Hough, 2002; Kovach, 1995).

NEOTECTÓNICA (Neotectonics).

La definición más generalmente aceptada refiere a la tectónica reciente y cubre un tiempo desde el Mioceno hasta el presente. Este concepto abarca movimientos verticales y horizontales, sus deformaciones y desplazamientos resultantes, como ajuste isostático, sismotectónica, epeirogenesis y volcanotectónica (modificado de Winslow, 1986). Está íntimamente relacionada con la **paleosismología** y la **tectónica activa**, aunque la tectónica activa se restringe generalmente a los últimos 500.000 años. Sus métodos de estudio incluyen la morfología tectónica, geología estructural, tectónica, geodesia, geocronología, paleoclimatología y estudios del Cuaternario. Un levantamiento neotectónico, cuando su objetivo es hacer una evaluación de la amenaza sísmica, tiene como última fase un estudio paleosismológico detallado.

El término fue empleado por primera vez por el ruso V. A. Obruchev en 1948, involucrando el estudio de los movimientos y dislocaciones terrestres durante el Terciario tardío y el Cuaternario e incluye el presente. Otras definiciones consideran:

- 1) Estudio de los movimientos corticales durante el Cenozoico tardío (Belousov, 1980; Vita-Finzi, 1986; Mörner y Adams, 1989).
- 2) Eventos tectónicos y procesos que han ocurrido en tiempos post Miocenos (Slemmons, 1991).
- 3) La fase neotectónica comienza en diferentes momentos y lugares, dependiendo del régimen tectónico (Mörner, 1990).
- 4) Rama de la tectónica interesada en el entendimiento de los movimientos terrestres que han ocurrido en el pasado y continúan en el presente (Stewart y Hancock, 1994).
- 5) Las estructuras neotectónicas se han desarrollado en el régimen tectónico actual (Wood y Mallard, 1992).

NUCLEACIÓN DE RUPTURA (Rupture nucleation).

Cada sismo (grande o pequeño) se inicia en un punto, el **foco o hipocentro**, desde donde la ruptura se propaga hacia afuera generalmente en ambas direcciones horizontales, pero más comúnmente en una sola dirección. No se conoce exactamente el proceso de la nucleación. Existen dos modelos: la **nucleación lenta** que comienza con una aceleración gradual de movimiento (*slip*) sobre una escala de tiempo de minutos, horas o aún días y precede el comienzo abrupto de la ruptura. Como se trata de un proceso gradual, no genera ondas sísmicas y por eso escapa a la detección instrumental.

El segundo modelo es el **modelo de cascada (cascade model)**, en el cual el proceso comienza con una serie de sismos pequeños, que en cierto momento disparan el terremoto mayor. En este modelo cada sismo mayor ($M \geq 6,5$) es la culminación de una “cascada” de eventos menores (Hough, 2002).

ONDA P (P) (P-wave).

Onda sísmica, caracterizada por su alta velocidad, que es la primera en llegar a una localidad luego de ocurrido un sismo (**P** proviene de “primaria”). Es una onda elástica de tipo compresivo o longitudinal; el movimiento de las partículas es paralelo a la dirección de propagación de las ondas, alternándose compresiones (*pushes*) y dilataciones (*pulls*), debido a que cambian de volumen, pero sin cambiar de forma. Su velocidad en la corteza es de 5,5 a 7,2 km/seg y en el manto superior es de 7,8 a 8,5 km/seg

(<http://www.data.scec.org/glossary.html>). Se comportan exactamente igual que las ondas acústicas y tienen la capacidad de ser transmitidas por cuerpos de agua (Fig. 4.41).

ONDA S (S) (S-wave).

Onda sísmica de tipo transversal u ondulatorio; el movimiento entre las partículas es caracterizado por un cizalla entre ellas perpendicular a la dirección de propagación de las ondas, con cambios de forma sin cambio de volumen. Su velocidad es inferior a la de las ondas P, por esta razón son las que la suceden (S proviene de “secundaria”). Su velocidad en la corteza es de 3 a 4 km/seg y en el manto superior es de 4,4 a 4,6 km/seg. Debido a sus movimientos ondulatorios no se propagan en líquidos. Las ondas S son responsables de la determinación de que el núcleo externo de la Tierra sea líquido, ya que las ondas S no pueden atravesarlo (<http://www.data.scec.org/glossary.html>) (Fig. 4.41).

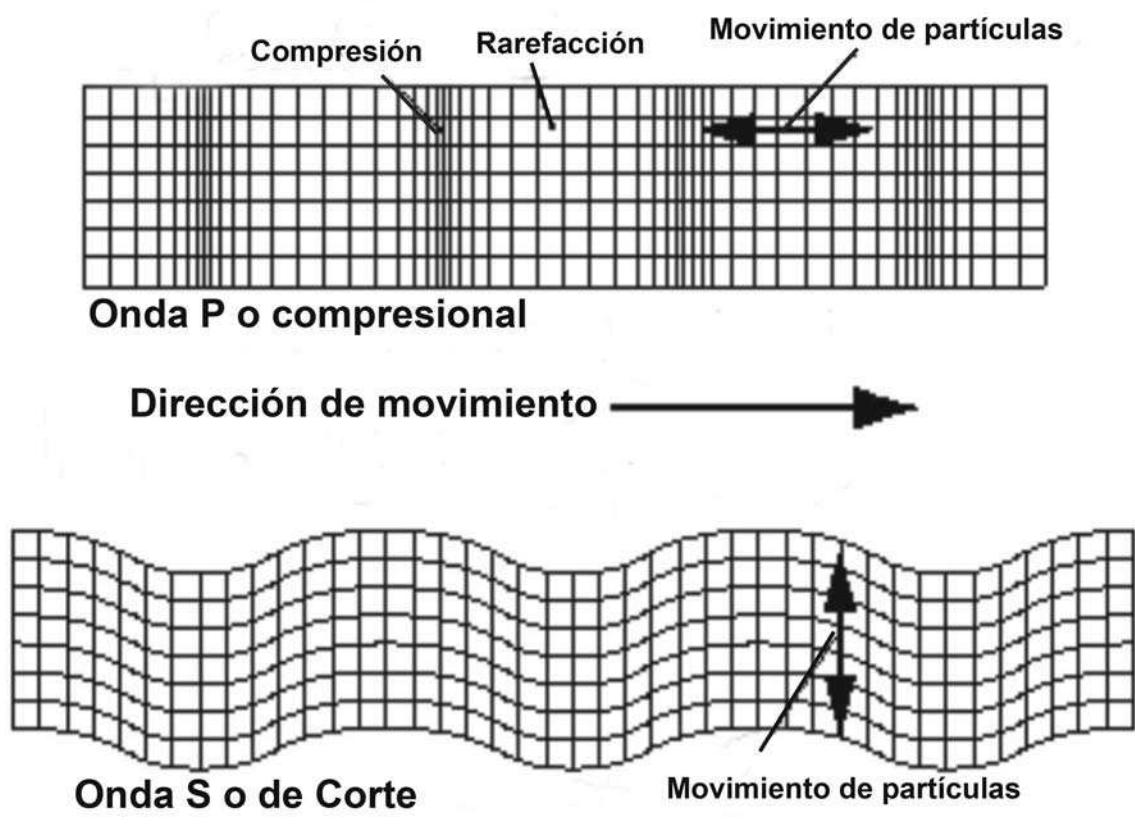


FIG. 4.41. Ondas S y P (la imagen se modifica de: <http://www.seismo.unr.edu/ftp/pub/louie/class/100/waves.GIF>).

OPEN CRACK (Open crack). Ver: **FISURA**.

PALEODATUM (Paleodatum). Ver: **MARCADORES GEOMORFOLÓGICOS**.

PALEOSISMICIDAD (Paleoseismicity).

Refiere a terremotos prehistóricos. Su registro geológico y geomorfológico es el campo de estudio de la **paleosismología**.

PALEOSISMO (Paleoearthquake).

Sismo ocurrido en tiempos históricos o prehistóricos que puede o no tener un registro geológico o geofísico asociado (Allaby y Allaby, 1990). En ocasiones, se refiere a un paleosismo como un **terremoto fosilizado (fossil earthquake)**.

PALEOSISMOLOGÍA (*Paleoseismology*).

- 1) La investigación de terremotos individuales, décadas, siglos o milenios después de su ocurrencia (Yeats *et al.*, 1997).
- 2) El estudio de terremotos prehistóricos, utilizando evidencias geológicas y geomorfológicas. En este contexto “prehistórico” se refiere a los últimos 500.000 años (el rango de tiempo de la **tectónica activa**) que contrasta con el uso comúnmente elástico del término. La paleosismología es importante en la evaluación de la amenaza sísmica, especialmente en regiones donde el intervalo de tiempo entre terremotos dañinos se mide en miles de años y por esto excede el rango temporal de los registros instrumentales e históricos (Hancock y Skinner, 2000).
- 3) La paleosismología es la ciencia y arte de la reconstrucción del carácter, ocurrencia y localización de terremotos del pasado, y que hoy en día están registrados o son detectables en las estructuras del sustrato (fallas, fracturas o pliegues), a través de rasgos geomorfológicos (líneas de costa, terrazas, drenajes desplazados, escarpes degradados, etc.) y según criterios estratigráficos, ya que la mayoría de los terremotos están documentados sólo en el registro geológico (Pavlides, 1996).

Los métodos utilizados son los mismos que se usan en los estudios neotectónicos de los cuales la paleosismología constituye la última fase. Entre ellos, el análisis morfotectónico del terreno suplementado con mapeo geodésico de gran escala y muy detallado para la producción de mapas locales de microtopografía; las técnicas de datación cuaternaria; el mapeo geológico muy detallado a escala muy grande (1:10 o 1:20) de las paredes de trincheras excavadas sobre las fallas en sitios cuidadosamente seleccionados.

La selección de los sitios de las trincheras es de suma importancia y es la culminación de un análisis morfotectónico de detalle, que es parte del levantamiento neotectónico previo. El éxito del estudio paleosismológico en trinchera depende en un 90 % de la selección de sitio. El mapeo en trinchera busca encontrar evidencias de desplazamientos cosísmicos en la secuencia estratigráfica, que constituirán la prueba de la ruptura de superficie producida por terremotos prehistóricos. Esto indica, al mismo tiempo, la limitación de la paleosismología, ya que sólo registra los sismos principales ($Mw \geq 6,5$) que han tenido la capacidad de romper la superficie. La paleosismología ocupa un lugar clave en la previsión del riesgo sísmico dado que puede extender la ventana temporal de observación de la historia sísmica de muchas zonas de falla, fallas individuales o segmentos de falla. Provee datos pertinentes sobre magnitud, tasa de movimiento, ocurrencia, e intervalos de recurrencia de terremotos prehistóricos que permitirán hacer proyecciones hacia el futuro.

Se puede decir que el adagio de la paleosismología es “**el pasado tiene la llave del futuro**” como una inversión del dictamen del uniformitarianismo o actualismo.

PEDIMENTO (*Pediment*).

Una superficie rocosa con pendiente muy suave, rasa o con sólo un manto muy delgado de detritos, que se extiende desde el pie de una sierra en una región semidesértica o un desierto. Generalmente está considerada como el producto de la denudación en condiciones áridas, semiáridas o de sabana (Monkhouse y Small, 1978). El consenso indica como proceso de formación el **retroceso de la pendiente (slope retreat)** y por eso la superficie debe ser **diacrónica (diachronous)** en contraste con la superficie de una penillanura que es **sincrónica**.

PEDIPLANICIE o PEDILLANURA (*Pediplain*).

Una superficie multicónvava que ha resultado de la coalescencia de varios pedimentos adyacentes de gran escala (Monkhouse y Small, 1978). El modelo de **pediplanificación** ha sido desarrollado sobre todo por L.C. King en el ambiente de África del Sur (King, 1963 y 1975) (Fig. 4.42).

PELIGRO SÍSMICO (*Seismic hazard*). Ver: AMENAZA SÍSMICA.

PENEPLANICIE o PENILLANURA (*Peneplain*).

- 1) Superficie de extensión regional, de bajo relieve y de altitud absoluta baja, producida por erosión de larga duración (Yeats *et al.*, 1997).

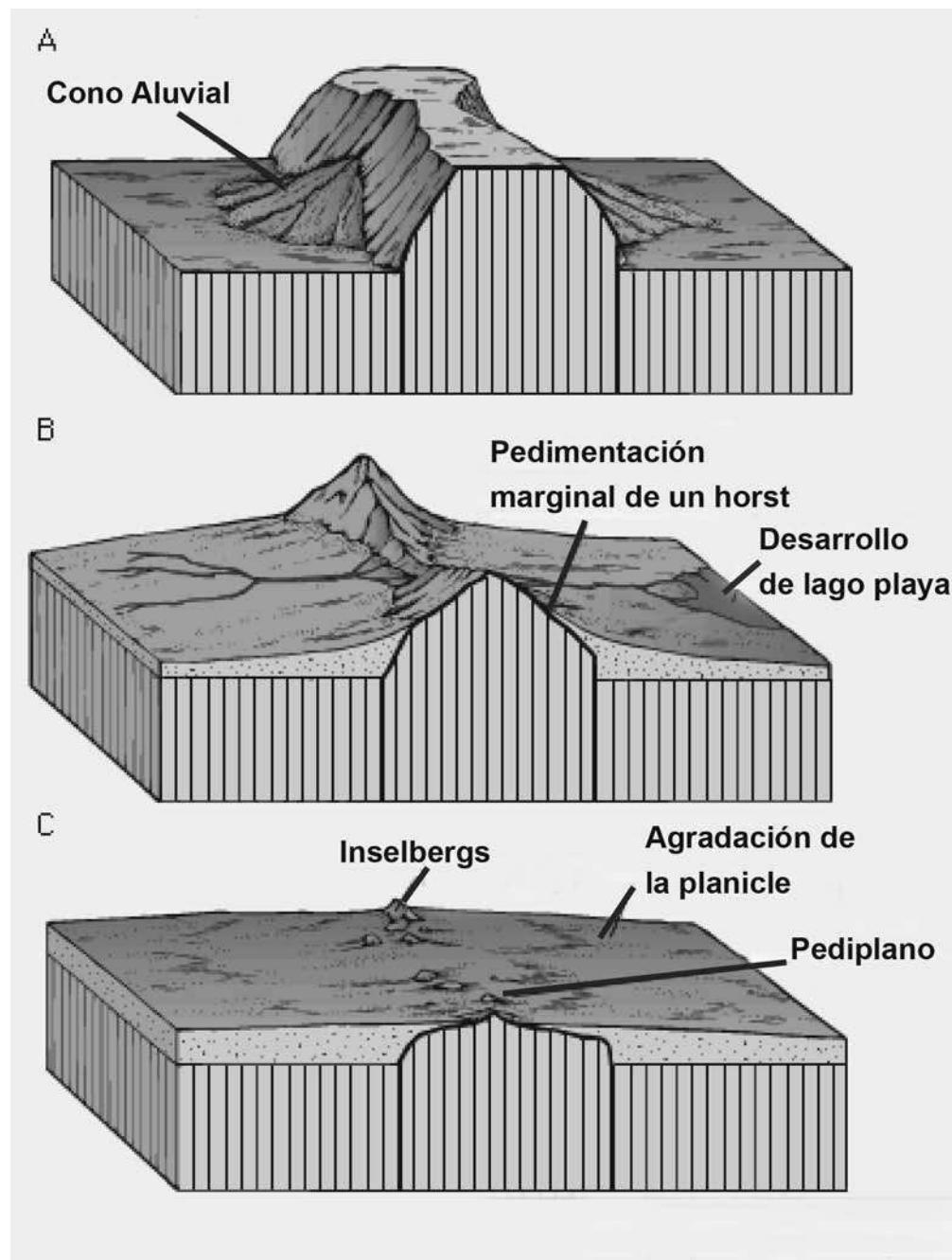


FIG. 4.42. Pediplanicie (la imagen se modifica de: <http://www.britannica.com/eb/art-1254/Three-phase-block-diagram-of-pedimentation-of-an-upland-in>).

2) Llanura extensa casi nivelada, producto de procesos de denudación que han operado durante largos períodos de tiempo (Monkhouse y Small, 1978).

El proceso de denudación es por **declinación de pendientes**, en contraste con las pediplanicies donde es por **retroceso de pendientes (slope retreat)**.

También conocida como **planicie de erosión (erosion surface)** o **superficie de planificación (planation surface)**.

La planicie puede mostrar una perfecta biselación de las rocas deformadas cortadas por la superficie. Los remanentes que han subsistido a los procesos de denudación son conocidos como **cerros testigos (inselbergs)**. Generalmente, se supone que la etapa final de la planificación indica una altitud baja, pero el levantamiento, deformación y/o basculamiento puede llevarla a niveles más altos. Después la erosión deja sólo remanentes, que a veces se marcan por la **concordancia de cumbres (concordance of summit levels –en alemán: Gipfelfluhr)**. Los remanentes de las penillanuras erosionadas pueden constituir buenos marcadores geomorfológicos para registrar evidencias de deformaciones en el Cuaternario.

PERÍODO DE RETORNO o INTERVALO DE RECURRENCIA (Return period or Recurrence interval).

1) En un sitio dado, es el tiempo promedio entre la ocurrencia de eventos o de movimientos del terreno de características dadas, por ejemplo aceleración máxima $A > 0,20 \text{ g}$; equivale al inverso de la probabilidad de excedencia anual (Glosario de términos en ingeniería sísmica; <http://www.masterieg.uc.cl/docs/GlosarioIS.pdf>).

2) Definido como el intervalo de tiempo entre terremotos de una magnitud dada (Brumbaugh, 1999).

El intervalo de recurrencia es parte del **ciclo de deformación sísmica**, en el cual la **acumulación intersísmica de deformación elástica** tiene lugar entre los momentos instantáneos de liberación de strain. El intervalo de recurrencia junto con la **tasa de movimiento** son conceptos que pertenecen al campo de la paleosismología que, a su vez, tiene enfoque sobre la historia y la reconstrucción de terremotos en términos de su distribución en el tiempo y espacio.

Pueden estimarse los intervalos de ocurrencia de dos maneras diferentes. Una es el intervalo promedio de recurrencia, que se calcula por dividir el desplazamiento observado de un marcador geomorfológico por el desplazamiento asumido por evento (método directo). La otra es el intervalo basado en el espaciamiento en tiempo de terremotos individuales (el método geológico).

La situación ideal en la paleosismología es tener evidencia de **terremotos característicos**, (que significa que terremotos separados a lo largo de un segmento de falla imitan el anterior), que están separados por intervalos regulares de tiempo. Esto, junto con el conocimiento de **tiempo transcurrido** desde el último terremoto, podría constituir una base muy sólida para hacer pronósticos, o aún predicciones en estudios de **amenaza sísmica**. Pero la realidad es muy diferente y es más común encontrar terremotos agrupados en el tiempo y separados por períodos relativamente largos de inactividad (Véase: **enjambre de sismos**) (Burbank y Anderson, 2001; McCalpin, 1996).

PLATAFORMA DE ABRASIÓN (Abrasion platform). Ver: **TERRAZA MARINA**.

PLIEGUE DE RAMPA o PLIEGUE DE FALLA ARQUEADO (Fault-bend fold or Ramp fold).

Pliegue que se forma por la flexión de los estratos en el bloque colgante sobre un arqueamiento o **rampa frontal** en la falla de cabalgamiento (según Yeats *et al.*, 1997). Ver también: **ANTICLINAL DE RAMPA**.

POP-UP (Pop-up).

Bloque levantado o cuña extrusiva entre dos cabalgamientos con vergencias opuestas y divergentes (un cabalgamiento y un retrocabalgamiento). En el caso de dos cabalgamientos con vergencias en dirección opuesta pero convergente, el bloque o cuña entre ellos se hunde y se forma una **zona triangular**. Se refiere específicamente a estructuras en cinturones de pliegues y cabalgamientos de antepaís (Biddle y Christie-Blick, 1985; Mercier y Vergely, 2001).

PRECURSOR (*Foreshock*). Ver: **FORESHOCK**.

PRECURSOR o PREMONITOR (*Precursor or Earthquake precursor*).

- 1) Fenómeno geofísico relacionado con un terremoto de ocurrencia posterior (Yeats *et al.*, 1997).
- 2) Cambios físicos en la tierra que suceden con anterioridad a grandes terremotos. Estos cambios deben ocurrir sólo antes de todos o por lo menos de la mayoría de los grandes terremotos (Hough, 2002).

Casos documentados de anomalías físicas que han ocurrido con anterioridad a grandes eventos sísmicos, y que incluyen cambios en la tasa de ocurrencia de sismos menores, en la velocidad de las ondas sísmicas en las cercanías de un eventual terremoto, en el nivel y composición química de aguas subterráneas, emisión de señales electromagnéticas poco comunes, levantamiento o abombamiento regional de la superficie terrestre en la zona epicentral. Sin embargo, ninguno de estos fenómenos corresponde con los requerimientos de precursores verdaderos que deben llevar a una predicción viable: es decir que un precursor no sólo debe existir antes de un terremoto, sino debe ser anterior a todos o por lo menos gran cantidad de estos. Hasta el día de hoy los sismólogos sólo han podido identificar un solo precursor de terremotos de común ocurrencia: los **foreshocks**. Los **foreshocks** no ocurren antes de todos los terremotos pero suceden con suficiente frecuencia y cada evento menor provee una cierta anticipación de la inminencia de uno mayor (Hough, 2002). Recientemente, se han identificado otros precursores promisorios: el incremento en la emisión de **gas radón** en las cercanías de fallas activas, a unas semanas antes de sismos fuertes. El gas radón causa la ionización de la capa atmosférica inferior cerca de la superficie terrestre y por medio de una serie de reacciones fisicoquímicas resulta en un aumento de la temperatura en superficie que da lugar a las llamadas anomalías térmicas. La presencia de estas anomalías se han registrado antes de la ocurrencia de terremotos y son fácilmente detectables con técnicas de teledetección (Pulinets, en: EOS v.88–20, 2007).

PRESSURE RIDGE (*Pressure ridge*). Ver: **LOMO DE PRESIÓN**.

PROPAGACIÓN DE FALLA (*Fault propagation*).

Crecimiento o avance de una sección o segmento de falla de cabalgamiento o corrimiento. Generalmente, se asocia con el pliegue que se desarrolla encima del punto frontal de la falla para acomodar la deformación y se llama **pliegue por propagación de falla** (Twiss y Moores, 1992). Ver también: **PLIEGUE DE PROPAGACIÓN DE FALLA**.

PROVINCIA SISMOTECTÓNICA (*Seismotectonic province*).

Región o sector de una región donde no hay fallas activas identificables y tampoco hay **estructuras localizadoras**. (Ver: **ESTRUCTURAS LOCALIZADORA**). Para fines de la evaluación de la amenaza sísmica en una provincia sismotectónica, la práctica es asumir un terremoto máximo, generalmente coincidiendo con el terremoto histórico máximo (Reiter, 1990).

PULL-APART BASIN. Ver: **CUENCA DE TRACCIÓN**.

PUSH-UP (*Push-up*).

Bloque elevado por acortamiento cortical en una **curva o escalón restrictivo** (*restraining bend*) de una falla de rumbo. (Biddle y Christie-Blick, 1985). En este sentido es lo mismo que **lomo de presión**. Ver también: **DÚPLEX** y **ESTRUCTURA EN FLOR POSITIVA**.

RAMPA o RAMPA DE FALLA (*Ramp or Fault ramp*).

Inclinación abrupta en un segmento de un plano de falla llano, donde la falla corta hacia arriba a un nivel estratigráfico superior, volviendo allí a su geometría plana.

Estas rampas se encuentran típicamente en secuencias sedimentarias bien estratificadas, tanto en ambientes tectónicos extensionales como compresivos. Siempre están asociadas con sistemas de fallas

normales lístricas y sistemas de fallas de cabalgamiento, respectivamente. En ambos ambientes, su ocurrencia secuencial sigue una trayectoria escalonada que consiste de **planos y rampas**.

Se distinguen dos tipos de rampas: la **rampa frontal** que tiene su rumbo perpendicular a la dirección del transporte tectónico y está caracterizada por el movimiento según el buzamiento (*dip-slip*), y la **rampa lateral** que tiene su rumbo paralelo a la dirección del transporte tectónico y es de movimiento dominante-mente transcurrente.

Las **rampas de cabalgamiento** deben cortar la sección estratigráfica subiendo en la secuencia y en la dirección del transporte tectónico, mientras las **rampas de fallas normales lístricas** cortan la secuencia estratigráfica bajando en la secuencia, pero también en la dirección del transporte tectónico. En perfil transversal, las fallas siempre tienen una geometría lístrica, es decir, cóncava hacia arriba y horizontalizándose al llegar a niveles más profundos, funcionando como **plano de despegue**.

Dos tipos de pliegues están asociados con la deformación directamente encima de las rampas: un **anticlinal tipo roll-over**, en el caso de fallamiento normal lístrico y un **anticlinal de rampa o pliegue de falla encorvada**, en el caso de una rampa de cabalgamiento. Además, encima del frente de crecimiento del cabalgamiento se desarrolla un **pliegue de propagación de falla** que en la superficie se manifiesta generalmente como un **escarpe de flexura**. La masa de roca encima del plano de falla es conocida como el **bloque colgante**; el bloque por debajo del plano de la falla se conoce como el **bloque yacente**.

En el caso del desarrollo de nuevas rampas encima de la existente, y si se genera una serie de rampas amontonadas con sus pliegues asociados, se conoce como una **estructura dúplex**.

En un ambiente de fallas transcurrentes puede generarse, en principio, la misma asociación de rampas y pliegues, salvo que la misma geometría se proyecte sobre un plano horizontal y las rampas ahora son las **curvas distensivas y las curvas compresivas**. En este caso, los dúplex se conocen como **duplexes de extensión o de compresión**.

RAMPA DE BLOQUE COLGANTE (*Hanging wall ramp*).

Son rampas que se generan secuencialmente en el bloque colgante y en la parte trasera de la rampa inicial y así sucesivamente, progresando en la dirección opuesta a la del transporte tectónico (Butler, 1982).

RAMPA DE BLOQUE YACIENTE (*Foot wall ramp*).

Son rampas que se generan secuencialmente en el bloque yacente de un cabalgamiento, en frente de la rampa inicial y así sucesivamente, progresando en la dirección del transporte tectónico (Butler, 1982).

RAMA DE FALLA (*Fault strand*).

Parte de una traza de falla expuesta en la pared de una trinchera (McCalpin 1996). Falla individual de un grupo de fallas paralelas o subparalelas, muy juntas, de un sistema de fallas (<http://www.data.scec.org/glossary.html>).

REBOTE ELÁSTICO (*Elastic rebound*).

El movimiento a lo largo de una falla es el resultado de la liberación abrupta de energía acumulada progresivamente durante la deformación elástica que se ha acumulado progresivamente en las masas rocosas a ambos flancos de una falla. Este movimiento abrupto devuelve la roca a una condición de no deformación o de poca deformación. Esta teoría fue propuesta por H.F. Reid en 1911 después del terremoto de San Francisco de 1906 (Bates y Jackson, 1980). A pesar de que no se ha formulado con la suficiente precisión la teoría de la génesis de los terremotos para poder hacer predicciones confiables, el concepto del **rebote elástico** nos permite intentar hacer pronósticos sobre cuándo puede ocurrir el próximo terremoto en una falla conocida (Bolt, 1993) (Fig. 4.43).

RECHAZO DE FALLA (*Fault offset*) Sin: **DESPLAZAMIENTO** o **DESLIZAMIENTO** (Ch, Co, Pe).

1) Dislocación, desplazamiento o separación relativa de puntos antes adyacentes en los lados opuestos de una falla, medidos en la superficie del plano de falla. (http://www.science-master.com/physical/item/earthquake_glossary.php#S_wave).

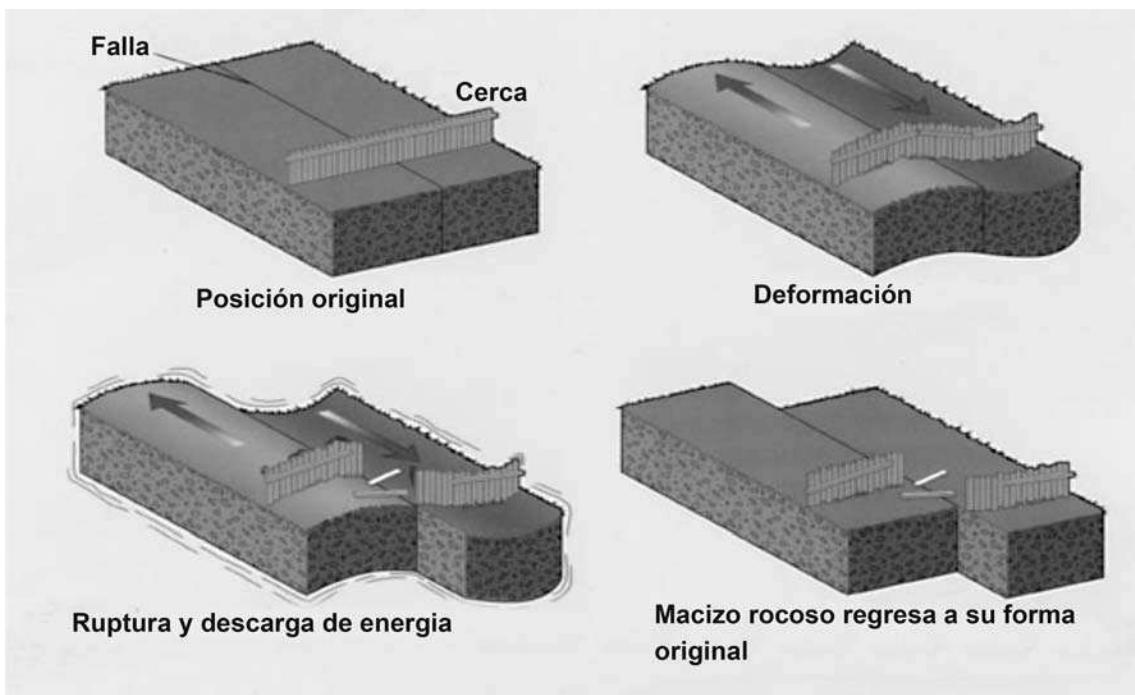


FIG. 4.43. Rebote elástico (la imagen se modifica de: <http://www.winona.edu/geology/MRW/mrwimages/elasticrebound.jpg>).

2) Desplazamiento o deslizamiento relativo de dos puntos adyacentes ubicados sobre lados opuestos de una falla, medido éste sobre la superficie o plano de la falla (Yeats *et al.*, 1997).

RECHAZO VERTICAL DE FALLA (Vertical fault throw).

- 1) La cantidad de desplazamiento vertical de roca producida por fallamiento, sea normal, inverso o de rumbo (<http://www.answers.com/topic/fault-throw>).
- 2) Componente vertical de desplazamiento de una falla (Yeats *et al.*, 1997).

RECURRENCIA (Recurrence). Ver: **PERÍODO DE RETORNO** o **RELACIÓN GUTENBERG-RICHTER DE RECURRENCIA**.

RELACIÓN GUTENBERG-RICHTER (DE RECURRENCIA) (*Gutenberg-Richter recurrence relationship or b-value*).

- 1) Describe la tasa de ocurrencia de sismos de diferentes magnitudes (Hough, 2002).
- 2) La observación de que, para áreas grandes y períodos largos, el número de sismos con magnitudes diferentes, ocurre sistemáticamente en la relación $M = a - bN$, donde **M** es la magnitud, **N** es el número de sismos por unidad de área y unidad de tiempo (e.g., el número de eventos cada año sobre un área de 1000 km²) y **a** y **b** son constantes que representan, respectivamente, el nivel general de sismicidad y la proporción de eventos menores y mayores (Yeats *et al.*, 1997). Es una relación empírica.

Gutenberg y Richter habían observado que a escala mundial, había una relación sistemática entre la magnitud de terremotos y la frecuencia de ocurrencia, más específicamente que los sismos de un cierto intervalo de magnitud ocurrieron con una frecuencia 10 veces mayor que los sismos del intervalo próximo. Esta relación se podía expresar gráficamente como una línea recta y esto generó mucho interés por la posibilidad de extrapolación hacia niveles de magnitud mayores de los que habían sido registrados. Constituía, entonces, una proposición atractiva para pronosticar (o tal vez predecir) cuantitativamente la amenaza sísmica.

Sin embargo, se presentaron muchos problemas de índole estadística en el manejo de estas curvas

de recurrencia, el intervalo muy limitado de observación instrumental y la escasez de datos sobre los sismos de mayor magnitud que ocurren con intervalos de recurrencia muchos mayores. Esto implicaba que, salvo cuando el período de observación (colección de datos) incluye, por lo menos, dos sismos de mayor magnitud, sería imposible conocer si la muestra era verdaderamente significativa desde el punto de vista estadístico. Es importante, en este caso, anotar que, por tener una relación aparentemente recta en la curva, no se puede garantizar que la precisión de la línea refleje también con certeza la tasa de ocurrencia de sismos mayores y por esto la extrapolación puede llegar a ser completamente errónea.

Entonces, para fines de la evaluación de la amenaza sísmica, la relación Gutenberg-Richter puede ser aplicada con cierto nivel de confiabilidad sólo para áreas y no para terremotos individuales mayores relacionados con ciertas fallas (tomado de Yeats *et al.*, 1997; Hough, 2002).

Esta relación Gutenberg-Richter está en el centro del debate sobre el cálculo de la amenaza sísmica entre geólogos y sismólogos (Fig. 4.44).

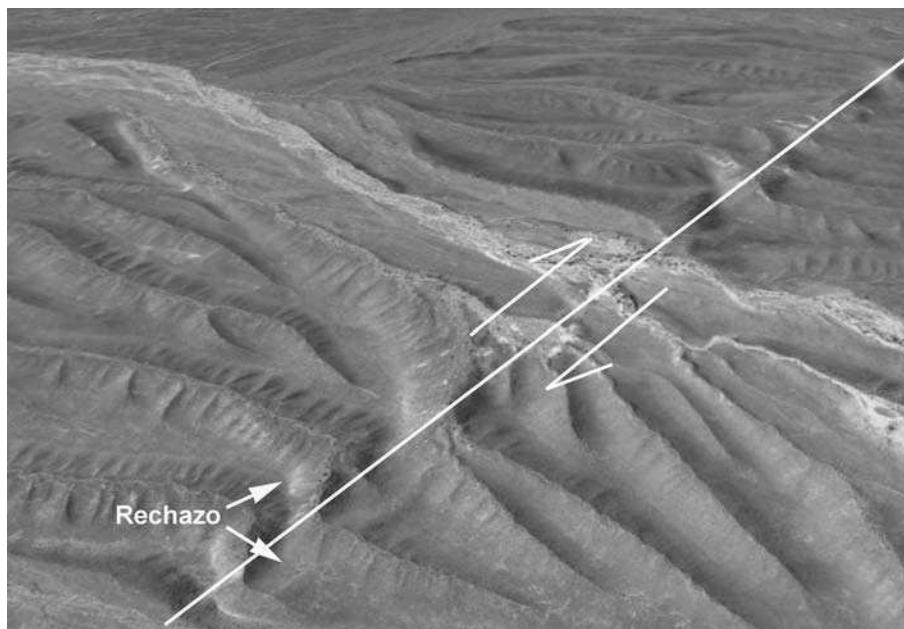


FIG. 4.44. Rechazo de falla.

REPARTO DE DEFORMACIÓN (*Strain partitioning*).

Tendencia de las fallas en una región, donde tanto las fallas de rumbo, como normales o inversas están dispuestas subparalelas, y rompen en movimientos de rumbo o en movimientos según el buzamiento (Yeats *et al.*, 1997). Es un fenómeno que ocurre generalmente en zonas de subducción oblicua, donde resultan grandes fallas de rumbo (fallas transcurrentes) en el bloque colgante de la subducción y que son paralelas a la fosa de subducción. Ejemplos de esto son la gran falla de Sumatra, en Indonesia, y las fallas de Atacama y Liquiñe-Ofqui, en Chile. El reparto o partición de la deformación no está restringida a zonas de convergencia oblicua, sino también ocurre en zonas de transición de fallamiento de rumbo (*strike-slip*) a fallamiento según el buzamiento (*dip-slip*).

RÉPLICA (*Afterslip or Aftershock*).

1) Despues de producido un terremoto grande, es posible que ocurran muchos sismos de menor tamaño en la vecindad del epicentro del sismo principal. A estos pequeños temblores o sismos se les denomina réplicas. Algunas series de réplicas duran largo tiempo e incluso superan el lapso correspondiente a un año (e.g., los eventos de Alaska 1964 y Chile 1960). La zona que cubre los epicentros de las réplicas se llama ‘área de réplicas’ y sus dimensiones, principalmente de las réplicas tempranas (uno a tres días de

ocurrido el evento), son indicativas del tamaño de la ruptura de la falla asociada con el terremoto principal (<http://ssn.dgf.uchile.cl>).

- 2) Sismos producidos posteriormente a un evento sísmico mayor o principal, vinculados a éste espacial y temporalmente. Permiten en conjunto definir el área de ruptura vinculada al evento principal.
- 3) Sismo menor que sigue al evento principal de una serie, originado dentro del área de falla de la ruptura del sismo principal. Es parte del enjambre de sismos que ocurren con una tasa mayor a la tasa regional de sismicidad previa al sismo principal (Yeats *et al.* 1997).
- 4) Cualquier sismo que ocurre luego de un gran terremoto (sismo principal) dentro de una longitud de ruptura de la falla original y antes de que la tasa de sismicidad en esa área haya vuelto al nivel previo es considerado una réplica. Para algunos sismos, puede ser definida una ‘zona de réplicas’, en relación con la regla de una longitud de ruptura mencionada arriba (<http://www.data.scec.org/glossary.html>).

Las réplicas no tienen una distribución uniforme a lo largo de la falla sino que están concentradas en algunas áreas. Algunas réplicas están situadas fuera de la falla y por lo general, tienden a concentrarse alrededor pero no necesariamente dentro de la zona del sismo principal (*mainshock*). Una secuencia de réplicas tiende a decaer en magnitud, siguiendo la misma relación de magnitud y frecuencia de Gutenberg-Richter (Yeats *et al.*, 1997; Hough, 2002).

REPTACIÓN o REPTACIÓN GRAVITACIONAL, para distinguirla de la reptación o repto de origen tectónico. Sin.: **REPTAJE** (Ar) (*Creep*).

- 1) Movimiento en masa en el cual hay desplazamiento continuo y lento cuesta abajo de una capa de suelo, mineral o roca bajo fuerzas de gravedad (Bates y Jackson, 1980).
- 2) Movimiento superficial (unos decímetros) muy lento, prácticamente imperceptible, que afecta a suelos y materiales alterados, provocando deformaciones continuas que se manifiestan al cabo del tiempo en la inclinación o falta de alineación de árboles, vallas, muros, postes, etc. en las laderas (González de Vallejo *et al.*, 2004).

REPTACIÓN DE FALLA o REPTACIÓN TECTÓNICA (*Fault creep*).

Es el deslizamiento continuo o episódico sobre una falla, con una tasa de movimiento demasiado lenta para poder producir un terremoto (Yeats *et al.*, 1997). Las fallas sismogénicas pueden moverse poco durante terremotos menores o medianos, sin tener indicios de desplazamiento abrupto. Esto y el movimiento asísmico durante períodos intersísmicos pueden llevar a una sobreestimación del desplazamiento cosísmico y, por ende, a la magnitud de eventos cosísmicos, implicando una sobreinterpretación del registro paleosismológico (McCalpin, 1996).

RESPUESTA DEMORADA (*Delayed response*).

En paleosismología, se hace distinción entre rasgos **instantáneos**, formados cosísmicos, y rasgos de **respuesta demorada**, formados postsísmicos. Estos últimos son rasgos creados por procesos geológicos variados después de haber terminado la deformación cosísmica y las sacudidas. Los fenómenos de respuesta demorada son varios e incluyen efectos de movimiento **afterslip**, deposición de cuñas coluviales, relleno de fisuras (*open cracks*), discordancias sobre los horizontes de eventos y, a más largo plazo, la sedimentación en zonas de hundimiento como **sag ponds** y deslizamientos en zonas más alejadas de la traza de falla (*off-fault*) (McCalpin, 1996).

RESPUESTA LOCAL. Ver: **EFFECTOS LOCALES o EFECTOS DE SITIO**.

RETROCABALGAMIENTO (Co) o **RETROCORRIMIENTO** (Ar) (*Backthrust*).

Falla inversa de bajo ángulo, dentro de una faja de corrimientos, que muestra un sobrecorrimiento en dirección opuesta al transporte tectónico general del resto del cordón o faja deformada (Kearey, 1993). Ver también: **POP-UP** (Fig. 4.45).

RETRODEFORMACIÓN (*Retrodeformation*).

Proceso de análisis mediante un ejercicio de reconstrucción usado en la paleosismología, por el cual las

Retrocabalgamiento

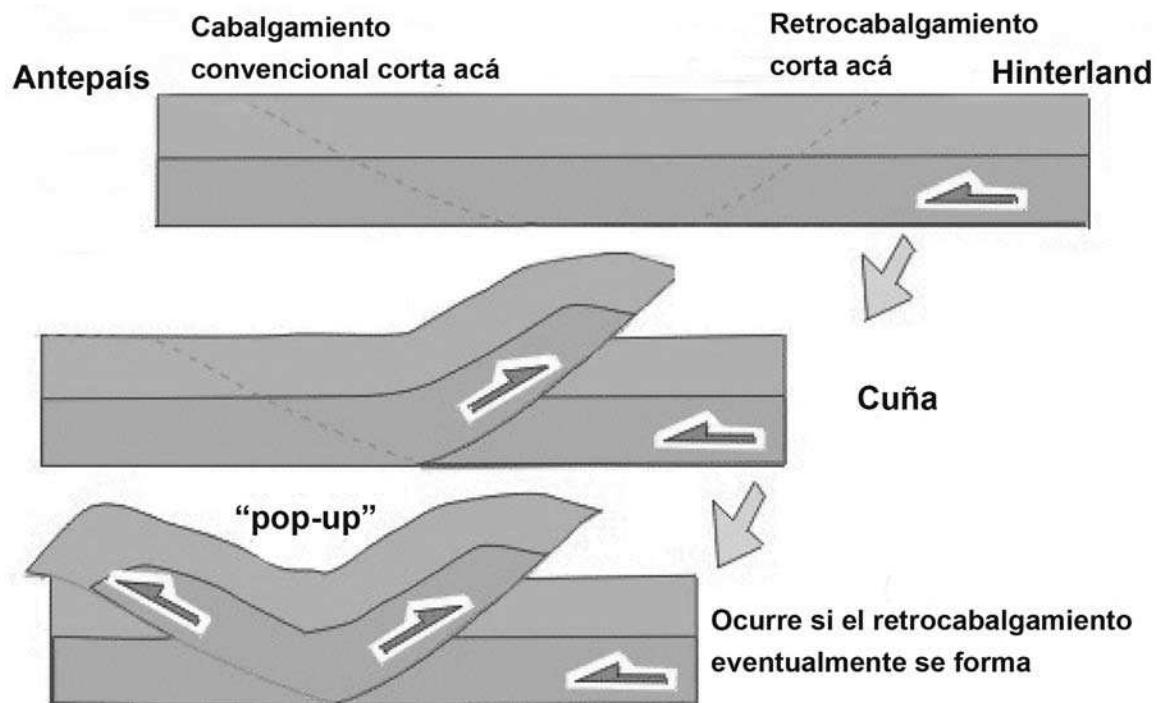


FIG. 4.45. Retrocabalgamiento (la imagen se modifica de: <http://www.see.leeds.ac.uk/structure/assytgeology/geology/thrusts/what/backthrust.gif>).

unidades estratigráficas o las superficies topográficas son llevadas a su posición original, revirtiendo el sentido del desplazamiento sobre la falla (McCalpin, 1996). El análisis está basado en dos presunciones: 1) que había continuidad original de los estratos deformados, y 2) que los contactos superiores de estratos de grano fino originalmente eran horizontales. Requiere un entendimiento del ambiente deposicional de los estratos fallados, para inferir su geometría original. La retrodeformación normalmente se ejecuta en sección vertical, pero en el caso de fallas transcurrentes esto hace difícil su reconstrucción y correlación por el desplazamiento lateral de estratos no planos, no horizontales y de espesores variados sobre distancias cortas (McCalpin, 1996).

RIEDEL ANTITETICO (Antithetic Riedel). Ver: CIZALLAMIENTO RIEDEL.

Son las fallas de cizallamiento en *échelon* que forman parte del juego conjugado y que tienen una orientación de 80° con respecto a la zona de deformación principal y el sentido de movimiento opuesto a ella.

RIEDEL SINTÉTICO (Synthetic Riedel). Ver: CIZALLA RIEDEL.

Son fallas de cizallamiento en *échelon* que se desarrollan en forma de juegos conjugados en una etapa temprana del desarrollo de una falla de rumbo. Tienen el nombre del geólogo que las observó en experimentos en 1929. Los Riedels que tienen un ángulo entre 10°–20° con la zona de deformación principal y el mismo sentido de movimiento se llaman **Riedels sintéticos (R)** y los Riedels que tienen un ángulo de alrededor de 80° y sentido de movimiento opuesto, se llaman **Riedels antitéticos**.

RIESGO SÍSMICO (Seismic risk or Earthquake risk).

1) Posibles consecuencias económicas, sociales y ambientales que pueden ocurrir en un lugar, en un tiempo determinado, en este caso, producto de la ocurrencia de un sismo o de la actividad de una falla (Cardona y Hurtado, 2001). La vulnerabilidad de un lugar en un tiempo determinado ante la amenaza de un peligro.

2) Las expectativas de daño estructural que resultan del movimiento del suelo tras un terremoto (Yeats et al., 1997). El riesgo puede definirse como la suma de la amenaza y la vulnerabilidad.

Los geocientíficos son reticentes en diferenciar ‘amenaza’, que depende de la estimación de los terremotos, del “riesgo”, que refiere a la exposición de estructuras, vías de comunicación y poblaciones a las amenazas existentes. Riesgo, generalmente, pertenece a la esfera de las compañías de seguros, mientras la evaluación de la amenaza pertenece al campo de la ciencia (Hough, 2002).

RUPTURA (Rupture). Ver: **FRACTURA** (Fig. 4.46).



Fig. 4.46. Ruptura (la imagen se modifica de: http://comet.nerc.ac.uk/images/news_ethiopia_fig1_608.jpg).

RUPTURA DE SUPERFICIE (Surface rupture).

- 1) Fractura en la superficie de la tierra y a lo largo de la traza de falla. Zona de intersección entre el plano de una falla activa y la superficie de la tierra, por ejemplo representado por un escarpe de falla o por grietas (<http://www.data.scec.org/glossary.html>).
- 2) La ruptura **cosísmica** de la superficie del terreno por una falla durante un terremoto. Es un efecto directo del movimiento de la falla y no hay que confundirlo con efectos secundarios, debido a la vibración o sacudida por ondas sísmicas o por movimientos del terreno disparado por el sismo en zonas de inestabilidad. Es importante recordar que la ruptura de superficie sólo se produce tras sismos de magnitud **$M \geq 6,5$** .
- 3) Desplazamiento cosísmico de la superficie del terreno a lo largo de una falla. Tiene mediciones de longitud y de desplazamiento, que son parámetros importantes para la estimación de la magnitud del sismo y el cálculo de la **magnitud momento**. La longitud de la ruptura es un ingrediente importante para definir la segmentación de una falla.

Pueden diferenciarse tres tipos de ruptura: 1) ruptura primaria, que está relacionada directamente con el desplazamiento de la subsuperficie y es el tipo de ruptura con la cual se define el segmento de la falla, 2) ruptura secundaria, que ocurre a lo largo de una falla secundaria como una falla antitética, que intersecta la falla primaria a poca profundidad y 3) ruptura simpatética, que es una ruptura disparada en otra falla aislada de la falla principal. Esta última puede cruzar el límite de un segmento.

Con frecuencia se presentan incertidumbres en establecer el desplazamiento correcto en el terreno y puede resultar en una subestimación o sobreestimación de la magnitud del sismo que lo originó (Yeats et al., 1997; McCalpin, 1996).

SACUDIDA SÍSMICA (*Seismic shaking or Ground shaking*).

Término general que cubre todo tipo de movimiento sísmico, incluyendo la aceleración del terreno, la velocidad, el desplazamiento y la deformación (*strain*) (Bates y Jackson, 1980). Es el total de los efectos que causan las ondas sísmicas cuando llegan a un lugar específico. La **escala de intensidad** está basada en la variación de la fuerza de la sacudida sísmica del terreno. El **movimiento fuerte** de estas sacudidas se registra con ayuda de **acelerógrafos**. Los sismólogos e ingenieros registran tanto la duración como las diferentes frecuencias de las sacudidas, es decir, tienen en cuenta el **dominio temporal** y el **dominio frecuencial**. Ver también: **MOVIMIENTO FUERTE**.

SACKUNG (*Sackung or Gravitational spreading*). Sin.: **EXPANSIÓN GRAVITACIONAL**.

Reptación en rocas con raíces profundas que produce un tipo de graben en la cresta de una montaña, por el hundimiento de una masa de roca. Las fallas en ambos lados del tope de un cerro y con buzamientos hacia dentro de la cresta y paralela a la misma, producen contraescarpes y generan un graben en la cresta. Puede presentarse abombamiento en la parte inferior de los flancos de la montaña. Se ha interpretado como un tipo de **colapso gravitacional** por efectos de remoción de grandes volúmenes de roca en los valles en tiempo relativamente corto. Los contraescarpes, frecuentemente, dan lugar a la presencia de pequeños lagos como **lagunas de falla** (Bates y Jackson, 1980; McCalpin, 1996).

Puede fácilmente confundirse con fenómenos asociados a tectónica activa. Pero, aunque las fallas se comportan como tales, no hay desplazamientos cosísmicos asociados. Los métodos de estudio en el campo son muy similares a los de paleosismología en trincheras excavadas (Fig. 4.47).

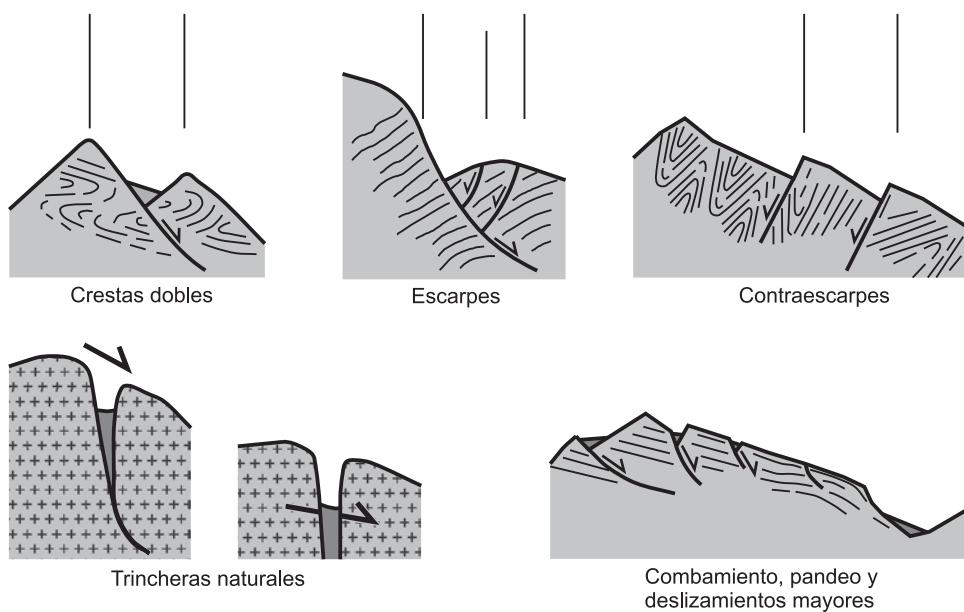


Fig. 4.47. Esquemas de Sackung (deformaciones gravitacionales profundas) (Agliardi et al., 2001). Agliardi, F.; Crosta, G.; Zanchi A. 2001. Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics. *Engineering Geology*, 59(1-2): 83–102.

SAG POND. Ver: **LAGUNA DE FALLA**.

SEGMENTACIÓN DE FALLA (*Fault segmentation*).

La mayoría de las grandes fallas históricamente activas han roto sólo en una parte de su longitud total

durante terremotos mayores. La ruptura de superficie, con frecuencia, termina en zonas de cambios estructurales a lo largo de la falla. Esto ha llevado a la noción de que las fallas mayores pueden repartirse en **segmentos de ruptura**. Asimismo, cuando no hay evidencias observadas de ruptura asociada a un terremoto, las fallas pueden estar repartidas en segmentos, sobre la base de criterios geométricos o geológicos estáticos. Estos segmentos se definen como **segmentos de falla** y sus límites se localizan sobre la base de criterios de geometría, estructura, geomorfología y geología. El motivo para hacer esta distinción entre **segmentos de ruptura** y **segmentos de falla**, es que los dos no siempre coinciden cuando un terremoto ocurre. Es por este motivo que hay autores que prefieren usar el término **sección de falla** cuando carecen de datos paleosísmicos para definir los límites. La noción de segmentación está relacionada íntimamente con un concepto que genera controversia: el del **terremoto característico**, que es el modelo por el cual los terremotos rompen repetidamente un mismo tramo de una falla con la misma magnitud (Schwartz y Sibson, 1989; McCalpin, 1996).

SEGMENTO DE FALLA o SECCIÓN DE FALLA (*Fault segment or Fault section*).

Define una porción superficial de falla o zona de falla puramente sobre la base de criterios geométricos, estructurales, geológicos o geomorfológicos. En los estudios de fallas activas para evaluar la amenaza sísmica se usa el término **segmento** solo cuando hay datos paleosismológicos; cuando carece de estos datos se usa el término **sección** (Paris *et al.*, 2000).

SEGMENTO SÍSMICO o SEGMENTO DE RUPTURA (*Earthquake segment or Rupture segment*).

- 1) Porción superficial de una falla que ha liberado la mayor cantidad de energía durante un evento sísmico (Crone y Haller, 1991).
- 2) Parte de una zona de falla o zonas de falla que presentan ruptura tras un sismo individual (DePolo *et al.*, 1986).

Los criterios para definir un segmento sísmico son dos: 1) rupturas históricas documentadas, que deben haber ocurrido en repetidas ocasiones únicamente sobre el mismo segmento, 2) evidencia paleosismológica que debe indicar que repetidas rupturas prehistóricas estaban restringidas al mismo segmento.

SEICHE o SEICHE SÍSMICA (*Seiche*).

Oscilación de la superficie de agua en un lago o bahía marina, causada por la sacudida de la tierra generada por las ondas sísmicas de un terremoto. Puede ser causado también por presiones atmosféricas y viento (Fig. 4.48).

SHUTTERIDGE (*Shutter ridge*). Ver: **LOMO DE OBTURACIÓN**.

SILENCIO SÍSMICO, GAP SÍSMICO, o VACÍO SÍSMICO (*Seismic gap*).

Segmento de una falla activa que no ha experimentado un terremoto importante durante un intervalo del tiempo, cuando la mayoría de los otros segmentos sí lo han tenido (segmento bloqueado). Los sismólogos consideran comúnmente que los gaps sísmicos tienen un alto potencial para generar el próximo terremoto (Bates y Jackson, 1980).

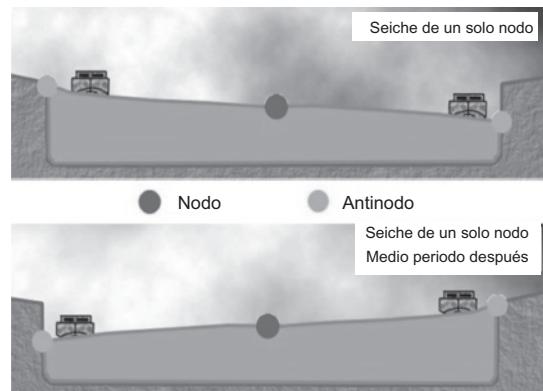


FIG. 4.48. Seiche (la imagen se modifica de: <http://www.islandnet.com/~see/weather/graphics/wxdrphotos/seichemode1c.jpg>).

SILLA DE FALLA o SILLETA DE FALLA (*Fault saddle*). Sin.: **ENSILLADURA DE FALLA o MONTURA** (Pe).

pueden divergir dos drenajes, imprimiéndole la forma de una silla de caballo o montura. Cuando hay varias silletas alineadas en serie, marcando un lineamiento, ella puede indicar la presencia de una falla, inclusive una falla activa. Las silletas se forman por la meteorización y erosión de una zona de cataclasis a lo largo de una falla que la hace vulnerable a los procesos de desgaste.

SISMICIDAD (Seismicity).

Ocurrencia de terremotos en el tiempo y en el espacio (Yeats *et al.*, 1997).

SISMICIDAD INDUCIDA (Induced seismicity).

Terremotos o sismos generados por las acciones humanas o vinculadas con éstas, (relleno o vaciamiento de reservorios).

SISMITAS (Seismites).

- 1) Depósitos sedimentarios deformados a partir de la ocurrencia de un sismo.
- 2) Estructuras sedimentarias genéticamente relacionadas con sismos, producidas por fuertes vibraciones causadas por las ondas sísmicas, que generan efectos de sacudidas. Son evidencias primarias vinculadas a sismos.
- 3) Sedimentos marinos o lacustres frecuentemente con laminación fina, que por la acción de un terremoto, han sufrido deformaciones (escapes de agua, slumps, microfracturaciones, etc.). Se observan especialmente en los sedimentos no consolidados o parcialmente consolidados que tenían un cierto grado de saturación con agua (Vera Torres, 1994). Las estructuras se generan en sedimentos arenosos finos y típicamente son las que se asocian con procesos de licuación como: diques de arena, volcanes de arena, plegamientos de escala pequeña, estructuras de carga, estratos convolutas, estructuras "flame", estructuras "mushroom", estructuras "ball and pillow" y corrimientos laterales (Fig. 4.49).



FIG. 4.49. Sismitas (la imagen se modifica de: http://www-geol.unine.ch/05_ardeche/05_Ardeche-Images/119.jpg).

SISMO (Earthquake).

Proceso de liberación abrupta de energía acumulada en la corteza terrestre por deformación elástica y que puede resultar en desplazamiento o deformación de partes de la corteza y en la emisión de ondas elásticas que propagan por el interior de la Tierra. Al llegar a la superficie, estas ondas producen la sacudida del terreno, que es la causa del daño y destrucción.

SISMO CARACTERÍSTICO (Characteristic earthquake).

- 1) Máximo terremoto que ocurre en una falla o segmento de falla en forma repetida y que ocurre con cierta frecuencia, que puede ser deducido por simple extrapolación de los eventos pequeños usando las relaciones de recurrencia de Gutenberg-Richter (Yeats *et al.*, 1997).
- 2) Hay terremotos que se generan en ciertos segmentos de fallas y son persistentes. El modelo del sismo característico asume que la energía está liberada sólo en grandes terremotos con un estrecho rango de magnitudes características y que el movimiento por evento es constante (McCalpin, 1996). Ver también: **SEGMENTACIÓN SÍSMICA**.

SISMO CORTICAL (Crustal earthquake).

Evento cuyo foco está localizado dentro de la corteza. Con la excepción de los sismos que ocurren en la zona de subducción, los terremotos son generalmente restringidos a la mitad o dos tercera partes de la corteza, es decir, la corteza superior frágil (Hough, 2002).

SISMO DE DISEÑO (Design earthquake).

- 1) Término usado por ingenieros y sismólogos para hacer referencia al máximo sismo considerado en el cálculo de una obra civil (Yeats *et al.*, 1997).
- 2) Término usado por ingenieros en el diseño de una estructura. Este puede o no ser equivalente al prescripto por geólogos y sismólogos (Yeats *et al.*, 1997). Los geólogos y sismólogos deben evitar el uso de este término, ya que los ingenieros sísmicos lo usan frecuentemente en un sentido muy específico que puede ser distinto del concepto de sismo máximo (Yeats *et al.*, 1997).

SISMO DE SUBDUCCIÓN (Subduction-zone earthquake).

Evento cuyo foco está localizado en la interfaz de dos placas en la zona de subducción. Ver también: **SISMO INTERPLACA** y **MEGATHRUST**.

SISMO INTERMEDIO (Intermediate-focus earthquake).

Evento sísmico cuyo foco está localizado entre 70 y 120 km de profundidad.

SISMO INTERPLACA (Interplate earthquake).

- 1) Sismos generados en el contacto de dos placas litosféricas (Yeats *et al.*, 1997). Los contactos interplaca son de 4 tipos diferentes: 1) subducción, 2) colisión, 3) divergentes (en las dorsales oceánicas), 4) transformantes. En las zonas de subducción, las áreas de fallas que marcan el contacto de placas, son muy grandes, a veces con longitudes del orden de 1.000 km y anchos de 300 km o más. Por eso, los terremotos de subducción son los mayores que se conocen, con magnitudes por sobre 9,0 ($M \geq 9,0$). El total de la energía sísmica generada en las zonas de subducción, colisión y transformación (el Cinturón Circum-Pacífico y el Cinturón Euro-Asiático) alcanza a 98% del total, dejando sólo 2% para los sismos intraplaca. Ver también: **MEGATHRUSTS**.

SISMO INTRAPLACA (Intraplate earthquake).

- 1) Sismo generado en el interior de una placa litosférica (Yeats *et al.* 1997).

En un sentido estricto esta definición se refiere sólo a sismos que ocurren en el interior de continentes y mayoritariamente en las zonas de escudos de basamento lejos de las zonas de interacción de las placas. Estos sismos son poco frecuentes, pero pueden ser de magnitud suficiente para causar grandes daños. El mecanismo de estos sismos no es claro, pero aparentemente tiene que ver con la acumulación de

esfuerzos que están de alguna manera relacionados con la interacción de las placas a distancias lejanas. Sin embargo, hay terremotos en intraplaca que están conectados a grandes estructuras, relacionadas con el procesos de convergencia, como en Asia Oriental y Suroriental, relacionados con el efecto de la colisión de la placa de India que causa el **escape** de gran parte de Asia hacia el oriente (Ver también: **TECTÓNICA DE ESCAPE**).

Los procesos de **riifting** también causan sismos intraplaca como en África. Finalmente, la sismicidad intraplaca también puede relacionarse con procesos de **rebote isostático** por la eliminación de la capa glaciar, como ocurrió en Escandinavia donde había sismicidad muy fuerte en el Holoceno, coincidiendo con un levantamiento muy rápido de la corteza (Mörner, 2003).

SISMO MÁXIMO PROBABLE (*Maximum probable earthquake*).

Sismo máximo que puede suceder en un área o sobre una falla o segmento de falla, conforme la máxima magnitud que pueda generarse en esa estructura de acuerdo a la identificación de la o las fallas activas.

SISMO PROFUNDO (*Deep-focus earthquake*).

Evento sísmico cuyo foco está localizado a más de 120 km de profundidad.

SISMO SOMERO (*Shallow or Shallow-focus earthquake*).

Sismos con focos en la corteza hasta una profundidad máxima de 70 km en las zonas de máximo espesor de la corteza. Generalmente, restringidos a la zona frágil, la gran mayoría de los terremotos de este tipo se encuentran a profundidades hasta 25 km y justo por encima de la transportación frágil-dúctil.

SISMOLOGÍA (*Seismology*).

Estudio de los terremotos y de la estructura de la Tierra por medio de las ondas sísmicas, generadas natural y artificialmente (Bates y Jackson, 1980).

La sismología de terremotos puede ser dividida en **sismicidad (seismicity)** – el estudio de la distribución y el mecanismo de los terremotos – y la **sismología sensu strictu**, que es el uso de terremotos para estudiar el interior de la Tierra (Hancock y Skinner, 2000).

SISMOTECTÓNICA (*Seismotectonics*).

El campo de interés de la **tectónica activa** que se ocupa de la sismicidad instrumental e histórica para enlazarlo con los aspectos tectónicos y geofísicos. Hace la conexión de los datos sísmicos y su distribución en el tiempo y espacio. Igualmente relaciona los mecanismos focales de los terremotos con la cinemática y dinámica de la tectónica regional, sus patrones de deformación y la tectónica de placas, que determinan las fuentes sismogénicas.

Otro campo de acción de la sismotectónica es el estudio directamente postseísmo, es decir, de las deformaciones cosísmicas encontradas en la superficie del terreno. Estas deformaciones tienen importancia como **análogos modernos** para estudios paleoseísmológicos. Ver: **ANÁLOGOS MODERNOS**.

SOLAPAMIENTO EXPANSIVO o **MONTADO TRANSGRESIVO** (*Onlap or Transgressive overlap*). Ver también: **DISCORDANCIA PROGRESIVA**.

En las márgenes de cuencas donde hay sedimentación sintectónica, se presentan situaciones de deformación simultánea a la deposición de sedimentos. Esto crea condiciones de **discordancias progresivas** o **sintectónicas**, con relaciones transgresivas cuando el margen de la cuenca está en hundimiento (**solapamiento expansivo**), o relaciones regresivas cuando la margen de la cuenca está levantándose (**solapamiento retráctil**) (Gidon, 1987). En este sentido, la discordancia progresiva constituye un elemento diagnóstico o indicativo de neotectónica o tectónica activa, siempre y cuando se conoce la edad de los estratos.

Sin este contexto geotectónico, el solapamiento expansivo es sencillamente un registro de condiciones transgresivas relacionadas con el levantamiento relativo del nivel del mar.

SOLAPAMIENTO RETRACTIVO o MONTADO REGRESIVO (*Offlap or Regressive overlap*). Ver: **SOLAPAMIENTO EXPANSIVO y DISCORDANCIA PROGRESIVA**.

Progresivo desplazamiento hacia el interior de la cuenca de las terminaciones de unidades estratigráficas. Sucede cuando la margen de la cuenca está levantándose o cuando el nivel del agua está bajando en cuyo caso no hay connotación tectónica activa. Cuando la margen se levanta y se deforma se desarrollan discordancias progresivas con relación de **offlap**.

SONDEO o PERFILAJE, REGISTRO (*Logging*).

En estudios paleosísmicos: técnicas para el levantamiento de los datos en un corte de trinchera excavada. Se refiere al mapeo detallado a gran escala (1:10 o 1:20) de la geología expuesta en las paredes de la trinchera.

TALUD DE TERRAZA (*Terrace riser*).

Vertiente vertical o muy empinada, que separa la superficie de una terraza superior de una inferior y es el resultado de erosión lateral fluvial. Una serie secuencial de estos taludes tiene semejanza a los escalones de una escalera (**terrazas escalonadas**) (Yeats *et al.*, 1997).

El escarpe está labrado por la incisión y la erosión lateral de un río en su llanura aluvial o en su lecho rocoso y se aplica igualmente a **terrazas de agradación** como a **terrazas en roca**. (Ver: **TERRAZA**). Las terrazas con sus escarpes son excelentes **marcadores geomorfológicos** por su geometría y sus edades generalmente conocidas.

TASA DE DESLIZAMIENTO o TASA DE MOVIMIENTO (*Slip rate*).

1) Velocidad relativa con que uno de los bloques de falla se mueve respecto del otro. Habitualmente se expresa en mm/año. Generalmente, el movimiento de las fallas ocurre durante un terremoto, mientras en el intervalo intersísmico ambos lados están 'pegados' (*locked*) o bloqueados cuando se incrementa la deformación elástica.

2) La tasa de movimiento de una falla, promediado sobre un período de tiempo que incluye varios sismos mayores (Yeats *et al.*, 1997).

La tasa se calcula normalmente por el desplazamiento acumulado de geoformas o marcadores geomorfológicos con una edad establecida o aproximada que sirven de referencia. En la paleosismología, se la calcula dividiendo el desplazamiento registrado por el intervalo de recurrencia o, mejor aún, usando los datos de una serie de desplazamientos e intervalos de recurrencia, de esta manera garantizando un promedio más confiable.

TECTÓNICA (*Tectonics*).

Rama de la geología que se ocupa de la amplia arquitectura externa de la tierra, esto es, el arreglo regional de rasgos estructurales o deformacionales, el estudio de sus relaciones mutuas, origen, y evolución histórica. Está relacionada íntimamente con la **geología estructural**, con la cual la distinción es muy sutil, pero la tectónica por lo general se ocupa de fenómenos de mayor escala y está más relacionada con rasgos asociados a la **tectónica de placas** (Bates y Jackson, 1980).

TECTÓNICA ACTIVA (*Active tectonics*).

1) Movimientos tectónicos que se espera ocurran o hayan ocurrido dentro de un lapso que le concierne a la sociedad (Wallace, 1986).

La tectónica activa tiene una relevancia muy importante para nuestra sociedad, ya que incide de manera directa en la evaluación de la **amenaza sísmica**. Esta importancia no está implícita en el concepto de la **neotectónica**, razón por la cual Wallace impulsó el término **tectónica activa**. Se puede decir que la tectónica activa abarca más o menos el período de tiempo de los últimos 500.000 años (el Cuaternario Medio y Tardío), en contraste con la neotectónica que cubre aproximadamente un período de 5 millones de años.

TECTÓNICA DE ESCAPE (*Escape tectonics*).

Desplazamiento, generalmente hacia la corteza oceánica, de grandes bloques de corteza continental limitados por fallas transcurrentes. Por traslado horizontal, los bloques corticales “escapan” de la zona de colisión de dos placas continentales. El modelo de escape tectónico fue desarrollado por los franceses Molnar, Tapponnier y Avouac a raíz de la colisión de las placas de India y Eurasia (Yeats *et al.*, 1997).

Zonas de colisión entre bloques convergentes de placas litosféricas continentales comúnmente están caracterizadas por grandes sistemas de fallas inversas y de cabalgamiento, que resulta en el espesamiento y el levantamiento de la corteza. Puede resultar también en grandes extrusiones horizontales de la litosfera alejándose de la zona de colisión. Esta advección horizontal de material de la corteza en forma de cuña se logra por grandes fallas de rumbo o transcurrentes dextrales y sinistrales, que a veces se llaman **fallas de rumbo por indentación** (*indent-related strike-slip faults*).

La indentación ocurre por el empuje de un subcontinente o continente en otro, el primero entonces funcionando como un **indentador rígido** (*rigid indenter*) (Yeats *et al.*, 1997; Keary y Vine, 1990). Los casos más conocidos son los de Asia suroriental, mencionado arriba, y Anatolia en Turquía. Está considerado posible que el Bloque Norandino de Colombia, Venezuela y Ecuador puede también presentar un caso de tectónica de escape.

TEFROCRONOLOGÍA (*Tephrochronology*).

Colección, preparación, descripción petrográfica y datación aproximada de tefra (material piroclástico proveniente de un volcán).

TELESÍSMICO (*Teleseismic*).

Adjetivo usado para referirse a sismos y a sus propiedades, cuando éstos ocurren a más de 100 km de distancia de un sitio particular, es decir, a más de 100 km de la estación sismográfica más cercana (<http://www.data.scec.org/glossary.html>).

A distancias grandes, los terremotos generan lo que los sismólogos llaman **ondas telesísmicas**, que son vibraciones muy sutiles para ser detectadas salvo con sismómetros especialmente diseñados (Hough, 2002).

TEMBLOR (*Tremor*).

Un terremoto de menor magnitud, especialmente un precursor o réplica (Bates y Jackson, 1980).

TERRAZA ALUVIAL (*Alluvial terrace*).

Constituye un término genérico en el cual las terrazas fluviales no son sino una de las que la integran al lado de otras terrazas, por ejemplo, terrazas de kame, etc. Ver: **TERRAZA FLUVIAL** (Fig. 4.50).

TERRAZA ESTRUCTURAL (*Structural terrace or Structural bench*).

Geoforma con aspecto de terraza, controlada por la estructura de la roca subyacente que resulta de la erosión diferencial en estratos (horizontales) alternantes con diferente resistencia. Implica un fuerte control litológico.

TERRAZA FLUVIAL (*Fluvial terrace*).

Se refiere a pequeñas plataformas sedimentarias horizontales o levemente inclinadas, construidas

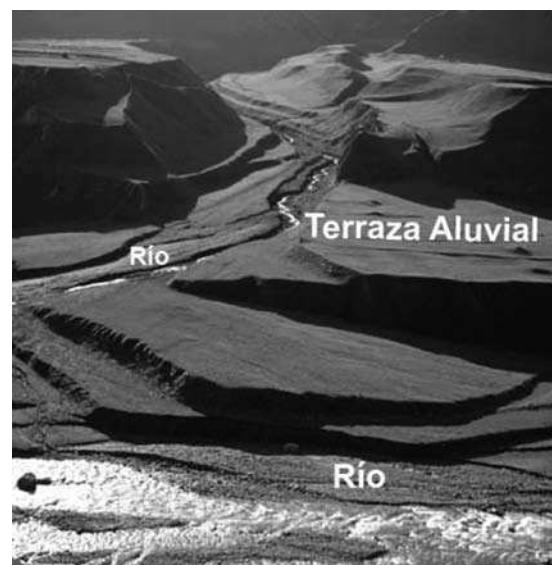


FIG. 4.50. Terraza aluvial (la imagen se modifica de: http://www.geographyalltheway.com/ib_geography/ib_drainage_basins/long_profiles.htm).

en un valle fluvial por los propios sedimentos del río que fueron depositados durante períodos de agradación. El término terraza se refiere tanto a la forma como al material depositado, aunque al último generalmente se refiere como **relleno aluvial (alluvial fill)**. Las terrazas representan los remanentes de la llanura aluvial anterior sobre el piso de un valle y que subsiguientemente fue disectada por la incisión del mismo río por causas tectónicas, climáticas u otras. Siempre las terrazas más altas tienen mayor edad. La alternancia de períodos de agradación y períodos de erosión resulta en una serie de **terrazas escalonadas (stepped terraces)**. Se distinguen dos tipos de terrazas: **terrazas en roca** (también conocido en lenguaje anglosajón como **strath terrace**) y **terrazas de acumulación**.

Las **terrazas en roca** generalmente tienen una cobertura muy delgada de gravas (el anterior lecho del río) y son el resultado de tres fases sucesivas de desarrollo: 1) erosión vertical, 2) erosión lateral y ampliación del valle, 3) erosión vertical.

La superficie de una **teraza de acumulación** es el remanente del piso de un valle con relleno aluvial y también es el resultado de tres fases sucesivas de desarrollo: 1) erosión vertical, 2) acumulación y 3) erosión vertical. Las fases de ampliación y acumulación indican períodos de estabilidad en el proceso general de incisión vertical. Las causas de los procesos de la formación de terrazas pueden ser cuatro: 1) movimiento tectónico de levantamiento, 2) cambios eustáticos de nivel del mar, que tiene como efecto la bajada del nivel base del río, 3) fluctuaciones climáticas y 4) captura de drenaje. Varios de los procesos pueden operar simultáneamente. Por lo general, puede inferirse que terrazas en roca constituyen la mejor evidencia de levantamiento tectónico continuo y, además, tienen mejor potencial de preservación, mientras las fases de acumulación en las terrazas de acumulación apuntan a influencias climáticas (Ahnert, 1998). En la neotectónica las terrazas constituyen excelentes **marcadores geomorfológicos** con buen potencial para la datación y correlación.

TERRAZA MARINA (Marine terrace).

Plataforma litoral a lo largo de una costa formada por la interacción del océano con la masa terrestre adyacente. Se diferencian dos clases: **terrazas de construcción (constructional terrace)** y **terrazas erosivas (erosion terrace)**. Las primeras se forman por la presencia de corales, mientras las segundas son superficies de erosión formadas por el efecto de las olas, conocidas como **plataforma de abrasión (abrasion platform)**.

Pueden o no tener una cobertura delgada de sedimentos litorales. Al lado continental la terraza está marcada por la presencia de un acantilado con muesca (notch) a su pie por acción de las ondas.

Las terrazas marinas tienen su origen en las variaciones en el nivel relativo oceánico causadas a nivel mundial por los cambios eustáticos y, localmente, por movimientos tectónicos. Es importante recordar que en la época postglacial (el Holoceno) el nivel oceánico mundialmente ha subido 120 metros o más y que las terrazas marinas que hoy resaltan por encima del presente nivel del mar, deben ser el resultado de movimientos tectónicos.

Series escalonadas de terrazas marinas son buenos marcadores geomorfológicos. Son instrumentos útiles para calibrar movimientos de levantamiento diferencial y basculamiento u otra deformación a lo largo de las costas con buenas posibilidades de datación y correlación.

TERRAZA TECTÓNICA (Tectonic terrace).

Un episodio de incisión inducido por el levantamiento de un bloque controlado por una falla puede crear una terraza tectónica que, en su perfil aguas abajo, diverge desde el canal moderno y termina abruptamente en la escarpa de falla. La separación vertical entre la proyección de la terraza y el cauce actual del río, medida en la falla, da una aproximación inicial del desplazamiento vertical del paleoisismo (McCalpin, 1996).

Se trata en este caso de una terraza de erosión o **strath terrace**, que no es el resultado de agradación.

TERREMOTO o SISMO (Earthquake).

Movimiento violento de la tierra. Movimiento o temblor abrupto de la Tierra causado por la liberación súbita de la deformación (*strain*) lentamente acumulada (Bates y Jackson, 1980).

TERREMOTOS DE SUBDUCCIÓN (*Subduction-zone earthquakes*).

También denominado como **terremotos de interplaca**, se producen cuando una placa se desliza (subduce) debajo de otra. Dependiendo del tamaño de las placas y de la inclinación del límite entre ellas, estos terremotos pueden ser los más grandes, con magnitudes de momento sísmico que pueden exceder a $M = 9.0$ (<http://earthquake.usgs.gov/regional/qfaults/glossary.php>).

La mayoría de los grandes terremotos de compresión son el resultado de la convergencia de placas en zonas de subducción donde se producen los más grandes terremotos conocidos (los **megathrusts**) por deslizamiento sobre del plano de falla que marca el contacto entre las dos placas y la ruptura dentro del espesor total de la corteza frágil (McCalpin, 1996).

Los terremotos en la zona de subducción son de cuatro tipos: 1) eventos interplaca de cabalgamiento somero, causado por movimiento sobre el interface entre la placa subductante y la placa subducida, 2) sismos someros iniciados por deformación dentro de la corteza de la placa superior, 3) sismos a profundidades entre 40–700 km dentro de la placa oceánica subducida, y 4) sismos ocurridos en el sector oceánico de la trinchera, causados por el arqueamiento de la placa oceánica donde comienza a subducirse.

Los terremotos de subducción producen sacudidas sobre áreas muy extensas, son de larga duración y siempre generan fenómenos como licuación y movimientos en masa y tsunamis (McCalpin, 1986; Yeats *et al.*, 1997). Ver también: **MEGATHRUSTS**.

TRANSICIÓN FRÁGIL-DÚCTIL (*Brittle-ductile transition*).

Zona en la corteza terrestre que separa las rocas frágiles sobreyacentes de las rocas dúctiles subyacentes. Es la zona donde se ubican los terremotos corticales más profundos.

Marca un nivel importante por debajo del cual la roca es mecánicamente más débil. La resistencia de una roca depende de la temperatura, la presión y la composición. La resistencia disminuye con el incremento de la temperatura y, con temperaturas elevadas, la deformación pasa de elástica y frágil a plástica. En la parte superior de la corteza la resistencia de la roca, medida como la resistencia al deslizamiento friccional (*frictional sliding*), aumenta en profundidad, ya que depende de la presión confinante.

En la corteza inferior, la resistencia de la roca tiende a disminuir por el aumento de la temperatura. Entre los dos hay una transición bastante abrupta en el comportamiento de la roca. Los terremotos se producen por un proceso de deslizamiento friccional inestable. La corteza superior puede ser considerada en términos geológicos como un paquete de estratos en el cual cada estrato es más resistente que el estrato superior, hasta a profundidad donde el fallamiento friccional cede su lugar al comportamiento quasi-plástico. Esta zona es denominada zona de transición frágil-dúctil. Los terremotos mayores tienden a concentrarse justo encima de esta zona de transición, que por eso se llama **zona sismogénica**. Puede encontrarse a una profundidad entre 10 y 50 km en la corteza terrestre.

Ciertos autores prefieren hablar de la **transición frágil-plástica** (Keary y Vine, 1990; Yeats *et al.*, 1997).

TRANSPRESIÓN (*Transpression*).

Régimen tectónico o sistema de fuerzas que operan en una zona de acortamiento oblicuo. En tectónica se refiere a un estado intermedio entre compresión y movimiento transcurrente. Está íntimamente relacionado con el sentido de movimiento de fallas transcurrentes y la geometría del plano de falla. Transpresión ocurre en curvas de restricción (**restraining bends**) y da lugar a lomos de presión, fallas inversas, cabalgamientos y pliegues.

TRANSTENSIÓN (*Transtension*).

Régimen tectónico o sistema de fuerzas que opera en una zona de extensión oblicua. Tectónicamente quiere decir un estado intermedio entre extensión y movimiento transcurrente. Está íntimamente relacionado con el sentido de movimiento de fallas transcurrentes y la geometría de su plano de falla. Transtensión ocurre donde hay una curva distensiva (**releasing bend**) y da lugar a cuencas de tracción, fallas normales y pliegues monocliniales.

TRASLAPE (Overlap).

Relación discordante en la cual una secuencia transgresiva de miembros cada vez más jóvenes de una serie superior de estratos, se superponen sobre una secuencia inferior de miembros más antiguos, al mismo tiempo extendiendo su área de cubrimiento. Véase también: **SOLAPAMIENTO EXPANSIVO y REGRESIVO (offlap y onlap)** en relación con **DISCORDANCIAS PROGRESIVAS**. En otro contexto, se refiere al recubrimiento de fallas en un **escalón (step-over)**. Véase: **ESCALÓN o STEP-OVER**.

TRAZA DE FALLA (Fault trace).

Intersección del plano de falla con la superficie del terreno u otra superficie horizontal o de referencia (<http://www.answers.com/topic/fault-lines>).

Intersección de una falla con la superficie. A veces, aunque no siempre, puede expresarse en la superficie por evidencias geomorfológicas (morfotectónicas) como por ejemplo escarpes de falla, lomos de falla, hundimientos, silletas, etc. (<http://www.data.scec.org/glossary.html>) (Fig. 4.51).



FIG. 4.51. Traza de falla en la superficie de la falla Hector Mine después de la ruptura de octubre, 16, 1999 M. 7,1 (la imagen se modifica de: <http://earthquake.usgs.gov/learning/glossary.php?term=fault%20trace>).

TRINCHERA o ZANJA DE FALLA (Fault trench).

Depresión estrecha y alargada que marca la traza de una falla de subducción. También puede ser la depresión en uncas o extremo de cuenca de tracción desarrollada en un escalón o curva distensiva con mucho solape y poca separación. Cuando está llena de agua es un caso extremo de **sag pond**. También puede ser un segmento de drenaje profundamente erosionado que sigue la traza de una falla (Ver: Fig. 4.2).

TRINCHERA DE EXPLORACIÓN (Exploratory trench).

Excavación artificial somera hecha con maquinaria o manual, de unos metros de profundidad y unas decenas de metros de largo, sobre la traza u otra manifestación de falla. Excavada con fines específicamente paleosismológicos para estudiar y mapear en detalle evidencias de deformaciones cosísmicas ocurridas durante paleosismos.

TSUNAMI o MAREMOTO (*Tsunami*).

Onda oceánica de período largo causada por movimientos durante un terremoto submarino, explosión volcánica submarina o deslizamiento submarino (Yeats *et al.*, 1997).

Gran ola marina causada por la súbita elevación o hundimiento del piso oceánico tras un terremoto. Puede alcanzar como máximo 30 m de altura cuando llega a las costas, pero no alcanza más de 1 m en mar abierto. Una ola de 200 km de largo, puede moverse a 800 km/h y continuar aún después de varios días de ocurrido el terremoto. Las olas disminuyen su velocidad cuando llegan a aguas someras en las zonas costeras y esto hace que aumenten notoriamente su amplitud. Los japoneses han definido una escala de magnitud **Mt** para tsunamis, que considera parámetros como la amplitud máxima, la distancia, etc. y lo han calibrado con el **magnitud momento Mw** (Fig. 4.52).

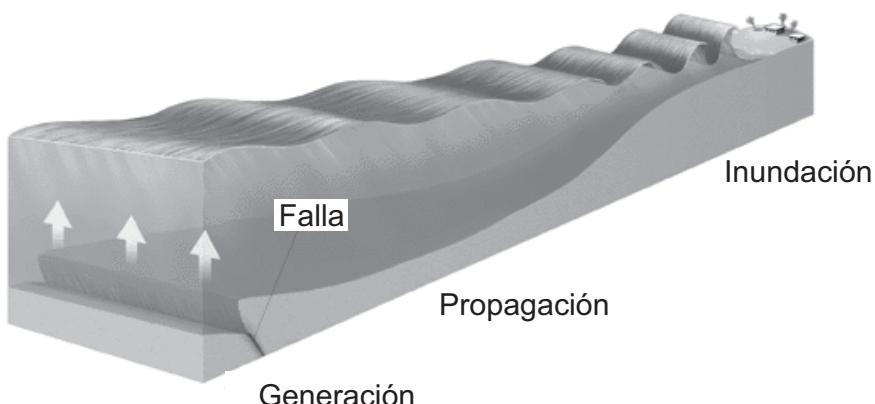


FIG. 4.52. Tsunami (la imagen se modifica de: <http://www.ga.gov.au/hazards/tsunami/gallery.jsp>).

TSUNAMITAS (*Tsunamites*).

Los tsunamis pueden dejar sus huellas en forma de depósitos anómalos o **fuerza de secuencia (out of sequence deposits)** generalmente de arenas que contrastan con los suelos o depósitos de turba, lodos o arcillas subyacentes en zonas costeras. Es realmente un tipo especial de **sismitas** y la identificación y datación de estas **tsunamitas** puede aportar datos importantes a estudios de la amenaza sísmica en zonas costeras o de subducción. La dificultad es diferenciar estos depósitos de otros muy similares que

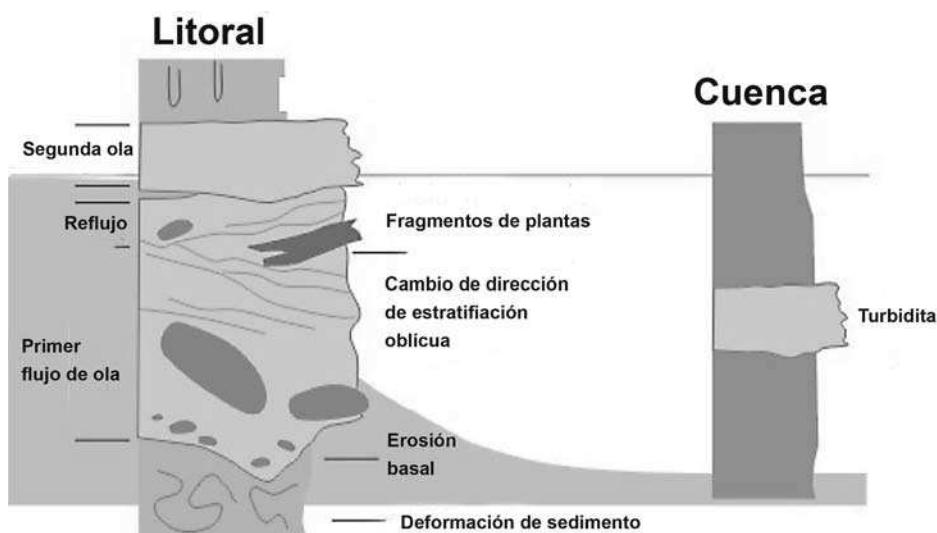


FIG. 4.53. Tsunamitos (la imagen se modifica de: <http://www.ulg.ac.be/geolsed/sedim/tsunam.jpg>).

pueden ser depositados durante eventos de huracanes o de inundaciones excepcionales con períodos de retorno muy largos. También es difícil diferenciar la fuente de **paleotsunamis** puesto que puede requerirse correlaciones transoceánicas (Fig. 4.53).

TURBIDITA (*Turbidite*).

Depósito de sedimentos que resulta de una corriente de turbidita (*turbidity current*). Se caracteriza por estratificación gradada, moderada a buena selección y estructuras primarias; en conjunto conocido como el ciclo Bouma (Bates y Jackson, 1980).

TURBIDITA POR SISMO (*Seismoturbidite*).

Depósito de mar profundo y también en lagos, generado por el fallamiento masivo de taludes de pendientes importantes como en los deltas. Los taludes fallan en respuesta a sismos. La correlación temporal de la ocurrencia de turbiditas para algunos deltas del norte Pacífico sugiere su origen vinculado a terremotos.

VALLE ABANDONADO (*Wind gap*).

Valle transversal en el cual ya no corre un río porque ha sido capturado u obstruido y descabezado simultáneamente. Su presencia puede tener implicaciones de tectónica activa.

VALLE EN COPA DE VINO o **CUENCA EN COPA DE VINO** (Ar) (*Wine-glass valley*).

Hace referencia a la geometría de una cuenca de drenaje en un ambiente de frente montañoso (*range front*) controlado por una falla que tiene una forma de copa de vino. Es decir, que es muy ancho en su rango medio y es extremadamente estrecho en la salida donde su río cruza la falla (el cuello). La salida del río en el frente montañoso está caracterizada por la presencia de facetas triangulares y abanicos aluviales. Esta combinación de geoformas se toma como una indicación de la presencia de una falla activa (Burbank y Anderson, 2001; Yeats *et al.*, 1997).

Se refiere también al perfil transversal donde hay un marcado y abrupto empinamiento del pendiente inferior de los flancos de un valle. Este perfil del valle tiene cierta similitud a una copa de champán o de cóctel e indica una incisión acelerada muy probablemente asociada a una o dos fases de mayor levantamiento.

VALLE TRANSVERSAL (*Water gap*).

Abertura profunda que atraviesa transversalmente una cresta y en la cual corre un río. El valle es transversal a la cresta y es el resultado de la incisión antecedente o sobrepuesta. Cuando el valle es muy profundo en forma de cañón, se aplica el término **cluse** (Bates y Jackson, 1980; Ahnert, 1998) (Fig. 4.54).

VELOCIDAD DE DEFORMACIÓN o **TASA DE DEFORMACIÓN** (*Slip rate*). Ver: **TASA DE DESLIZAMIENTO**.

VOLCÁN o **HERVIDERO DE ARENA** (*Sand volcano* or *Sand blow*). Ver también: **LICUACIÓN**.

Pequeño montículo de arena producido cuando capas arenosas debajo de la superficie se licuan como resultado de una sacudida sísmica, causando que la arena haga erupción hacia la superficie de la tierra a través de fisuras o túneles de animales en las capas superiores arcillosas (http://alcwin.org/Description_Of_Planet_Dictionary-994-S.htm) (Fig. 4.55).

VULNERABILIDAD (*Vulnerability*).

Predisposición de la comunidad, su gente, sus estructuras, sus sistemas de vida, de sufrir las consecuencias de una amenaza. La amenaza más la vulnerabilidad constituye el riesgo.

ZONA DE BENIOFF o **WADATI-BENIOFF** (*Benioff zone* o *Wadati-Benioff zone*). Ver: **ZONA DE SUBDUCCIÓN**.



FIG. 4.54. Valle transversal (la imagen se modifica de: http://www.kalipedia.com/kalipediamedia/cienciasnaturales/media/200704/17/tierrayuniverso/20070417klpcnatun_258.les.SCO.jpg).

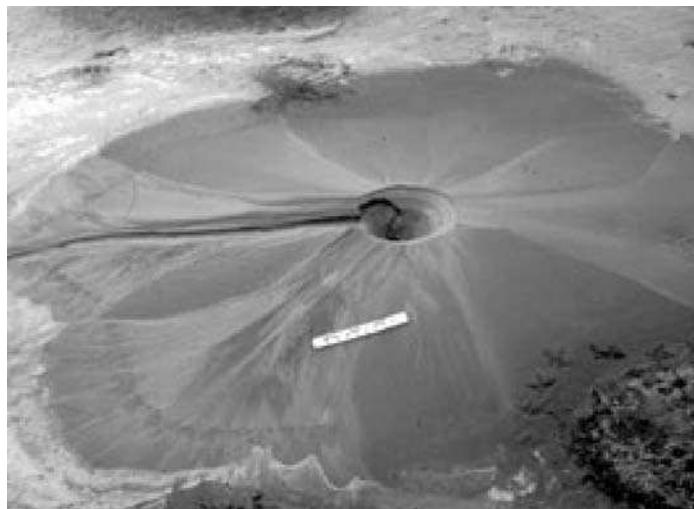


FIG. 4.55. Volcán de arena (la imagen se modifica de: <http://pubs.usgs.gov/fs/1999/fs151-99/>).

ZONA DE FALLA (Fault zone).

- 1) Conjunto de fracturas interconectadas que representa la expresión superficial de una falla principal a profundidad.
- 2) Falla que está expresada como una zona de numerosas fracturas pequeñas o de brechas o arcilla de falla (*gouge*). Una zona de falla puede alcanzar centenares de metros (Bates y Jackson, 1980).
- 3) Implica la zona a lo largo de una falla particular dentro de la cual los movimientos asociados están distribuidos. Estos pueden incluir cizallamiento, diaclasamiento, fracturamiento causando brecha de falla, formación de clivaje, o el arqueamiento de los estratos por arrastre (Hills, 1972).
- 4) Las zonas de fallas y cizallamiento pueden variar en longitud y magnitud de desplazamiento, desde estructuras pequeñas visibles en muestras de mano hasta grandes y espectaculares rompimientos de la corteza terrestre que se extienden centenares de kilómetros, acomodando desplazamientos de decenas hasta centenares de kilómetros (Davis, 1984).

Es muy claro que el concepto de **zona de falla** es muy amplio, vago, poco definido y muy flexible. Sin embargo, tiene su utilidad siempre y cuando quede claro que el uso del término está relacionado con la escala del fenómeno que se estudia. El uso del término en neotectónica abarca todo tipo de deformación y manifestación en superficie de geoformas, aspectos de drenaje y estratigrafía en una franja, a ambos lados de una falla principal. Por otro lado, el término **zona principal de deformación (principal deformation zone)** es más restrictivo. Ver también: **ZONA PRINCIPAL DE DEFORMACIÓN**.

ZONA DE SUBDUCCIÓN (Subduction zone).

Franja larga y estrecha donde sucede el proceso de subducción (Bates y Jackson, 1980).

Sitio donde una placa oceánica comienza a descender por debajo de otra placa litosférica. Está marcado por la presencia de una fosa oceánica y un arco volcánico paralelo a unos centenares de kilómetros al frente. Caracterizada también por un elevado nivel de fuerte sismicidad, en la cual los focos sísmicos describen una zona inclinada que se proyecta hasta una profundidad de 700 km (Ver: Fig. 4.2).

ZONA DE TRANSFERENCIA (Transfer zone or Displacement transfer zone).

Zona de conexión de estructuras separadas espacialmente, pero genéticamente vinculadas.

Para el caso de cabalgamientos o corrimientos son las áreas de solape entre las terminaciones de fallas, donde el desplazamiento va disminuyendo en un corrimiento y está compensado por el desplazamiento que va creciendo en otro corrimiento. Para el caso de fallas normales, se refiere al área de deformación y rotación de estratos entre dos fallas normales que se solapan. En esta zona puede presentarse una **rampa de transferencia (relay ramp)**.

ZONA MACROSIÉSMICA (Meizoseismal zone).

Área de movimiento fuerte y daño mayor durante un terremoto. Sobre un mapa de isosistas marca la zona interna de las isosistas de los valores más altos.

ZONA PRINCIPAL DE DEFORMACIÓN (Principal deformation zone or Principal displacement zone).

- 1) Área relativamente estrecha en la cual se concentra la mayor parte del deslizamiento de una falla (Biddle y Christie-Blick, 1985).

Típicamente las fallas transcurrentes tienen una zona estrecha, subvertical y persistente a profundidad, pero en superficie, dentro de la cobertura sedimentaria, se manifiesta en arreglos trenzados de ramas o fracturas divergentes y convergentes, en cizallas tipo Riedel y en forma de **estructuras en flor**. En una vista en planta, se presentan como fallas *en échelon* y pliegues con una orientación oblicua, cubriendo una franja más amplia que la zona lineal restringida que marca la falla principal.

ZONA SÍSMICA (Seismic zone or Seismic belt).

Región de la corteza terrestre, generalmente elongada, asociada con actividad sísmica activa. No necesariamente tiene que estar conectada con la traza de una falla particular o traza de falla superficial. (<http://www.data.scec.org/glossary.html>).

Puede ocurrir en fallas dispuestas en segmentos *en échelon* solapados o por fallas de desgarre (*tear faults*), paralelas a la dirección de transporte tectónico (McClay, 1992).

ZONA TRIANGULAR (*Triangular zone*).

En cinturones de plegamiento y cabalgamiento de antepaís, se crea en el espacio de convergencia entre una rampa frontal y un retrocabalgamiento, un bloque hundido en forma triangular. Es el opuesto de la estructura **pop-up** (Mercier y Vergely, 2001). Ver también: **POP-UP**.

ZONIFICACIÓN o ZONACIÓN SISMICA (*Seismic zoning*).

Proceso por medio del cual se determinan las amenazas sísmicas en diferentes lugares con el fin de delimitar zonas de riesgo sísmico homogéneas, en particular en las normativas sismorresistentes oficiales de cada país. En el contexto de la evaluación del riesgo sísmico, la **zona sísmica** está definida como la zona en la cual los requisitos de diseño sismorresistentes de obras de ingeniería son uniformes (Ingeominas, 1995). Ver también: **MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA**.

REFERENCIAS

- Agliardi, F.; Crosta, G.; Zanchi A. 2001. Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics. *Engineering Geology*, 59(1-2): 83–102.
- Ahnert, F. 1998. *Introduction to geomorphology*. Edward Arnold: 327 p. U.K.
- Aki, K. 1966. Generation and propagation of Gwaves from the earthquake of 16 June, 1964, *Bulletine of Earthquake Research*. Institution of Tokyo University. 44: 73–88.
- Allaby, A.; Allaby, M. 1990. *A Dictionary of Earth Sciences*. Paperback, Oxford University Press: 640 p. U.K.
- Anguita, F.; Moreno, F. 1991. *Procesos geológicos internos*. Editorial Rueda: 227 p. Madrid.
- Aubouin, J. 1965. *Geosynclines*. Elsevier Pub. Co.: 335 p. Amsterdam.
- Aubouin, J.; Brousse, R.; Lehman, J.P. 1980. *Tratado de geología, tomo III: tectónica, tectonofísica, morfología*. Ediciones Omega: p.619. Barcelona.
- Audemard, F.A.; de Santis, F. 1991. Survey of liquefaction by recent moderate earthquakes. *Bulletin International Association of Engineering Geology* 44: 5–16.
- Bates, R.L.; Jackson, J.A. 1980. *Glossary of geology*, second edition. American Geological Institute: 749 p.
- Belousov, T.P. 1980. Kolichestvennaya otsenka pozdneoligotsen-neogenovyykh vetikal'nykh tektonicheskikh dvizheniy gornykh stran na primere yuga Sredney Azii. *Geomorfologiya* 4: 72–77.
- Biddle, K.T.; Christie-Blick, N. (editors). 1985. *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication. 37: 386 p.
- Bollinger, G.A. 1985. Presidential address: seismic geology. *Bulletin of the Seismological Society of America* 75: 1.473–1.477.
- Bolt, B. 1993. *Earthquakes and geological discovery*. Scientific American Library. W.H. Freeman & Co: 221 p. New York.
- Brumbaugh, D.S. 1999. *Earthquakes: science and society*. Prentice-Hall: 244 p. London.
- Burbank, D.W.; Anderson, R.S. 2001. *Tectonic geomorphology*. Blackwell Science, Inc. Malden, Mass: p. 266. USA.
- Butler, R.W.H. 1982. The terminology of structures in thrust belts. *Journal of Structural Geology* 4 (3): 239–245.
- Cotton, C.A. 1949. *Geomorphology*. An introduction to the study of landforms. John Wiley & Sons, Inc. Fifth Edition: 250 p. New York.
- Cotton, C.A. 1950. Tectonic scarps and fault valleys. *Bulletin of Geological Society of America*: 717–758.
- Crone, A. J.; Haller, K.M. 1991. Segmentation and the coseismic behavior of Basin-and-Range normal faults; examples from east-central Idaho and southwestern Montana. *Journal of Structural Geology* 13: 151–164.
- Crowell, J.C. 1962. Displacement along the San Andreas Fault, California. In *Wrench Fault Tectonics*, Selected papers reprinted from AAPG Bulletin and other geological Journals. Compiled by Sylvester, A.G. AAPG Reprint Series 28: 2–59.
- Crowell, J.C. 1984. Tectonics, sedimentation and structural analysis of basins. *Petroleum Exploration Society of Australia*: 142 p. Australia.
- Davis, G.H. 1984. *Structural geology of rocks and regions*. John Wiley & Sons, Inc.: 447 p. New York.
- DePolo, C.M.; Clark, D.G.; Slemmons, D.B.; Aymand, W.H. 1989. Historical basin and range province surface faulting and fault segmentation. In *Fault segementation and controls of rupture initiation and termination*, (Schwartz, D.P.; Sibson, R.H.; editors). US Survey Open File reports 89–315: 131–162.

- Figueras, S.; Goula, X.; Coral, H.; González, M. 2004. Estudio de movimientos de ladera activados por terremotos en Andorra 4^a Assemblea del uso Español de Geodésica e Geofísica, Figura da Foz, 2 p.
- Gidon, M. 1987. Les structures tectoniques. BRGM Editions, Manuels & Méthodes 15: 193 p.
- González de Vallejo, L.I. 2004. Ingeniería geológica. Pearson Educación: p. 703. Madrid.
- Hancock, P.L.; Skinner, B.J. (editors.). 2000. The Oxford companion to the Earth. Oxford Univ. Press: 1128 p. Oxford.
- Hanks, T.C.; Kanamori, H. 1979. Fault mechanics. Journal of Geophysical Research 84 (B4).
- Hart, E.W.; Bryant, W.A. 1997. Fault-rupture hazard zones in California-Alquist-Priolo earthquake fault zoning act with index to earthquake fault zone maps. Special Publication 42. California Division of Mines and Geology, Sacramento, California.
- Hills, E.S. 1972. Elements of structural geology. Chapman & Hall Ltd. & Science Paperbacks: 479 p.
- Hills, E.S. 1963. Conjugate folds, kinks and drag. Geological Magazine 100: 467–468.
- Hough, S.E. 2002. Earthshaking science. Princeton University Press: 224 p. New Jersey.
- Ingeominas/AIS. 1995. Estudio general de amenaza sísmica de Colombia. Publicación Especial de Ingeominas: 252 p. Bogotá.
- Karcz, I.; Kafri, U. 1978. Evaluation of supposed archeoseismic damage in Israel. J. Archaeology Sci. 5: 237–253.
- Kanamori, H. 1977. The energy release in great earthquakes. Journal of Geophysical Research 82 (20): 2.981–2.987.
- Keary, P.; Vine, F.J. 1990. Global tectonics. Blackwell Scientific Publication: 276 p. U.K.
- Kearey, P. 1993. The Encyclopedia of the solid earth sciences. Blackwell, Oxford: 713 p. UK.
- Keller, E.A.; Pinter, N. 1996. Active tectonics: earthquakes, uplift and landscape. Prentice-Hall: 331 p. New Jersey.
- King, L.C. 1963. South African Scenery. Oliver & Boyd, 308 p., Edinburgh and London.
- King, L.C. 1975. The study of the world's plainlands; a new approach in geomorphology. In Landforms and geomorphology; concepts and history, King, L.C., Dowden, Hutchinson and Ross, Inc.: 186–188. Stroudsburg, Pa., USA.
- Kovach, R.L. 1995. Earth's fury: An introduction to Natural hazards and disasters. Prentice-Hall: 210 p. New Jersey.
- Lowe, J.J.; Walker, M.J.C. 1984. Reconstructing Quaternary environments. Longman Scientific and Technical: 302 p.
- Lutaud, L. 1924. Etudes tectonique et morphologique de la Provence crystalline. Etudes géologique du plateau cretace de Mazaugues. Librairie Delagrave : 271 p. Paris.
- McCalpin, J.P. 1996. Paleoseismology. Academic Press, Inc.: 500 p. California.
- McClay, K.R. 1992. Thrust tectonics. Chapman and Hall. U.K.
- Mercier, J.; Vergely, P. 2001. Tectónica. Limusa-Noriega Editores: p. 243. México.
- Monkhouse, F.J.; Small, J. 1978. A Dictionary of the Natural Environment. Edward Arnold: 320 p. U.K.
- Montes, N.E.; Sandoval, A. 2001. Base de datos de fallas activas de Colombia. Proyecto compilación y levantamiento de la información geodinámica (Proyecto RG502), Glosario: 9–26.
- Moores, E.M.; Twiss, R.J. 1995. Tectonics. W.H. Freeman and Company: 415 p. New York.
- Mörner, N.A.; Adams, J. (editors). 1989. Paleoseismology and neotectonics. Tectonophysics 163 (whole edition).
- Mörner, N.A. 2003. Paleoseismicity of Sweden. Nils-Axel Mörner/JOFO Grafiska AB.: 320 p. Stockholm
- Nicolas, A. 1984. Principes de tectonique. Masson, Paris : 196 p. France.
- Niemi, T.M. 2003. Archaeoseismology of offset ruins along the Southern Dead Sea Transform, Jordan. In Congreso INQUA, No. 16, Geological Society of America Abstracts with Programs: 105 p.
- Noller, J.S.; Sowers, J.; Lettis, W.R. (editors.). 2000. Quaternary Geochronology: methods and applications. American Geophysical Union: 566 p. Washington.
- Obruchev, V.A. 1948. Osvvnye cherty kinetiki i plastiki neotektoniki. Izvestiya Akademii Nauk SSSR. Seriya Geologicheskaya 5: 13–24.
- Paris, G.; Machette, M.N.; Dart, R.L.; Haller, K.M. 2000. Map and database of Quaternary faults and folds in Colombia and its offshore Regions. A project of the ILP Task Group II-2, Major Active Faults of the World. Open-File Report 00-0284, USGS: 61 p.
- Pavlides, S.B. 1996. Paleoseismology: a branch of Neotectonics linking Geological, Seismological and Archaeological data – an Introduction. In Archaeoseismology (Stiros, S.; Jones, R.E; editors), British School at Athens, Fitch Laboratory Occasional Paper 7: 8–15. Athens.
- Peacock, D.C.P.; Knipe, R.J.; Sanderson, D.J. 2000. Glossary of normal faults. Journal of Structural Geology 22: 291–305.
- Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas. 2007. Movimientos en Masa en la Región Andina: Una guía para la evaluación de amenazas. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Multinacional, No. 4, 432 p., 1 CD-ROM.
- Pulinets, S.A. 2007. Natural radioactivity, earthquakes and the ionosphere. EOS 88 (20): 217–218.
- Rafini, S.; Mercier, E. 2002. Forward modelling of foreland basins progressive unconformities. Sedimentary Geology, 146 (1–2): 75–89.
- Reiter, L. 1990. Earthquake hazard analysis: issues and insights. Columbia University Press: 233 p. New York.
- Scholtz, C.H. 1990. The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge University Press: 386 p. Cambridge.

- Schwartz, D.P.; Sibson, R.H. 1989. Fault segmentation and controls of rupture initiation and termination: Introduction. *In* Proceedings of Conference No. 45, USGS, Open-File Report 89-315: I-IV.
- Selby, M.J. 1985. Earth's changing surface. Clarendon Press, Oxford: 602 p.
- Slemmons, D.B. 1977. State-of-the-art for assessing earthquake hazard, in the US. U.S. Army Corps of Engineers, Waterways Exp. Stn., Vicksburg, MS. Report No. 6, Miscellaneous Paper, S-73-1.
- Slemmons, D.B. 1991. Introduction. *In* Neotectonics of North America. Geological Society of America: p. 1-20. Boulder.
- Stein, R.; Yeats, R. 1989. Hidden earthquakes. *Scientific American* 260: 48-57.
- Stewart, I.S.; Hancock, P.L. 1990. What is a fault scarp? *Episodes*, 13 (4): 256-263.
- Stewart, I.S.; Hancock, P.L. 1994. Neotectonics. *In* Continental deformation, Hancock, P.L., Pergamon Press: 370-409. New York.
- Stiros, S.C. 1996. Identification of earthquakes from archaeological data: methodology, criteria and limitations. *In* Archaeoseismology; (Spiros, S.C.; Jones, R.E; editors). British School at Athens, Fitch Laboratory Occasional Paper 7: 129-152. Athens.
- Tricart, J. 1968. A propos de la genese de glacis. *Bulletin de l'Association Francaise pour l'Etude du Quaternaire* 5 (4): 316-318.
- Tricart, J. 1974. Structural geomorphology. Longman Group Ltd.: 281 p. U.K.
- Twiss, R.J.; Moores, E.M. 1992. Structural geology. W.H. Freeman & Co.: 497 p. New York.
- Vita-Finzi, C. 1986. Recent earth movements-An introduction to Neotectonics. Academic Press. Orlando.
- Wallace, R.E. 1986. Active tectonics: studies in Geophysics. National Academy of Science. Washington.
- Willis, B. 1893. Part 2; The mechanics of Appalachian structure. United States Geological Survey Annual Report 13 (2): 211-281.
- Winslow, M.A. 1986. Neotectonics: concepts, definitions and significance; editorial: Neotectonics, John Wiley & Sons 1-1: 1-5. New York.
- Williams, M.A.J.; Dunkerley, D.L.; De Deckker, P.; Kershaw, A.P.; Stokes, T. 1993. Quaternary environments. Edward Arnold: 281 p. U.K.
- Wood, H.O.; Naumann, F. 1931. Modified Mercalli intensity scale of 1931. *Bulletin of Seismological Society of America* 21: 277-283.
- Wood, R.M.; Mallard, D.J. 1992. When is a fault 'extinct'? *Journal of the Geological Society* 149: 251-254.
- Yeats, R.S.; Sieh, K.; Allen, C.R. 1997. The geology of earthquakes. Oxford University Press: p. 499. New York.

INGLÉS	ESPAÑOL
Acceleration	Aceleración
Active fault	Falla activa
Active tectonics	Tectónica activa
Afterslip or aftershock	Réplica
Alluvial fan	Abanico aluvial
Alluvial terrace	Terraza aluvial
Antecedence	Antecedencia
Antecedent drainage	Drenaje antecedente
Antithetic	Antitético
Antithetic fault	Falla antitética
Antithetic riedel	Riedel antitético
Archaeoseismology	Arqueosismología
Aseismic	Asísmico
Aseismic slip or fault creep	Deslizamiento asísmico
Asperity	Aspereza
Attenuation	Atenuación
Backthrust	Retrocabalgamiento
Basin and range	Cuencas y sierras
Bedrock fault scarp	Escarpe de falla rocoso
Bending-moment fault	Falla de arqueamiento
Benioff zone	Zona de benioff
Blind fault	Falla ciega
Blind thrust	Corrimiento ciego o cabalgamiento ciego
Blind thrust fault	Falla de cabalgamiento ciego
Body-wave magnitude	Magnitud de ondas de cuerpo (mb)
Brittle-ductile transition	Transición frágil-dúctil
Capable fault	Falla capaz
Captured drainage	Drenaje capturado
Cascade model	Modelo de cascada
Characteristic earthquake	Sismo característico
Colluvial wedge	Cuña coluvial
Compound fault scarp	Escarpe de falla compuesta
Contagion	Contagio
Convergence	Convergencia
Coseismic	Cosísmico
Coseismic deformation	Deformación cosísmica
Creep	Reptación
Crustal earthquake	Sismo cortical
Dating or age dating	Datación
Debris cone	Cono de deyección
Deep ocean trench	Fosa oceánica
Deep-focus earthquake	Sismo profundo
Deformation	Deformación
Delayed response	Respuesta demorada
Dendrochronology	Dendrocronología
Dendroseismology	Dendrosismología
Design earthquake	Sismo de diseño

INGLÉS	ESPAÑOL
Detachment	Despegue
Deterministic hazard assessment	Evaluación determinística
Dilatancy	Dilatancia
Dilation	Dilatación
Dip	Buzamiento
Drainage	Drenaje
Duplex structure or duplex	Estructura dúplex
Dynamic analysis	Análisis dinámico
Earthquake	Sismo, terremoto
Earthquake cycle	Ciclo sísmico
Earthquake scarplet	Escarpilla de falla
Earthquake segment	Segmento sísmico
Earthquake swarm	Enjambre de sismos
Earthquake magnitude	Magnitud sísmica (m)
Ecotone	Ecoton
Elastic rebound	Rebote elástico
Epicenter	Epicentro
Erosion surface	Planicie de erosión
Escape tectonics	Tectónica de escape
Event horizon	Horizonte de evento
Exceedence	Excedencia
Exploratory trench	Trinchera de exploración
Faceted spur	Espolón facetado
Fault	Falla
Fault angle valley	Cuenca en divergencia de falla
Fault bench	Berma o berma de falla
Fault block	Bloque fallado
Fault breccia	Brecha de falla
Fault creep	Deslizamiento friccional estable
Fault creep	Reptación de falla o reptación tectónica
Fault line scarp	Escarpe de línea de falla
Fault offset	Rechazo de falla
Fault propagation	Propagación de falla
Fault saddle	Silla o silleta de falla
Fault scarp	Escarpe de falla
Fault scarplet	Escarpilla de falla
Fault segment	Segmento de falla
Fault segmentation	Segmentación de falla
Fault slip	Deslizamiento de falla
Fault slip	Desplazamiento
Fault strand	Rama de falla
Fault striae	Estrías de falla
Fault trace	Traza de falla
Fault trench	Trinchera o zanja de falla
Fault wedge	Cuña de falla
Fault wedge basin	Cuenca de cuña de falla
Fault zone	Zona de falla

INGLÉS	ESPAÑOL
Fault-bend fold	Pliegue de rampa
Filled wedge	Cuña rellena
Fissure	Fisura o grieta
Flexural scarp	Escarpe de flexura
Flexural slip	Flexo-deslizante
Flower structure	Estructura en flor
Fluvial terrace	Terraza fluvial
Focal mechanism	Mecanismo focal
Focus or hypocenter	Foco sísmico o hipocentro
Football	Bloque deprimido o bloque yacente (co)
Footwall ramp	Rampa de bloque yacente
Foreland fold and thrust belt	Cinturón de pliegues y cabalgamientos de antepaís
Foreshock	Precursor
Fossil earthquake	Terremoto fosilizado
Fracture	Fractura
Free face	Cara libre
Frequency	Frecuencia
Frequency spectrum	Espectro frecuencial
Geochronology	Geocranología
Geomorphic marker	Marcador geomorfológico sin: paleodatum
Gravitational spreading	Expansión gravitacional, Sackung
Ground-penetrating radar	Georadar
Growth fault or synsedimentary fault	Falla de crecimiento
Growth strata	Estratos de crecimiento
Gutenberg-Richter recurrence relation	Relación Gutenberg-Richter (de recurrencia)
Hanging drainage	Drenaje colgado
Hanging valley	Valle colgado
Hanging wall	Labio levantado o bloque levantado
Hanging wall ramp	Rampa de bloque colgante
Holocene	Holoceno
Horse tail	Cola de caballo
Horses	Escamas tectónicas
Horst	Horst
Hypocenter	Hipocentro
Induced seismicity	Sismicidad inducida
Inselbergs	Cerro testigo
Intensity and intensity scale	Intensidad y escala de intensidad
Intermediate-focus earthquake	Sismo intermedio
Interplate earthquake	Sismo interplaca
Intraplate earthquake	Sismo intraplaca
Isoseismal map	Mapa de isosistas
Isoseisms or isoseismal lines	Isosistas
Kinematic analysis	Análisis cinemático
Kinematic indicator	Indicador cinemático, Tectoglifo
Lateral spreading	Corrimiento lateral
Lineament	Lineamiento
Linear	Linear

INGLÉS	ESPAÑOL
Linear ridge	Lomo lineal
Linear spring	Línea de surgencia
Lineation	Lineación
Liquefaction	Licuación o licuefacción
Listric fault	Falla lístrica
Local magnitude	Magnitud local o magnitud Richter (ml)
Localizing structure	Estructura localizadora
Logging	Sondeo
Low sun angle	Bajo ángulo solar
L-shaped spur	Lomo en gancho
Marine terrace	Terraza marina
Maximum probable earthquake	Sismo máximo probable
Megathrust	Megathrust
Meizoseismal zone	Zona macrosísmica
Mercalli intensity scale	Escala de intensidad Mercalli
Modern analog	Análogo moderno, Actualismo
Modified Mercalli intensity scale	Escala modificada de intensidad Mercalli
Mole track	Mole track, Huella de topo
Moment magnitude	Magnitud momento (mw)
Monocline	Monoclinal
Morphoneotectonics	Morfoneotectónica
Morphotectonics	Morfotectónica
Multiple fault scarps	Escarpe de falla múltiple
Negative flower structure	Estructura en flor negativa
Neotectonics	Neotectónica
Newmark analysis	Ánalisis newmark
Normal fault	Falla normal
Oblique fault	Falla oblicua
Oblique-slip	Desplazamiento oblicuo
Obstructed drainage	Drenaje obstruido
Offlap	Solapamiento retractivo
Onlap	Solapamiento expansivo
Open crack	Fisura
Orogenic front or range front	Frente orogénico o frente montañoso
Overlap	Traslape
Paleodatum	Paleodatum
Paleoearthquake	Paleoisismo
Paleoseismicity	Paleosismicidad
Paleoseismology	Paleosismología
Peak ground acceleration	Aceleración pico
Pediment	Pedimento
Pediplain	Pediplanicie
Peneplain	Peneplanicie
Piedmont fault scarp	Escarpe de falla pedemontana
Piercing points	Marcador lineal desplazado
Pitch or rake	Cabeceo
Plunge	Cabeceo

INGLÉS	ESPAÑOL
Pop-up	Pop-up
Positive flower structure	Estructura en flor positiva
Precursor	Foreshock
Pressure ridge	Lomo de presión
Principal deformation zone	Zona principal de deformación
Probabilistic hazard assessment	Evaluación probabilística
Progressive unconformity	Discordancia progresiva
Pull-apart basin	Cuenca de tracción
Pure shear	Cizalla pura
Push-up	Push-up
P-wave	Onda P (P)
Quaternary	Cuaternario
Radial drainage	Drenaje radial
Ramp anticline	Anticlinal de rampa
Ramp or fault ramp	Rampa
Rayleigh waves	Ondas Rayleigh
Recurrence	Recurrencia
Residual fault scarp	Escarpe de falla residual
Restraining bend	Curva
Retrodeformation	Retrodeformación
Return period	Período de retorno
Reverse fault	Falla inversa
Richter scale	Escala de magnitud de Richter
Riedel shear	Cizallas Riedel
Rift	Fosa tectónica
Roll-over anticline	Anticlinal roll-over
Rupture	Ruptura
Rupture nucleation	Nucleación de ruptura
Sackung	Sackung
Sag pond	Laguna de falla
Sand volcano	Volcán de arena, Herbidero de arena
Scarp	Escarpe
Scissored fault scarp	Escarpe en tijera
Seiche	Seiche
Seismic microzone	Microzona sísmica
Seismic discontinuity	Discontinuidad sísmica
Seismic gap	Silencio sísmico
Seismic geology	Geología sísmica
Seismic hazard	Amenaza sísmica o peligro sísmico
Seismic hazard assessment	Evaluación de amenaza sísmica
Seismic micro-zonation	Microzonificación sísmica
Seismic moment	Momento sísmico (mo)
Seismic risk	Riesgo sísmico
Seismic shaking	Sacudida sísmica
Seismic wave amplification	Amplificación de ondas sísmicas
Seismic zone	Zona sísmica
Seismic zoning	Zonificación sísmica

INGLÉS	ESPAÑOL
Seismicity	Sismicidad
Seismites	Sismitas
Seismodeformations	Deformación sísmica
Seismogenic structure	Estructura sismogénica
Seismology	Sismología
Seismotectonic province	Provincia sismotectónica
Seismotectonics	Sismotectónica
Seismoturbidite	Turbidita por sismo
Shallow earthquake	Sismo somero
Shutteridge	Lomo de obturación
Simple shear	Cizalla simple
Site effects	Efectos de sitio
Site effects	Efectos locales
Site fault	Falla de sitio
Slickenside	Espejo de falla
Slip rate	Tasa de desplazamiento
Slip rate	Velocidad de deformación
Slope retreat (diachronous)	Retroceso de la pendiente diacrónica
Slope retreat	Retroceso de pendientes
Splintered scarp	Escarpe de falla astillada
Step-over	Escalón
Stick-slip	Deslizamiento friccional inestable
Strain partitioning	Reparto de deformación
Stress drop	Caída de esfuerzo
Strike-slip	Desplazamiento de rumbo
Strike-slip fault	Falla de rumbo
Strong ground motion	Movimiento fuerte
Structural geomorphology	Geomorfología estructural
Structural terrace	Terraza estructural
Subduction zone	Zona de subducción
Subduction-zone earthquake	Sismo de subducción
Subduction-zone earthquakes	Terremotos de subducción
Superimposed drainage	Drenaje sobrepuerto
Surface rupture	Ruptura de superficie
Surface-wave magnitude	Magnitud de ondas superficiales (ms)
S-wave	Onda S (S)
Synthetic riedel	Cizallamiento riedel
Tear fault	Falla de desgarre
Tectoglyph	Tectoglifo, Indicador cinemático
Tectonic environments	Ambientes tectónicos
Tectonic geomorphology	Geomorfología tectónica
Tectonic gutter	Gotera tectónica
Tectonic terrace	Terraza tectónica
Tectonics	Tectónica
Teleseismic	Telesísmico
Tension gash	Grieta de tensión
Tephrachronology	Tefrocronología

INGLÉS**ESPAÑOL**

Terrace riser	Talud de terraza
Thrust or thrust fault	Cabalgamiento, Falla de cabalgamiento
Tilting	Basculamiento
Transcurrent fault	Falla transcurrente
Transfer zone	Zona de transferencia
Transform fault	Falla transformante
Transpression	Transpresión
Transtension	Transtensión
Tremor	Tremblor
Triangular facet	Faceta triangular
Triangular zone	Zona triangular
Triggered slip	Deslizamiento disparado
Truncated spurs	Espolones truncados
Tsunami	Tsunami
Tsunamites	Tsunamitas
Turbidite	Turbidita
Underfit stream	Drenaje subdimensionado
Uphill facing scarp	Contraescarpe
Vertical fault throw	Rechazo vertical de falla
Vulnerability	Vulnerabilidad
Water gap	Valle transversal
Wind gap	Valle abandonado
Wine-glass valley	Valle en copa de vino

5. PRESENTACIÓN DE CASOS ESTUDIADOS

Este Atlas de fallas y pliegues con evidencias morfológicas de actividad cuaternaria, presenta 33 casos que cubren los siete países miembros de la Comunidad Andina de Naciones, desde Patagonia, en el sur, hasta la costa caribeña, en el norte, y, por lo tanto, abarca una gran diversidad de ámbitos climáticos, geológicos y morfoestructurales, que coexisten en una de las cadenas de montaña más larga y activa de nuestro planeta: los Andes de Sudamérica. Los ejemplos aquí mostrados van desde la costa hasta la alta montaña de este orógeno, pasando desde ambientes costeros muy áridos, como en el Perú, o húmedos, como los chilenos, hasta de páramo o glaciar, como en la Cordillera Blanca del Perú o los Andes de Mérida, en Venezuela. Igualmente, se presentan casos en regiones muy húmedas y cálidas, a través de ejemplos de la vertiente amazónica (orinoquense) de Colombia y Venezuela. Esta diversidad de climas tiene intrínsecamente ligada evoluciones morfoestructurales muy disímiles, pero siempre hemos intentado aquí mostrar ejemplos que sirvan de guía futura para emprender estudios neotectónicos y morfotectónicos en América del sur, como en cualquier otra región del mundo. Para realzar el espíritu de atlas de este documento, todos los casos presentados vienen acompañados de ilustraciones de diversa índole (MDT, fotografías aéreas, imágenes ASTER y SRTM, fotos oblicuas y de terreno, diagramas, bosquejos, diagramas panel, bloques 3D, etc.), con miras a facilitar la comprensión de la estructura y hacer más profusa, detallada y completa su descripción, aunque el grado de conocimiento de la estructura descrita es muy variable y heterogéneo de región a región y de país a país. Los casos presentados tienden a incluir estudios de orden tan variado y diverso, como: Neotectónico, geomorfológico, morfotectónico, microtectónico, sismotectónico (e.g., soluciones focales, reconocimiento post sísmico de rupturas superficiales, entre otros), sismológico, paleosismológico, topográfico de detalle, de subsuelo (sísmica de reflexión, GPR u otros métodos geofísicos indirectos), geocronológico, entre los más frecuentes. Este atlas, definitivamente, presenta muchos más casos de fallas o deformaciones frágiles que pliegues, cuyo estudio y reconocimiento han demostrado ser más delicados por asociarse con evidencias generalmente más sutiles. De los 33 casos de estudio incluidos en el Atlas, 28 son de fallas, 1 de pliegue y 4 de asociaciones pliegue-falla. Presentamos numerosas fallas cuya morfología tectónica es espectacular porque el clima árido así lo ha permitido. Casos de estudio en la Precordillera argentina o próximas a las Sierras Pampeanas, en la costa árida del Perú y en las altas cumbres de los Andes (Cordillera Blanca, Andes de Mérida, entre otros) son discutidos e ilustrados profusamente. En contraposición, se describen también ejemplos en regiones húmedas y de importante cobertura vegetal, que evidentemente dificultan su reconocimiento y caracterización neotectónica. Los casos de estudio de deformaciones frágiles se discriminan en 10 ejemplos de fallas inversas, 10 de fallas normales y 8 de fallas transcurrentes, las cuales natural y geológicamente están regionalizadas. Las fallas transcurrentes descritas provienen de los extremos del orógeno, justamente donde el proceso de subducción pierde su rol preponderante. Las fallas rumbo-deslizantes presentadas guardan relación con los procesos de expulsión del bloque norandino en el norte, el cual abarca Ecuador, Colombia y Venezuela, o con el límite de placas Sudamérica-Scotia en el sur, que involucra principalmente las regiones australes de Argentina y Chile. Igualmente, siendo los Andes un orógeno en fase de paroxismo tectónico, es evidente que las estructuras frágiles más comunes serán las fallas inversas, las cuales presentan una amplia distribución a lo largo de la cadena y muy particularmente están ubicadas en sus flancos o en proximidad a ellos. Por ello, hay ejemplos de, al menos, 4 de los 7 países. Por último, y contrariamente a lo que se pudiese suponer o esperar, las fallas normales también están bien representadas en los Andes, aunque geográficamente limitadas al sector Andino central, abarcando primordialmente Bolivia y Perú. Su origen es muy variable, pero los principales mecanismos invocados para su formación son: Colapso orogénico (e.g., fallas en el Altiplano boliviano), fallas normales en los flancos de una cadena en fase de exhumación (e.g., sistema de Fallas de la Cordillera Blanca, fallas de Quiches y Tambomachay) o simplemente dispuestas paralelas a la dirección del esfuerzo máximo horizontal (falla de Chololo). Los cinco casos de estudio restantes describen y analizan estructuras dúctiles (1 ejemplo argentino) o la asociación frágil-dúctil. Imperando la compresión subortogonal u oblicua al orógeno en el proceso actual de levantamiento de los Andes de Sudamérica, los pliegues son las estructuras

que naturalmente conviven con las fallas inversas. Sin embargo, la presencia de estas deformaciones es mucho más difícil de detectar por el mismo hecho de que las fallas inversas tienden a ser más tangentes a la superficie o de bajo ángulo y los pliegues asociados a éstas, ser estructuras de gran dimensión areal, pero de menor impacto en las deformaciones verticales introducidas. El anticlinal Montecito, al frente de las Sierras Pampeanas, es un excelente ejemplo de preservación de geoformas generadas por plegamiento y de generación de anomalías en el patrón de drenaje, que revelan su existencia. Excelentes ejemplos del piedemonte llanero colombiano y venezolano también ilustran estas sutiles perturbaciones que permiten su identificación y caracterización.

5.1 FALLAS INVERSAS

- 5.1.1 Falla El Molino, *Carlos Costa*
- 5.1.2 Falla La Rinconada, *Carlos Costa*
- 5.1.3 Falla Barreal, *Marcela Yamin*
- 5.1.4 Sistema de Fallas de la Carrera, *Analía Casa*
- 5.1.5 Sistema de Fallas de Blanquitos, *Carlos Costa y Ángel Pérez*
- 5.1.6 Sistema de Fallas Aconquiya, *Analía Casa*
- 5.1.7 Falla San Ramón, *Rodrigo Rauld*
- 5.1.8 Falla de Pallatanga, *Alexandra Alvarado*
- 5.1.9 Falla de Sama Calientes, *Laurence Audin, Carlos Benavente, José Macharé*
- 5.1.10 Falla de Huaytapallana, *José Macharé*

5.2 FALLAS NORMALES

- 5.2.1 Falla Cochabamba, *Estela Minaya y Magali González*
- 5.2.2 Sistema de Fallas el Alto, *Víctor Ramírez, Javier Valencia, Estela Minaya, y Magali González*
- 5.2.3 Falla Alto Peñas, *César Chirinos, Estela Minaya, Guido Ávila, y Magali González*
- 5.2.4 Falla San Francisco, *Eddy Baldellón y Víctor Ramírez*
- 5.2.5 Falla de Chaquilbamba, *Laurence Audin, Carlos Benavente, José Macharé*
- 5.2.6 Falla Chololo, *Laurence Audin, Carlos Benavente, José Macharé*
- 5.2.7 Falla de Tambomachay, *Laurence Audin, Carlos Benavente, José Macharé*
- 5.2.8 Falla de Purgatorio, *Laurence Audin, Carlos Benavente, José Macharé*
- 5.2.9 Falla de Quiches, *Laurence Audin, Carlos Benavente, José Macharé*
- 5.2.10 Sistema de fallas de la Cordillera Blanca, *José Macharé, Carlos Benavente, Laurence Audin*

5.3 FALLAS TRANSCURRENTES:

- 5.3.1 Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, *Luis Lara*
- 5.3.2 Sistema de Fallamiento el Tigre, *Irene Pérez y Carlos Costa*
- 5.3.3 Falla Ibagué, *Hans Diederix y Jaime Romero*
- 5.3.4 Falla Algeciras, *Hans Diederix y Jaime Romero*
- 5.3.5 Falla Buesaco, *Jaime Romero y Hans Diederix*
- 5.3.6 Falla Chingual, *Alexandra Alvarado*
- 5.3.7 Falla Magallanes-Fagnano, *Carlos Costa y Luis Lara*
- 5.3.8 Falla de Bocono, *Franck Audemard*

5.4 ANTICLINALES

- 5.4.1 Anticlinal Montecito, *Carlos Costa*

5.5 FALLAS Y PLIEGUES

- 5.5.1 Sistema de Fallas del Frente Oriental Andino, *Hans Diederix y Jaime Romero*
- 5.5.2 Sistema Saquisilí Yambo, *Alexandra Alvarado*
- 5.5.3 Sistema Quito, *Alexandra Alvarado*
- 5.5.4 Flexura Frontal Surandina, *Franck Audemard*

5.1 FALLAS INVERSAS

5.1.1 FALLA EL MOLINO (AR-50)

Carlos H. Costa¹

(1) Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis, Chacabuco 917. 5700 San Luis, Argentina. costa@unsl.edu.ar

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

La Falla El Molino es una estructura pedemontana asociada al frente de levantamiento neotectónico de la sierra de Comechingones. Esta morfoestructura forma parte del sistema de las Sierras Pampeanas, caracterizadas por montañas de bloques fallados y elevados durante la orogenia andina (Fig. 5.1.1.1). Se considera que el levantamiento andino de las Sierras Pampeanas es una consecuencia de la subhorizontalización de la placa de Nazca durante los últimos 8 Ma (Jordan *et al.*, 1983) y, atendiendo a su estilo

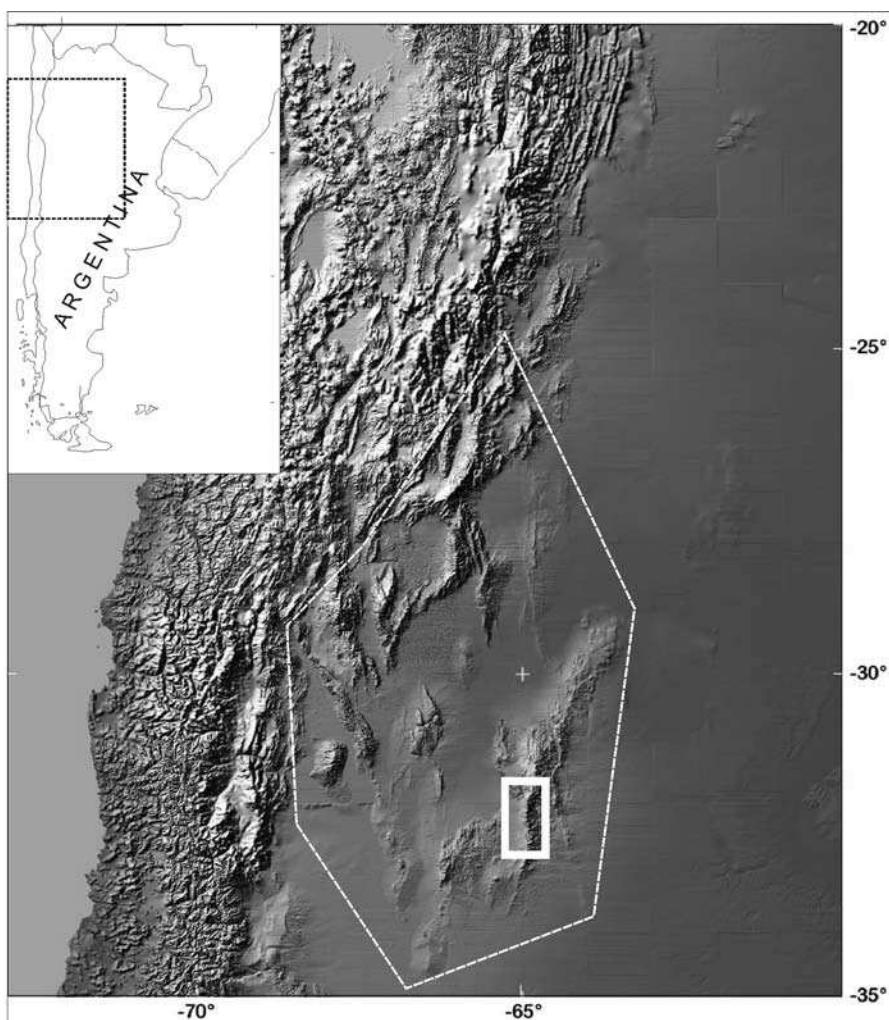


FIG. 5.1.1.1. Croquis de ubicación de las Sierras Pampeanas, indicadas dentro de la línea blanca con trazo cortado, y del sector estudiado de la sierra de Comechingones (rectángulo).

estructural neógeno, se las ha considerado también un análogo moderno de las Montañas Rocosas de Estados Unidos (Jordan y Allmendinger, 1986). Aunque no existe información de subsuelo que permita conocer la geometría profunda de estas estructuras, se asume que las fallas marginales de las Sierras Pampeanas presentan una geometría lístrica (González Bonorino, 1950) vinculada a una superficie de despegue cortical.

La sierra de Comechingones constituye un bloque elongado en sentido meridiano, marginado por fallas inversas en su ladera occidental. Durante su ascenso ha sido basculado hacia el este, lo cual determina un perfil marcadamente asimétrico con una ladera occidental corta y abrupta y una ladera oriental suave y tendida (4° - 8° E). En esta última se preservan extensos remanentes de paleosuperficies de erosión (Fig. 5.1.1.2).

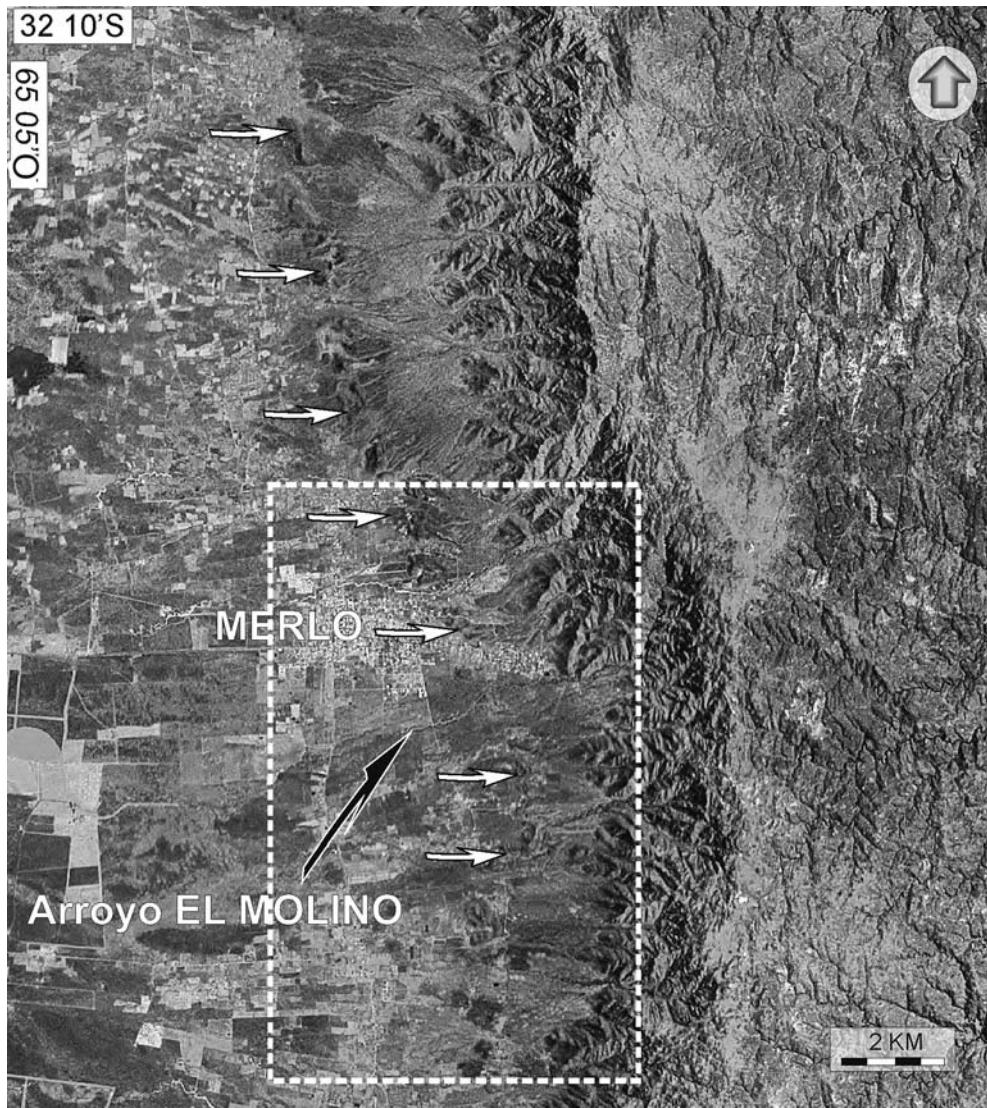


FIG. 5.1.1.2. Imagen Landsat de la ladera occidental de la sierra de Comechingones. Puede reconocerse que la actividad tectónica más reciente se expresa mediante escarpes (indicadas con flechas blancas) localizadas al oeste del frente de fallamiento principal. El diseño escalonado en planta resulta de la interacción entre fracturas previas con orientación NNO y ONO. El recuadro con línea blanca indica el área cubierta por la Fig. 5.1.1.3. Nótese la asimetría topográfica del bloque montañoso, con una ladera occidental abrupta y una ladera suave oriental.

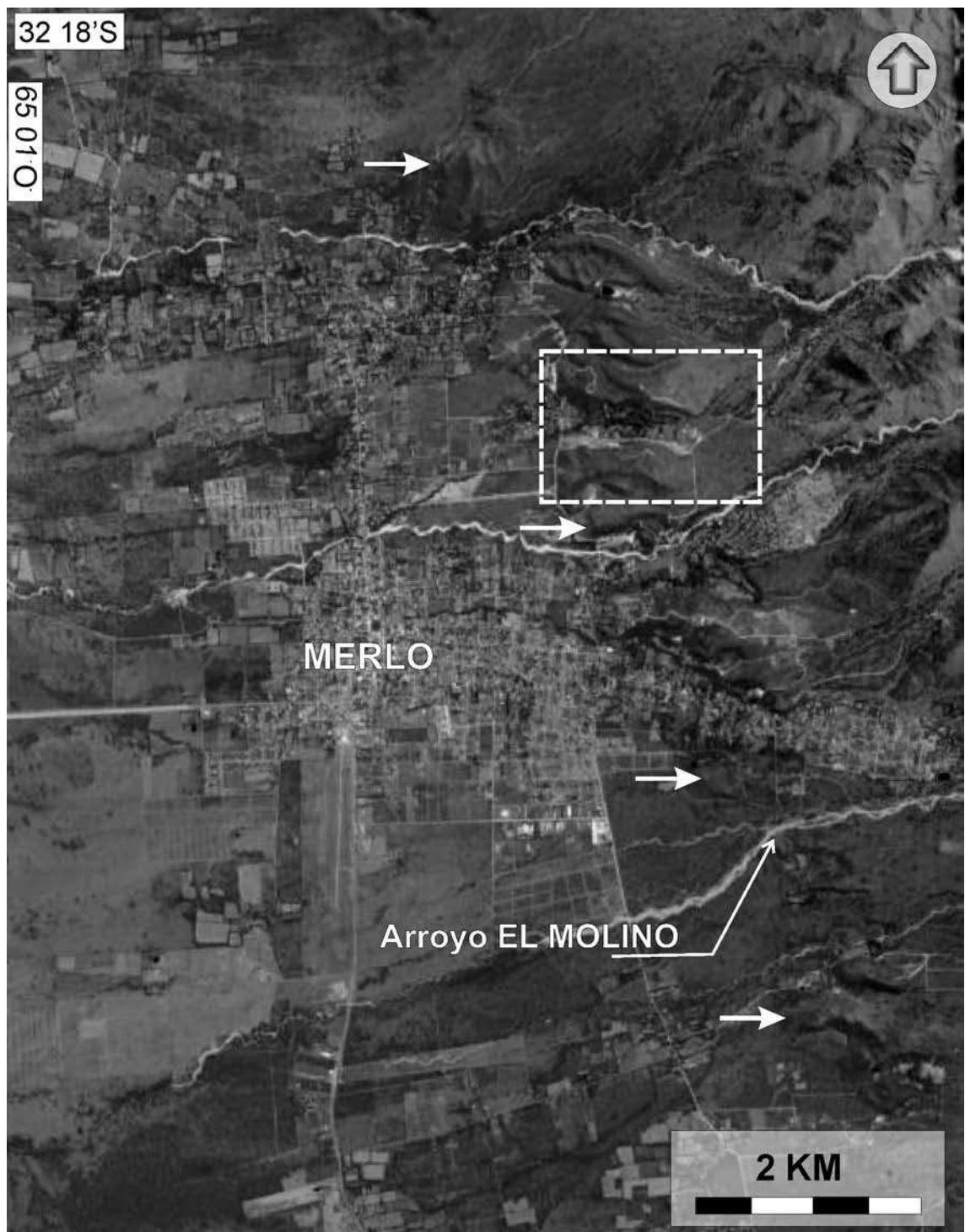


FIG. 5.1.1.3. Imagen aérea de los escarpeas asociados a la Falla El Molino (véase su ubicación en la figura anterior). Muchos de los relieves pedemontanos positivos asociados a los escarpeas, presentan núcleos de basamento cristalino y cobertura de sedimentitas terciarias. El recuadro indica el área cubierta por la figura 5.1.1.5.

TIPOS DE ESTUDIOS REALIZADOS

Se han realizado diversos estudios que incluyen fotointerpretación, descripciones de campo, exploraciones geofísicas por tomografía eléctrica y trincheras para estudios paleosísmicos (Costa *et al.*, 1992, 1996; Costa y Vita-Finzi, 1996; Murillo, 1996; Costa *et al.*, 2001; Ricci, en prep.).

CARACTERÍSTICAS DE LA ESTRUCTURA

El principal elemento estructural andino está constituido por la Falla Comechingones, localizada al pie del escarpe serrano y a lo largo de la cual se ha concentrado la mayor parte del levantamiento del bloque de la sierra homónima (Fig. 5.1.1.2). Sin embargo, la principal actividad tectónica reciente no se ubica en la unión montaña-piedemonte, sino que aparece desplazada hacia sectores medios y distales del piedemonte (Fig. 5.1.1.3). Esta migración de la actividad cuaternaria respecto del frente de fallamiento principal, es un rasgo común en las Sierras Pampeanas (Costa, 1999).

La Falla El Molino se expone en el arroyo homónimo (Fig. 5.1.1.3), donde migmatitas con intensa degradación mecánica sobrecorren a materiales cuaternarios con actitud 350°/45°E (Costa *et al.*, 1992; Murillo, 1996), cuyos niveles superiores están caracterizados por sedimentos finos con edades comprendidas entre 800 y 1.300 años (Costa y Vita Finzi, 1996) (Fig. 5.1.1.4). Esta falla presenta un diseño general escalonado, resultante de la interacción entre su trazo principal de dirección NNO con fracturas de menor continuidad y arrumbamiento NO.

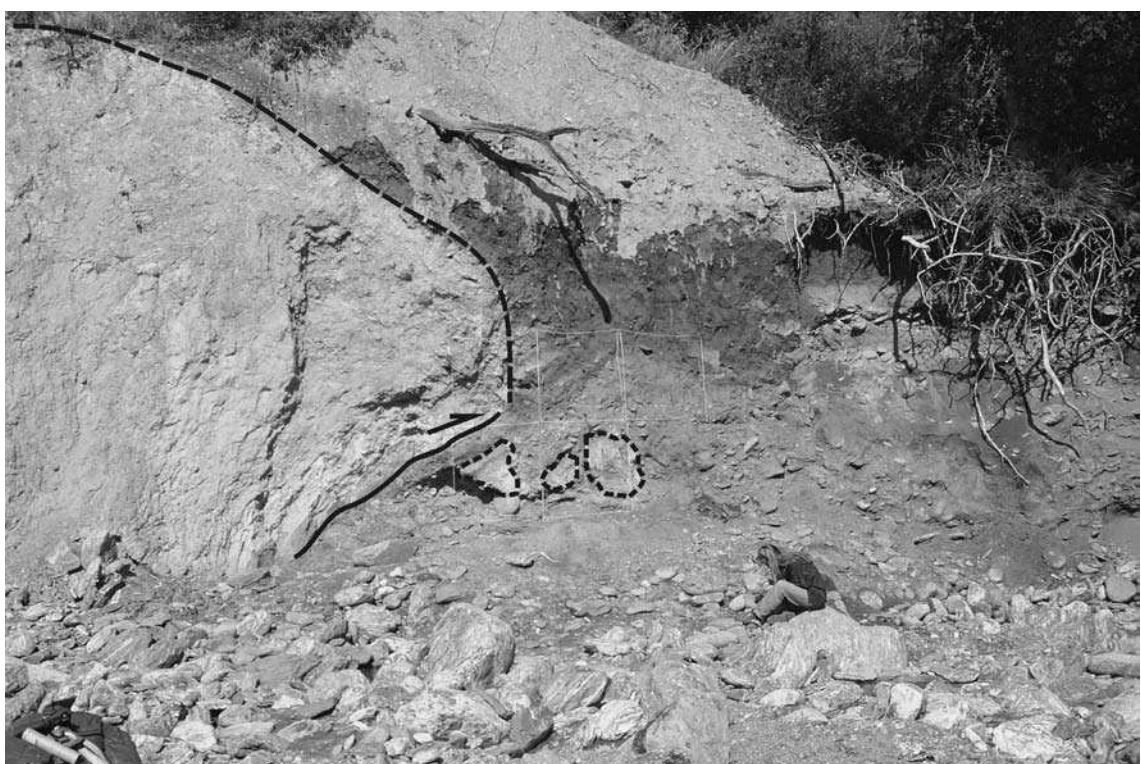


FIG. 5.1.1.4. Vista tomada hacia el sur de la exposición de la Falla El Molino en el arroyo homónimo (véase su localización en las figuras 5.1.1.2 y 5.1.1.3). Los materiales color claro de la izquierda corresponden a migmatias precámblicas, cuya topografía actual y paleotopografía está destacada con trazos cortados. La superficie de falla, indicada con trazo continuo, presenta una inclinación 45°O. Se preservan en el labio bajo bloques colapsados del escarpe de falla (destacados con trazos cortados). Nota: la persona para la escala.

EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA

La Falla El Molino puede identificarse mediante la alineación escalonada en el piedemonte de escarpes de continuidad variable (Fig. 5.1.1.3). Dichos escarpes presentan una amplitud variable que abarca varias decenas de metros, exponiendo en los sectores superiores depósitos cuaternarios antiguos (de geometría tabular y espesor menor de 10 m) aunque, en ocasiones, se exponen también núcleos de basamento cristalino y rocas terciarias.

Puede reconocerse que los planos aluviales antiguos se encuentran basculados hacia el este en las inmediaciones de estos escarpes (Fig. 5.1.1.3 y 5.1.1.5), mientras que los depósitos aluviales más recientes muestran siempre una inclinación al poniente. Esto indica un basculamiento hacia el este de los planos afectados por las estructuras cuaternarias, lo que sugiere que las deformaciones recientes muestran el mismo estilo estructural en el subsuelo que el bloque serrano mayor.

OTRA INFORMACIÓN DE INTERÉS

La sismicidad histórica o instrumental es moderada en esta zona. Sin embargo, han ocurrido rupturas superficiales holocenas (Costa y Vita-Finzi, 1996).

El tamaño y la naturaleza de los bloques de basamento al pie del escarpe (Fig. 5.1.1.4), sugieren un colapso gravitacional de los mismos, a partir del labio elevado del escarpe (migmatitas precámbricas de color claro, debido a su intensa degradación mecánica). Esto indica la existencia de un escarpe cosísmico, al menos para este estadio evolutivo y, por lo tanto, la presencia de rupturas superficiales. Estas y otras evidencias han permitido interpretar la ocurrencia de, por lo menos, tres sismos prehistóricos cuyas paleomagnitudes estimadas son corresponden a $M \geq 7,2$ (Costa *et al.*, 2001)



FIG. 5.1.1.5. Vista hacia el NO del piedemonte de la sierra de Comechingones, en el sector indicado en la figura anterior. Puede reconocerse que los núcleos precuaternarios aislados, muestran superficies de erosión inclinadas hacia el este (indicado con trazo blanco), mientras que los depósitos aluviales cuaternarios aparecen inclinando hacia el oeste (indicado con trazos negros).

REFERENCIAS

- Costa, C. 1996. Análisis neotectónico en las sierras de San Luis y Comechingones: Problemas y métodos. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 13, Actas, 2: 285–300.
- Costa, C. 1999. Tectónica Cuaternaria en las Sierras Pampeanas. *In Geología Argentina* (Caminos, R.; editor), Servicio Geológico y Minero Argentino, Anales 29 (24), Sección 2B: 779–784. Buenos Aires.
- Costa, C.; Gardini C.; Giaccardi, A. 1992. Fallamiento moderno en la sierra de Comechingones, provincia de San Luis. *In Reunión de Microtectónica*, No. 7, Resúmenes. San Carlos de Bariloche.
- Costa, C.; Murillo, V.; Sagripanti G.; Gardini, C. 2001. Quaternary intraplate deformation in the southeastern Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of Seismology*, 5: 399–409.
- Costa, C.; Vita-Finzi, C. 1996. Late Holocene intraplate faulting in the southeast Sierras Pampeanas, Argentina. *Geology*, 24: 1127–1130.
- González-Bonorino, F. 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5: 81-110.
- Jordan, T.; Allmendinger, R. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina. A modern analogue of Rocky Mountains foreland deformation. *American Journal of Science*, 286: 737-764.
- Jordan, T.; Isacks, B.; Allmendinger, R.; Brewer, J.; Ramos V.; Ando, C. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 341-361.
- Murillo, M. 1996. Neotectónica del flanco occidental de la sierra de Comechingones, entre los arroyos Piedra Blanca y San Miguel (Pcia de San Luis). *Tesis de Licenciatura (Inédita)*, Universidad de Buenos Aires: 135 p.
- Ricci, W. En prep. Neotectónica de la falla Comechingones en los alrededores de Merlo, provincia de San Luis. *Tesis Doctoral en curso*, Universidad Nacional de San Luis, Argentina: 27 p.

5.1.2 FALLA LA RINCONADA (AR-22)

Carlos H. Costa¹

(1) Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis, Chacabuco 917. 5700 San Luis, Argentina. costa@unsl.edu.ar

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

La Falla La Rinconada está localizada en el piedemonte oriental de la Precordillera Oriental en la provincia de San Juan (Argentina) entre $31^{\circ}40'$ y $31^{\circ}52'$ S (Fig. 5.1.2.1), en el extremo meridional del segmento de subducción subhorizontal de la Placa de Nazca (Barazangi e Isacks, 1976; Jordan *et al.*, 1983, Ramos *et al.*, 2002 y varios otros).

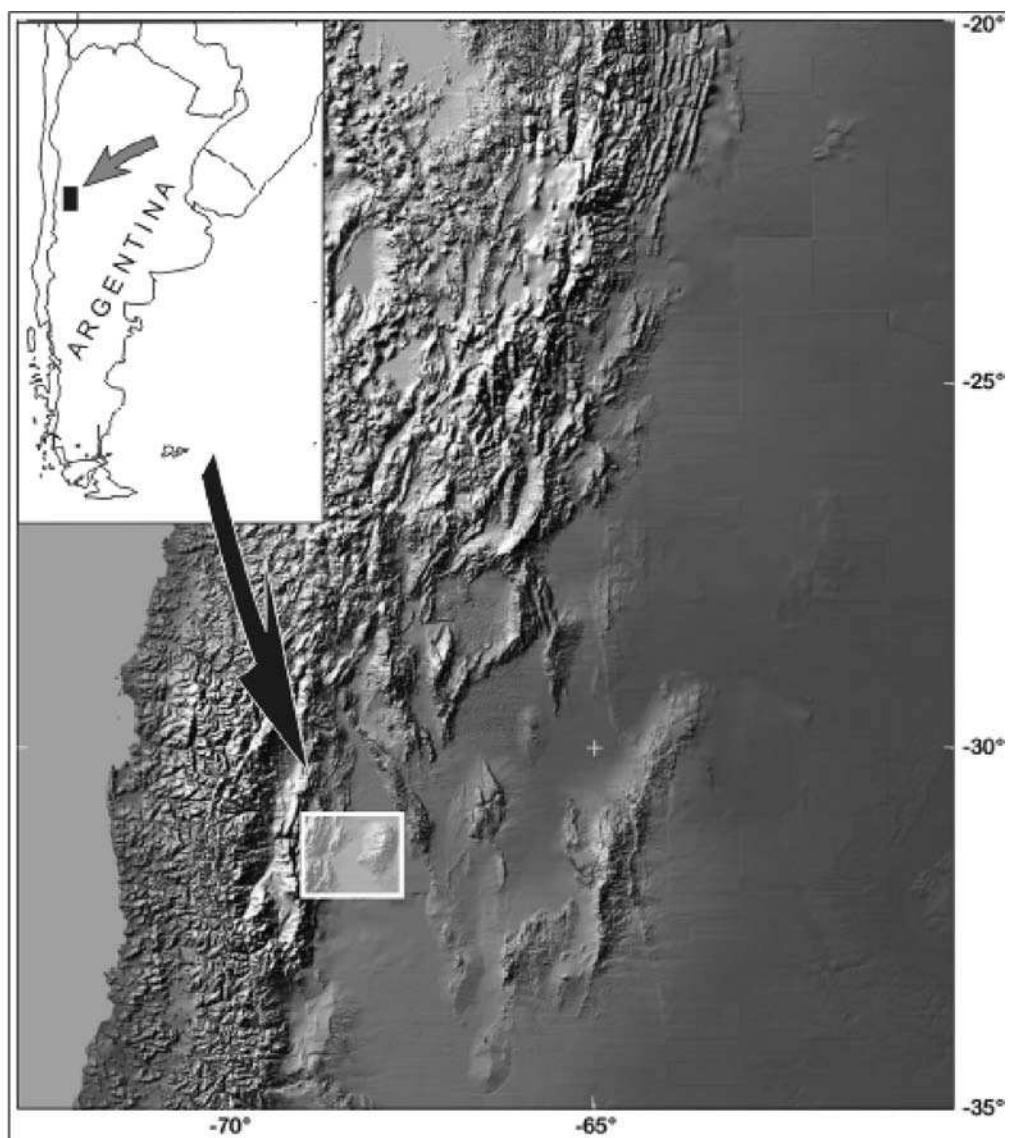


FIG. 5.1.2.1. Croquis de ubicación de la región de la Precordillera Oriental.

La Precordillera Oriental corresponde a un sector del orógeno precordillerano caracterizado por una cubierta sedimentaria, principalmente paleozoica, expuesta en cordones serranos con dirección NNE. Dichas morfoestructuras están marginadas en su flanco occidental por fallas inversas con vergencia al oeste (Ortiz y Zambrano, 1981).

Si bien existen indicios de actividad cuaternaria a lo largo de las fallas principales, las mejores evidencias de deformaciones cuaternarias han sido reconocidas en la sucesión homoclinal adosada al oriente de estos bloques. Las mismas corresponden a estructuras de acortamiento de flanco dorsal (*back-limb tightening structures*), habiendo sido descritas también como estructuras tipo flexodeslizantes o capa a capa (Costa *et al.*, 1999; Meigs *et al.*, 2006).

La Falla La Rinconada corresponde a un escarpe contrapendiente, en una bajada pedemontana, caracterizada por numerosos planos de terrazas aluviales en diferentes posiciones planialtimétricas (Figs. 5.1.2.2 y 5.1.2.3), circunscrita en un clima actualmente árido (<300 mm anuales).

TIPOS DE ESTUDIOS REALIZADOS

La citada estructura fue reconocida en estudios pioneros de la geología local (Groeber, 1944; Heim, 1948), mediante observaciones de campo de diverso detalle. Durante el estudio de microzonificación sísmica de la ciudad de San Juan y alrededores (INPRES, 1982) se efectuó una trinchera de reconocimiento en esta zona y posteriormente diversos estudios acometieron descripciones de campo, con mapeo de las unidades cuaternarias, identificando la zona de deformación principal (Bastías *et al.*, 1984; Martos, 1987; Martos, 1993).

CARACTERÍSTICAS DE LA ESTRUCTURA

La geometría en subsuelo de la Falla La Rinconada y estructuras asociadas es aún poco conocida y por lo tanto motivo de debate. En superficie está caracterizada por una falla principal con rumbo general N-S y diseño ligeramente cóncavo hacia el oeste, con complejidades geométricas de menor escala, que definen diferentes secciones a lo largo de su trazo (Figs. 5.1.2.2 y 5.1.2.3). El mismo puede seguirse de manera continua por espacio de 26 km.

La Falla La Rinconada presenta una inclinación variable al este entre 30° y 45°, aunque en su exposición cercana a la superficie puede observarse con inclinaciones subhorizontales e incluso con ángulos de fallamiento rebatidos cuando su trazo se propaga en sedimentos sueltos.

Asociados al trazo principal aparecen sutiles abovedamientos, inclinaciones anómalas de depósitos cuaternarios (Fig. 5.1.2.3), que sugieren la presencia de estructuras ciegas y fallas secundarias de menor desplazamiento cuaternario y continuidad.

Todas las fallas con actividad cuaternaria reportadas coinciden con la estratificación del sustrato cenozoico.

Discordancias progresivas aparecen en conglomerados asignados preliminarmente al Plioceno-Pleistoceno.

EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA

Dos elementos lineares principales se destacan asociados a la expresión geomorfológica de esta estructura, en el piedemonte precordillerano. De oeste a este, se reconoce un escarpe contrapendiente, que varía desde amplitudes submétricas en los sedimentos aluviales recientes, hasta más de 30 m en los sectores que involucran unidades cuaternarias más antiguas (Figs. 5.1.2.2 y 5.1.2.3). El otro elemento linear destacado se expresa mediante un escarpe rectilíneo vinculado con una brusca inflexión en la pendiente de las superficies aluviales cuaternarias. Estos dos elementos lineares circunscriben una zona elevada, donde se concentran los principales afloramientos del sustrato terciario. La reconstrucción espacial de las superficies aluviales cuaternarias y de la superficie de erosión que las separa, en discordancia,

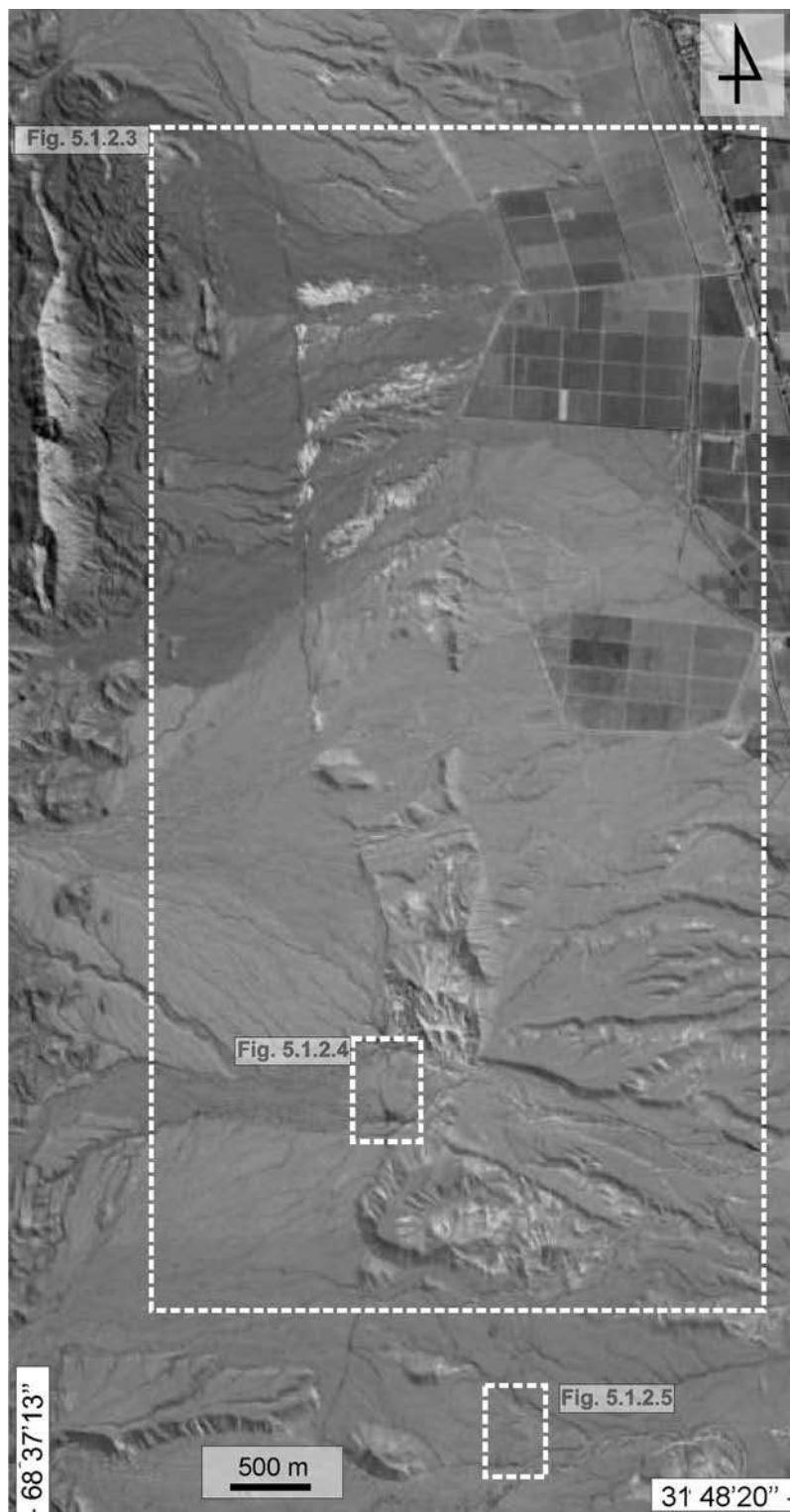


FIG. 5.1.2.2. Expresión morfológica de la Falla La Rinconada en su sector central, entre las quebradas de El Molino y Las Minas. De oeste a este puede reconocerse un notorio rasgo rectilíneo contrapendiente que corresponde al escarpe de falla propiamente dicho. El lineamiento importante que se reconoce hacia el este, obedece a un brusco cambio de inclinación de superficies aluviales cuaternarias. Entre ambos rasgos, se localiza una zona de mayor elevación topográfica con exposición del sustrato de rocas terciarias e importantes flexuras de las superficies aluviales más antiguas. Los recaudos en líneas punteadas corresponden a la localización de las figuras que allí se indican (imagen obtenida de Google Earth).

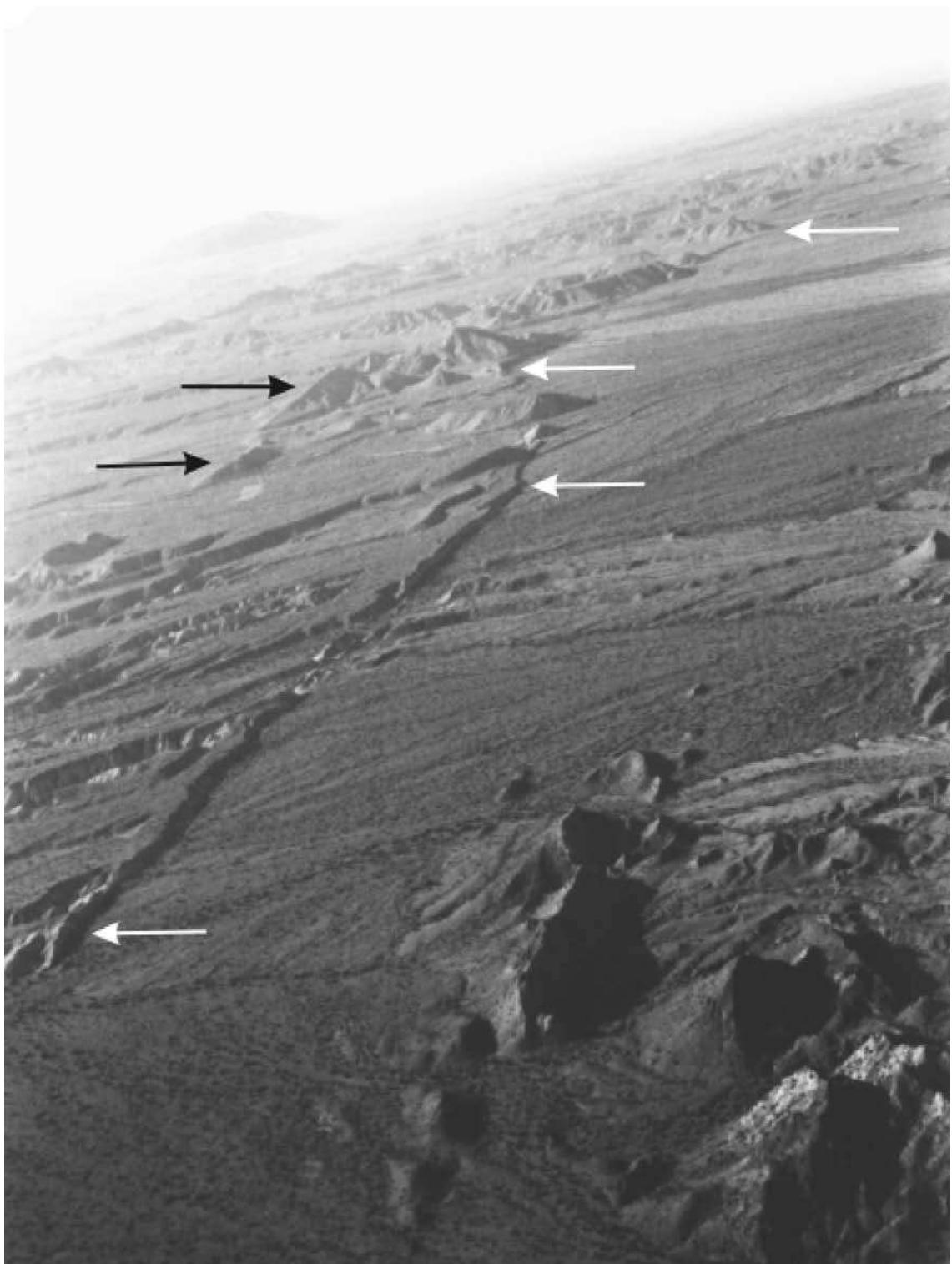


FIG. 5.1.2.3. Vista tomada hacia el SSE del escarpe principal de la Falla La Rinconada (indicada con flechas blancas). Las flechas negras señalan la posición del segundo lineamiento observado en la figura anterior, destacado por inclinaciones anómalas de superficies aluviales cuaternarias (strath terraces), que yacen en discordancia sobre las rocas terciarias. (Vea la figura 5.1.2.2 para la escala aproximada.)

del sustrato terciario, permite definir una flexura, cuya geometría y amplitud varía en función de la edad de la superficie aluvial que se utilice para su reconstrucción.

En muchos sectores, el aspecto rectilíneo del escarpe contrapendiente está enfatizado por la disposición subsecuente de cauces (Figs. 5.1.2.2 y 5.1.2.3)

Morfologías más sutiles en escarpes y flexuras de menor amplitud permiten reconocer drenajes de bajo poder erosivo, abandonados y descabezados recientemente (*beheaded drainages*), como consecuencia del levantamiento y/o flexura del labio oriental, tanto en el plano principal como en las estructuras secundarias (Figs. 5.1.2.4 y 5.1.2.5).

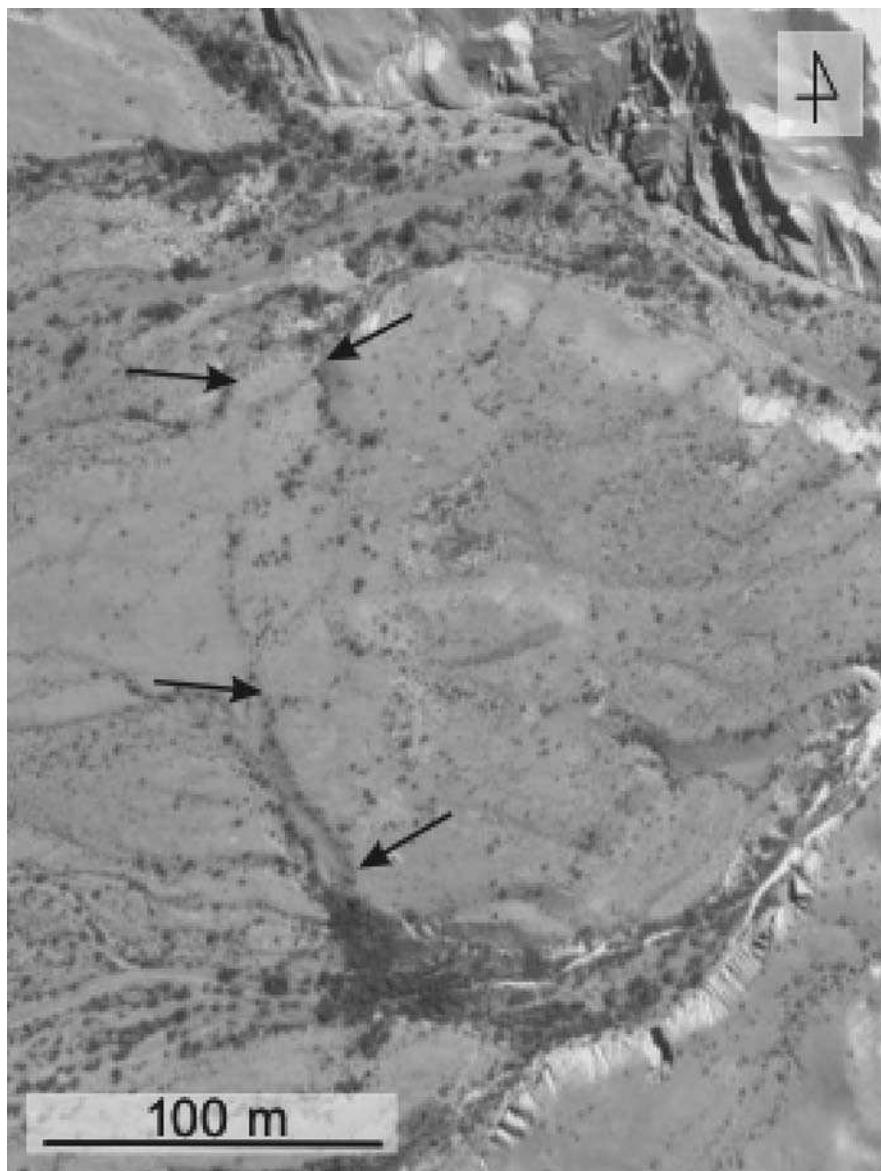


FIG. 5.1.2.4. Escarpes (indicados con flechas) en materiales aluviales recientes (Pleistoceno superior-Holoceno) destacadados por la alineación de vegetación y concentración de materiales finos (en colores claros). Dichos atributos definen dos escarpes con trazos lobulados. Los materiales finos resultan de la obturación y descabezamiento reciente de cauces pequeños (cuyo trazo aún se reconoce en las inmediaciones del labio elevado de ambos escarpes) y del aporte de material eólico (imagen obtenida de Google Earth).

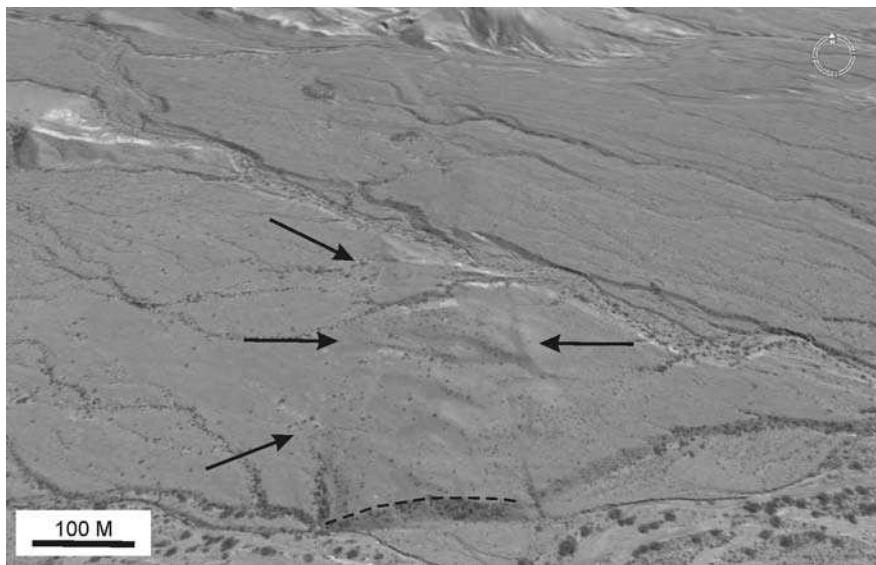


FIG. 5.1.2.5. Vista aérea oblicua tomada hacia el norte de una flexura que afecta a superficies aluviales cuaternarias, cuyos flancos están indicados por flechas y su radio de curvatura se destaca con trazo negro cortado en el curso de la quebrada de Las Minas. Los cauces afectados por esta deformación son inactivos y su lecho se encuentra también abovedado. Ver ubicación en la figura 5.1.2.2 (imagen obtenida de Google Earth).

A nivel de detalle puede reconocerse que el plano de falla se propaga con ángulos muy bajos en sedimentos recientes (Holoceno?), sin intersectar la superficie del terreno y generando, en cambio, flexuras monoclinales por efecto “topadora” (*bulldozer*) (Fig. 5.1.2.6). Por esta razón, los escarpes en los sedimentos más jóvenes corresponden al tipo de limbo de pliegue (*fold-limb scarp*), más que de falla propiamente dichas.

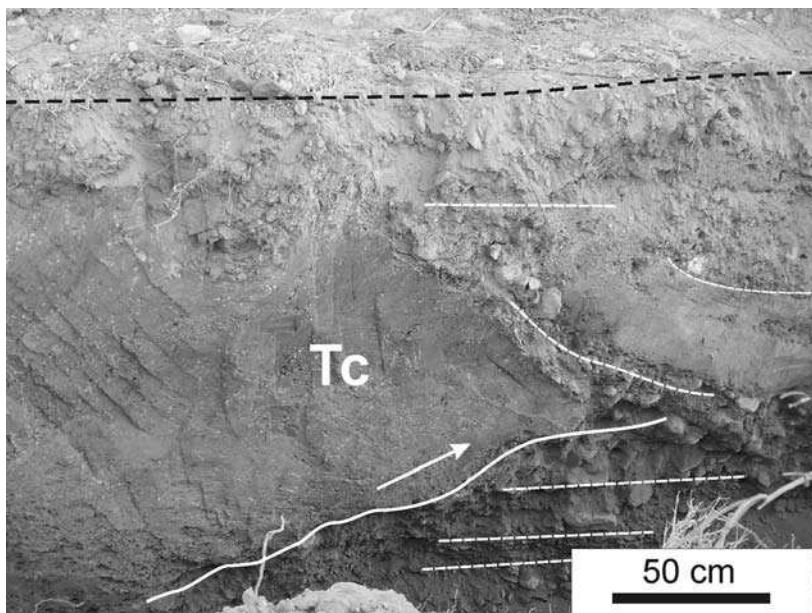


FIG. 5.1.2.6. Vista de la pared sur de una trinchera, que expone rocas terciarias (Tc) montando con bajo ángulo a sedimentos aluviales holocenos? con disposición subhorizontal debajo del tip-point del corrimiento. Por encima de este sector se reconoce sedimentos finos y gravas inclinando al oeste, además de clastos orientados con esa actitud sobre el plano de erosión Terciario-Cuaternario. Los rasgos principales de la estratificación y la topografía están indicados con trazos cortados.

OTRA INFORMACIÓN DE INTERÉS

El piedemonte oriental de la Precordillera corresponde a un sector donde se han localizado numerosos epicentros de sismos históricos. Varios autores han sugerido que el sismo de magnitud Mw 6,8 del 11/06/1952 con epicentro en la zona (Alvarado y Beck, 2006), podría estar vinculado con la presente estructura (INPRES, 1982; Bastías *et al.*, 1984; Tello y Perucca, 1993). Trincheras realizadas para investigaciones en curso no han podido documentar rupturas superficiales asociadas a esta estructura.

REFERENCIAS

- Alvarado, P.; Beck, S. 2006. Source characterization of the San Juan (Argentina) crustal earthquakes of 15 January 1944 (Mw 7.0) and 11 June 1952 (Mw 6.8). *Earth and Planetary Science Letters*, 243: 615–631.
- Barazangi, M.; Isacks, B. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4: 686–692.
- Bastías, H.; Weidmann, N.; Pérez, M. 1984. Dos zonas de fallamiento Pliocuaternario en la Precordillera de San Juan. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 9, Actas, 2: 329–341. San Carlos de Bariloche.
- Costa, C.; Rockwell, T.; Paredes, J.; Gardini, C. 1999. Quaternary deformations and seismic hazard at the Andean orogenic front (31–33° Argentina): a paleoseismological perspective. *In Extended Abstracts Fourth International Symposium on Andean Geodynamics*: 187–191. Goettingen.
- Groeber, P. 1944. Movimientos tectónicos contemporáneos y un nuevo tipo de dislocaciones. *Notas del Museo de La Plata* 9 (33): 363–375.
- Heim, A. 1948. Observaciones tectónicas en La Rinconada. *Dirección Nacional de Minería y Geología, Boletín* 64: 75 p. Buenos Aires.
- INPRES. 1982. Microzonificación sísmica del valle de Tulum, Provincia de San Juan. *Instituto Nacional de Prevención Sísmica, Resumen Ejecutivo*: 120 p. San Juan.
- Jordan, T.; Isacks, B.; Allmendinger, R.; Brewer, J.; Ramos, V.; Ando, C. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 341–361.
- Martos, L. 1987. Evidencias de movimientos neotectónicos en una terraza de edad Holocena, La Rinconada, San Juan. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 10, Actas 1: 263–265. Tucumán.
- Martos, L. 1993. Evidencias de actividad tectónica en el Pleistoceno Superior-Holoceno, Quebrada del Molino, Pocito, San Juan, República Argentina. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 12, Actas, 3: 258–265. Mendoza.
- Meigs, A.; Krugh, W.; Schiffman, C.; Vergés, J.; Ramos, V. 2006. Refolding of thin-skinned thrust sheets by active basement-involved thrust faults in the eastern Precordillera of western Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61(4): 589–603.
- Ortíz, A.Y.; Zambrano, J.J. 1981. La provincia geológica Precordillera Oriental. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 8., Actas 3: 59–74. San Luis.
- Ramos, V.; Cristallini, E.; Pérez, D. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 59–78.
- Tello, G.; Perucca, L. 1993. El sistema de fallamiento Precordillera Oriental y su relación con los sismos históricos de 1944 y 1952, San Juan, Argentina. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 12, Actas, 3: 246–251. Mendoza.

5.1.3 FALLA BARREAL (AR-65)

Marcela G. Yamin^{1,2,3}

- (1) Servicio Geológico y Minero Argentino, Av. Julio A. Roca 651, 10º piso of 15, CP1322, Ciudad Autónoma de Bs. As. myamin@mecon.gov.ar
 (2) Laboratorio de Neotectónica (LaNeo), Departamento de Ciencias Geológicas, FCEyN, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, C1428EHA Buenos Aires.
 (3) Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 122 y 60, CP1900 La Plata.

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

Se presentan aquí información de campo y material fotográfico de evidencias directas de deformación cuaternaria, vinculadas al frente serrano controlado por la Falla Barreal. Esta falla inversa se ubica en el margen noroccidental del cinturón Barreal-Las Peñas, región norte de la Precordillera Sur (Cortés *et al.*, 2005). El cinturón posee 10 a 20 km de ancho y 130 km de largo y está integrado por una serie de bloques de orientación NNO, limitados por fallas inversas y dispuestos en forma escalonada. Estos bloques delimitan, a su vez, depresiones tectónicas intermontanas dispuestas con el mismo arreglo espacial. En particular, el bloque Barreal ($31^{\circ}15'$ - $31^{\circ}50'$ S) está formado por serranías bajas y cuchillas las que forman parte de un alto estructural controlado por fallas (Yamin y Cortés, 2004), (Fig. 5.1.3.1).

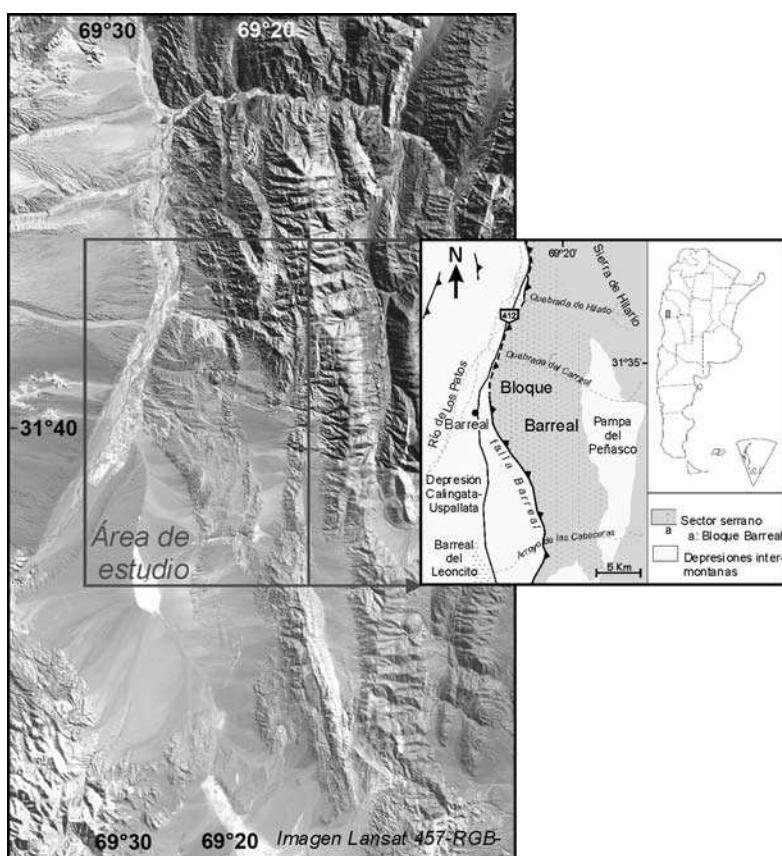


FIG. 5.1.3.1. Ubicación de la falla Barreal en el borde noroccidental de la Precordillera Sur. Imagen obtenida por medio del procesamiento digital de la información LANDSAT, donde se combinaron las bandas 4/5/7.

Estructuras asociadas al frente de la sierra de Barreal y su ámbito pedemontano adyacente se han citado en los trabajos de Zölnner (1950) y Quartino *et al.* (1971).

En la comarca, el clima predominante es desértico de altura, con marcadas amplitudes térmicas diarias y estacionales. Las precipitaciones níveas y pluviales son pobres, con un promedio de 93 mm/año.

TIPOS DE ESTUDIOS REALIZADOS

Se realizaron estudios con datos provenientes de observaciones de campo, fotografías aéreas e imágenes de satélite. Sobre la base de las exposiciones de la superficie de falla encontradas y de la presencia de capas involucradas en la deformación, el estudio del frente se enfocó en las serranías de las Piedras Pintadas y en la desembocadura del arroyo de las Cabeceras (sectores indicados en la figura 5.1.3.2 con las letras A y B, respectivamente).



FIG. 5.1.3.2. Vista al norte del bloque Barreal, donde se indica la traza de la falla Barreal. Esta unidad morfotectónica forma un escalón topográfico entre el sector serrano precordillerano y la depresión de Calingasta-Uspallata (imagen tomada del Google Earth). Las letras A y B indican la ubicación de las figuras 5.1.3.3 y 5.1.3.4 respectivamente. La distancia entre A y B es de 25 km. La traza de falla se indica con línea continua en el caso de actividad cuaternaria comprobada y con guiones cuando es probable.

CARACTERÍSTICAS DE LA ESTRUCTURA

La falla Barreal margina el sector serrano a largo de 50 km, con una orientación N-S a NNO-SSE. En las inmediaciones de la desembocadura del arroyo de las Cabeceras, la incisión del arroyo a la salida del frente serrano, expone la geometría del plano de falla. Allí, el mismo presenta un rumbo N-S y una inclinación de entre 40° y 50° al este. La falla es de tipo inversa con una componente de desplazamiento de rumbo sinistral asociada (Yamin, 2007).

EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA

Los depósitos atribuidos al Pleistoceno están representados por sedimentos sueltos o débilmente cementados que constituyen niveles de agradación preservados a distintas alturas relativas. Éstos conforman abanicos aluviales y bajadas pedemontanas, localizados preferentemente en los márgenes del bloque y en las depresiones intermontanas. En la comarca se reconocieron depósitos de cuatro niveles de agradación atribuidos al Cuaternario, en los que se preservan en gran medida las geoformas originales (Yamin, 2007).

En el tramo de orientación general NNO-SSE, a lo largo de unos 25 km, se citan evidencias directas de deformación cuaternaria (Fig. 5.1.3.2, sectores A y B).

El piedemonte del frente montañoso (Fig. 5.1.3.2, sector A) se caracteriza por presentar depósitos del primer y segundo nivel de agradación cuaternario, en los cuales las capas adosadas al frente serrano pierden su disposición horizontal a subhorizontal mediante marcadas flexuras (Figs. 3 a y b). Asimismo, se reconoció una falla secundaria asociada y antitética a la Falla Barreal, de rumbo N-S, inversa (Fig. 5.1.3.3b).

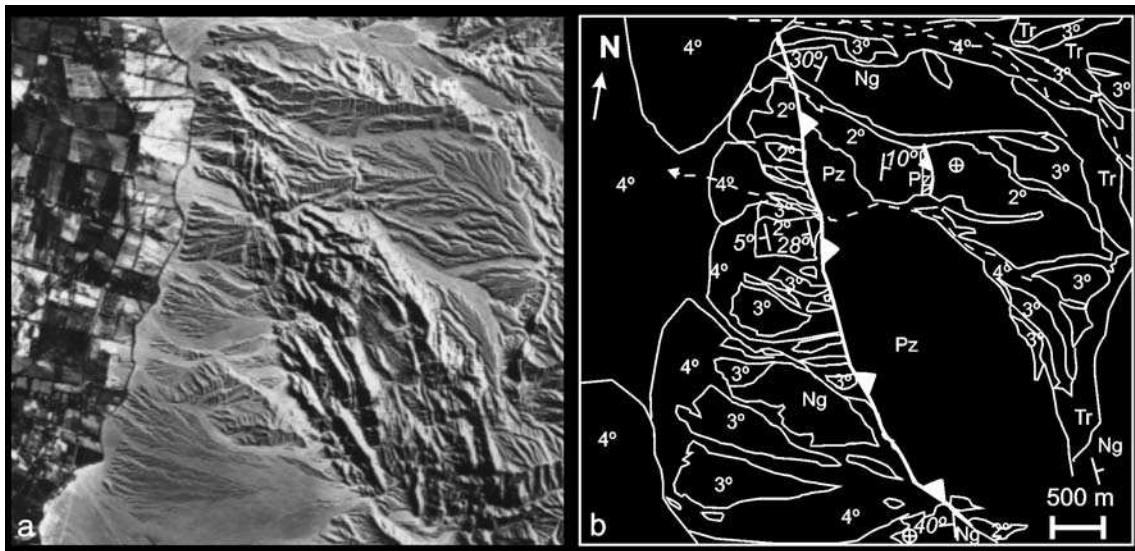


FIG. 5.1.3.3 a. Fotografía aérea de la falla Barreal al este de la localidad homónima (sector indicado en la figura 5.1.3.2 con la letra A). b. Mapa Neotectónico del sector. En este se indican los depósitos de los cuatro niveles de agradación atribuidos al Pleistoceno (1° , 2° , 3° y 4°), rocas de edad paleozoica (Pz), rocas de edad triásica (Tr) y sedimentitas neógenas (Ng). Asimismo, se indica la traza de la Falla Barreal, una falla secundaria antitética y datos de actitud de capas neógenas y cuaternarias. (Características del vuelo: N° de vuelo: 6906A-111; N° de fotogramas: 20 y 21; distancia focal: 152, 3; altura de vuelo: 5.609 m; hora de toma: 13:45 hs)

En las inmediaciones de la desembocadura del arroyo de las Cabeceras (Fig. 5.1.3.2, sector B), rocas del substrato paleozoico (Formación Hilario) se ponen en contacto tectónico sobre las sedimentitas de la Formación Lomas del Inca (Neógeno). En la Figura 5.1.3.4a y b, las capas neógenas (conglomerados, tobas y areniscas) en el bloque bajo de la falla, forman una sucesión invertida, con inclinaciones de más de 60° - 70° al este. Como parte de los depósitos del bloque del piso involucrados por la deformación de la falla, aflora en la margen sur del valle del mencionado arroyo, una sección clástica correspondiente al primer nivel de agradación. Estas capas presentan una disposición subvertical, pero con polaridad normal (Fig. 5.1.3.4b). El sello de la deformación en ese segmento de la falla estaría evidenciado por un remanente sobreelevado de una superficie de erosión pedemontana pleistocena (y su cobertura sedimentaria) que corta la falla y no es deformada por ella (Yamin, 2007).

OTRA INFORMACIÓN DE INTERÉS

Descripciones de la geometría de la estructura y de la zona de deformación

Sobre la base de las sucesiones neógenas deformadas, preservadas en las serranías de las Piedras Pintadas y en el piedemonte, se ha reconstruido un pliegue de tipo asimétrico con vergencia occidental. La Falla Barreal con la que se vincula no corta la sucesión neógena, por lo que allí es una falla ciega expuesta en superficie por la erosión (y cubierta posteriormente por coluvio moderno). La geometría de una marcada flexión sinclinal en el bloque hundido asociado a una falla ciega es compatible con un pliegue por propagación de falla (Yamin, 2007).



FIG. 5.1.3.4 a. Vista al SE del margen suroccidental del bloque Barreal a la latitud del arroyo de las Cabeceras (sector indicado en la figura 5.1.3.2 con la letra B). Altura aproximada de los postes del tendido eléctrico 6 metros. La ubicación de la figura b se indica con un rectángulo; b. Detalle de la Falla Barreal, donde las rocas de edad paleozoica están en contacto por falla sobre una secuencia invertida de rocas correspondientes al miembro medio y superior de la Formación Lomas del Inca (Neógeno). El depósito pleistoceno (1) se encuentra deformado, con capas subverticales, a diferencia del depósito pleistoceno (2) que indica el sello de la deformación de la falla Barreal a esas latitudes. La escala indicada es aproximada en el contacto tectónico.

Evidencias indirectas de deformación cuaternaria

Evidencias de deformación pleistocena más reciente están indicadas por la presencia de depósitos de endicamiento, aguas arriba del frente montañoso controlado por la Falla Barreal, a lo largo del valle de las Cabeceras. Estos depósitos pertenecen al cuarto nivel de agraciación. Se han identificado, asimismo, resaltos del río (*knickpoints*) activos durante la sedimentación de esa unidad (Fig. 5.1.3.5), (Yamin, 2007).

En la comarca de Barreal, el registro instrumental de actividad sísmica, en general, es escaso y de baja a mediana magnitud. Dos sismos estarían asociados a la Falla Barreal, con profundidades menores a los 15 km y magnitudes entre 4 y 5 (valores en MD ajustadas a las estimaciones de ML, magnitud local).

Agradecimientos

Las investigaciones que dieron origen a este artículo se realizaron en el marco del trabajo de tesis doctoral, ‘Neotectónica del bloque Barreal, margen noroccidental de la Precordillera Sur’, motivo por lo cual expreso mi agradecimiento al Dr. J.M. Cortés. Cortés y al proyecto PMA-GCA y SEGEMAR por posibilitar la publicación de este trabajo.

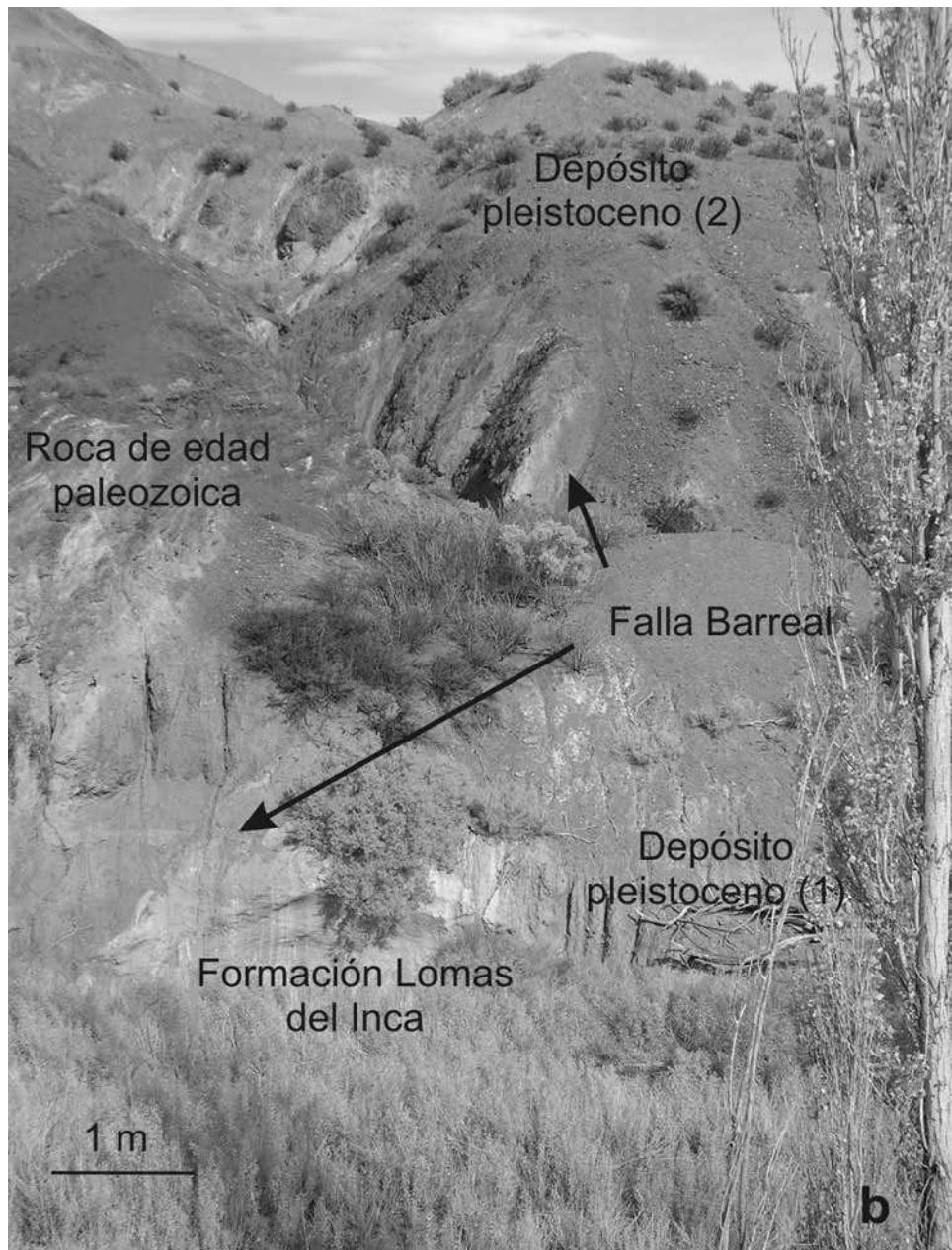




FIG. 5.1.3.5. Afloramientos de la Formación Casleo (depósitos del cuarto nivel de agradación) en el frente occidental del bloque Barreal. Las capas de la unidad presentan fuertes inclinaciones en la pared de la escarpe (sector superior y central de la foto) y depósitos de caída hacia la base (ángulo inferior derecho). Estos estratos carbonáticos presentan un alto contenido de plantas fósiles en posición de vida.

REFERENCIAS

- Cortés, J.M.; Yamin, M.; Pasini, M.M. 2005. La Precordillera Sur, provincias de Mendoza y San Juan. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 16, La Plata, Actas 1: 395–402.
- Quartino, B.J.; Zardini, R.A.; Amos, A.J. 1971. Estudio y exploración geológica de la región Barreal-Calingasta, provincia de San Juan, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Serie A, Monografía, No. 1.
- Yamin, M. 2007. Neotectónica del bloque Barreal, margen noroccidental de la Precordillera Sur. Tesis Doctoral (Inédita) Universidad de Buenos Aires: 281 y anexo p. 94.
- Yamin, M.; Cortés, J.M. 2004. La deformación tardiocenozoica en el interior del Bloque de Barreal, margen suroeste de la Precordillera de San Juan. Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación Especial 7: 137–144. Buenos Aires.
- Zöllner, W. 1950. Observaciones tectónicas en la Precordillera sanjuanina. Zona de Barreal. Revista de la Asociación Geológica Argentina 5 (3): 111–125.

5.1.4 SISTEMA DE FALLAS DE LA CARRERA (AR-86; AR-114; AR-115; AR-116; AR-156)

Analía L. Casa^{1,2}

- (1) *Servicio Geológico Minero Argentino, IGRM, Dirección de Geología Regional, Av. J. A. Roca 651, 10° 21, Capital Federal, C1067ABB, Argentina. ancasa@mecon.gov.ar*
 (2) *Laboratorio de Neotectónica (LANEO), Departamento de Ciencias Geológicas, FCEyN, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, C1428EHA Buenos Aires.*

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

El Sistema de Fallas de La Carrera (SFC; Caminos, 1965, 1979; Cortés, 1993), es un sistema imbricado de fallas inversas de alto ángulo, de rumbo N-S, que margina la Cordillera Frontal entre los 32°20' y 33°30'S, aproximadamente.

Es interpretado como el responsable del levantamiento neógeno de la Cordillera Frontal a estas latitudes, deformación que continuará desarrollándose y transmitiéndose hacia el sector pedemontano durante el cuaternario.

La Cordillera Frontal es la unidad morfoestructural que se extiende entre la Precordillera y la Cordillera Principal de Argentina, entre los 28° y 35°S, aproximadamente. Comprende principalmente depósitos neopaleozoicos dispuestos en discordancia angular sobre un basamento gnéisico de edad proterozoica media, intruidos por granitoídes neopaleozoicos y pérmicos, y cubiertos por productos volcánicos permi-triásicos y secuencias sedimentarias triásicas y cenozoicas.

El SFC comprende la vertiente oriental del cordón del Plata y el extremo sur de la cordillera del Tigre, en la provincia de Mendoza (Fig. 5.1.4.1).

El río Mendoza es el río permanente más importante que actúa como nivel de base para la región. La vertiente oriental de los cordones montañosos está caracterizada por ríos y arroyos temporarios, con régimen de deshielo, que son alimentados principalmente por la fusión de la nieve invernal y, en menor medida, por las lluvias (inferiores a 300 mm anuales).

El clima de la región es continental, templado, seco y con escasa nubosidad. Las condiciones locales, dadas principalmente por variaciones topográficas, dan lugar a diversos microclimas con importantes diferencias entre las zonas elevadas y el piedemonte; se inscribe en la ecorregión de montes y bolsones.

TIPOS DE ESTUDIOS REALIZADOS

Estudios regionales se hallan vinculados al levantamiento de la Hoja Geológica 3369-15 Potrerillos a escala 1:100.000 (Folguera *et al.*, 2004). Dentro de esos trabajos se efectuó el reconocimiento de las evidencias de actividad neotectónica asociadas al sector norte del cordón del Plata (Fauqué *et al.*, 2001). En el frente oriental del cordón del Plata se efectuaron, además del reconocimiento en campo, mediciones topográficas sobre los niveles de pedimentación y escarpes de falla identificadas al oeste de la localidad de Potrerillos (fallas Río Blanco y El Salto) y evaluaciones indirectas sobre la actividad de la falla frontal del sistema en el mismo sector. Los estudios mencionados corresponden a los trabajos de Borgnia (2004) y Casa (2005). En el tramo sur, la información neotectónica se basa en fotointerpretación y reconocimientos de campo a escala regional (Caminos, 1979; Cortés *et al.*, 1999).

CARACTERÍSTICAS DE LA ESTRUCTURA

El SFC está formado en casi toda su extensión por tres fallas inversas de rumbo aproximadamente N-S, con ángulos de inclinación hacia el oeste cercanos a los 45 grados (Caminos, 1965). Estructuras de rumbo NO, segmentan la Cordillera Frontal e interactúan con las estructuras N-S del sistema (Cortés, 1993).

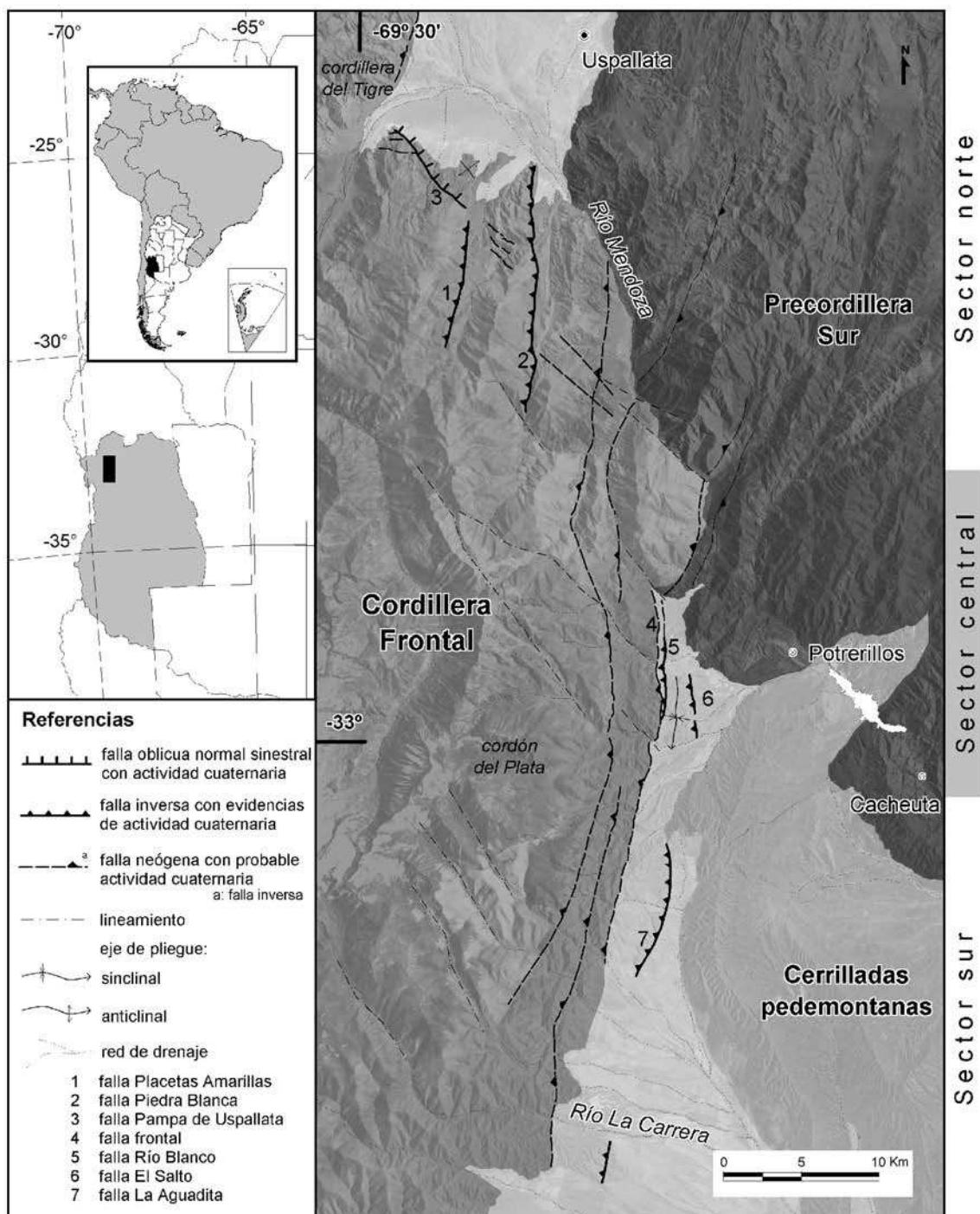


FIG. 5.1.4.1. Esquema estructural del Sistema de Fallas de La Carrera en el cordón del Plata, Cordillera Frontal (modificado de Cortés et al., 2006).

El SFC se define desde el extremo sur de la cordillera del Tigre, por el norte, hasta el arroyo La Carrera, al sur, donde pierde continuidad. Las evidencias de actividad neotectónica se concentran dentro del cordón del Plata, al sur del río Mendoza. El sistema presenta un escalonamiento izquierdo (*left-stepping*) mediante un conjunto asociado de fracturas de orientación NO y NNO (Cortés *et al.*, 2006).

La deformación cuaternaria del SFC se expresa como escarpes pedemontanas y pedimentos ascendidos por ramificaciones frontales (Polanski, 1963; Casa, 2005). Evidencias secundarias de la actividad neotectónica del sistema es la existencia de, al menos, nueve depósitos de avalanchas de rocas, y la correlación espacial entre el arranque de dichos movimientos en masa y las fallas del sistema en el extremo norte del cordón del Plata (Fauqué *et al.*, 2000; Fauqué *et al.*, 2001; Fauqué *et al.*, 2005).

Dado que las evidencias varían latitudinalmente, se consideran para la descripción tres sectores: norte, central y sur (Fig. 5.1.4.1). Sobre las fallas internas al cordón del Plata, al sur de la zona de avalanchas de rocas, en el sector central y sur, no se han reportado evidencias de deformación neotectónica; las mismas se concentran sobre la falla que limita el frente y dentro del piedemonte.

Sector norte

Falla Placetas Amarillas (AR-114): Falla inversa de rumbo norte e inclinación al oeste con ángulos entre 28° y 72° al oeste (Cortés, 1993). En el bloque de piso se han observado desplazamientos interestatales en sedimentitas terciarias, que afectan la cobertura aluvial cuaternaria (Folguera *et al.*, 2004).

Falla Piedra Blanca (AR-116): Falla inversa de rumbo norte e inclinación entre 54 y 57° hacia el oeste (Cortés, 1993).

Zona de cizalla Estación Uspallata: Fracturas oblicuas, subparalelas, de rumbo NO que estructuran el margen norte del cordón del Plata. Una de las estructuras que componen esta zona de cizalla es la Falla Pampa de Uspallata (AR-115, Fig. 5.1.4.1), que posee rumbo de 150° e inclinaciones de 70° a 90° hacia el noreste (Cortés, 1993). Es una estructura de separación normal que fue interpretada, dada su geometría y disposición respecto a las fallas inversas meridianas, como una falla con desplazamiento oblicuo normal sinestral (Cortés, 1993, 2001).

Al sudeste se han descrito escarpes de falla alineados a la Falla Pampa de Uspallata, que afectan depósitos cuaternarios de avalancha de roca, con ladera al sudoeste (Folguera *et al.*, 2004).

Sector central (AR-86): Frente oriental del cordón del Plata

Falla frontal: Constituye el límite entre el frente montañoso y el sector pedemontano oriental del cordón del Plata (Figs. 5.1.4.1, 5.1.4.2, 5.1.4.3). Corresponde a una falla inversa de alto ángulo que pone en contacto unidades de edad carbonífera sobre sedimentitas miocenas.

Falla Río Blanco: Corresponde a una ramificación (*splay*) divergente de la falla frontal (Figs. 5.1.4.1, 5.1.4.2, 5.1.4.3). Limita un nivel de pedimentación labrado sobre unidades sedimentarias del Mioceno superior (Casa, 2005; Casa y Cortés, en preparación).

Falla El Salto: Afecta los depósitos pedemontanos cuaternarios. Mantiene el rumbo N-S del sistema, pliega en un sinclinal asimétrico secuencias conglomeráticas de edad pliocena (Formación Mogotes) y las sobrepone a las unidades sedimentarias miocenas (Formación Mariño). Según Casa (2005) correspondería a una falla fuera de secuencia (Figs. 5.1.4.1, 5.1.4.2).

Sector sur

Falla La Aguadita (AR-156): Originalmente descrita como una falla normal, límite occidental del graben de Tunuyán por Polanski (1963) y Caminos (1965), posteriormente fue interpretada como una falla inversa con vergencia oriental (Cortés *et al.*, 1999). La Falla La Aguadita corresponde a la falla más externa del SFC (Fig. 5.1.4.1).

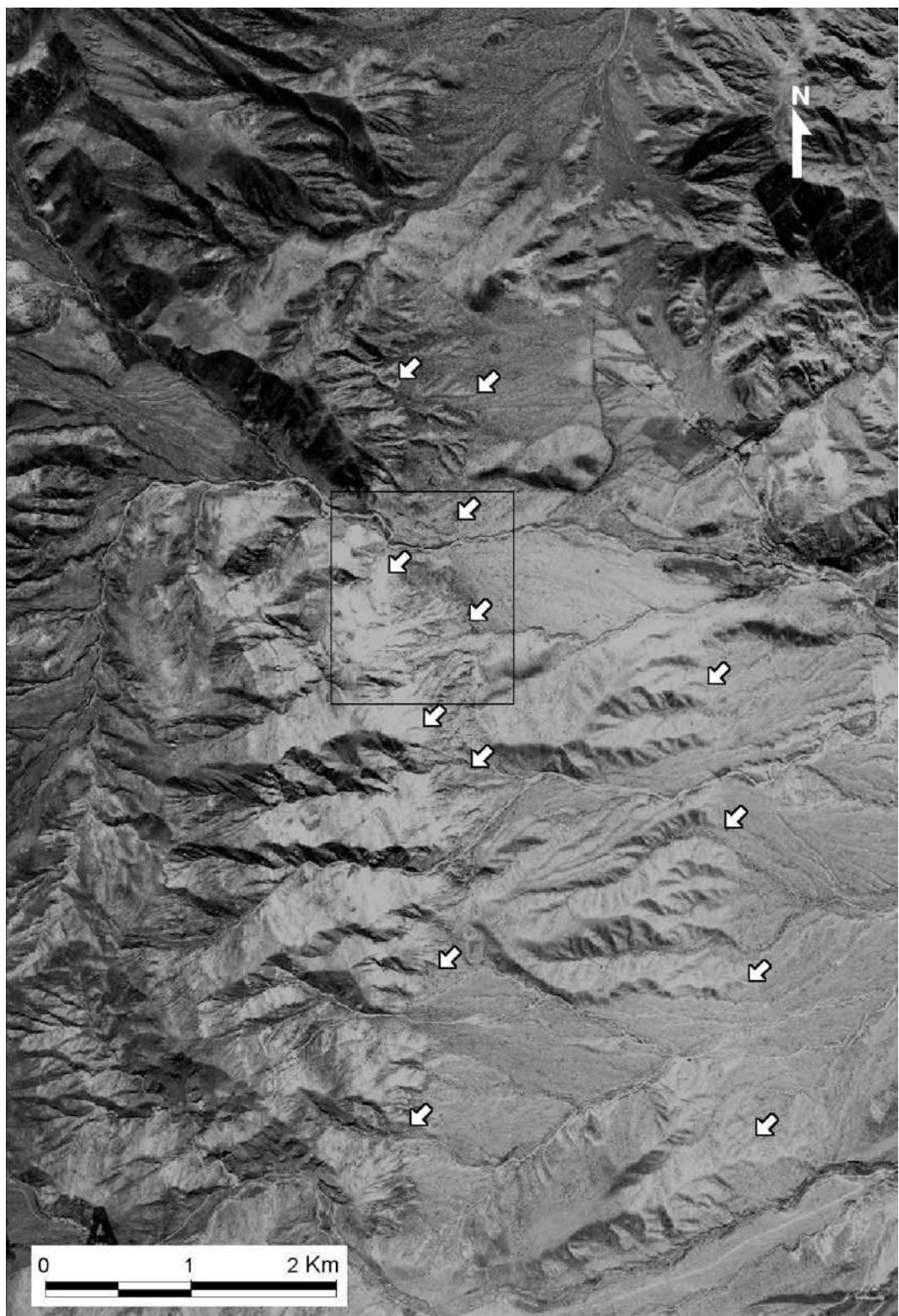


FIG. 5.1.4.2. Fotografía aérea del sector central del sistema de fallas. Se indican, de izquierda a derecha, las fallas frontal, Río Blanco y El Salto. El recuadro corresponde al sector del frente montañoso que se observa en la Figura 5.1.4.3.

EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA

Dentro del sector central es donde se observan los escarpes de falla rocosos que definen las fallas Río Blanco (Figs. 5.1.4.1, 5.1.4.2, 5.1.4.3) y El Salto (Figs. 5.1.4.1, 5.1.4.2), y escarpes de falla pedemontanos de menor desarrollo que afectan los depósitos de abanicos aluviales más jóvenes.

Los escarpes de falla rocosos definen distintos niveles de pedimentación sobre unidades cenozoicas en el sector pedemontano oriental del cordón del Plata. La deformación de la falla El Salto está representada por un escarpe de falla rocoso de 200 m de altura acumulada, dicha deformación se encuentra sellada por el último nivel aluvial aterrazado.

Los escarpes pedemontanos corresponden a la deformación más joven de la región; ellos afectan los niveles aluviales asignados al Pleistoceno superior (Cortés *et al.*, 2004). Uno de ellos, ubicado al norte del río Blanco, corresponde a un escarpe de falla múltiple (Casa, 2005).

La Falla Aguadita (Fig. 5.1.4.1) se evidencia en el sector pedemontano en un escarpe de falla compuesto con cara este y 8 km de longitud, elaborado en sedimentos del Pleistoceno inferior a medio (Cortés *et al.*, 2004).

El sector montañoso del cordón del Plata en el segmento central muestra altos índices de gradientes de arroyos y baja sinuosidad del frente, evidencias indirectas de actividad neotectónica de la falla frontal en este segmento (Cortés *et al.*, 2004; Casa, 2005; Casa y Cortés, en preparación).



FIG. 5.1.4.3. Vista fotográfica hacia el frente montañoso, en el sector central del SFC. Al frente se indica la falla Río Blanco, por detrás la falla frontal del SFC (modificado de Casa, 2005). Ubicación de la vista en la figura 5.1.4.2. La vista cubre aproximadamente 3 km del frente serrano, sobre el extremo derecho se observa la arboleda de la localidad de El Salto como referencia a la escala. Ubicación en la figura 5.1.4.2.

OTRA INFORMACIÓN DE INTERÉS

En el sector norte del sistema (Fig. 5.1.4.1) se han descrito nueve depósitos de avalanchas de rocas, de los cuales cuatro han endicado el río Mendoza.

Las zonas de arranque de las avalanchas coinciden con la disposición de los corrimientos del SFC, en sectores donde el frente montañoso está cortado por estructuras de rumbo NNO, indicando el condicionamiento de estas inestabilidades. Por sus características morfológicas y estratigráficas, y su relación espacial con las fallas Placetas Amarillas y Piedra Blanca, estos paleomovimientos han sido interpretados como desencadenados por sismos (Fauqué *et al.*, 2000, 2001, 2005; Folguera *et al.*, 2004).

Según correlaciones de niveles de cenizas volcánicas intercaladas en depósitos aluviales en los alrededores del río Mendoza, la edad de las avalanchas de roca, y consecuentemente de la propuesta actividad tectónica desencadenante, quedaría comprendida entre el Pleistoceno medio tardío y el Holoceno (Fauqué *et al.*, 2000). Los depósitos de avalanchas de rocas tendrían una edad máxima de 350 ± 80 ka (Pleistoceno medio) según una datación $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ realizada sobre un nivel de cenizas que cubre las avalanchas de Placetas Amarillas (Moreiras, 2006).

La región donde se ubica el SFC es sísmicamente activa. Existen numerosos epicentros de sismos superficiales registrados dentro del cordón del Plata. Las magnitudes de estos sismos instrumentales son inferiores a 5,6 (fuente NEIC).

Agradecimientos

Al Dr. J.M. Cortés, del LANEO, Universidad de Buenos Aires, por haberme guiado en los estudios de detalle en la región de El Salto (sección central), que permitieron un mayor conocimiento del frente oriental del cordón del Plata y su piedemonte adyacente.

Al PMA-GCA y al SEGEMAR por posibilitar la publicación del trabajo.

REFERENCIAS

- Borgnia, M. 2004. Neotectónica del piedemonte oriental del cordón del Plata al norte del río Blanco, provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura (Inédito) Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias Geológicas: 143 p.
- Caminos, R. 1979. Cordillera Frontal. In Segundo Simposio de Geología Regional Argentina (Turner J.C.M.; editor). Academia Nacional de Ciencias, 1: 397–453. Córdoba
- Caminos, R. 1965. Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata. Cordillera Frontal de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 20 (3): 351–392. Buenos Aires.
- Casa, A. L. 2005. Geología y neotectónica del piedemonte oriental del cordón del Plata en los alrededores de El Salto. Trabajo Final de Licenciatura (Inédito), Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias Geológicas: 157 p.
- Casa, A. L.; Cortés, J.M. (en preparación). Evidencias de deformación pleistocena en el sistema de falla de La Carrera (32°40'–33°15' LS), Cordillera Frontal, Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina.
- Cortés, J.M. 2001. Deformación cuaternaria por desplazamiento de rumbo convergente y divergente. Ejemplos de PreCORDILLERA y Cordillera Frontal (30° a 35° LS). In Reunión de Microtectónica, No. 10, Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación Especial, 5: 45–55. Buenos Aires.
- Cortés, J.M. 1993. El frente de corrimiento de la Cordillera Frontal y el extremo sur del valle de Uspallata, Mendoza. In Congreso Geológico Argentino, No. 12 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 2, Actas, 3:168–178. Mendoza.
- Cortés, J.M.; Vinciguerra, P.; Yamin, M.; Pasini, M.M. 1999. Tectónica Cuaternaria de la Región Andina del Nuevo Cuyo (28°–38° LS). In Geología Argentina (Caminos, R.; editor), Subsecretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales, 29, Cap. 24 (2): 760–778. Buenos Aires.
- Cortés, J.M.; Casa, A.; Borgnia, M. 2004. Reactivación tectónica cuaternaria del frente oriental de la Cordillera Frontal mendocina en la región de El Salto (33°LS). In Resúmenes de las XII Reunión sobre Microtectónica y Geología Estructural: 6 p. Salta.
- Cortés, J.M.; Casa, A.; Pasini, M.; Yamin, M.; Terrizano, C. 2006. Fajas oblicuas de deformación neotectónica en Pre-cordillera y Cordillera Frontal (31°30'–33°30' LS). Controles Paleotectónicos. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 61, (4): 639–646.
- Fauqué, L.; Cortés, J.M.; Folguera, A.; Etcheverría, M. 2000. Avalanchas de roca asociadas a neotectónica en el valle del río Mendoza, al sur de Uspallata. Revista de la Asociación Geológica Argentina 55 (4): 419–423. Buenos Aires.
- Fauqué, L.; Cortés, J.M.; Folguera, A.; Etcheverría, M. 2001. Avalanchas de rocas asociadas a neotectónica en el valle del río Mendoza. Peligrosidad geológica asociada. Servicio Geológico Minero Argentino, Serie Contribuciones Técnicas, Peligrosidad Geológica, 2: 57 p. Buenos Aires.
- Fauqué L. E.; Baumann, V.; Di Tomasso, I.; Rosas M.; Hermanns, R. L.; González M. A; Coppolecchia, M.; Wilson, C. G. J. 2005. Evidencia de paleoendicamientos en la cuenca del río Mendoza, provincia de Mendoza, Argentina. In Congreso Geológico Argentino, No. 16, Actas, Artículo 303: 8 p. CD-ROM.
- Folguera, A.; Etcheverría, M.; Pazos, P.; Giambiagi, L.; Fauqué, L.; Cortés, J.; Rodríguez, F.; Irigoyen, V.; Fusari, C. 2004. Hoja Geológica 3369-15, Potrerillos, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 301: 252 p. 1 mapa escala 1:100.000. Buenos Aires.
- Moreiras, S. M. 2006. Chronology of a probable neotectonic Pleistocene rock avalanche, Cordón del Plata (Central Andes), Mendoza, Argentina. Quaternary International 148: 138–148.
- NEIC, (National Earthquake Information Center, USGS), global seismic database on earthquake parameters: http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic_rect.html.
- Polanski, J. 1963. Estratigrafía, Neotectónica y Geomorfología del Pleistoceno Pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 1, (3–4):127–349.

5.1.5 SISTEMA DE FALLAS DE BLANQUITOS (AR-61)

Carlos H. Costa¹ y Angel M. Pérez²

- (1) Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis, Chacabuco 917. 5700 San Luis, Argentina. costa@unsl.edu.ar
 (2) Instituto Nacional de Prevención Sísmica-INPRES. Roger Balet 47 (N), 5400 San Juan, Argentina. mperez@inpres.gov.ar

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

Este grupo de estructuras está localizado entre la Precordillera Central y la Precordillera Oriental de la provincia de San Juan (Argentina), en el extremo meridional del segmento de subducción subhorizontal de la placa de Nazca (Barazangi e Isacks, 1976; Jordan *et al.*, 1983; Ramos *et al.*, 2002 y varios otros).

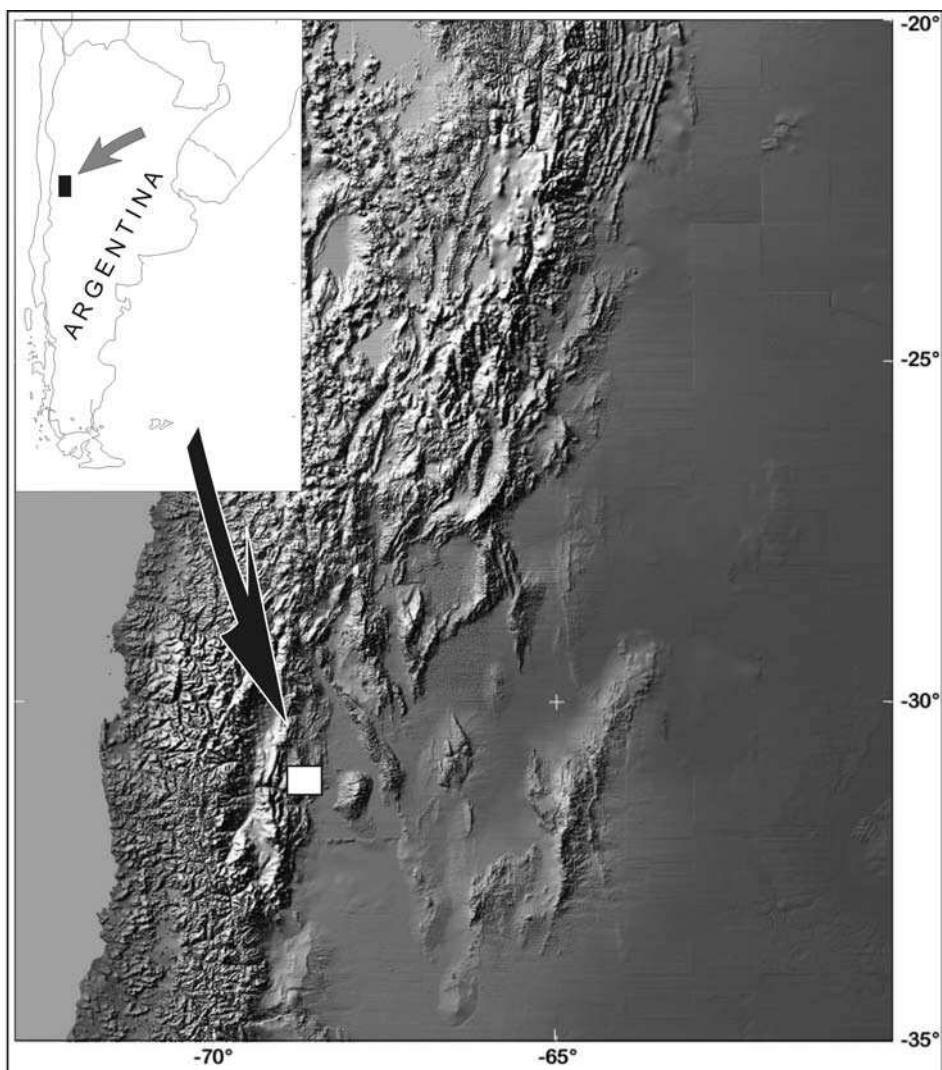


FIG. 5.1.5.1. Croquis de ubicación de la región analizada.

La Precordillera Central está caracterizada por un estilo estructural de piel fina, donde varias láminas de corrimiento con vergencia oriental montan rocas paleozoicas sobre secuencias que incluyen desde unidades paleozoicas hasta neógenas.

La Precordillera Oriental presenta corrimientos con vergencia al oeste, exponiendo una secuencia estratigráfica semejante, pero con participación del basamento cristalino en la deformación (Ortiz y Zambrano, 1981; Zapata y Allmendinger, 1996). La interacción entre ambos sistemas de corrimientos define una zona triangular de piel gruesa (Zapata y Allmendinger, 1996), localizada en el bolsón de Matagusanos (Figs. 5.1.5.1 y 5.1.5.2).

El sistema de fallas de Blanquitos se encuentra dentro del mencionado contexto y se expresa en superficie mediante varios escarpes paralelos, localizados en el piedemonte oriental de la Precordillera Central.

El clima actual es árido y los procesos morfogenéticos están dominados por la acción fluvial típica de este contexto en bolsones intermontanos.

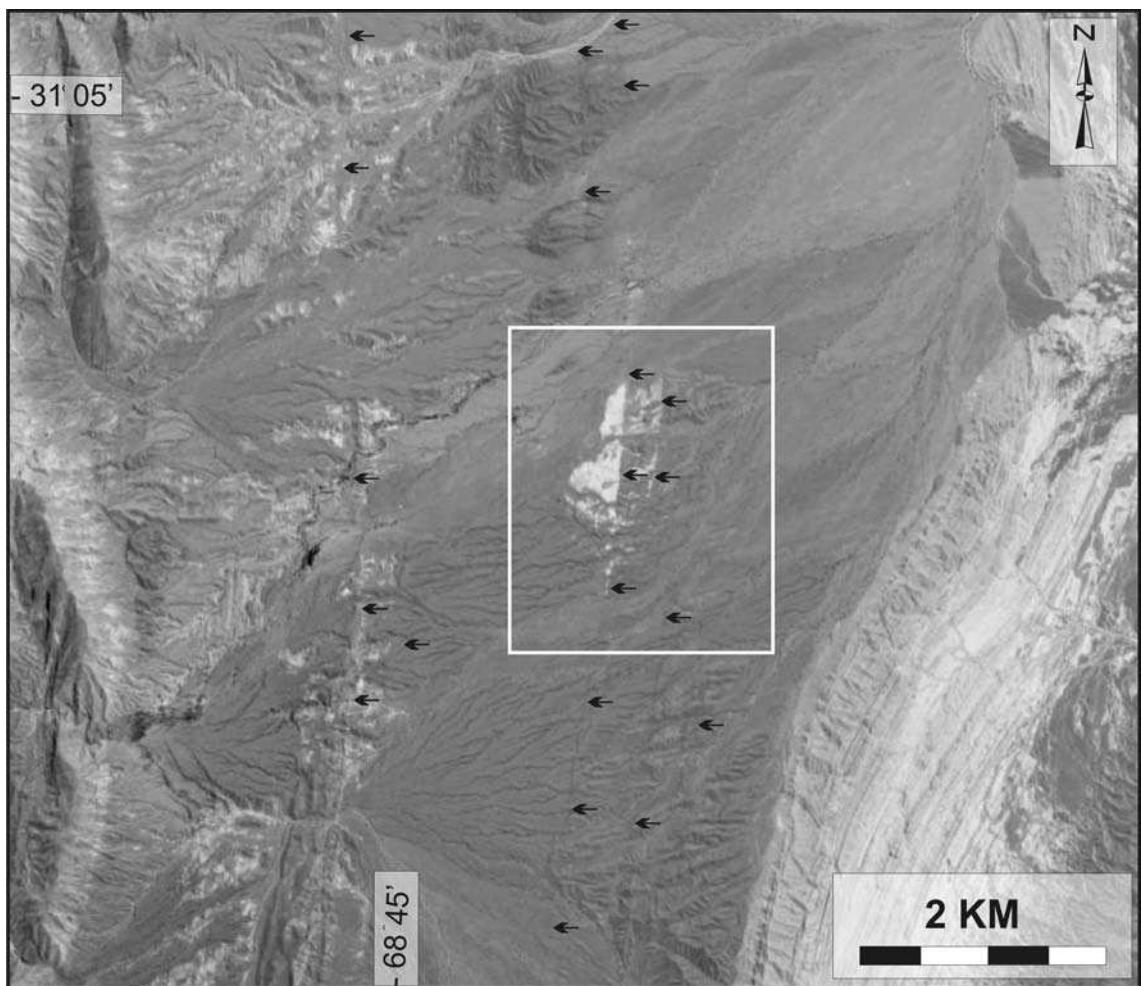


FIG. 5.1.5.2. Imagen aérea del sector de Blanquitos (destacado con el recuadro), en donde se han indicado también otras evidencias de fallamiento cuaternario. Nótese los prominentes rasgos lineares coincidentes con la estratificación de las rocas neógenas aflorantes al este y oeste de los rasgos que se destacan. Se reconocen escarpes contrapendientes con labio elevado al naciente que controlan la distribución de sedimentos finos de tonos claros y que afectan a niveles cuaternarios. (Imagen obtenida de Google Earth).

TIPOS DE ESTUDIOS REALIZADOS

La información aquí citada proviene de estudios neotectónicos generales basados en fotointerpretación y control expedutivo de campo (INPRES, 1982; Bastías, *et al.*, 1984, Bastías 1985; Bastías *et al.*, 1990; Paredes *et al.*, 1996; 1997; Paredes y Perucca, 1999; 2000; Costa *et al.*, 1999; 2000) y de descripciones detalladas de la zona de deformación (Pérez, en preparación).

CARACTERÍSTICAS DE LA ESTRUCTURA

Estas estructuras han sido definidas como fallas inversas de orientación submeridiana e inclinación al este variable entre 50° – 75° (Paredes *et al.*, 1996; 1997; Paredes y Perucca, 1999; 2000; Costa *et al.*, 1999; 2000; Pérez, en preparación). Se reconocen al menos cuatro planos de fracturas subparalelos que afectan a los depósitos cuaternarios mostrando siempre el labio oriental ascendido. Las dos fracturas más occidentales (fallas Blanquitos y la Araña) son las que muestran mayor continuidad areal y mejor expresión morfológica (Figuras 5.1.5.2, 5.1.5.3 y 5.1.5.4). La primera de ellas presenta una superficie con actitud $10^{\circ}/65^{\circ}$ – 70° E, mientras que en la falla la Araña se han obtenido mediciones con actitudes de $15^{\circ}/75^{\circ}$ E (Paredes *et al.*, 1997; Pérez, en preparación).

Los planos de falla coinciden con la estratificación del sustrato terciario. Esta situación, además de su marcada linearidad y paralelismo ha inducido a Costa *et al.* (1999) a interpretar un mecanismo flexo-deslizante en la génesis del sistema de fallas Blanquitos. Estas estructuras afectan a varios niveles aluviales pedemontanos cuaternarios.

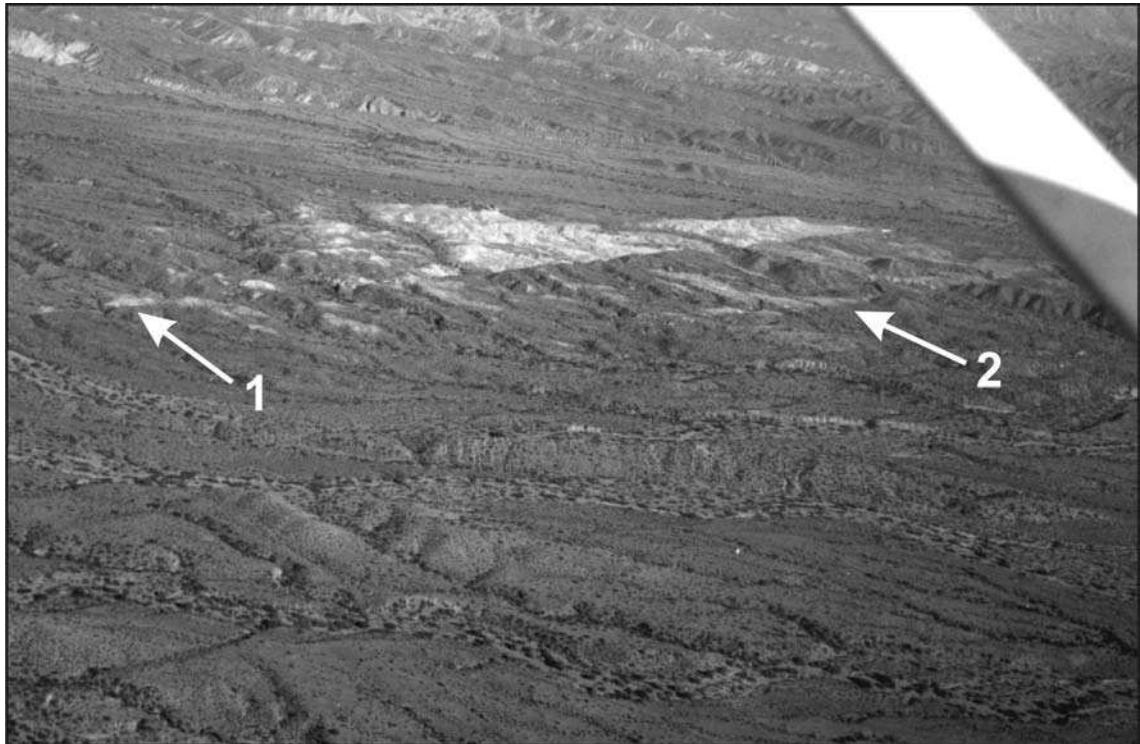


FIG. 5.1.5.3. Vista aérea oblicua tomada hacia el noroeste, donde se destacan las escarpes mencionadas en las figuras anteriores. Los escarpes indicados con las flechas numeradas como 1 (falla Blanquitos) y 2 (falla la Araña) señalan aquellos más continuos y notorios del sistema. Ambas fallas constituyen un brusco contacto para la distribución areal de los afloramientos de depósitos de facies finas y tonos claros ya indicados. (Vea Fig. 5.1.5.2 para la escala proximada.)

EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA

Se reconocen al menos cuatro escarpes contrapendiente (mirando al oeste) de orientación NNE. La más occidental de ellas (falla Blanquitos) es el que presenta mayor continuidad areal, reconociéndose su imposición en el relieve a lo largo de siete kilómetros (Figs. 5.1.5.2, 5.1.5.3 y 5.1.5.4).

El movimiento cuaternario de las fallas Blanquitos y La Araña, ha generado represamientos del sistema fluvial, observándose como resultado de ello la presencia de facies finas de playa (unidades de tonos claros en las figuras 5.1.5.2, 5.1.5.3 y 5.1.5.4).

El drenaje muestra bruscas deflexiones generalmente hacia el norte en las cercanías de los escarpes, producto de la pendiente general de este sector. A su vez, pueden reconocerse algunas reorganizaciones recientes de cauces, donde varios cursos menores han vencido el obstáculo topográfico al incrementar su poder erosivo.

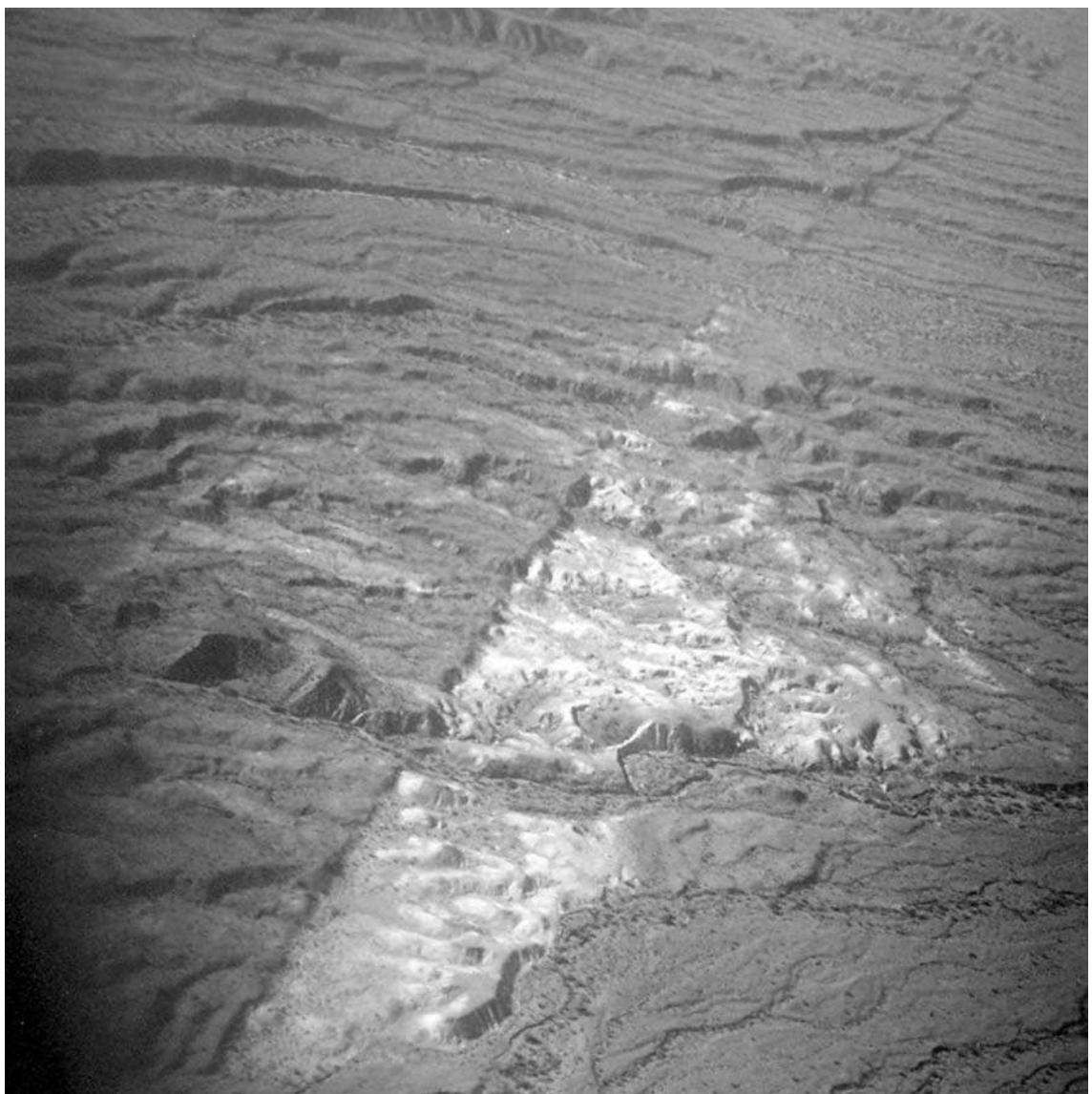


FIG. 5.1.5.4. Vista aérea oblicua tomada hacia el SSE del mismo sector indicado en la figura anterior. Se destaca la persistencia del labio elevado al este y el brusco cambio cromático originado en las diferencias faciales de los sedimentos cuaternarios.

OTRA INFORMACIÓN DE INTERÉS

La región oriental de la Precordillera, corresponde al área sísmica más activa de la Argentina. El catálogo sísmico muestra la localización de varios epicentros de sismos corticales, pero no se conocen relatos o información que vincule rupturas históricas con estas fallas.

Paredes *et al.* (1997) destacaron que la falla Blanquitos ha tenido actividad durante el Pleistoceno superior-Holoceno(?), considerando la deformación de materiales travertínicos presentes en el plano de falla, los cuales arrojaron una edad ^{14}C de 28422+ 1335 años. No ha sido consignada información referida a recurrencia y potencial sismogenético de estas estructuras.

REFERENCIAS

- Barazangi, M.; Isacks, B. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4: 686–692.
- Bastías, H. 1985. Fallamiento Cuaternario en la region sismotectonica de precordillera: San Juan, Argentina, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan. Tesis Doctoral inédita, 160 p.
- Bastías, H.; Weidmann, N.; Pérez, A. 1984. Dos zonas de fallamiento Plio-Cuaternario en la Precordillera de San Juan. Congreso Geológico Argentino, No. 9, Actas, 2: 329–341.
- Bastías, H.; Uliarte, E.; Paredes, J.; Sanchez, A.; Bastías, J.; Ruzicki, L.; Perucca, L.; 1990. Neotectónica de la provincia de San Juan. Congreso Geológico Argentino, No. 11, Relatorio, p. 228–244.
- Costa, C.; Rockwell, T.; Paredes, J.; Gardini, C. 1999. Quaternary deformation and seismic hazard at the Andean Orogenic Front (31°–33° Argentina): A paleoseismological perspectiva. International Symposium on Andean Geodynamics No. 4, Extended Abstracts, IRD, p. 187–191. Paris.
- Costa, C.; Machette, M.; Dart, R.; Bastías, H.; Paredes, J.; Perucca, L.; Tello, G.; Haller, K. 2000. Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Argentina. U. S. Geological Survey Open-File Report 00-0108, 75 p.
- INPRES. 1982. Microzonificación sísmica del valle de Tulum, Provincia de San Juan: Resumen Ejecutivo, 120 p. San Juan.
- Jordan, T.; Isacks, B.; Allmendinger, R.; Brewer, J.; Ramos, V., and Ando, C. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 341–361.
- Ortíz, A.; Zambrano, J. 1981. La provincia geológica Precordillera Oriental. Congreso Geológico Argentino, No. 8, Actas, 3: 59–74.
- Paredes, J.; Perucca, L. 1999. Fallas modernas en el piedemonte oriental de la sierra de Talacasto, Precordillera Central, San Juan. Congreso Geológico Argentino, No. 14, Actas, Vol 1: 260–262.
- Paredes, J.; Perucca, L. 2000. Fallamiento cuaternario en la depresión de Matagusanos, Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 55 (1-2): 23–30.
- Paredes J.; Perucca L.; Tello G. 1996. Fallas activas en el bolsón de Matagusanos, San Juan, Argentina. Congreso Geológico Boliviano, No. 12, Actas, Tarija, Bolivia. 3: 1155–1164,
- Paredes J.; Perucca L.; Tello G. 1997. Fallamiento Cuaternario en el área de Blanquitos. Departamento Ullum. San Juan. Argentina. Jornadas sobre Geología de Precordillera, No. 2, Actas, 1: 168–172. San Juan.
- Ramos, V.A.; Cristallini, E.O.; Pérez, D.J. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 59–78.
- Zapata, T.; Allmendinger, R. 1996. Thrust-front zone of the Precordillera, Argentina: a thick-skinned triangle zone. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 80: 359–381.

5.1.6 SISTEMA DE FALLAS ACONQUIJA (AR-02)

Analía L. Casa¹

(1) Servicio Geológico Minero Argentino, IGRM, Dirección de Geología Regional, Av. J. A. Roca 651, Capital Federal, C1067ABB, Argentina. ancasa@mecon.gov.ar

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

El sistema de fallas de Aconquija se extiende, con rumbo NE, entre los 27° y 27°20' de latitud sur

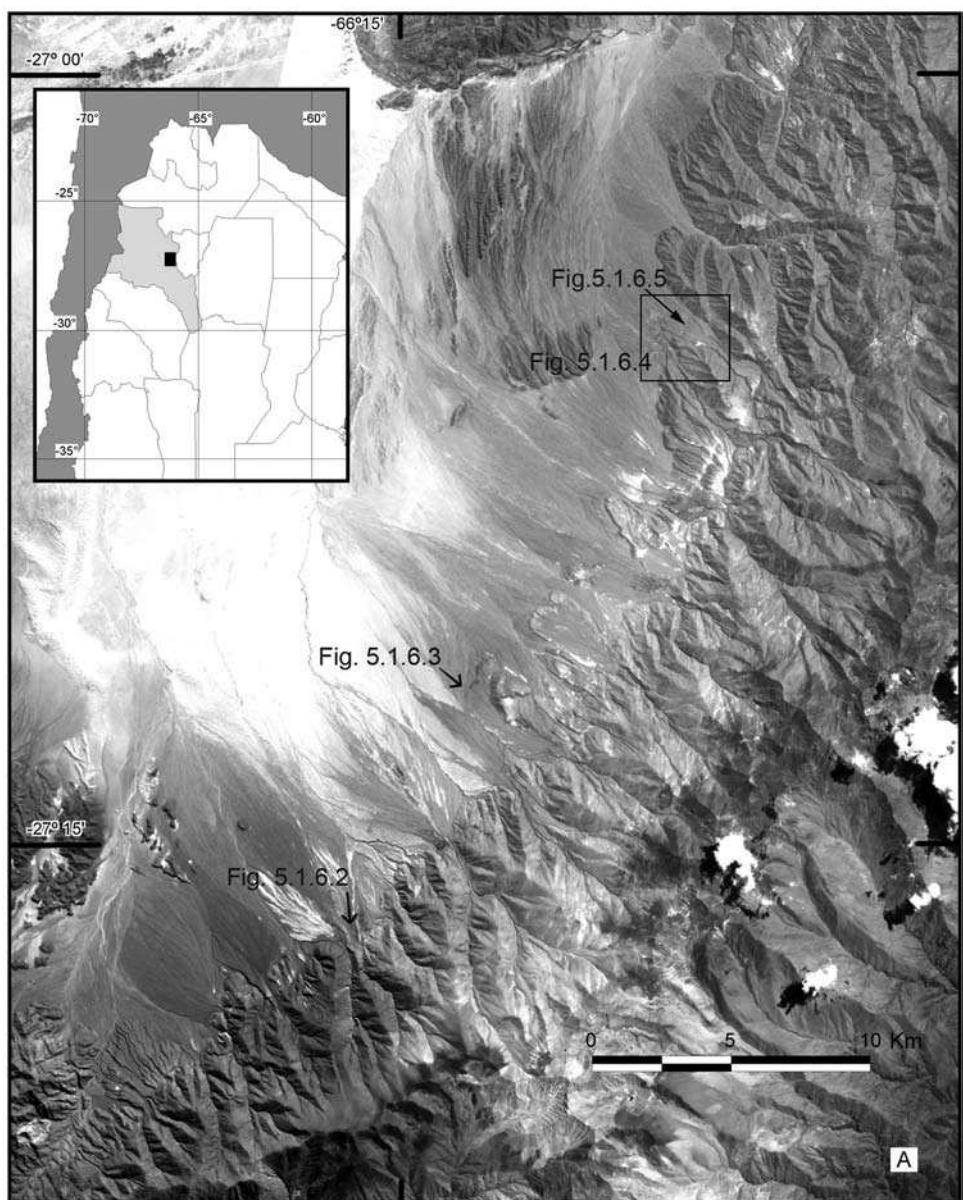


FIG. 5.1.6.1.A Imagen satelital ASTER combinación 321 y ubicación de las figuras 5.1.6.2, 5.1.6.3, y 5.1.6.4; junto a la ubicación del área en la provincia de Catamarca, noroeste argentino.

y $66^{\circ}20'$ y $66^{\circ}05'$ de longitud oeste, por aproximadamente 40 kilómetros. Dicha área corresponde al extremo norte de las Sierras Pampeanas Occidentales. La unidad morfoestructural de las Sierras Pampeanas consiste en una serie de bloques de basamento limitados por fallas inversas que han sido expuestos en el segmento de subducción subhorizontal de los Andes entre los 27° y 33° de latitud sur aproximadamente.

Corresponde a una región de clima árido, que forma parte de la ecoregión definida como monte de sierras y bolsones, caracterizada por el desarrollo de valles intermontanos que derivan en planicies de escasa pendiente donde se definen cuencas cerradas o con drenaje deficiente tales como el Campo del Arenal (Fig. 5.1.6.1B). La red de drenaje es de carácter principalmente efímero, las aguas de deshielo se insumen y escurren hacia el Campo del Arenal. El río permanente más importante en la región es el río Santa María (Fig. 5.1.6.1B), el mismo drena hacia el norte.

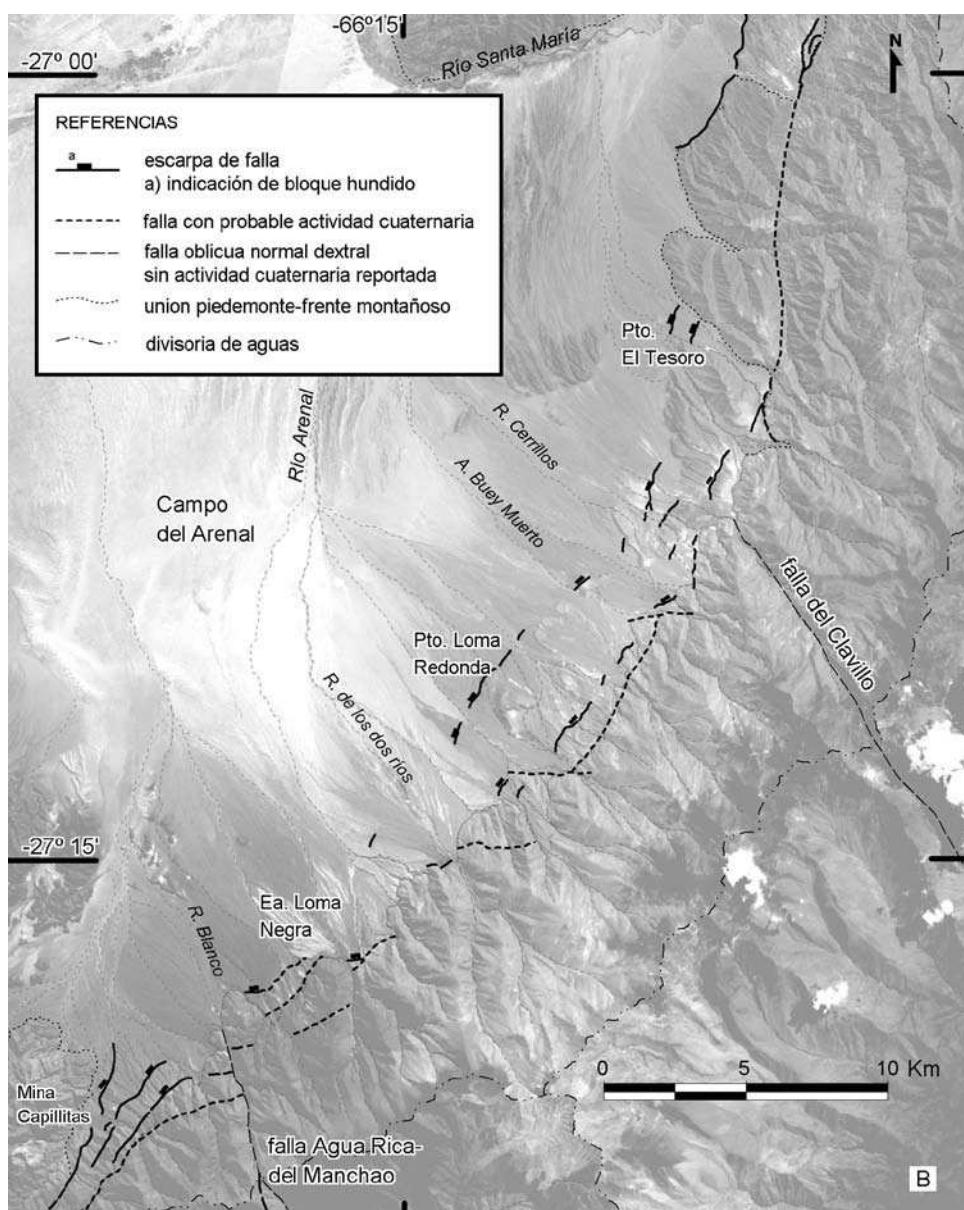


FIG. 5.1.6.1.B Esquema morfotectónico del sistema de fallas Aconquija.

El sistema de fallas de Aconquija define el margen occidental de la sierra homónima, o Nevados del Aconquija, en la provincia de Catamarca. Las mayores alturas de la sierra corresponden a los cerros del Bolsón (5550 m), Nevado del Candado (5489 m), y de los Cóndores (5450 m). Es una sierra asimétrica, con el frente occidental empinado y el oriental más tendido hacia el sudeste.

La sierra de Aconquija está compuesta por esquistos, migmatitas y granitoides del basamento paleo-zóico. Principalmente hacia el norte, en el valle de Santa María, se apoyan las series sedimentarias y volcano-sedimentarias neógenas. Hacia el sur, cuerpos intrusivos neógenos afectan las unidades paleo-zóicas; a ellos se asocian sistemas mineralizados de pórfidos de Cu-Mo-Au y sistemas epitermales de alta sulfidización.

TIPOS DE ESTUDIOS REALIZADOS

Las interpretaciones neotectónicas se basan en fotointerpretación y estudios de reconocimiento en campo.

Estudios de detalle fueron realizados por Fauqué y Strecker (1987, 1988), sobre los depósitos de avalanchas de rocas que se ubican al pie de la sierra. Hermanns *et al.* (2000) y Hermanns y Schellenberger (2008) realizaron dataciones y correlación de niveles de tefra vinculados a los depósitos de remoción en masa de la región.

CARACTERÍSTICAS DE LA ESTRUCTURA

El sistema de fallas de Aconquija limita el borde occidental de la sierra homónima. Está formado por fallas de variada orientación y cinemática. Su complejidad se manifiesta en irregularidades locales del frente montañoso (Fig. 5.1.6.1). La estructura principal (falla Aconquija) corresponde a una falla inversa con inclinación al este, responsable del levantamiento de la sierra de Aconquija, iniciado alrededor de los 7 Ma (Strecker *et al.*, 1989).

Gutierrez y Mon (2004) describen la presencia de estructuras oblicuas, de rumbo NO que segmentan el bloque de la sierra. Serían fallas de comportamiento normal con componentes de desplazamiento de rumbo dextral (Gutierrez y Mon, 2004) como la falla del Clavillo y Falla Agua Rica-del Manchao (Fig. 5.1.6.1B). Estas estructuras si bien influyen en la configuración morfológica de la sierra, no presentan evidencias comprobadas de actividad neotectónica.

Estudios basados en la interpretación de líneas sísmicas evidencian una estructuración doblevergente para la sierra de Aconquija (Mon y Drozdzewski, 1999; Cristallini *et al.*, 2004). Sobre el frente oriental también existen evidencias de actividad neotectónica. Al este del puesto El Tesoro, Strecker *et al.* (1989) documentan evidencias de actividad tectónica cuaternaria dentro de una zona de 100 metros de ancho, con una falla inversa principal que inclina 85° hacia el este. En esta zona de falla se ponen en contacto rocas del basamento metamórfico por encima de la Formación Corral Quemado (Plioceno?) y conglomerados cuaternarios (Strecker *et al.*, 1989), con intercalaciones de depósitos de ceniza de edad holocena (Hermanns y Schellenberger, 2008). En algunos sectores se observan pliegues anticlinales asociados al fallamiento.

EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA

Asociadas al frente montañoso se observan escarpes de falla oblicuas respecto al rumbo general de la sierra, que afectan depósitos aluviales antiguos vinculados a los ríos principales que disecan el frente. En cercanía a la Ea. Loma Negra (Fig. 5.1.6.1B), se halla un escarpe de falla que afecta el nivel aluvial aterrazado que se encuentra al pie de la sierra, el rumbo de este escarpe es E-O (Figura 5.1.6.2). Otras escarpes de iguales características se suceden hacia el norte (Fig. 5.1.6.1B).

En el piedemonte, a lo largo del rumbo de la sierra, se observan escarpes de fallas inversas con rumbo general NE, subparalelas al frente montañoso, que presentan entre 0,5 y 2,5 kilómetros de longitud, con alturas entre 2 y 20 metros. Corresponden a ramificaciones de la falla Aconquija, definida en el

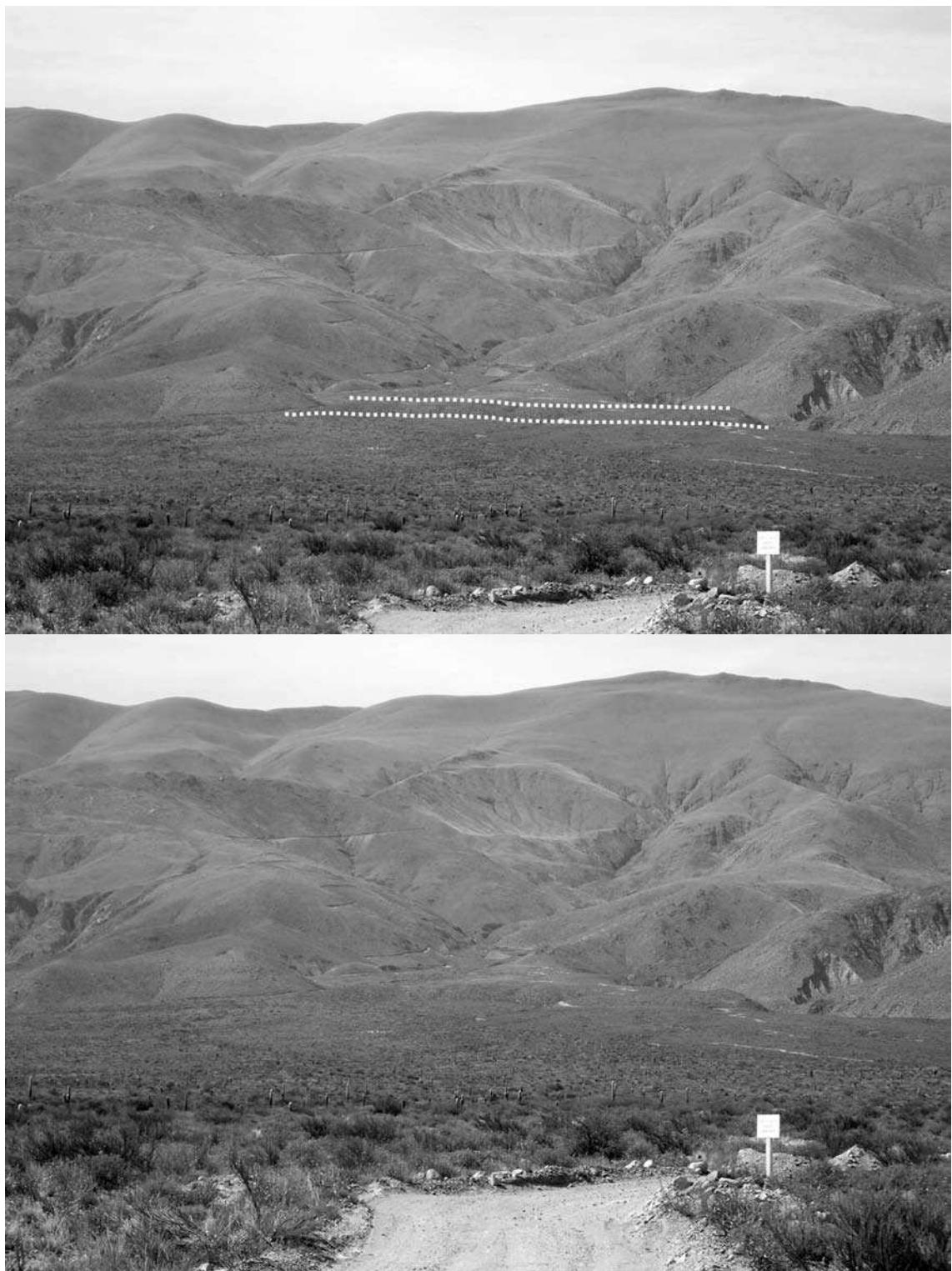


FIG. 5.1.6.2. Escarpa de rumbo oblicuo al frente montañoso en cercanías de la Ea. Loma Negra. Vista hacia el sur, desde el camino que conduce al puesto. La amplitud de la escarpa, indicada entre las dos líneas punteadas, es de aproximadamente 15 metros. Ubicación en Fig. 5.1.6.1A.

límite piedemonte-frente montañoso. Se destacan los escarpes cercanos al puesto Loma Redonda, y los que se observan aguas arriba del puesto El Tesoro.

Al pie de la Loma Redonda, que corresponde a un depósito de avalancha de rocas, se observa un importante escarpe rocoso, que afecta los niveles aluviales antiguos provenientes de la sierra de Aconcagua. El escarpe presenta un mayor rechazo en el frente de la loma (Fig. 5.1.6.3), el cual disminuye hacia el noreste, y hacia el sudeste. El depósito aluvial actual proveniente del río de los dos Ríos no se vio afectado por la estructura.

La longitud aproximada del frente montañoso a lo largo del cual se describen evidencias directas de actividad neotectónica es de 40 kilómetros.

Al noreste del puesto El Tesoro de abajo, se hallan dos escarpes pedemontanos subparalelos entre sí y con respecto al rumbo general de la serranía (Fig. 5.1.6.1B, y Figura 5.1.6.4). El desnivel del escarpe que se ubica hacia el sudeste es de 10 metros aproximadamente, mientras que la que se ubica aguas abajo tiene menor desarrollo (Fig. 5.1.6.5).

En el extremo sur, al noreste de la Mina Capillitas, se han observado varios escarpes de falla que definen importantes escalonamientos en los niveles pedemontanos (Fig. 5.1.6.1).

OTRA INFORMACIÓN DE INTERÉS

No se han hallado relaciones estratigráficas que permitan una correlación entre los escarpes de falla y los movimientos en masa que han sido datados.

Si los movimientos en masa fueron disparados por sismos, es probable que en forma coetánea se hayan desarrollado la mayoría de las rupturas de superficie.

Los depósitos cuaternarios afectados, contienen niveles de ceniza (El Paso) que marcan un desplazamiento de 10 m desde su depositación (Hermanns *et al.*, 2000). La ceniza El Paso fue inicialmente datada en 36 ka de edad máxima (Hermanns *et al.*, 2000); recientemente fue determinada una edad dentro del Holoceno (Hermanns y Schellenberger, 2008).



FIG. 5.1.6.3. Fotografía desde el sur, vista del puesto Loma Redonda (arboleda a la derecha) y del escarpe de falla en su punto de mayor altura. En línea punteada blanca se marca el quiebre inferior del escarpe, cuyo frente se presenta escalonado. La arboleda, a la derecha, marca la localización del puesto al frente del escarpe y sirve como noción de escala. Ubicación en Fig. 5.1.6.1A.

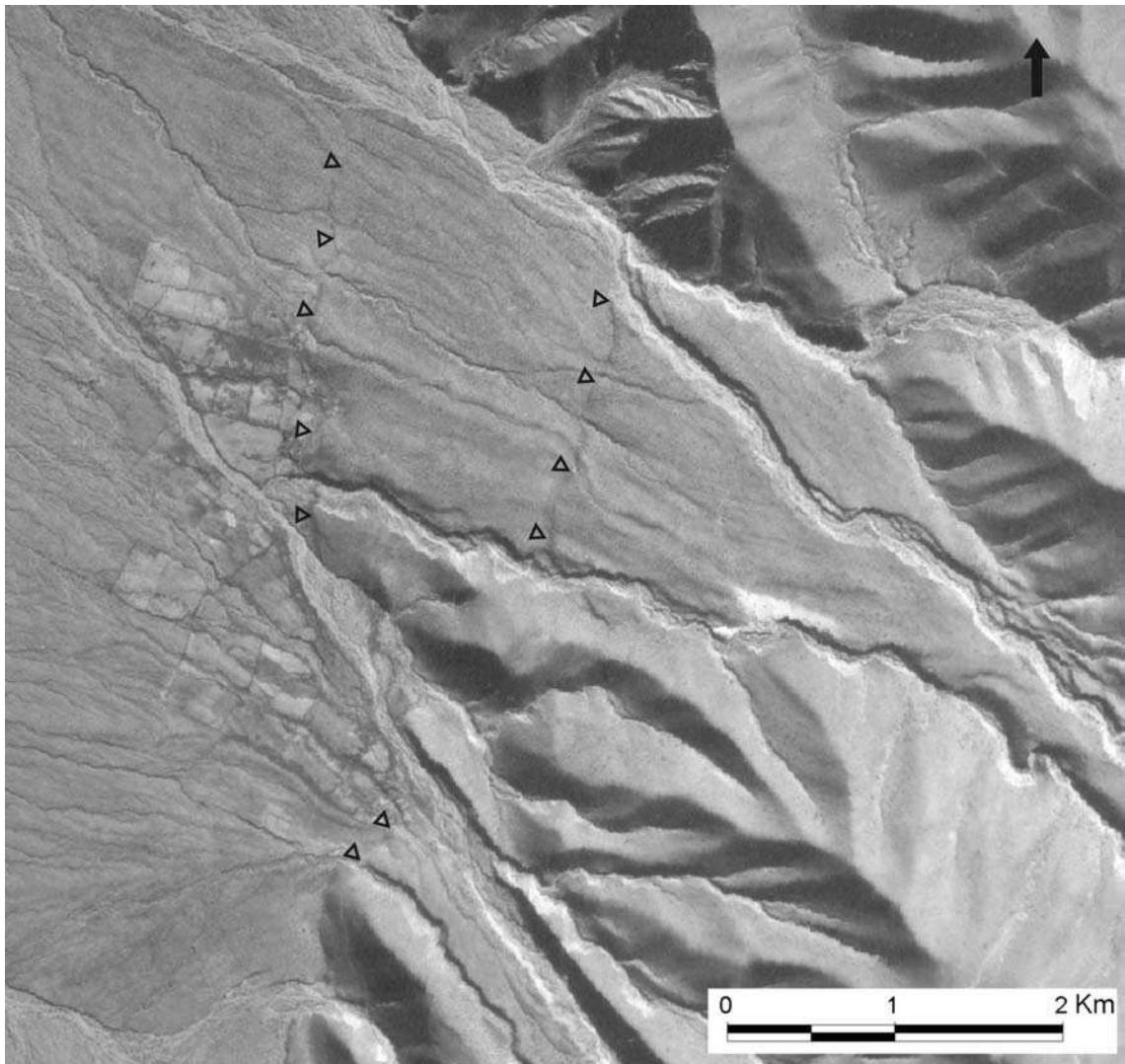


FIG. 5.1.6.4. Fotografía aérea de los escarpes de El Tesoro. Ubicación en Fig. 5.1.6.1A. El escarpe indicado en el centro de la figura es el que se muestra en la Fig. 5.1.6.5.

El frente andino en esta región corresponde a una zona sísmicamente activa, con magnitudes que han llegado a 5 en profundidades menores de 20 km (fuente NEIC). En cercanía del sistema de fallamiento Aconquia los epicentros de sismos con profundidades inferiores a 30 km son escasos. Según los registros instrumentales (registros hasta el año 2006) uno de ellos se ubica en el extremo sur del frente de la sierra, y otro hacia el extremo norte, dentro del sector pedemontano; para ninguno de ellos se ha reportado la magnitud (fuente NEIC).

Se han descrito los depósitos que conforman lomadas en el piedemonte de la sierra como avalanchas de roca disparadas por sacudidas sísmicas (Fauqué y Strecker, 1987, 1988). Son depósitos que en planta presentan forma lobulada y se hallan limitados por albardones marginales, varios de ellos se hallan a 4–5 km del frente serrano. Se han reconocido al menos ocho depósitos de remoción en masa complejos, clasificados como avalanchas de roca, que han removido rocas graníticas diaclasadas en favor de la pendiente del frente occidental de la sierra (Hermanns y Strecker, 1999). El material movilizado tiene formas angulosas con tamaños desde polvo en la base hasta bloques de 20 metros en superficie, el

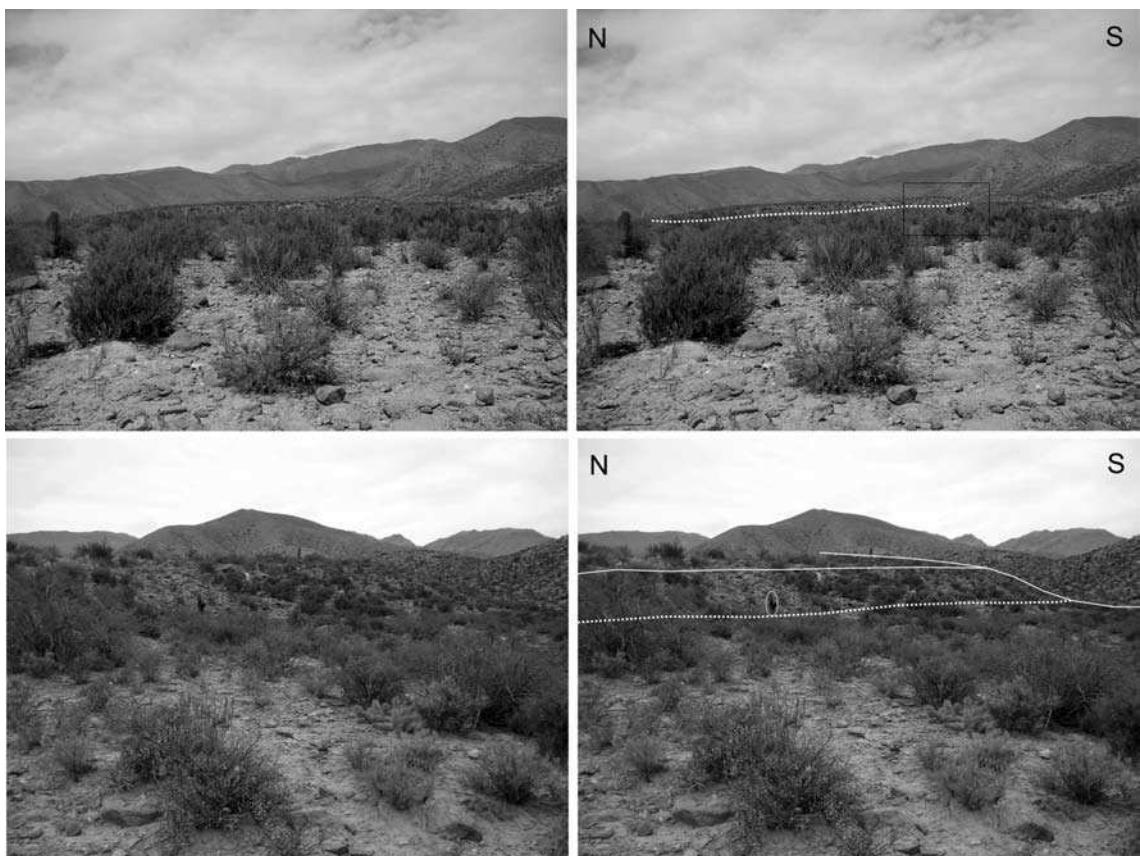


FIG. 5.1.6.5. Fotografías de campo tomadas desde el piedemonte, con vista hacia el frente de la sierra en cercanías del puesto de El Tesoro. Se observa el frente del escarpe que se ubica hacia el sudeste, más cerca del frente montañoso. Ubicación en Fig. 5.1.6.1A. En la fotografía superior se observa el frente del escarpe que se ubica hacia el sudeste, más cerca del frente montañoso, cuya amplitud alcanza los 10 m de altura. La fotografía inferior corresponde a un detalle del extremo sur del escarpe, indicado en el recuadro de la fotografía superior; como referencia a la escala se encierra en el óvalo una figura humana ubicada en el quiebre inferior de la pendiente (línea blanca punteada).

volumen de los depósitos se ha calculado entre 5 y $65 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Fauqué y Strecker, 1988). Se enumeran como factores condicionantes de estos movimientos: la elevada pendiente del frente montañoso, y la intensa fracturación de las rocas graníticas removidas, debida al fallamiento frontal de la sierra (Fauqué y Strecker, 1988). Estos depósitos se habrían generado en el Pleistoceno, correlaciones basadas en tefrocronología indican que los depósitos de avalanchas de la sierra de Aconquija se habrían producido antes de los 36 ka (Hermanns et al., 2000).

Se han detectado manantiales en coincidencia con el desarrollo de escarpes de falla, lo cual estaría indicando la discontinuidad provocada en los acuíferos a causa de las rupturas superficiales.

Agradecimientos

Al Proyecto Geoambiental del Complejo Volcánico Farallón Negro-Convenio SEGEMAR-YMAD mediante el cual se realizaron las tomas fotográficas que se presentan, y se caracterizaron los escarpes de falla mencionados.

Al PMA-GCA por posibilitar la publicación del presente ejemplo de estructura con deformación cuaternaria de Argentina.

REFERENCIAS

- Cristallini, E.O.; Comínguez, A. H.; Ramos, V.A.; Mercerat, E.D. 2004. Basement double-wedge thrusting in the northern Sierras Pampeanas of Argentina (27° S). Constraints from deep seismic reflection. In *Thrust tectonics and hydrocarbon systems* (McClay, K.R.; editors), AAPG, Memoir, 82: 65–90.
- Fauqué, L.; Strecker, M.R. 1987. Rasgos de neotectónica y avalanchas de roca producidas por terremotos en la vertiente occidental de los Nevados del Aconquija, Provincia de Catamarca, Argentina. Congreso Geológico Argentino, No. 10, Actas, 1: 219–222.
- Fauqué, L.; Strecker, M.R. 1988. Large rock avalanche deposits (Sturzströme, sturzstroms) at Sierra Aconquija, northern Sierras Pampeanas, Argentina. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 81 (3): 579–592.
- Gutiérrez, A.A.; Mon, R. 2004. Megageomorfología del valle de Tafí-Aconquija, Tucumán. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (2): 303–311.
- Hermanns, R.; Strecker, M. 1999. Structural and lithological controls on large Quaternary rock avalanches (sturzstroms) in arid northwestern Argentina. *Geological Society of America, Bulletin*, 111 (6): 934–948.
- Hermanns, R.L.; Trauth, M.H.; Niedermann, S.; McWilliams, M.; Strecker, M.R. 2000. Tephrochronologic constraints on temporal distribution of large landslides in northwest Argentina. *The Journal of Geology*, 108: 35–52.
- Hermanns, R.L. and Schellenberger, A., 2008. Quaternary tephrochronology helps define conditioning factors and triggering mechanisms of rock avalanches in NW Argentina. *Quaternary International*, 178(1): 261–275.
- Mon, R.; Drozdowski, G. 1999. Cinturones doblevergentes en los andes del norte argentino-hipótesis sobre su origen. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54: 3–8.
- NEIC, (National Earthquake Information Center, USGS), global seismic database on earthquake parameters: http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic_rect.html.
- Strecker, M.R.; Cerveny, P.; Bloom, A.; Malizzia, D. 1989. Late cenozoic tectonism and landscape development in the foreland of the Andes: Northern Sierras Pampeanas (26° – 28° S), Argentina. *Tectonics*, 8 (3): 517–534.

5.1.7 FALLA SAN RAMÓN

Rodrigo Rauld¹

(1) Universidad de Chile, Departamento de Geología. rrauld@dgf.uchile.cl

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

La Falla San Ramón (FSR) se ubica en Chile central y corresponde al límite occidental de la Cordillera Principal. Es, además, el actual frente orogénico occidental de deformación y presenta evidencias de deformación reciente. La FSR se encuentra al este de la ciudad de Santiago ($33^{\circ}30'S$), donde en estos últimos años se ha producido un importante desarrollo urbano y representa un riesgo sísmico potencial (Fig. 5.1.7.1).

En Chile, al sur de los $32^{\circ}S$, se desarrolla una unidad morfoestructural llamada Depresión Central, que en el área de Santiago está rellena por hasta 550 m de depósitos sedimentarios no consolidados (Araneda *et al.*, 2000). Esta depresión fue inicialmente entendida como un graben (Brüggen, 1950; Carter y Aguirre, 1965; Thiele, 1980). Sin embargo, posteriormente se demostró que corresponde, al menos en el área de Chile Central, a una depresión limitada al este por un sistema de fallas inverso (Rauld, 2002).

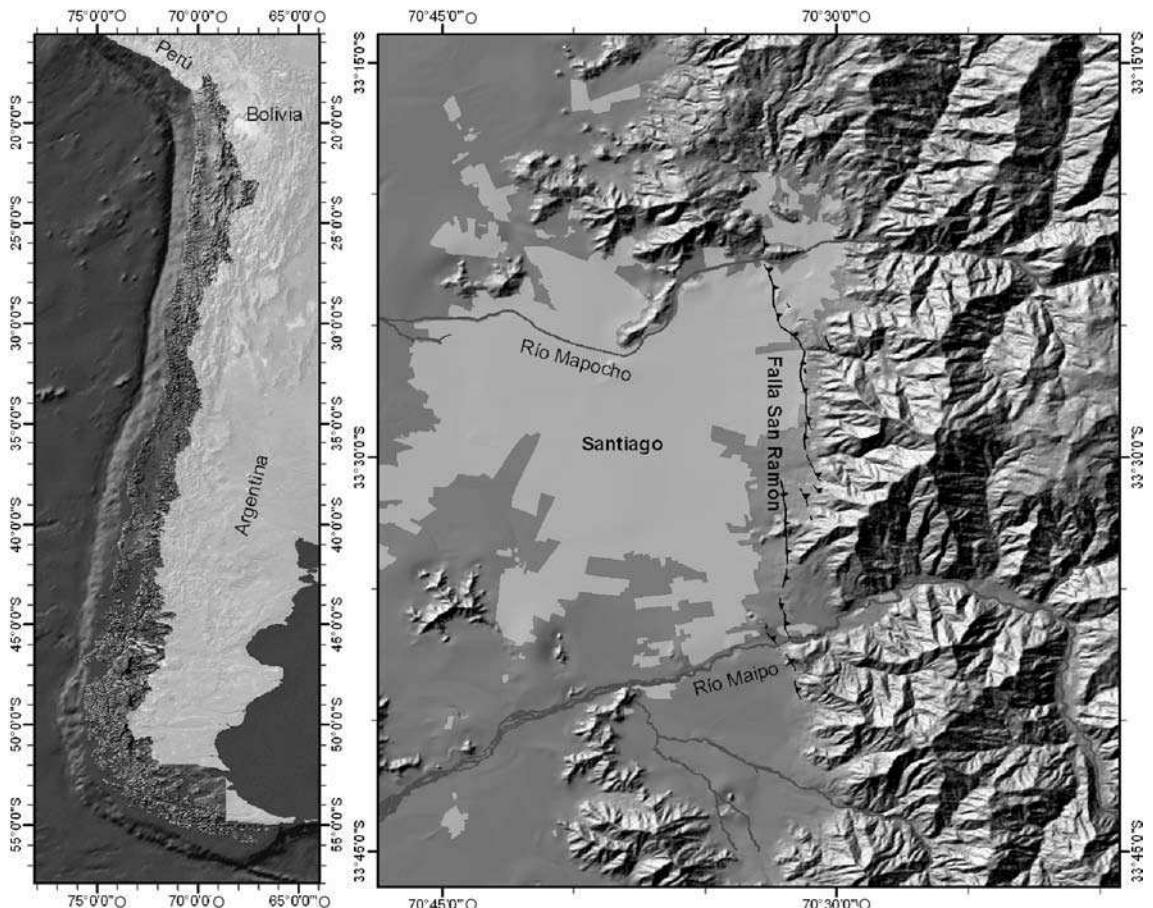


FIG. 5.1.7.1. La Falla San Ramón se encuentra en Chile Central (cuadro rojo). A la derecha se muestra la traza de la falla al este de Santiago, junto con los ríos Maipo y Mapocho.

La Cordillera Principal en su parte occidental, a la latitud de Santiago, está compuesta por rocas volcánicas, volcanoclásticas y subordinadamente sedimentarias cenozoicas (Thiele, 1980), las que han sido interpretadas por algunos autores como el registro de una cuenca extensional (Cuenca Abanico), posteriormente invertida a partir del Oligoceno Superior o Mioceno Inferior (Charrier *et al.*, 2002; Charrier *et al.*, 2005), siendo la FSR una de las fallas reactivadas durante la inversión y activa aún en el Cuaternario.

TIPOS DE ESTUDIOS REALIZADOS

Los estudios realizados se han centrado en el sector al este de Santiago, y para ellos se ha utilizado fotografías aéreas de diferentes escalas, imágenes satelitales LANDSAT y ASTER, modelos numéricos de elevación y trabajo de campo para reconocer el trazado de la FSR, estableciendo la relación de ésta con las unidades morfoestratigráficas.

Actualmente, se trabaja en determinar las tasas de deformación asociada a la FSR en diferentes escala temporal mediante la datación de depósitos afectados por ella.

CARACTERÍSTICAS DE LA ESTRUCTURA

La FSR es una falla inversa que tiene orientación preferencial N-S. No se ha observado el plano de falla en superficie pero modelos geométricos indican que éste mantea entre 55° y 40° al E.

Una serie de fallas secundarias que afectan, fallando y basculando, depósitos sedimentarios cuaternarios no consolidados (Fig. 5.1.7.2), son evidencia de la actividad reciente de la FSR, al tiempo que confirman su mecanismo inverso (Rauld, 2002).



FIG. 5.1.7.2. Evidencias de deformación reciente en cerro Apoquindo, capas fluviales y aluviales son basculadas y cortadas por una falla secundaria relacionada a la FSR. La imbricación medida muestra que las capas son depósitos antiguos del río Mapocho.

Se ha podido definir, por medio de estudios morfológicos (Rauld *et al.*, 2006) tres segmentos de la falla, entre los ríos Maipo y Mapocho (Fig. 5.1.7.1). Entre dichos ríos, la traza de la falla es clara y se encuentra bien cartografiada. Sin embargo, tanto al sur como al norte de este sector, existen evidencias de actividad de la FSR pero su traza no es evidente en superficie. Tampoco es del todo clara, hasta el momento, la relación de esta estructura con otras fallas regionales del frente orogénico.

EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA

El frente cordillerano, al este de la ciudad de Santiago, se caracteriza por un cordón de cerros que alcanzan alturas de hasta 3250 m s.n.m, en el Cerro San Ramón (Fig. 5.1.7.3). Los depósitos del valle, por su parte, no superan en promedio la cota 1000 m s.n.m, de forma que el frente cordillerano corresponde a un relieve de 2000 m, en gran parte producto de la actividad de la FSR. Estructuralmente, el cordón

del Cerro San Ramón se encuentra plegado haciendo un par anticinal-sinclinal, en sección E-W (Thiele, 1980; Villarroel y Vergara, 1988), que es compatible con la geometría y sentido de movimiento observado en la FSR.

Por otra parte, el río Maipo presenta un sistema de 4 terrazas fluviales agradacionales encajadas. En el frente cordillerano, las terrazas son deformadas por la falla definiendo un patrón en abanico en perfil longitudinal E-W. Este patrón demuestra una deformación reciente progresiva, al menos en el Pleistoceno, que deja colgadas las dos terrazas más antiguas y que se interpreta como producto de un basculamiento hacia el E del bloque cordillerano (Ormeño, 2007).

El piedemonte cordillerano está formado por la interdigitación lateral de abanicos aluviales depositados por las quebradas que descienden por los faldeos cordilleranos. La actividad de la FSR, es evidenciada en el piedemonte por una serie de escarpes presentes en los depósitos de diferentes edades, con características distintivas en cada uno de ellos.

Los Depósitos más antiguos (¿Pleistoceno Inferior?), presentan escarpes de falla de alturas que van entre los 100 a 200 m y se encuentran erosionados. En el sector norte de la traza de la FSR, los depósitos forman una serie de colinas alineadas que corresponden a un gran pliegue de arrastre, que desvía el drenaje local. En los flancos de estas colinas es posible apreciar fallas secundarias que afectan a los depósitos. Un ejemplo de esto último son capas fluviales depositadas por el río Mapocho, que han sido deformadas de manera tal que actualmente mantean hacia el norte, mientras que su imbricación señala un flujo contra-manteo.

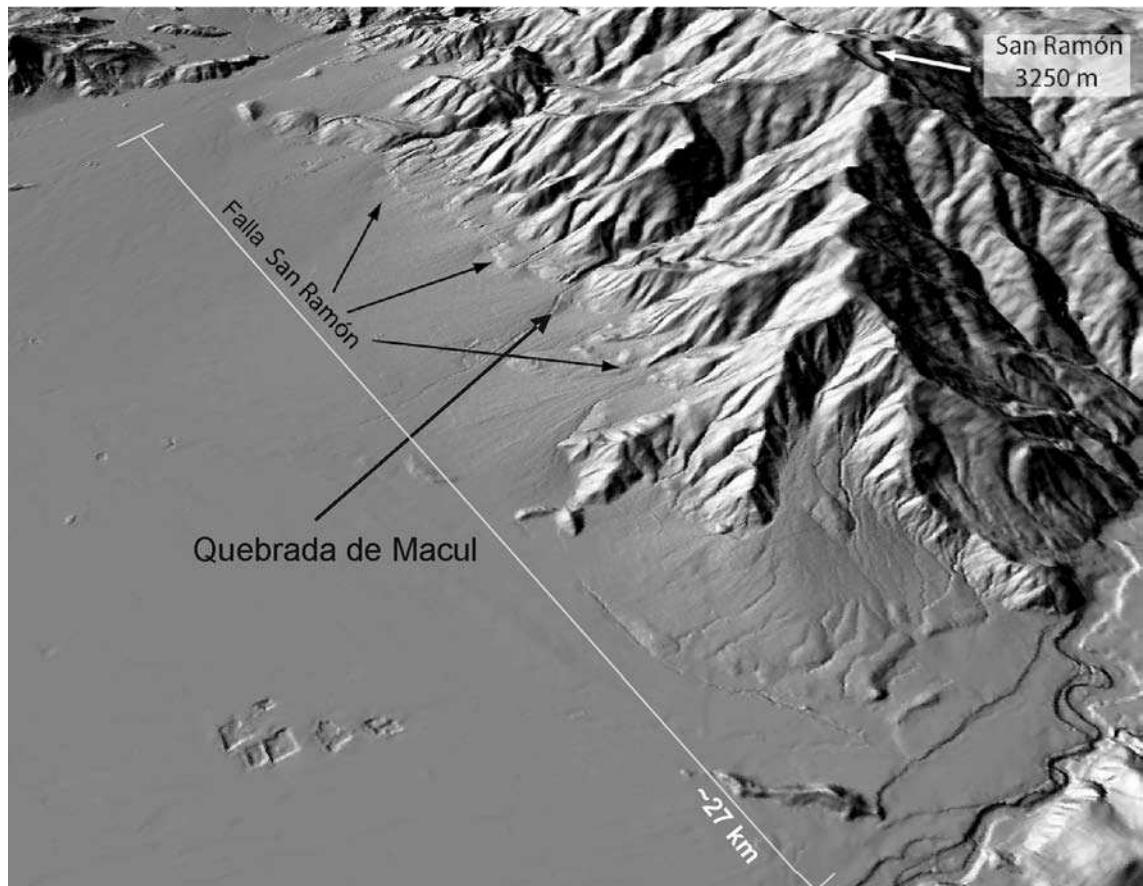


FIG. 5.1.7.3. Panorama de la morfología del frente cordillerano de Santiago, donde es posible apreciar los escarpes asociados a la FSR, el sistema de terrazas del río Maipo y los cerros formados por depósitos sedimentarios al norte de la traza de la falla. Al este también se aprecia el cordón de Cerro San Ramón.

Los depósitos jóvenes (¿Pleistoceno Medio – Superior?), se encuentran deformados y presentan escarpes de entre 30 y 75 m, poco erosionados (Fig. 5.1.7.4). Estos depósitos poseen intercalaciones de ceniza, los que hasta el momento corresponden al único marcador cronoestratigráfico reconocido en la zona de Santiago, y que inicialmente fueron datadas en 450000 ± 60000 años (Stern *et al.*, 1984) por medio de trazas de fisión en apatito, edad que actualmente se encuentra en revisión.



FIG. 5.1.7.4. Fotografía de uno de los escarpes asociados a la FSR, mirando al sur. A la izquierda se aprecia una grúa que sirve de escala.

Los depósitos recientes (Holoceno?) corresponden a abanicos aluviales muy jóvenes que, en general, no presentan evidencias de deformación. La excepción es un conjunto de pequeños abanicos en el sector de quebrada de Macul, donde uno de ellos ha sido deformado por la falla y presenta un escarpe con desplazamiento vertical medido entre 3 y 5 metros de altura. Este correspondería al registro de los últimos eventos sísmicos con ruptura en superficie de la FSR.

OTRA INFORMACIÓN DE INTERÉS

La tasa de desplazamiento vertical para la FSR ha sido estimada en 0,1 a 0,16 mm/año en los últimos 450 ka, calculada respecto a los depósitos de ceniza deformados por la estructura.

En el frente cordillerano de Santiago hay numerosas vertientes. Aproximadamente 12 de ellas corresponden a fuentes termales que han sido relacionadas con la falla (Brüggen, 1950).

En la Cordillera Principal de Chile Central, a la latitud de Santiago, se registra una importante actividad sísmica cortical (Barrientos *et al.*, 2004). Algunos eventos de pequeña magnitud, en profundidad, se podrían asociar a la FSR. Sin embargo, la localización de los eventos es aún un tanto ambigua y se encuentra en revisión debido a que la magnitud de éstos es cercana al límite de resolución de la red sismológica que cubre Chile Central y al sesgo causado por la distribución de los instrumentos de la red, que se encuentran principalmente ubicados en la Depresión Central.

Agradecimientos

El trabajo que actualmente se realiza en la Falla San Ramón se enmarca en el Núcleo Milenio en Sismotectónica y Peligro Sísmico, financiado por la Iniciativa Científica Milenio del Ministerio de Planificación de Chile (MIDEPLAN). La Tesis de doctorado de R. Rauld, se encuentra apoyada también por una beca doctoral de la Comisión Nacional de Ciencia y Tecnología (CONICYT).

REFERENCIAS

- Araneda, M.; Avendaño, M.; Merlo, C. 2000. Modelo gravimétrico de la cuenca de Santiago. Etapa III final. Congreso Geológico Chileno, No. 9, Actas, Puerto Varas, Sociedad Geológica de Chile, 2: 404–408.
- Barrientos, S.; Vera, E.; Alvarado, P.; Monfret, T. 2004. Crustal seismicity in central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 16, (8): 759–768.
- Brüggen, J. 1950. Fundamentos de la geología de Chile. Instituto Geográfico Militar, 379 p. Santiago.
- Carter, W.D.; Aguirre, L. 1965. Structural geology of Aconcagua province and its relationship to the Central valley graben, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 76: 651–664.
- Charrier, R.; Baeza, O.; Elgueta, S.; Flynn, J. J.; Gans, P.; Kay, S. M.; Munoz, N.; Wyss, A. R.; Zurita, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°–36°S). *Journal of South American Earth Sciences*, 15, (1): 117–139.
- Charrier, R.; Bustamante, M.; Comte, D.; Elgueta, S.; Flynn, J.J.; Iturra, N.; Munoz, N.; Pardo, M.; Thiele, R.; Wyss, A.R. 2005. The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie-Abhandlungen*, 236, (1-2): 43–77.
- Ormeño, A. 2007. Geodinámica de la hoya hidrográfica del río Maipo en la zona cordillerana de la Región Metropolitana: Implicancias neotectónicas. Tesis, Magister en Ciencias, mención geología. Departamento de Geología. Universidad de Chile. Santiago. 177 p.
- Rauld, R. 2002. Análisis morfoestructural del frente cordillerano de Santiago oriente, entre el río Mapocho y la quebrada de Macul. Tesis, Geólogo. Departamento de Geología. Universidad de Chile. Santiago, 57 p.
- Rauld, R.; Vargas, G.; Armijo, R.; Ormeño, A.; Carolina, V.; Campos, J. 2006. Cuantificación de escarpes de falla y deformación reciente en el frente cordillerano de Santiago. Congreso Geológico Chileno, No. 11, Actas, CD ROM. Antofagasta.
- Stern, C.; Amini, H.; Charrier, R.; Godoy, E.; Hervé, F.; Varela, J. 1984. Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastic flows of the Río Maipo and Río Cachapoal (Chile) and the Río Yaucha and Río Papagayos (Argentina). *Revista Geológica de Chile*, 23: 39–52.
- Thiele, R. 1980. Geología de la Hoja Santiago, Región Metropolitana. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile No. 39, 51 p, 1 mapa escala 1:250.000. Santiago
- Villarroel, R.; Vergara, M. 1988. La Formación Abanico en el área de los cerros Abanico y San Ramón, cordillera de Santiago. Congreso Geológico Chileno, No. 5, Actas, Tomo I, 1: A327-A337. Santiago.

5.1.8 FALLA DE PALLATANGA, ECUADOR (EC-67)

Alexandra Alvarado¹

(1) *Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-254 y Andalucía
Quito Ecuador casilla 1759. aalvarado@igepn.edu.ec*

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

La estructura de Pallatanga se identifica claramente desde el SO de la ciudad de Riobamba (Fig. 5.1.8.1), ingresando a la cordillera Occidental por la cuenca del río Pangor, y continúa al sur por la población de Pallatanga, de la cual toma su nombre, hasta la villa de Bucay. Luego su trazo no es muy claro, pero se asume que se dirige hacia la isla Puná, en donde es posible identificarla en la cordillera de Zamabapala (Fig. 5.1.8.1). La dirección general de la estructura es N50°E (Winter *et al.*, 1993), se la puede seguir claramente por una distancia de 75 km, desde Riobamba hasta Bucay.

Debido a que cruza por diferentes regiones climáticas, sus características morfológicas varían a lo largo de su trazo. Esto hizo que los estudios se hayan realizado en la zona cercana a Riobamba, debido a las facilidades y a los buenos marcadores morfológicos, en donde el clima es frío y hay una erosión menor. Sin embargo, hacia la zona tropical, en dirección a Bucay, es posible encontrar evidencias morfológicas claras de su presencia, tales como control de drenaje, relieve desplazado, facetas triangulares, bermas y pequeñas colinas de presión.

Para Soulás *et al.* (1991) esta estructura forma parte del Sistema Mayor Dextral que, junto con la falla de Chingual y los sistemas inversos del Callejón Interandino, absorben la deformación debida a la convergencia oblicua de la subducción de la Placa de Nazca, correspondiendo, además, al límite oriental del Bloque Norandino (Pennington, 1981; Kellogg y Bonini, 1982; Ego, 1995).

TIPOS DE ESTUDIOS REALIZADOS

Esta estructura se ha estudiado mediante interpretación de fotos aéreas e imágenes LANDSAT. Análisis neotectónicos fueron realizados por Winter (1990) en la cuenca alta del río Pangor.

CARACTERÍSTICAS DE LA ESTRUCTURA

Como se indicó, esta estructura tiene una dirección principal N50°E, según los análisis realizados por Winter (1990). En la zona del río Pangor la falla afecta en sentido dextral algunos de los tributarios del río Pangor así como morrenas glaciares, con desplazamientos que van de 27 a 960 m. El vector desplazamiento deducido muestra que existe una componente inversa en estos movimientos. Asumiendo una tasa constante de movimiento y considerando que el último desplazamiento coincide con la terminación de la última glaciaciación, se estima que la tasa de movimiento está comprendida entre 2,9–4,9 mm/año y actualmente se considera con un valor de 4 ± 1 mm/año. Adicionalmente, se determinó que el buzamiento del plano de falla en este sector es de 75° al noroeste (Winter *et al.*, 1993).

EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA

La principal descripción se realizó en la cabecera del río Pangor. En esta región la falla interrumpe bruscamente los relieves y corta una serie de ríos tributarios al Pangor en un ángulo casi recto (Winter, 1990). En el paisaje se observa una ruptura de pendiente muy clara, marcada por zonas pantanosas. Adicionalmente, muestra escapes abruptos que están orientados tanto hacia la valle como hacia el frente montañoso y que limitan las zonas pantanosas (Winter, 1990). Los materiales que están afectados son sedimentos glaciares, suelos y depósitos fluviales cuaternarios.

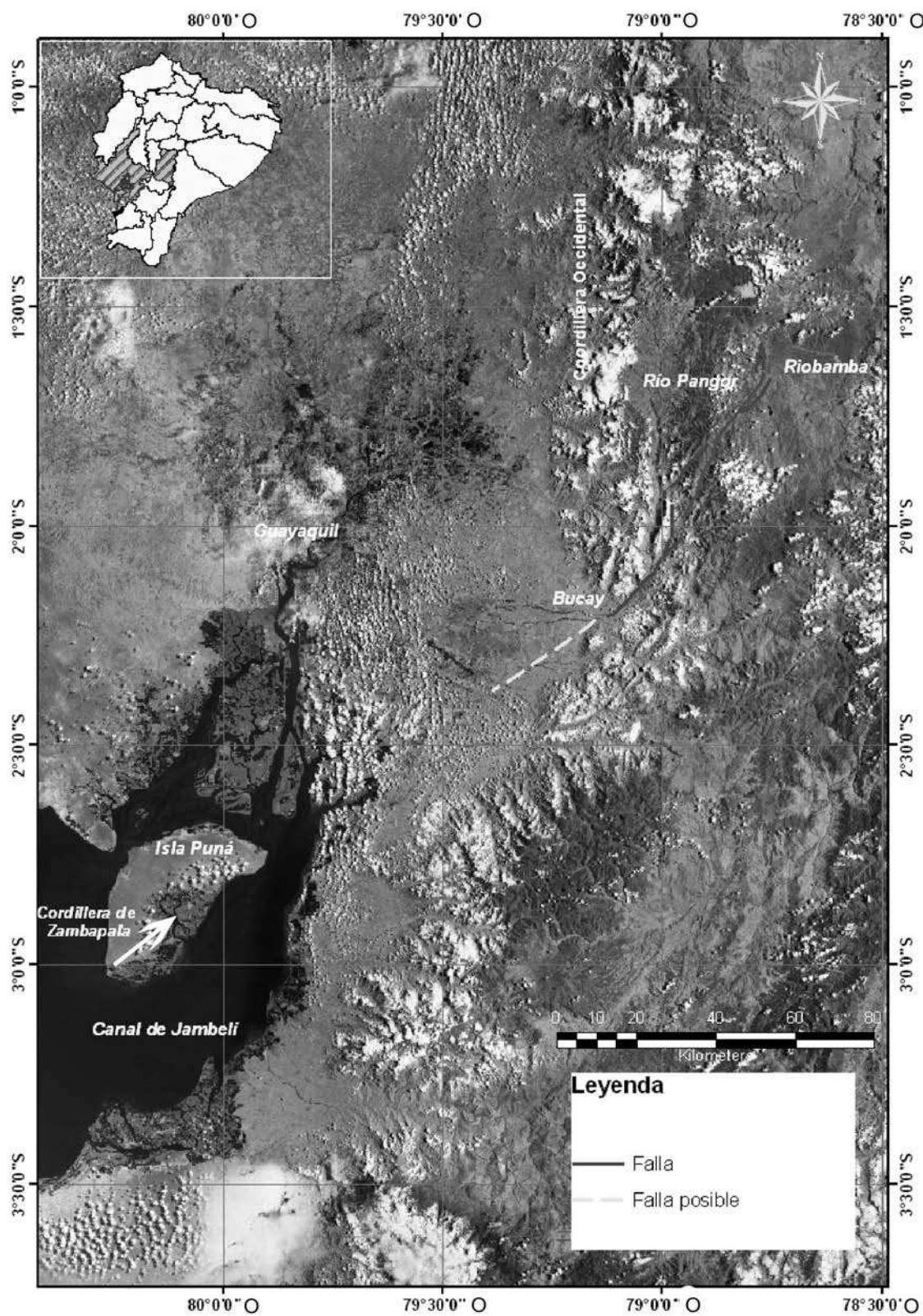


FIG. 5.1.8.1. Esquema geomorfológico del sistema de fallas Pallatanga.

Del frente montañoso ubicado hacia el oriente descienden varios ríos que forman gargantas profundas en el mismo. Cerca de la falla presentan un nivel de terrazas, que han sido entalladas por los ríos actuales. Hacia el valle se observan otras crestas separadas por valles, algunos de los cuales se interrumpen cerca de la falla. Adicionalmente, en esta zona se observan algunos pequeños drenajes que no tienen relación con el frente principal, tipo drenajes descabezados (Winter, 1990) En la figura 5.1.8.2, se observa el trazo de la falla visto desde el NO hacia el SE y también el frente montañoso, las contrapendientes y las crestas ubicadas casi en el valle.

Uno de los rasgos distintivos es la presencia de bermas que, como en el caso de la figura 5.1.8.3, han sido utilizadas como camino. Se observan, además, los contraescarpes y abundantes ciénagas de falla (sag-ponds), los cuales contienen frecuentemente material pantanoso (Figs. 5.1.8.4 y 5.1.8.5). En la figura 5.1.8.4 incluso se puede observar en la zona del bosque una de las crestas en el valle descritas por Winter (1990).

Por otro lado, el drenaje está muy controlado en todo el trayecto de la falla, en algunos de ellos se observa desplazamientos que llegan hasta 50 m. La respuesta dinámica de los ríos a las perturbaciones generadas por la falla, sugieren una fuerte componente dextral horizontal de movimiento (Winter, 1990).



FIG. 5.1.8.2. Falla de Pallatanga, vista desde el NO hacia SE. Se observa claramente el trazo de la falla que bordea el frente montañoso principal. (Foto: A. Egüez). Vea un carro para la escala.



FIG. 5.1.8.3. Berma que ha sido utilizada como camino. (Foto: A. Egúez). Vea una vaca para la escala.



FIG. 5.1.8.4. Contraescarpes y una pequeña berma. (Foto: A. Egúez).

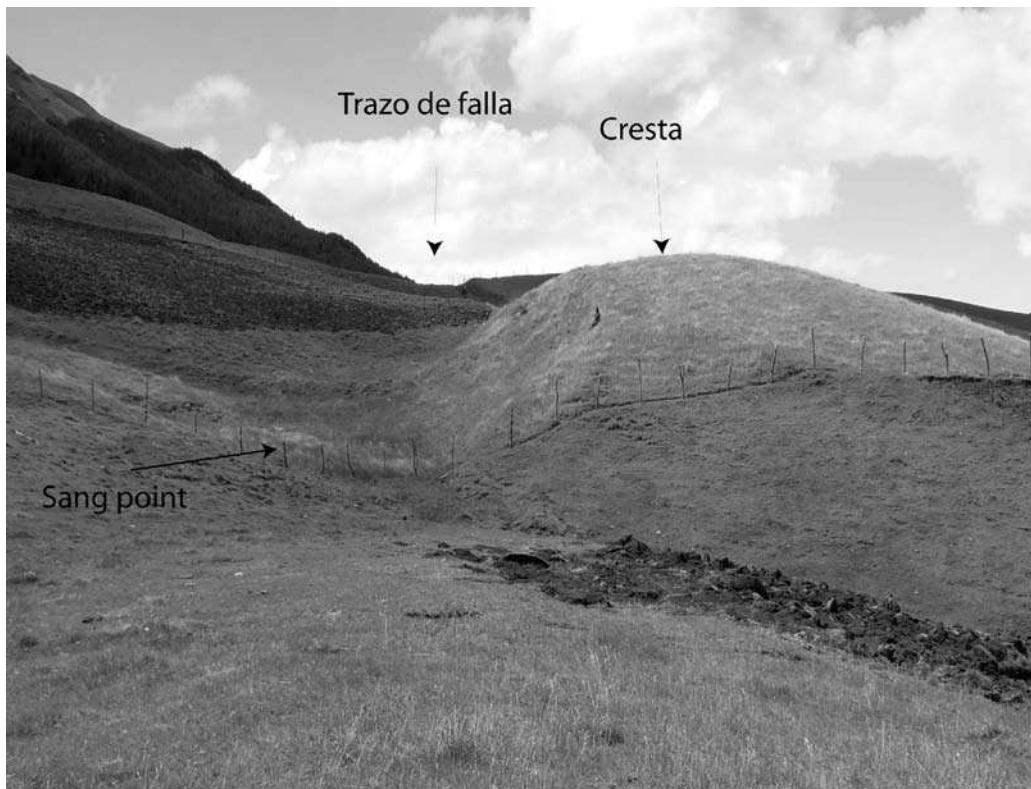


FIG. 5.1.8.5. Sang point limitado por una cresta desplazada. (Foto: A. Egüez).

OTRA INFORMACIÓN DE INTERÉS

A esta estructura se le atribuye el sismo de 1797, que destruyó la ciudad de Riobamba antigua (sector de Colta) y fue reubicada en el lugar actual, debido a la importante destrucción que causó, inclusive cambios en la topografía de algunas regiones debido a deslizamientos y los cambios de drenaje asociados.

Agradecimientos

Al Dr. A. Egüez, por el material fotográfico de este documento. Por otro lado, a J. Aguilar por su ayuda con el Arc Map.

REFERENCIAS

- Ego, F. 1995. Accommodation de la convergence oblique dans une chaîne de type cordilleraine: les Andes de l'Equateur. Tesis Doctoral (Inédita), Université de Paris-Sud Centre d'Orsay ;, 209 p. Paris.
- Kellogg, J.N.; Bonini, W.W. 1982. Subduction of Caribbean Plate and basement uplifts in the overriding South American Plate. *Tectonics*, 1 (3): 251–276.
- Pennington, W.D. 1981. Subduction of the Eastern Panama Basin and Seismotectonics of Northwestern South America. *Journal of Geophysical Research*, 86 (B11): 10.753–10.770.
- Soulas, J-P.; Eguez, A.; Yepes, H.; Pérez, H. 1991. Tectónica activa y riesgo sísmico en Los Andes Ecuatorianos y el extremo sur de Colombia. *Boletín Geológico Ecuatoriano*, 2 (1): 3–11.
- Winter, T. 1990. Mécanismes des déformations récentes dans les Andes Equatoriennes. Tesis Doctoral (Inédita), Université de Paris-Sud Centre d'Orsay. 204 p.
- Winter, T.; Avouac, J-P.; Lavenu, A. 1993. Late Quaternary kinematics of the Pallatanga strike-slip fault (central Ecuador) from topographic measurements of displaced morphological features. *Geophysics Journal International*, 115: 905–920.

5.1.9 FALLA SAMA-CALIENTES (PE-51)

Laurence Audin¹, Carlos L. Benavente², José Macharé³

(1) Institut de Recherche pour le Développement, Casilla 18-1209, Lima 18, Perú.

laurence.audin@ird.fr

(2) Instituto Geológico Minero Metalúrgico, Perú. *cbenavente@ingemmet.gob.pe*

(3) Instituto Geológico Minero Metalúrgico, Perú. *jmachare@ingemmet.gob.pe*

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

La falla activa Sama-Calientes se ubica a una altura media de 1.700 m s.n.m., en la región de Tacna, en el extremo sur del Perú, cerca de la frontera con Chile (Fig. 5.1.9.1). El sistema de fallas se extiende al menos entre la quebrada Locumba y la frontera Perú-Chile al sur (Fig. 5.1.9.1). La traza de falla pasa cerca de las localidades de Sama y Calientes, esta última a 20 km del departamento de Tacna (Figs. 5.1.9.1 y 5.1.9.2). La falla activa afecta abanicos aluviales cuaternarios, sedimentos lacustres holocenos y capas conglomerádicas de la Formación Moquegua superior o más jóvenes (Fig. 5.1.9.3).

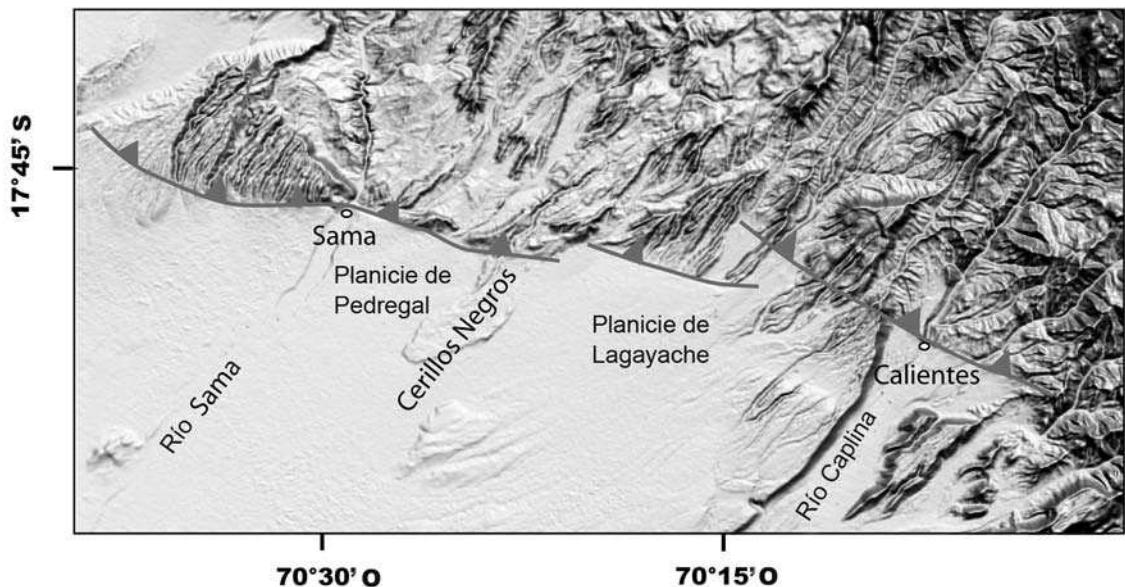


FIG. 5.1.9.1. Ubicación de la falla Sama-Calientes sobre MDT (data SRTM). (Audin et al., 2007)

La llanura de inundación del río Caplina (Fig. 5.1.9.2) es cortada por el trazo de falla de tipo inverso, al cual están asociados flexuramientos importantes en la Formación Huayllillas (25-9 Ma.; Roperch et al., 2006). La Falla Sama-Calientes se relaciona con la parte más suroccidental del Sistema de Fallas Incapuquio, el cual muestra evidencias de control estructural sobre la deposición de unidades del Cretácico y del Paleógeno (Wilson y García, 1962), así como también controla la sedimentación de depósitos recientes como la Formación Calientes (Flores et al., 2004).

TIPOS DE ESTUDIOS REALIZADOS

A la fecha se ha realizado cartografiado geomorfológico detallado, análisis morfológico y tectónico de escarpe de falla, análisis microtectónico y análisis de trinchera.

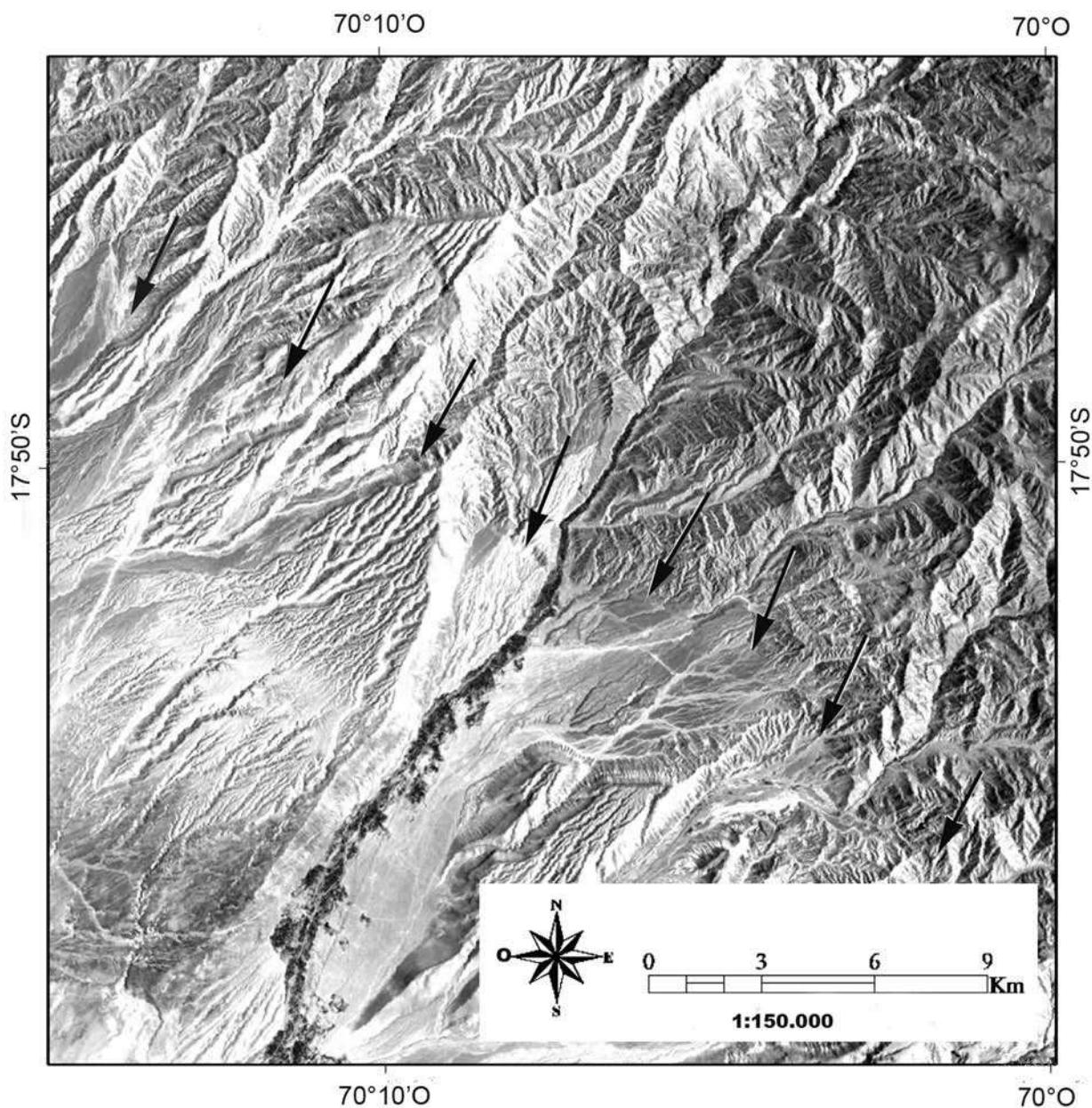


FIG. 5.1.9.2. Traza de la falla activa Calientes en una imagen ASTER, señalada por flechas.

CARACTERÍSTICAS DE LA ESTRUCTURA

La falla activa Sama-Calientes es una falla inversa con rumbo paralelo al Sistema de Falla de Incapuquio y se ubica en la vertiente pacífica (Figs. 5.1.9.1 y 5.1.9.2). Se extiende más de 60 km (Fig. 5.1.9.1) y su traza en superficie se manifiesta por escarpes y pliegues. La falla presenta una orientación N100–120 y buzamiento hacia el NE (Fig. 5.1.9.1 y 5.1.9.2) y parece mostrar actividad con movimiento inverso de manera recurrente por millones de años.

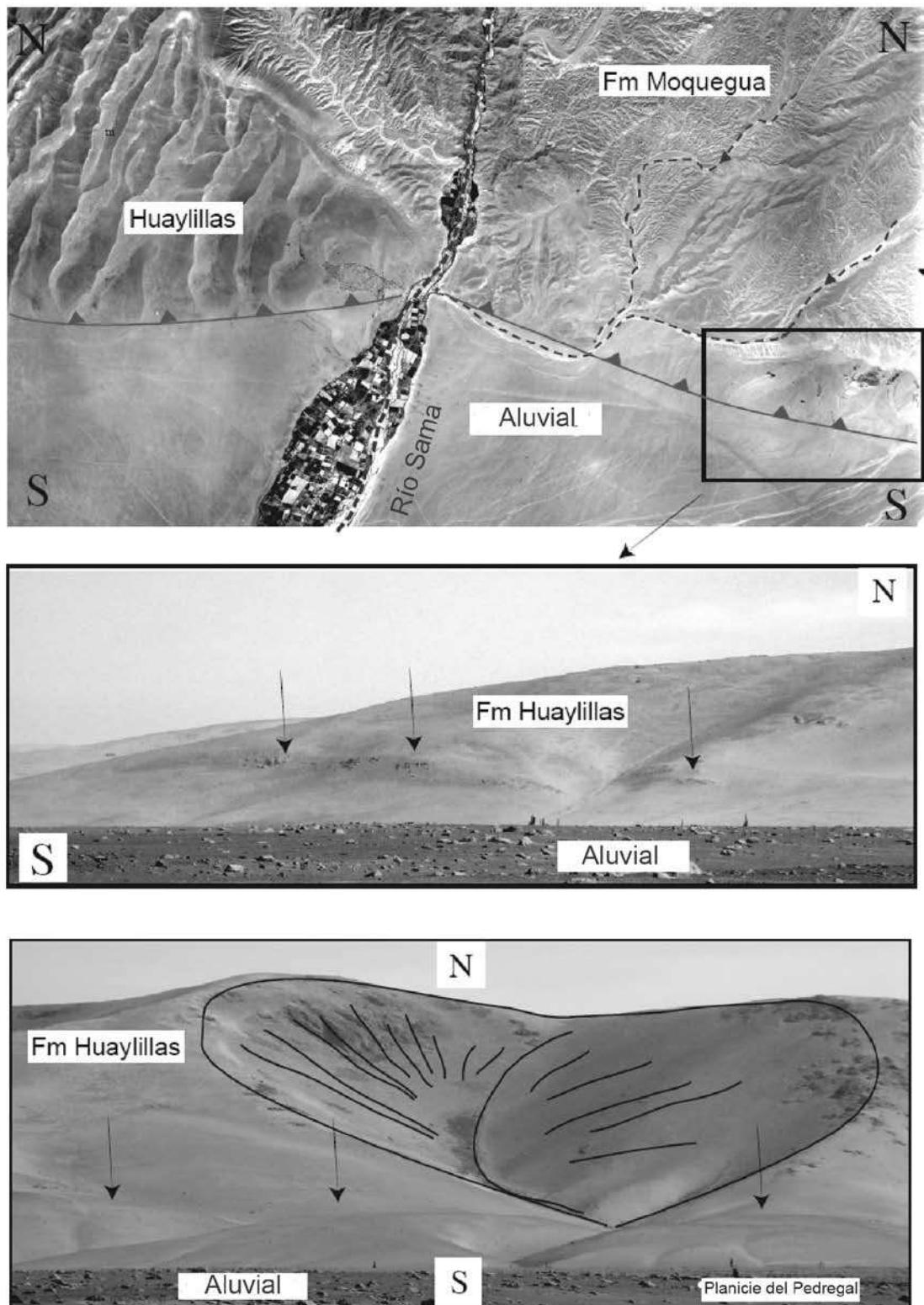


FIG. 5.1.9.3. Foto aérea de la quebrada Sama. Nótese los ríos desviados como en la Fig. 5.1.9.1, que señalan un pliegue. Parte inferior: dos vistas de campo del escarpe más reciente a lo largo de la falla (Audin et al., 2006; Audin et al., 2007).

EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA

La Falla Sama-Calientes presenta varios segmentos, todos con movimiento inverso, afectando a las formaciones cuaternarias. En pampa Pedregal, cerca de la localidad de Sama, se determina la traza de falla por la presencia de escarpes y pliegues que afectan a una unidad conglomerática e ignimbritas (Fig. 5.1.9.3). Se notan algunos deslizamientos alineados con la falla, más al sur, antes de llegar a Calientes, en el valle del río Caplina, y se advierte también un pliegue (Fig. 5.1.9.4) que afecta a la Formación Calientes del Plioceno (Flores *et al.*, 2005). A mayor escala, en la figura 5.1.9.5, se muestra una imagen 3D donde se observa netamente el cambio de morfología al pasar la falla, con flexuras y plegamientos.

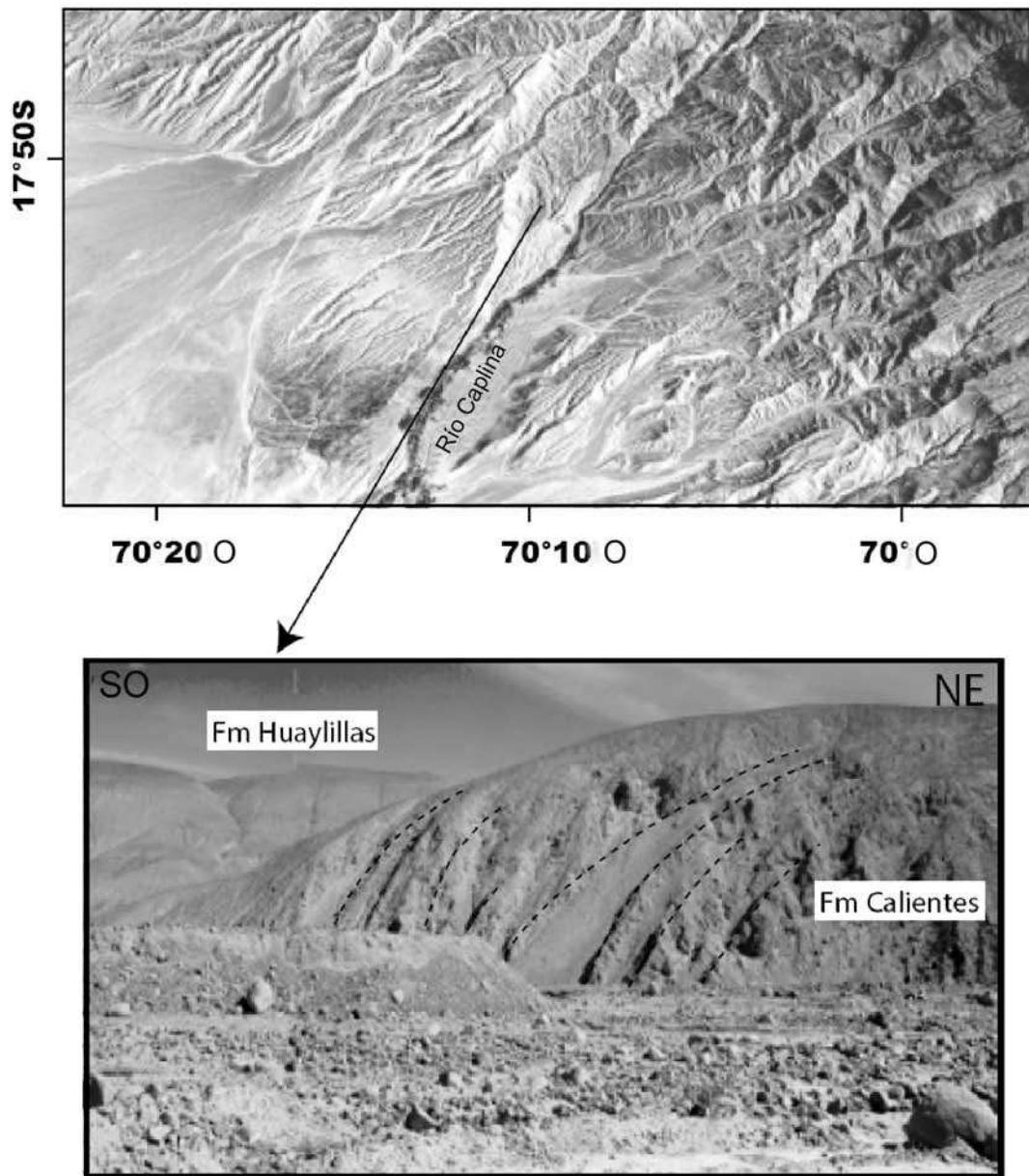


FIG. 5.1.9.4. Imagen Aster del río Caplina, en la zona de Calientes, en la que se señala la ubicación de la vista inferior, la cual muestra un pliegue en la formación conglomerática Calientes (Plioceno).



FIG. 5.1.9.5. Imagen de Google Earth, donde se muestra un segmento de la falla inversa Sama-Calientes. Se señala en la misma ubicación la fuente de aguas calientes y afloramiento que expone falla inversa en terraza reciente (punto en blanco).



FIG. 5.1.9.6. Afloramiento natural en terraza del río Caplina que muestra una falla inversa que afecta depósitos recientes.

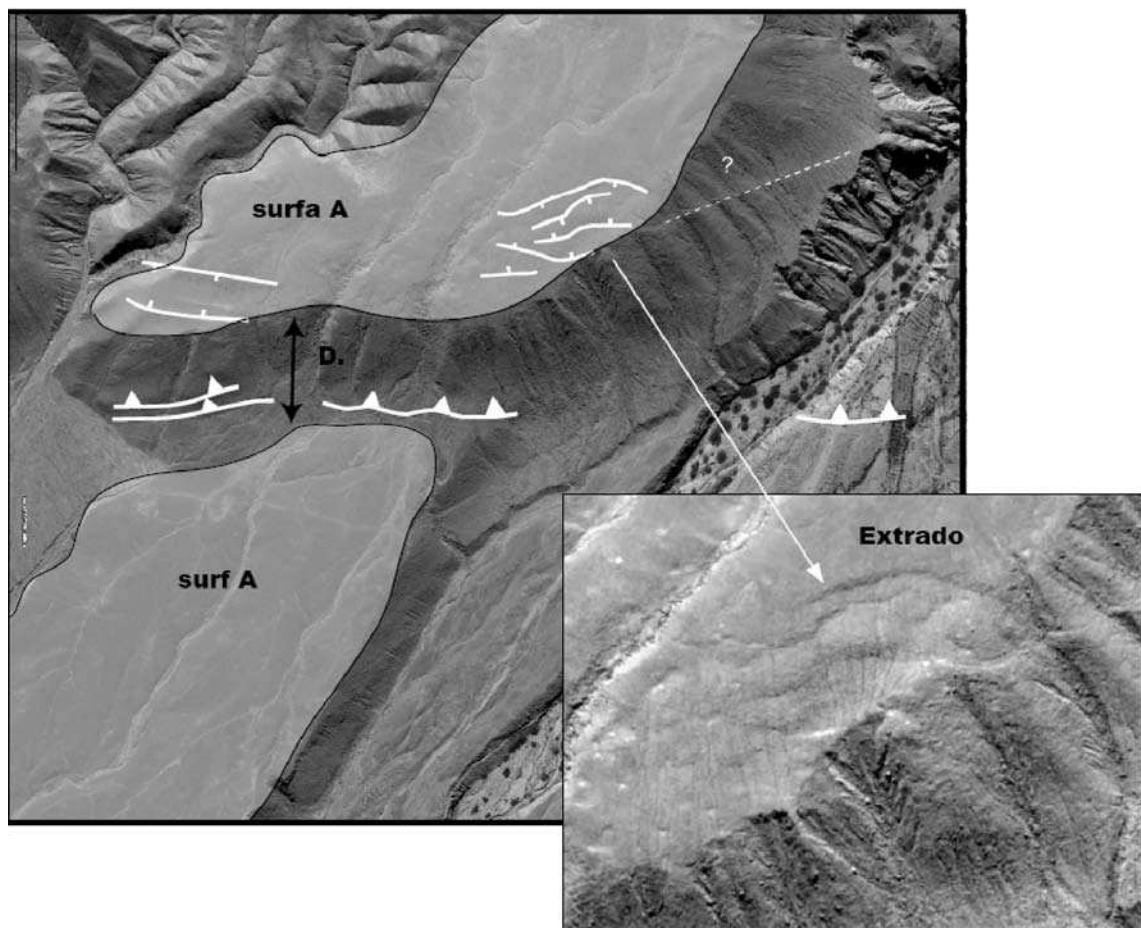


FIG. 5.1.9.7. Imagen Google Earth, al sur del río Caplina, que muestra el desplazamiento vertical inverso acumulado por la Falla Sama-Calientes, registrado por una terraza aluvial. En el bloque levantado (ver imagen ampliada), se observan fallas normales en el bloque levantado producto del movimiento de la traza principal de falla.

En el río Caplina, se ubica una fuente de aguas calientes de más de 40°C junto a la traza de falla (Fig. 5.1.9.5). En la misma localidad, se observa un afloramiento en la margen izquierda del río Caplina (señalado con punto blanco), donde se aprecia una falla inversa que corta los depósitos de la terraza más reciente (Fig. 5.1.9.6).

Una serie de cuñas coluviales se observan a lo largo del trazo de falla en diversos cortes de quebradas, como el que se muestra en la figura 5.1.9.6.

Al sur del río Caplina se puede observar el desplazamiento vertical de unas terrazas aluviales y, en el bloque levantado del escarpe principal, se observan fallas normales que son resultado del movimiento inverso de la traza principal (Fig. 5.1.9.7).

El trazo de la falla cruza a través de Cerrillos Negros (Fig. 5.1.9.1), al este de Sama. La datación de esta geoforma con aspecto de lengüeta, interpretada como la masa deslizada proveniente de un gigantesco deslizamiento ocurrido en Caquilluco, permitiría estimar la tasa de deformación promedio de la falla.

REFERENCIAS

- Audin L.; Benavente C.; Macharé J. 2007. The Sama-Calientes thrust Fault system: Geomorphologic evidences of its recent activity. In Alexander von Humboldt International Conference on the Role of Geophysics in Natural Disaster Prevention, No. 2, Resumen: p. 51.

- Audin L.; David C.; Hall S.; Farber D.; Herial G. 2006. Geomorphic evidences of recent tectonic activity in the forearc, southern Perú. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61(4): 545–554.
- Flores A.; Sempere T.; Fornari M. 2004. Síntesis actualizada de la estratigrafía del Cenozoico en el extremo sur del Perú. *In Congreso Peruano de Geología*, No. 12, Resúmenes extendidos, Sociedad Geológica del Perú: 444–447
- Flores, A.; Acosta, J.; Bedoya, C.; Sempere, T. 2005. Oligocene-Neogene tectonics and sedimentation in the forearc of southern Peru, Tacna area. *In International Symposium on Andean Geodynamics*, No. 6 , p. 12–14, Barcelona.
- Roperch, P.; Sempere T.; Macedo, O.; Arriagada C.; Fornari, M.; Tapia, C.; García, M.; Laj, C. 2006. Counterclockwise rotation of Late Eocene-Oligocene forearc deposits in southern Peru and its significance for orocinal bending in Central Andes. *Tectonics* Vol. 25, p. TC3010,
- Wilson, J.; García, W. 1962. Geología de los cuadrángulos de Pacía y Palca. Hojas 36-v y 36-x. Comisión de Carta Geológica Nacional, 82 p.

5.1.10 FALLA DE HUAYTAPALLANA (PE-12)

José Macharé¹, Laurence Audin², Carlos Benavente³

(1) *Instituto Geológico Minero Metalúrgico, Lima, Perú. jmachare@ingemmet.gob.pe*

(2) *Institut de Recherche pour le Développement, Casilla 18-1209, Lima 18, Perú.
laurence.audin@ird.fr*

(3) *Instituto Geológico Minero Metalúrgico, Perú. cbenavente@ingemmet.gob.pe*

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

La Falla de Huaytapallana se encuentra al pie de los nevados de la Cordillera del Huaytapallana que es parte de la Cordillera Oriental (Fig. 5.1.10.1), a una altura de 4.500 m. Está formada por dos segmentos de rumbo promedio N120° y buzamiento entre 60° y 70° hacia el NE. Según Blanc *et al.* (1984), después de los sismos de 1969 (junio y setiembre) se observaron, en superficie, trazas con longitudes de 5,5 y 9,5 km separadas por una zona sin ruptura de 3 km en la parte media, que va desde la quebrada Chuspe hasta la quebrada Anlayaco.

El escarpe actual fue creado durante dos sismos intensos en 1969: el primero tuvo lugar el 24 de julio y llegó a una magnitud de 5,6 en la escala de Richter y el segundo, más violento, ocurrió el 1 de octubre llegando a una magnitud de 6,2 (Deza, 1969 y 1977; Deza, 1971; Silgado, 1978).

La falla reactivada afecta morrenas cuaternarias y su sustrato, conformado por rocas volcanosedimentarias del Paleozoico superior (Grupo Mitu) al SE y el granito de Sacsacancha al NO.

TIPOS DE ESTUDIOS REALIZADOS

A la fecha se ha realizado fotointerpretación, estudio de reconocimiento, análisis morfológico y tectónico del escarpe de falla, estudio microtectónico del espejo de falla, trincheras excavadas perpendicularmente al escarpe y estudios sismológicos.

CARACTERÍSTICAS DE LA ESTRUCTURA

La cinemática de la Falla Huaytapallana es inversa sinistral, la cual ha sido confirmada por la deformación sísmica superficial (Philip y Megard, 1977), por las mediciones realizadas de microtectónica (Blanc *et al.*, 1984) y análisis sismológicos (Stauder, 1975; Suarez *et al.*, 1983; Dorbath *et al.*, 1991 y Tavera *et al.*, 1998). (Fig. 5.1.10.2)

EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA

Durante los sismos de 1969, la falla Huaytapallana se reactivó con un movimiento sinistral, generando dos segmentos. El segmento norte muestra un salto vertical de unos 2 m a la altura de la quebrada Antacancha (Blanc *et al.*, 1984). Mientras, en el segmento sur se tiene un desplazamiento vertical de 1,8 m y desplazamiento horizontal sinistral de 0,70 m (Deza, 1969; Philip y Megard, 1977) (Fig. 5.1.10.4). El salto de la falla originó la formación de charcas o lagunillas “sag-ponds” que fueron represadas por el escarpe provocado por los sismos (Fig. 5.1.10.4). Blanc *et al.* (1984) y Sébrier *et al.* (1982) sugieren que la rotura se produjo primero en el segmento sur y posteriormente en el segmento norte.

OTRA INFORMACIÓN DE INTERÉS

En superficie, el salto sísmico corresponde a movimientos sobre varios planos. Como se puede ver en la figura 5.1.10.5, un conjunto de fallas cuaternarias se desarrolló provocando una imbricación en el

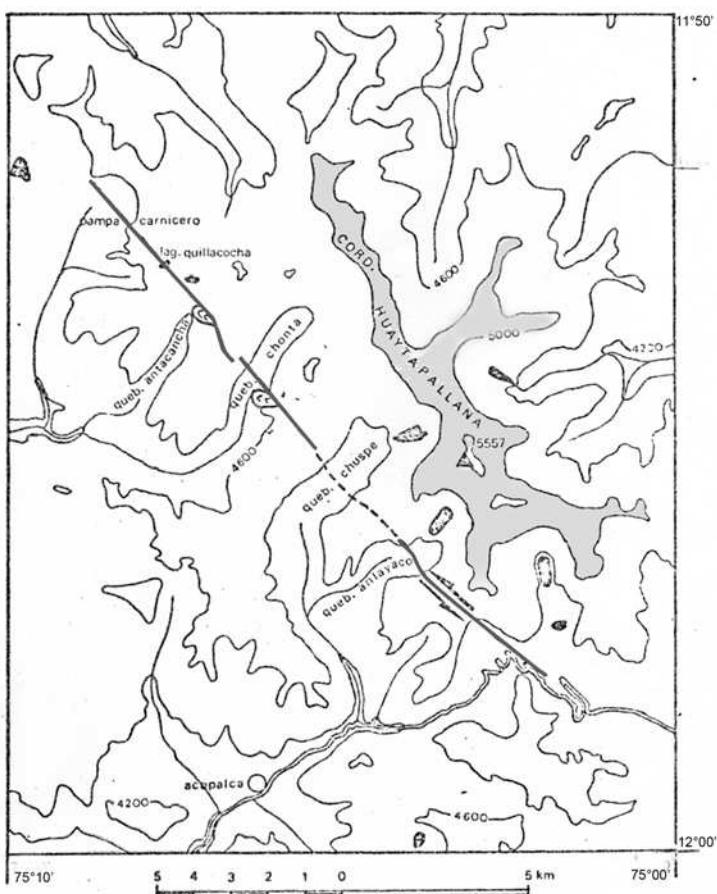


FIG. 5.1.10.1. Mapa topográfico y fotografía que muestra la localización de los tramos reactivados de la Falla Huaytapallana después de los sismos de 1969. La falla es inversa sinistral con el bloque NE levantado.

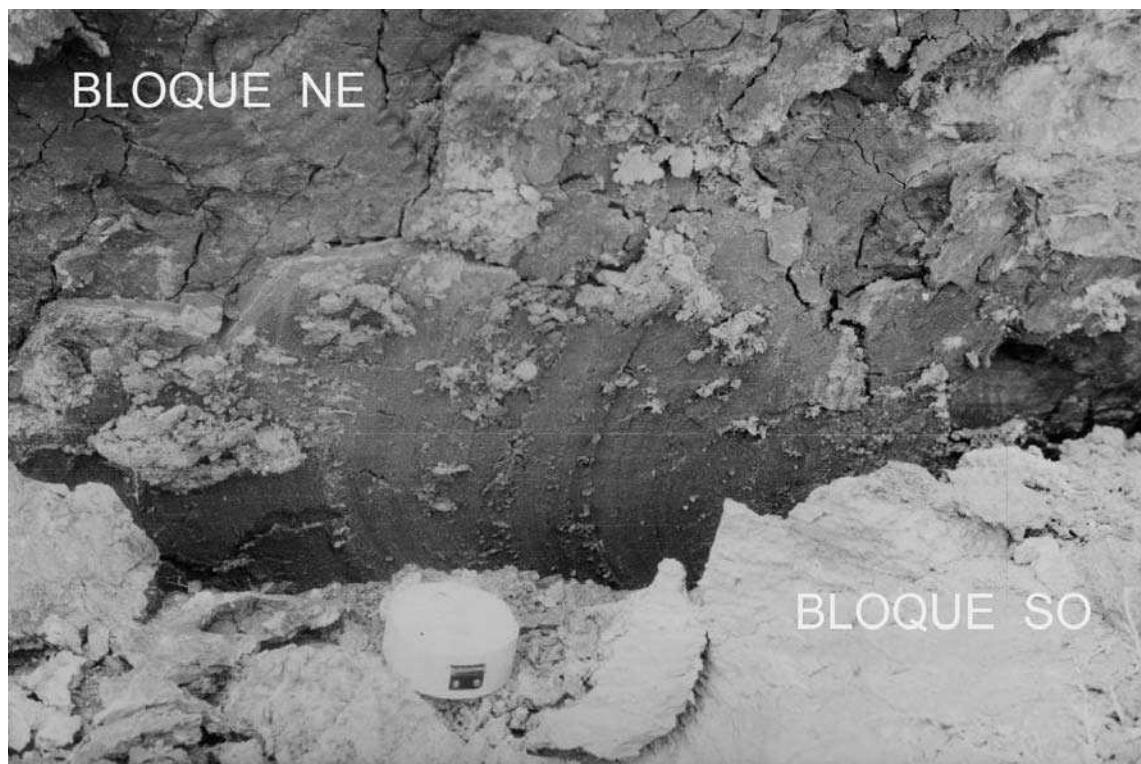
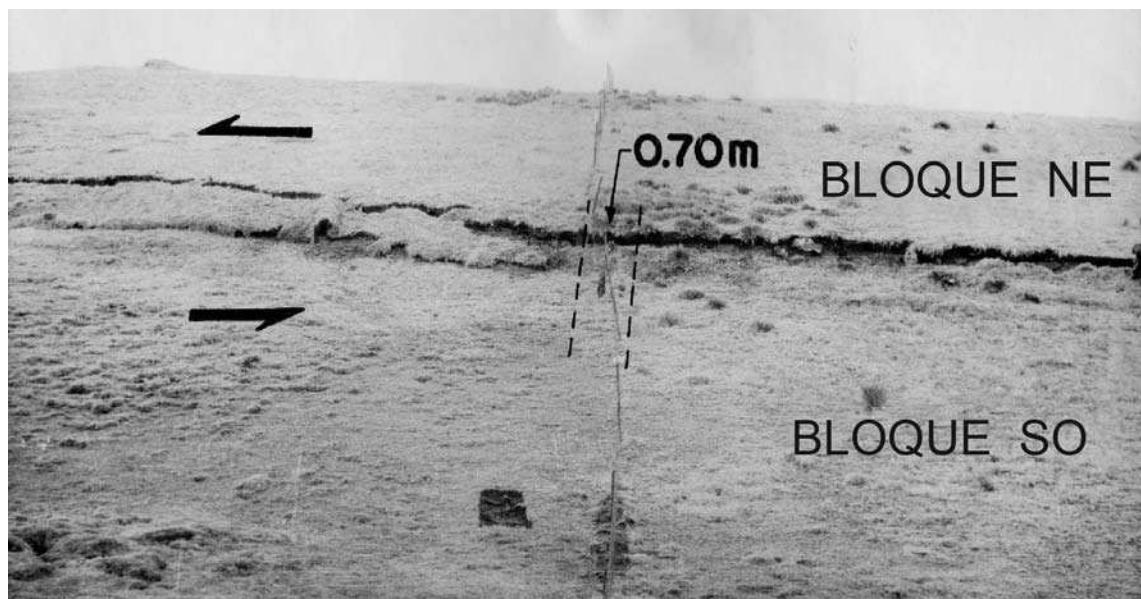


FIG. 5.1.10.2. Fotografías en la que se puede observar el movimiento lateral sinistral con desplazamiento de aproximadamente 0,7 metros. A la izquierda se observa un pequeño pliegue del suelo producto del movimiento de la falla (Fotografía: J. Macharé).

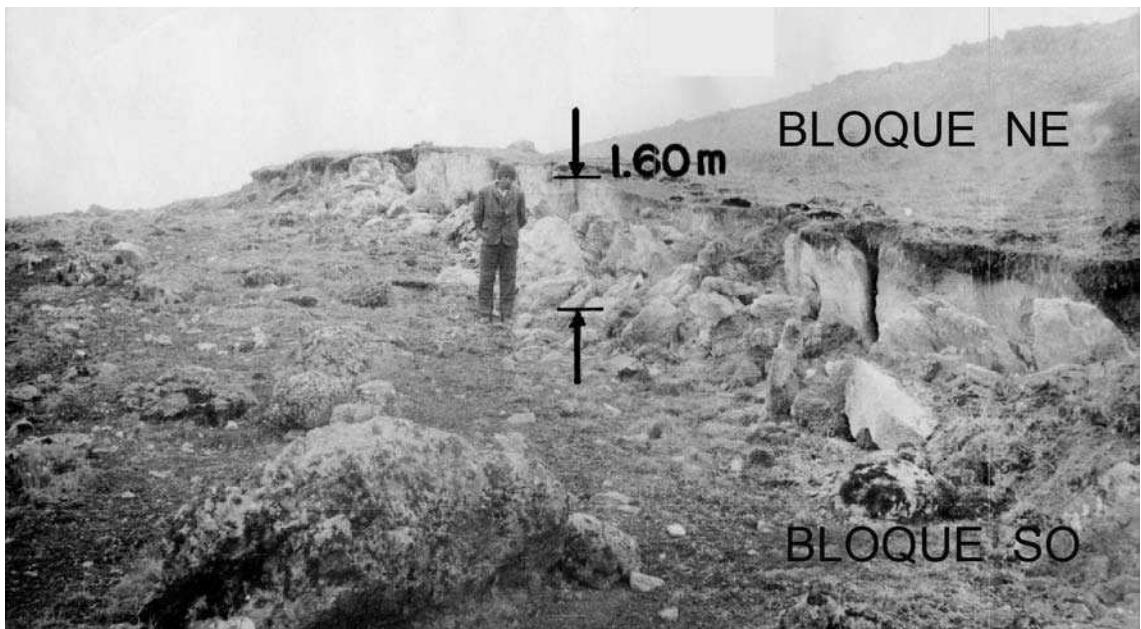


FIG. 5.1.10.3. Fotografía del escarpe de falla producto del sismo de 1969, en la cual se observa un desplazamiento de 1.60 m (fotografía J. Macharé).



FIG 5.1.10.4. Imagen en el que se representa el salto de la falla provocando la formación de charcas o lagunillas. El material afectado es de tipo morrénico (tomado de Blanc, 1984).

bloque cabalgante. La falla se horizontaliza en superficie de tal forma que cubre el bloque inferior. El movimiento inverso sigue según un segundo espejo, que luego se curva y pierde también inclinación.

Blanc *et al.* (1984) realizaron tres trincheras en las que observaron el vector desplazamiento de la falla, así como también midieron muchos planos estriados, calcularon los tensores y obtuvieron como resultado un eje de acortamiento N075°.

Vilcapoma (2000), recalcular los parámetros del mecanismo focal de los sismos de 1969 utilizando registros de período largo obtenidos de la red sísmica mundial (WWSSN). El método de modelado de ondas de volumen es utilizado para estimar la orientación de la fuente (mecanismo focal), la profundidad del foco, las características del proceso de ruptura y la energía sísmica liberada por ambos terremotos. Los mecanismos focales obtenidos corresponden a fallas inversas con gran componente de desgarre y planos nodales orientados en dirección NO-SE y NE-SO, buzando ambos con un ángulo de 50° aproximadamente, similar a los calculados por Suárez *et al.* (1983). La profundidad de sus focos es del orden de 5 km con momentos sísmicos de 10^{25} y 10^{26} dina-cm, respectivamente.

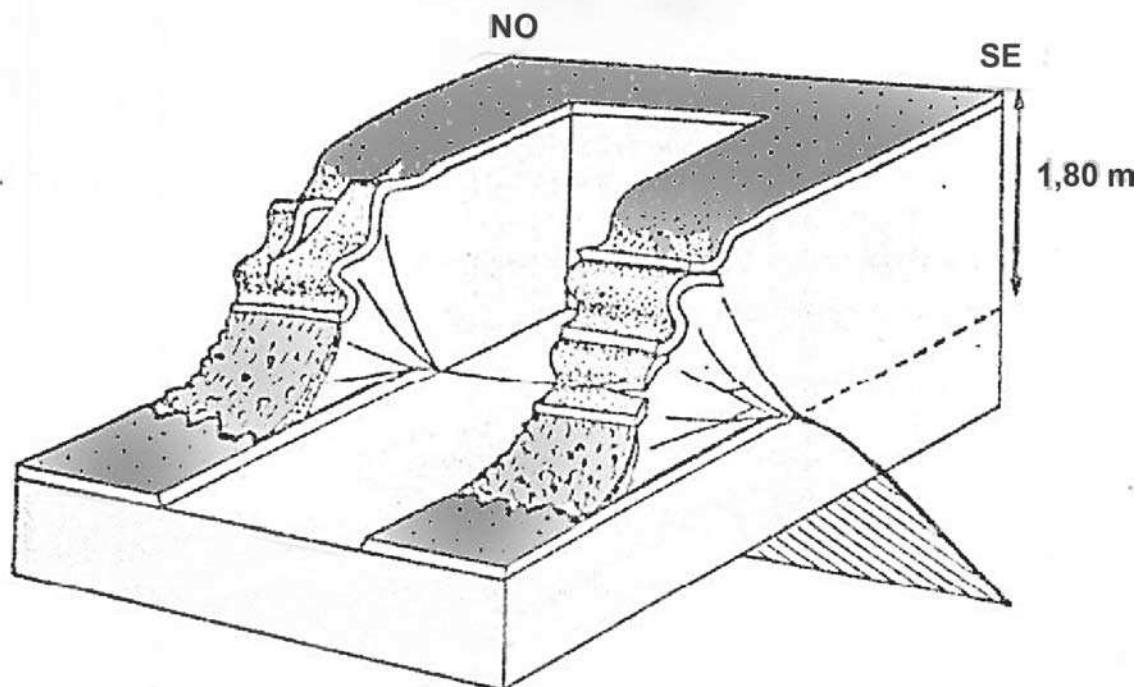


FIG. 5.1.10.5. Bloque diagrama de la estructura interna del escarpe sísmico (tomado de Blanc *et al.*, 1984).

La instalación de una estación sísmica de banda ancha de 3 componentes en la ciudad de Huanuco (HUA) en 1997 por el Instituto Geofísico del Perú, muestra que los sismos se distribuyen paralelos a la orientación de las trazas de la falla reactivada por los terremotos de 1969, lo que sugiere que la falla almacena y libera energía de manera permanente como producto de la continua deformación de la corteza en esta región, tal como proponen Dorbath *et al.* (1991).

REFERENCIAS

- Blanc L.; Cabrera J.; Sèbrier M. 1984. Estudio Microtectónico de la falla sísmica de Huaytapallana (Andes del Perú Central). Univ. Paris-Sud, Orsay—Laboratoire de Geologie Dynamique Interne—Oficina de Neotectónica, Instituto Geofísico del Perú: 50 p.

- Deza E. 1969. Estudio preliminar sobre las zonas de transición que separan posibles regiones sismotectónicas del margen occidental de Sudamérica: Zona de transición en el Perú. Com I Cong. Nac. Sism. Ing. Antisísmica, Lima: 14 p.
- Deza E. 1971. The Pariahuanca Earthquake, Huancayo, Peru. July-October 1969, Recent Crustal Movements. Royal Society of New Zealand, Bulletin 9: 77–83.
- Deza E. 1977. The Pariahuanca earthquakes, Huacayo, Perú-July October 1969. Reporte Preliminar. Royal Society of New Zealand Bulletin, 9: 77–83
- Dorbath, L.; Dorbath, C.; Jiménez, E.; Rivera, L. 1991. Seismicity and tectonics deformation in the eastern cordillera and the sub-andean zone of central Peru. Journal of South American Earth Sciences 4:13–24.
- Philip H.; Megard F. 1977. Structural analysis of the superficial deformation of 1969 Pariahuanca earthquakes (Central Perú). Tectonophysics, 38: 259–278
- Sebrier, M., Huamán, D., Blanc, J.L., Macharé, J., Bonnot, D. y Cabrera, J. (1982) Observaciones acerca de la neotectónica del Perú. Proyecto SISRA-Grupo de Neotectónica. Contribución de Instituto Geofísico del Perú, 110 p. Lima.
- Silgado E. 1978. Historia de los sismos más notables en el Perú (1513–1974). Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. Boletín 3: 130 p.
- Stauder, W. 1975. Subduction of the Nazca plate under Perú as evidenced by focal mechanism and by seismicity. Journal of Geophysical Research 80: 1.053–1.064.
- Suárez G.; Molnar P.; Burchfiel B. 1983. Seismicity, fault plane solutions M depth of faulting and active tectonics of the Central Andes. Submitted to Journal of Geophysical Research 103: 1–12.
- Tavera H.; Buorn E. 1998. Seismicity and seismotectonics of Perú. E.G.S. General Assembly, No. 23, (April), 12 p. Nice.
- Vilcapoma, L; Tavera, H. 2000. La Falla de Huaytapallana y los terremotos de julio y Octubre de 1969. Congreso Peruano de Geología, No. 10, 1 p. Lima.

5.2 FALLAS NORMALES

5.2.1 FALLA COCHABAMBA (BO-11)

Estela Minaya¹ y Magaly González¹

(1) Observatorio San Calixto, Indaburo 944, La Paz Bolivia.

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

La Falla Cochabamba es una falla normal y está localizada entre los 17°20'15"S y 66°15'0"O (Fig. 5.2.1.1). Anteriormente fue denominada por Lavenu y Ballivián (1979) como falla Tunari. Esta falla delimita al norte las cuencas lacustres de Cochabamba y Sacaba. Estas cuencas están llenadas por depósitos fluviolacustres y sedimentos lacustres que fueron datados con fósiles de vertebrados como Plioceno Superior (Lavenu y Ballivián, 1979). Rocas paleozoicas y mesozoicas circundan estas cuencas. Las

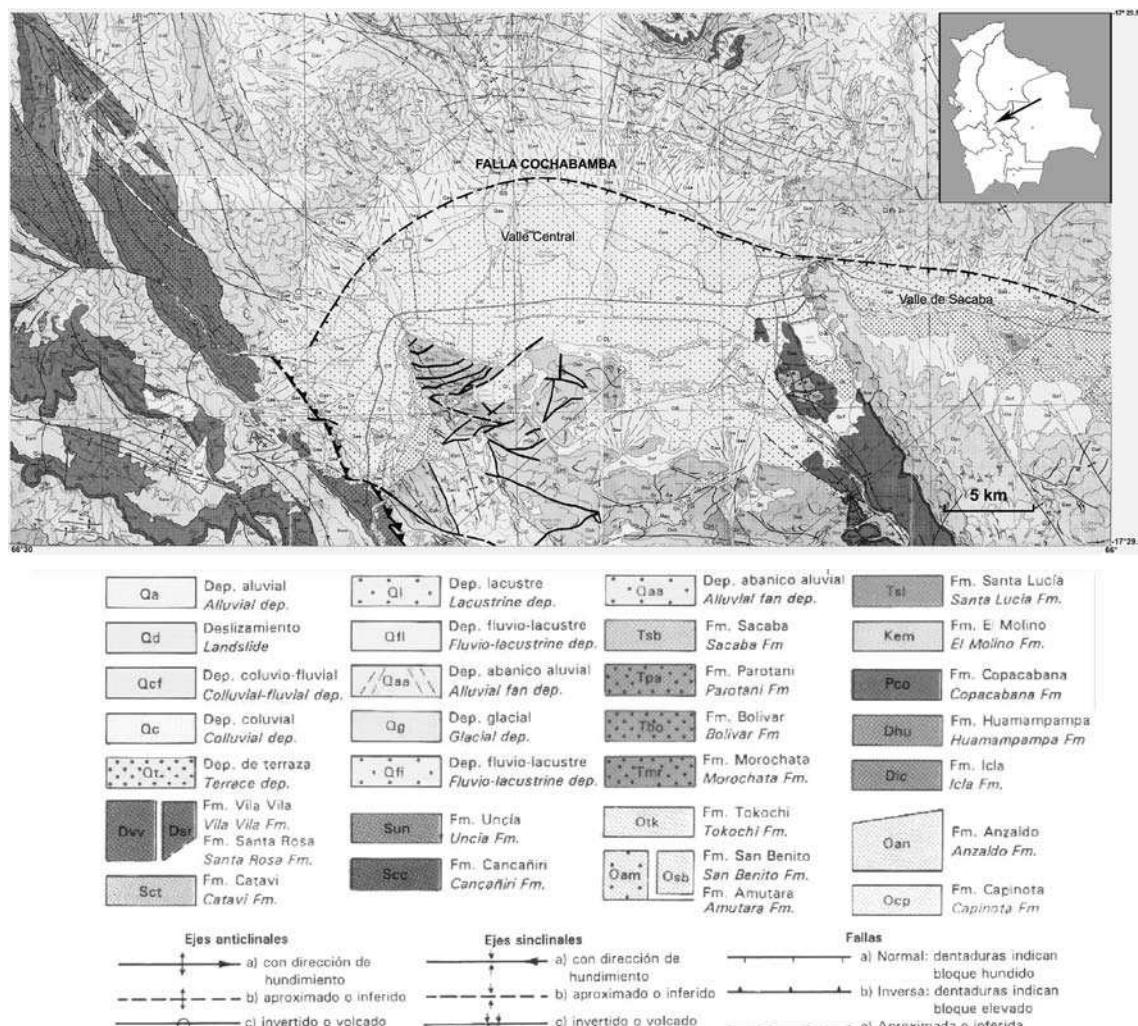


FIG. 5.2.1.1. Falla Cochabamba dentro de su contexto geológico (Lema y García, 1994).

cuencas se habrían originado (Lema y García, 1994) durante el Plioceno tardío y estarían asociadas a esfuerzos compresionales que desplazaron el frente de cabalgamiento Sipe Sipe creando zonas transversivas y transpresivas.

TIPOS DE ESTUDIOS REALIZADOS

Se han realizado trabajos de campo y análisis microestructural (Lavenu y Ballivián, 1979 y Lavenu *et al.*, 2000). Además, la estructura fue reportada en los relevamientos de mapeo regional en la hoja geológica Cochabamba (Lema y García, 1994).

CARACTERÍSTICAS DE LA ESTRUCTURA

La estructura corresponde a una falla normal con componente transcurrente dextral, presenta una geometría (Figs. 5.2.1.1 y 5.2.1.2) muy peculiar al bordear la cuenca de Cochabamba. La falla se arquea en forma cóncava hacia el sur, tiene una longitud aproximada de 45 km (Lema y García, 1994), con rumbo variable a lo largo de la falla. En el oeste el rumbo es NE-SO, en la parte central EO y al este es ONO-ESE, siempre con buzamiento hacia el S. Las estrías de falla indican un dirección de extensión NE-SO con σ_3 orientado N41°E (Lavenu *et al.*, 2000).

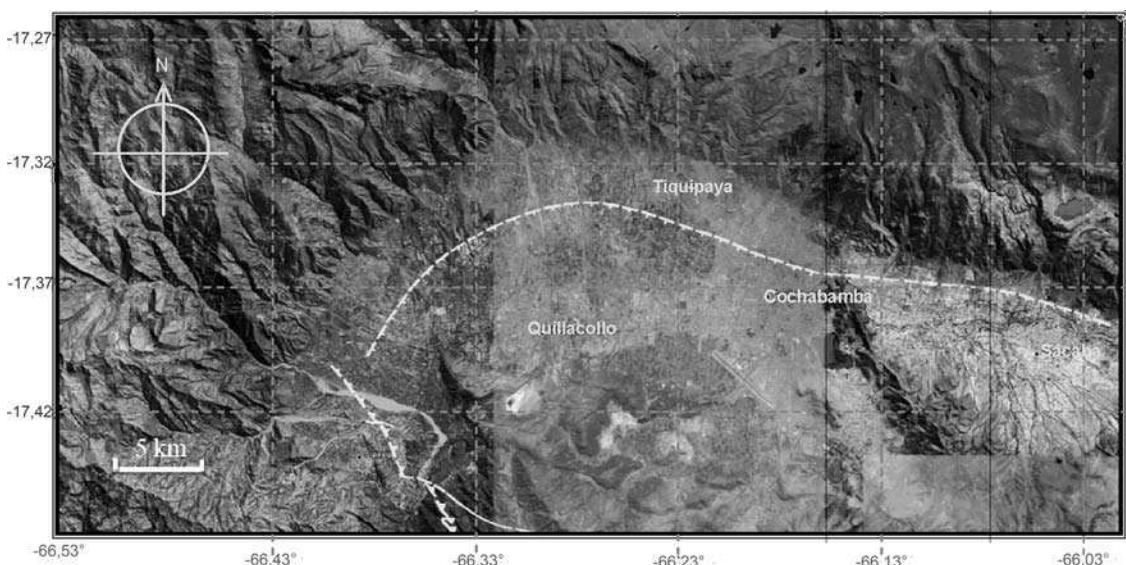


FIG. 5.2.1.2. Expresión geomorfológica de las cuencas de Cochabamba y Sacaba, bordeada por la falla del mismo nombre (Google Earth, Image © 2007 TerraMetrics).

En la cuenca de Sacaba, los sedimentos lacustres presentan una deformación compresiva cuya tectónica de acortamiento varía de E-O a ENE-OSO aunque también se ha registrado fallas normales con dirección de alargamiento aproximadamente N-S. Aún no se ha determinado la contemporaneidad de estas deformaciones (Lavenu y Ballivián, 1979).

EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA

El norte de la cuenca está limitado por un escarpe (Figs. 5.2.1.2 y 5.2.1.3) donde se ha definido seis pisos de ablación en la cuenca de Sacaba y solamente tres pisos de erosión en el borde sur de la cuenca. (Lavenu *et al.*, 2000).

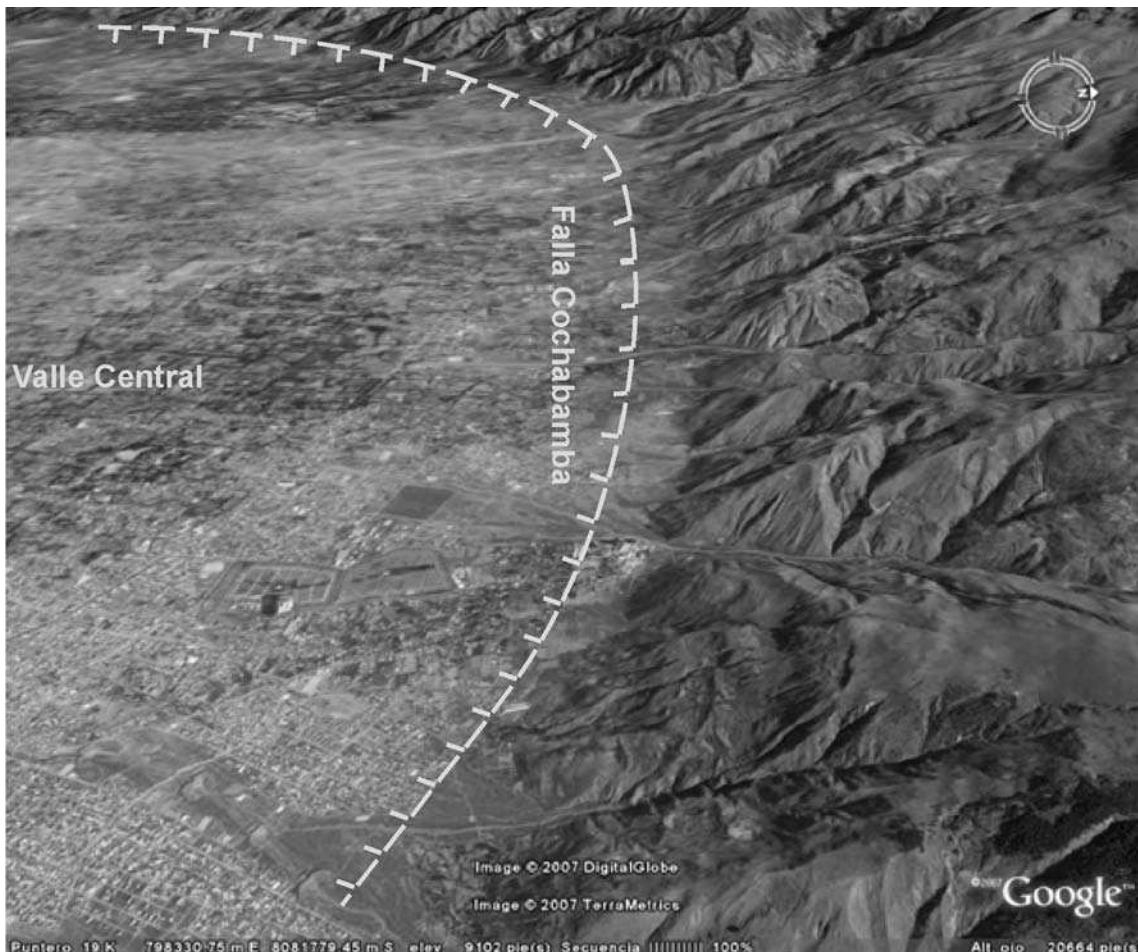


FIG. 5.2.1.3. Vista aérea oblicua del escarpe de línea de falla con dirección E-O. Hacia el norte, la cordillera del Tunari y hacia el sur, la cuenca del valle central donde está ubicada la ciudad de Cochabamba. Escala 1:100.000.

REFERENCIAS

- Lavenu, A.; Ballivián, O. 1979. Estudios geotectónicos de las cuencas de las regiones de Cochabamba, Sucre, Tarija – Cordillera Oriental boliviana. Revista de la Academia Nacional de Ciencias de Bolivia, año 2 (3): 107–129.
- Lavenu, A.; Thiele, R.; Machette, M.; Dart, R.; Bradley, L.; Haller, K. 2000. Mapa y base de datos de fallas cuaternarias en Bolivia y Chile. United States Geological Survey, Open-File Report, 00-283: 46 p.
- Lema, J.C.; García, H. 1994. Carta Geológica de Bolivia: Hoja Cochabamba (6341) (escala 1: 100 000). Servicio Geológico de Bolivia y SGAB Internacional AB-Suecia. Publicación SGB Serie I-CGB-28.

5.2.2 SISTEMA DE FALLAS EL ALTO (BO-06)

Víctor Ramírez¹, Estela Minaya², Javier Valencia², Nilo Teran², Magaly Gonzalez¹, Reginald L. Hermanns³, John J. Clague⁴, Oscar Cerritos³

(1) *Observatorio San Calixto, Calle Indaburo 944.*

(2) *SERGEOTECMIN (Servicio Nacional de Geología y Técnico de Minas), Calle Federico Zuazo 1673 esq. Reyes Ortíz.*

(3) *Geological Survey of Canada, 625 Robson Street, Vancouver, B.C., Canada V6B 5J3.*

(4) *Department of Earth Sciences, Simon Fraser University, Burnaby, B.C., Canada.*

MARCO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

El sistema de fallas El Alto está localizado en el Altiplano, en la ciudad homónima, al oeste de la ciudad de La Paz y se desarrolla en depósitos fluvioglaciales en el piedemonte SO de la Cordillera Oriental. Sin embargo, las superficies afectadas corresponden a superficies relictas desconectadas de la Cordillera Oriental por la cuenca de La Paz, que se habría erosionado con posterioridad a la depositación de la subyacente formación Purapurani, subyacente a los fluvioglaciales fechados con una edad K/Ar de $1,6 \pm 0,1$ Ma (Lavenu *et al.*, 1989). Debido a esta situación, los procesos en la superficie de El Alto son de origen local con baja sedimentación y erosión. Esto permite que los rasgos topográficos en general, y los escarpes de falla en particular, queden conservados por mucho tiempo. Además, la precipitación en la zona es estacional en los meses de verano (Noviembre a Abril) con promedios de 600 mm/a cuando se forman cuerpos de agua estancados en el Altiplano.

Tectónicamente, el sector está posicionado sobre una región de los Andes donde la placa de Nazca subduce con un ángulo alto ($\sim 30^\circ$) y la zona de Benioff bajo la zona de estudio tiene una profundidad de aproximadamente 200 km (Barazangi y Isacks, 1976). El zócalo del Altiplano está compuesto por sedimentos de cuenca cerrada (Formación La Paz) que se depositaron en una cuenca subsidente limitada por fallas. La evolución tectónica de los Andes y la cuenca intraandina fueron estudiadas por Lavenu y Mercier (1991). Ésta comienza en el Mioceno Superior con una compresión de orientación NE-SO. En el Mioceno Superior alto, la zona habría sido afectada por extensión E-O y en el Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior, por una compresión de dirección E-O. Desde el Cuaternario, esta parte del Altiplano ha sido afectada por una extensión de dirección N-S a NNE-SSO. Las fallas del sistema fallas El Alto se habrían formado en el Plioceno como fallas transcurrentes y reactivadas en el Cuaternario como fallas normales.

El sistema de fallas El Alto, nombrado como ‘fallas del Kenko’ en los estudios de Dobrovolny (1962) y Bles *et al.* (1977), se pueden observar en la Fig. 5.2.2.1. Estas fallas ponen en contacto sedimentos fluvioglaciales cuaternarios con sedimentos fluviolacustres del Plioceno en su extremo SE, en el borde del Altiplano, donde el sistema está caracterizado por dos fallas: la rama N, denominada como falla Allpacoma ($16^{\circ}31'58,9''S$ y $68^{\circ}09'19,18''W$) que buza hacia el NE; y la rama S, denominada como falla Huancarani ($16^{\circ}32'22,64''S$ y $68^{\circ}09'29,77''W$) que buza al SO y de esta manera forma un horst. Este horst converge hacia el norte en una sola falla con dirección promedio N $35.7^\circ W$ ($\pm 8^\circ$) y presenta una longitud desde el borde del Altiplano de 11,4 km. En todo el Altiplano, la falla afecta depósitos fluvioglaciales. En su extremo NO, la falla llega hasta el Río Seco (Fig. 5.2.2.1).

TIPOS DE ESTUDIOS REALIZADOS

El sistema de las fallas El Alto (Figuras 5.2.2.2 y 5.2.2.3) ha sido objeto de varios estudios y ya fue reportado en estudios de geología regional del valle de La Paz por Dobrovolny (1962). Los primeros trabajos detallados fueron hechos por Lavenu (1977), Blés (1977) y Blés *et al.* (1980) mediante trabajos de campo, análisis microtectónico y fotointerpretación. Recientemente, SERGEOTECMIN, el OSC y el PMA:GCA han realizado estudios de paleosismicidad iniciando con el mapeo de la topografía detallada

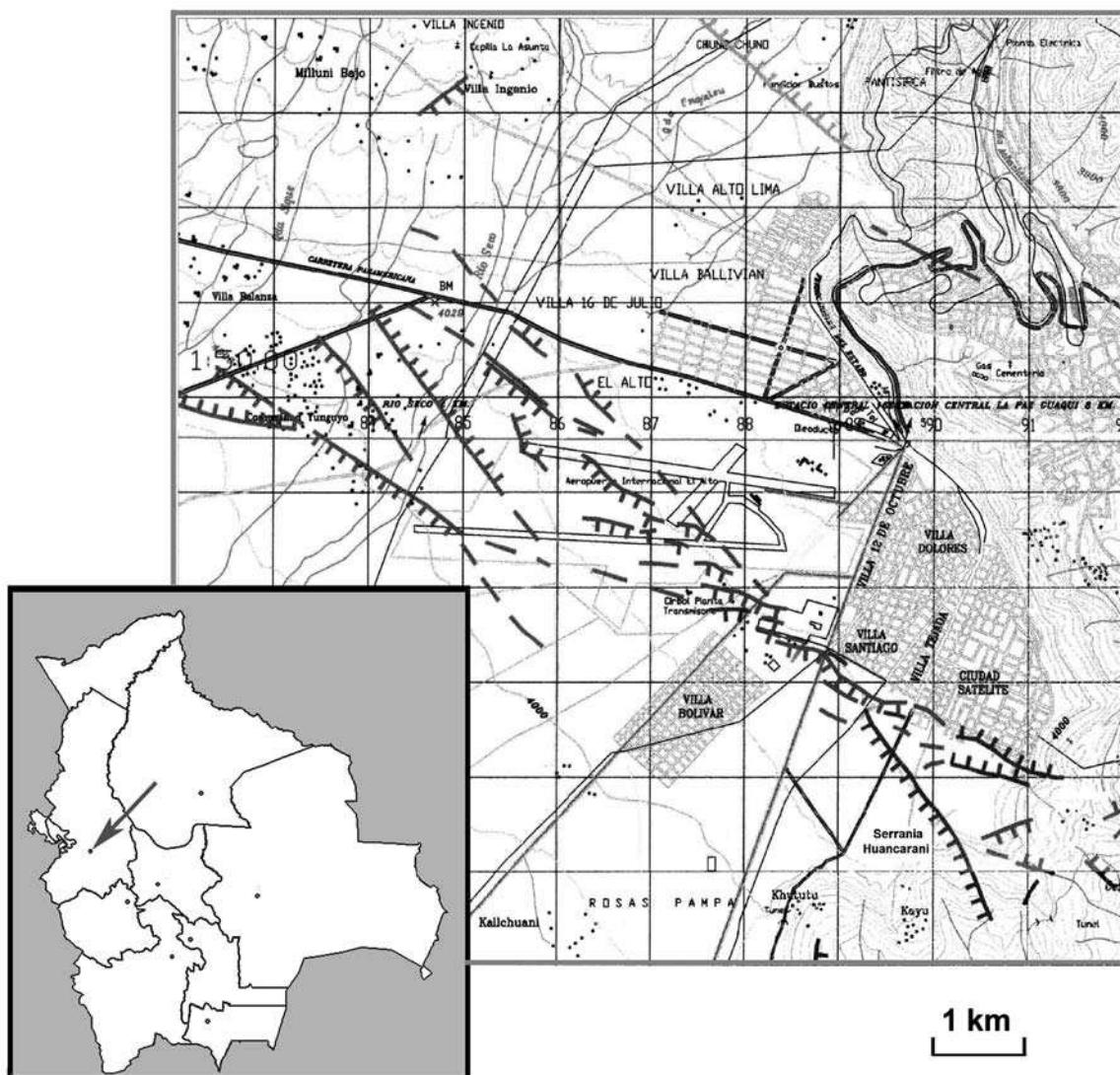


FIG. 5.2.2.1. Mapa neotectónico modificado según Blès, 1977 (cortesía de Guzmán, 2007).

del escarpe mediante GPS diferencial en varias secciones (Fig. 5.2.2.2) y culminando con la apertura de dos trincheras.

CARACTERÍSTICAS DE LA ESTRUCTURA

Hoy en día las fallas están cubiertas en muchos lugares por la ciudad de El Alto y es únicamente visible en pocos sitios donde no fue nivelada o cubierta con edificios. El mapeo de la falla se realiza mejor en fotos aéreas de 1955 cuando la cobertura urbana era nula. Desde el NO hacia el SE, la falla está caracterizada por numerosos segmentos curvos *en échelon* de pocos cientos de metros a un máximo de 2 km de longitud. La primera evidencia visible hoy en día de la falla está en el aeropuerto, en los márgenes de una pista auxiliar donde el rechazo es de 30–50 cm y el bloque elevado es el del NE.

La parte central la falla no es evidente en la topografía por estar nivelada o cubierta. Únicamente dentro del terreno del regimiento Ingavi, la falla aparece con su expresión morfológica casi idéntica a la



FIG. 5.2.2.2. Fotografía aérea del año 1955 donde se aprecia los escarpes del sistema de fallas El Alto. Las líneas blancas indican secciones medidas detalladamente con GPS diferencial; los números hacen referencia a figuras siguientes.



FIG. 5.2.2.3. Fotografía aérea del año 1996 que muestra el área totalmente urbanizada. Algunos escarpes de falla aun se mantienen como expresiones topográficas.

observada en las fotos aéreas de 1955. Ahí la falla es curva con direcciones desde E-O hasta NO-SE con rumbo prioritario al NO.

En las fotos aéreas de 1955 se observa que la estructura se ramifica hacia el SE en dos fallas: al norte, la Falla Allpacoma cuyo plano de falla buza 75° NE (Lavenu *et al.*, 2000); y hacia el S, la falla Huancarani con un buzamiento del plano de 71° SW. Ambas fallas forman un horst que cerca del borde del altiplano tiene un ancho de ~2 km (Figs. 5.2.2.1 y 5.2.2.2). De estas dos estructuras, la falla Allpacoma se evidencia en los últimos 1,5 km antes del borde del Altiplano, principalmente porque forma un escalón entre un complejo deportivo y una calle. La falla Huancarani es menos visible aunque se presenta en varias calles cruzando una plazoleta, pocos cientos metros antes del borde del Altiplano.

El borde del Altiplano está caracterizado por múltiples movimientos en masa que tienen volúmenes de varios millones de metros cúbicos que han afectado este borde en tiempos prehistóricos e históricos. El último de ellos es un movimiento rotacional del año 2002 que erosionó este borde en un amplio sector. En los afloramientos del borde del altiplano la falla desplaza sedimentos cuaternarios por 80 m permitiendo estimar una tasa de movimiento de ~0.05 mm/a para el Cuaternario (Lavenu *et al.*, 2000).

Siguiendo el rumbo de la falla de Allpacoma hacia el este, Bles (1977) mapeó secciones de falla con sentido normal a lo largo de 15 km que se ubican dentro de la cuenca de La Paz. Muchos de estos afloramientos ya no existen a causa del desarrollo urbano y la erosión. De manera similar, Bless (1977) encontró secciones cortas de fallas transcurrentes en la prolongación de la falla Huancarani, en una distancia de 5 km, y que presentan un ángulo de 30° respecto de la falla principal que hoy tampoco pueden observarse.

EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA

La parte NO de la falla ya no es visible como se ha mencionado antes. La primera evidencia de la falla es visible en el terreno del aeropuerto internacional de La Paz. En esta parte, la falla presenta un rechazo topográfico de ~30–50 cm con el bloque SO hundido. Mejor preservada se encuentra en el terreno del regimiento Ingavi. Aquí el rechazo de la falla es de 5,11 m. El escarpe tiene un ángulo de 15° en su parte inferior y de $< 7^{\circ}$ en su parte superior con un ancho del escarpe de 21 m (Figuras 5.2.2.4 y 5.2.2.5). En la excavación se observó que el bloque elevado ha sido llenado con 30 cm de escombros.

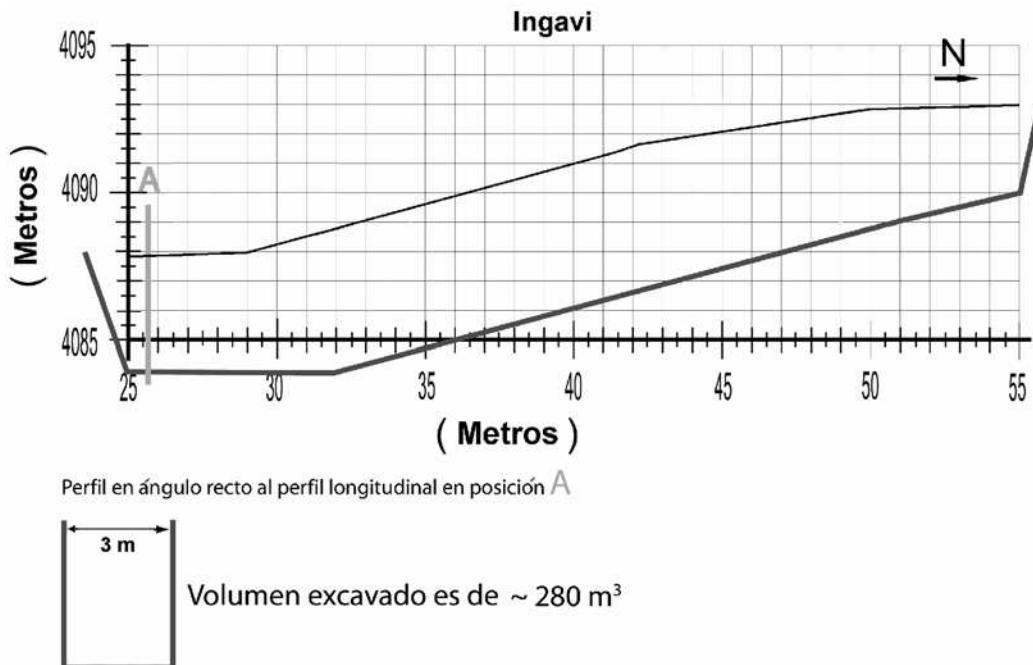


FIG. 5.2.2.4. Perfil de GPS diferencial del escarpe en el regimiento Ingavi, lugar donde se excavó una trinchera para estudio paleosísmológico.



FIG. 5.2.2.5. Escarpe de falla en predios del regimiento Ingavi, lugar donde se excavó una trinchera para estudio paleosísmológico (Foto: Caballero, 2006).

En la parte SE del sistema de fallas, éste se caracteriza por dos fallas que forman un horst que se agranda hacia el SE donde llega a un máximo de 2 km de ancho. La falla Huancarani es de menor expresión morfológica. Se evidencia únicamente en calles que la cruzan en dirección longitudinal donde presenta un rechazo topográfico entre 2,2 y 2,7 m. El ancho del escarpe varía entre 10 y 25 m con pendientes entre 20 y 5 grados, respectivamente.

En comparación, la falla Allpacoma, que forma el límite NE del horst, está más marcada. Hoy en día se evidencia únicamente en los últimos 1,5 km antes del borde del altiplano. En esta zona, forma un escarpe 7,8 a 11 m de alto. La pendiente del escarpe varía significantemente correspondiendo a una variación del ancho de ella. En zonas más empinadas, el escarpe tiene un ancho de 25 metros mientras éste llega en otras zonas a 32 m. El sector con más variación tiene una pendiente de 15° en la parte superior y una pendiente de 70° en la parte inferior (Fig. 5.2.2.6). Asimismo, en las fotos aéreas del año 1955 se evidencia que el escarpe es irregular y escalonado (Fig. 5.2.2.2) indicando que éste probablemente se formó por varias fallas paralelas con una distancia de pocos metros. En cualquier caso, hay que tomar en cuenta que la falla ha sido modificada por actividad humana en las últimas décadas.

OTRA INFORMACIÓN DE INTERÉS

El Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas (PMA: GCA) ha realizado un estudio paleosísmológico en el sistema de fallas El Alto (Ramírez *et al.*, 2007) y para esto se ha excavado dos trincheras: una en el terreno del regimiento Ingavi y la otra en la falla Huancarani, varios cientos metros del borde del Altiplano. De esta manera, en ambos sitios la falla buza hacia el SO. En

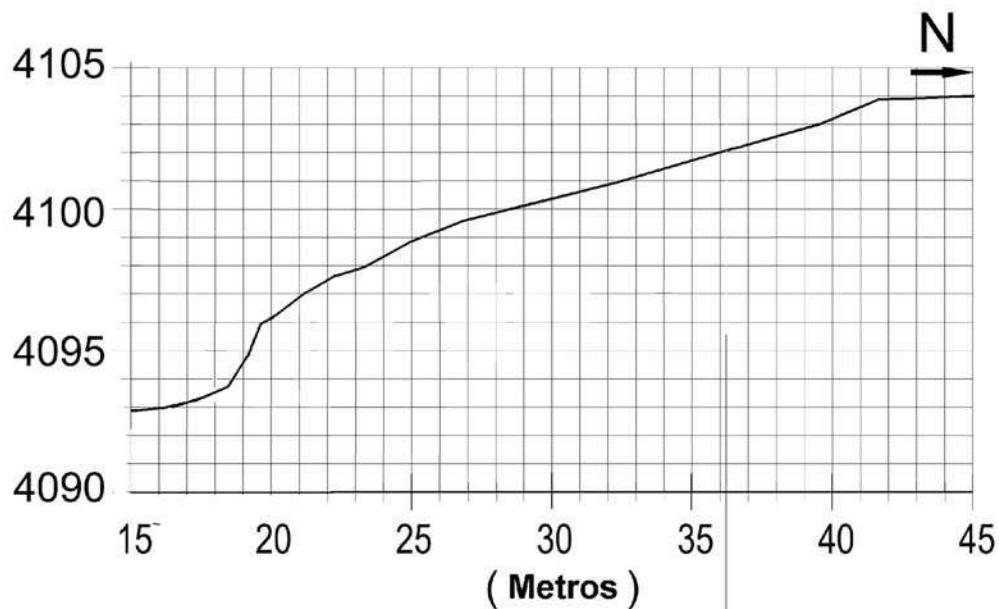


FIG. 5.2.2.6. Perfil GPS diferencial del escarpe de la falla Allpacoma.

ambas trincheras se evidenciaron dos fallas paralelas separadas por pocos metros. En el caso de la trinchera Ingavi, el escarpe topográfico no coincide con el trazo de la falla, indicando que el escarpe original formado por los movimientos tectónicos ha sido erosionado. En el caso de la trinchera en la falla Huancarani, la falla se encontró más al NE que el escarpe topográfico resultado de rellenos de la pendiente para estabilizar edificios cercanos a ésta (Fig. 5.2.2.7).

Las siguientes observaciones corresponden únicamente a la trinchera en el regimiento Ingavi:

Las dos fallas normales separan la ladera en tres bloques A, B y C (Fig. 5.2.2.8). La falla NNE que



FIG. 5.2.2.7. Escarpe de la falla Huancarani en la zona de Ludoteca (Foto: Terán, 2006).

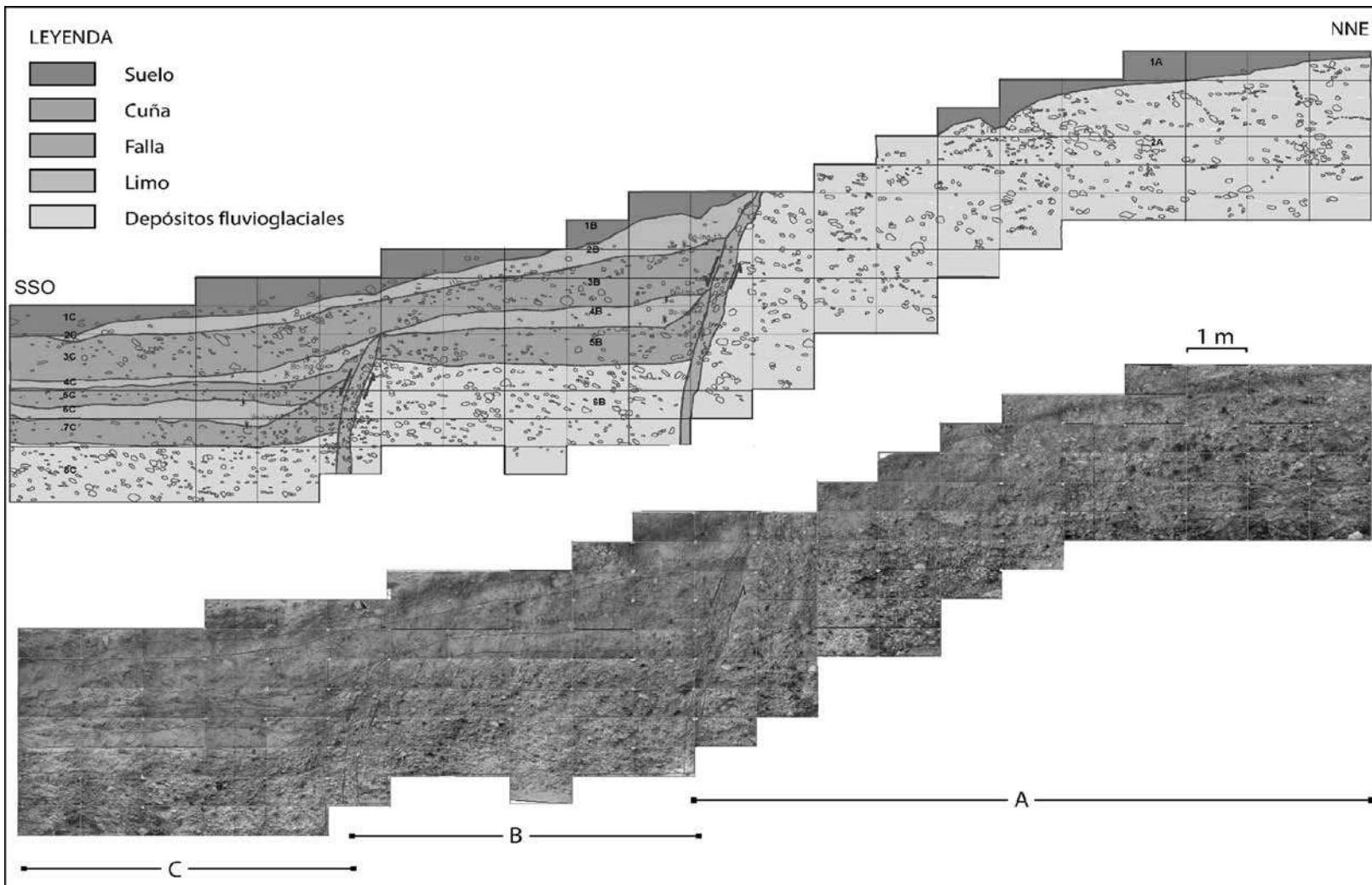


FIG. 5.2.2.8. Foto mosaico de la pared O de la trinchera en el regimiento Ingavi e interpretación estratigráfica de la trinchera que demuestra dos fallas normales separando la ladera en tres bloques (A, B y C). Las fallas están marcadas por una rotación de clastos y el contacto abrupto entre clastos horizontales y clastos inclinados (cuñas) cubiertas por limos sedimentados en aguas estancadas o por acción del viento. Los rechazos mínimos medidos en la trinchera varían entre >0,8 y >2,05 m que comparados con datos empíricos, corresponderían aproximadamente a sismos de magnitud ≥ 6.5 (Ramírez *et al.*, 2007). Comparando estos datos con la tasa de movimiento de la falla calculado por Lavenu *et al.* (2000) de 0,05 mm/a para el Cuaternario, se obtiene a una tasa de movimiento de $0,13 \pm 0,01$ mm/a para el final del Cuaternario, que sugiere una aceleración del movimiento en la falla.

define los bloques A y B se manifiesta en superficie como un escarpe marcado. La falla buza hacia el SSO. La dirección de la falla es N 61°O y su buzamiento 71°SO. La zona de falla es de un ancho de 0,3 m y se caracteriza por una anomalía de los bloques y clastos que se encuentran rotados con algunos verticales en relación a las estructuras sedimentarias primarias. La falla fue activada en tres ocasiones documentadas por los rechazos marcados con cuñas y cubiertos por sedimentos finos depositados en aguas estancadas o por viento. La suma de desplazamiento es de 5,3 metros. El desplazamiento de la falla es normal sin componente de rumbo como muestran las estrías perpendiculares al rumbo de la falla.

Por otra parte, la falla localizada hacia el SSO que demarca los bloques B y C, no aflora en superficie. Ella está cubierta por un depósito de cuña y niveles de materiales más finos, tiene un dirección N 55°O y una inclinación 72°SO y presenta una zona de 0,3 m de ancho con bloques y clastos rotados que se constituyen en evidencia de fallamiento. Esta falla fue activada dos veces con rechazos estratigráficos que suman 1,5 m.

Edades obtenidas por luminiscencia óptimamente estimulada de los materiales finos indican que la falla entre el bloque A y el bloque B falló antes de $53,9 \pm 5,1$; después de $44,1 \pm 5,0$ y $26,0 \pm 3,0$ y antes de $15,3 \pm 1,3$ ka (Ramírez et al., 2007). La Falla entre el bloque B y C estuvo activa por primera vez antes de $37,8 \pm 5,6$ ka. La misma falla se reactivó con posterioridad a los $46,4 \pm 4,8$ ka y antes de los $32,3 \pm 4,3$ ka. La última activación que experimentó esta falla fue entre $32,3 \pm 4,3$ y $26,0 \pm 3,0$ ka. Estas edades permiten interpretar dos posibilidades diferentes de la historia sísmica indicando un mínimo de cuatro y un máximo de cinco eventos.

REFERENCIAS

- Barazangi, M.; Isacks, B. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, Vol. 4, p. 686–692.
- Blès, J.L. 1977. Neotectónica y sismicidad de la región de La Paz. Informe geológico, Honorable Alcaldía Municipal de La Paz. No. 7, 37 p. y 3 anexos.
- Blès, J.L.; Goguel, J.; Lavenu, A.; Masure, P. 1980. Néotectonique et séismicité du site de La Paz (Bolivia): un exemple de failles récentes sans trace de séismicité historique; conséquences pour le développement urbain. *Bulletin du B.R.G.M. sección, IV* (2): 109–117.
- Dobrovolny, E. 1962. Geología del Valle de La Paz. Departamento Nacional de Geología, La Paz – Bolivia, No. 3, esp. 153 p.
- Lavenu, A. 1977. Neotectónica de los sedimentos pliocuaternarios de la cuenca de La Paz (Bolivia). *Revista de Geociencias, UMSA*, 1, (1): 31–56.
- Lavenu, A., Mercier, J.-C. 1991. Évolution du régime tectonique de l'Altiplano et de la Cordillère orientale de Andes de Bolivie du Miocène supérieur à l'Actuel. Un effet des forces de gravité et de forces aux limites. *Geodynamique*, 6, (1) : 21–55.
- Lavenu, A.; Bonhomme, M.G.; Vatin-Perigot, N.; Depachere, P. 1989. Neogene magmatism in the Bolivian Andes between 16°S an 18°S: Stratigraphy and K/Ar geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 2, (1): 35–47.
- Lavenu, A.; Thiele, R.; Machette, M.N.; Dart, R.L.; Bradley, L.A.; Haller, K.M. 2000. Maps and Database of Quaternary Faults in Bolivia and Chile. USGS – ILP, Open-File Report, p. 00-283.
- Ramírez, V.; Terán, N.; López, S.; Valencia, J.; Cazas, A.; Quenta, G.; Minaya, E.; González, M.; Chirinos, C.; Cano, W.; Ávila, G.; Hermanns, R.; Clague, J.; Cerritos, O. 2007. Informe Preliminar de la paleosismicidad del Sistema de la Falla El Alto. El Alto, Bolivia. Informe técnico Alcaldía Municipal El Alto. 33 p.

5.2.3 FALLA ALTO PEÑAS (BO-04)

Estela Minaya¹, Guido Ávila¹, César Chirinos¹ y Magaly González¹

(1) *Observatorio San Calixto, La Paz Bolivia. oscdrake@entelnet.bo*

MARCO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

La Falla Alto Peñas, denominada informalmente como Falla Este de Peñas por Lavenu *et al.* (2000), es una falla normal y está ubicada en el piedemonte SO de la Cordillera Oriental. El punto de observación de la falla se encuentra en las coordenadas de 68°25'37.98"S y 16°09'59.13"E (Fig.5.2.3.1).

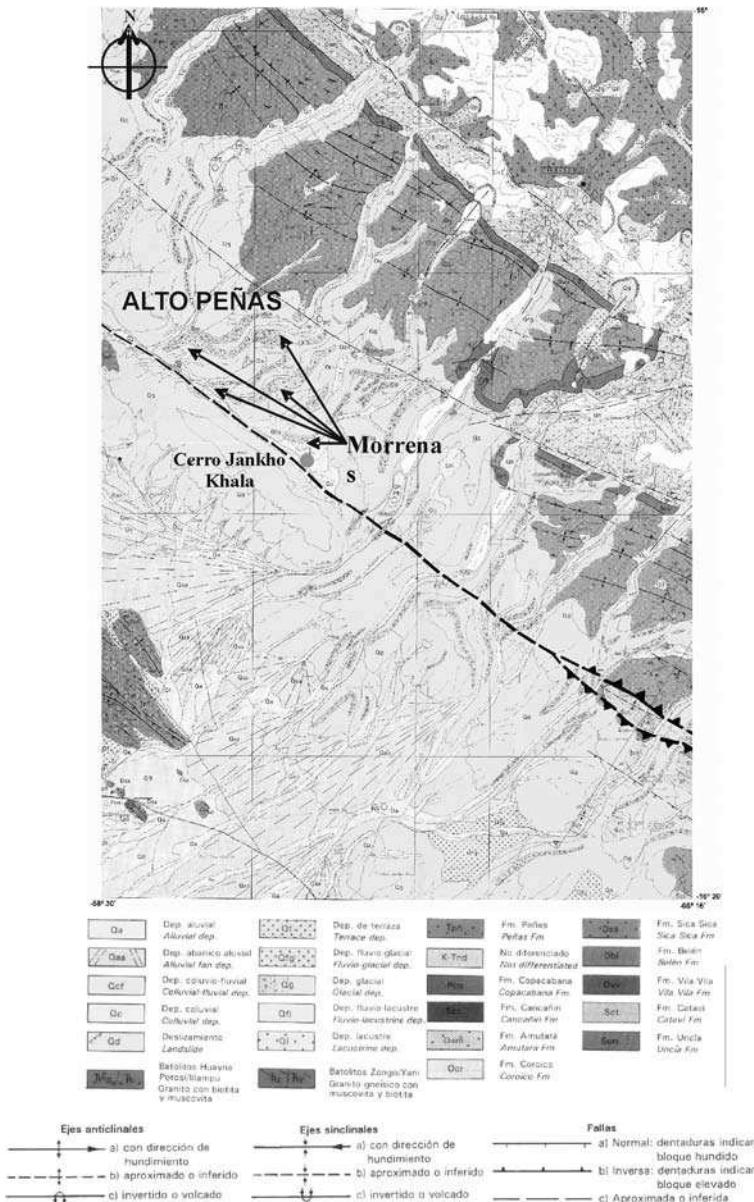


FIG. 5.2.3.1. Ubicación de la falla Alto Peñas y su entorno geológico (Fernández y Thompson, 1995). Se indica punto de observación de la falla.

El piedemonte andino en el área se caracteriza por rasgos geomorfológicos resultantes de la actividad glaciar. Se trata de valles en 'U' en cuyos fondos yacen lagos y morrenas, siendo destacables las morrenas laterales por sus grandes longitudes. Sobre un zócalo paleozoico yacen depósitos de till del Cuaternario antiguo aflorantes en el Cerro Jankho Khala, que fueron cortados por la Falla Alto Peñas. Posteriormente, el till de la glaciación Choqueyapu, fechado con ^{14}C en 35.620 ± 500 años BP y 17.370 ± 120 años BP (Argollo, en Lavenu, 1995), se acomodó al nuevo relieve posfallamiento.

TIPOS DE ESTUDIOS REALIZADOS

La estructura fue estudiada por Lavenu (1978) como parte del estudio de la tectónica y neotectónica del Altiplano y Cordillera Oriental de los Andes. Asimismo, fue estudiada dentro del relevamiento de la hoja geológica Milluni por Fernández y Thompson (1995).

CARACTERÍSTICAS DE LA ESTRUCTURA

De acuerdo a la descripción de Lavenu (1978) y Lavenu *et al.* (2000) esta estructura es una falla normal que afecta a depósitos de till pleistocenos. La falla es paralela al borde de la Cordillera Oriental (Fig. 5.2.3.1) y se la puede seguir, aunque de manera discontinua, a lo largo de 40 km. Tiene un azimut de 125° y su plano de inclinación es de 70° hacia el NE. Lavenu *et al.* (2000) mencionan, además, fallas antitéticas más pequeñas con buzamiento al SO.

EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA

La expresión geomorfológica más importante es el escarpe de falla erosionado, con un rechazo de aproximadamente 200 m marcado en el till (post 1,6 Ma.). Sobre el bloque que descendió, se aprecian morrenas de la glaciación Choqueyapu que se ajustaron al nuevo relieve posfalla (Figs. 5.2.3.2 y 5.2.3.3). Una reactivación reciente afectó las morrenas Choqueyapu datadas entre 16 ka y más de 40 ka (Lavenu, *et al.*, 2000).



FIG. 5.2.3.2. Fotografía aérea mostrando la traza rectilínea de la Falla Alto Peñas. Escala: 1:100.000.

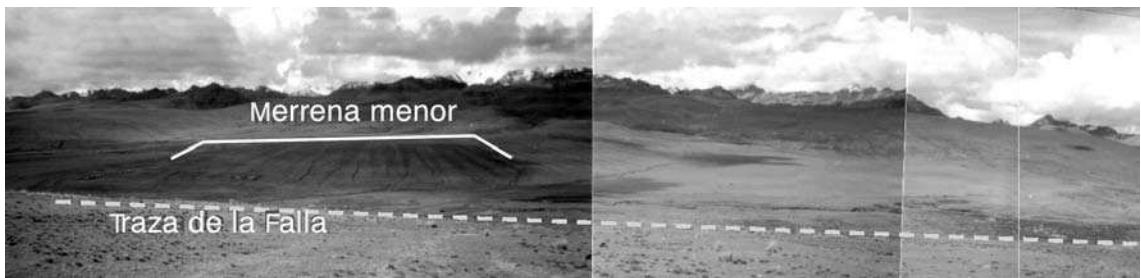


FIG. 5.2.3.3. Fotografía tomada desde el sur de la traza de falla de Alto Peñas (Foto: Chirinos, 2007).

REFERENCIAS

- Fernández, S.; Thompson, C. 1995. Carta Geológica de Bolivia: Hoja Milluni (5945) (esc. 1: 100 000). Publicación SGB Serie I-CGB-34. Servicio Geológico de Bolivia y SGAB Internacional AB-Suecia.
- Lavenu, A. 1978. Etude tectonique et néotectonique de L'Altiplano et de la Cordillère orientale des Andes boliviennes. Travaux et Documents microfichés, ORSTOM, 28 : 420 p. Paris,
- Lavenu, A. 1995. Geodinámica Plio-Cuaternaria en los Andes centrales: El Altiplano Norte de Bolivia. Revista Técnica de YPFB 16 (1): 79–76. Cochabamba
- Lavenu, A.; Thiele, R.; Machette, M.; Dart, R.; Bradley, L.; Haller, K. 2000. Mapa y base de datos de fallas cuaternarias en Bolivia y Chile. United State Geological Survey, Open-File Report, 00-283: 46 p.

5.2.4 FALLA SAN FRANCISCO, BOLIVIA (BO-13)

Eddy Baldellón¹ y Víctor Ramírez¹

(1) *Servicio Nacional de Geología y Técnico de Minas, La Paz Bolivia. eddygbp@yahoo.com
victoramirezf@yahoo.es*

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

La Falla San Francisco es una falla normal ubicada en el Altiplano sur de Bolivia, a los 67°28' O y 21°25'S. El área se caracteriza por un zócalo constituido por rocas ordovícicas y silúricas, a las cuales suprayacen sedimentitas pertenecientes al Cretácico. La pila sedimentaria culmina con depósitos cenozoicos constituidos por *red beds* paleógenos. Asimismo, se evidencia un magmatismo calcoalcalino representado por coladas de lava, domos, diques y flujos piroclásticos de composición andesítica básica a riolítica.

Los rasgos estructurales más antiguos se atribuyen a la fase oclólica del Ordovícico Superior mientras deformaciones posteriores corresponderían a la tectónica andina, caracterizada por fallas inversas y transcurrentes activas en el Paleógeno y Neógeno. La actividad neotectónica se evidencia tanto por 1) el desarrollo de lineamientos asociados a la actividad ígnea efusiva reciente y cuerpos volcánicos monogénicos y 2) por la presencia de fallas normales y sismicidad relacionada. Recientemente, se ha identificado en la misma región (67°37'12" y 21°23'56"), en la carretera nueva que conecta la mina San Cristóbal y Estación Avaroa, a 1 km al SO de Villa Alota, un enjambre de fallas normales con rechazos de 0,4 m, que afectan a la formación Chupu Waykho de edad miocena superior. Estas fallas no tienen expresión geomorfológica en la superficie del terreno.

TIPOS DE ESTUDIOS REALIZADOS

La Falla San Francisco ha sido reconocida a través de trabajos de campo por Baldellón (1995) y Baldellón y Ramírez (2007).

CARACTERÍSTICAS DE LA ESTRUCTURA

La Falla San Francisco tiene una longitud de 5 km (Fig. 5.2.4.1), presenta una zona de cizalla de 10 m de ancho, los planos principales tienen un azimut medio de 70°, buzan 67°SE y el ángulo de las estrías del plano de falla está entre 80°–90°E. El rechazo antiguo tiene entre 10 y 50 m. El rechazo en depósitos coluviales es de 1,2 m (Fig. 5.2.4.2). La falla tuvo una primera actividad presumiblemente durante el Plio-Pleistoceno que afectó a piroclastos del Neógeno Superior y a los depósitos piroclásticos y epiclásticos de edad mio-pliocena. Como se observa en la figura 5.2.4.2, se han formado una fracturas conjugadas de 30° con respecto del plano de falla principal. Esta falla ha formado una zona de fracturas de hasta unos 100 m de ancho, las que han sido alteradas hidrotermalmente y mineralizadas mientras que una reactivación de la falla afectó inclusive a depósitos coluviales recientes. Como se observa en la figura 5.2.4.2, el bloque ha desplazado los depósitos piroclásticos y el de la izquierda está alterado hidrotermalmente mientras el de la derecha no presenta alteración. Sobre la cabeza de la persona se observa la fractura que afecta a los depósitos coluviales que cubren esta zona de falla.

EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA

La estructura se manifiesta a través de un escarpe de falla que, en algunos segmentos a lo largo de la traza, coincide con la pendiente de la serranía. La falla aflora por más de 4 km y está parcialmente sellada por los depósitos recientes, aunque se observa su escarpe en las quebradas que cortan transversalmente

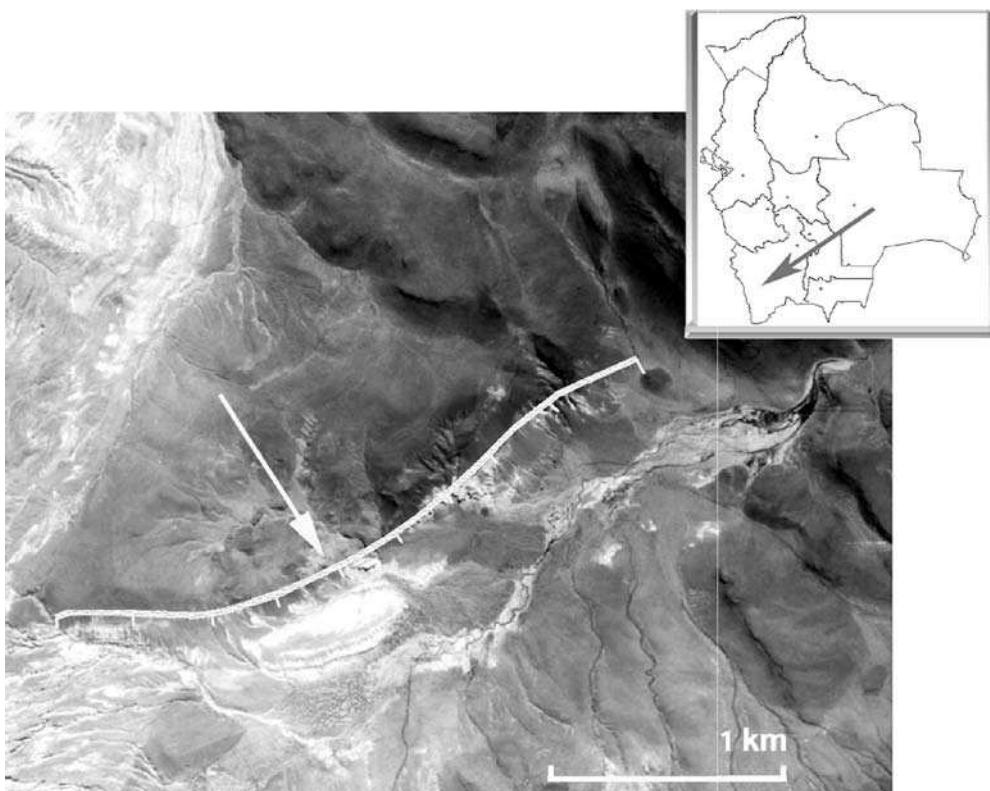


FIG. 5.2.4.1. Fotografía aérea que permite apreciar el escarpe de la Falla San Francisco.



FIG. 5.2.4.2. Falla San Francisco afectando a tobas miocenas y a depósitos coluviales recientes. (Foto: Ramírez, 2007).

a ésta. A veces es más visible la falla principal, de edad mio-pliocena, al haberse realizado labores mineras a lo largo de sus fracturas conjugadas, mientras que la falla reciente está expuesta solamente cuando la erosión ha profundizado lo suficiente para exponer el coluvio fracturado y desplazado. (Figs. 5.2.4.1 y 5.2.4.3).



FIG. 5.2.4.3. Escarpe de la falla San Francisco en el río del mismo nombre, donde el bloque de tobas blanquecinas es el bloque superior que ha descendido (Foto: Baldellón, 2007).

REFERENCIAS

- Baldellón, E. 1995. Geología y etapas de deformación de la zona de Serranía de las Minas. Tesis de grado UMSA: 159 p.
Baldellón E.; Ramírez V. 2007. Falla San Francisco. Informe interno SERGEOTECMIN: 4 p.

5.2.5 FALLA DE CHAQUILBAMBA (PE-04)

José Macharé¹, Carlos L. Benavente¹, Laurence Audin²

(1) *Instituto Geológico Minero Metalúrgico, Lima, Peru.* jmachare@ingemmet.gob.pe

cbenavente@ingemmet.gob.pe

(2) *Institut de Recherche pour le Développement, Casilla 18-1209, Lima 18, Peru.*

laurence.audin@ird.fr

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

La Falla de Chaquilbamba se ubica en el departamento de Cajamarca, al norte de la localidad de Chaquilbamba y al este de Marcabal, entre 78°5'W–77°45'W de longitud y 7°25'S–7°45'S de latitud sur. Por lo tanto, está situada en la Cordillera Occidental, al SE de la deflexión de Cajamarca, entre los 3720 m y 3815 m de altitud (Fig.5.2.5.1).

Argumentos geológicos y geomorfológicos indican que esta falla fue activa durante el Holoceno, evidenciado por la presencia de morrenas glaciares recientes (11.000 BP) afectadas por la falla.

La cinemática de la falla sobre planos mayores y cantes estriados muestra un esfuerzo extensional con una dirección N-S (Bellier *et al.*, 1989).

La actividad de la falla activa Chaquilbamba se desarrolló en varios episodios de deformación y el último podría corresponder a la crisis sísmica del mes de Abril de 1937 (Silgado, 1978; Huaco, 1986).

TIPOS DE ESTUDIOS REALIZADOS

A la fecha se ha realizado cartografiado geomorfológico de detalle, análisis morfológico y tectónico del escarpe de falla, estudio morfológico y microtectónico del espejo de falla en ambas partes de la trinchera excavada perpendicularmente al escarpe, así como también estudios sismológicos.

CARACTERÍSTICAS DE LA ESTRUCTURA

La falla Chaquilbamba tiene una longitud de aproximadamente 2 km y afecta la superficie con desplazamiento vertical de 8 a 10 m, presenta una orientación N150° a N160° y un buzamiento entre 60° y 65° hacia el OSO. La cinemática de esta falla es normal, con una componente transcurrente sinestral (Bellier *et al.*, 1989).

EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA

La falla corta la topografía actual, constituida de un glacis de erosión que afecta las series mesozoidas y por morrenas glaciares atribuidas a las últimas glaciaciones (Fig. 5.2.5.2). Presenta una morfología típica de falla normal con un salto vertical de hasta 10 m entre las crestas morrénicas. El primer segmento de 1 km de largo corta a tres sistemas de cordones morrénicos y el segundo, de 500 metros, afecta al glacis más reciente (Bellier *et al.*, 1989).

El escarpe de la falla de Chalquibamba está constituido por una cara libre y un talud de escombros, los dos bien conservados. La cara libre tiene una altura que varía entre 0,80 metros y 1,10 metros y un buzamiento entre 72°SO y 78°SO, mientras el talud de escombros tiene de 3 a 5,5 metros y un buzamiento de 30°O (Fig. 5.2.5.3). El talud de escombros presenta ruptura de pendiente, lo cual evidencia una reactivación de la falla (Fig. 5.2.5.4).

La actividad de la falla durante el Holoceno se demuestra por la presencia de morrenas glaciares frescas cortadas por la ella. Estas morrenas son muy poco consolidadas en profundidad y no han sido degradadas por la erosión. Muy probablemente, pertenecen a la ultima glaciación de hace 11.000 años

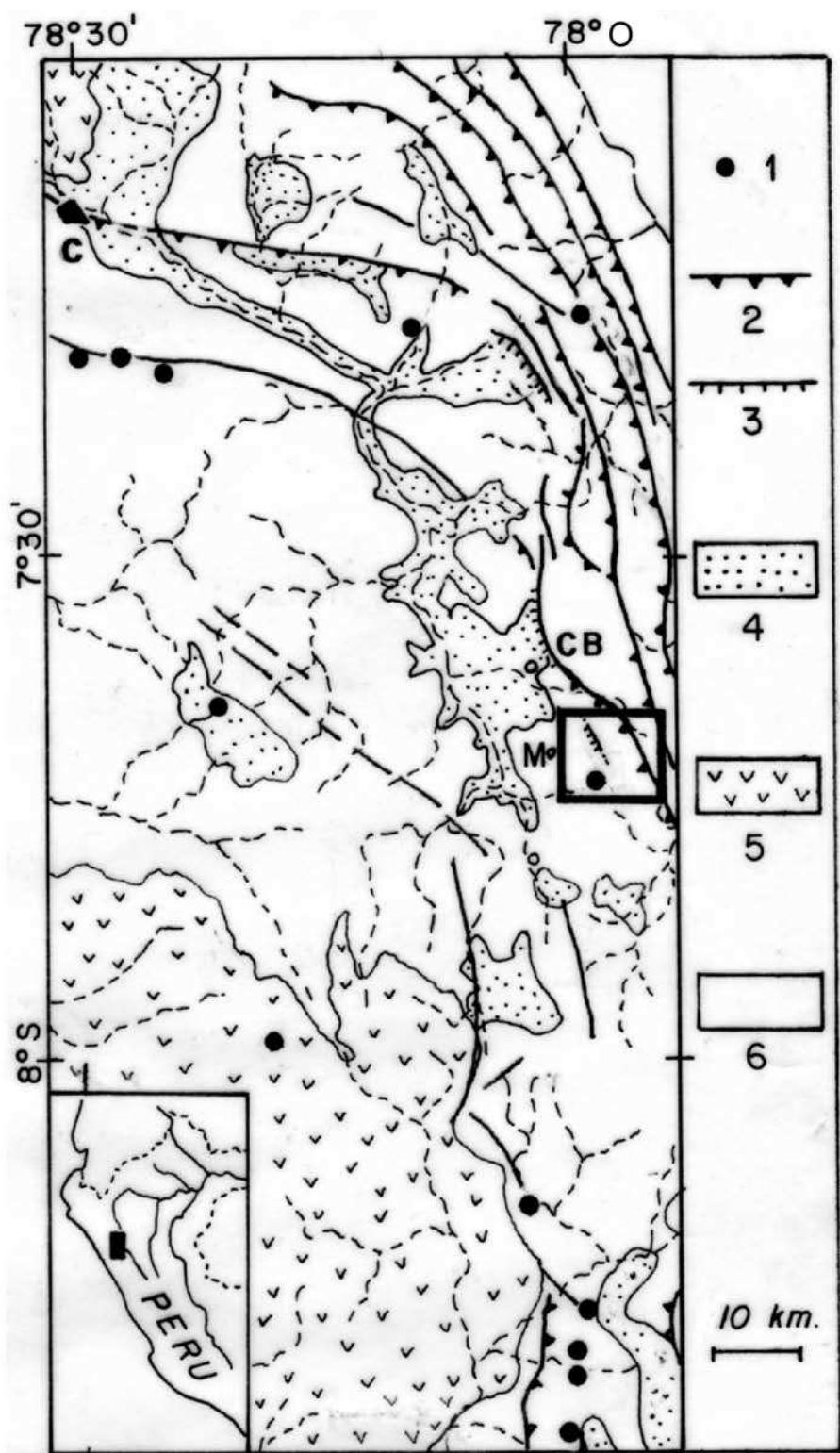


FIG. 5.2.5.1. Esquema estructural regional. 1: Sismos superficiales; 2: Cabalgamientos y escamas del Marañon; 3: Fallas normales cenozoicas; 4: Relleno sedimentario cenozoico; C: Cajamarca; CB: Cajabamba; M: Marcabal. (Tomado de Bellier *et al.*, 1989).

BP (Mercer, 1983). Por lo tanto, la última reactivación de la falla Chalquibamba sería más reciente, lo cual la define como una falla con actividad holocena.

OTRA INFORMACIÓN DE INTERÉS

Bellier *et al.* (1989) realizaron una trinchera de 3,50 m de largo y 2,50 m de profundidad (Fig. 5.2.5.5), la cual fue cavada perpendicularmente a la falla (Fig. 5.2.5.6). En ésta observaron cuñas coluviales

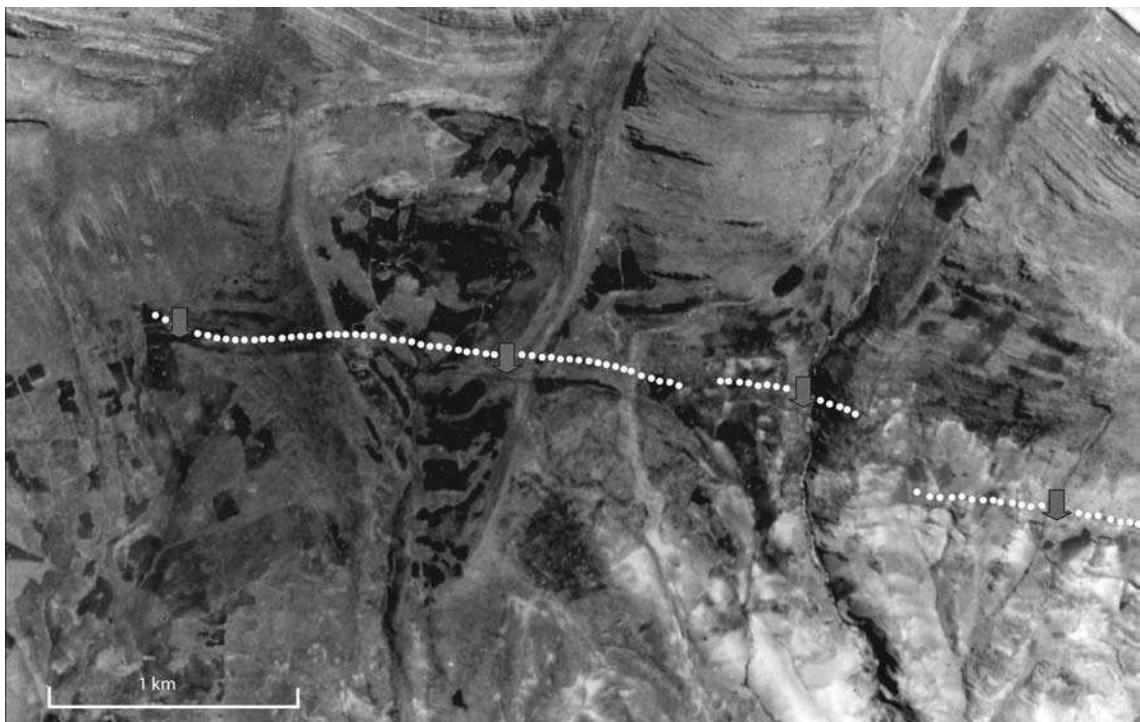


FIG. 5.2.5.2. Fotografía aérea donde se observa el trazo de la falla Chalquibamba afectando morrenas holocenas (Tomada de Macharé, 1989).



FIG. 5.2.5.3. Fotografía de campo que muestra una vista frontal del escarpe de falla de Chalquibamba, la altura del escarpe es de aproximadamente 1,5 m.

(*coluvial wedges*) y detritos (*debris*) a lo largo y al pie del plano de falla principal. Este segmento afecta a una morrena y se nota, al pie de la cara libre, un micrograbén sellado por suelo.

El 8 y el 17 de abril de 1937 se registraron dos sismos que destruyeron algunas casas de adobe (Silgado, 1978). Sus focos estuvieron localizados a 5,5 km al SSE de la falla Chalquibamba, a profundidades respectivas de 10 y 20 km (Instituto Geofísico del Perú, 1986). Es probable que los últimos movimientos registrados por la Falla de Chalquibamba hayan sido generados por estos sismos.



FIG. 5.2.5.4. Fotografía de campo del escarpe de la falla de Chaquilbamba, de 80 cm de altura.

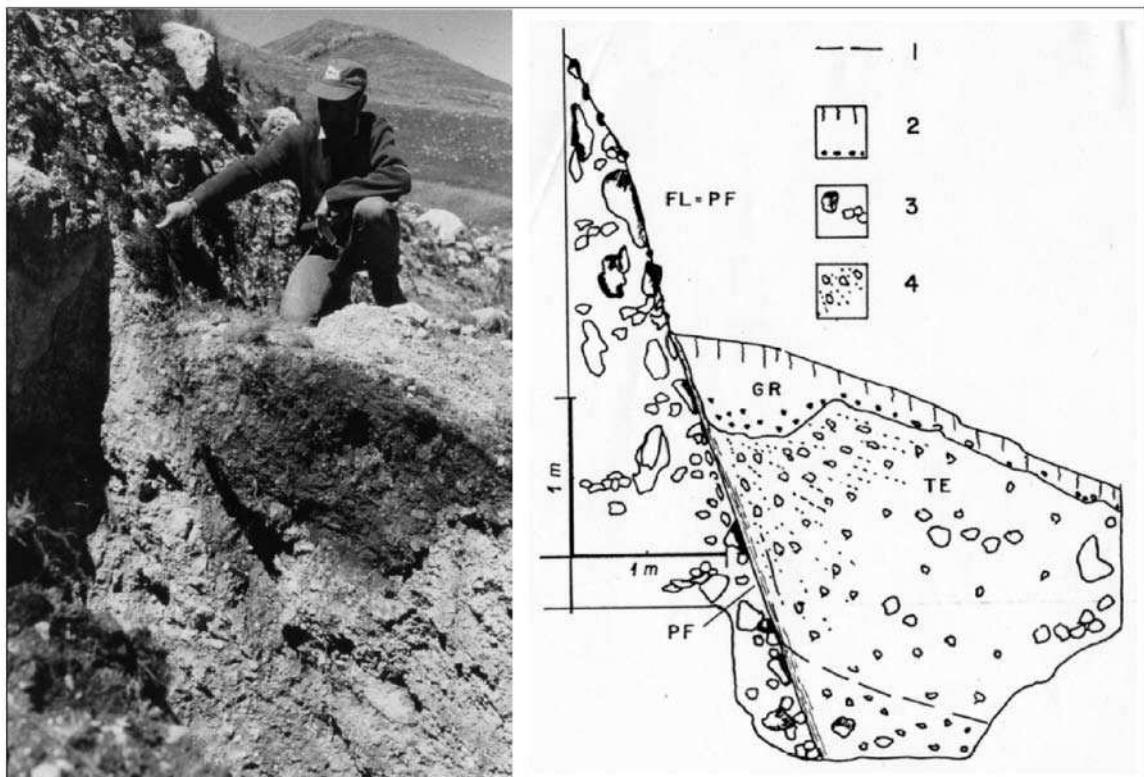


FIG. 5.2.5.5. Fotografía y levantamiento de la trinchera. GR: Graben; PF: Espejo de falla; 1: límite probable de talud de escombros/morrena; 2: Suelo reciente; 3: morrena; 4: talud de escombros (figura tomada de Bellier *et al.*, 1989).

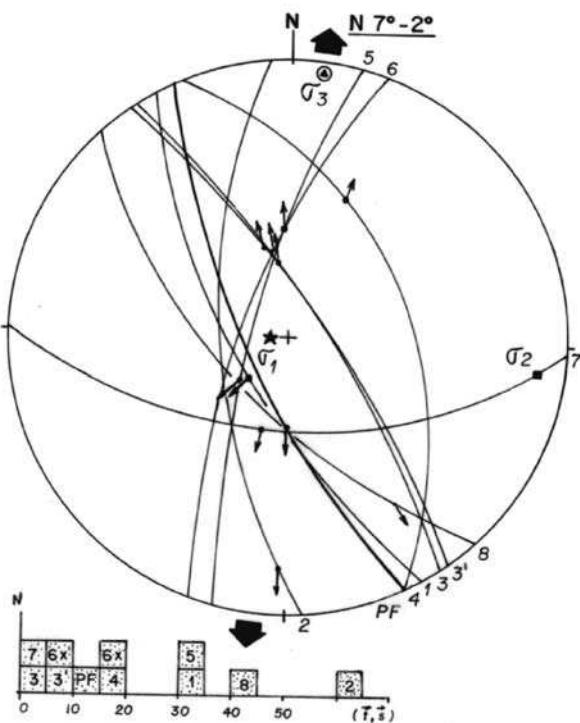


FIG. 5.2.5.6. Proyección de las medidas de falla sobre este reograma de Wulff (proyección en el hemisferio inferior, e histograma de las diferencias t,s (estría calculada/estría medida), que derivan del cálculo del tensor desviador de los esfuerzos. Los ejes principales del tensor de esfuerzos ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) son indicados.

REFERENCIAS

- Bellier O. ; Macharé J.; Sebrier M. 1989. Extensión actual del norte Perú: estudio de la falla activa de Chalquibamba (Norte del Departamento de la libertad – Perú). Sociedad Geológica del Perú. Boletín, Vol. 80, p. 1–12.
- Huaco D. 1986. Catálogo sísmico del Perú 1500–1982. Instituto Geofísico del Perú, Proyecto SISRA. 62p.
- Mercer, J. H. 1983. Cenozoic glaciation in the southern hemisphere. Annual Reviews in Earth and Planetary Science. 11: 99–132.
- Sebrier M.; Huaman D.; Blanc J.; Macharé J.; Bonnot D.; Cabrera J. 1982. Observaciones acerca de la neotectónica del Perú. Informe proyecto SISRA. Centro Regional de Sismología para América del Sur - CERESIS – LIMA (Perú), 107 p.
- Silgado E. 1978. Historia de los sismos más notables en el Perú (1513–1974). Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Boletín, No. 3: 1.

5.2.6 FALLA CHOLOLO (PE-42)

Laurence Audin¹, Carlos L. Benavente², José Macharé²

(1) *Institut de Recherche pour le Développement, Casilla 18-1209, Lima 18, Peru.*

laurence.audin@ird.fr

(2) *Instituto Geológico Minero Metalúrgico, Peru. cbenavente@ingemmet.gob.pe*

jmachare@ingemmet.gob.pe

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

El sistema de fallas de Chololo pertenece al sistema de fallas costeras de la cordillera, en el antearco meridional. El área de estudio se extiende al este de la ciudad de Ilo a una distancia de 100 km a lo largo de la costa y del interior del continente (Figs. 5.2.6.1 y 5.2.6.2).

Los movimientos sismotectónicos en el área costera peruana son controlados en gran parte por la subducción de la placa de Nazca bajo la placa sudamericana.

El clima hiperárido en el área preserva la morfología regional y permite identificar numerosos marcadores geomorfológicos a lo largo de la traza de falla (Fenton *et al.*, 1995).

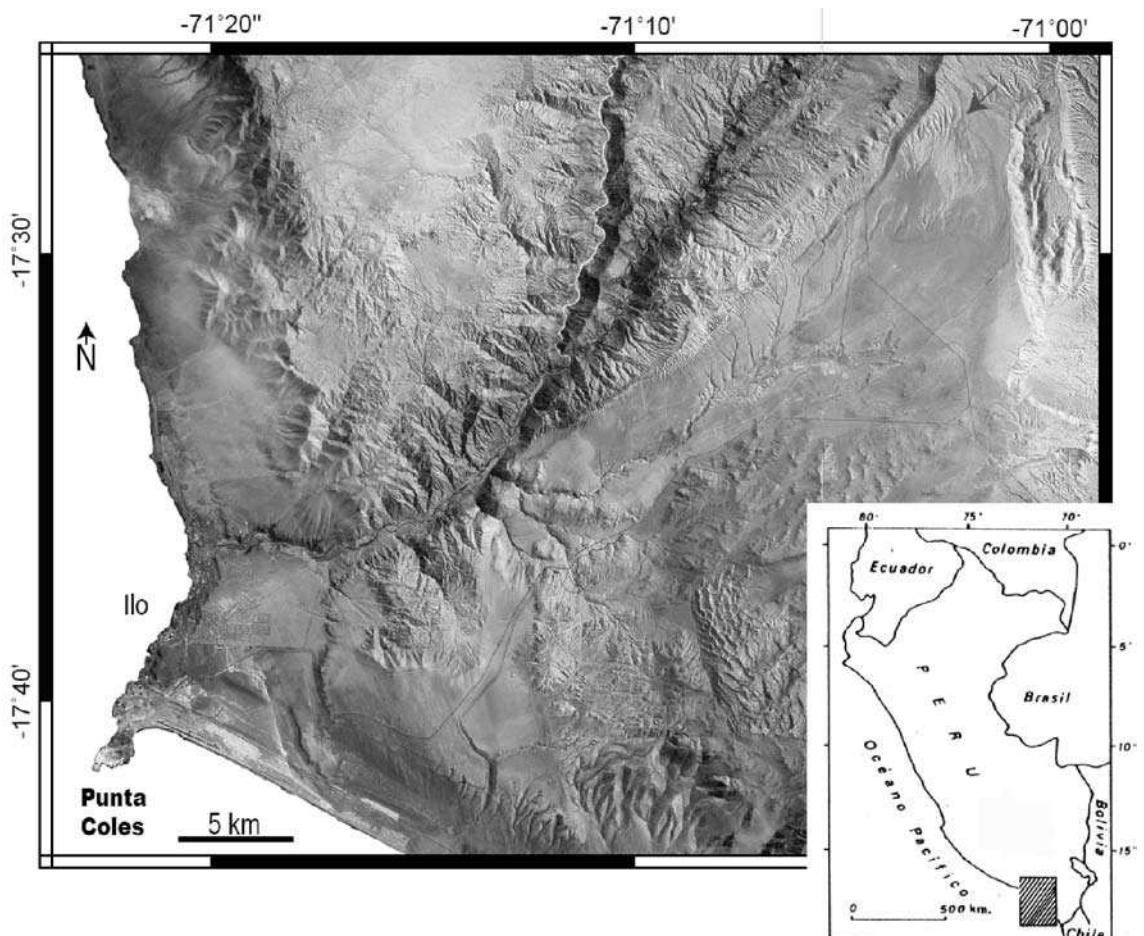


FIG. 5.2.6.1. Imagen Landsat de la región de Ilo y del sistema de fallas Chololo, indicado por flechas en sus extremos.

TIPOS DE ESTUDIOS REALIZADOS

A la fecha se ha realizado fotointerpretación de detalle a lo largo de escarpes recientes, perfiles de GPS cinemático para topografía fina, estudio de la sismicidad cortical y cálculo de mecanismos focales.

CARACTERÍSTICAS DE LA ESTRUCTURA

El sistema de fallas de Chololo está constituido por fallas normales con componente sinestral, con pliegues secundarios asociados en el tramo norte, orientados N55°E. Esta falla es de alto ángulo, casi vertical, con rumbo 50° a 60° SE y se extiende por una longitud aproximada de 40 km. Los escarpes son de edad holocena.

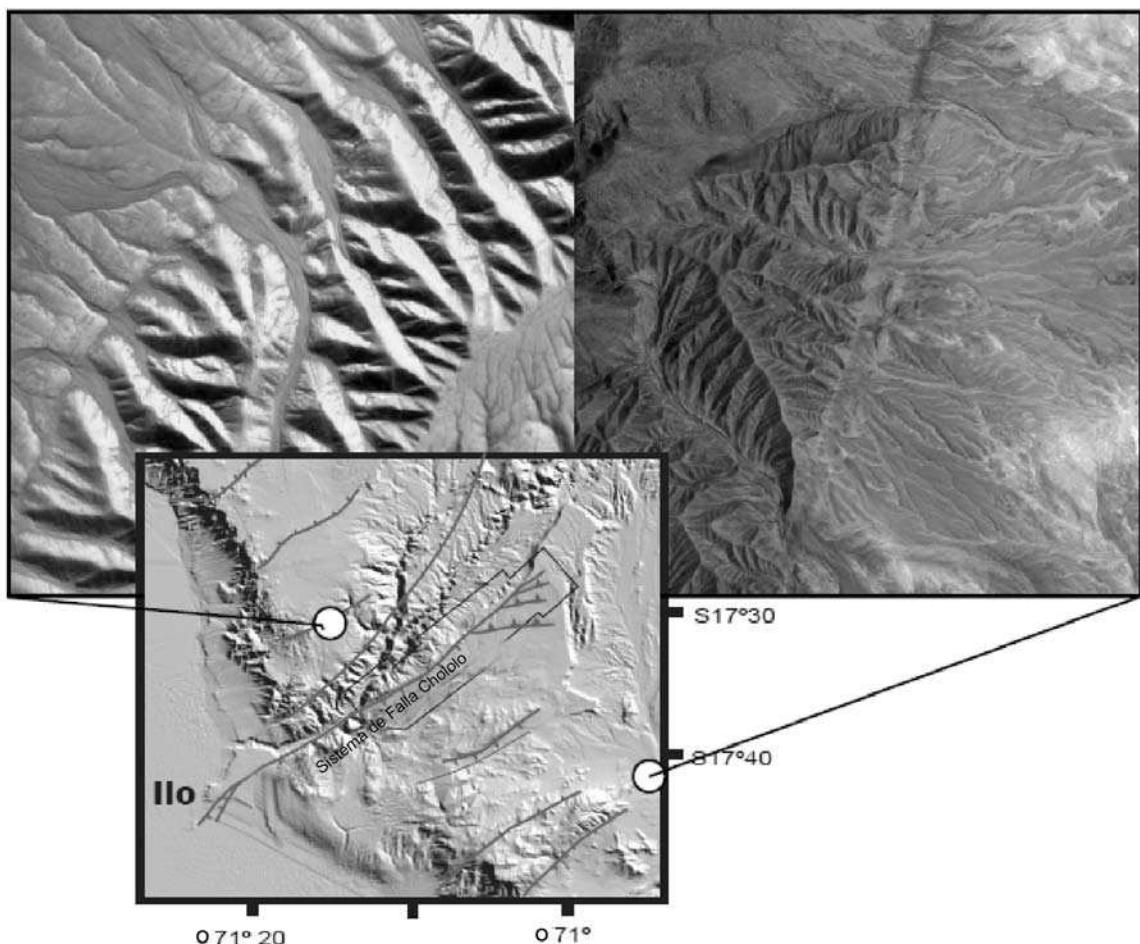


FIG. 5.2.6.2. Foto aérea que muestra los segmentos norte y sur del sistema de fallas Chololo, donde se puede observar que la traza de falla corta abanicos aluviales recientes, demostrando la actividad cuaternaria de estas fallas.

EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA

El sistema de fallas de Chololo presenta una longitud aproximada de 40 km desde Punta Coles hasta el valle de Moquegua (Fig. 5.2.6.3). El sistema consiste en segmentos paralelos de 100 m, al norte de la Ciudad de Ilo (Audin et al., en prensa). La falla afecta a depósitos cuaternarios recientes (Holoceno), así

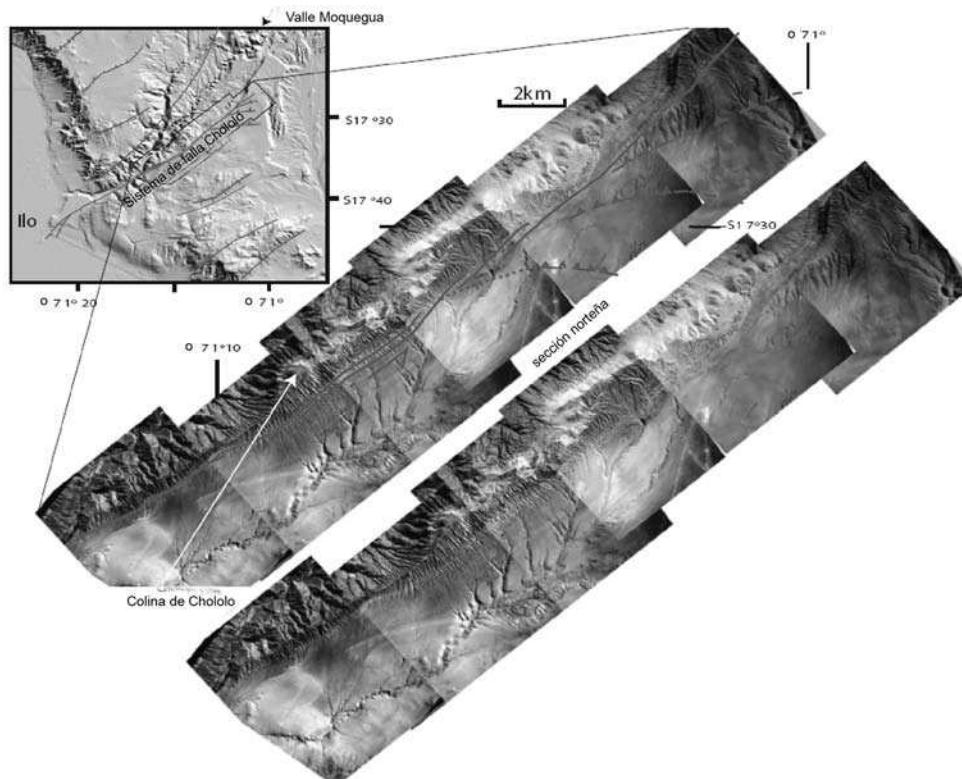


FIG. 5.2.6.3. MDT derivado de datos SRTM. Imagen aérea sin interpretación y con interpretación. Nótese que la traza de la falla es perpendicular a la fosa de subducción.

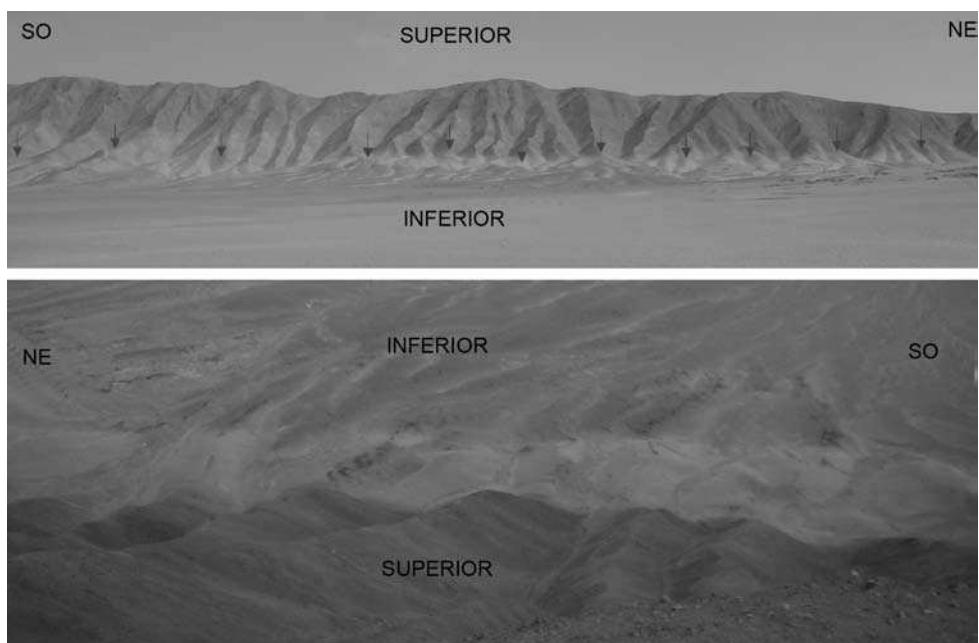


FIG. 5.2.6.4. Fotos de campo a lo largo de un segmento de falla. En la foto superior se observa facetas triangulares indicando la posición del escarpe de la falla. En la foto inferior se observa algunas desviaciones de los drenajes.

como también a la red de drenaje donde los cauces son desplazados con un movimiento transcurrente sinestral (Fig. 5.2.6.4).

Depósitos aluviales recientes y depósitos eólicos se interestratifican a lo largo de la traza de falla. En un perfil transversal a un escarpe secundario se observó cenizas volcánicas asociadas a la última erupción del Huaynaputina (Ceniza gris fina típica de la erupción de 1600 AD; Fig. 5.2.6.5).

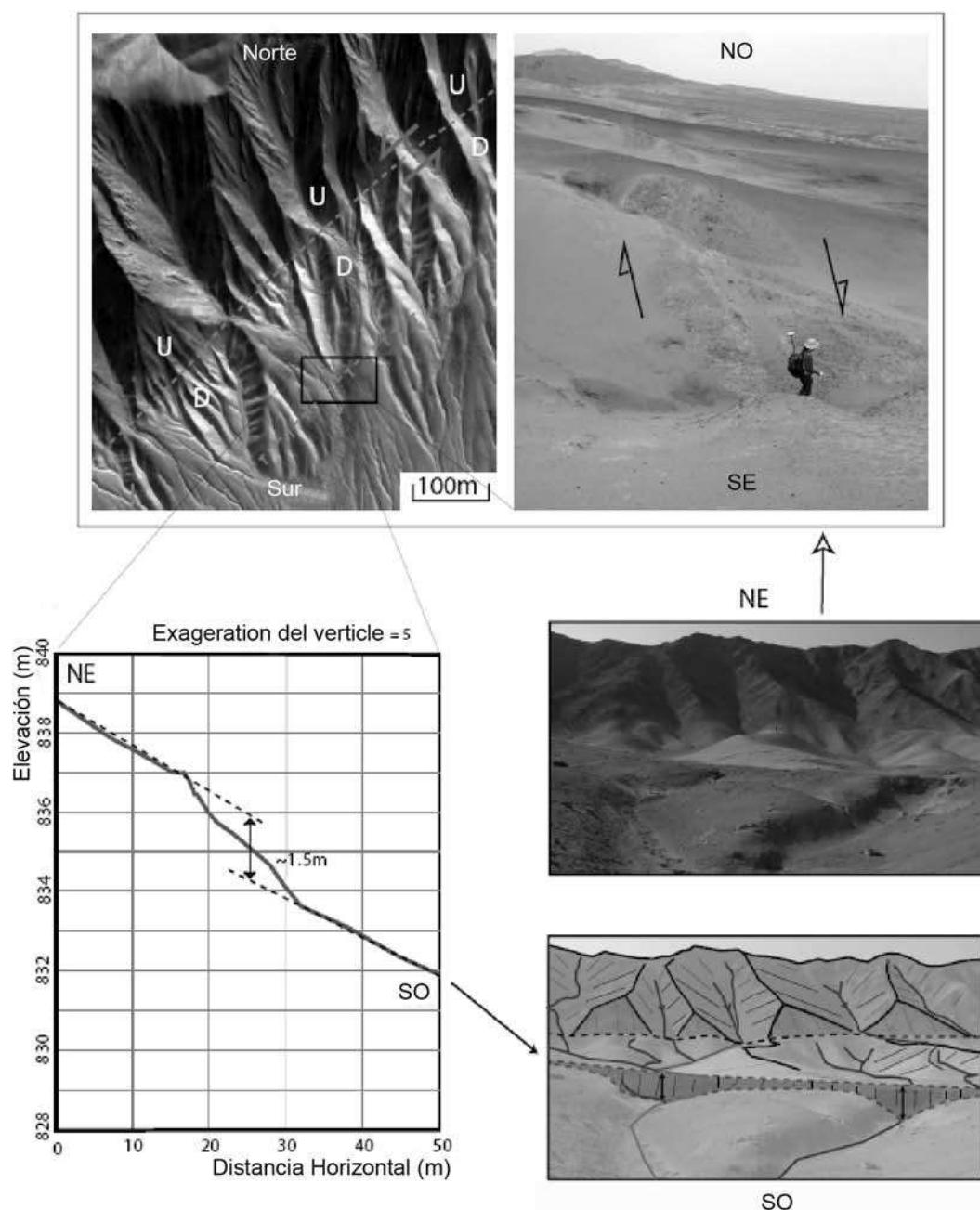


FIG. 5.2.6.5. Foto aérea con ubicación del sitio del perfil topográfico a través del sistema secundario de la falla. Foto de campo de la misma zona hacia el NO, a lo largo del rumbo de la falla, donde se observa el escarpe detrás del hombre. El perfil topográfico se realizó con GPS cinemático.

El sistema de falla de Chololo consiste en varios segmentos. El segmento más antiguo presenta un movimiento transcurrente sinistral y los segmentos más pequeños muestran principalmente movimientos normales (descienden con respecto al valle).

Por otra parte, el análisis de fotografías aéreas permitió identificar los segmentos de la falla y un estudio detallado de las alineaciones de las crestas da una idea del desplazamiento horizontal sinistral (Fig. 5.2.6.6).

El sistema de fallas corta y reorganiza el drenaje. En la figura 5.2.6.7 se presenta una reconstrucción de la topografía con base en los cauces de los ríos, crestas de las montañas y las vertientes de los valles.

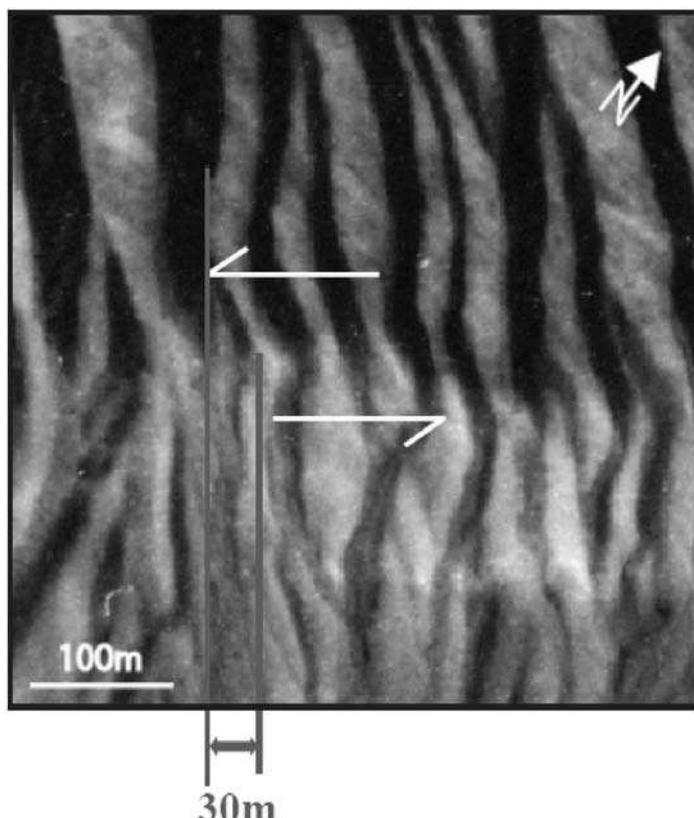


FIG. 5.2.6.6. La desviación de los cauces de los ríos permite estimar un valor mínimo del movimiento transcurrente sinistral a lo largo de la traza de la falla.

OTRA INFORMACIÓN DE INTERÉS

David *et al.* (2004), en un estudio detallado, presentan resultados obtenidos de un reconocimiento *in situ* y con el apoyo de imágenes de satélite, de las principales fallas recientes presentes en la región sur. La sismicidad intracontinental ha sido evaluada y analizada mediante el uso de una red sísmica temporal durante dos meses. Se ha identificado la presencia de trazas de falla recientes con diferente orientación. La microsismicidad registrada está presente a lo largo de la falla Incapuquio formando varias agrupaciones. Sobre el resto de las fallas la sismicidad es muy dispersa.

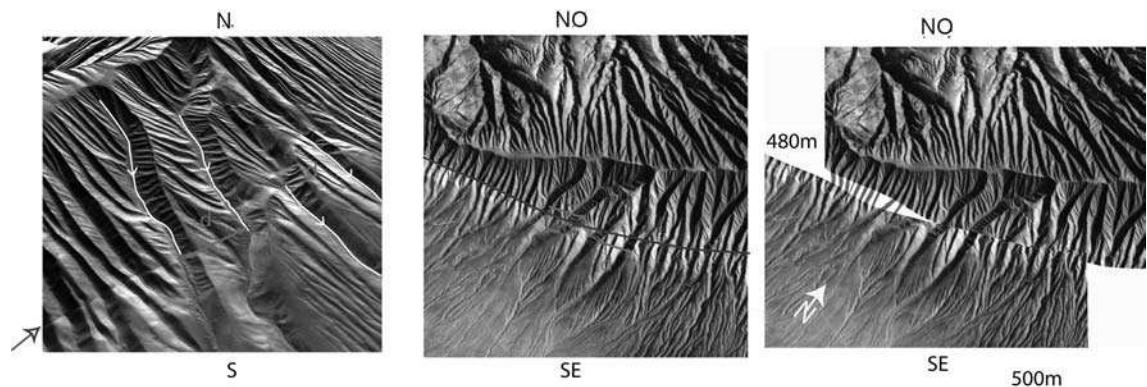


FIG. 5.2.6.7. Cauces de orientación NO-SE, crestas y abanicos aluviales desalineados. En particular, dos valles mayores están desplazados por la falla principal con un movimiento sinestral (ver flechas). La reconstrucción propuesta sugiere un movimiento extensional NO-SE en la estructura principal que permite un movimiento lateral izquierdo importante a lo largo de la falla principal.

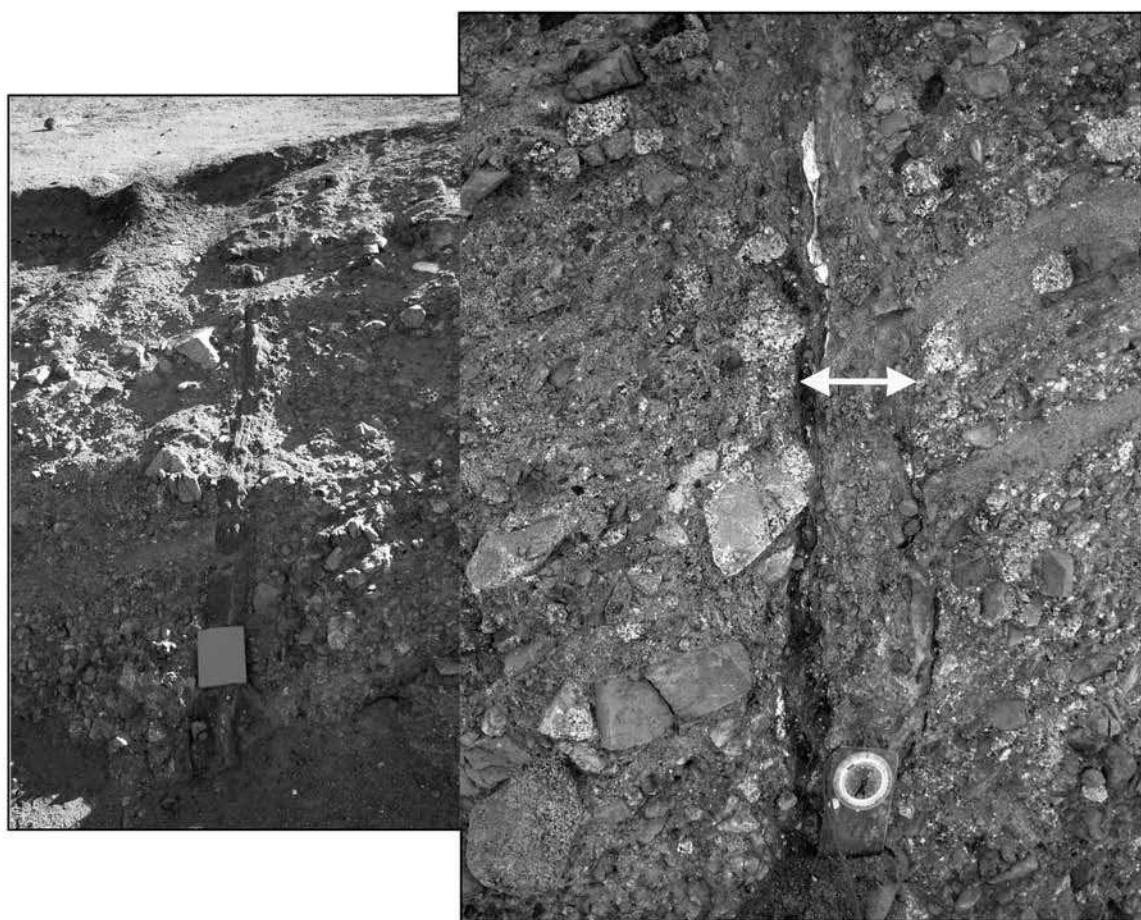


FIG. 5.2.6.8. Evidencia de campo de la extensión a lo largo de la falla principal donde se observa una brecha de falla.

REFERENCIAS

- Audin L.; Lacan P.; Tavera H.; Bondoux F. (in press). Upper plate deformation and seismic barrier in front of the Nazca subduction zone: The Chololo Fault system, crustal seismicity and geomorphic evidences of active tectonics along the Coastal Cordillera, southern Peru. *Tectonophysics*, Special Volume, in press.
- David C.; Audin L.; Comte D.; Tavera H.; Héral G. 2004. Sismicidad Cortical y Fallas recientes em el Sur del Perú. XII Congreso Peruano de Geología. Resúmenes extendidos. Sociedad Geologica del Perú, p. 2901.
- Fenton C.; Wong I.; Bott J. 1995. Seismic and volcanic hazard evaluation, Quebrada Honda Tailiing Impoundment- Appendix 5A: Oakland, CA. Unpublished prepared for Southern Perú Copper Corporation, 51 p., 7 tables, 9 figuras, y 4 planos.

5.2.7 FALLA DE TAMBOMACHAY (PE-13A)

Laurence Audin¹, Carlos L. Benavente², José Macharé²

(1) Institut de Recherche pour le Développement, Casilla 18-1209, Lima 18, Peru.

laurence.audin@ird.fr

(2) Instituto Geológico Minero Metalúrgico, Peru. *cbenavente@ingemmet.gob.pe*

jmachare@ingemmet.gob.pe

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

El departamento de Cusco presenta un sistema de fallas activas de 100 km de longitud y 10 km de ancho, aproximadamente, al cual pertenece la Falla de Tambomachay (Fig.5.2.7.1). Esta falla resulta de una tectónica cenozoica polifásica con evidencias de movimientos anteriores inversos y de rumbo, a lo que debe su traza lineal (Gregory, 1916; Cabrera, 1988). El sistema de fallas Tambomachay se ubica a una altura media de 3.500 m, al norte de la ciudad del Cusco, limitando al norte la cuenca homónima, la cual está rellena en parte por depósitos continentales (lacustres-fluviales) del Cuaternario.

Estas fallas presentan escarpes con alturas máximas de 600 m, producto de la acumulación de los saltos verticales durante el Cuaternario. Los escarpes recientes con una altura promedio de 2 m y una altura máxima de 20 m, están localizadas al pie de los escarpes de actividad holocena (Cabrera, 1988).

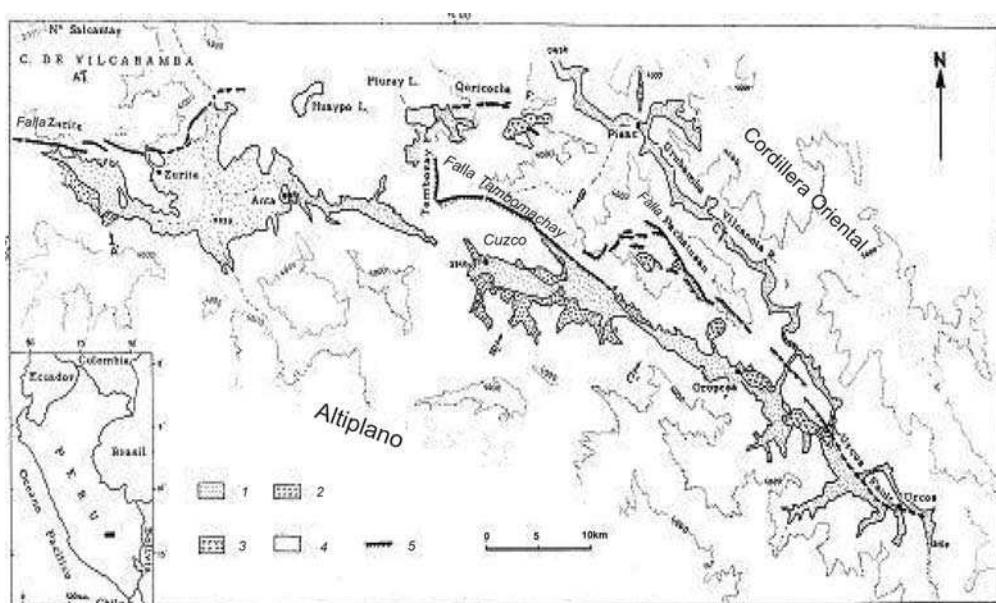


FIG. 5.2.7.1. Mapa regional de las fallas activas normales del Cusco. 1: Pleistoceno Medio-Superior y depósitos del Holoceno; 2: Depósitos del Pleistoceno temprano; 3: Centros volcánicos Plio-cuaternarios; 4: Formaciones Pre-Cuaternario y 5: Falla normal activa.

Los movimientos cuaternarios, normales, produjeron un escarpe con buzamiento al sur, de aproximadamente 400 m de altura con facetas triangulares (Fig. 5.2.7.2). Movimientos extensionales recientes han producido escarpes discontinuos, con desplazamientos verticales de 2 a 4 m en la terminación oeste del sistema de fallas.

Generalmente, los escarpes separan el basamento (Grupo Capas Rojas del Cretácico Superior-Terciario inferior) de los abanicos aluviales cuaternarios (Gregory, 1916; Marocco, 1977).

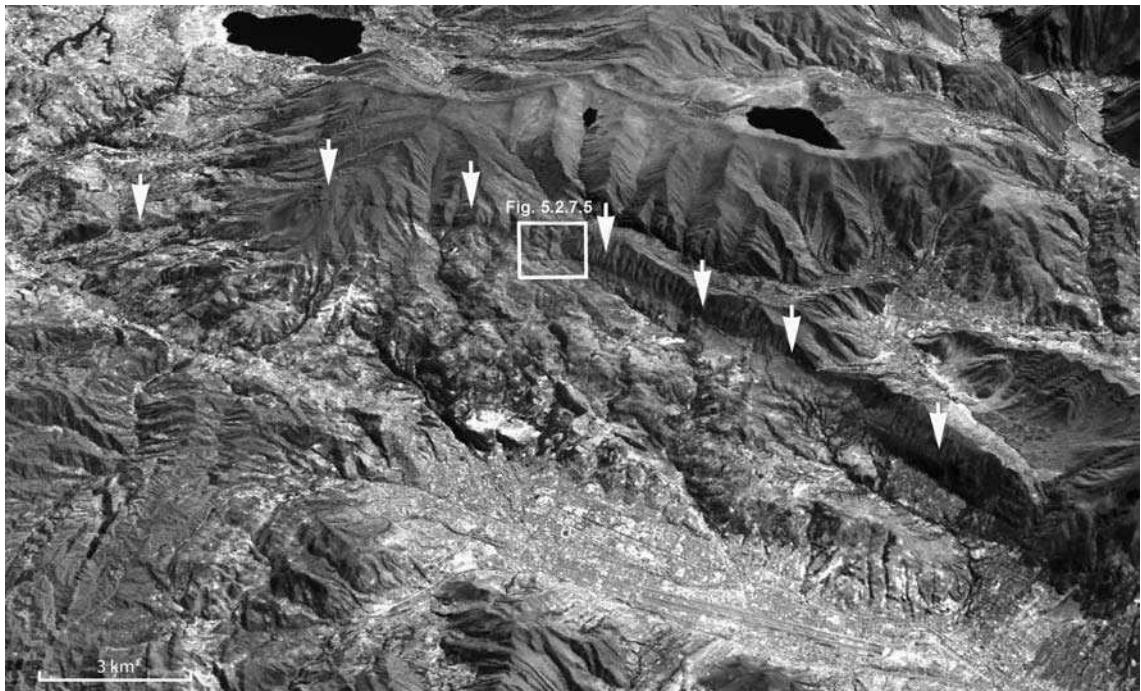


FIG. 5.2.7.2. Imagen ASTER, vista en 3D, con superposición de MDT (SRTM), donde las flechas indican los escarpes más recientes que marcan el pie del relieve a lo largo de la Falla de Tambomachay. El cuadro indica la ubicación de las fotos de campo mostradas posteriormente.

TIPOS DE ESTUDIOS REALIZADOS

A la fecha se ha realizado fotointerpretación, cartografiado geomorfológico detallado, análisis morfológico y tectónico del escarpe de falla, estudio microtectónico, estudios paleosismológicos y estudios sismológicos.

CARACTERÍSTICAS DE LA ESTRUCTURA

La falla de Tambomachay se ubica en el borde norte de la ciudad del Cusco, ocupando una longitud aproximada de 17,5 kilómetros. La falla tiene una tendencia E-O, pero hacia el este cambia a rumbo NO-SE, estando su buzamiento comprendido entre 60° y 70° al sur. La cinemática de esta falla es normal con un salto vertical máximo de 4 m (Cabrera, 1988).

El sistema presenta en su extremo oeste un cambio brusco de dirección N-S dando lugar a la Falla Tamboray.

EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA

Cabrera (1988) presenta argumentos a favor de una reactivación holocena de los segmentos de esta falla (Fig. 5.2.7.3). Entre ellos, desplazamientos dentro de los depósitos lacustres de la formación San Sebastián (pleistocena) así como también deslizamientos de gran magnitud originados por reactivaciones de esta falla (Fig. 5.2.7.3).

En los sitios donde los escarpes cruzan los ríos, se puede reconocer valles en 'V', que demuestran un movimiento vertical reciente a lo largo de esa falla. En el extremo SE los escarpes desaparecen progresivamente dentro de los abanicos aluviales del Grupo San Jerónimo, pero al NO, se encuentran con el segmento de la Falla Tamboray de dirección N-S.

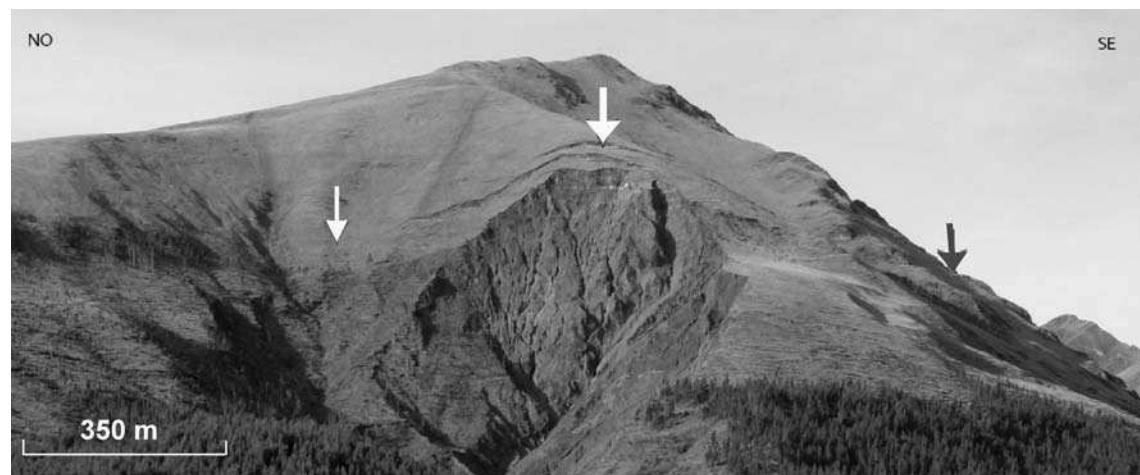


FIG. 5.2.7.3. Vista hacia el N de la Falla de Tambomachay desde la carretera a Cusco. Nótese el escarpe que sigue del NO al SE, de varios metros de alto, delineado por las flechas gruesas. El deslizamiento se ubica justo en la traza de falla.

Medidas de estrías y estudios microtectónicos determinan una extensión N-S a lo largo de todo el sistema de falla (ver Figura 5.2.7.4, Cabrera *et al.*, 1987). Dos o tres generaciones de estrías permiten confirmar la ocurrencia de varios eventos durante el Cuaternario.

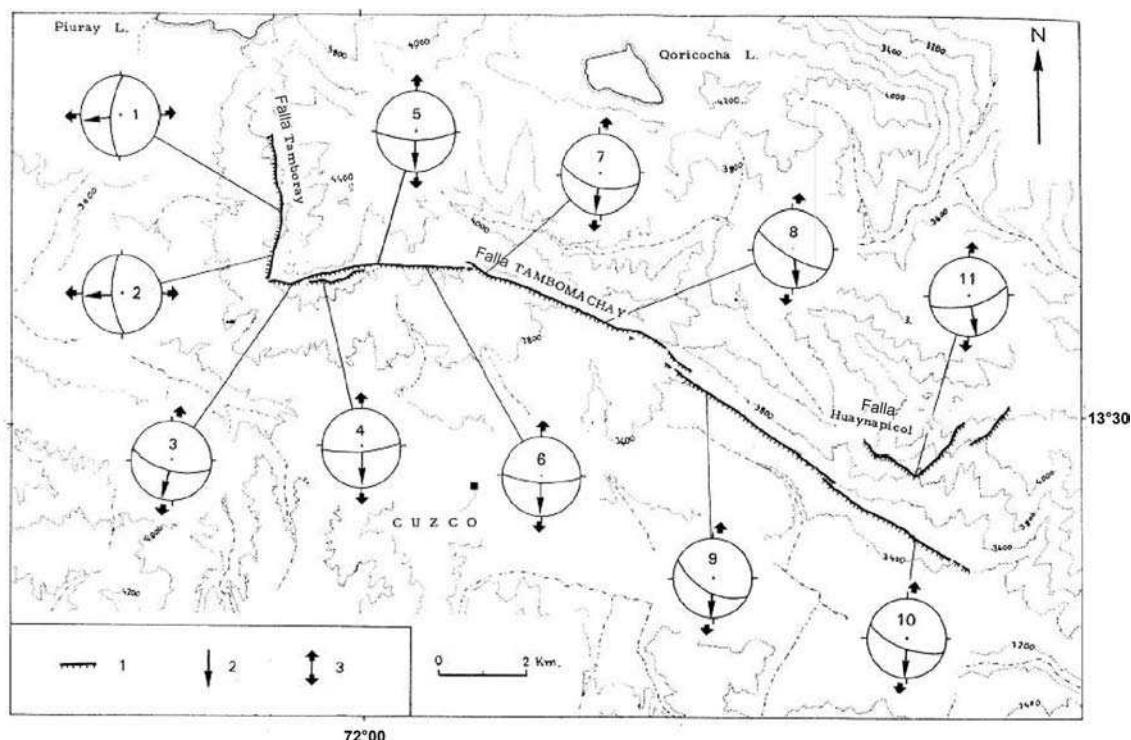


FIG. 5.2.7.4. Mapa de los vectores de desplazamiento de los planos de falla de la región del Cusco y principal dirección de extensión deducida del análisis estructural de las fallas activas normales. 1: falla normal activa; 2: principal vector de desplazamiento; 3: dirección de extensión. (Tomado de Cabrera, 1989).

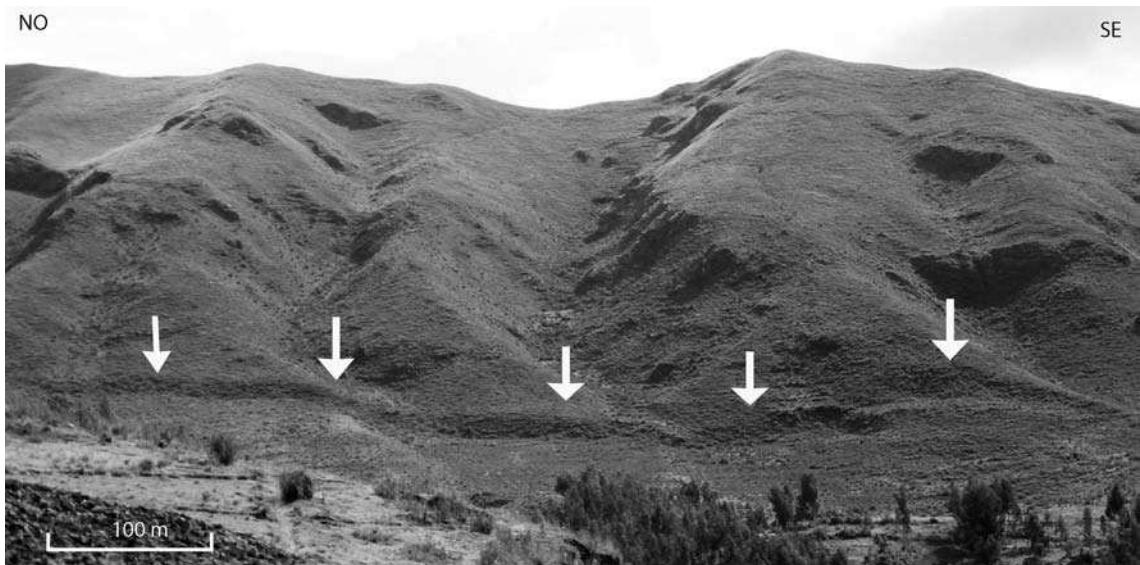


FIG. 5.2.7.5. Vista hacia el norte (carretera Cusco-Tambomachay) de la Falla de Tambomachay. Obsérvese el escarpe de varios metros de alto que se extiende al pie de la ladera, indicado por las flechas, al igual que la forma en 'V' de los valles a nivel del escarpe.

OTRA INFORMACIÓN DE INTERÉS

Varios movimientos tectónicos afectaron principalmente el borde septentrional de la cuenca creando así diversas estructuras: fallas normales, inversas y flexuras.

La principal estructura compresiva es la flexura de San Sebastián, además de un sistema de fallas inversas de orientación E-O con planos que buzan hacia el sur y al norte. Las estructuras extensivas están conformadas por pequeñas fallas normales centimétricas a métricas, siendo la Falla de Tambomachay el accidente mayor que bordea la parte norte de la cuenca (Huamán, 1987)

El estudio microtectónico revela cuatro episodios de deformación:

- Un episodio compresivo de dirección N-S, de edad estimada Pleistoceno inferior.
- Un episodio compresivo con acortamiento E-O, atribuido al Pleistoceno Inferior-Medio.
- Un episodio extensivo de dirección E-O, probablemente de edad Pleistoceno Medio-Superior.
- Un episodio extensivo con un eje de alargamiento N-S (Holoceno-actual)

El 5 de abril de 1986 se registró un sismo de magnitud mb 5,4. Observaciones geológicas han revelado la reactivación de la Falla Qoricocha y la Falla de Tambomachay. En efecto, de acuerdo a las características sismológicas, la repartición espacial de las réplicas y distribución de las intensidades, la liberación de la energía sísmica es superficial y muy probablemente proviene de esas estructuras.

El grado de peligro sismotectónico para la ciudad del Cusco es elevado, por la presencia de fallas activas y la abundante actividad histórica (Huamán, 1987). La sismicidad está asociada con deslizamientos (Fig. 5.2.7.4), ubicados exactamente sobre la traza de falla. Se han realizado trincheras que muestran varias cuñas coluviales (*coluvial wedges*) y detritos (*debris*) a lo largo y a la pie del plano de falla principal, siendo evidencias de diferentes eventos identificados en cada trinchera.

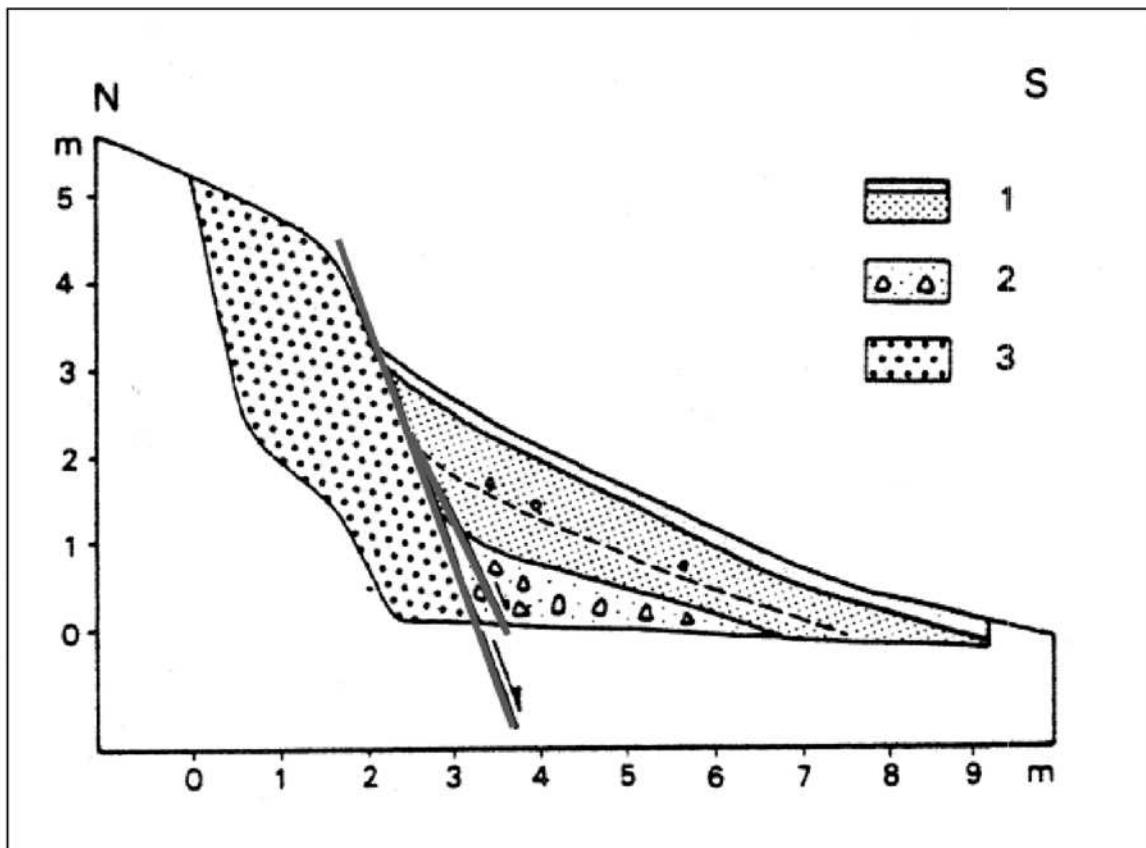


FIG. 5.2.7.6. Trinchera a través de la Falla de Tambomachay. 1: Depósitos de suelos recientes. 2: Debris slope. 3: Depósitos fluvioglaciales y aluviales (según Cabrera, 1988).

REFERENCIAS

- Cabrera J.; Sèbrier M.; Mercier L. 1987. Active normal faulting in the High Plateaus of Central Andes: The Cusco region (Perú). *Ann. Tectonicae*, 1, (2): 116–138.
- Cabrera J. 1988. Néotectonique et sismotectonique dans la cordillère Andine au niveau du changement de géométrie de la subduction: La Région de Cuzco (Pérou). Thesis, University of Paris-Sud, Orsay, p. 268.
- Cabrera, J.; Sebrier, M.; Mercier, J. 1991. Plio-Quaternary geodynamic evolution of a segment of the Peruvian Andean Cordillera located above the change in the subduction geometry: the Cuzco region. *Tectonophysics*, 190, (2): 331–362.
- Gregory, H.E. 1916. A geologic reconnaissance of the Cuzco valley, Peru. *American Journal of Science*, 37: 289–298.
- Huamán, D. 1987. Aspectos sismotectónicos del sismo del Cusco del 5 de Abril de 1986. VI Congreso peruano de geología: resúmenes, Sociedad geológica del Perú, p. 49.
- Marocco, R. and García-Zabaleta, F. 1974. Estudio geológico de la región entre Cuzco y Machu Picchu. *El Ingeniero Geólogo*, Lima, 16: 9–35.
- Sebrier M.; Huaman D.; Blanc J.; Macharé J.; Bonnot D.; Cabrera J. Observaciones acerca de la neotectónica del Perú. Informe proyecto SISRA. Centro Regional de Sismología para América del Sur - CERESIS – LIMA (Perú).
- Sébrier, M.; Mercier, J.; Mégard, F.; Laubacher, G.; Carey-Gailhardis, E. 1985. Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in Central Andes of South Perú. *Tectonics*, 4, (7): 739–780.
- Silgado E. 1978. Historia de los sismos más notables en el Perú (1513–1974). Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. Boletín, No. 3: 130.

5.2.8 FALLA DE PURGATORIO (PE-45)

Laurence Audin¹, Carlos L. Benavente², José Macharé²

(1) *Institut de Recherche pour le Développement, Casilla 18-1209, Lima 18, Peru.*

laurence.audin@ird.fr

(2) *Instituto Geológico Minero Metalúrgico, Peru. cbenavente@ingemmet.gob.pe*

jmachare@ingemmet.gob.pe

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

El sistema de fallas de Purgatorio se ubica a una altura promedio de 1200 m s.n.m., entre las ciudades de Moquegua y Mirave, en el borde de la cordillera volcánica (Fig. 5.2.8.1). La falla activa afecta a abanicos aluviales cuaternarios y a niveles sedimentarios de la Formación Moquegua superior (Fig. 5.2.8.2). Ella tiene un rumbo paralelo al sistema de falla de Incapuquio, pero se ubica más hacia el Pacífico (Figs. 5.2.8.1 y 5.2.8.2) y se extiende más de 20 km (Fig. 5.2.8.1). Su traza en superficie se manifiesta por un escarpe que evidencia un desplazamiento vertical y una componente lateral. La Falla de Purgatorio muestra una actividad, movimientos e historia compleja.

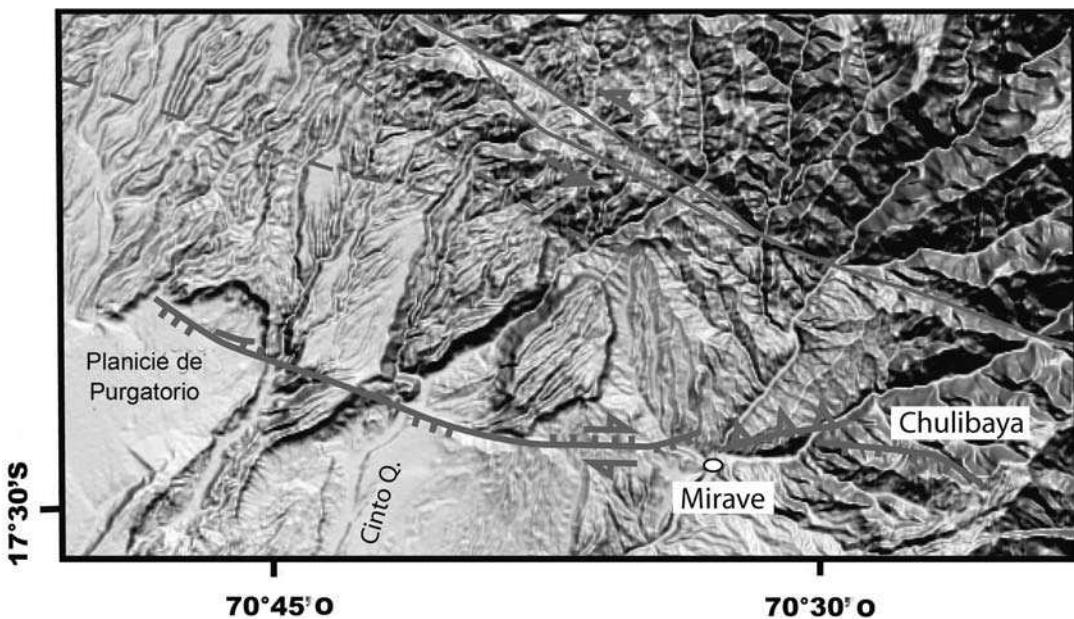


FIG. 5.2.8.1. Ubicación de la falla Purgatorio, junto con fallas regionales, sobre un MDT (SRTM data) (según Audin *et al.*, 2007).

TIPOS DE ESTUDIOS REALIZADOS

A la fecha se ha realizado fotointerpretación, cartografiado geomorfológico de detalle, trincheras, análisis geomofolítico.

CARACTERÍSTICAS DE LA ESTRUCTURA

Corresponde a una falla normal de 20 km de largo, con componente dextral, con rumbo N140°E, e inclinación variable hacia el NE o el SO.

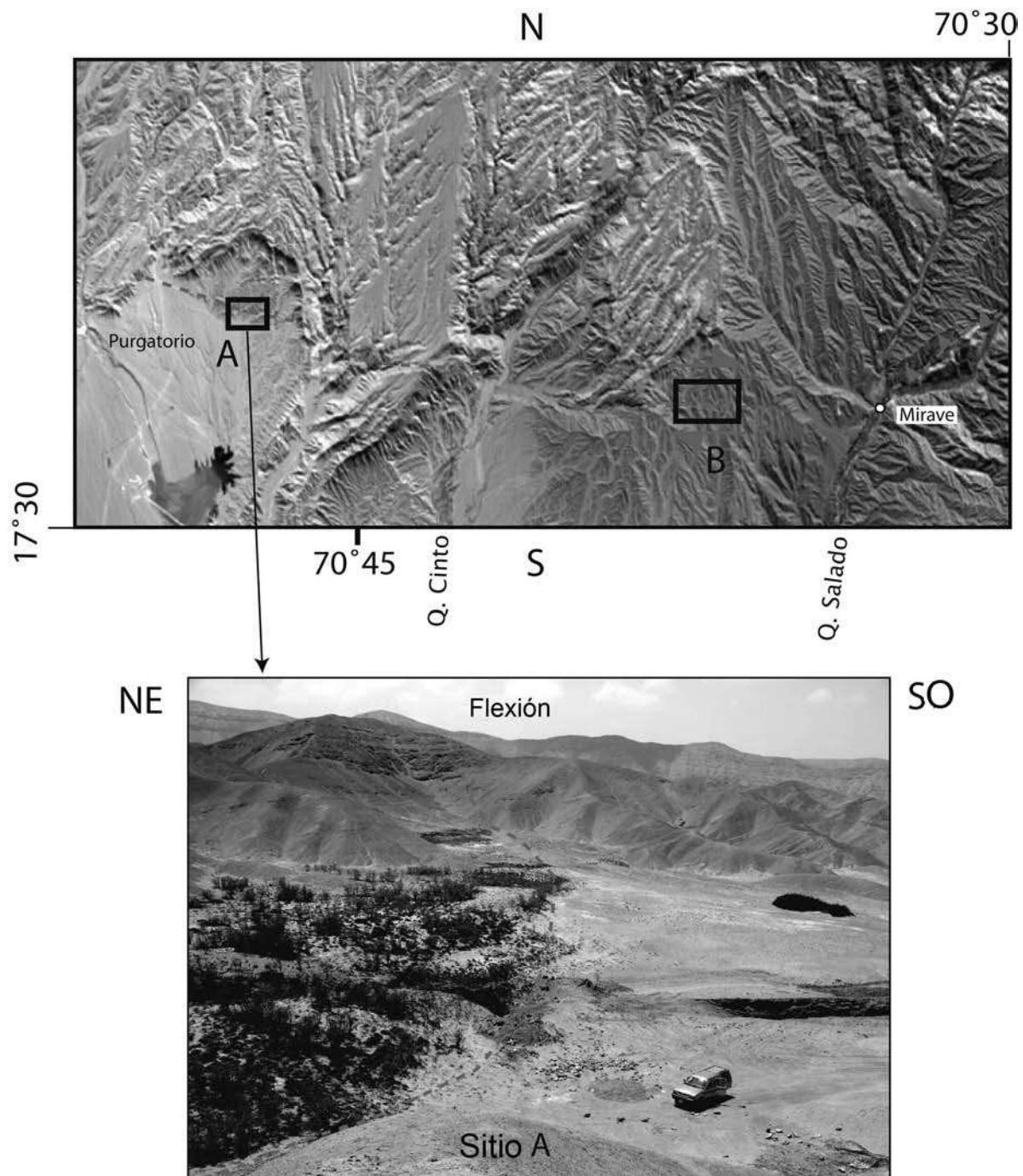


FIG. 5.2.8.2. Traza de la Falla de Purgatorio en una imagen ASTER. Abajo, foto de campo de una zona del escarpe de 2 metros de alto, con fuente de agua alineada sobre el sistema de falla (sitio A en el mapa). Nótese la flexura de las capas en el fondo de la foto (según Audin *et al.*, 2006).

EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA

El segmento este de la falla tiene una orientación NO-SE mientras que sobre la localidad de Mirave, la ruptura se desvía con una tendencia E-O. El sistema de fallas probablemente también se asocia a la falla previamente cartografiada en la localidad de Chilibaya por Sèbrier *et al.* (1985) y a la falla inversa con vergencia al oeste en la localidad de Mirave.

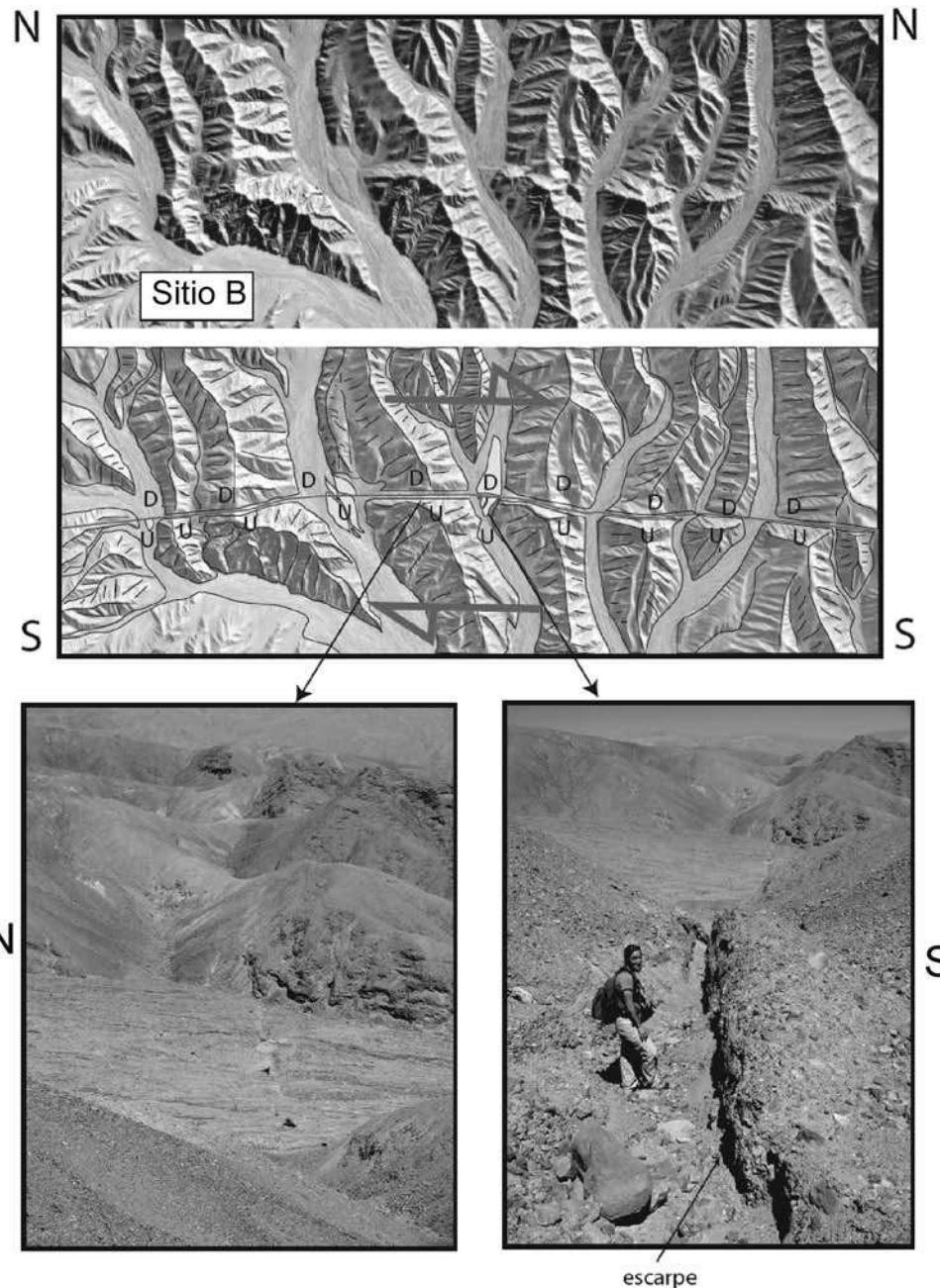
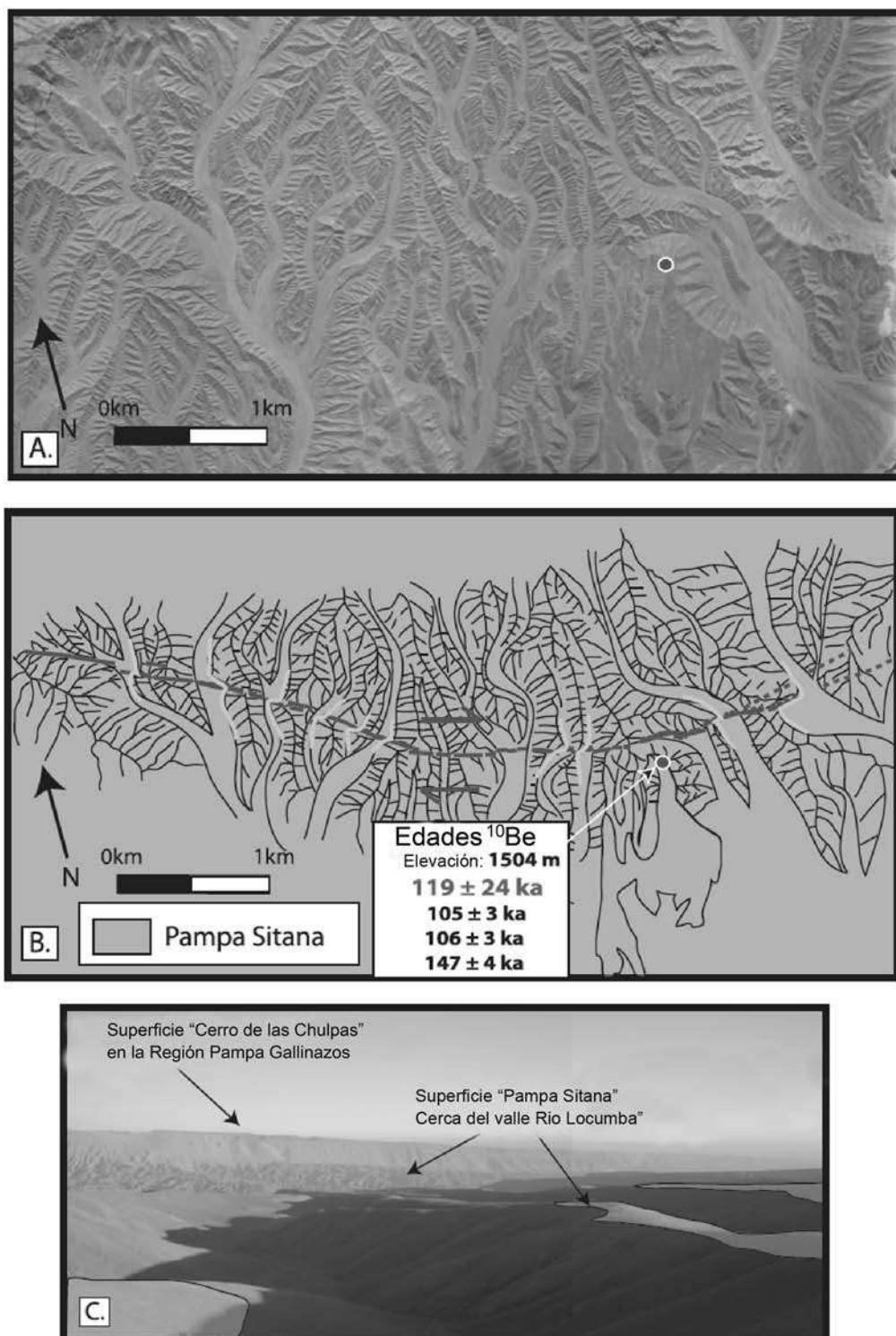


FIG. 5.2.8.3. Arriba: Acercamiento de imagen aérea del sitio B presentado en el mapa de la Fig. 5.2.8.1. Imagen sin interpretación y con interpretación; fotos de campo tomadas siguiendo el escarpe más reciente (según Audin *et al.*, 2007). Abajo: fotografía aérea sin interpretación y con interpretación, foto de campo mostrando los tipos de superficies datadas y su extensión en la zona. (Según Hall *et al.*, en prensa). Los abanicos aluviales recientes del fondo de la quebrada son afectados por



un escarpe de falla. En la zona de interfluvios, se presenta el escarpe más reciente (1 m) buzando hacia el norte en la zona B, mientras que en la zona A, el buzamiento cambia hacia el sur, lo que indica un movimiento más lateral que vertical. A escala regional., se confirma la hipótesis, como se puede observar en las figuras 5.2.8.3 y 5.2.8.4, por el devío de ríos, desplazamiento lateral de superficies o de abanicos aluviales cuaternarios de 284 ka a 92 ka (Hall *et al.*, en prensa).

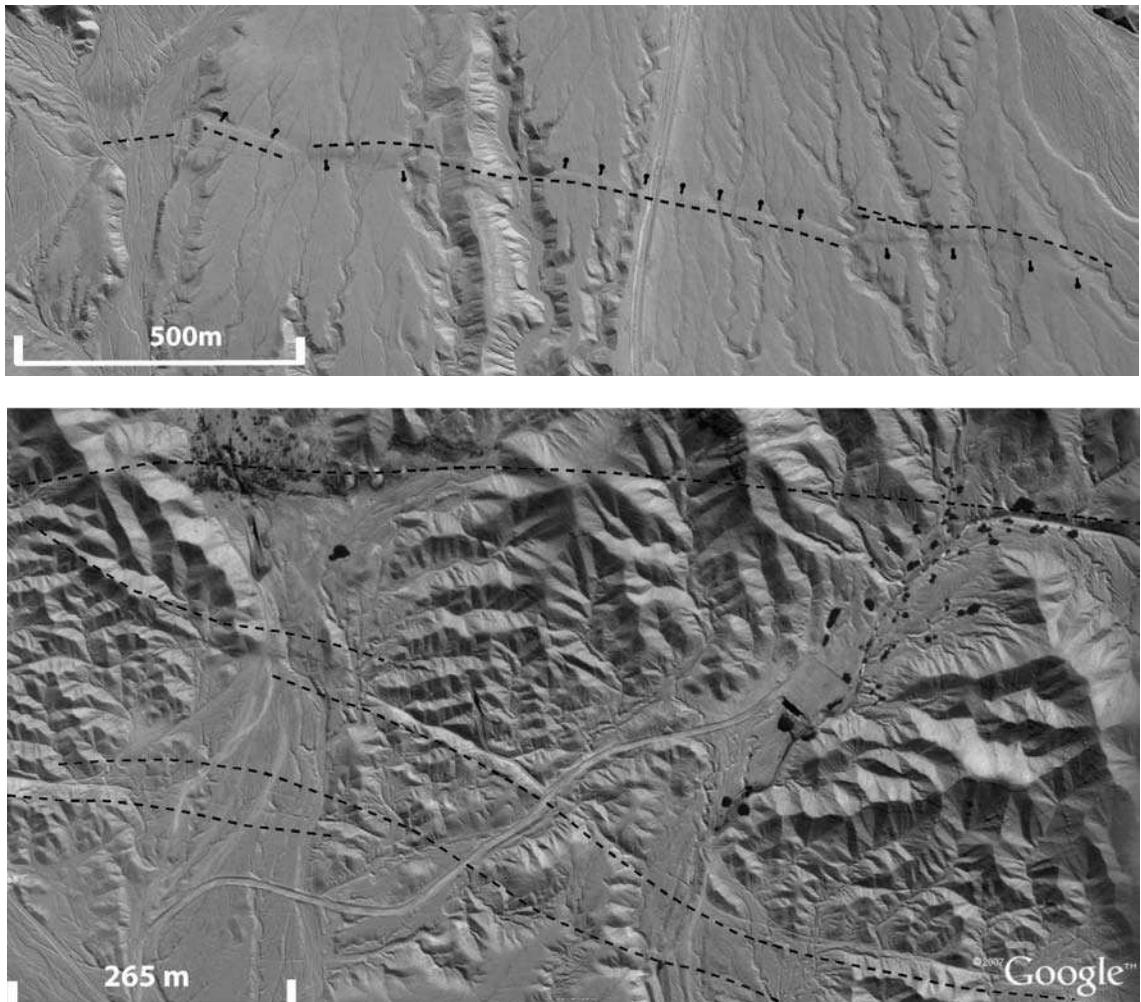


FIG. 5.2.8.4. Acercamiento de Google Earth que muestra los cambios de buzamiento del plano de falla del NE hacia el SO en las superficies más recientes (Audin, 2006).

El sistema de fallas de Purgatorio no corta el valle de Locumba (Figs. 5.2.8.1 y 5.2.8.2). La traza de falla del sistema de fallas de Purgatorio se puede identificar a varias escalas: en imágenes satelitales, fotografías aéreas y en el terreno.

Se observan terrazas de 0,5–2 m de altitud sobre el actual cauce del valle, cuyos depósitos cuaternarios constituidos por gravas y arenas están afectados por la falla, al igual que la pampa Purgatorio, en el extremo occidental de Mirave. Los escarpes de falla forman charcas o lagunillas a lo largo de la traza (Figs. 5.2.8.3 y 5.2.8.4). En la figura 5.2.8.3 se muestra unas fotos aéreas del sitio B, donde se observa que la falla afecta a los sedimentos de la Formación Moquegua y a los depósitos recientes dentro de las quebradas.

En la zona fueron realizados varios muestreos de superficies recientes que permitieron definir la actividad neotectónica de esta falla. En la quebrada Cinto, dos superficies en lados opuestos de la Falla de Purgatorio son cubiertas por una superficie moderadamente desarrollada. Estas superficies contienen clastos subredondeados de cuarcita y de rocas volcánicas que representan cerca del 10% de la superficie, lo cual permitió que éstas fueran datadas por métodos radiogénicos (Hall *et al.*, en prensa). Estas superficies dan una edad media de 215 ka +/- 38 ka (superficie meridional) y 214 +/- 19 (superficie norte) como se muestra en la figura 5.2.8.4 (Hall *et al.*, en prensa).

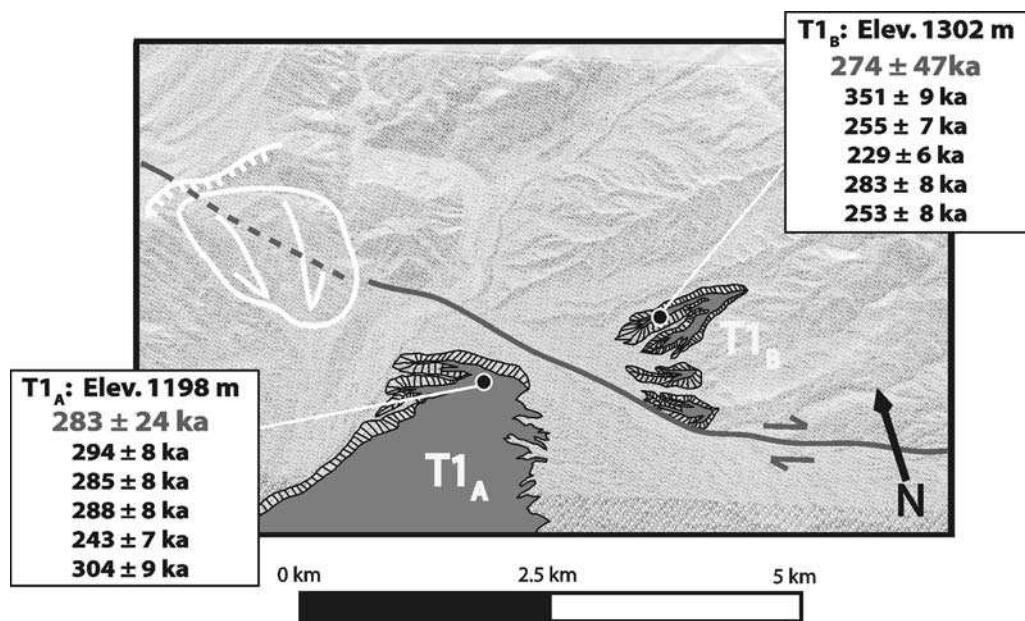
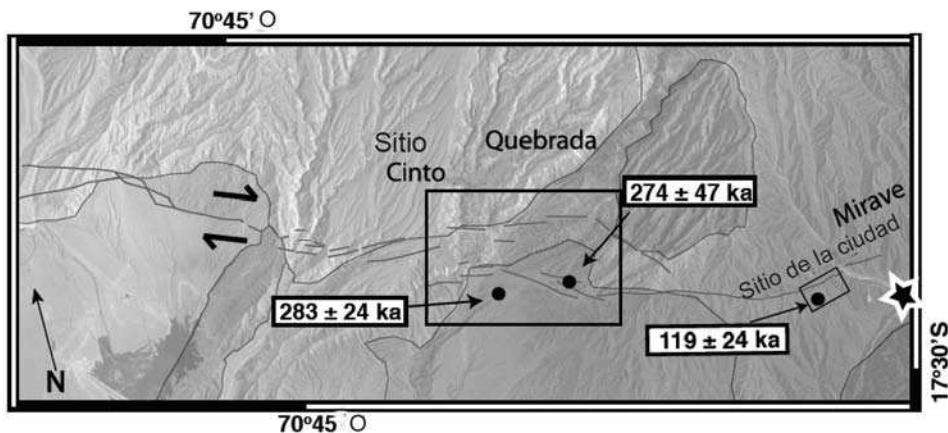


FIG. 5.2.8.5. Quebrada Cinto en la localidad de Mirave. La superficie T1 es parte del Cerro Sagollo (Tosdal *et al.*, 1984). En esta figura se muestra las edades superficiales por el método 10Be correspondientes a las superficies vecinas a la Falla de Purgatorio (Hall *et al.*, en prensa).



Tosdal *et al.*, (1984)

Unidades Geomorfológicas:

9.5-7.9 Ma	Cerro Sagollo	— Falla Purgatorio
11-10 Ma	Pampa Sitana	● Sitios fechó en este estudio usando 10Be
15-13 Ma	Cerro de las Chulpas	★ Centro de cuidad de Miravel
19.1-18.8 Ma	Pampa Lagunas	
23.8-24.0 Ma	Altos de Camilaca	

FIG. 5.2.8.6. Imagen ASTER que señala las superficies geomorfológicas, según las trazas de falla. (Tosdal *et al.*, 1984) en el área cerca de Mirave ($17^{\circ}28'S$ - $70^{\circ}34'W$). La falla dextral tiene una orientación E-O en la región. Las superficies corresponden a la Quebrada Cinto y a la ciudad de Mirave. Los puntos negros indican los sitios de muestreo de las superficies datadas por 10Be (Hall *et al.*, en prensa).

OTRA INFORMACIÓN DE INTERÉS

Durante el sismo de subducción de 2001 (Arequipa, Junio 23, Mw=8,4), las trazas de falla fueron asociadas a grietas de 20–30 cm, en el llano de Purgatorio. Las rupturas fueron situadas a lo largo de los escarpes preexistentes.

La falla de Purgatorio-Mirave está también asociada a deslizamientos de gran magnitud como se puede observar en la figura 5.2.8.6.

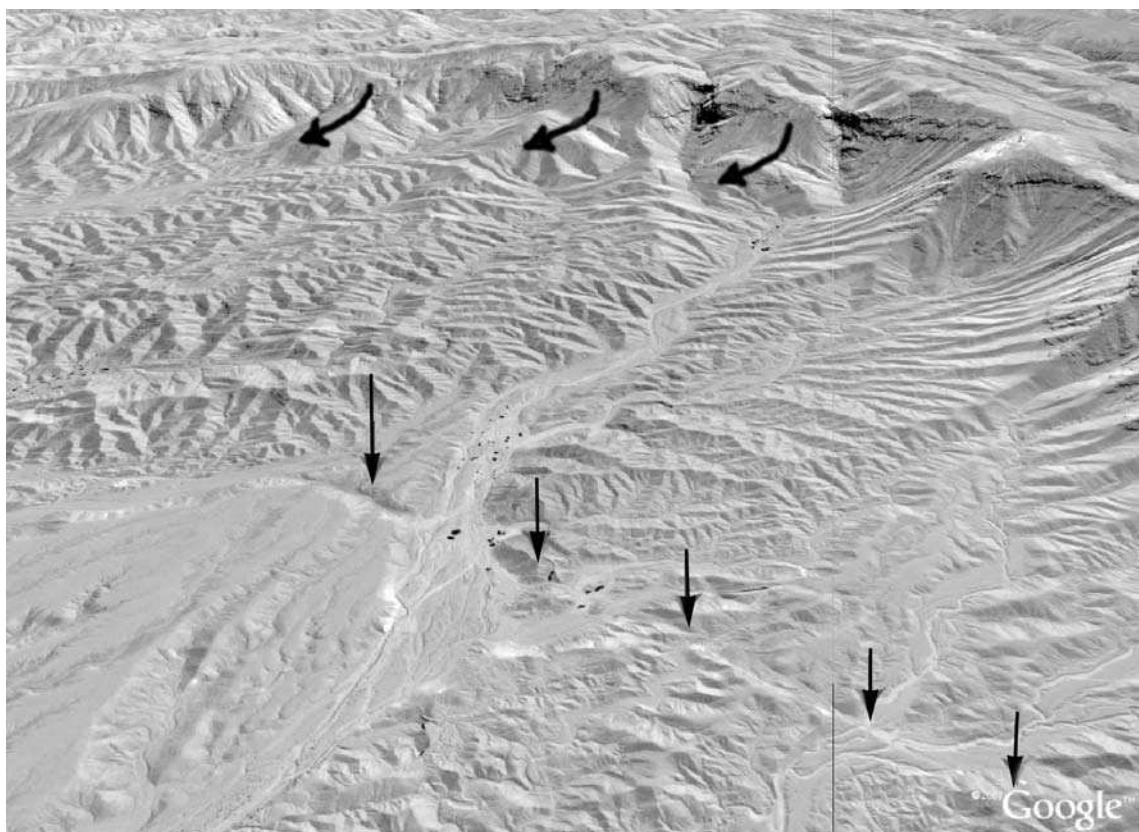


FIG. 5.2.8.7. Vista 3D de Google Earth de la zona de falla alrededor del sitio A, donde se señala con flechas rojas la traza de falla y, con flechas azules curvas, una de las zonas de deslizamientos generados con sus productos preservados al pie del escarpe (según Audin, 2006).

REFERENCIAS

- Audin L.; David C.; Hall S.; Farber D.; Heral G. 2006. Geomorphic evidences of recent tectonic activity in the forearc, southern Peru. Revista de la Asociación Geológica Argentina, Vol. 61, No. 4, p. 545–554.
- Fenton C.; Wong I.; Bott J. 1995. Seismic and volcanic hazard evaluation, Quebrada Honda Tailings Impoundment-Appendix 5A: Oakland, CA. Unpublished prepared for Southern Perú Copper Corporation, 7 tables, 9 figures, y 4 planos, 51 p.
- Hall S.; Farber D.; Audin L.; Finkel, R.; Meriaux A.-S. (in press). Geochronology of pediment surfaces in Southern Peru: Implications for Quaternary deformation of the Andean forearc, Tectonophysics, In press.
- Sébrier, M.; Mercier, J.; Mégard, F.; Laubacher, G.; Carey-Gailhardis, E. 1985. Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in Central Andes of South Perú. Tectonics, Vol. 4, No. 7, p. 739–780.
- Hall, S.R.; Farber, D.L.; Audin, L.; Finkel, R.L.; Mériaux, A.S. 2006. Geochronology of pediment surfaces in Southern Peru: Implications for Quaternary deformation of the Andean forearc. Tectonophysics.

5.2.9 FALLA DE QUICHES (PE-08)

Laurence Audin¹, Carlos L. Benavente², José Macharé²

(1) *Institut de Recherche pour le Développement, Casilla 18-1209, Lima 18, Peru.*

laurence.audin@ird.fr

(2) *Instituto Geológico Minero Metalúrgico, Peru. cbenavente@ingemmet.gob.pe*

jmachare@ingemmet.gob.pe

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

Entre los pueblos de Quiches y Chingalpo, en la margen occidental del río Marañón al NNE de Huaraz, se ubica la falla Quiches con una dirección NO-SE (Sébrier *et al.*, 1988). Ella está formada por varios tramos con buzamientos tanto al SO como al NE, donde los tramos mayores de 5 km (oeste de Quiches) y 1 km (norte de Chingalpo) están expuestos en forma discontinua a lo largo de unos 20 km y con un buzamiento al SO (Bellier *et al.*, 1991). (Fig. 5.2.9.1)

TIPOS DE ESTUDIOS REALIZADOS

A la fecha se ha realizado fotointerpretación, cartografiado geomorfológico detallado, estudio morfológico y microtectónico, estudios paleosismológicos y estudios sismológicos.

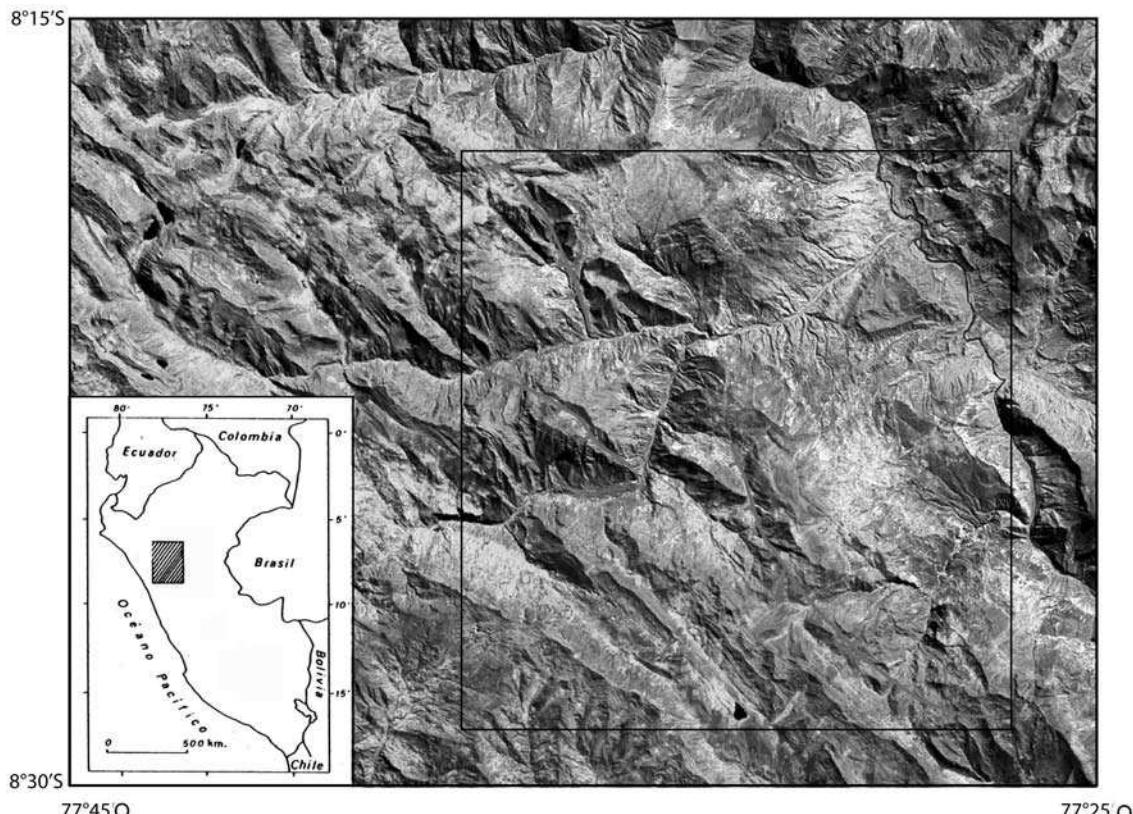


FIG. 5.2.9.1. Imagen Landsat de la región de Quiches, vista en detalle de los escarpes.

CARACTERÍSTICAS DE LA ESTRUCTURA

La falla de Quiches presenta una dirección NO-SE y un buzamiento entre 42° y 58° tanto al SO como al NE, con tramos mayores de 5 km (oeste de Quiches) y 1 km (norte de Chingalpo). El segmento NO se encuentra a una elevación de 4000 m con una dirección N125°, presenta un escarpe máximo de 1 m y buzamiento SO (Sèbrier *et al.*, 1988). Dos frentes de escarpes al NE, aproximadamente paralelos a la falla principal (oeste de Quiches), son de 0,3 y 2 km de longitud, respectivamente, y pueden ser considerados como fallas antitéticas (Bellier *et al.*, 1991).

Esta falla habría sido reactivada durante un fuerte sismo el 10 de noviembre de 1946 en Ancash ($M=7,25$), siendo la profundidad focal de éste estimada alrededor de 30 kilómetros (Sèbrier *et al.*, 1988).

EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA

El fallamiento histórico (1946) formó dos escarpes distintos, con exposición al SO a lo largo de una falla preexistente (Fig. 5.2.9.2). El escarpe sur (5 km de largo) tiene un desplazamiento máximo de 3,5 m (Fig. 5.2.9.3), mientras que el escarpe norte (3 km de largo) muestra un desplazamiento máximo de 1 m (Heim, 1949). Estos escarpes están distanciados unos 10–12 km y entre ellos Silgado (1951) cartografió una zona de fracturas y fallas antitéticas con buzamiento NE con desplazamiento de 1 m. Cerca de las alturas de Quiches, el sismo reactivó una falla que Schwartz (1988) considera un escarpe pre existente del Pleistoceno. La falla afecta los depósitos cuaternarios glaciales, depósitos fluvioglaciales y calizas del Cretácico.

El segmento de Angashiri está localizado a una altura aproximada de 4.000 m, tiene un largo de más de 3 km y presenta una tendencia entre N305°E y N285°E, con un salto vertical de 1 m en areniscas cuarcosas mesozoicas. El segmento Llamacorral está localizado 4 km al oeste del poblado de Quiches, a una elevación aproximada de entre 3.600 a 4.100 m. El escarpe está constituido, además, por un segmento sur de 4 km de largo orientado N340°E y una sección norte de 1,5 km de largo Bellier *et al.*, 1991. El segmento sur separa una morrena glacial y depósitos aluviales. El rango de los buzamientos está entre 49° y 78°SW. Pequeños escarpes antitéticos y sintéticos de 10 a 40 cm de alto se observan paralelos a la falla principal. Ellas separan los suelos actuales y conectan con el escarpe principal. Puede ser interpretada como los efectos de la gravedad por el desplazamiento normal en la falla principal.

Exactamente en este lugar, el escarpe de la falla tiene un claro aspecto monogenético con un relieve abrupto buzando al oeste que corta precipitadamente la cresta de la morrena. Esto sugiere que el evento sísmico puede haber sido la única reactivación de la falla de Quiches desde el reavance principal de la última glaciaciación hace 14.000 u 11.000 años (Mercer y Palacios, 1977). Entonces, la Falla de Quiches puede tener intervalos de recurrencia mayores de 11.000 años, lo cual está confirmado por la interpretación de trinchera de Bellier *et al.* (1984). (Fig. 5.2.9.4).

OTRA INFORMACIÓN DE INTERÉS

El 19 de noviembre 1946, un sismo de 7,2 (ms) reactivó la Falla de Quiches. El sismo se sintió 680 km al norte (Guayaquil-Ecuador) y 480 km al sur (Lima-Perú), con un área afectada de 450.000 km². Unas 1.400 personas habrían perdido la vida y una buena cantidad de estructuras resultaron dañadas o totalmente colapsadas. Numerosos deslizamientos fueron reportados, incluyendo uno que sepultó a una profundidad de 20 m al pueblo de Acobambra. Otras 200 personas perdieron la vida cerca del escarpe, en el estrecho valle de Llama azotado por varios deslizamientos. Casi toda construcción en Quiches y Conchudos fue totalmente destrozada y el 50 % de las estructuras en el pueblo de Sihuas sufrió colapso parcial o total. Entrevistas dirigidas por Silgado (1951) unos días después del terremoto contienen historias fantásticas de una cantidad inmensa de truenos seguidos por intenso movimiento. Una fuerte secuela persistió por unos años e incluyó una fuerte sacudida el 14 febrero de 1948, causando la muerte de siete personas más.

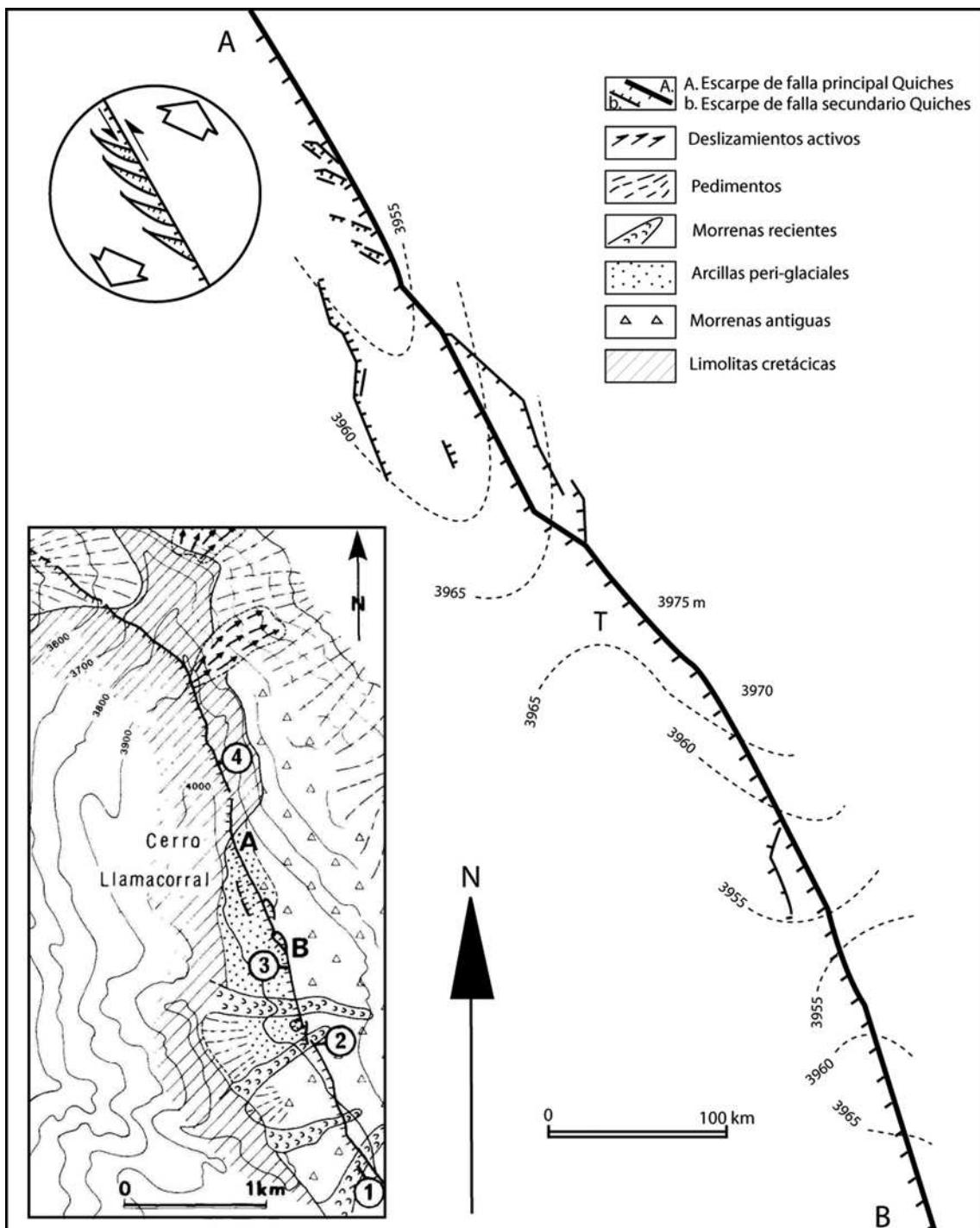


FIG. 5.2.9.2. (Izquierda inferior): Mapa detallado del segmento Llamacorral de la falla de Quiches. Mapa detallado segmento A-B, parte del segmento ausente de Llamacorral y localización de la trinchera (T).



FIG. 5.2.9.3. Fotografía de campo después del terremoto de 1946. Nótese el tamaño del hombre al pie del escarpe (tomada de la Colección Steinbrugge, EERC, University of California, Berkeley).

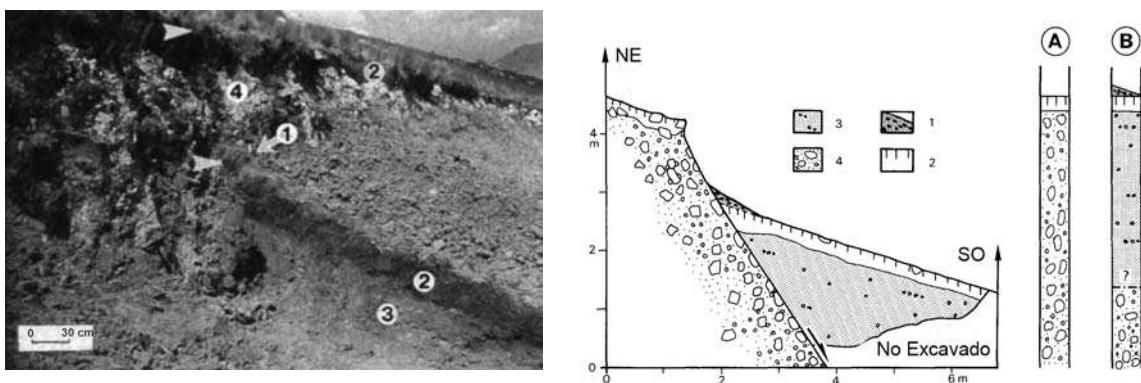


FIG. 5.2.9.4. Foto de campo de trinchera y bosquejo del plano principal de la Falla de Quiches observada donde se reconoce: 1. Depósito de flujo de pendiente-1946; 2. Suelo marrón turboso actual; 3. Depósito coluvial antiguo (arcilla marrón clara); 5. Morrenas antiguas. (Tomado de Bellier *et al.*, 1989).

Cálculos de Silgado (1951, 1978) proponen que la profundidad focal fue del orden de 30–40 km y la evidencia de campo sugiere movimiento de falla normal.

Sin embargo, algunas discrepancias persisten en los textos, considerando que el mecanismo focal arroja un movimiento inverso y la traza 'principal' superficial de la falla es normal. En consecuencia, debe considerarse esta última como ruptura sintética secundaria a una falla principal. Aun así, los afloramientos de la falla en Ancash, sigue siendo uno de los fenómenos geológicos más espectaculares en tiempos recientes.

Doser (1987) reevaluó los datos del terremoto y concluyó que el evento se formó a 15–17 km de profundidad en una falla normal que se aplana de 60° en la superficie a 30° en el subsuelo, sugiriendo la posible reactivación de una falla inversa (Schwartz, 1988). Durante el evento sísmico, el primer componente fue importante porque aparecieron al pie del escarpe de falla pequeñas fosas tectónicas y fisuras abiertas. Por otra parte, se ha estimado el retorno máximo en 12.500 ± 1.500 años

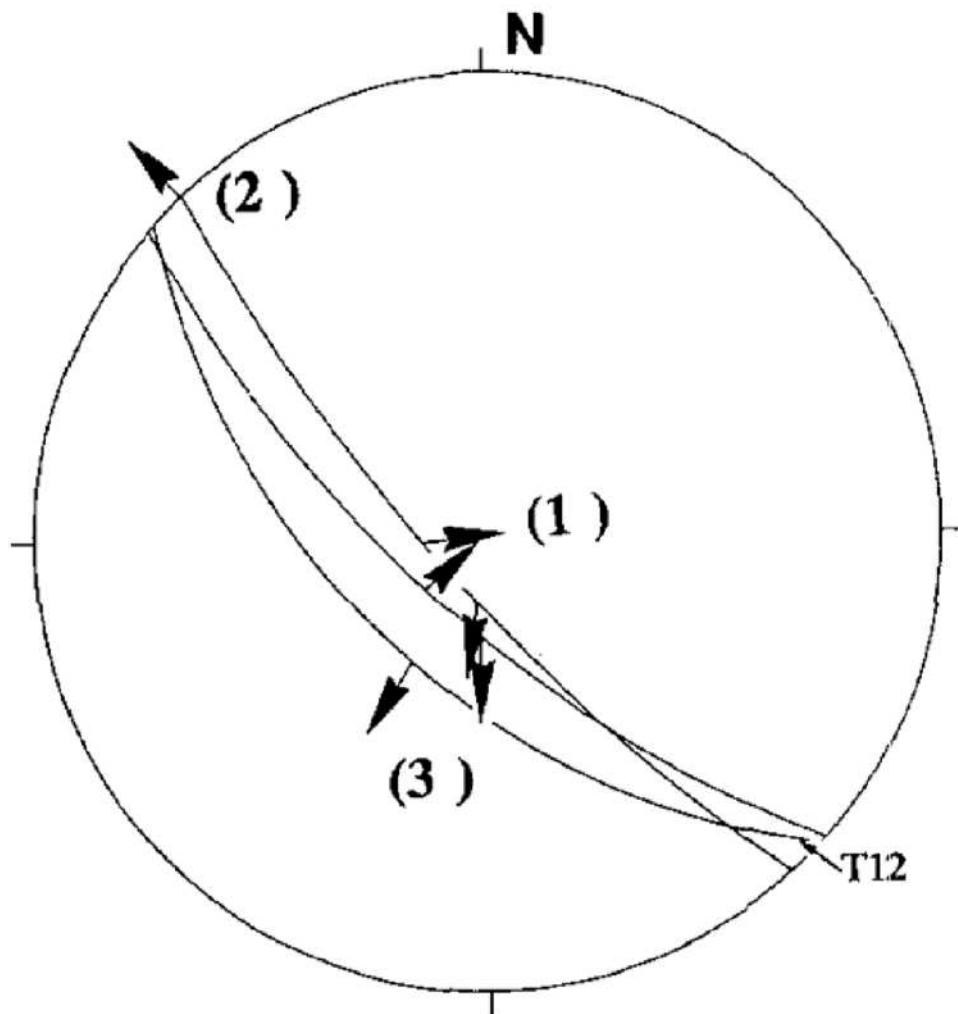


FIG. 5.2.9.5. Cronología de tres medidas sucesivas de las direcciones de desplazamiento del plano mayor de la Falla de Quiches.

Los números dan una cronología sucesiva de tres direcciones de desplazamiento del Neógeno-Cuaternario según tres generaciones de estrías. T12 indica el plano mayor de la falla afectando la morrena antigua mientras los otros planos son medidos en limonitas del Cretácico.

REFERENCIAS

- Bellier O. 1989. These de Doctorat de l'Université de Paris Sud, Tectonique en extension et changement de tat de contraintes en domaine intra continental.
- Doser, D.I., 1987, The Ancash Peru earthquake of November 19, 1946—Evidence for low-angle normal faulting in the high Andes of northern Peru. *Geophysical Journal of Research*, Vol. 91: 57–71.
- Heim A. 1949. Observaciones geológicas en la región del terremoto de Ancash de noviembre de 1946. Volumen Jubilar Sociedad Geológica del Perú, Fascículo, 6:-28.
- Schwartz, D.P., 1988, Paleoseismicity and neotectonics of the Cordillera Blanca fault zone, Northern Peruvian Andes. *Journal of Geophysical Research*, 93: 4712–4730.
- Silgado, E. 1951. The Ancash, Peru, earthquake of November 10, 1946. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 41: 83–100.
- Silgado E. 1978. Historia de los sismos más notables en el Perú (1513–1974). Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. Boletín No. 3: 130.

5.2.10 SISTEMA DE FALLAS DE LA CORDILLERA BLANCA (PE-07)

José Macharé¹, Carlos Benavente¹, Laurence Audin²

(1) *Instituto Geológico Minero Metalúrgico, Lima, Perú.* jmachare@ingemmet.gob.pe

cbenavente@ingemmet.gob.pe

(2) *Institut de Recherche pour le Développement, Casilla 18-1209, Lima 18, Perú.*

laurence.audin@ird.fr

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

El Sistema de Fallas de la Cordillera Blanca se ubica en el departamento de Ancash, entre 8°30' y 10°15'S y se extiende desde las localidades de Corongo hasta Chiquian (norte y sur de Huaraz, respectivamente), con una longitud aproximada de 200 km. El sistema de fallas se encuentra bordeando el flanco occidental de la Cordillera Blanca, su dirección es NNO-SSE y buzamientos de 45° a 60°SO (Fig. 5.2.10.1).

La Cordillera Blanca es la cadena tropical más alta del mundo, conformada por 26 cumbres de altitudes mayores a 6.000 m s.n.m. Prácticamente la totalidad de la cordillera se encuentra protegida por el Parque Nacional Huascarán, un área compuesta de 663 glaciares, 269 lagos, 41 ríos, además de 33 sitios arqueológicos.

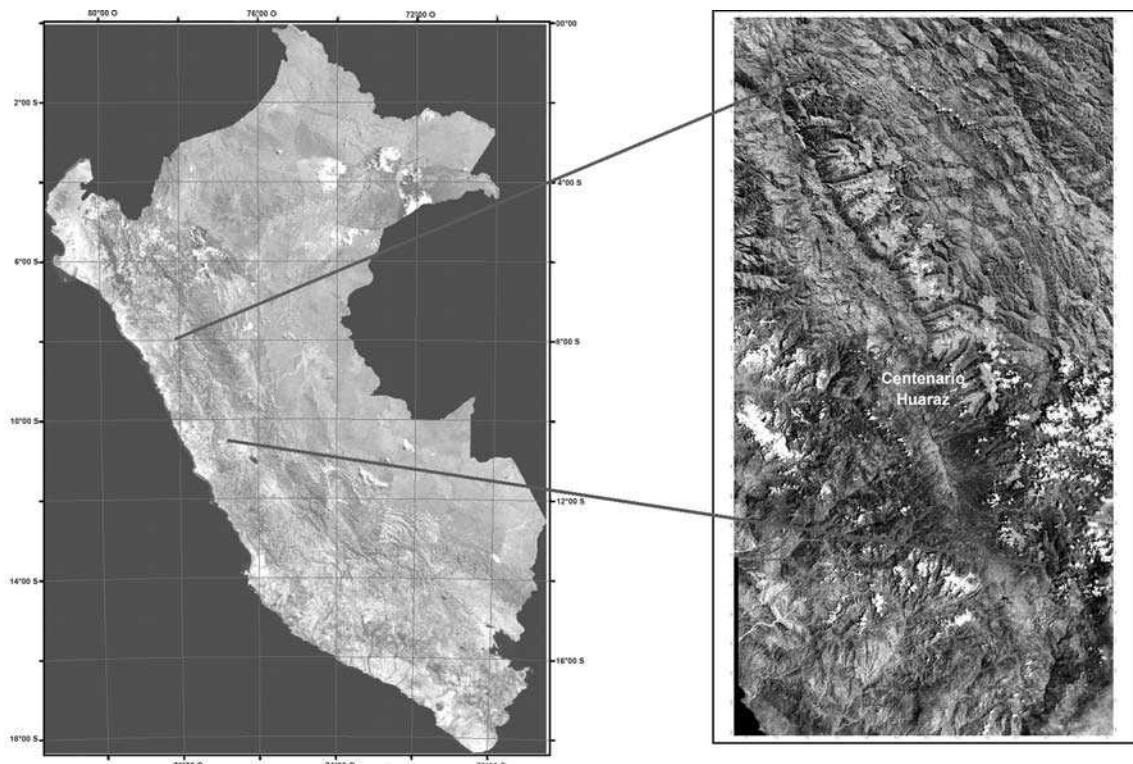


FIG. 5.2.10.1. Ubicación de la Cordillera Blanca en el Perú.

TIPOS DE ESTUDIOS REALIZADOS

A la fecha se ha realizado fotointerpretación, cartografiado geomorfológico, análisis morfológico y tectónico del escarpe de falla, estudio de reconocimiento de detalle con microtectónica del espejo de falla, trincheras excavadas perpendicularmente al escarpe y análisis sismológicos.

CARACTERÍSTICAS DE LA ESTRUCTURA

El Sistema de Fallas de la Cordillera Blanca es el mayor sistema de fallas activas del Perú y separa a la Cordillera Blanca de la cuenca intracordillerana del Callejón de Huaylas. Dicha cuenca se caracteriza por una fuerte subsidencia durante el Plioceno (Bonnot, 1984; Sébrier *et al.*, 1988).

El Sistema de Fallas de la Cordillera Blanca está compuesto por fallas con dirección NNO-SSE y un buzamiento de 35° a 45°. Se divide en dos secciones respecto a Huaraz: la sección norte tiene una longitud de 120 km y constituye una estructura continua, mientras que el sector meridional, de aproximadamente 80 km, tiene una traza discontinua dispuesta *en échelon* (Fig. 5.2.10.2).

El análisis de las deformaciones frágiles y dúctiles sobre las fallas y las deformaciones sinsedimentarias muestra que dicha subsidencia fue controlada por una tectónica en extensión de dirección NE-SO a E-O para el Plioceno. Los rechazos verticales pliocenos sobre las fallas son de 3.500 m, lo que corresponde a un alargamiento de la cuenca del orden de 40% (Bonnot, 1984).

EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA

El sistema de fallas corta la topografía actual de la zona (Dalmayrac, 1974; Yonekura *et al.*, 1979) y está caracterizada por escarpes que tienen pendientes variables. En efecto, se pueden observar morrenas afectadas por el trazo de las fallas normales, formando escarpes de 2 a 40 m de altura (Figs. 5.2.10.3 y 5.2.10.4).

En el sector norte, el Sistema de Fallas de la Cordillera Blanca muestra un gran plano de falla que aflora sobre cientos de metros de altura, formando facetas trapezoidales (Fig. 5.2.10.5).

El análisis de los rechazos verticales de las fallas que afectan formaciones de edades diferentes en un mismo sitio, muestran varias reactivaciones de dichas fallas en el transcurso del Cuaternario reciente (Sébrier *et al.*, 1982). Así, se tiene que el desplazamiento reciente calculado en función de los escarpes es de unos 35 m en los últimos 50.000 años (Bonnot, 1984), mientras que para el Cuaternario y Plioceno se han evaluado desplazamientos verticales de 1.000 m y 3.500 m, respectivamente (Bonnot, 1984; Bonnot *et al.*, 1988).

Las morrenas laterales, cuya edad por correlación es de 11.000 a 14.000 años, están desplazadas de 12 a 15 m al fondo del valle de Querococha, formado por terrazas fluvioglaciales. Según Schwartz (1988), el estudio de los perfiles de escarpes y de niveles descritos en trincheras, indica la ocurrencia de cinco a siete sismos que desplazaron la falla entre 2 y 3 m durante cada evento, ocurridos durante los últimos 11.000 a 14.000 años. Estos autores indican que, considerando las incertidumbres en el número de eventos y en la edad de la morrena desplazada, el intervalo promedio de recurrencia estimado es de 2.440 ± 1.060 años. Carbón detrítico en los coluvios que preceden y postdatan el evento más reciente, dieron edades de 2.480 ± 65 y 750 ± 80 B.P. (Bonnot, 1988). Las relaciones de campo sugieren que el evento podría estar más cercano a la edad más antigua. Para ellos, la velocidad de desplazamiento en la quebrada Querococha es de 0,86 a 1,36 mm/año y sería representativo de la mayor parte de la falla.

OTRA INFORMACIÓN DE INTERÉS

No se conocen sismos históricos relacionados con la reactivación de estas fallas (Silgado, 1978). Sin embargo, las evidencias geológicas y geomorfológicas asociadas con la actividad sísmica superficial con profundidad focal 12–30 km y de magnitud menor que mb: 4,7 (Salazar *et al.*, 1984) permiten catalogar a esta estructura regional como una fuente sismogénica continental (intraplaca) donde se puede esperar

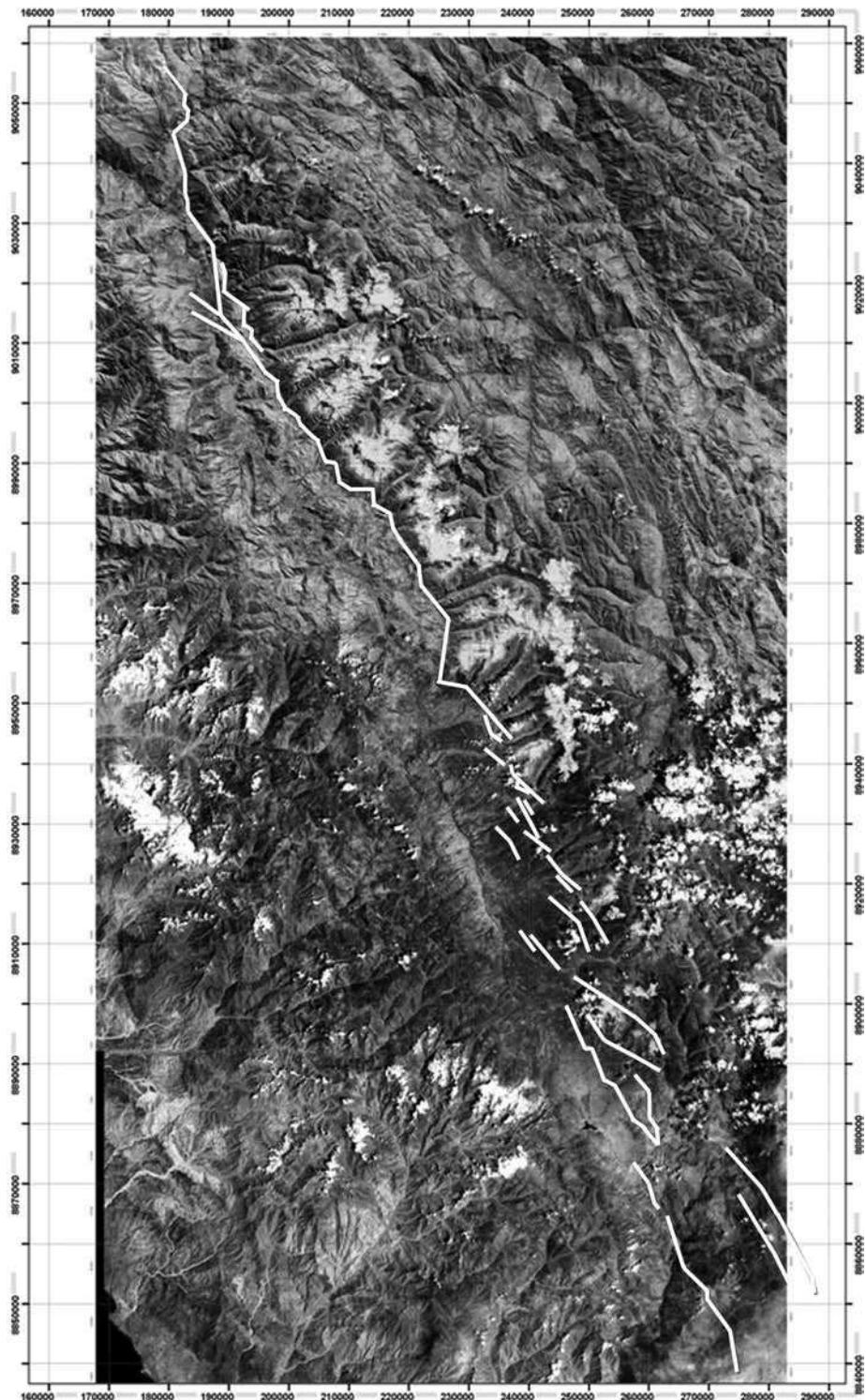


FIG. 5.2.10.2. Imagen Aster donde se observa el trazo del Sistema de Fallas de la Cordillera Blanca, caracterizado por una sección continua al norte de Huaraz y una sección discontinua en échelon hacia el sur (geometría en 'cola de caballo'). La cinemática del sistema de fallas es normal y los vectores de deslizamiento evidencian que estas fallas de orientación NO-SE a NNO-SSE presentan una componente horizontal sinistral (Sébrier *et al.*, 1988) cuya extensión durante el Plioceno y Cuaternario muestra una tendencia N-S (Bonnot *et al.*, 1988).

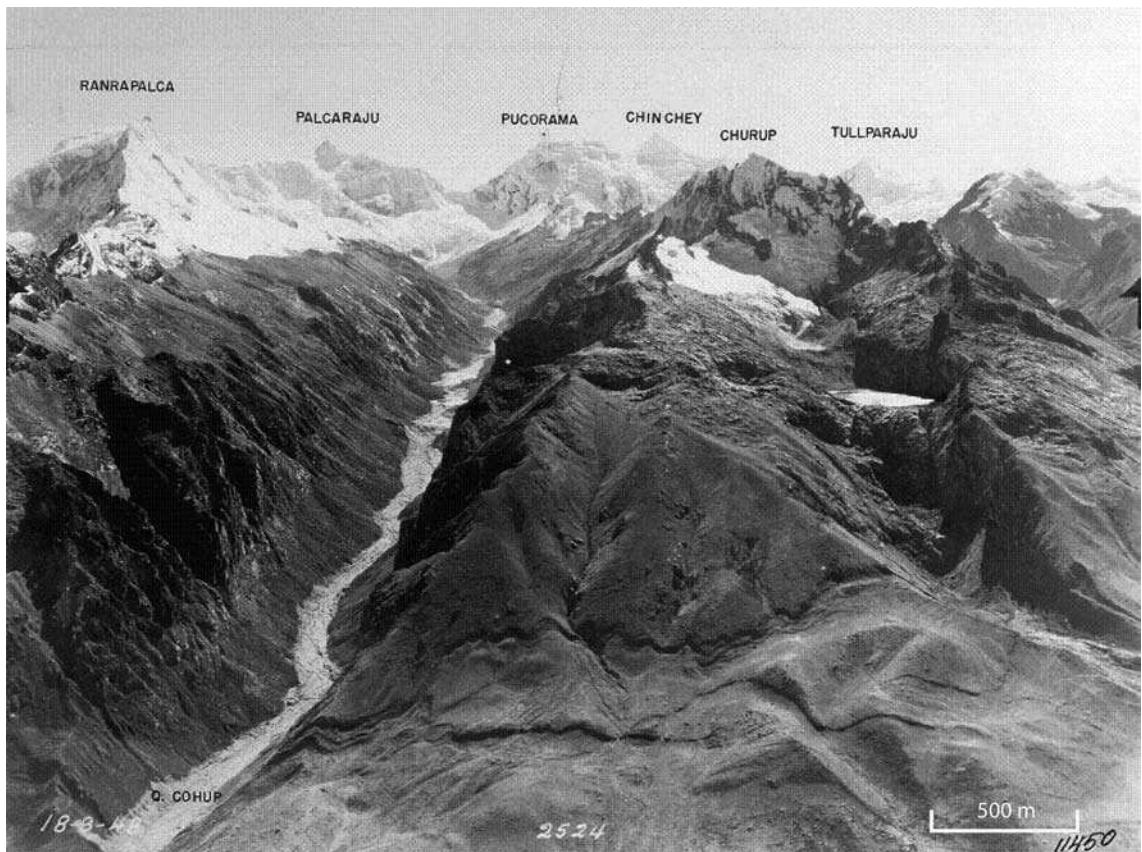


FIG. 5.2.10.3. Fotografías de la margen izquierda de la Quebrada Cojup mostrando la morrena fallada. Arriba, fotografía aérea oblicua (Servicio Aerofotográfico Nacional). Abajo, fotografía de campo (Foto: C. Benavente).



FIG. 5.2.10.4. Fotografía transversal a las fallas (señaladas con flechas) que cortan la morrena lateral en la Quebrada Cojup (Foto: C. Benavente).



FIG. 5.2.10.5. Vista del plano de falla en el sector norte (Santa Cruz-Caraz). Se observa facetas trapezoidales en la parte baja, mientras la parte alta del flanco cordillerano muestra un desarrollo previo de facetas triangulares en los interfluvios (Fotografía tomada del Servicio Aerofotográfico Nacional).

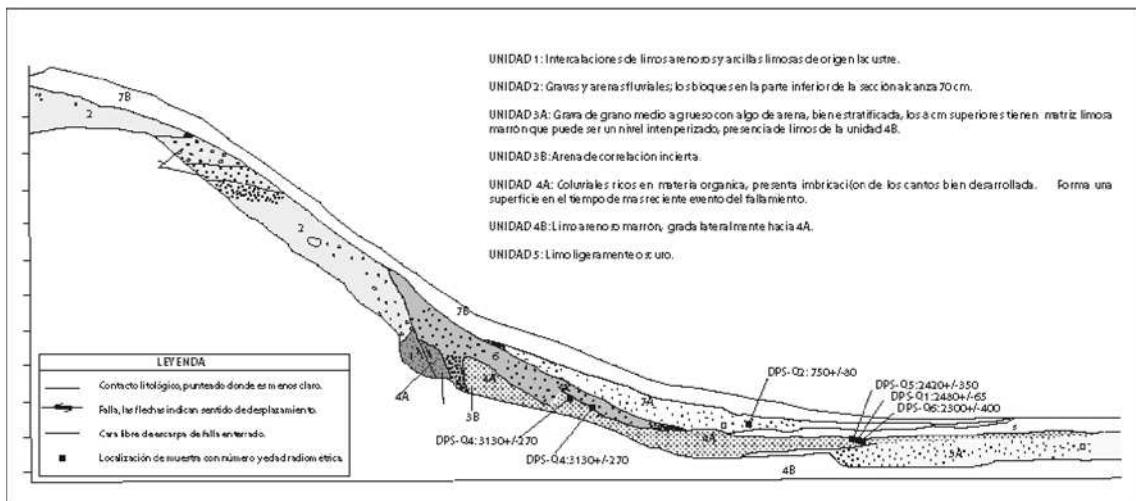


FIG. 5.2.10.6. Registro de trinchera en la quebrada de Querococha. (Schwartz, 1988).

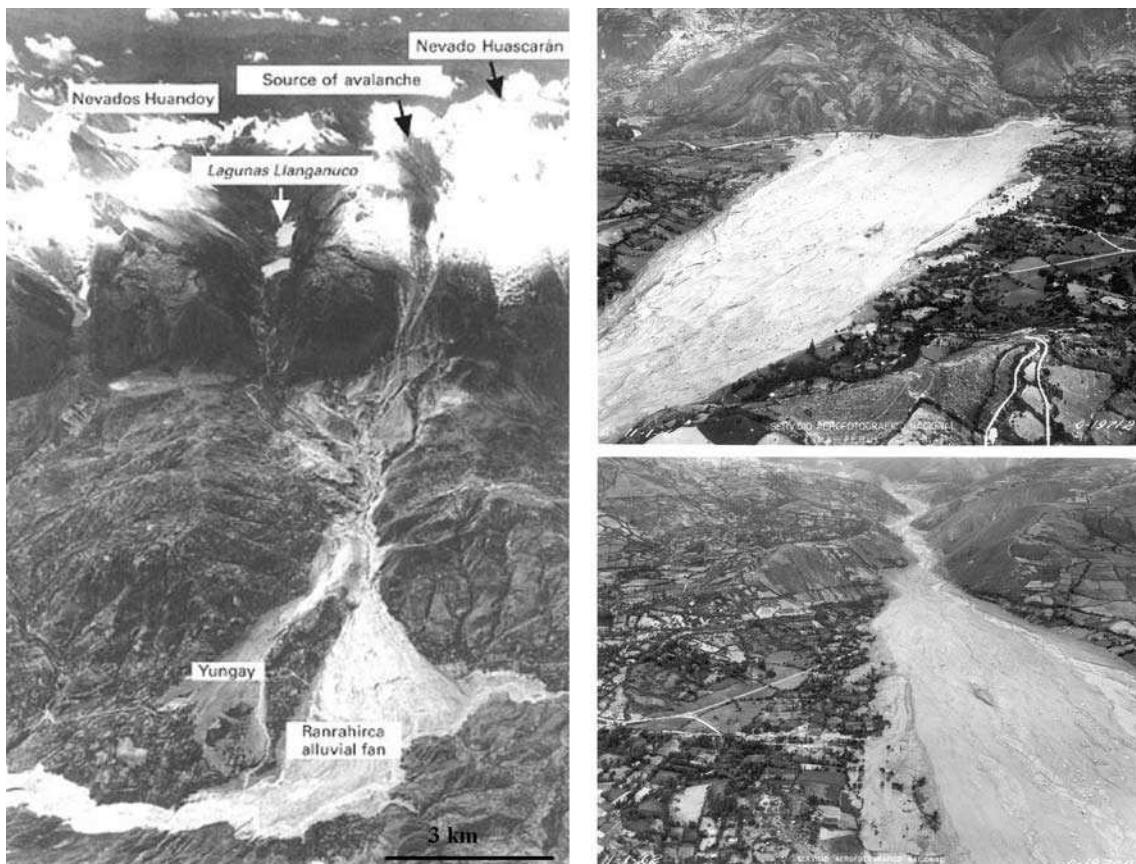


FIG. 5.2.10.7. Fotografías oblicuas del flujo de detritos de Ranrahirca de 1962. Se muestra zona de divergencia y desvío del cauce normal, saltando el flujo sobre relieves de más de 100 m, para pasar a la ladera de Yungay (como se muestra en la figura de la izquierda). (Fotografía tomada del Servicio Aerofotográfico Nacional).

que ocurrán en el futuro rupturas con desplazamientos verticales con recurrencia de 1.900 a 2.800 años (Salazar *et al.*, 1984). A su vez, Bonnot (1984) y Bonnot y Sébrier (1985) realizaron trincheras en la quebrada Querococha (Fig. 5.2.10.6) estimando un intervalo de recurrencia de 2.480 años para sismos de mb: 4.5 y 3.000 años para sismos de mb ≥ 7 .

La región de Ancash es una de las regiones más activas en el contexto geodinámico tanto interno como externo. Esto se evidencia por las innumerables ocurrencias de deslizamientos, avalanchas de rocas, avalanchas y flujos de detritos ('aluviones'), de edad antigua, muchos de los cuales son históricos y algunos de carácter catastrófico, tal como las avalanchas-flujo de detritos de Ranrahirca en 1962 (Fig. 5.2.10.7) y de Yungay 1970 (Valderrama y Zavala, 2006).

La Dirección de Geología Ambiental del Instituto Geológico Minero Metalúrgico (INGEMMET) realiza trabajos de inventario y cartografía de movimientos en masa en las vertientes de la región, río Santa, Pativilca, Huarmey, Fortaleza, etc., lo que ha permitido identificar grandes depósitos de movimientos en masa con efectos secundarios (represamientos), en el pasado geológico reciente y actual, muchos de los cuales perduran hasta la actualidad.

Las áreas más susceptibles a estos eventos están asociadas a factores litológicos (lutitas de edad albiana, areniscas y lutitas cretácicas; esquistos precámbricos; Capas Rojas del Cretácico y rocas en el contacto batolito de la Cordillera Blanca, principalmente), factores estructurales, neotectónicos y actividad sísmica (fallas activas: Cordillera Blanca y Quiches) y, finalmente, factores hidrometeorológicos asociados a eventos de El Niño, factores de cambio climático-deglaciación.

REFERENCIAS

- Bonnot, D. 1984. Neotectonique et tectonique active de la Cordillera Blanca et du Callejón de Huaylas (Andes nord-péruviennes). These, Université de Paris-Sud, Orsay.
- Dalmayrac, 1974. Parallel thrust and faulting in Perú and constraints on state of stress. Earth and Planetary Science Letters 55: 473–481.
- Schwartz, D. 1988. Paleoseismicity and neotectonics of the Cordillera Blanca fault zone, northern Peruvian Andes. Journal of Geophysical Research 93 (B5): 4712–4730.
- Yonekura., Matsuda, T.; Kaisuka, S. 1979. An active fault along the western foot of the Cordillera Blanca. Perú. Chigaku Zasshi, 88:1–19

5.3 FALLAS TRANSCURRENTES

5.3.1 ZONA DE FALLA LIQUIÑE-OFRQUI

Luis E. Lara¹

(1) **SERNAGEOMIN, Santiago, Chile.**

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

La Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO; Cembrano *et al.*, 1996) corresponde principalmente a un sistema de rumbo dextral situado en el eje del arco volcánico de los Andes del Sur (Fig. 5.3.1.1). Definida por un complejo conjunto de lineamientos, la ZFLO es el resultado de la deformación dominante transpresiva que ha actuado al menos desde el Mioceno acompañando el emplazamiento del Batolito Norpatagónico y la estructuración del arco volcánico moderno. El relieve actual asociado a esta estructura ha sido remarcado por la erosión glacial del Pleistoceno y modelado por la intensa actividad volcánica sobre su eje.

La ZFLO presenta sismicidad restringida y de baja magnitud aunque el registro instrumental incluye eventos de magnitudes sobre 5, entre ellos un notable enjambre iniciado en enero de 2007 que incluyó un sismo superficial de magnitud Mw: 6,2.

TIPOS DE ESTUDIOS REALIZADOS

La neotectónica del área adyacente a la ZFLO ha sido estudiada principalmente mediante métodos microtectónicos (Lavenu y Cembrano, 1999; Arancibia *et al.*, 1999; Potent y Reuther, 2001; Lara *et al.*, 2006; Rosenau *et al.*, 2006). Redes sísmicas temporales han sido desplegadas en algunos sectores (Barrientos y Acevedo, 1992; Bohm *et al.*, 2002; Rietbrock *et al.*, 2006) obteniendo resultados compatibles con los datos de la deformación de largo plazo.

CARACTERÍSTICAS DE LA ESTRUCTURA

La ZFLO está formada por tres segmentos característicos. En su extremo norte, entre el volcán Copahue ($37,8^{\circ}\text{S}$) y los $39,5^{\circ}\text{S}$, corresponde a un conjunto de estructuras de rumbo NNE a NE que configuran una geometría de 'horse tail' que empalma con el sistema compresivo de Copahue-Antiñir (Folguera *et al.*, 2004). Su segmento central consiste en un conjunto de estructuras N-S interrumpidas ocasionalmente por fallas transversales. La porción austral consiste en un 'duplex' limitado por fallas maestras en cuyo interior se desarrollan también estructuras transversales. Se ha sugerido que el desplazamiento lateral ha estado acompañado localmente de ajustes verticales y que las cadenas volcánicas NE-SO representan megagrietas de tensión en régimen transpresivo (López-Escobar *et al.*, 1995; Lavenu y Cembrano, 1999).

EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA

En general, tanto el clima lluvioso de la región como la baja tasa de desplazamiento en la ZFLO, dificulta la conservación de geoformas o depósitos asociados a sus movimientos recientes. Sin embargo, evidencias locales de desplazamiento se disponen en el segmento norte donde la denominada Falla Lonquimay parece afectar el sistema de drenaje con un desplazamiento de ca. 500–200 m (Fig. 5.3.1.2a). En el segmento central, evidencia indirecta del desplazamiento holoceno proviene del alineamiento de conos monogénicos y conos de flanco en los estratovolcanes. En efecto, estos alineamientos aparecen sistemáticamente orientados en dirección NE-SO definiendo, al igual que los datos de microtectónica y

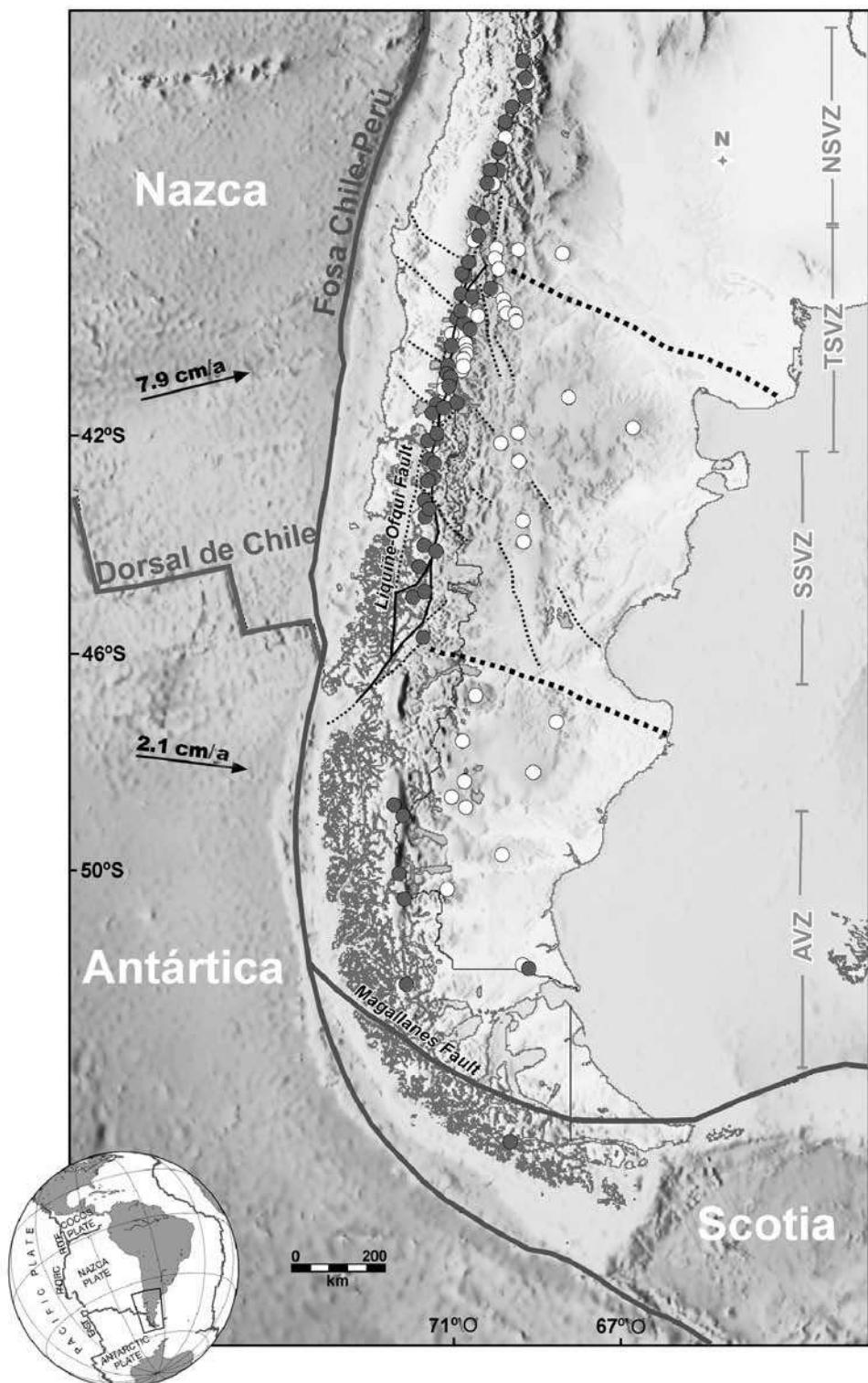


FIG. 5.3.1.1. Esquema tectónico del área de la ZFLO. Los segmentos descritos en el texto aparecen identificados.

los sismos corticales históricos, un eje estable de acortamiento máximo (~N45°E). La distribución aproximadamente sigmoidal de algunos de ellos ha sido sugerida también en otras regiones como evidencia indirecta del desplazamiento lateral en las fallas subyacentes. Adicionalmente, en algunos sectores se reconoce rasgos de desplazamiento vertical en la falla maestra (Fig. 5.3.1.2b) que se han atribuido tanto a la componente contraccional del régimen transpresivo como a los ajustes isostáticos debido al rebote postglacial (Hervé y Ota, 1993). Además, numerosos grupos de volcanes monogénicos se emplazan exactamente sobre la traza principal en este segmento. Finalmente, en el extremo meridional se observan desplazamientos verticales con descenso del bloque occidental que permiten el desarrollo de lagunas de falla con una configuración típica de 'trailing edge' en falla de rumbo (Forsythe y Diemer, 2006; Lavenu, 2007).

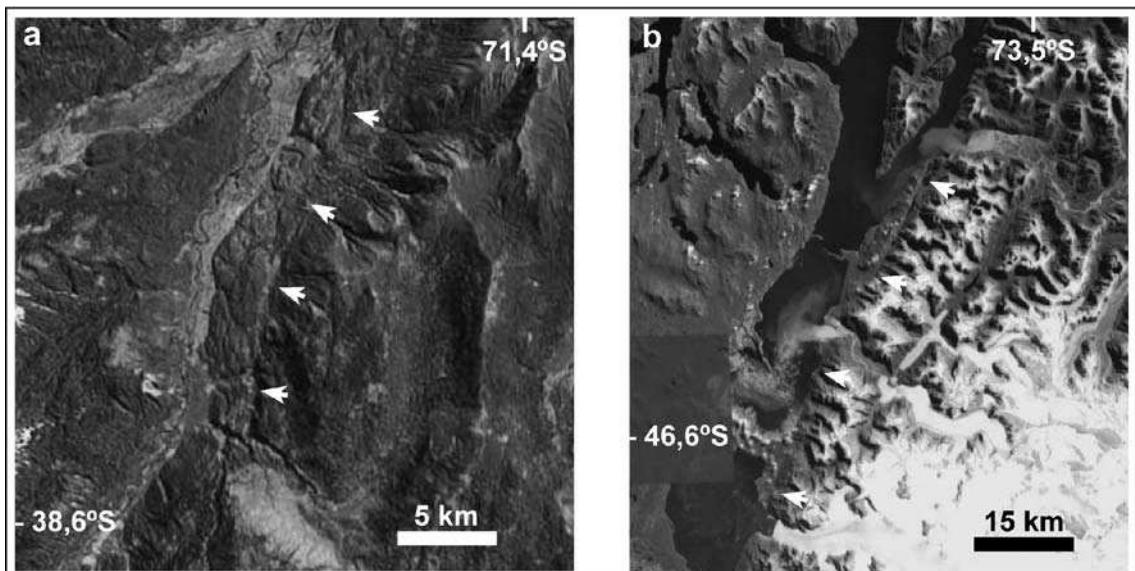


FIG. 5.3.1.2 (a) Imagen satelital del área de la Falla Lonquimay, segmento norte de la ZFLO. Se observa drenaje aparentemente disecado por la estructura. Melnick *et al.* (2006) han propuesto 200-500 m de desplazamiento lateral en este lugar. (b) Imagen satelital del sector de Laguna San Rafael (45°S) donde se observa el notable resalte vertical definido por la ZFLO.

OTRA INFORMACIÓN DE INTERÉS

Aunque el registro sísmico en la ZFLO es escaso, los datos reportados confirman las interpretaciones basadas en el análisis estructural. Por ejemplo, la erupción del volcán Lonquimay en 1989 ocurrió sobre una fisura NE-SO y durante esa crisis se registró un sismo cortical de magnitud Mw: 5,3, cuyo mecanismo focal de rumbo dextral es compatible con la orientación de la fisura (Barrientos y Acevedo, 1992). Recientemente, en el segmento sur de la ZFLO, un intenso enjambre sísmico incluyó un evento de magnitud Mw 6,3 con idéntico mecanismo focal (<http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/>) sobre la traza principal. Rietbrock *et al.* (2006) obtuvieron similares resultados con una red temporal. No obstante lo anterior, no se ha observado aún expresiones superficiales de la ruptura cosísmica ni realizado prospecciones paleosismológicas.

REFERENCIAS

- Arancibia, G.; Cembrano, J.; Lavenu, A. 1999. Transpresión dextral y partición de la deformación en la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, Aisén, Chile (44–45°S). Revista Geológica de Chile, 26, (1): 3–22.

- Barrientos, S.; Acevedo, P. 1992. Seismological aspects of the 1988–1989 Lonquimay (Chile) volcanic eruption. *Journal of Volcanology Geothermal Research*, Vol. 53, p. 73–87.
- Bohm, M.; Lüth, S.; Echtler, H.; Asch, G.; Bataille, K.; Bruhn, C.; Rietbrock, A.; Wigger, P. 2002. The Southern Andes between 36° and 40°S latitude: seismicity and average seismic velocities. *Tectonophysics*, 356: 275–289.
- Cembrano, J.; Hervé, F.; Lavenu, A. 1996. The Liquiñe-Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault Zone in southern Chile. *Tectonophysics*, 259: 55–66.
- Folguera, A.; Ramos, V.A.; Hermanns, R.; Naranjo, J.A. 2004. Neotectonics in the foothills of the southernmost central Andes (37°–38°S): Evidence of strike-slip displacement along the Antiñir-Copahue fault zone. *Tectonics*, TC 5008, Vol. 23, 23 p.
- Forsythe, R.; Diemer, J. 2006. Late Cenozoic movement associated with the arc-parallel Liquiñe-Ofqui Fault Zone and the Chile Triple Junction documented by acoustic profiling of shallow marine and lacustrine deposits of Southern Chile. *Backbone of the Americas GSA meeting, Abstracts*, Mendoza, 48 p.
- Hervé, F.; Ota, Y. 1993. Fast Holocene uplift rates at the Andes of Chile, southern Chile. *Revista Geológica de Chile*, 20, (1): 15–24.
- Lara, L.E.; Lavenu, A.; Cembrano, J.; Rodríguez, C. 2006. Structural controls of volcanism in transversal chains: resheared faults and neotectonics in the Cordón Caulle-Puyehue area (40.5°S), Southern Andes. *Journal of Volcanology Geothermal Research*, 158: 70–86.
- Lavenu, A. 2007. Fallas Cuaternarias de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín, No. 62, 50 p.
- Lavenu, A.; Cembrano, J. 1999. Compressional and traspressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology*, 21: 1669–1691.
- López-Escobar, L.; Cembrano, J.; Moreno, H. 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic quaternary volcanism (37–46°S). *Revista Geológica de Chile*, 22, (2): 219–234.
- Melnick, D., M. Rosenau, A. Folguera, and H. Echtler (2006), Neogene tectonic evolution of the Neuquén Andes western flank (37–39°S), in *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39°S lat)* (S.M. Kay and V.A. Ramos, editors), Geological Society of America Special Paper 407: 79–95.
- Potent, S.; Reuther, C.D. 2001. Neogene Deforamtionsprozesse im aktiven magmatischen Bogen Südzentralchiles zwischen 37° und 39°S. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, Vol. 85, 22 p.
- Rietbrock, A.; Haberland, C.; Dahm, T.; Bataille, K.; Tilmann, F.; Flüh, E.; Lange D.; Hofmann S. 2006. The TIPTEQ seismological network in Southern Chile: a deep insight into the seismogenic coupling zone. *11th Chilean Geological Congress, Abstracts*. Antofagasta, TIPTEQ Research Group, CD ROM.
- Rosenau, M.R.; Melnick, D.; Echtler, H. 2006. Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the Southern Andes between 38°S and 42°S latitude. *Tectonics* 25, TC4013.

5.3.2 SISTEMA DE FALLAMIENTO EL TIGRE (AR-16)

Irene Pérez¹ y Carlos Costa²

(1) **Instituto Nacional de Prevención Sísmica – INPRES, Roger Ballet 47 (norte). 5400 San Juan, Argentina.** iperez@inpres.gov.ar

(2) **Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis. Chacabuco 917, 5700 San Luis, Argentina.** costa@unsl.edu.ar

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

El Sistema de fallamiento El Tigre está localizado en el piedemonte occidental de la Precordillera Occidental (Baldís y Chebli, 1969; Baldís, et al., 1979) (Fig. 5.3.2.1), dentro del ámbito de la depresión intermontana de Calingasta-Iglesia, la cual separa la Precordillera de la Cordillera Frontal. En dicha depresión se registra un importante desarrollo de depósitos aluviales, fluviales y lacustres cuaternarios y ha sido caracterizada por Beer et al. (1990) como una cuenca de tipo *piggy-back*. Se reconocen afloramientos aislados de rocas paleozoicas y terciarias, mostrando éstas últimas similitud con el estilo estructural de Precordillera Occidental, conformando anticlinales y sinclinales vergentes al este.

La falla El Tigre constituye una notoria estructura de carácter transcurrente dextral, que puede reconocerse afectando a geoformas cuaternarias a lo largo de por lo menos 120 kilómetros. Se reconocen a lo largo de esta falla secciones con características diferentes en planta, al norte y al sur del Cerro Negro de Iglesia (Fig. 5.3.2.1). La sección septentrional se desarrolla entre 30°20'S y 30°35'S y está caracterizada por diferentes escarpes subparalelos, generalmente con componente vertical inversa. La sección austral se extiende desde los 30°40'S hasta los 31°20'S, conforma un rasgo morfotectónico rectilinear en la macroescala y genera una notoria imposición en el relieve pedemontano, con claras evidencias de desplazamiento dextral. Siame et al. (1997a; 1997b) y Siame (1998) han interpretado a esta estructura como un ejemplo de partición de la deformación en el orógeno andino.

Según Bastías (1985) y Bastías et al. (1990), esta estructura muestra una longitud de afloramientos mucho más extensa al norte y sur de las áreas aquí analizadas.

La sección septentrional se desarrolla entre 30°20'S y 30°35'S y está caracterizada por diferentes escarpes subparalelos, generalmente con componente vertical inversa.

La sección austral se extiende desde los 30°40'S hasta los 31°20'S. Conforma un rasgo morfotectónico rectilinear en la macroescala y genera una notoria imposición en el relieve pedemontano, con claras evidencias de desplazamiento dextral (Fig. 5.3.2.2). Siame et al. (1997a; 1997b) y Siame (1998) han interpretado a esta estructura como un ejemplo de partición de la deformación en el orógeno andino.

Según Bastías (1985) y Bastías et al. (1990), esta estructura muestra una longitud de afloramientos mucho más extensa al norte y sur de las áreas aquí analizadas.

El clima de la región es desértico, siendo la precipitación media anual de 100 mm, concentrada en los meses de enero y febrero.

TIPOS DE ESTUDIOS REALIZADOS

Este sistema ha sido investigado mediante numerosos estudios que comprenden desde fotointerpretación regional y controles expedicionarios de campo (Eder y Wetten, 1975; Bastías et al., 1984; 1990; Bastías, 1985; Bastías y Bastías, 1987; Bastías y Uliarte, 1987 y varios otros), trincheras (INPRES, 1982) y análisis morfoestratigráfico detallado con apoyo de dataciones (Siame et al., 1997a; 1997b; Siame, 1998).

CARACTERÍSTICAS DE LA ESTRUCTURA

El tramo ubicado al norte del cerro Negro de Iglesia (Fig. 5.3.2.1), está caracterizado por numerosas

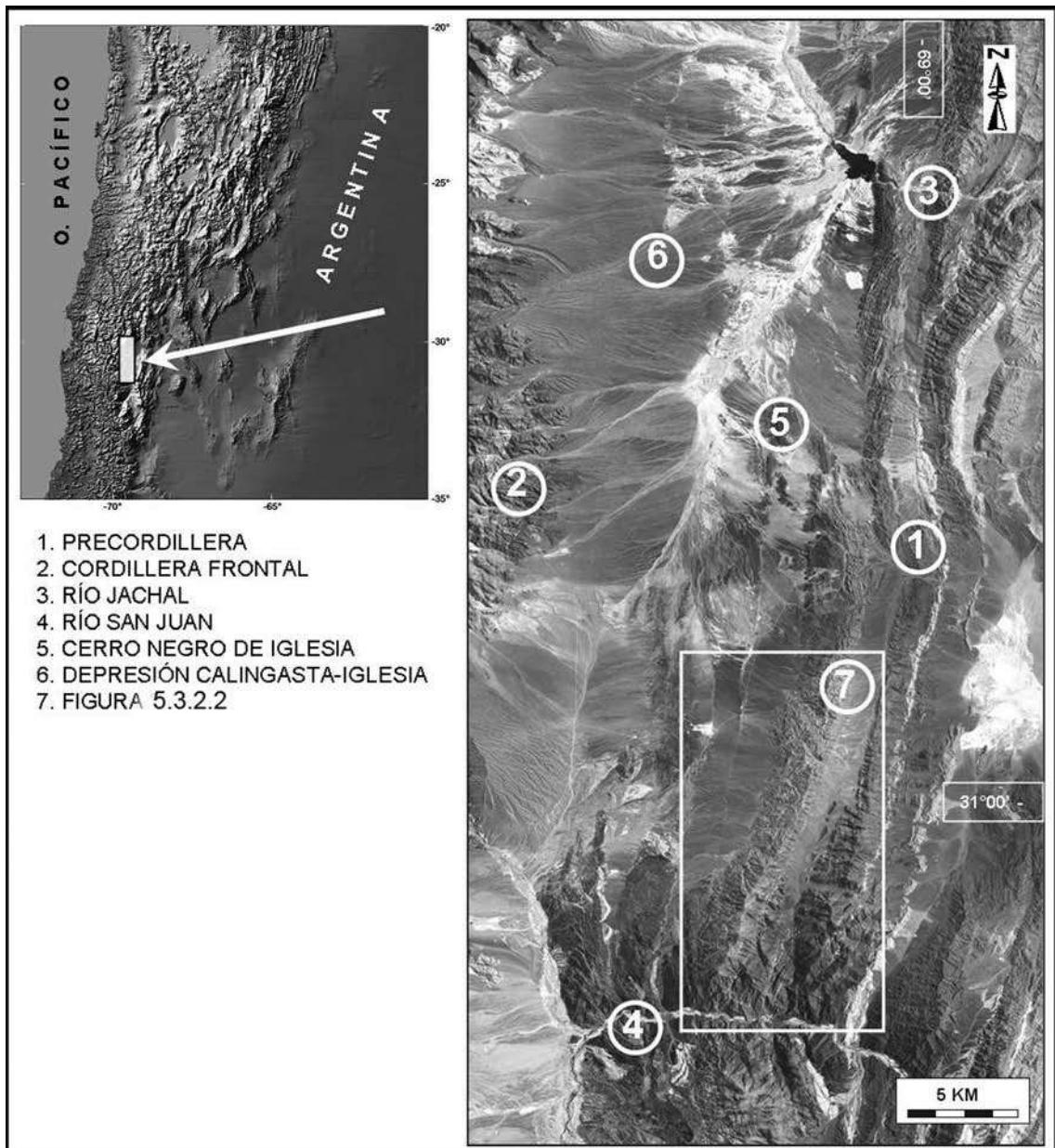


FIG. 5.3.2.1. Croquis de ubicación del Sistema de Fallas El Tigre.

fallas subparalelas que afectan a sedimentos de abanicos aluviales y bajadas. Los escarpes son discontinuos, con una distribución general en "V" en planta, cuyo vértice se ubica en el cerro Negro de Iglesia y se distribuye en dos ramales principales groseramente definidos con orientaciones NNE y N-NNO (Pérez y Costa, 2006).

Se observa alternancia de bloque elevado/bajo a ambos lados de la traza de falla y se han reconocido componentes de tipo inverso con inclinación variable entre 40°E (en las cercanías del cerro Negro de Iglesia) y 28°O (en las cercanías del dique Cuesta del Viento) (Pérez y Costa, 2006; Pérez en preparación). Este patrón de afloramiento sugeriría una geometría característica de las secciones terminales de fallas transcurrentes, como así también la existencia de controles por parte de anisotropías precuaternarias (Siame, 1998; Pérez y Costa, 2006).

La sección austral del Sistema de Fallamiento El Tigre manifiesta claro comportamiento transcurrente dextral evidenciado por la deflexión de los cursos fluviales, (Bastías, 1985). En las trincheras analizadas, se ha reconocido en ciertos sectores una componente normal en el desplazamiento, con inclinaciones de 59°SE y 75°SE . Como así también fallas secundarias de tipo inverso, inclinando entre 45°NO y 70°NO (INPRES, 1982).

EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA

La sección norte muestra rasgos morfológicos notorios, pero menos espectaculares que la porción austral y no siempre están presentes evidencias morfológicas diagnósticas de movimientos transcurrentes. Las deformaciones cuaternarias se distribuyen aquí en varios ramales de fallas con escarpes que alcanzan hasta cuatro metros de altura. Las mismas presentan alternancia de bloque alto y bajo especialmente en el segmento que guarda concordancia con el rumbo de la sección austral.

En su porción sur la falla El Tigre presenta un trazo rectilíneo con bloques elevados al oeste. Se reconocen varios desplazamientos horizontales de cursos fluviales, incluso hasta en cauces activos. Son claras las porciones donde predomina tensión y transpresión, en función del diseño curvilíneo de la estructura (Fig. 5.3.2.2).

En la Fig. 5.3.2.3 se destaca un escarpe con labio elevado al oeste, en el que se reconocen varios trazos lineares subparalelos de expresión topográfica más sutil. Asociados a los mismos aparecen relieves positivos con hábito de lomos de ballena (*whale-back*) (Fig. 5.3.2.4), que han sido vinculados con lomos de presión originados en sectores transpresivos de la estructura (Bastías, 1985; Siame, 1998).

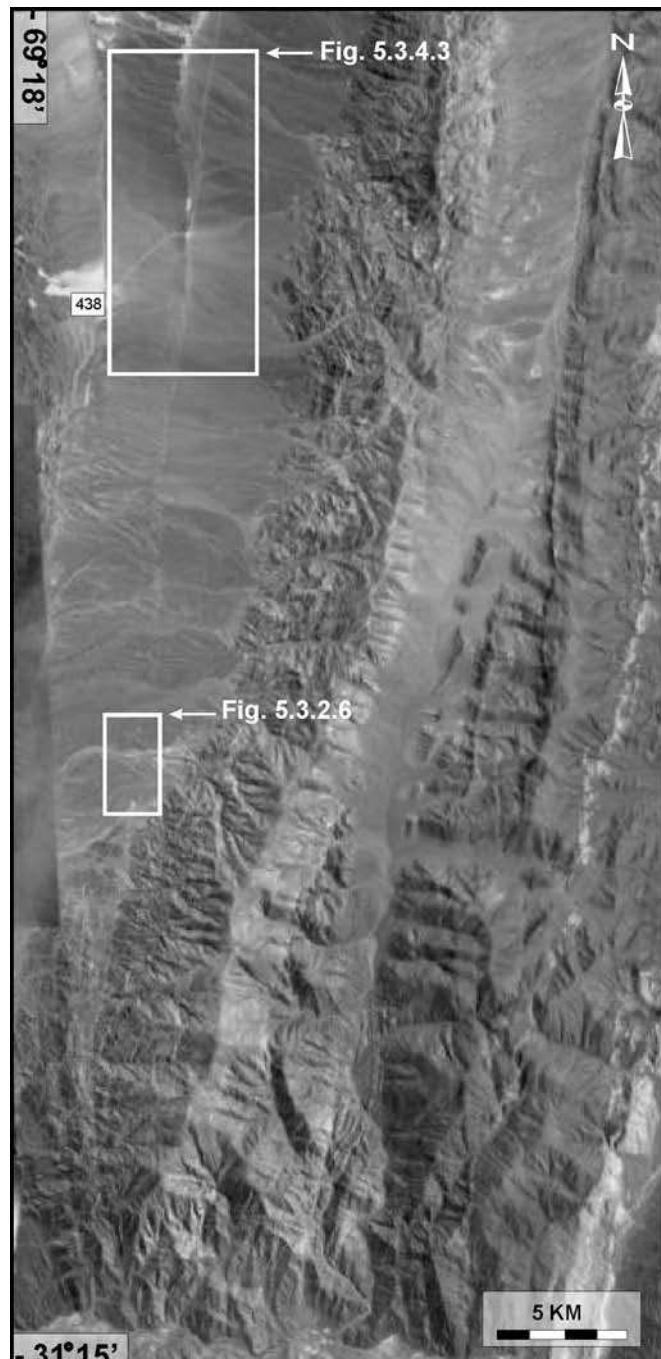


FIG. 5.3.2.2. Imagen aérea correspondiente a la sección austral de la falla El Tigre. Puede reconocerse un trazo predominantemente rectilíneo con una expresión topográfica bien impuesta en la bajada pedemontana de la Precordillera Occidental. (Imagen obtenida de Google Earth).

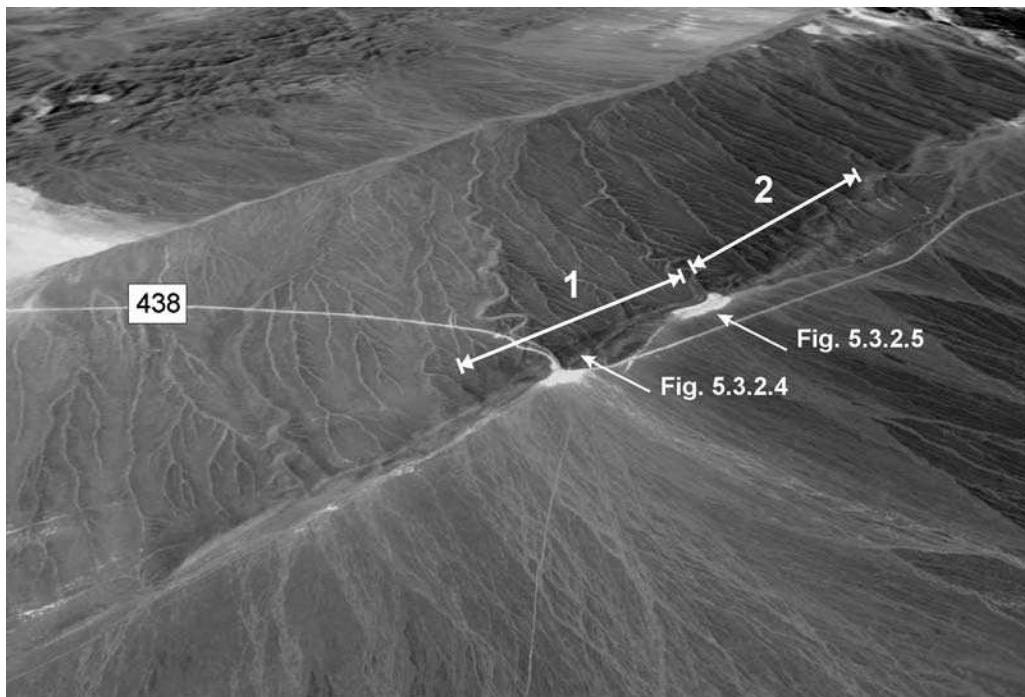


FIG. 5.3.2.3. Vista aérea oblicua hacia el NNO del sector de escarpe de falla identificado en la figura anterior. Se destacan morfologías lineares positivas interpretadas como lomos de presión y sectores de anegamiento temporal en el labio bajo (en colores claros) vinculados con abras de agua. Véanse detalles en el texto. (Imagen obtenida de Google Earth).



FIG. 5.3.2.4. Vista tomada hacia el norte del escarpe de la falla El Tigre en su intersección con la ruta 438 (a la derecha), con una vista panorámica del relieve interpretado como lomo de presión (*pressure ridge*). En el pie del escarpe se reconoce un sector de aluvionamiento localizado destacado por sedimentos finos de colores claros. Nótese que pese a la notoria rectilinearidad de esta morfoestructura a escala macroscópica y al bajo grado de destrucción de geoformas que impera en este ambiente morfológico, no se observan en este sector escarpes con preservación de cara libre.



FIG. 5.3.2.5. Vista tomada hacia el sur del sector indicado en la Fig. 5.3.2.3, donde la geometría del trazo de la falla y las cotas topográficas sugieren una zona localizada de transtensión.

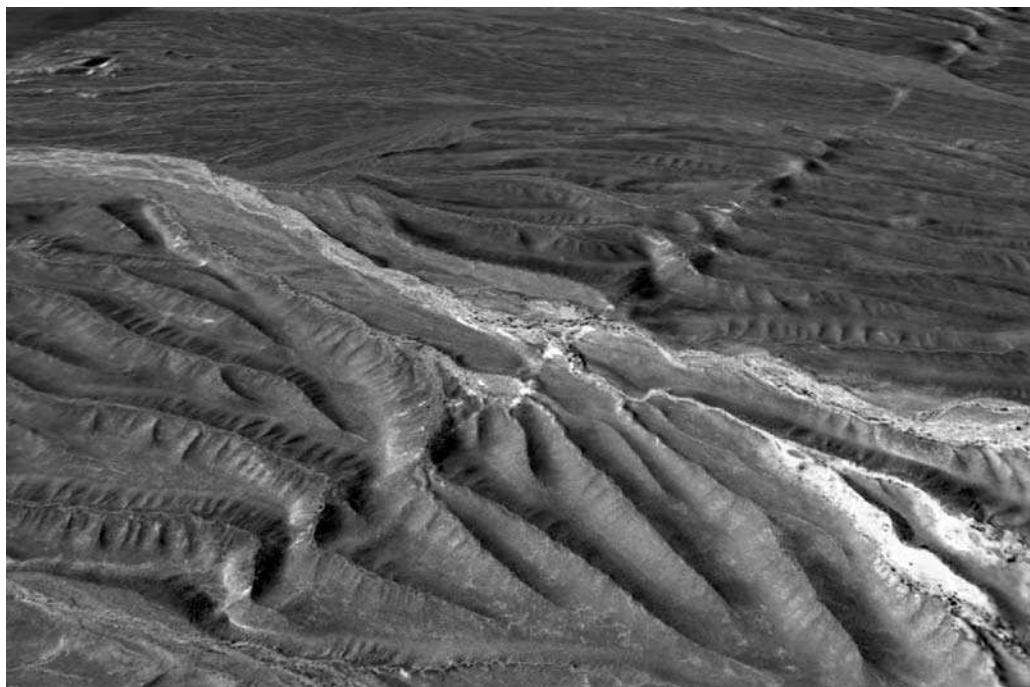


FIG. 5.3.2.6. Vista aérea oblicua hacia el NO del sector indicado en la Fig. 5.3.2.3. Puede reconocerse el notorio rasgo linear del escarpe y las adaptaciones del drenaje, con desplazamiento de interfluvios consistentes con un sentido de movimiento transcurrente dextral. El drenaje se encuentra deflectado pero no obturado, no reconociéndose lomos de obturación (*shutter ridges*). Nótese que pueden reconocerse rasgos lineares y otras anomalías en el drenaje, aún en los cursos fluviales más recientes (de colores claros). (Imagen obtenida de Google Earth).

En las leves concavidades al este del trazo, se reconocen sectores de topografía deprimida (sector 1 en la Fig. 5.3.2.3), destacados por la presencia de depósitos fluvio-lagunares finos de tonos claros (Fig. 5.3.2.5) asociados a abras de agua (*water gaps*). Ello es consistente con zonas transtensivas en un régimen de movimiento dextral.

Por el contrario, en la sección cóncava al oeste (sector 2 en la Fig. 5.3.2.3) se aprecia una mayor concentración de lomos lineares consistente con una zona transpresiva.

En el labio elevado del escarpe se observan evidencias de drenajes descabezados y abras de viento, sugiriendo una reciente reorganización del sistema fluvial, luego que el levantamiento del labio occidental obligara a reajustes en las direcciones y hábitos de las escorrentías.

En la Fig. 5.3.2.6 se destaca el trazo rectilíneo de esta estructura, que genera deflexiones y adaptaciones del drenaje, los cuales de acuerdo con la disposición en planta de los interfluvios son consistentes con un sentido de movimiento dextral.

OTRA INFORMACIÓN DE INTERÉS

La sismicidad regional presenta una distribución bimodal en la profundidad de los eventos. Los sismos superficiales, son poco frecuentes y espacialmente aislados sin que se pueda establecer una relación directa con las estructuras cuaternarias. La máxima magnitud registrada es de Mb 4.2 para un evento de 8 km de profundidad.

Los sismos de interplaca poseen profundidades focales localizadas entre 120 y 140 km aproximadamente y su ocurrencia es más frecuente. La magnitud máxima determinada instrumentalmente corresponde a Mb 5.8.

El epicentro del terremoto ocurrido en 1894 (EMM IX, Ms 8.2, INPRES, 1982), fue localizado en el valle de Rodeo-Iglesia en base a los datos de las intensidades del mismo (Bodenbender, 1894; Castano, 1993). Pero no existe información que permita documentar rupturas primarias asociadas al mismo, aunque generó importantes fenómenos de licuefacción e inestabilidad de laderas en la región.

Siame *et al.* (1997a y 1997b) determinaron una tasa de movimiento máxima de 1 mm/año para el Pleistoceno superior en el sector austral de esta estructura, en función de las edades obtenidas mediante isótopos cosmogénicos.

REFERENCIAS

- Baldis, B.; Chebli, G. 1969. Estructura profunda del área central de la Precordillera Sanjuanina. Jornadas Geológicas Argentinas, No. 4, 1: 47–65.
- Baldis, B.; Martínez, R.; Villegas, C.; Pereyra, M.; Pérez, A. 1990. Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Juan. Congreso Geológico Argentino, No. 11, p. 186–211.
- Bastías, H. 1985. Fallamiento cuaternario en la región sismotectónica de Precordillera.
- Bastías, H.; Bastías, J. 1987. Fallamiento rumbo-deslizante en el borde oriental de los Andes entre 32° y 26° de latitud sur. Congreso Geológico Argentino, No. 10, *Tomo Tucumán*, I: 207–210.
- Bastías, H.; Uliarte, E. 1987. Morfología de la falla rumbo-deslizante El Tigre entre los ríos Jáchal y San Juan. Congreso Geológico Argentino, No. 10, Actas, *Tomo Tucumán*, Vol. I: 251–254.
- Bastías, H.; Uliarte, E.; Paredes, J.; Sanchez, A.; Bastías, J.; Ruzicki, L.; Perucca, L.; 1990. Neotectónica de la provincia de San Juan. Congreso Geológico Argentino, No. 11, Relatorio, p. 228–244.
- Bastías, H.; Weidman, N.; Pérez, A. 1984. Dos zonas de fallamiento pliocuaternario en la Precordillera de San Juan. Congreso Geológico Argentino, No. 9, Actas, 2: 239–241.
- Beer, J.; Allmendinger, R.; Figueira, D.; Jordan, T. 1990. Seismic stratigraphy of a neogene piggy-back basin, Argentina. American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 74 (8): 1183–1202.
- Bodenbender, G. 1894. El Terremoto Argentino del 27 de octubre de 1894. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias en Córdoba, XIV: 293–329.
- Castano, J. 1993. La verdadera dimensión del problema sísmico en la provincia de San Juan. INPRES, Publicación Técnica, Nº 18, 46 p.
- Eder, J.; Wetten, C.; Williams, W.; Garcés, J. 1975. Investigación del Agua Subterránea y del Termalismo del Valle de Iglesia. Centro Regional de Aguas Subterráneas - (Informe Preliminar), Vol. I.

- INPRES. 1982. Microzonificación Sísmica del Valle del Tulum, Prov. de San Juan. Informe Técnico General, San Juan, Vol. I.
- Pérez, I.; Costa, C. 2006. El Sistema de fallamiento El Tigre entre el río Jáchal y el cerro Negro de Iglesia (provincia de San Juan). Reunión de Tectónica, No. 13, Programa con Resúmenes, 48 p. San Luis.
- Siame, L. 1998. Cosmonucléide produit in-situ (^{10}Be) et quantification de la deformation active dans les Andes Centrale. Thèse de l'Université Paris-Sud (Paris XI). 462 p. Orsay.
- Siame, L.; Bourlès, D.; Sebrier, M.; Bellier, O.; Castano, J.; Araujo, M.; Pérez, A.; Raisbeck, G.; Yu., F. 1997a. Cosmogenic dating ranging from 20 to 700 ka of a series of alluvial fan surfaces affected by the El Tigre fault, Argentina. *Geology*, 25(11): 975–978.
- Siame, L.; Bourlès, D.; Sebrier, M.; Bellier, O.; Castano, J.; Araujo, M. 1997b. Geometry, segmentation and displacement rates of the El Tigre fault, San Juan province (Argentina) from spot image analysis and ^{10}Be datings. *Annales Tectonicae* 10, No. (1-2), p. 3–36. Tesis doctoral (inédito). Universidad Nacional de San Juan, 147 p.

5.3.3 FALLA IBAGUÉ (CO-35)

Hans Diederix¹, Jaime Romero¹, Frank Audemard²

(1) Instituto Colombiano de Geología y Minería, Ingeominas, Diag. 53 – 34 – 53, Bogotá, Colombia.

hansdiederix@yahoo.es; jromero@ingeominas.gov.co

(2) Funvisis, Venezuela. faudemard@funvisis.gob.ve

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

La Falla de Ibagué es una estructura de tipo transcurrente dextral (*right lateral strike-slip fault*) orientada en dirección ENE que atraviesa oblicuamente a la Cordillera Central y el Valle del río Magdalena (Fig. 5.3.3.1 y 5.3.3.2). Desplaza por una distancia de casi 25 km al Batolito de Ibagué, de edad jurásica, y a una superficie de erosión regional (penillanura) de edad mio-pliocena, que trunca la cordillera y ha sido basculada hacia el Oriente (Page y James, 1981; Soeters, 1981) (Figs. 5.3.3.2 y 5.3.3.3). Esta falla constituye la expresión más notoria de una zona de cizalla transversal que afecta a las cordilleras Occidental y Central (Taboada *et al.*, 2000; Arcila *et al.*, 2002).

La falla de Ibagué, al salir del flanco oriental de la Cordillera Central, cruza una extensa llanura aluvial pleistocena conocida como el Abanico de Ibagué. Este abanico está compuesto en mayor parte por flujos fluvio-glaciales y fluvio-volcánicos de grano grueso, provenientes del volcán Nevado del Tolima a 30 km al NO de la ciudad de Ibagué, cuya actividad más reciente data de 1825/26 y 1943 (Acosta y Ramírez, 1985; Cepeda *et al.*, 1998). En la parte superior hay aportes de depósitos piroclásticos de edad holocena, originados en el volcán Machín, situado a 16 km al oeste de la ciudad de Ibagué (Acosta y Ramírez, 1985). El espesor de estos depósitos varía considerablemente entre 30 y 100 m conforme a la paleotopografía de la cuenca que rellena (Vergara, 1989).

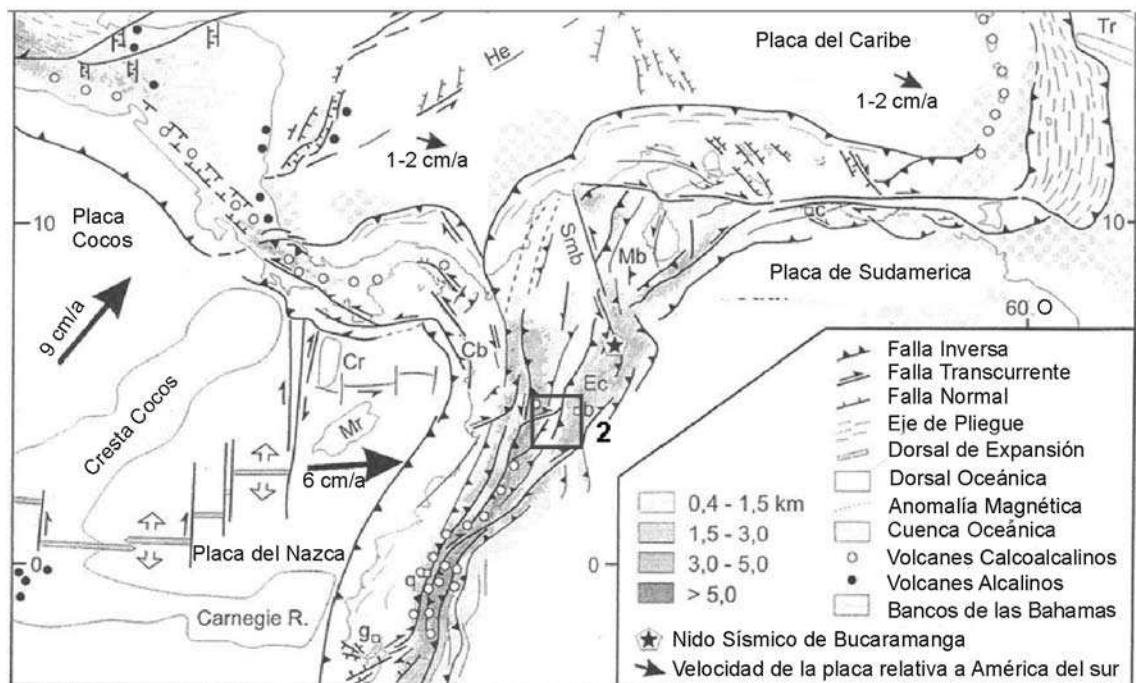


FIG. 5.3.3.1. Ubicación y posición dentro del marco geotectónico de Colombia (Tomado de Taboada *et al.*, 2000), del ejemplo de deformación cuaternaria de la Falla de Ibagué (CO-35).

La sección de la falla que atraviesa el abanico en una distancia de 30 km entre la ciudad de Ibagué, situada sobre el ápice del abanico, y el pueblo de Piedras en el extremo oriente cerca del río Magdalena (Fig. 5.3.3.4), presenta abundantes manifestaciones morfotectónicas características de una falla transcurrente (Diederix *et al.*, 1987, Vergara, 1989, Montes *et al.*, 2005 a y b, Diederix *et al.*, 2006a). Así, se observan escarpes de falla, lomos de falla (*linear fault ridges*), lomos de presión, bermas de falla, cuencas de tracción con lagunas de falla (*sagponds*), pliegues, drenajes desplazados y drenajes antecedentes (Figs. 5.3.3.5, 5.3.3.6, 5.3.3.7, 5.3.3.8 y 5.3.3.9)

TIPOS DE ESTUDIOS REALIZADOS

La falla ha sido conocida por mucho tiempo, pero su carácter de falla activa en el Cuaternario solo ha llamado la atención desde 1956 (Raasveldt y Carvajal, 1956, Pérez, 1979, Mosquera *et al.*, 1982, Diederix *et al.* 1987, Vergara 1989). Paris *et al.* (2000) incluye la falla en su mapa y base de datos de fallas cuaternarias de Colombia. Más recientemente, en 2002, Ingeominas adelantó un estudio neotectónico

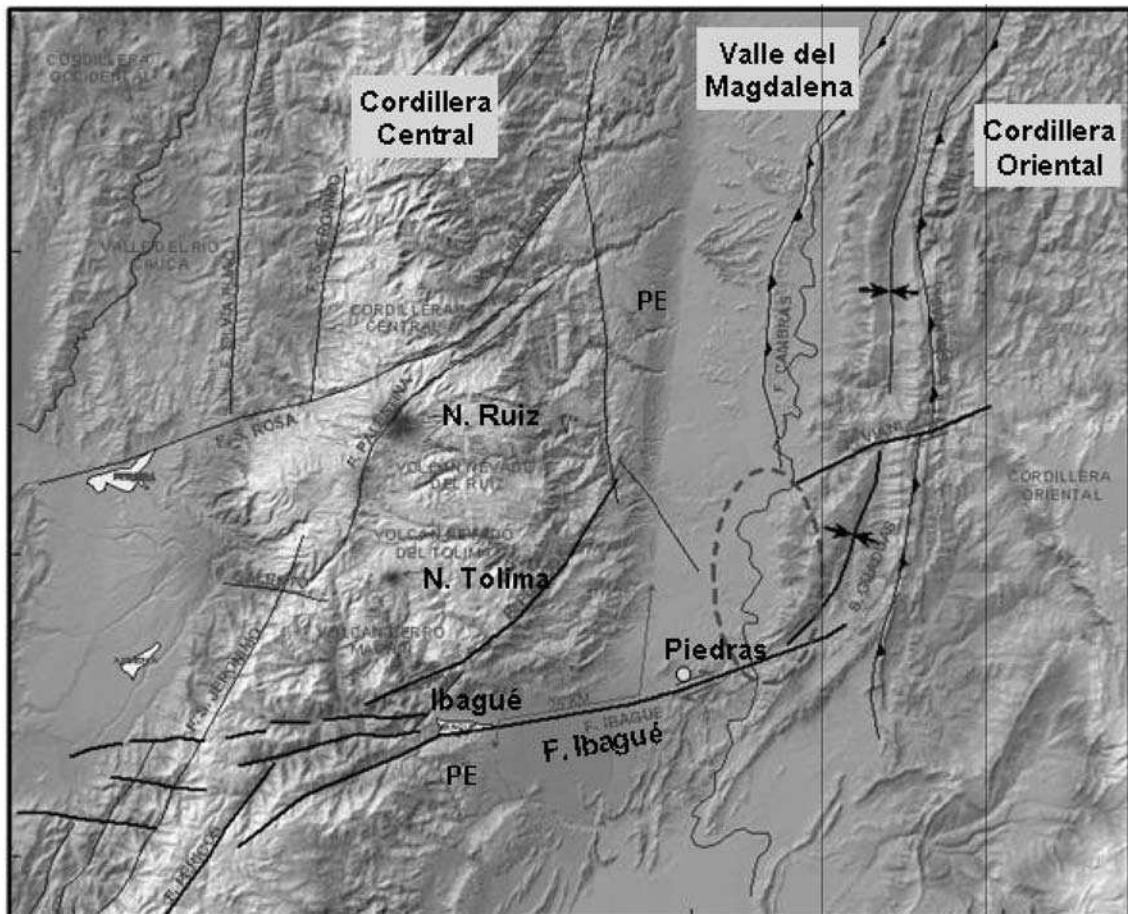


FIG. 5.3.3.2. Modelo digital del terreno (DTM) de la Cordillera Central y el Valle del Magdalena en los alrededores de la ciudad de Ibagué. En la cresta de la cordillera están ubicados los volcanes nevados del Ruiz y del Tolima. Se puede observar un desplazamiento dextral del eje de la cordillera por la Falla de Ibagué. Este desplazamiento se observa aún mejor en la planicie de erosión (PE) del Mio-Plioceno que trunca la cordillera y ha sido basculada hacia el Este. Esta planicie está mejor preservada en la franja oriental antes de desaparecer por debajo de la Llanura del Valle del Magdalena. La planicie está presente también al otro lado de la falla al Sur de la ciudad de Ibagué, desplazada por una distancia de aproximadamente 25 km. Véase también las figuras 5.3.3.3a y 5.3.3.3b.



FIG. 5.3.3.3. Vista hacia el Norte de la llanura del abanico de Ibagué. Se ve sobre el flanco E de la cordillera la planicie de erosión (PE) con una inclinación de 15°. En la foto de la figura 5.3.3.b se ve el perfil de la planicie que se repite al Norte y al Sur de la falla de Ibagué y que ha sido desplazada dextralmente. La planicie de erosión es un marcador geomorfológico que registra el desplazamiento por la falla. En el primer plano de ambas fotos se puede ver un remanente de una terraza más alta y más antigua que el abanico.

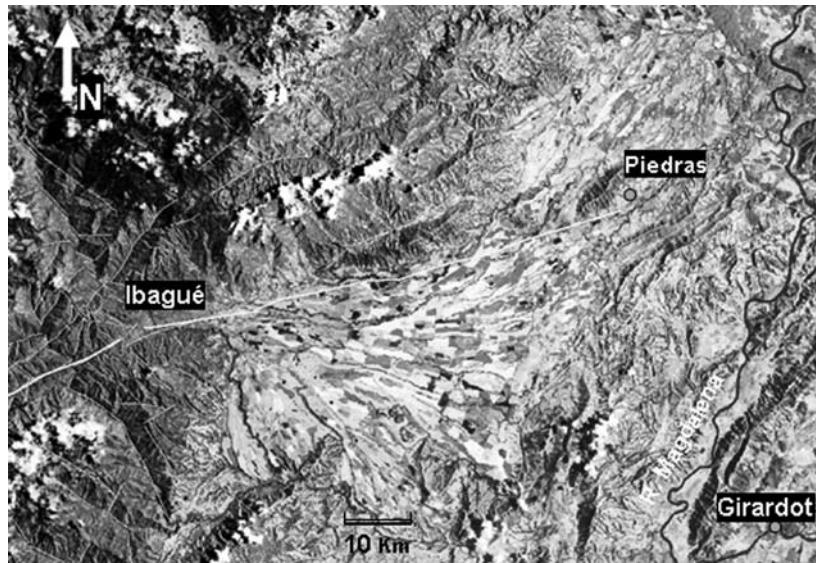


FIG. 5.3.3.4. Imagen Landsat TM que muestra la forma triangular de la llanura grande del Abanico de Ibagué con la ciudad en el ápice. La Falla de Ibagué, al salir de la Cordillera Central, cruza sobre una distancia de 30 km el abanico en su margen norte hasta el pueblo de Piedras en el nororiente, donde hace una curva hacia el NO. Igual que en la figura 5.3.3.2, se nota el desplazamiento de 25 km del flanco oriental de la cordillera, marcado por la planicie de erosión que la trunca.

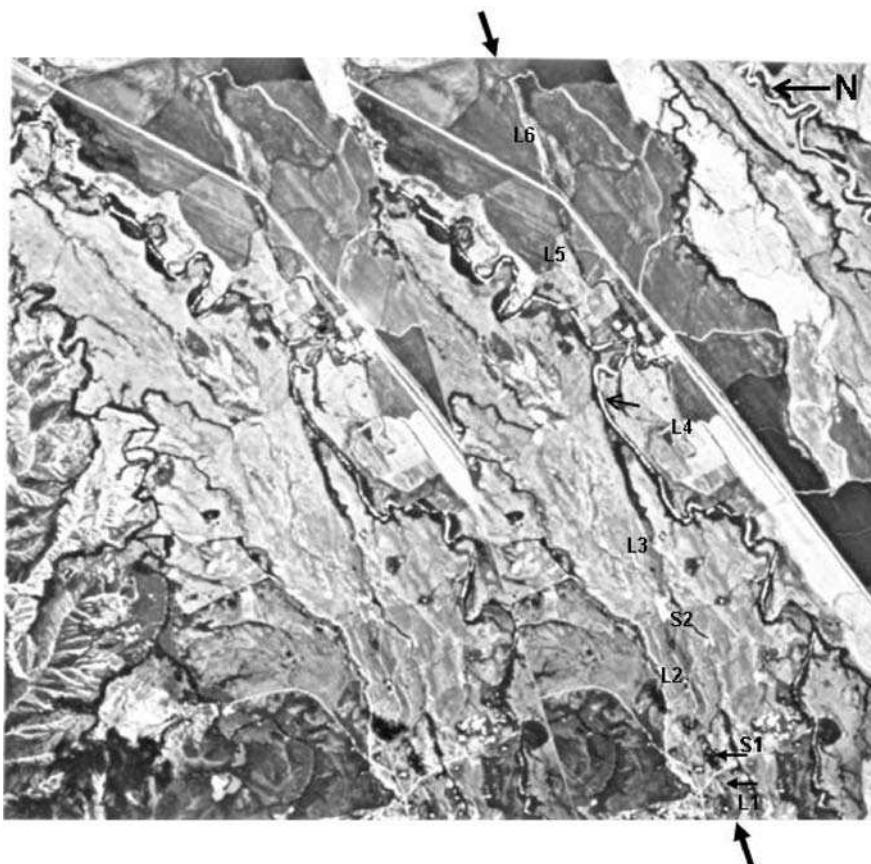


FIG. 5.3.3.5. Estereopar de fotos aéreas de un tramo de la falla. En vista monoscópica la traza de la falla es difícil de observar al ser camuflada por otros rasgos del terreno como el uso de tierra y el drenaje casi paralelo a la falla. En vista estereoscópica, se pueden diferenciar seis lomos de falla (L1 – L6) y 2 lagunas de falla (S1 – S2). La última laguna (S2) ha sido muy intervenida por el hombre y por eso ya no sirve como blanco de investigación paleosismológica.

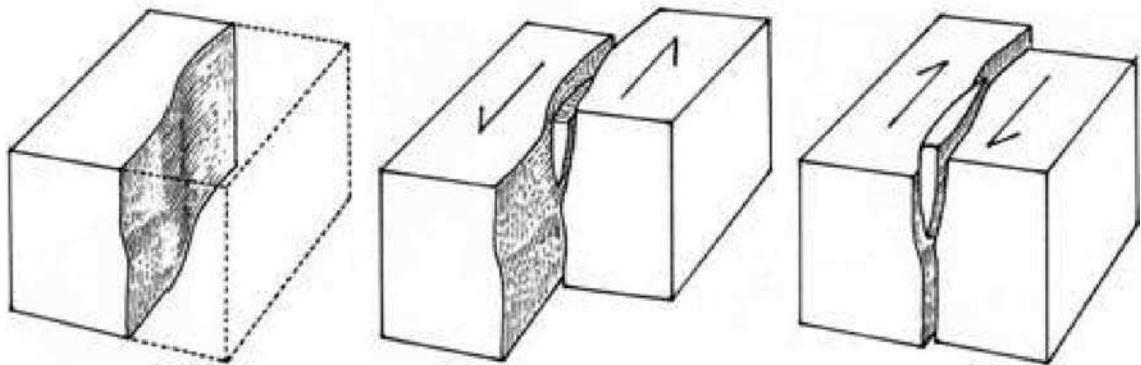


FIG. 5.3.3.6. Bloque diagramas que presentan un modelo genérico de lomos de falla (*linear fault ridges*) y lagos de falla (*sagponds*) en tramos rectos de una falla transcurrente. El modelo relaciona la geometría del plano de falla con la dirección del movimiento. De esta manera se producen zonas de transpresión con cuñas expulsadas (lomos) y zonas de transtensión con cuñas hundidas (lagunas).

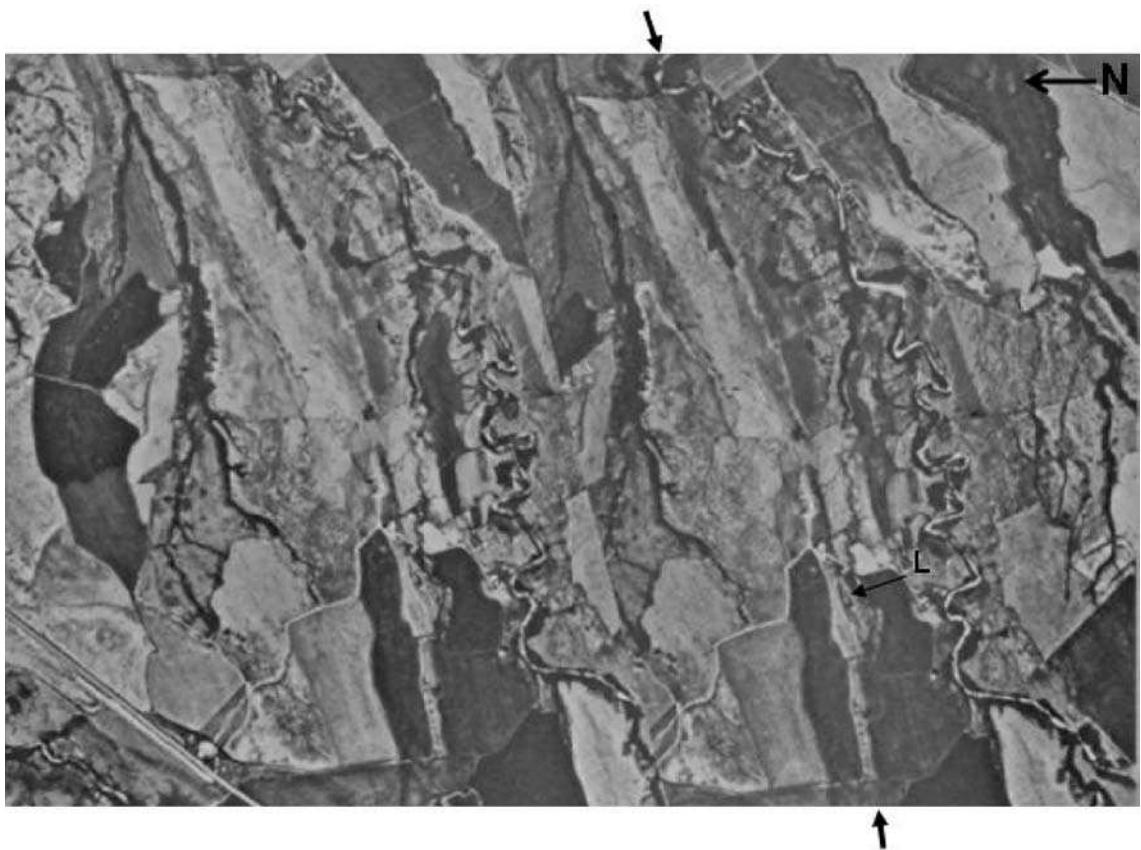


FIG. 5.3.3.7. Estereopar de fotos aéreas del lomo de presión Calicanto con dimensiones de 1400 m de longitud y 40 m de altura. Es notable la asimetría en perfil transversal con el flanco sur, menos inclinado que el flanco norte. El lomo forma un dúo junto con otro lomo alargado, menos alto y separado del principal por una trinchera vegetada. En el flanco norte del lomo principal es posible discernir vagamente un lineamiento y en la cresta, también vagamente, se puede observar una serie de lineamientos cortos, oblicuos, que pueden ser interpretados como cizallas tipo Riedel sintéticas. A poca distancia hacia el oeste se ven dos lomos más pequeños (L) situados exactamente sobre un escarpe de falla que marca la traza de la falla. Véase la figura 5.3.3.8 para la interpretación y la retrodeformación.

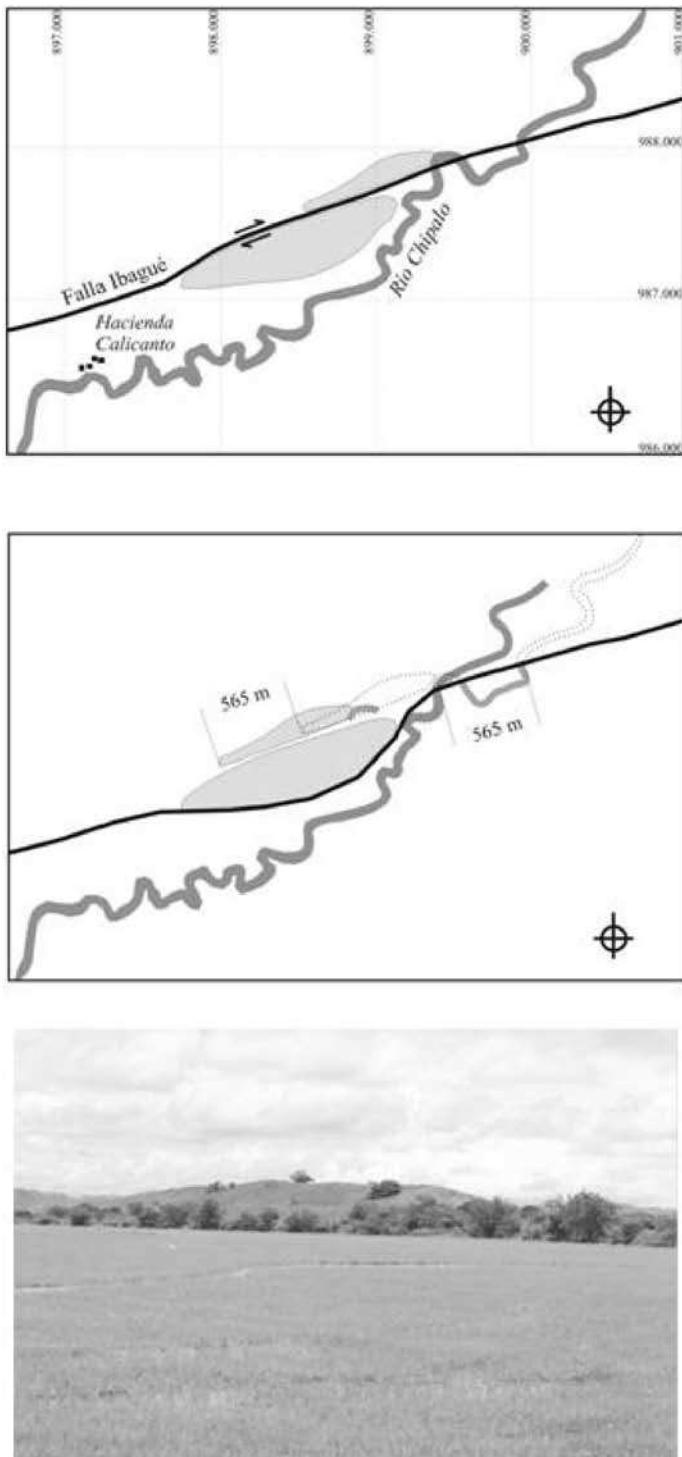


FIG. 5.3.3.8. Modelo genérico que explica la configuración actual del lomo de Calicanto de la figura 5.3.3.7. El lomo de falla se generó en una curva izquierda restrictiva (*restraining bend*) en el plano de falla original (Fig. 5.3.3.8a). En una fase más tardía hubo un ajuste cinemático que produjo un atajo en la línea curva de la falla. El continuo movimiento a lo largo de este nuevo plano de falla ha tenido como resultado el desplazamiento del flanco norte del lomo por una distancia de 565 m. El río Chipalo ha sido desplazado por la misma distancia. La Fig. 5.3.3.8b representa una reconstrucción o retrodeformación a la situación antes del reajuste. La Fig. 5.3.3.8c presenta una vista oblicua del lomo desde el NO.



FIG. 5.3.3.9. Vista lateral en dirección sur del lomo Calicanto. A esta forma de lomo se refiere frecuentemente como “lomo de ballena” (*whale back ridge*) por la semejanza a la dorsal de una ballena cuando surge a la superficie del agua.

detalldado con fines de seleccionar un sitio propicio para la excavación de una trinchera paleosismológica (Ingeominas, 2004, Montes *et al.*, 2005b, Diederix *et al.*, 2006b). Los resultados de esta investigación paleosismológica en trinchera han generado evidencia de 11 eventos sísmicos de ruptura en superficie durante los últimos 15.000 años (Diederix *et al.*, 2006a). Esto produce una tasa de movimiento promedio de 2,4 mm/año con intervalos de recurrencia que varían entre 2.000 y 1.000 años para sismos de magnitud Mw >7.0. Estos indicios de actividad están confirmados en la magnitud y frecuencia de los rasgos morfotectónicos encontrados a lo largo de la falla en el ambiente cuaternario. Inclusive, estos rasgos sugieren tasas de movimiento aún mayores de alrededor de 5,0 mm/año durante el Plio-Pleistoceno (Diederix *et al.*, 2006a).

EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA

La falla presenta unas condiciones ideales para observar evidencias de su actividad (Figs. 5.3.3.10 y 5.3.3.11) porque cruza la llanura aluvial cuaternaria en una distancia de 30 km. En este ambiente, el rasgo morfológico más destacado y que mejor atestigua al movimiento transcurrente, es el gran número de lomos de falla (*linear fault ridges* y *pressure ridges*). En total se han registrado unos 35 que varían de tamaño entre 30 y 1400 m de longitud y en altura entre 3 y 40 m (Diederix *et al.*, 2006b). Todos los lomos tienen una forma alargada y de una u otra manera son la expresión de condiciones transpresivas a lo largo de la zona principal de deformación (*principal deformation zone*) y resultan de la interacción de la curvatura del plano de falla y del movimiento transcurrente (Wilcox *et al.*, 1973, Sylvester, 1988, Diederix *et al.* 2006b) (Fig. 5.3.3.6). Estructuras en ‘flor positiva’ han sido confirmadas en escasos afloramientos de algunos lomos (Diederix *et al.*, 1987, Vergara, 1989). Se nota también una correspondencia entre el tamaño de los lomos y el espesor del paquete de sedimentos del abanico: el mayor espesor resulta en lomos de mayores dimensiones (Diederix *et al.*, 2006a).



FIG. 5.3.3.10. Vista hacia el oriente de un gran abombamiento de la superficie del abanico. Se trata de un gran lomo de presión (*pressure ridge*) en las cercanías del pueblo de Piedras, donde el plano de falla hace una curva restrictiva hacia la izquierda (*restraining bend*). Las dimensiones de este abombamiento son aproximadamente 3.000 m de largo y 1.200 m de ancho. El río Opia se ha entallado de manera antecedente en esta estructura en crecimiento y ha labrado tres niveles de terraza (no visibles en la foto).



FIG. 5.3.3.11. Vista oblicua hacia el oeste del pequeño sinclinal San Isidro, situado hacia el límite oriental de la ciudad de Ibagué. El afloramiento es en una trinchera de riego excavada casi paralela y sobre el plano principal de la falla. Nótese un horizonte hidromórfico (blanco) por debajo de un nivel superior orgánico (negro) que sobreyacen a un nivel ferruginoso (rojo). La presencia de un suelo hidromórfico por encima de un nivel de suelo ferruginoso es indicio de que la superficie original ha sido plegada y hundida creando condiciones de humedal o lagunal que genera un suelo de ese tipo. Este sinclinal cruza la traza de la falla. Vea la personas para la escala.

REFERENCIAS

- Acosta, H.H, Ramírez, J.R. 1985. Ideas acerca del origen del abanico de Ibagué. Tesis de grado. Universidad Nacional, Bogotá. 64 p.
- Arcila, M, Muñoz, A., De Vicente, G., 2002. Análisis sismotectónica de la convergencia Caribe, Nazca y Sudamérica. Primer Simposio Colombiano de Sismología. Instituto Colombiano de Geología y Minería (Ingeominas), Memoria digital, Bogotá.
- Cepeda, H., Murcia, A., Thouret, J.C., Mauro, R. 1998. Mapa preliminar de amenaza volcánica potencial del Nevado del Tolima. Boletín Geológico Ingeominas 29, (3): 35–75, Bogotá
- Diederix, H., Gómez, H., Khobzi, J. y Singer, A. 1987. Indicios neotectónicos de la Falla de Ibagué en el sector Ibagué-Piedras, departamento de Tolima, Colombia. Revista del Centro Interamericano de Fotointerpretación, Bogotá. 11 (1–3): 242–252
- Diederix, H., Audemard, F., Osorio, J.A., Montes, N., Velandia, F. 2006a. Modeladomorfotectónico de la falla transcurrente de Ibagué, Colombia. Revista Asoc.Geo. Argentina 61, (4): 492–503.
- Diederix, H., Osorio, J.A., Audemard, F., Montes, N. 2006b. Indicios sobre la tasa de movimiento de la Falla Ibagué obtenidos d3 estudios neotectónicos y paleosismológicos recientes. Segundo Congreso Latinoamericano de Sismología; Tercer Congreso Colombiano de Sismología, Bogotá 8–12 Ag. 2006.
- Ingeominas. 2004. Paleosismología de la Falla Ibagué (Informe interno), Bogotá.
- Montes, N., Osorio, J.A., Velandia, F., Acosta, J. y Núñez, A., 2005a. Caracterización sismogénica de la falla Ibagué, Colombia. X Congreso Colombiano de Geología, CD-Rom, Bogotá. 16 p.
- Montes, N., Velandia, F., Osorio, J.A., Audemard, F., y Diederix, H., 2005b. Interpretación morfotectónica de la falla Ibagué para su caracterización paleosismológica. Univ. Industrial de Santander, Boletín de Geología, Bucaramanga. 27, (44): 95–114.
- Mosquera, D., Núñez, A. y Vesga, J., 1982. Mapa geológico preliminar de la Plancha 244, Ibagué. Instituto de Investigaciones Geológico-Minero de Colombia, 1:100.000, Bogotá.
- Page, W.D. and James, M.E., 1981. The antiquity of the erosion surfaces and Late Cenozoic deposits near Medellín, Colombia: implications to tectonics and erosion rates. Revista del Centro Interamericano de Fotointerpretación, 6, (1–3): 421–454.
- Paris, G., Machette, M., Dart, R. and Haller, K., 2002. Map and Database of Quaternary faults and folds in Colombia and its offshore regions. Open file report 00-0284, United States Geological Survey, ILP-II Project.
- Pérez, H., 1979. Algunos conceptos sobre la Falla de Ibagué. Instituto de Investigaciones Geológico-Minero de Colombia, Ibagué. 10p.
- Raasveldt, H. y Carvajal, J., 1956. Mapa geológico de la Plancha L-9, Girardot. Instituto Geológico Nacional. 1:200.000. Bogotá.
- Soeters, R., 1981 Algunos datos sobre la edad de dos superficies de erosión en la Cordillera Central de Colombia, Revista del Centro Interamericano de Fotointerpretación, Bogotá. 6, (1–3): 525–528.
- Silvestre, A.G.. 1988 Strike-slip faults. Geological Society of America, Bulletin, 100: 1666–1703.
- Taboada, A., Rivera, L.A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H. Olaya, J., Rivera, C. 2000. Geodynamics of the Northern Andes: subductions and intra-continental deformation (Colombia). Tectonics 19 (5): 787–813.
- Vergara, H. 1989. Actividad neotectónica de la Falla de Ibagué, Colombia. Memorias V Congreso Colombiano de Geología, Bucaramanga. I: 147–167.
- Wilcox, R.E., Harding, T.P. and Seely, D.R., 1973. Basic wrench tectonics. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 57, (1): 74–96.

5.3.4 FALLA ALGECIRAS (CO-29H)

Hans Diederix¹ y Jaime Romero¹

(1) Instituto Colombiano de Geología y Minería, Ingeominas, Diag. 53 – 34 – 53, Bogotá, Colombia.
hansdiederix@yahoo.es; jromero@ingeominas.gov.co

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

El Sistema de Fallas del Frente Oriental (Page, 1986, Paris *et al.*, 2000), también conocido como el Sistema de Fallas del Frente Oriental Andino (SFOA) (Ego *et al.*, 1996), es el principal sistema de fallas que define el límite entre los Andes Colombianos y los Llanos Orientales en las cuencas del río Orinoco y río Amazonas. Este sistema de fallas es considerado como la continuación suroeste del sistema de Fallas de Boconó de Venezuela, hacia el golfo de Guayaquil en Ecuador. Está generalmente aceptado que este sistema de fallas marca el límite occidental de la placa suramericana con el Bloque Norandino. Es, probablemente, el sistema de fallas corticales con mayor grado de actividad en Colombia.

En Colombia, las fallas del sistema (SFOA) cambian su carácter de principalmente cabalgante y con vergencia oriental en el norte, donde determina la franja de deformación del Borde Llanero (Dengo, 1993, Cooper *et al.*, 1995, Audemard, 1999, Branquet *et al.*, 2002), a casi exclusivamente transcurrente dextral hacia el sur, donde cruza oblicuamente la Cordillera Oriental. Estos cambios y ramificaciones han impuesto la necesidad de reconocer el sistema en múltiples secciones (Paris *et al.*, 2000). La Falla de Algeciras es una de estas secciones, la cual presenta clara expresión morfológica al intersectar en forma oblicua el flanco occidental de la cordillera (Fig. 5.3.4.1). (Ruiz, 1981, Ingeominas, 1989). En este sector, la falla tiene el carácter netamente transcurrente (*strike-slip fault*) y a lo largo de su traza ha generado varias cuencas de tracción (*pull-apart basins*) unas de las cuales se localiza en el valle de Algeciras, que toma su nombre del pueblo situado en el centro de este valle (Fig. 5.3.4.2) (Velandia *et al.*, 2001).

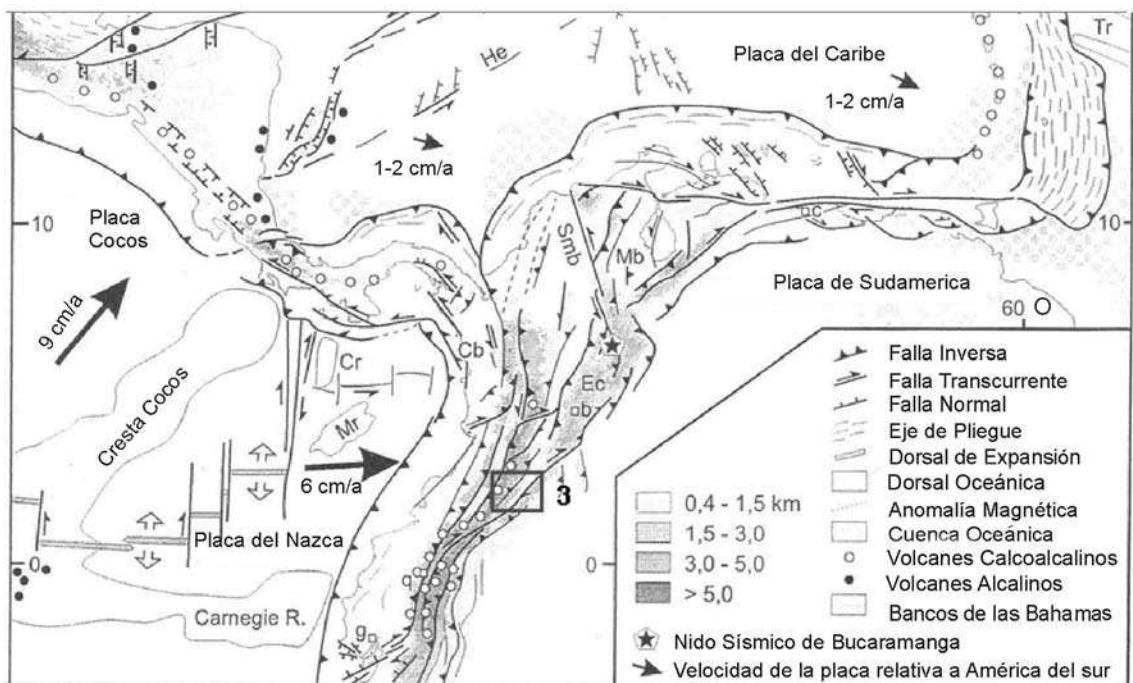


FIG. 5.3.4.1 Ubicación y posición dentro del marco geotectónico de Colombia (tomado de Taboada *et al.*, 2000), del ejemplo de deformación cuaternaria en el borde llanero del Sistema de Fallas del Frente Oriental Andino, sector Tame. (CO-29h).

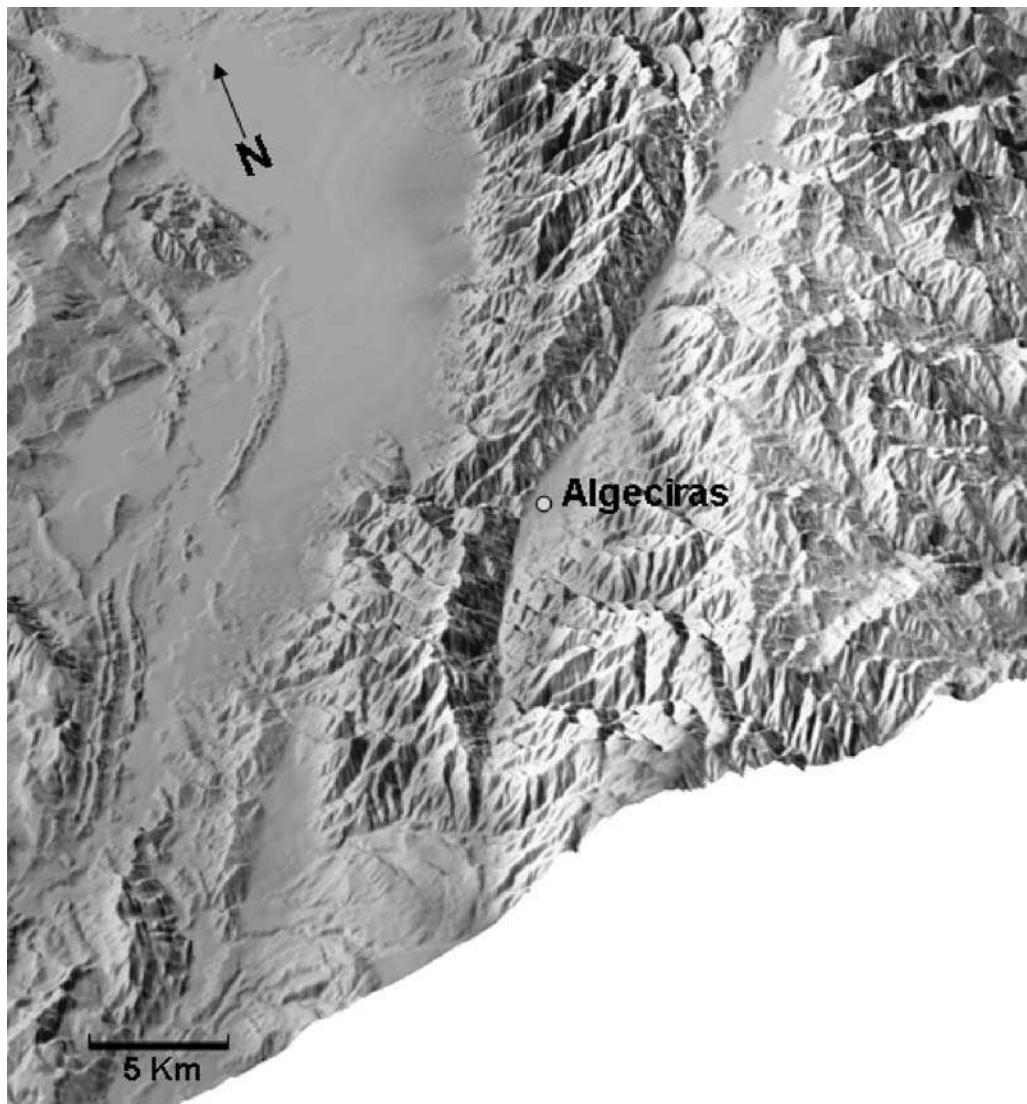


FIG. 5.3.4.2. Modelo digital del terreno (DTM) basado en datos del Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) con 30 m de resolución. La vista es hacia el norte. Se nota la presencia de una cuenca intramontana en la curva derecha de la falla principal. Tal configuración deja solamente una conclusión: se trata de una cuenca de tracción (*pull-apart basin*) en una curva distensiva (*releasing bend*) a lo largo de una falla transcurrente dextral (*dextral strike-slip fault*). La cresta de la Cordillera Oriental en este lugar se encuentra al este de la cuenca. Esto implica que el aporte del material que rellena el valle proviene del este, lo cual genera asimetría del valle en perfil transversal. En el lado izquierdo de la imagen está la llanura aluvial del valle del río Magdalena. Al norte de la cuenca de Algeciras se observa otra cuenca de tracción a lo largo de la traza de la falla.

TIPOS DE ESTUDIOS REALIZADOS

La primera mención de la Falla de Algeciras se hace en un estudio adelantado por los consultores de Woodward Clyde Consultants (Page, 1986), los cuales reconocen el carácter de falla activa. Con base en esta información, el valle de Algeciras fue incluido como sitio de excursión de campo en los cursos internacionales de neotectónica que se dictaron en 1986 y 1989 en Bogotá en el Centro Interamericano de Fotointerpretación (CIAF) (Diederix, 1989). Posteriormente, estudios con carácter de reconocimiento

fueron adelantados por Vergara (1996) y Velandia *et al.* (2001). Paris *et al.* (2000) han incluido una descripción de la falla en el *Map and Database of Quaternary Faults and Folds and its Offshore Region*. Cabe destacar que el sismo de 1967 tuvo su epicentro probablemente sobre la falla, muy cerca al norte de la vereda El Paraíso situada algunos km al norte de Algeciras (Ramírez, 1975). La vereda fue completamente destruida y reportes verbales de la población hacen mención de fallamiento o agrietamiento en superficie.

EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA

En el sector del valle de Algeciras, el zócalo de la Cordillera Oriental está compuesto por rocas cristalinas precámbricas del Macizo de Garzón y rocas intrusivas del Jurásico (INGEOMINAS, 2007). La cordillera alcanza aquí una altitud de 2.600 m, mientras que el fondo del valle está a una altitud de 1.000 m. El Valle de Algeciras es una cuenca intramontana alargada y profunda de carácter asimétrico, por tener todo el aporte de su relleno sedimentario proveniente del lado oriental donde se encuentra la cresta de la cordillera (Figs. 5.3.4.2 y 5.3.4.10).

Las imágenes expuestas en las figuras 5.3.4.2 y 5.3.4.3a muestran bien que el valle se encuentra en una curvatura de dilatación (*releasing bend*) a lo largo de la falla transcurrente dextral (*dextral strike-slip fault*). El valle tiene forma de rombo alargado y, tanto al norte como al sur, la traza de la falla se caracteriza por valles lineales profundos (*linear fault valleys*) (Fig. 5.3.4.2) producto de erosión del sustrato cristalino fallado en el ambiente húmedo tropical.

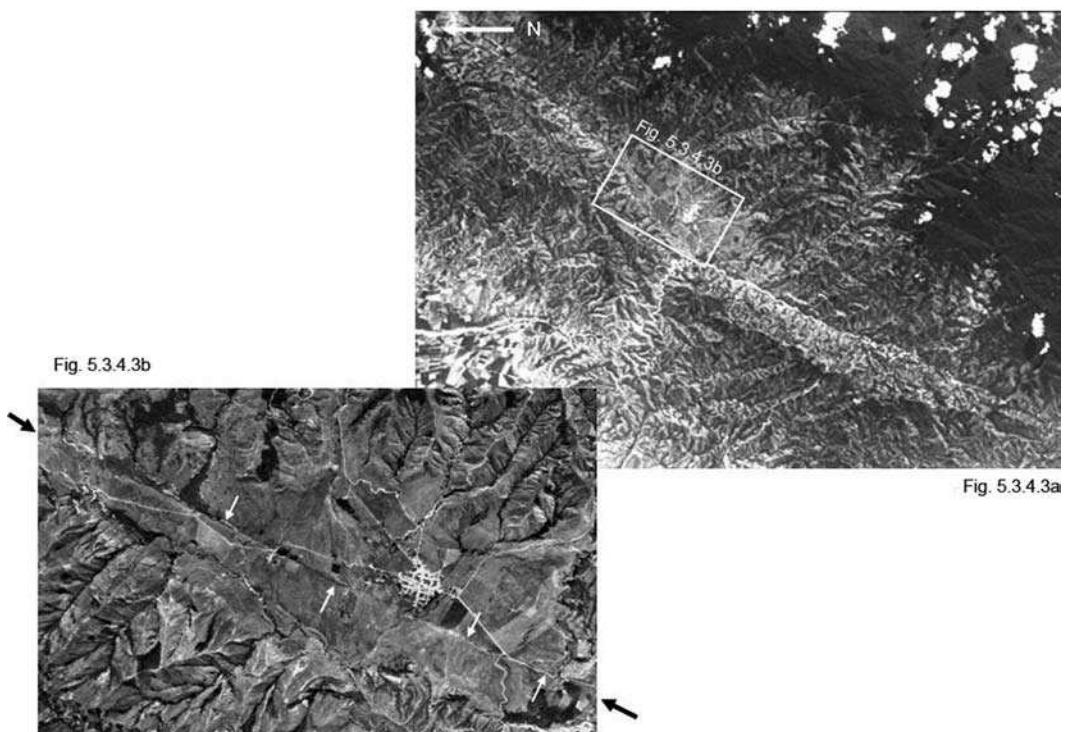


FIG. 5.3.4.3. Imagen SPOT (a) y foto aérea (b) del valle de Algeciras con el pueblo del mismo nombre en el centro. La margen occidental del valle está marcada por la presencia de los ríos Blanco y Neiva llegando desde el sur y el norte, respectivamente, que por procesos de incisión labran facetas triangulares. El lado opuesto del valle no está bien definido pero debe ser controlado también por falla. El rasgo más notorio en la foto de la figura 5.3.4.3b es la traza activa actual de la falla de Algeciras que marca la diagonal longitudinal del valle. Esta traza, que no se observa en el DTM de la figura 5.3.4.2, y solo vagamente en la imagen SPOT de la figura 5.3.4.3a, corta el relleno sedimentario cuaternario y genera geoformas como escarpes de falla, escarpes en tijera (*scissored fault scarps*), contra-escarpa con valles colgados y drenajes desplazados y desviados. La disección del relleno cuaternario es mayor en la parte sur del valle.

En la foto aérea de la figura 5.3.4.3b se puede observar una línea recta que marca la diagonal del rombo del valle. Se trata de la traza con movimientos más recientes de la falla que corta el relleno aluvial cuaternario del valle y produce notables rasgos morfotectónicos como escarpes de falla en tijera (*scissored fault scarps*), drenajes desplazados (*offset streams*), valles colgados (*hanging valleys*), lomos de obturación (*shutterridges*), lomos de falla (*linear fault ridges*) y lagunas de falla (*sagponds*), entre otros (Figs. 5.3.4.4, 5.3.4.5, 5.3.4.6, 5.3.4.7 y 5.3.4.8).

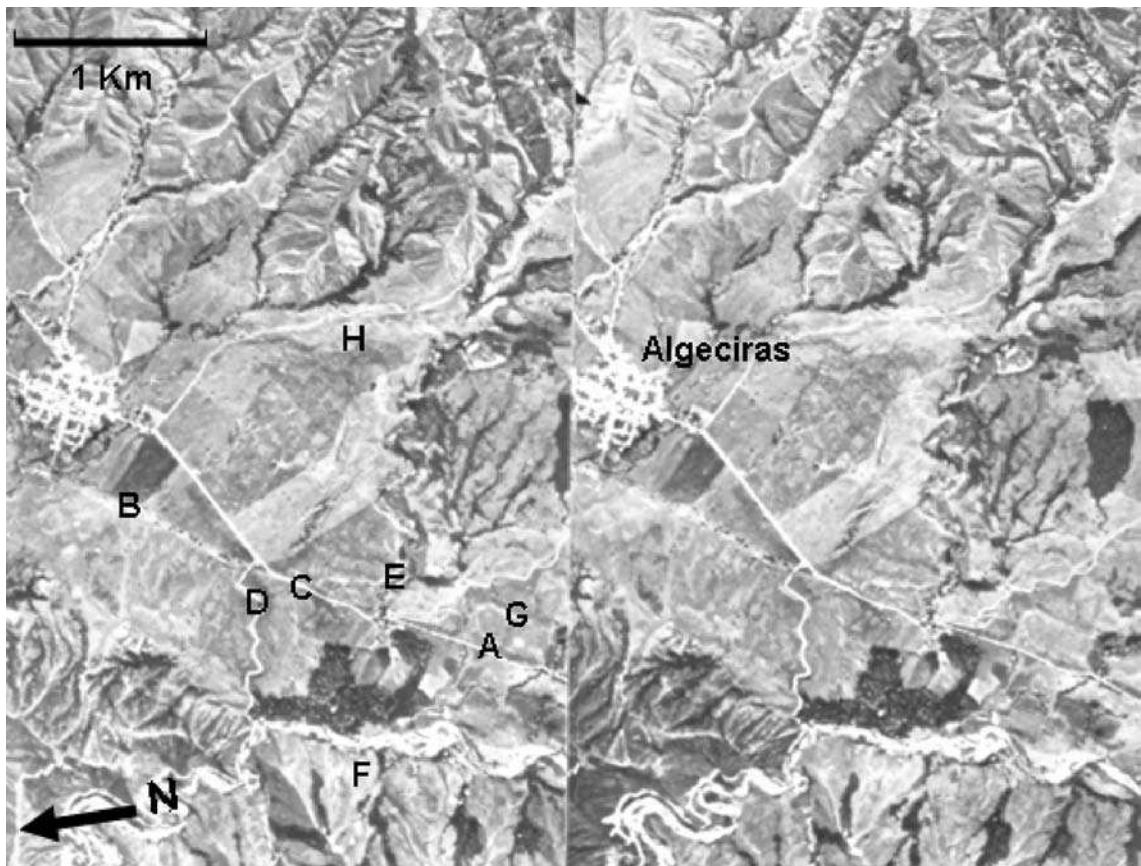


FIG. 5.3.4.4. Estereopar de fotos aéreas de la parte central del valle. La traza activa actual de la falla corta los depósitos cuaternarios y los desplaza dextralmente. Genera así una serie de geoformas características como 'escarpe en tijera' (*scissored fault scarp*) del cual la parte sur forma un escarpe normal (A) y la parte norte forma un contraescarpe (B). La transición entre los dos es la zona de bisagra o charnela (C). En el contraescarpe se ve un valle colgado (D) que probablemente es la prolongación desplazada del drenaje en (E). Este valle colgado ha sido aprovechado para situar la vía de acceso al pueblo de Algeciras. En (F) se observa la presencia de facetas triangulares, la frescura de las cuales se mantiene por la incisión del río Blanco, situado sobre la traza de la falla desactivada. En (G) se puede ver una falla menor paralela a la falla actual. En (H) hay un contraescarpe cuyo control por falla no es del todo claro.



FIG. 5.3.4.5. Vista hacia el norte donde se observa el frente del contraescarpe en los depósitos del abanico cuaternario. La casa a media distancia está situada en la entrada de un valle colgado por donde pasa la vía de acceso. En el plano cercano a la izquierda se encuentra la bisagra o charnela donde el contraescarpe cambia hacia un escarpe normal en la parte sur del valle.



FIG. 5.3.4.6. Vista general hacia el suroeste del valle en donde se destaca el contraescarpe de los abanicos cuaternarios desplazados (ver también Figs. 5.3.4.9 y 5.3.4.10). El pueblo de Algeciras está en el centro de la foto.



FIG. 5.3.4.7. Vista lateral hacia el sur que destaca bien la pendiente general hacia el oeste del abanico y su desplazamiento aparentemente vertical en el contra-escarpe. (Véase punto B en el estereopar de la figura 5.3.4.4).



FIG. 5.3.4.8. A poca distancia hacia al sur de la foto de la figura 7, con igual perspectiva, se ve el escarpe normal que marca el contacto fallado del abanico con la llanura aluvial del río Blanco a la derecha. Es bien notable la presencia de facetas triangulares al pie de las cuales corre el río sobre la traza de la antigua falla desactivada. (Véase puntos A y F en el estereopar de la figura 5.3.4.4).

El relleno del valle consiste en abanicos aluviales con aporte únicamente del flanco oriental. Estos abanicos muestran mayor grado de disección hacia el sur, indicando su rejuvenecimiento hacia el norte. Este rasgo registra la historia evolutiva en tiempo de la cuenca de tracción (Fig. 5.3.4.9).

DESARROLLO DE LA CUENCA DE TRACCIÓN DE ALGECIRAS COLOMBIA

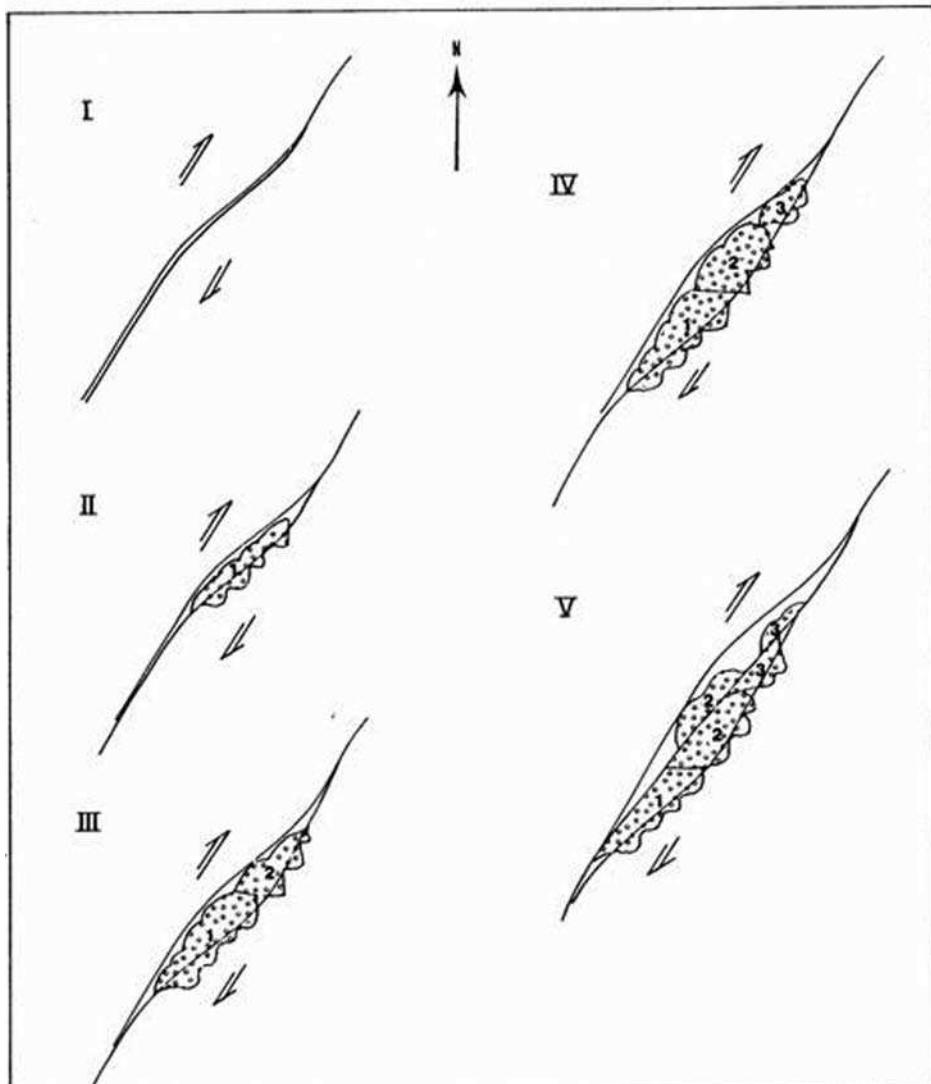
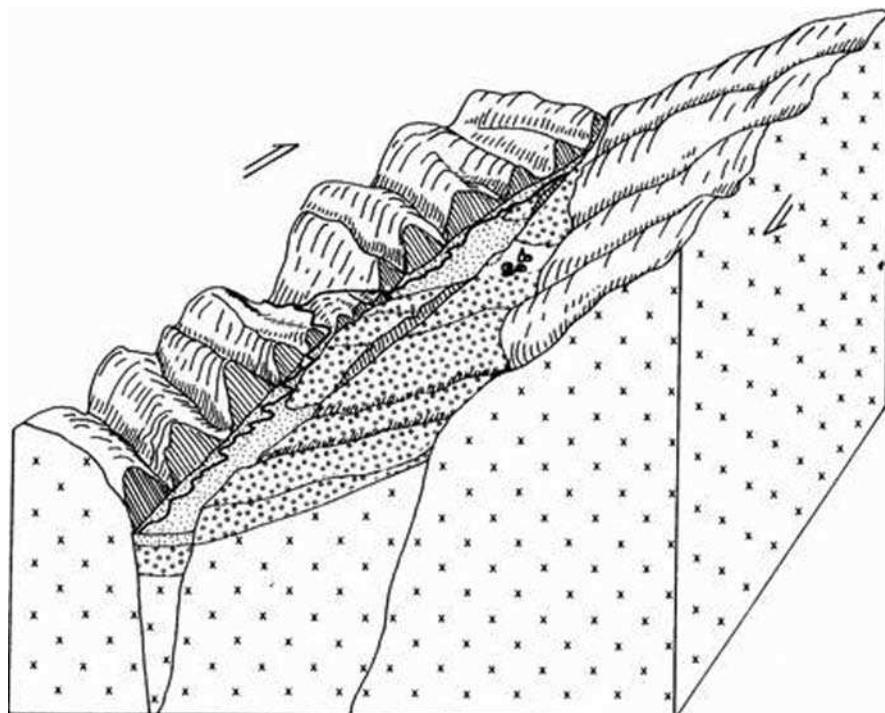


FIG. 5.3.4.9. Evolución esquemática de la cuenca de tracción. A medida que se abre la cuenca, la misma se rellena con material detrítico proveniente del flanco este del valle, colmatándose con una secuencia de abanicos progresivamente más jóvenes hacia el norte (fases I – IV). La fase V demuestra el ajuste cinemático al generar una nueva falla que coincide con la diagonal longitudinal de la cuenca. Se trata de un atajo o rectificación de la traza de la falla original que ahora corta los abanicos y los desplaza con sentido dextral. Esto da como resultado la desactivación de la rama original de la falla que sigue marcando el flanco occidental de la cuenca.

La actual configuración del valle (Fig. 5.3.4.10), cortado en su relleno diagonalmente por la falla activa, ha sido interpretada como un caso de 'rectificación'. Es decir, el movimiento dextral a lo largo de falla original en la curva distensiva (*releasing bend*) que da lugar a la cuenca de tracción, fue transferido hacia una nueva falla que siguió una trayectoria nueva, un atajo recto y más corto y de esta manera logró la rectificación. Se trata de un ajuste cinemático, que da como resultado la creación de una falla que corta los sedimentos del relleno cuaternario, resultante de la gradual apertura de la cuenca de tracción. Esta rectificación tuvo como consecuencia la desactivación de la falla original y la asimetría del valle y forzó la migración de los ríos longitudinales hacia el flanco occidental del valle. En este flanco la incisión continua, aunque no la actividad tectónica, y es responsable del aspecto fresco de las facetas triangulares (Fig. 5.3.4.8). Esta situación es un buen ejemplo de que no siempre la presencia de facetas triangulares comprueba la actividad de una falla, ya que su interpretación siempre debe tener en cuenta el contexto morfotectónico. Las figuras 5.3.4.9 y 5.3.4.10 ilustran esquemáticamente la evolución de la cuenca y su configuración actual.



**Vista panorámica del Valle de Algeciras, mirando en dirección Norte
Desplazamiento lateral derecho de conos aluviales**

FIG. 5.3.4.10. Bloque diagrama que muestra el carácter asimétrico en sección transversal del valle, por el aporte exclusivamente del este de los materiales detríticos que forman los abanicos cuaternarios. Esta asimetría ha forzado a los principales ríos longitudinales a recostarse hacia el flanco occidental del valle, donde su continua incisión resulta en facetas triangulares bien preservadas. La edad de los abanicos y su grado de disección disminuye hacia el norte. La nueva rama de la falla corta los abanicos y su desplazamiento dextral.

Desafortunadamente, hasta el día de hoy no ha sido posible adelantar los estudios paleosismológicos requeridos y, como consecuencia, no existen datos sobre la tasa de movimiento, intervalos de recurrencia y magnitud de desplazamiento de esta falla.

REFERENCIAS

- Audemard, F.A., 1999. Morphostructural expresión of active thrust fault systems in the humid tropical foothills of Colombia and Venezuela. *Zeitschr. für Geomorph.*, Suppl. Bnd. 118: 227–244.
- Branquet, J., Cheilletz, A., Cobbold, P.R., Baby, P., Laumonier, B., Giuliani, G., 2002. Andean deformation and rift inversion, eastern edge of the Cordillera Oriental (Guateque-medina area), Colombia. *Tour. South Am. Earth Sci.* 15: 391–407.
- Cooper, M.E., Addison, F.T., Alvarez, R. Coral, M., Graham, R.H., Hayward, A.B., Howe, S., Martinez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A.J., Toaborda, A., 1995. Basin development and tectonic history of the Llanos basin, Eastern Cordillera and Middle Magdalena Valley, Colombia. *AAPG Bull.* 79, (10): 1421–1443.
- Dengo, C.A., Covey, M.C., 1993. Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: Implication for trap styles and regional tectonics. *AAPG Bull.* 8: 1315–1337.
- Diederix, H., 1989. Curso latinoamericano sobre la teledetección aplicada a la neotectónica. Guia de excursión, sector Huila. Bogotá, IGAC, 21 p.
- Ego, F., Sébrier, M., Lavenu, A., Yépes, H., Egues, A., 1996. Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics* 259: 101–116.
- Ingeominas, 1989. Mapa geológico generalizado del Departamento del Huila: geología, Recursos minerales y amenazas geológicas (memoria explicativa, mapa a Escala 1:400.000), Bogota, 41 p.
- INGEOMINAS 2007 Mapa Geológico de Colombia. Escala 1:1.000.000. Primera Edición, Bogotá.
- Page, W.D., 1986. Seismic geology and seismicity of Northwestern Colombia; San Francisco, California, Woodward-Clyde Consultants Report for ISA and Integral Ltda., Medellín. 200 p.
- Ramirez, E., 1975. Historia de los terremotos en Colombia. IGAC, Bogotá, 21 p.
- Ruiz, E., 1981. El Cuaternario en la región Garzón-Gigante, Alto Magdalena. *Rev. CIAF*, 6, (1–3): 505–523.
- Velandia, F., Terraza, R., Villegas, H., 2001. El Sistema de Fallas de Algeciras hacia el suroeste de Colombia y la actual transgresión de los Andes del Norte. VIII Congreso Colombiano de Geología. Memorias, Manizales.
- Vergara, H., 1996. Rasgos y actividad neotectónica de la Falla de Algeciras, Huila. Colombia. Memorias VII congreso Colombiano de Geología. Tomo 1. Bogotá p. 491–500.

5.3.5 FALLA BUESACO (CO-15G)

Jaime Romero¹ y Hans Diederix¹

(1) *Instituto Colombiano de Geología y Minería (Ingeominas), Diagonal 53 – 34 – 53, Bogotá, Colombia. jromero@ingeominas.gov.co; hansdiederix@yahoo.es*

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

La falla Buesaco está localizada en la vertiente occidental de la Cordillera Central, entre 1° y 2° de latitud norte (Recuadro 4: Fig.5.3.5.1) y hace parte del Sistema de Fallas Romeral (SFR), el cual marca el límite estructural entre esta cordillera y el valle interandino Cauca-Patía. El SFR corresponde a un conjunto de fallas paralelas a sub-paralelas, que atraviesa Colombia de sur a norte, ingresando desde el límite con Ecuador hasta el mar Caribe al norte.

Este conjunto de fallas, que localmente puede superar los 20 km de ancho, define geológicamente una zona de transición entre corteza de afinidad oceánica al occidente y de afinidad continental al oriente, la cual ha sido documentada mediante geofísica y cartografía geológica (Page, 1986; McCourt *et al.* 1984, Hutchings *et al.*, 1981; Barrero, 1979; Meissner *et al.*, 1977). En términos regionales y conforme a la nomenclatura geológica actual, la falla más occidental del SFR es la Falla Cauca-Almaguer. En el extremo sur del sistema en Colombia, y entre 5 y 10 km al oriente de esta última, se encuentra la falla Buesaco, que corresponde al norte con la falla Silvia-Pijao (Maya y González 1996).

La geometría principal del sistema corresponde a fallas de alto ángulo al este a verticales. Los análisis cinemáticos indican que existe una solución de continuidad entre los 4° y 5°N. Al norte de esta franja de transición se han documentado mecanismos de falla lateral izquierda con una componente normal y, al sur, mecanismos dextrales con una componente de desplazamiento vertical en sentido inverso (Ego *et*

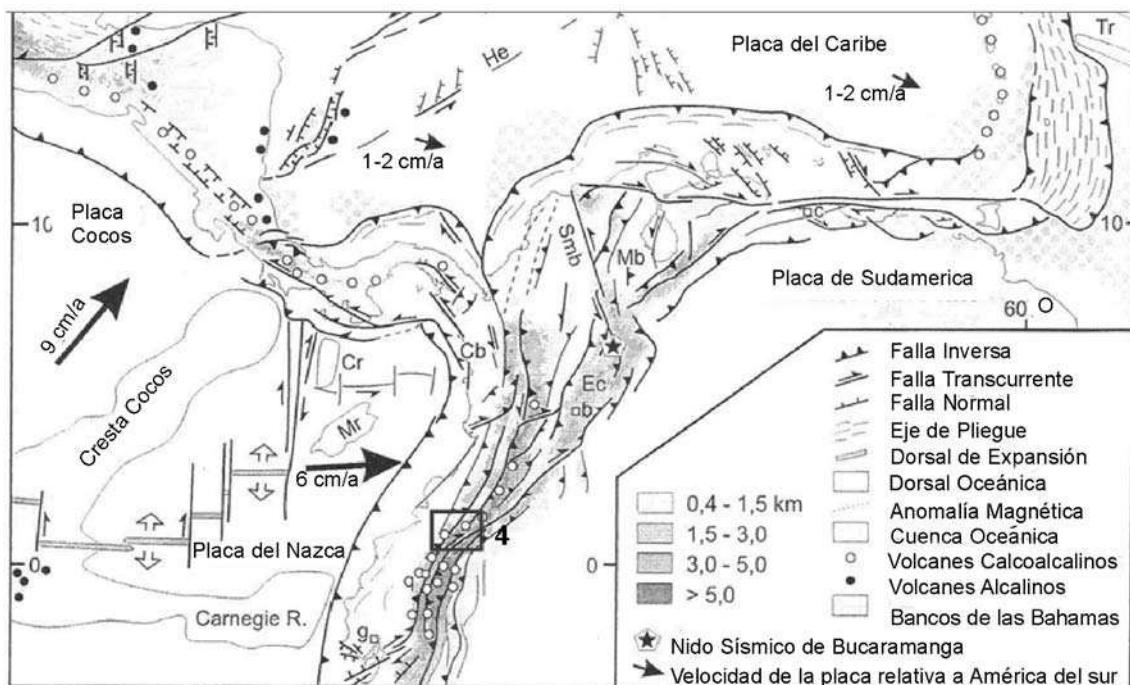


FIG. 5.3.5.1 Ubicación general de los sitios con evidencias de deformación en el Cuaternario.

al., 1995). Además, al norte de los 5°N, se han documentado, a partir del paleomagnetismo, movimientos dextrales y sinestrales alternantes durante el Terciario Superior (MacDonald *et al.*, 1996; Sierra *et al.*, 1995). No obstante esta situación del conocimiento, es evidente la necesidad de investigar la naturaleza y comportamiento del SFR, dado que se tiene como uno de los sistemas de fallas más activos del Colombia (Paris *et al.*, 2000).

En inmediaciones de la población de Buesaco, 20 km al NE del volcán Galeras, la falla Buesaco expone el contacto entre rocas volcánicas del Cretácico contra rocas metamórficas paleozoicas al occidente. Contiguo al SO, esta traza de falla se encuentra cubierta por lavas y depósitos de laharas y fluvioglaciares cuaternarios (Murcia y Cepeda, 1984, 1991). Estos depósitos han registrado la deformación cuaternaria de tipo transcurrente que reporta este documento.

TIPOS DE ESTUDIOS REALIZADOS

La cartografía geológica básica (Planchas 410-La Unión y 429-Pasto, Murcia y Cepeda, 1984, 1991) traza la falla Buesaco desde el volcán Galeras hacia el NE, con una dirección que varía entre N40°E y N65°E. El diseño de la traza en estos mapas sugiere tramos con plano vertical y tramos con inclinación fuerte al este y al oeste.

Con la reactivación del volcán Galeras en 1988, se reinició el reconocimiento tectónico del entorno del volcán. Romero (1993) reporta una serie de evidencias morfotectónicas de fallamiento transcurrente sobre la traza de la falla Buesaco. Posteriormente, Tibaldi y Romero (2000), mediante el análisis morfométrico las geoformas tectónicas documentadas y la correlación de éstas con depósitos fechados del volcán Galeras, logran establecer para la falla Buesaco una tasa de desplazamiento de $1,48 \pm 0,12$ mm/año.

EXPRESIÓN GEOMORFOLOGICA

El patrón de drenaje en el sector que ilustra la figura 5.3.5.2, presenta una textura media a gruesa, de diseño rectangular a subparalelo y centrífugo en el flanco NE del cono volcánico. En general, presenta un bajo nivel de integración y uniformidad, diversas texturas y angularidad indican un grado importante de control estructural y tectónico (Romero, 2002).

La geometría en profundidad del plano de falla ha sido poco estudiada. En superficie, a partir de las imágenes satelitales y fotografías aéreas, se reconocen cauces alineados en direcciones anómalas respecto a la orientación de las vertientes mayores (Fig. 5.3.5.2). Al NE de la ciudad de Pasto, cuando destruye la estructura volcánica de Morasurco, produce escarpes en las lavas, entrampa depósitos cuaternarios, desplaza corrientes, produce bloqueos de valles (*shutter ridge*) y trincheras de falla y, localmente, genera pequeñas lagunas en zonas de interflujo (Romero, 1993). El frente de los escarpes se encuentra orientado unas veces al NO y otras al SE, dependiendo de la topografía y la mayoría de los cauces, hondonadas y cerros cortados por la falla, están sistemáticamente desviados en sentido lateral derecho. En el tramo ilustrado por la figura 3, la falla se manifiesta con un trazo recto que corta el relieve y se desplaza en sentido lateral derecho (con bloque NO ascendiendo), formando una especie de representaciones tectónicas por obturación del valle de desague, como se puede observar en el estereopar de la figura 4. La nitidez de los rasgos neotectónicos ilustrados en la composición de la figura 5, han permitido hacer cálculos morfométricos, con los cuales se ha obtenido un desplazamiento horizontal acumulado del orden de los 188 ± 14 m, mientras que los desplazamientos verticales medidos en el terreno oscilan en un amplio rango (entre 25 y 120 m) (Tibaldi y Romero, 2000).

Al revisar en detalle la localidad que ilustra el estereopar de la figura 5.3.5.4, se puede ver un relieve alargado en forma de lomo (S) que obstruyó el valle y forzó a la corriente a desviarse hacia el norte. La forma del lomo sugiere que pudo formarse mediante pulsos de levantamiento (Romero, 2002). Estas observaciones ponen de manifiesto la necesidad de efectuar estudios de paleosismicidad para discernir el carácter recurrente de la actividad sísmica de la falla Buesaco.

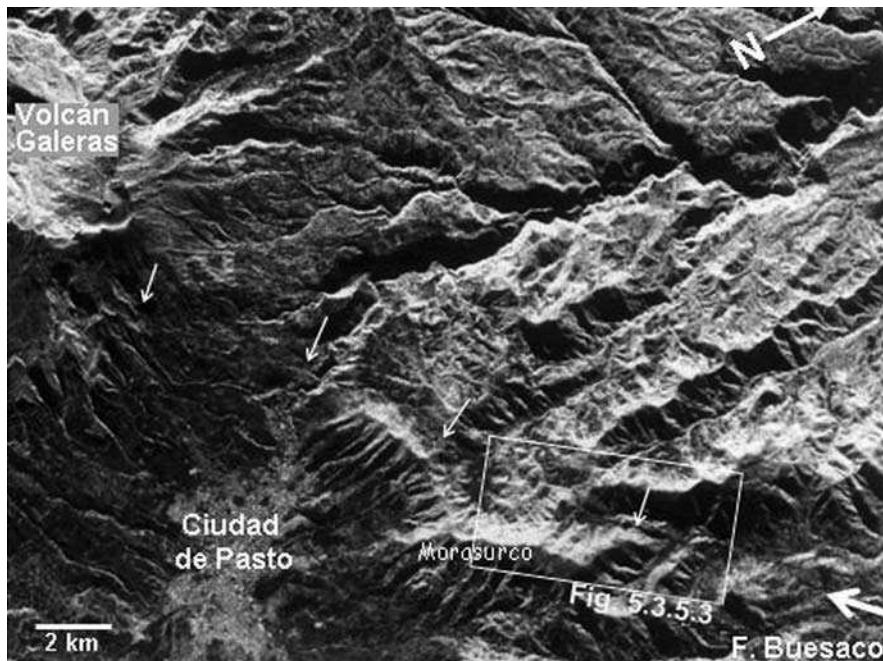


FIG. 5.3.5.2 Imagen de radar un sector al NE del volcán Galeras, al norte de la ciudad de Pasto. En el extremo inferior derecho se indica la dirección de la falla, cuando afecta la estructura volcánica de Morasurco. Los valles que marcan la traza de la falla se encuentran en dirección contraria a la tendencia S-N, conforme al sentido general de la vertiente.

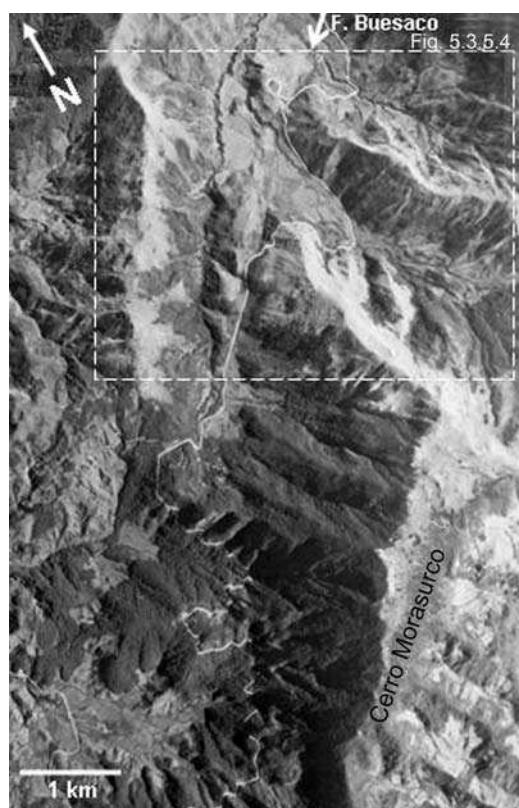


FIG. 5.3.5.3 Foto aérea que muestra el tramo norte de la estructura volcánica de Morasurco, afectada por la falla Buesaco. Sirve de índice escala y orientación del estereopar de la figura 5.3.5.4.

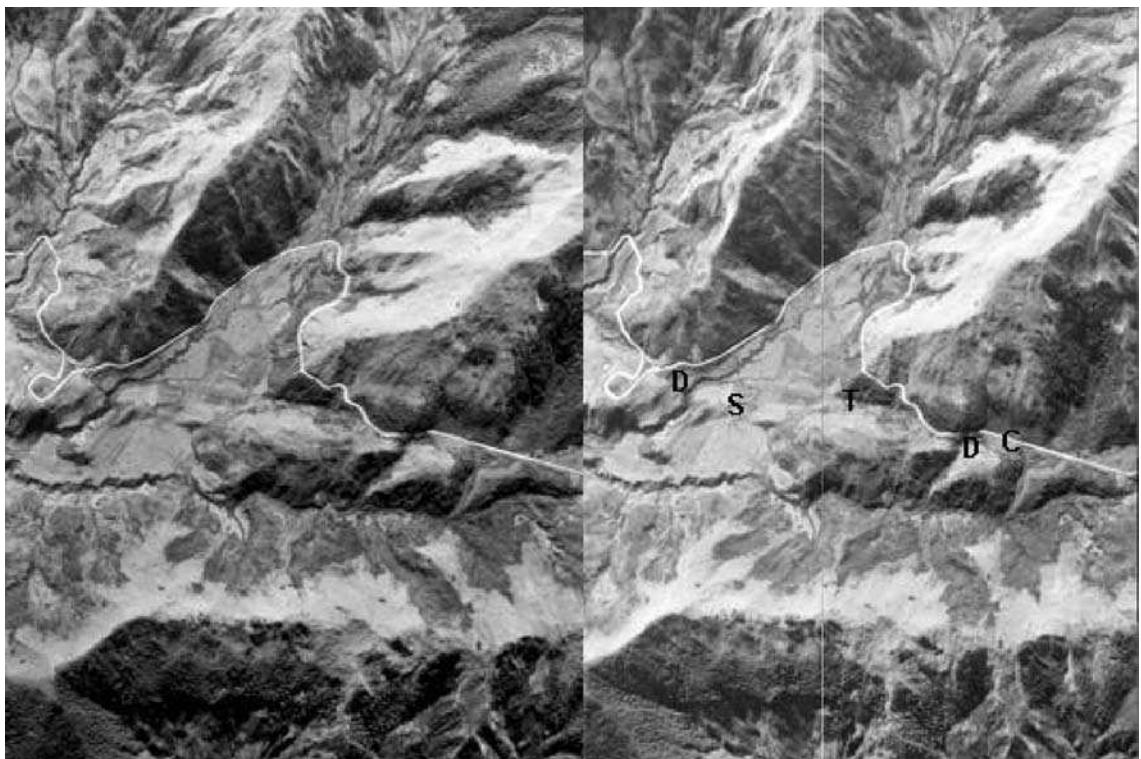


FIG. 5.3.5.4 Estereopar de fotos aéreas en que se visualizan los más destacados rasgos de ruptura del relieve tectónico. Con letras se marcan los indicios más fuertes y diagnósticos de deformación cuaternaria. Con 'S' se indica el lomo de obturación que bloqueó la corriente y obligó a ésta a labrar una garganta de desagüe en el extremo norte. Con 'D' las corrientes que han sido desplazadas en sentido lateral derecho. Con 'T' una 'trinchera' de falla que marca una traza de plano de falla vertical



a



b



c

FIG. 5.3.5.5. Fotos oblicuas que ilustran los rasgos geomorfológicos. En (a), la vista es de NE a SO sobre la expresión geomorfológica de la falla, cuando corta la estructura volcánica de Morasurco (las tres flechas señalan un tramo de la traza de falla). En (b), un detalle en vista perpendicular a la traza de la falla tomada desde el NO, del tramo indicado en (a), con las tres flechas que punta a la traza de falla. En (c), una foto tomada en tierra sobre la traza de falla, en sentido SO a NE (como lo indica la flecha del lado derecho de la figura 5.3.5.5b) en la que se toma el valle que define la traza de falla y se ve el lomo que también se indica en (b) con la letra 'L'.

OTRA INFORMACIÓN DE INTERÉS

El terremoto de magnitud local ($M=5$) de marzo de 1995 se localizó sobre la falla Buesaco, contiguo al NE del edificio del volcán Galeras. Este sismo no produjo deformación visible en superficie, por lo cual la deformación que aquí reportamos sugiere eventos sísmicos de mayor magnitud.

Por otra parte, la ubicación del volcán Galeras sobre traza de esta falla y la sismicidad asociada a los episodios de eruptivos, sugiere también relaciones entre la deformación tectónica a través de la falla y la actividad eruptiva del volcán. Estas relaciones no se conocen en detalle.

REFERENCIAS

- Barrero, D. 1979. Geology of the central Western Cordillera, west of Buga and Rondanillo, Colombia. Publicación Especial INGEOMINAS, 4:1–75.
- Ego, F., Sébrier, M. and Yépes, H. 1995. Is the Cauca-Patía and Romeral fault system left or rightlateral? *Geoph. Res. Lett.* 22, (1): 33–36.
- Hutchings, L., Torcotte, T., McBride, J., Rocha, H., 1981. Microseismicity along and near the Dolores shear zone in Antioquia, Colombia: Memorias I Seminario sobre el Cuat. de Colombia: Revista CIAF, 6, (1–3): 243–285.
- MacDonald, W.D., Estrada, J.J., Sierra, G.M., Gonzalez, H. 1996. Late Cenozoic tectonics and paleomagnetism of North Cauca Basin intrusions, Colombia Andes: Dual rotation modes. *Tectonophysics* 261: 277–289.
- Maya, M., González, H. 1996. Unidades litodémicas en la Cordillera Central de Colombia. *Bol. Geol.* Vol. 35, No. 2–3. Medellín: Ingeominas, pp. 43–57.
- McCOURT, W.J. 1984a. The geology of the Central Cordillera in the Departments of Valle del Cauca, Quindío and (N.W.) Tolima (sheets 243, 261, 262, 280 & 300). INGEOMINAS Misión Británica (British Geological Survey) Report No. 8 (In.dito). Cali, Colombia.
- Meissner, R.O., Flueh, R.E., Stibane, F., Berg, E. 1977. Dinámica del límite de placas activo en el SW de Colombia, de acuerdo a recientes mediciones geofísicas. En: J.E. Ramírez y L.T. Aldrich (Eds.) 1977 La transición océano-continente en el suroeste de Colombia. Nariño-Proyecto Cooperativo Internacional. Instituto Geofísico – Universidad Javeriana, pp. 169–198.
- Murcia A., Cepeda H. 1984. Mapa Geológico Plancha 429-Pasto y Memoria Geológica. Informe interno. INGEOMINAS, Popayán. 193 p.
- Murcia A., Cepeda H. 1991. Mapa Geológico de Colombia, Escala 1:100.000, Plancha 410 La Unión y 429 Pasto. Folleto explicativo. INGEOMINAS, Bogotá. 22 p.
- Page, W.D., 1986. Geología sísmica y sismicidad del noreste de Colombia. ISA. INTEGRAL. WCC. 281 p.
- Paris, G., Machette, M.N., Dart, R.L., Haller K.M. 2000. Map and Data Base of the Active Faults and Folds of Colombia and its Off Shore Regions. Open-File Report 00-0284. US Geological Survey, Denver, Colorado, USA.
- Romero-L, J.A. 1993. Neotectónica de la Falla de Buesaco y el Volcán Galeras. International Workshop on Galeras Volcanic Complex, Pasto, Colombia. Enero 1993. Memorias-INGEOMINAS, pp. 165–167 Pasto.
- Romero-L, J.A. 2002. Sismotectónica de la Región del Volcán Galeras, Colombia. Instituto de Ciencias de la Tierra “Jaume Almera”- Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, España.
- Sierra, G.M., Estrada, J.J. y MacDonald, W.D. 1995. Estudio Paleomagnético en rocas terciarias de la cuenca del río Cauca, Departamento de Caldas: Implicaciones tectónicas. Memoria de Proyecto de Investigación. INGEOMINAS. Medellín. 41 p.
- Tibaldi, A. and Romero-L, J.A. 2000. Morphometry of Late Pleistocene - Holocene Faulting in the southern Andes of Colombia and Volcano - Tectonic Relationship. *Tectonics*, 19, (2): 358–377.

5.3.6 FALLA CHINGUAL, ECUADOR (EC-209)

Alexandra Alvarado¹

(1) *Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-254 y Andalucía
Quito Ecuador casilla 1759. aalvarado@igepn.edu.ec*

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

La falla Chingual se ubica en el extremo noreste de la Cordillera Oriental del Ecuador, en el límite de la frontera con Colombia. La falla continúa en Colombia con el nombre de falla Afiladores (Fig. 5.3.6.1). Esta estructura forma parte del Sistema Mayor Dextral, definido por Soulás *et al.* (1991) y por lo tanto representa el límite entre Bloque Andino y Sudamérica.

Las deformaciones asociadas a esta estructura afectan rocas intrusivas, como granitos y granodioritas del Jurásico, que se encuentran alteradas debido a las características climáticas de la región.

TIPOS DE ESTUDIOS REALIZADOS

Esta estructura se ha estudiado mediante interpretación de fotos aéreas e imágenes Landsat. El principal trabajo realizado hasta el momento es el de Ego (1995), que analizó la cinemática de la estructura. En general, la zona de ubicación de la falla tiene dificultades de acceso y actualmente problemas de tipo social y político que dificultan su estudio, por lo que a pesar de ser una de las estructuras más importantes del Ecuador ha sido poco investigada.

CARACTERÍSTICAS DE LA ESTRUCTURA

La dirección general de la falla es aproximadamente N 35 ° E, siguiendo en el lado ecuatoriano el río Chingual e internándose hasta la población de La Sofía por alrededor de 70 km (Fig. 5.3.6.1) (Ego, 1995). Luego continúa con la misma dirección hacia el SO hasta el volcán Cayambe. Sin embargo, en la zona de La Sofía presenta un ramal que se dirige hacia el sur (Falla Río Cofanes Fig. 5.3.6.1). Luego, este ramal forma parte de la denominada Zona Trastensiva de Baeza, definida por Soulás *et al.* (1991) y que está constituida por numerosas fallas que se caracterizan por movimientos transcurrentes e inversos.

Ego (1995) usando el desplazamiento que presenta un flujo de lava asociado a un flujo piroclástico del volcán Soche, datado en alrededor de 37.000 años, así como una terraza formada por un lahar, obtiene una tasa de movimiento promedio de 1 +/- 3 mm/año. Valores similares calculó Soulás *et al.* (1991), con lo que estimó que en este sector la falla puede generar un sismo máximo probable de Ms:7, con un período de retorno de 200 a 500 años.

EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA

Uno de los rasgos distintivos de la falla son los múltiples desplazamientos dextrales del río Chingual y de sus subsidiarios, así como de otros ríos ubicados hacia el sur de la población de La Sofía, como en la zona de la quebrada El Encanto (Fig. 5.3.6.2). Según Ego (1995), en el río Chingual se midió un desplazamiento dextral entre 7,5 a 10,5 km, mientras que en los ríos menores la medida varía entre 50 a 500 m, lo que según este autor indica que la falla tiene una larga historia de movimientos superior a 1 Ma. Adicionalmente, en muchos lugares es claro el control del drenaje y la presencia de cuellos de falla y relieve desplazado. Otro rasgo morfológico visible es la presencia de facetas triangulares, como las de la figura 5.3.6.3, cerca de la población de La Sofía.

Evidencias de deformación cuaternaria se observan en la zona donde afecta a los flujos de lava y depósitos piroclásticos del volcán Soche. Sin embargo, debido a la falta de estudios en profundidad, no se descarta la presencia de actividad más reciente.

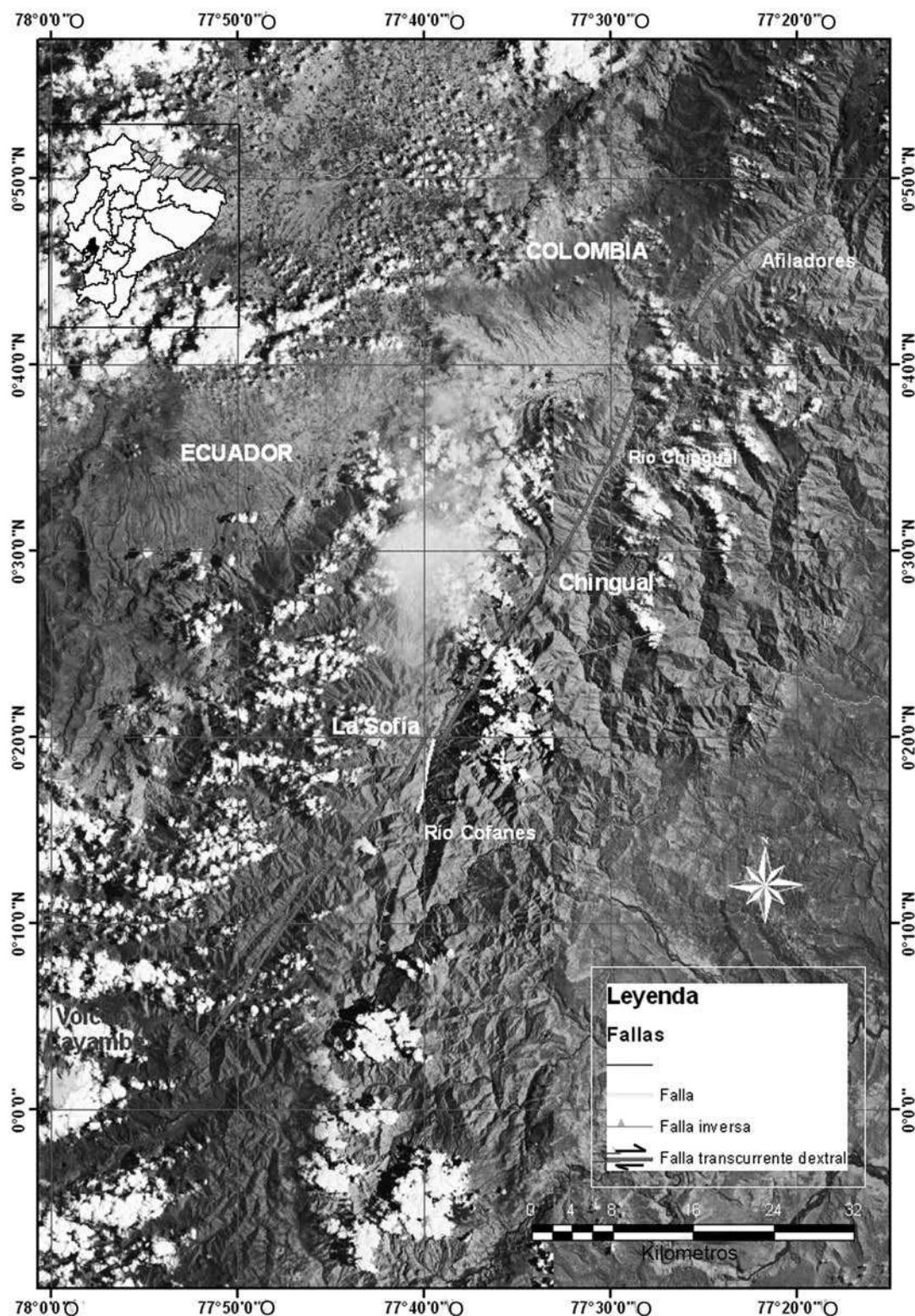


FIG. 5.3.6.1. Cartografía de la falla Chingual sobre imagen Landsat.

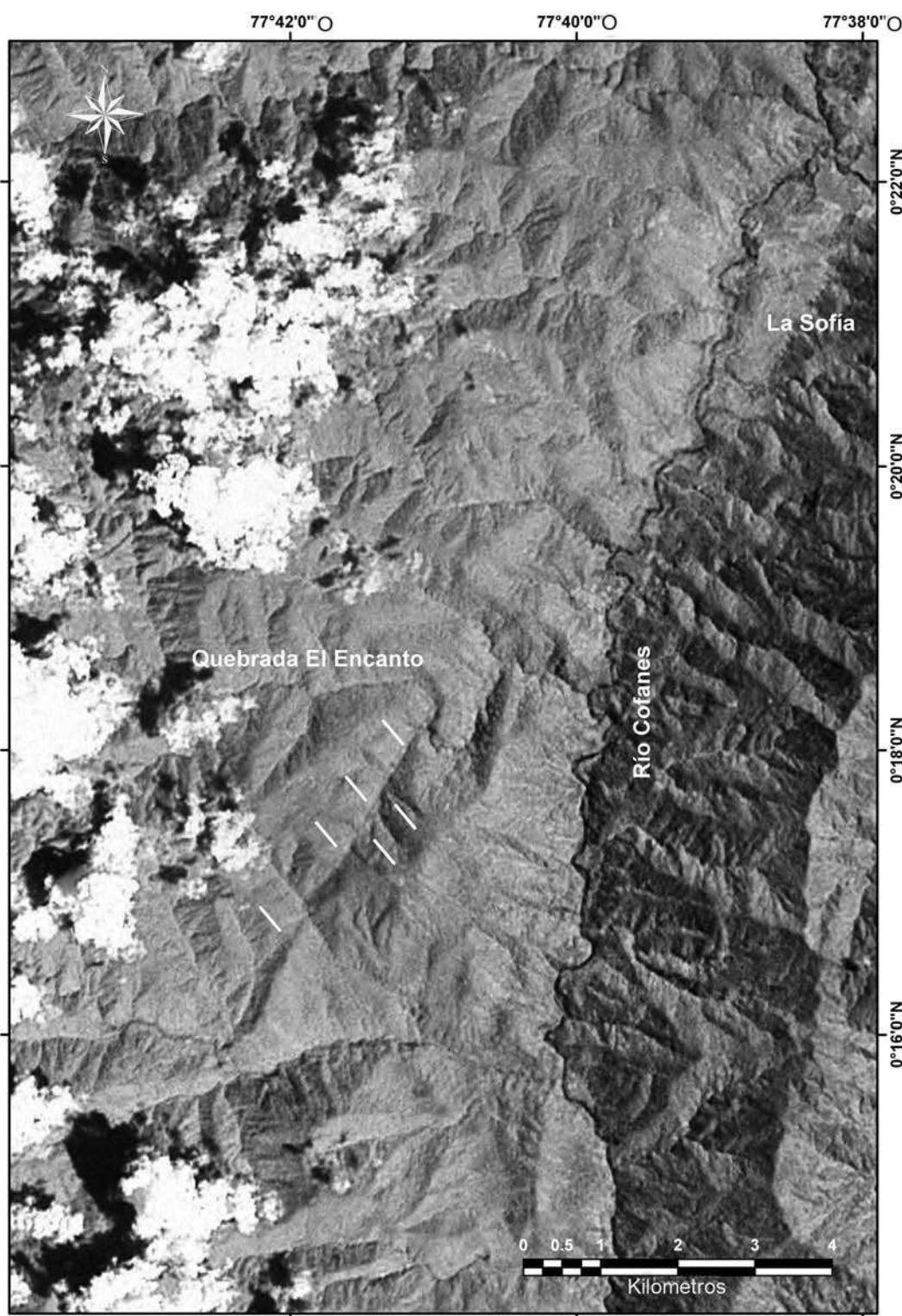


FIG. 5.3.6.2. Detalle de imagen Landsat donde se observa el control del drenaje al sur de La Sofía.



FIG. 5.3.6.3. Facetas triangulares en la cercanía de la población de La Sofía (Foto: A. Egüez).

OTRA INFORMACIÓN DE INTERÉS

Se asume que el sismo de 1987, (Ms:6.9) se produjo en la continuación del ramal que baja desde La Sofía al sur. Este evento causó importantes daños en el oleoducto y pérdida de vidas humanas debido a los numerosos deslizamientos y, adicionalmente, generó un importante impacto en la economía del país con descenso del producto interno bruto debido a que la principal fuente de ingresos para el país es el petróleo. El costo estimado por pérdida de bombeo de petróleo y primeras etapas de reconstrucción ascendió a 790 millones de dólares (Crespo *et al.* 2000).

Por otro lado, el sismo de 1834 (Ms:7 y MM: XI) fue localizado en la población de Sibundoy y se sugiere que estaría relacionado con la actividad de esta falla (Velandia *et al.* 2005).

Agradecimientos

Al Dr. Arturo Eguez por material fotográfico y a Jorge Aguilar por su ayuda con el Arc Map.

REFERENCIAS

- Crespo, E.; O'Rouke, T.D.; Nyman, K.J. 2000. Efectos sobre las líneas vitales. Los terremotos del Ecuador del 5 de marzo de 1987. Estudios de Geografía, Corporación Editora Nacional, Quito, 9: 75–90.
- Ego, F. 1995. Accommodation de la convergence oblique dans une chaîne de type cordilleraine: les Andes de l'Equateur. Université de Paris-Sud Centre d'Orsay. Tesis Doctoral, inédita, Paris, 209 p.
- Soulas, J-P.; Eguez, A.; Yépes, H.; Pérez, H. 1991. Tectónica activa y riesgo sísmico en Los Andes Ecuatorianos y el extremo sur de Colombia. Boletín Geología Ecuatoriana, 2, (1): 3–11.
- Velandia F.; Acosta J.; Terraza R.; Villegas H. 2005. The current tectonic motion of the Northern Andes along the Algeciras Fault System in SW Colombia. Tectonophysics, 399, 313–329.

5.3.7 FALLA MAGALLANES-FAGNANO (AR-56, CH-50)

Carlos H. Costa¹ y Luis E. Lara²

- (1) Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis, Chacabuco 917. 5700 San Luis, Argentina. costa@unsl.edu.ar
 (2) SERNAGEOMIN, Santiago, Chile. lelara@sernageomin.cl

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

La denominada Falla Magallanes-Fagnano corresponde a un margen transformante localizado en el extremo sur de Sudamérica, que acomoda el movimiento sinestral resultante del desplazamiento entre las placas Sudamericana y de Scotia (Winslow, 1982; Dalziel, 1989; Klepeis, 1994; Lodolo *et al.*, 2002, 2003 entre varios otros). Está definida por un complejo sistema de fracturas que atraviesan la isla de Tierra del Fuego (Fig. 5.3.7.1) con rumbo general E-O y dividen a la misma en dos dominios tectónicos de estilos bien diferenciados (Caminos *et al.*, 1981; Klepeis, 1994; Olivero y Martinioni, 2001; Ghiglione *et al.*, 2002; Ghiglione y Ramos, 2005).

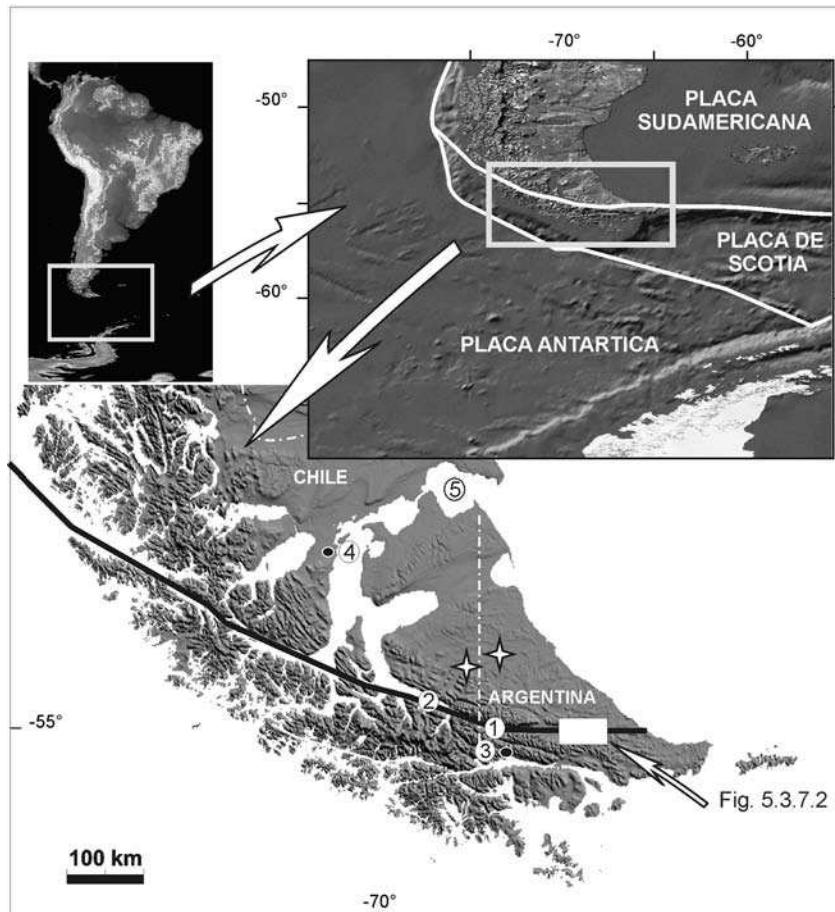


Fig. 5.3.7.2

FIG. 5.3.7.1. Croquis de ubicación y contexto tectónico de la falla Magallanes-Fagnano. 1. Lago fagnano, 2. Seno Almirantazgo, 3.Ushuaia, 4. Punta Arenas, 5. Estrecho de Magallanes. Las estrellas indican la posición de los epicentros asignados por Pelayo y Wiens (1989) para los sismos Ms 7,8 ocurridos en 1949. Adaptado de Costa *et al.* (2006).

La depresión topográfica constituida por la alineación del lago Fagnano en Argentina y el seno Almirantazgo en Chile, destaca la orientación en el continente de la citada estructura. Este sector ha sido ocupado por glaciares pleistocenos y se lo interpreta como una depresión tectónica vinculada con una cuenca tipo *pull-apart* (Lodolo *et al.*, 2002, 2003) (Figs. 5.3.7.2 y 5.3.7.3).

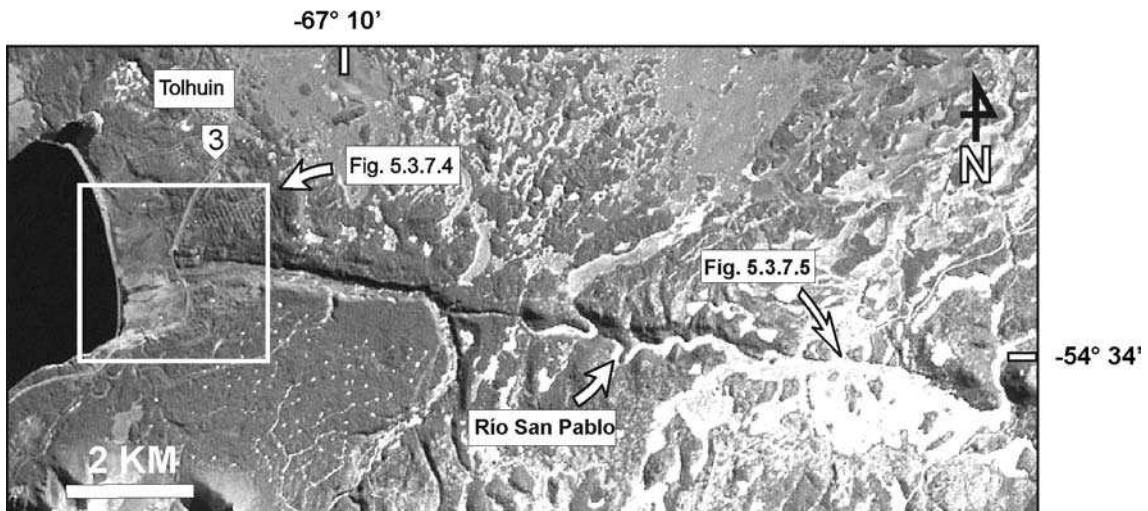


FIG. 5.3.7.2. Imagen Landsat TM del sector oriental del lago Fagnano (véase su ubicación en la figura 5.3.7.1). Se aprecia el notable rasgo linear con orientación ONO-ESE compuesto por diferentes trazos del Sistema de Fallas Magallanes-Fagnano. Adaptado de Costa *et al.* (2006).

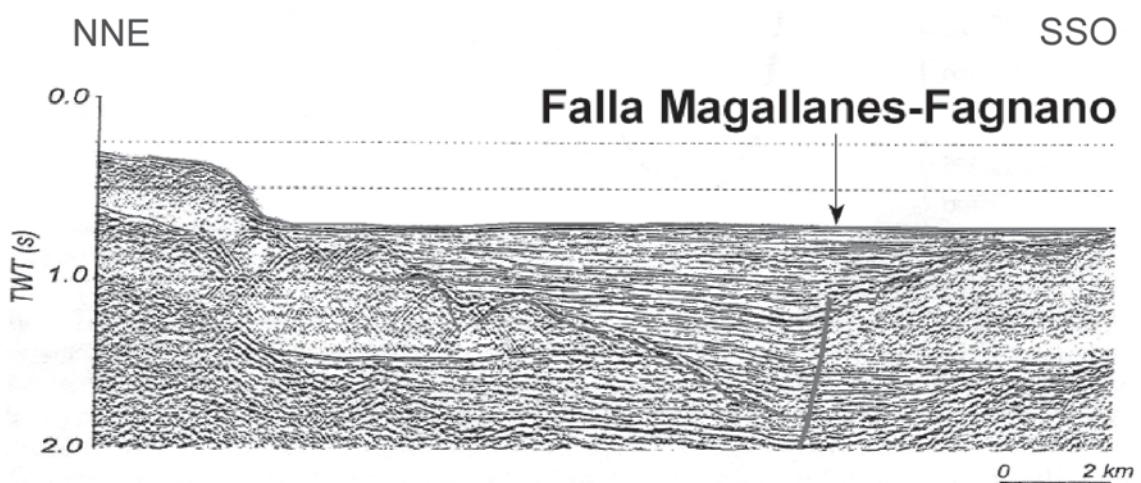


FIG. 5.3.7.3. Sección sísmica de la región occidental del seno Almirantazgo (Chile), donde se destaca la traza de la Falla Magallanes-Fagnano y la notoria geometría de hemigraben que presenta. Modificado de Lodolo *et al.* (2002, 2003).

La región aledaña al trazo de la falla se caracteriza por un clima frío y húmedo, con cobertura nival persistente, sobre todo en las áreas montañosas.

El relieve actual es principalmente debido a la acción de los glaciares, cuyo retiro generó importantes secuencias de sedimentos glaciales y glaciofluviales (Bujalevsky *et al.*, 1997; Rabassa *et al.*, 2000). La cobertura vegetal en la zona es muy densa y, por lo tanto, la observación directa de rasgos neotectónicos en el relieve resulta difícil.

TIPOS DE ESTUDIOS REALIZADOS

Las evidencias neotectónicas asociadas a la Falla Magallanes-Fagnano, han sido analizadas mediante fotointerpretación y estudios expeditivos de campo (Winslow, 1982; Dalziel, 1989; Winslow y Prieto, 1991; Klepeis, 1994; Lodolo *et al.*, 2002, 2003). En el sector oriental del lago Fagnano y zonas vecinas, se han realizado trabajos más detallados, incluyendo una trinchera en un trazo secundario de la falla, donde existen manifestaciones de rupturas vinculadas con los sismos Ms 7,8 ocurridos en 1949 (Schwartz *et al.* 2001, 2002; Costa *et al.*, 2006).

Asimismo, se han realizado estudios sismológicos y geofísicos regionales (Pelayo y Wiens, 1989; Lodolo *et al.*, 2002; 2003) y análisis de la cinemática de placas mediante GPS (Smalley *et al.*, 2003).

CARACTERÍSTICAS DE LA ESTRUCTURA

Entre el lago Fagnano y la costa atlántica, la falla homónima presenta rumbo general 290° y su desplazamiento neotectónico se distribuye en varios trazos subparalelos (Figs. 5.3.7.1 y 5.3.7.2). Se reconocen secciones rectilíneas destacadas por escarpes coincidentes con cambios bruscos de la cobertura vegetal y por el hábito rectilíneo de tributarios del lago Fagnano y del río San Pablo.

La rectilinearidad de los trazos e inversiones locales de la pared elevada y hundida de esta estructura, sugieren su carácter transcurrente, aunque no se han descrito evidencias morfológicas diagnósticas de desplazamientos con componente sinistral.

La prolongación al oeste del lineamiento del seno Almirantazgo cruza el tramo N-S del estrecho de Magallanes. Allí se observa, en una sección sísmica perpendicular al lineamiento principal, la componente vertical del desplazamiento, correspondiente a una geometría de hemigraben limitado por un segmento subvertical de la falla principal vergente al oeste (Fig. 5.3.7.3). Desde la isla Dawson al oeste, un segundo lineamiento situado algo al sur del anterior, se desarrolla esta vez en el tramo NO-SE del estrecho de Magallanes. En el extremo occidental de la estructura, otra sección sísmica muestra nuevamente una geometría de hemigraben limitado por un segmento subvertical de la falla.

EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA

En la orilla oriental del lago Fagnano, el escarpe de falla generado durante los eventos sísmicos de 1949 (Schwartz *et al.*, 2002; Costa *et al.* 2006) muestra una zona deprimida al sur del trazo de falla, la cual fue inundada posteriormente al sismo (Fig. 5.3.7.4). Este escarpe desplaza verticalmente entre 0,50 y 1,00 m un antiguo camino consolidado, sin que el testimonio de testigos oculares haya consignado desplazamientos laterales (Costa *et al.*, 2006).

La inundación postsísmica producida por una ola generada en el cuerpo lacustre (*seiche*), determinó una importante mortandad de árboles, muchos de los cuales aún yacen en posición de vida. La ausencia de una componente lateral en este sitio es consistente con la interpretación de la región del lago Fagnano como una cuenca de origen transtensional (Lodolo *et al.*, 2002; 2003).

En el sector del río San Pablo, en las cercanías de la estancia La Correntina (Fig. 5.3.7.2), se han documentado escarpes con altitudes variables entre 5 y 11 m (Schwartz *et al.*, 2002; Costa *et al.*, 2006). Como rasgos asociados al labio elevado de las mismas aparecen grábenes coaxiales, ciénagas de falla, *mole-tracks* y grietas de tensión con diseño escalonado respecto al escarpe principal. El labio elevado corresponde siempre al sector norte (Schwartz *et al.*, 2001, 2002).

OTRA INFORMACIÓN DE INTERÉS

El 17 de diciembre de 1949, dos sismos de magnitud Ms 7,8 tuvieron epicentro en esta región con intervalo de seis horas, generando rupturas en superficie por una longitud aún no determinada. El sector donde las deformaciones superficiales fueron reportadas con mayor precisión, corresponden a la ribera oriental del lago Fagnano. Allí los cordones litorales de grava y la antigua ruta nacional N° 3, destacaron

la geometría y dimensión de estas deformaciones. En el sector de Río San Pablo-Estancia La Correntina, han sido descritas también posibles evidencias de otras rupturas sísmicas durante 1949 (Costa *et al.*, 2006).

En una trinchera desarrollada en un trazo secundario de la falla en el río San Pablo (Fig. 5.3.7.4), Costa *et al.* (2006) documentaron un desplazamiento vertical máximo de 50 cm vinculados a los sismos de 1949. Dichos autores reconocieron la componente vertical de la deformación reciente asociada a esta falla en una secuencia de sedimentos orgánicos, que abarcan a los últimos ocho mil años, e identificaron al menos dos eventos sísmicos previos a los episodios de 1949.

Los mecanismos focales reportados por Pelayo y Wiens (1989) son compatibles con una cinemática sinestral del sistema de fallas.

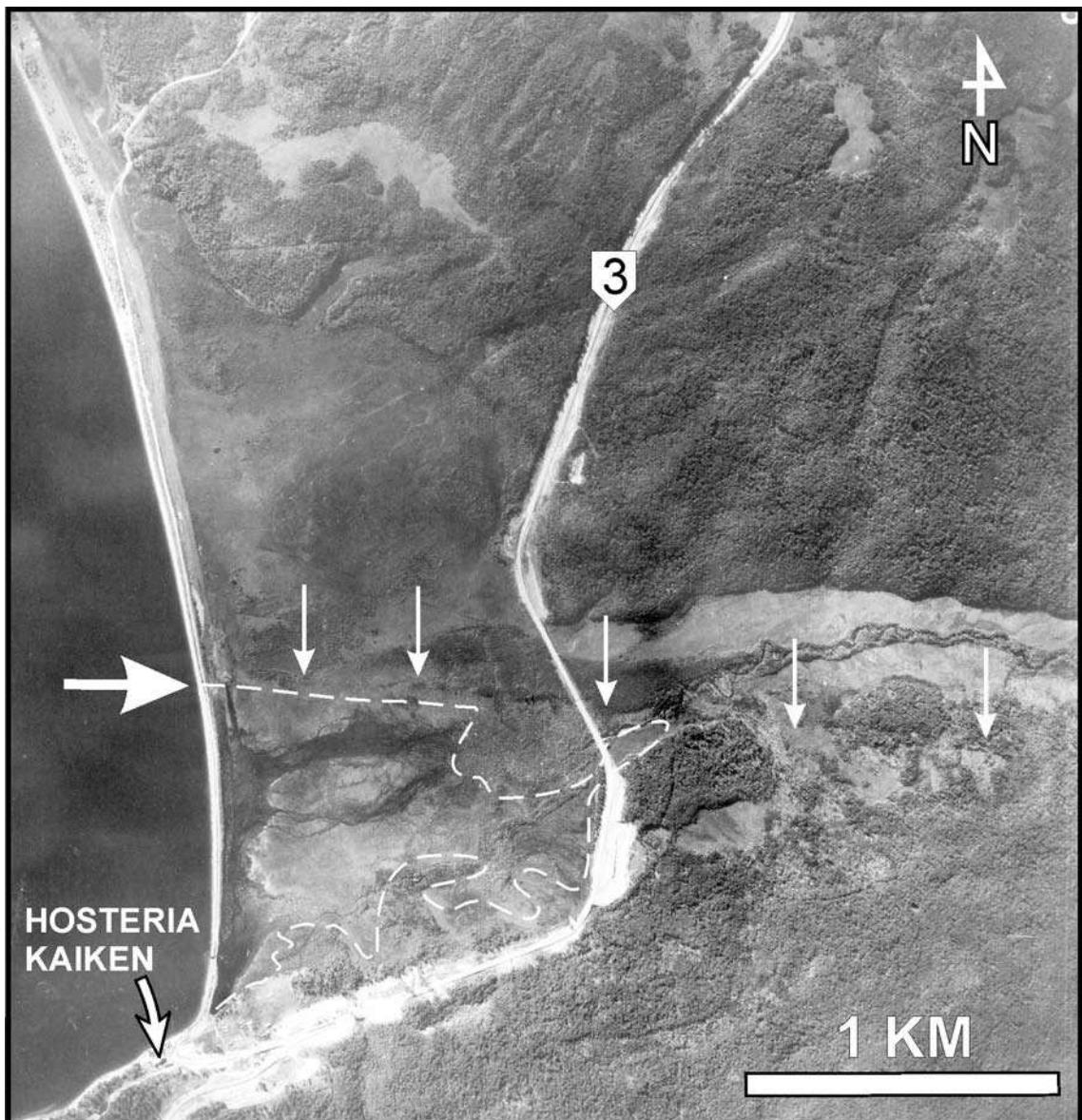


FIG. 5.3.7.4. Fotografía aérea del sector de la ribera oriental del lago Fagnano, donde fueron reportadas rupturas transversales a la línea de costa durante los episodios sísmicos de 1949. El escarpe de falla con labio elevado al norte está indicado por las flechas. Las líneas cortadas blancas circunscriben el sector inundado por la seiche ocurrida inmediatamente después del sismo. Adaptado de Costa *et al.* (2006).

REFERENCIAS

- Bujalesky, G.; Heusser, C.; Coronato, A.; Roig, C.; Rabassa, J. 1997. Pleistocene glaciolacustrine sedimentation at Lago Fagnano, Andes of Tierra del Fuego, southernmost South America, Ice-contact sedimentation; processes and deposits, *Quaternary Science Reviews*, 16 (7): 767–778.
- Caminos, R.; Haller, M.; Lapido, O.; Lizuain, A.; Page, R.; Ramos, V. 1981. Reconocimiento geológico de los Andes Fueguinos, Territorio Nacional de Tierra del Fuego. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 8, Actas, 3: 759–786.
- Costa, C.; Smalley Jr., R.; Schwartz, D.; Stenner, H.; Ellis, M.; Ahumada, E.; Velasco, M. 2006. Paleoseismic observations of an onshore transform boundary: The Magallanes-Fagnano fault, Tierra del Fuego, Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 61 (4): 647–657.
- Dalziel, I. 1989. Tectonics of the Scotia Arc, Antarctica, Field Trip Guidebook T180, 28th International Geological Congress, American Geophysical Union, Washington, DC, 206 p.
- Ghiglione, M.; Ramos, V.; Cristallini, E. 2002. Estructura y estratos de crecimiento en la faja plegada y corrida de los Andes fueguinos. *Revista Geológica de Chile*, 29 (1): 17–41.
- Ghiglione, M.; Ramos, V. 2005. Chronology of deformation in the Southernmost Andes of Tierra del Fuego. *Tectonophysics*, 405: 25–46.
- Klepeis, K. 1994. The Magallanes and Deseado fault zones: Major segments of the South American-Scotia transform plate boundary in southernmost South America, Tierra del Fuego. *Journal Geophysical Research*, 99 (22): 001-22, 014.
- Lodolo, E.; Menichetti, M.; Tassone, A.; Geletti, R.; Sterazi, P.; Lippai H.; Hormachea, J. 2002. Researchers Target a Continental Transform Fault in Tierra del Fuego, *EOS, Transactions American Geophysical Union* 83: 1.
- Lodolo, E.; Menichetti, M.; Bartole, R.; Ben-Avraham, Z.; Tassone, A.; Lippai, H. 2003. Magallanes-Fagnano continental transform fault (Tierra del Fuego, southernmost South America). *Tectonics*, 22 (6), DOI 10.1029/2003TC001500.
- Olivero E.; Martinioni, D. 2001. A review of the geology of the Argentinean Fuegian Andes. *Journal South American Earth Sciences*, 14: 175–188.
- Pelayo, A.; Wiens, D. 1989. Seismotectonics and relative plate motions in the Scotia Sea region. *Journal of Geophysical Research*, 94: 7.293–7.320.
- Rabassa, J.; Coronato, A.; Bujalevsky, G.; Salemme, M.; Roig, C.; Meglioli, A.; Heusser, C.; Gordillo, S.; Roig, F.; Borromei, A.; Quattrocchio, M. 2000. Quaternary of Tierra del Fuego, Southernmost South America: an updated review. *Quaternary International*, 68 71: 217–240.
- Schwartz, D.; Stenner, H.; Costa, C.; Smalley, R., Jr.; Ellis, M.; Velasco, M. 2001. Paleoseismology at the end of the world: Initial observations of the Fagnano fault, Tierra del Fuego, Argentina. *Seismological Research Letters*: 72:265.
- Schwartz, D.; Stenner, H.; Costa, C.; Smalley, R.; Ellis, M.; Velasco, S. 2002. Rupturas asociadas a los sismos Ms 7.8 de 1949 en Tierra del Fuego: Investigaciones paleoseismológicas iniciales. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 15, Actas, 1: 136–138. El Calafate.
- Smalley, R. Jr.; Kendrick, E.; Bevis, M.; Dalziel, I.; Taylor, F.; Lauría, E.; Barriga, R.; Casassa, G.; Olivero, E.; Piana, E. 2003. Geodetic determination of relative plate motion and crustal deformation across the Scotia-South America plate boundary in eastern Tierra del Fuego. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4 (9): 1070, doi:10.1029/2002GC000446.
- Winslow, M. 1982. The structural evolution of the Magallanes Basin and Neotectonics of the Southernmost Andes. *In Antarctic Geoscience*, (Craddock, C.; editor) University of Wisconsin: 143–154.
- Winslow, M.; Prieto, X. 1991. Evidence of active tectonics along the straight of Magellan, Chile. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 6, Resúmenes Expandidos: 654–655. Viña del Mar.

5.3.8 FALLA DE BOCONÓ (VE-06B Y VE-06C)

Franck A. Audemard M.¹

(1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas –FUNVISIS-, Final Prolongación Calle Mara, Quinta Funvisis, el Llanito, Caracas 1073, Venezuela. faudemard@funvisis.gob.ve

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

La Falla de Boconó es un accidente transcurrente dextral que se extiende por más de 500 km en el occidente venezolano (Fig. 5.3.8.1), en dirección SO-NE, entre la población de San Cristobal (SC), ubicada en proximidad de la frontera con Colombia, y la población de Morón (Mo), en la costa caribeña de golfo Triste (Fig. 5.3.8.2). Más de 400 km de longitud de esta falla surcan los Andes de Mérida. En su extremidad sur, la falla se conecta con el sistema de piedemonte llanero colombiano a través del sistema de fallas de Chinacota-Bramón, luego de sufrir dos inflexiones en ángulo recto opuestas; estructura conocida como el indentor o punzón de Pamplona (Boinet, 1985). Por otra parte, la falla tuerce 45° en forma horaria para conectarse con grandes fallas dextrales de dirección este-oeste que corren al norte de Venezuela continental (fallas de San Sebastián y El Pilar). La Falla de Boconó actualmente aparenta tener un rol preponderante en la fragmentación de bloques tectónicos mayores y en la tectónica de escape imperante en el noroeste de Sudamérica, limitando directamente el bloque triangular de Maracaibo por el sureste (Fig. 5.3.8.1; Audemard y Audemard, 2002). Gran número de sismos históricos ocurridos en la región le han sido atribuidos (Rod, 1956), entre los que Cluff y Hansen (1969) mencionan los eventos acaecidos en 1610, 1812, 1894 y 1932.

Dentro de los Andes de Mérida (Fig. 5.3.8.2), la falla en su sector septentrional corre aproximadamente en posición axial, mientras está claramente desplazada hacia el norte al sur de Mérida. No obstante, en toda su longitud andina está siempre realizada por el alineamiento continuo de grandes valles de diversos

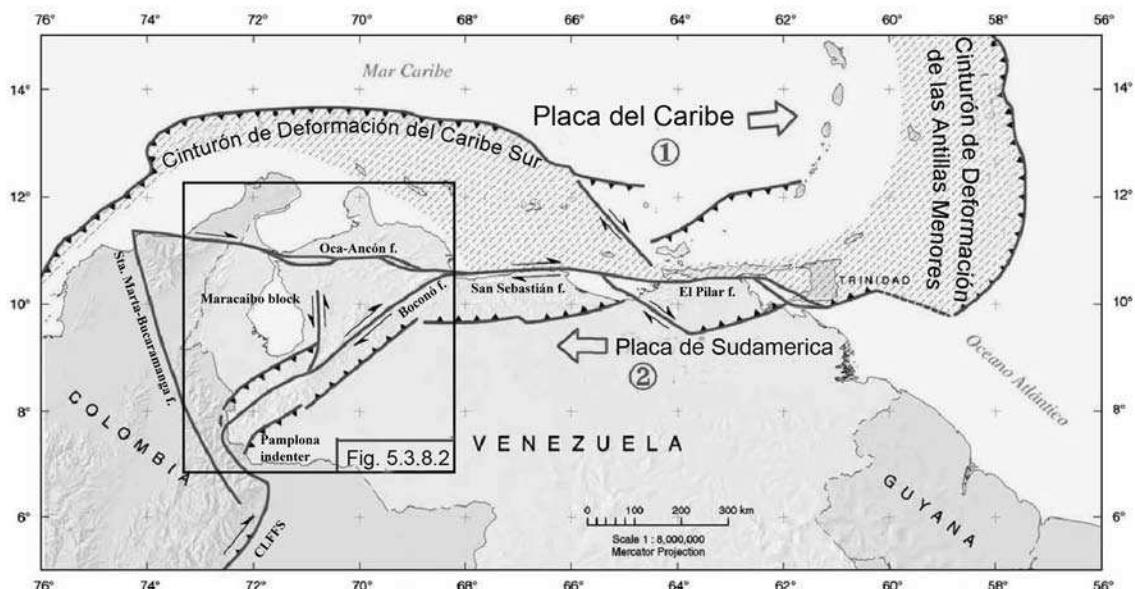


FIG. 5.3.8.1. Cuadro geodinámico regional del norte de Sudamérica, donde se señala la ubicación relativa de la Falla de Boconó, por el recuadro de la figura 5.3.8.2.

ríos (e.g., Turbio, Chabasquén, Saguás, Boconó, Burate, Santo Domingo, Chama, Mocotíes y Torbes, del NE al SO); claramente visible en imágenes de radar SLAR. Muy particularmente, la falla se expresa morfológicamente de manera espectacular a cotas superiores a los 3.000 m en ambientes glaciares y periglaciares (Schubert, 1982; Soulás, 1985; Ferrer, 1991), y en especial en la cuenca en tracción de Apartaderos (tal como fue definida por Audemard *et al.*, 1999), en la divisoria de aguas de los ríos Chama y Santo Domingo. Esta descripción se centra especialmente en este sector.

TIPOS DE ESTUDIOS REALIZADOS

La Falla de Boconó, en los alrededores de la laguna de Mucubají, ha sido estudiada mediante interpretación de imágenes aéreas de distintos tipos (radar SLAR, fotos aéreas en variadas escalas entre 1:20.000 y 1:60.000, vistas oblicuas desde helicóptero), cartografía neotectónica detallada en campo,

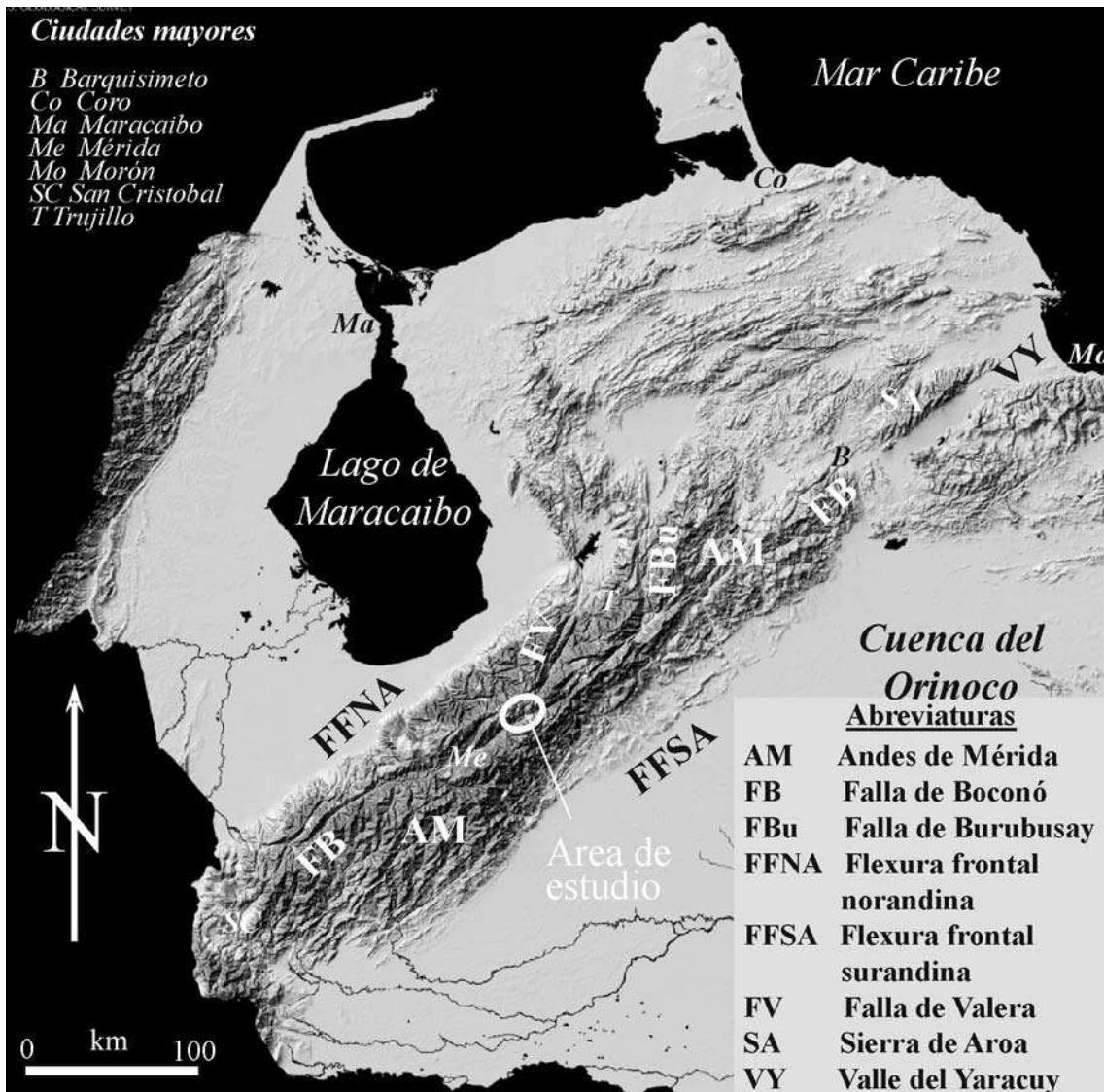


FIG. 5.3.8.2. Ubicación relativa de la Falla de Boconó en referencia con los Andes de Mérida (imagen base tomada de Garrity *et al.*, 2004).

levantamiento de afloramientos deformados frágilmente y con deformaciones sín sedimentarias de origen sísmico. Localmente, también se han realizado: a) análisis sedimentarios de detalle en secuencias con deformaciones sintectónicas más recientes que el último máximo glacial (paleolago de Los Zerpa mediante canaletas y estudio de afloramientos y laguna de Mucubají mediante toma de núcleos continuos; Carrillo, 2006 y Carrillo *et al.*, 2006), para establecer una cronología de paleosismos; b) levantamientos con georadar o radar de suelo para precisar las trazas de la falla con actividad holocena (Audemard *et al.*, 2006) y c) evaluaciones paleosísmicas por intermedio de trincheras en ambas trazas de la cuenca en tracción de Apartaderos (Audemard *et al.*, 1999).

CARACTERÍSTICAS DE LA ESTRUCTURA

La Falla de Boconó en el sector de la laguna de Mucubají (divisoria de aguas de los ríos Chama, fluyendo hacia el SO y Santo Domingo, fluyendo hacia el NE), se caracteriza por presentar una curvatura transtensiva, en la cual se emplaza la cuenca en tracción de Apartaderos (Soulas, 1985; Audemard *et al.*, 1999), con un solape del orden de 10 km y una separación de hasta 2 km. Numerosas geoformas evidencian la posición y grado de actividad de ambas trazas (Fig. 5.3.8.3). Esta cuenca se forma donde la orientación de la falla adquiere un rumbo algo más ENE-OSO, con respecto a su tendencia general NE-SO (Fig. 5.3.8.1). Esta depresión tectónica, aunque localizada en una divisoria de aguas de dos cuencas, preserva una potente secuencia de depósitos glaciares, acumulada durante varios períodos glaciares (Audemard, 2003). El último máximo glacial (LGM, según sus siglas en inglés) y posteriores avances han abandonado varios sistemas morrénicos de excelente preservación, a través de los cuales se ha superimpuesto la actividad post-18 ka de la Falla de Boconó.

Ambas trazas de la falla que delimitan esta cuenca aparecen buzar con alto ángulo al sur. La traza norte muestra componente vertical con bloque sur hundido al cruzar los abanicos aluviales de La Toma y Apartaderos, y la morrena LGM de El Desecho, como lo evidencia los escarpes de falla de exposición sur (Fig. 5.3.8.3). Por su parte, el buzamiento de la traza sur se deriva del leve cambio de rumbo que adquiere ésta al descender desde Mucubají a unos 3.600 m hasta Las Tapias ubicada a una altitud de 2.800 m,

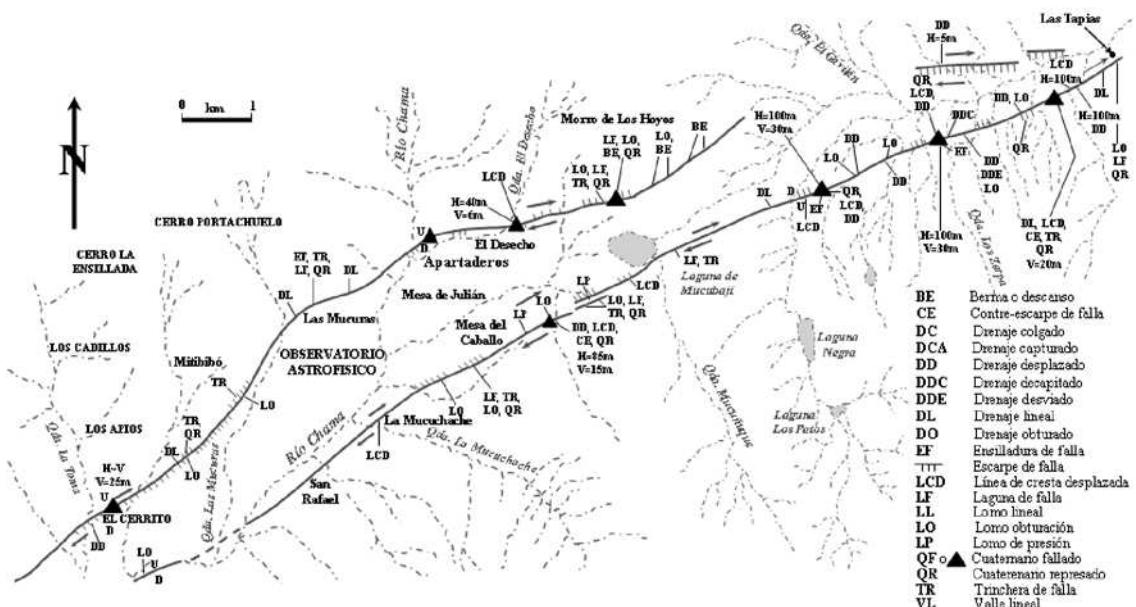


FIG. 5.3.8.3. Cartografía neotectónica de las trazas de la Falla de Boconó a nivel de la cuenca en tracción de Apartaderos, estado de Mérida (modificado de Audemard *et al.*, 1999; 2003).

lo cual se ve reforzado por la generación de pequeñas cuencas en tracción cada vez que la falla cruza y desciende de un complejo morrénico (Mucubají o Laguna Negra, La Victoria, Los Zerpa y Las Tapias, de SO a NE), afectando siempre en mayor cuantía la morrena lateral derecha o noreste (Fig. 5.3.8.4). La falla principal en estas pequeñas depresiones tectónicas muestra siempre buzamiento sur, contra la cual se acuñan fallas antitéticas de menor buzamiento norte. Por el contrario, como en el caso de la morrena de Las Tapias, cuando la traza de la falla debe cortar un relieve con mayor altura, la traza genera una estructura transpresiva en su rama ascendente (Figs. 5.3.8.4 y 5.3.8.5). No obstante, se debe señalar que este buzamiento en este sector (Mucubají-Las Tapias) puede ser la consecuencia del desprendimiento y deslizamiento hacia el norte de todo el conjunto de sistemas morrénicos post-LGM, despegado del basamento rocoso igneo-metamórfico compuesto por las rocas del Grupo Sierra Nevada, el cual empujaría hacia el NO la traza del ramal principal de la falla. Hacia el oeste, por el contrario, el salto vertical de la morrena del Caballo sugiere que el bloque norte se hunde, tal como se esperaría en una cuenca en tracción (ambas fallas limítrofes buzando una hacia la otra).

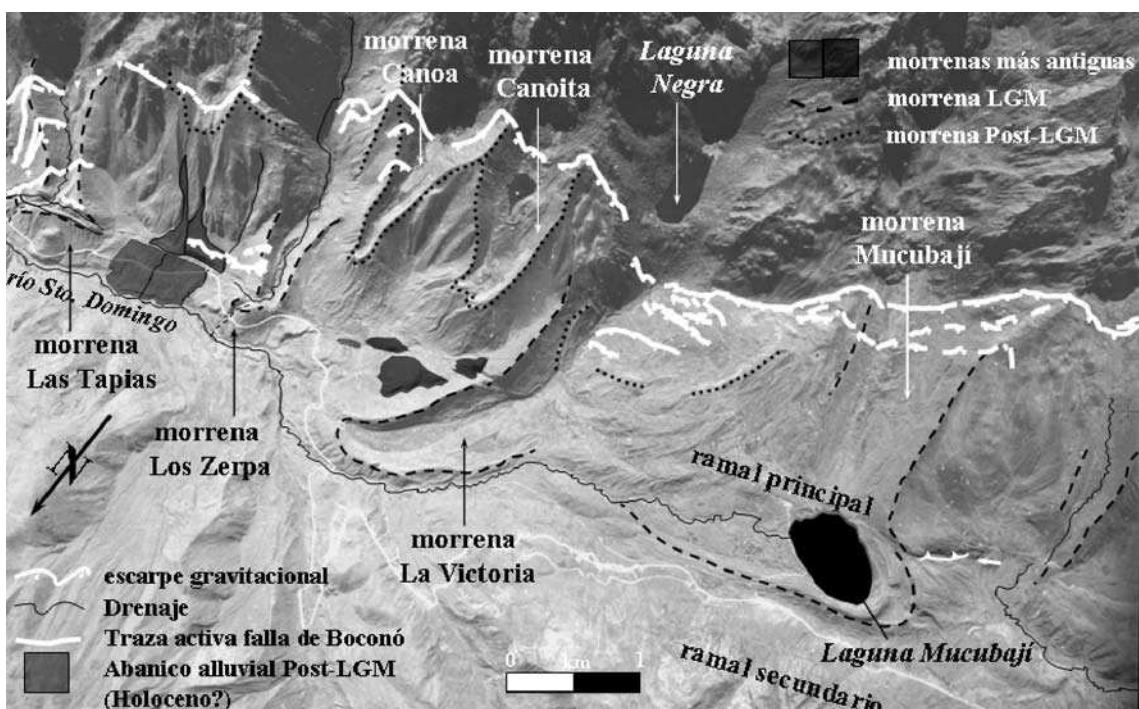


FIG. 5.3.8.4. La Falla de Boconó en relación con los depósitos glaciares y periglaciares cuaternarios en el sector entre las morrenas de Las Tapias y El Caballo. Nótese las cuatro cuencas en tracción definidas a lo largo del ramal principal, al igual que la cicatriz de desprendimiento del conjunto morrénico en la parte superior y media de la imagen (Base: fotografía aérea de la misión 010455; cortesía de Cartografía Nacional, al presente IGVSB).

Además de la cuenca en tracción de Apartaderos, una serie de cuencas de igual génesis, pero más modestas en tamaño (generalmente inferiores al kilómetro de longitud), están presentes a lo largo de la traza o ramal principal (o sur) de la falla de Boconó. Cuatro de ellas están afectando esencialmente la morrena lateral derecha, o en su defecto la morrena frontal, de los siguientes sistemas morrénicos de edad LGM: Mucubají (o Laguna Negra de edad más reciente), La Victoria, Los Zerpa y Las Tapias (Fig. 5.3.8.4). Una quinta cuenca en tracción es también identificable al noreste de la morrena de Las Tapias, la cual afecta la porción distal de un abanico probablemente holoceno (Fig. 5.3.8.5). A diferencia de las tres otras, las cuencas en las morrenas de Los Zerpa y Las Tapias no funcionan realmente como receptáculos de sedimentos.

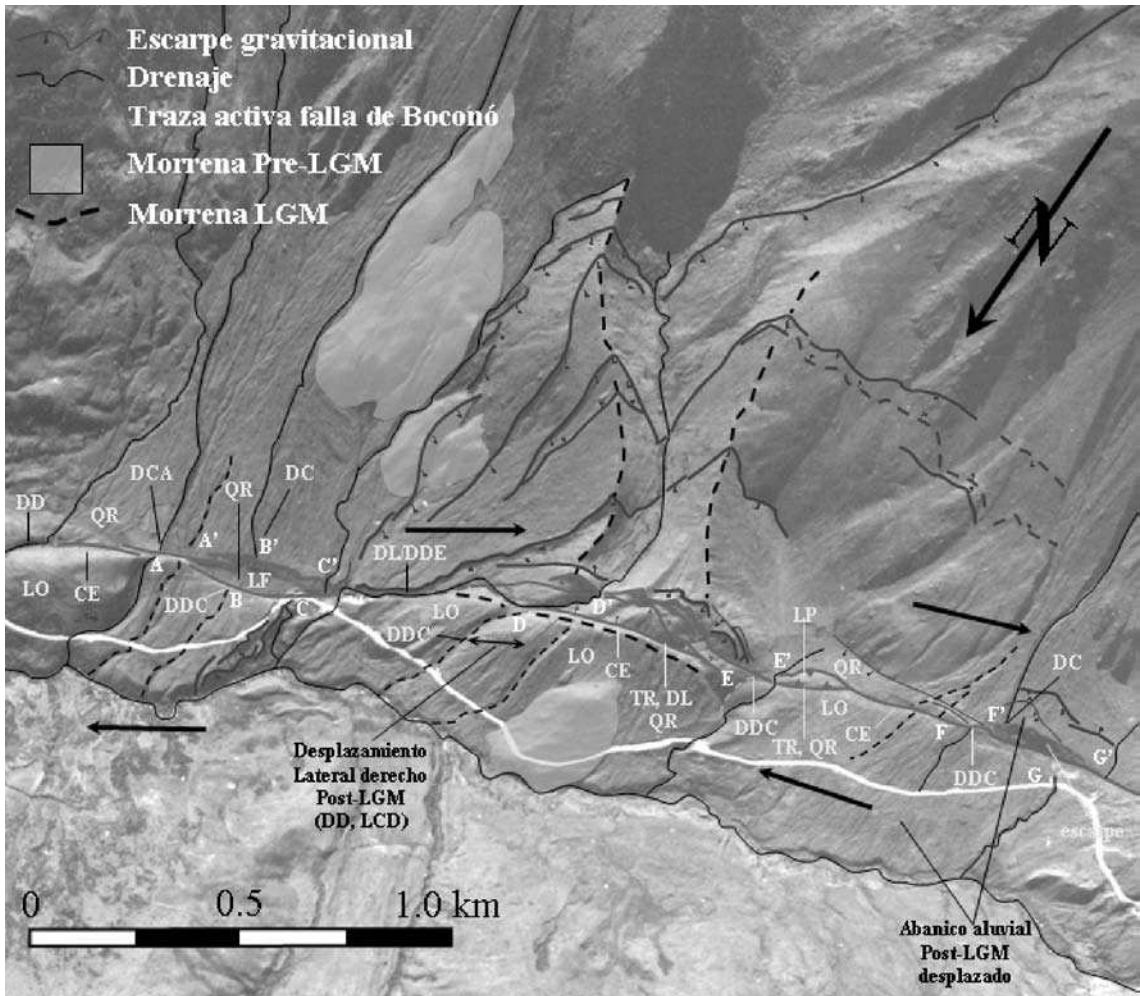


FIG. 5.3.8.5. Traza de la Falla de Boconó en los alrededores de la morrena de Las Tapias, señalando las principales geoformas que evidencian su ubicación. Abreviaturas utilizadas en esta figura, como en las restantes, coinciden con las de la figura 5.3.8.3 (Base: fotografía aérea de la misión 010455; cortesía de Cartografía Nacional, al presente IGVSB).

EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA

Ambos ramales de la Falla de Boconó en la cuenca de Apartaderos presentan numerosas geoformas diagnósticas de cinemática dextral, además de las cuencas en tracción antes indicadas (Figs. 5.3.8.6B y 5.3.8.6C) que confirman tal sentido de movimiento (Figs. 5.3.8.3 a 5.3.8.5). Estas geoformas están preservadas en depósitos glaciares y periglaciares de menos de 18 ka, lo cual atestigua la actividad reciente de este accidente tectónico (Fig. 5.3.8.6A). Para facilitar la ilustración de estas evidencias, hemos distinguido tres sectores de NE a SO: Las Tapias-Los Zerpa, Mucubají-Mesa del Caballo y Morro de los Hoyos-La Toma; estando los dos primeros sobre el ramal principal y el último sobre el ramal norte.

En los alrededores de la morrena de Las Tapias, los drenajes están sistemáticamente y consistentemente desplazados dextralmente, indicándose en la figura 5.3.8.5 los extremos desplazados por A y A', y así sucesivamente. El valor máximo de desplazamiento post-LGM estimado se aproxima a 150 m, asumiendo que el drenaje del fondo del valle morrénico de Las Tapias estuviese perfectamente alineado con el aliagadero abandonado. En el peor de los casos, no sería inferior a 100 m, a partir de la mínima separación

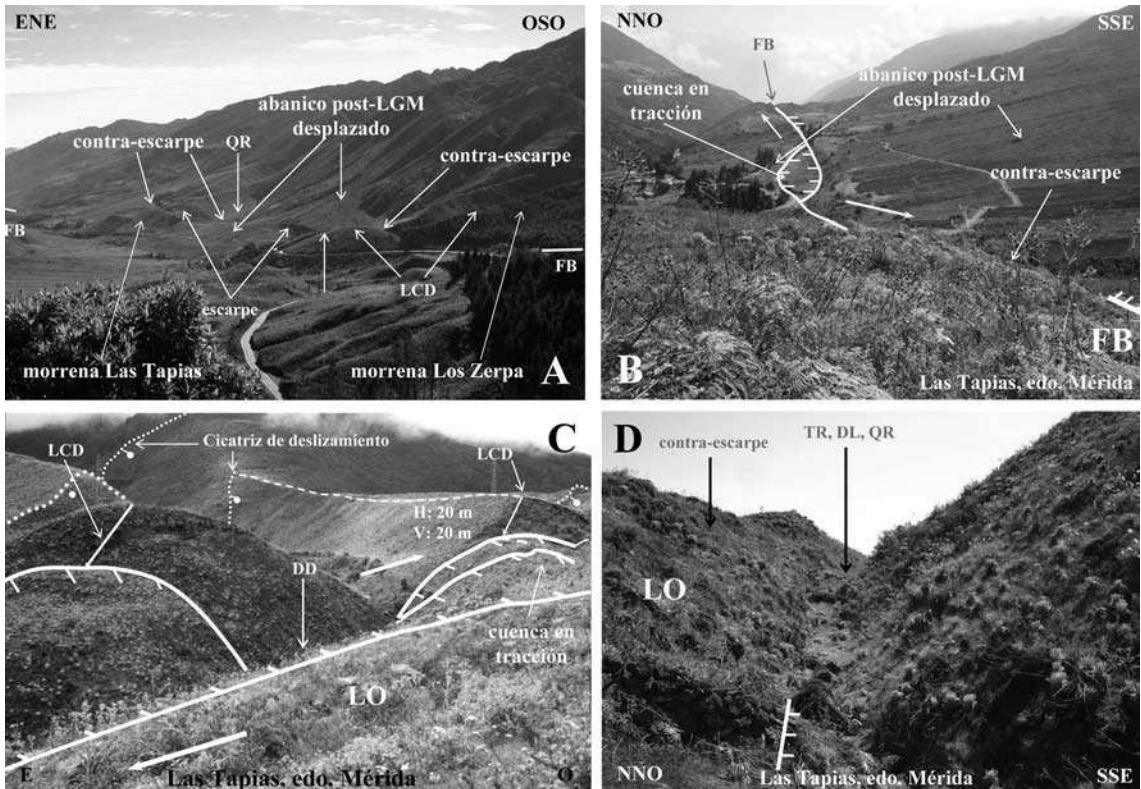


FIG. 5.3.8.6. Expresión morfológica de la Falla de Boconó desde el norte de la morrena de Las Tapias y hasta la morrena de Los Zerpa. A) Vista general del sector, B) Vista hacia el NE desde el tope de la morrena frontal de Las Tapias, donde se observa pequeña cuenca en tracción en la zona distal de un abanico aluvial post-LGM, C) Vista parcial de la cuenca en tracción que afecta la morrena de Las Tapias, donde se aprecia las componentes dextral y normal en las fallas antitéticas de buzamiento norte, y D) Detalle de una trinchera de falla, al pie de la falla principal de buzamiento sur.

de ambos extremos del mismo drenaje desplazado (D y D' en figura 5.3.8.5). Los otros desplazamientos dextrales medidos en este sector son siempre menores a este valor (e.g., C y C' en figura 5.3.8.5), porque corresponden a drenajes instalados en abanicos o conos de deyección más jóvenes (post-LGM). Igualmente, existen otras evidencias morfológicas que sustentan dicha cinemática: a) Los abanicos aluviales a ambos lados de la morrena de Las Tapias están desplazados (Figs. 5.3.8.5, 5.3.8.6A, 5.3.8.6B, 5.3.8.7, 5.3.8.8C y 5.3.8.8D), b) Las líneas de cresta de las morrenas de Las Tapias (Fig. 5.3.8.6C), Los Zerpa (Figs. 5.3.8.4 y 5.3.8.7) y La Victoria (Fig. 5.3.8.4); y c) Un lomo de presión al pie de la morrena lateral izquierda de Las Tapias (Figs. 5.3.8.4, 5.3.8.5, 5.3.8.8A a 5.3.8.8C), el cual fue perfectamente correlacionado con un “pop-up” mediante un levantamiento de georadar o GPR (Audemard *et al.*, 2006), y d) Morrenas más antiguas (de la Glaciación Mérida Temprana o aún más viejas), cuyas morfologías parecen más suavizadas y redondeadas, muestran desplazamientos dextrales de, al menos, unos 330 m, entre las morrenas Los Zerpa y La Victoria (Fig. 5.3.8.4). Extrapolando la misma tasa de movimiento promedio holocena de unos 7 mm/año para este ramal hacia el pasado, estos remanentes morrénicos podrían ser atribuidos a la Glaciación Mérida Temprana, de más de 40 ka. Adicionalmente, en el sector Las Tapias-Los Zerpa, se han identificado muy frecuentemente otras geoformas, tales como: Lomos de obturación (LO), contraescarpes (CE) y depósitos cuaternarios represados (QR; Figs. 5.3.8.5 a 5.3.8.8), y con menor frecuencia: Drenajes decapitados (DDC; Figs. 5.3.8.5 y 5.3.8.7), drenajes capturados (DCA; Figs. 5.3.8.5 y 5.3.8.7), drenajes colgados (DC; Figs. 5.3.8.5 y 5.3.8.7) drenajes lineales (Figs. 5.3.8.5, 5.3.8.6D y 5.3.8.7) y trincheras de falla (Figs. 5.3.8.5 y 5.3.8.6D)

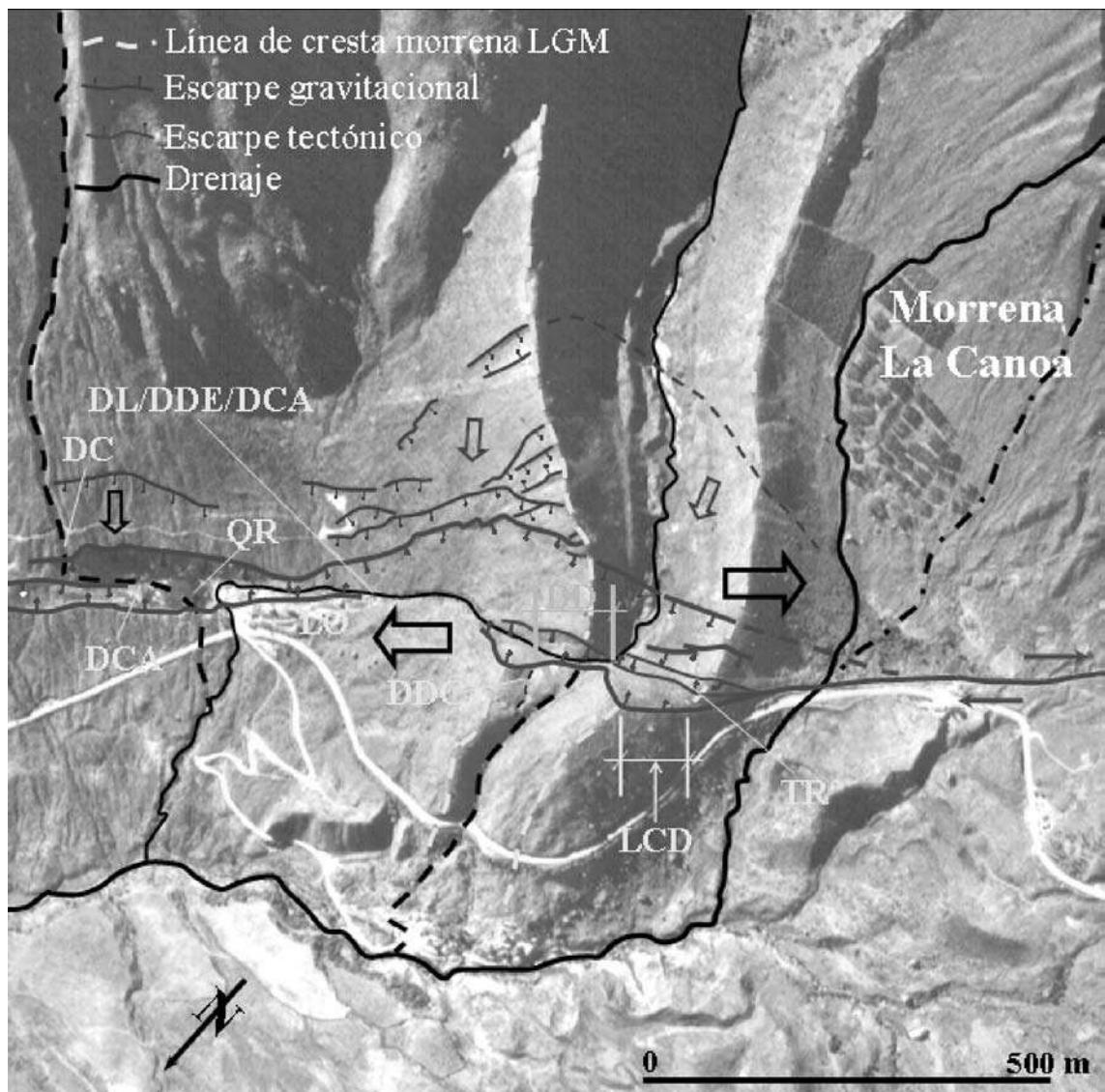


FIG. 5.3.8.7. Cuenca en tracción sobre la traza de la Falla de Boconó al cruzar la morrena de Los Zerpa, señalando las principales geoformas que evidencian su ubicación. Abreviaturas utilizadas en esta figura coinciden con las de la figura 5.3.8.3 (Base: fotografía aérea de la misión 010455; cortesía de Cartografía Nacional, al presente IGVSB).

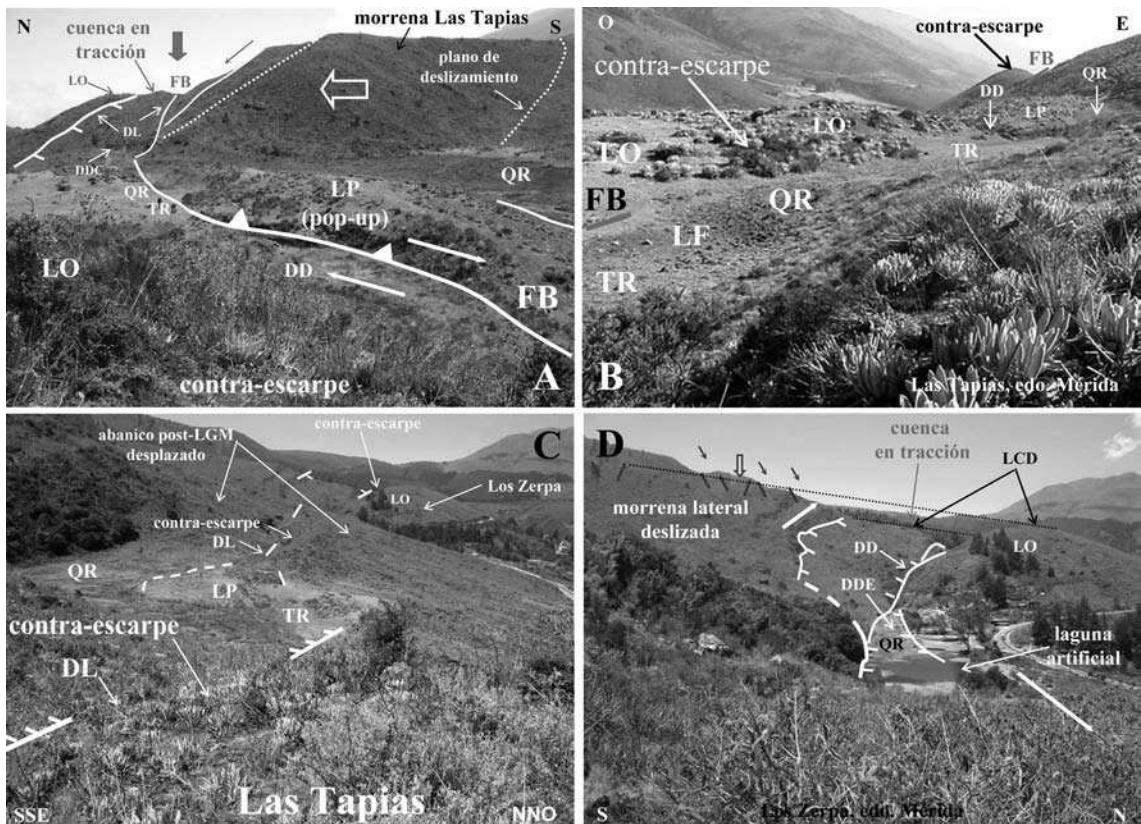


FIG. 5.3.8.8. Expresión morfológica de la Falla de Boconó entre las morrenas de Las Tapias y Los Zerpa. A) Vista hacia el noreste, donde se aprecia la geometría en sección de la cuena en tracción que afecta a la morrena de Las Tapias, al igual que un lomo de presión, B) Vista hacia el norte de las geoformas presentes a lo largo de la falla, entre el abanico desplazado y la morrena frontal de Las Tapias, C) Vista parcial de la cuena en tracción que afecta la morrena de Los Zerpa, al fondo, y del abanico desplazado dextral, en el medio de la foto, y D) Detalle de la vista anterior, donde se determina que sólo hay hundimiento de la morrena lateral derecha de Los Zerpa a nivel de la cuena en tracción.

En el segundo sector, entre la laguna de Mucubají y Mesa del Caballo, este ramal está constituido por segmentos 'Riedels sintéticos' dispuestos *en échelon*, por lo que es frecuente observar lomos de presión de dimensiones variables en los relevos (Figs. 5.3.8.9D y 5.3.8.10C). En particular, la falla principal muestra muy buena expresión geomórfica en proximidad a la morrena del Caballo, ubicada al SO de la laguna (Figs. 5.3.8.9B-D y 5.3.8.10A-B). La morrena tiene la línea de cresta desplazada, al igual que el drenaje que corre a lo largo del fondo de su valle morrénico (Figs. 5.3.8.3, 5.3.8.4, 5.3.8.9B y 5.3.8.10A), en unos 80 m de manera dextral. A lo largo de este sector, la falla se distingue por las numerosas lagunas de falla *sensu lato* (LF), represadas detrás de lomos de obturación (LO) o contraescarpes (CE) y ricas en depósitos cuaternarios (QR; por lo esencial, de edad holocena) entrampados (Figs. 5.3.8.9B y 5.3.8.9D y 5.3.8.10A, 5.3.8.B y 5.3.8.D). En ocasiones, las lagunas de fallas están instaladas en trincheras de fallas (TR; Figs. 5.3.8.9A y 5.3.8.9D, 5.3.8.10A, 5.3.8.10C y 5.3.8.10D), que no necesariamente denotan la existencia de dos trazas subparalelas, con la probable excepción de la trinchera de falla próxima a la casa de guardaparques de la laguna de Mucubají (Fig. 9A); trinchera que fue destruida en años recientes por la instalación de un criadero de truchas. Especial mención ameritan en este sector, por sus dimensiones, el lomo de presión de la Fig. 5.3.8.10C así como el lomo de obturación de la Fig. 5.3.8.10D, ubicados ambos al sur de Mesa del Caballo. El primero, mediante un levantamiento de georadar de suelo, fue correlacionado con una estructura *pop-up* (Audemard *et al.*, 2006), mientras que el lomo de obturación guarda importancia, ya que aparece presentar una cara libre (parcialmente sumergida por una cuña coluvial), producto del último o los pocos últimos sismos ocurridos sobre este ramal principal de la Falla de Boconó.

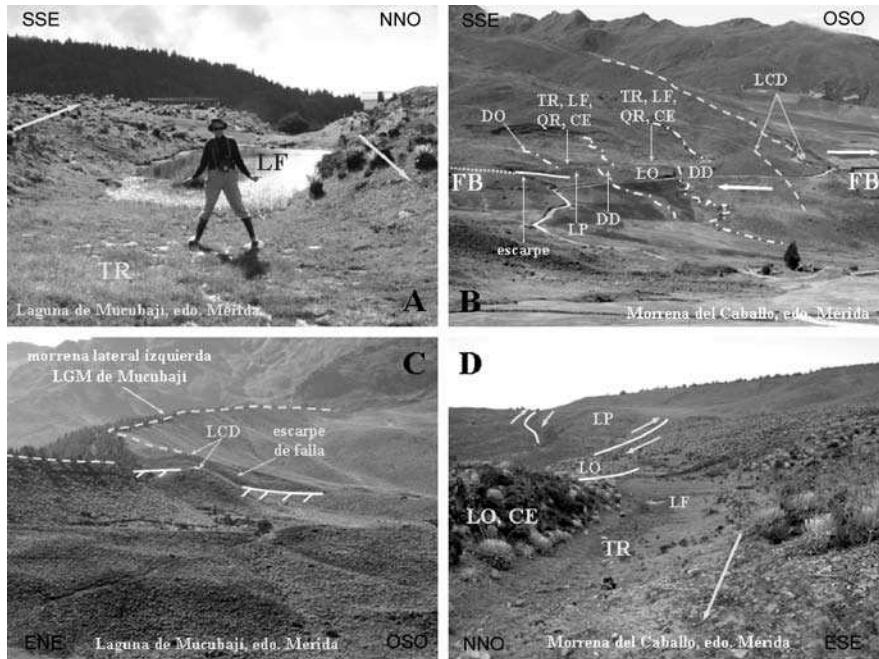


FIG. 5.3.8.9. Geoformas a lo largo de la Falla de Boconó entre las morrenas de Mucubají y El Caballo. A) Trinchera y laguna de falla, al sureste de la laguna de Mucubají (casa de guardaparques al fondo a la derecha), B) Vista general del sector al NE de la morrena del Caballo, donde se indica las geoformas más resaltantes, C) Morrena lateral derecha de Mucubají desplazada (de difícil cuantificación por el bajo ángulo entre la falla y la línea de cresta de la morrena), donde se aprecia una faceta triangular (escarpe de falla) bien desarrollada, y D) Vista general hacia el NE, donde se muestra el aspecto discontinuo de la traza principal (meridional).

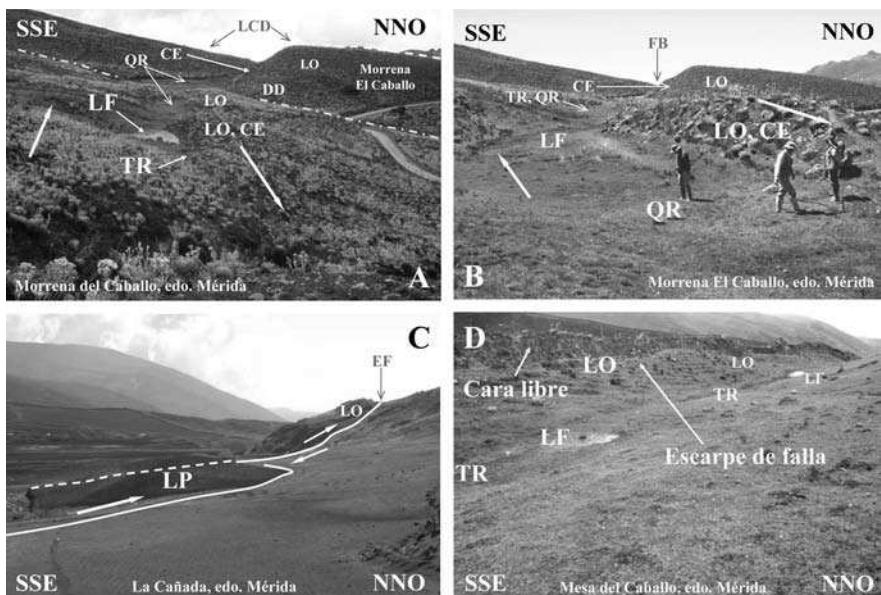


FIG. 5.3.8.10. Geoformas a lo largo de la Falla de Boconó próximas a la morrena de El Caballo y al sur de mesa del Caballo. A) y B) Serie de lomas de obturación, trincheras y laguna de falla, al NE de El Caballo, que claramente definen la traza activa del ramal meridional, C) Prominente lomo de presión que sobresale de la planicie de La Cañada. Al fondo, se observa la ensilladura de falla definida por el lomo de obturación mostrado en D, y D) Trinchera de falla, contentiva de pequeñas lagunas de falla, al pie de un elongado lomo de obturación, que presenta un contraescarpa que parece exhibir los pocos últimos sismos ocurridos en esta traza meridional de la cuenca de Apartaderos (cara libre y cuña coluvial al pie).

El último de los tres sectores aquí descritos, correspondiente al ramal secundario de la falla, de menor velocidad y que limita la cuenca de Apartaderos por el norte (Fig. 5.3.8.10), se caracteriza por una profusión de bermas o descansos en el sector de Morro de Los Hoyos (Fig. 5.3.8.11A), levemente al oeste de la laguna de Mucubají. Estas bermas resultan de la progresiva colmatación por sedimentos cuaternarios a holocenos de lomos de obturación, generados por el desplazamiento lateral derecho de irregularidades de la falda sur de Morro de Los Hoyos. Aquí, se pueden observar las distintas etapas evolutivas, desde el estado inicial de trinchera-lomo de obturación (Fig. 5.3.8.11C) con poco material cuaternario represado (QR), hasta el descanso bien desarrollado (Fig. 5.3.8.11B al fondo), pasando por estadios intermedios (Fig. 5.3.8.11B en el medio). A su vez, los lomos de obturación son lonjas de basamento de interfluvios convexos desplazadas hacia el sur, que inicialmente desplazan los drenajes (Fig. 5.3.8.11D), y finalmente pueden hasta bloquear la escorrentía hacia el sur de la ladera. Aunque muy poco frecuente, ocasionalmente puede observarse antiguas masas deslizadas desplazadas dextralmente por la Falla de Boconó (Fig. 5.3.8.11A).

Aún en Morro de Los Hoyos, puede igualmente observarse cómo algunos drenajes han sido derrotados por el desplazamiento dextral de algunos lomos de obturación, quedando registrado donde solía cruzar el drenaje (abra de viento, Fig. 5.3.8.12A), el cual ha sido obturado y finalmente desviado, pudiendo ser eventualmente capturado por un drenaje vecino. Morrenas del LGM en El Desecho (Figs. 5.3.8.3 y

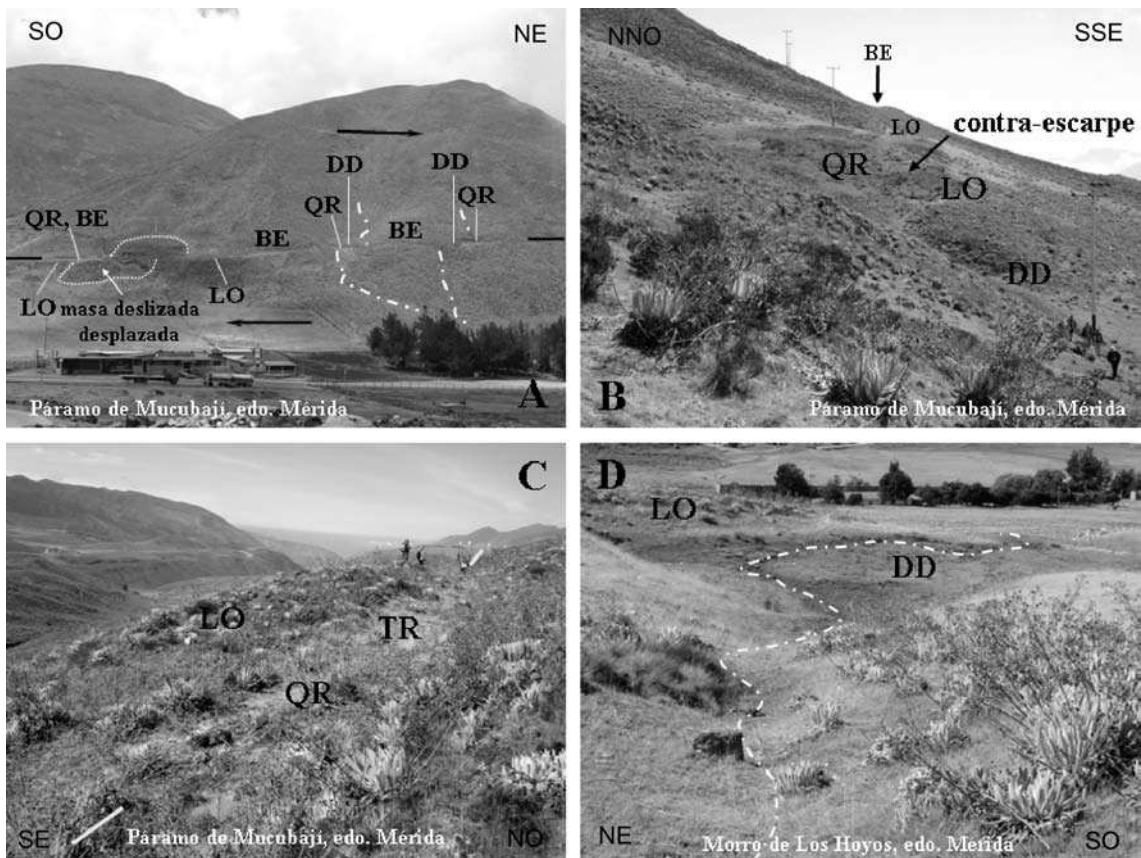


FIG. 5.3.8.11. Expresión morfológica del ramal septentrional de la Falla de Boconó, al sur de Morro de Los Hoyos y al norte de la laguna de Mucubají. A) Panorámica donde se evidencia una serie de bermas y drenajes desplazados consistentemente de manera dextral, B) Detalle de un cuaternario represado detrás de un lomo lineal constituido de basamento, C) Pequeño lomo de obturación, detrás del cual apenas comienza a represarse los sedimentos transportados sobre la ladera, y D) Vista longitudinal de un pequeño drenaje que denota claramente la cinemática dextral de este ramal septentrional.

5.3.8.12B), pero de menor desarrollo en esta vertiente expuesta al sol, registran tanto la componente horizontal (unos 40 m) como vertical (en 6 m) de este ramal septentrional de la Falla de Boconó en la cuenca de Apartaderos. Más hacia el SO, en proximidad a La Toma, la misma configuración morfológica observada en Morro de Los Hoyos, permite la generación de lomos de obturación en rocas del basamento, detrás de los cuales se forman trincheras de falla capaces de represar los sedimentos transportados por la escorrentía sobre las laderas (Fig. 5.3.8.12C). En el mismo sector, el abanico aluvial de La Toma (en la localidad El Cerrito, Fig. 5.3.8.3) muestra un escarpe de falla de exposición sur con un salto de unos 25 m, pero que igualmente presenta un movimiento lateral derecho del mismo orden (Fig. 5.3.8.12D).

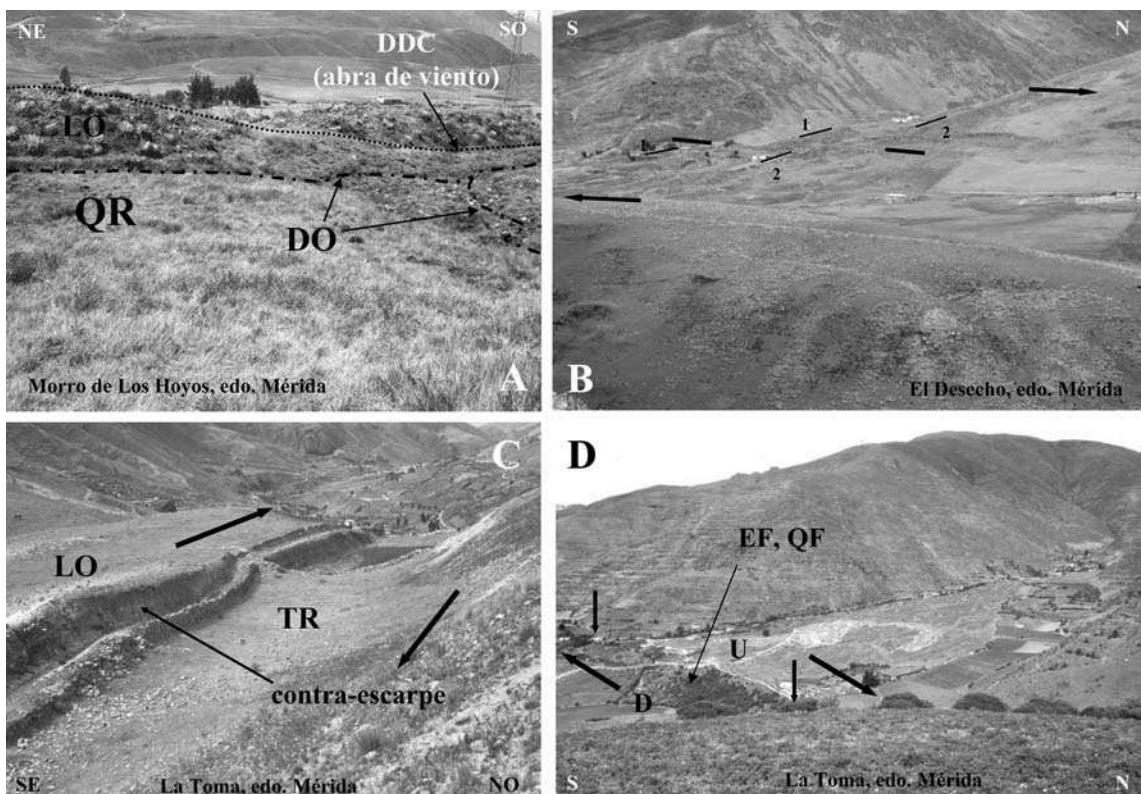


FIG. 5.3.8.12. Expresión morfológica del ramal septentrional de la falla de Boconó, entre Morro de Los Hoyos y La toma. A) Lomo de obturación que derrota un drenaje menor, obligándolo a torcer hacia el SW; B) Vista general de las morrenas de El Desecho, donde se realza el desplazamiento lateral derecho impuesto por la falla de Boconó; C) Lomo de obturación y trinchera de falla en proximidad a La Toma; y D) Escarpe de falla de exposición sur, en el abanico aluvial de La Toma, con un salto del orden de unos 25 m.

OTRA INFORMACIÓN DE INTERÉS

El desplazamiento lateral derecho de complejos morrénicos del Último Máximo Glacial (localmente nombrado Glaciación Mérida Tardía por Schubert, 1974) permiten estimar la tasa de desplazamiento de la Falla de Boconó durante el Cuaternario tardío en 2,3–3,0 mm/año para el ramal norte, y en 5,0–7,7 mm/año para el sur, representando aproximadamente el 25 y 75% de los 7 a 10 mm/año de la tasa de desplazamiento total de la Falla de Boconó en los últimos 15 ± 2 ka (Audemard *et al.*, 1999). Esta tasa total de movimiento es esencialmente consistente con la velocidad de 1 cm/año predicha por los modelos de placas tectónicas, asumiendo que la Falla de Boconó es el límite de placas entre el Caribe y Sudamérica (e.g., Molnar y Sykes, 1969; Minster y Jordan, 1978; Soulard, 1986; Freymueller *et al.*, 1993; Trenkamp *et al.*, 2002).

La Falla de Boconó en el sector descrito ha sido evaluada paleosísmicamente por intermedio de dos trincheras (Morro de Los Hoyos en 1997 y Mesa del Caballo en 2004), al igual que por el análisis de las deformaciones en sedimentos blandos a partir de canaletas en el paleolago de Los Zerpa y de núcleos continuos recuperados de la laguna de Mucubají. En términos de amenaza sísmica, la trinchera de Morro de Los Hoyos (Fig. 5.3.8.13) arrojó que la traza septentrional presenta períodos de retorno para sismo Ms ≥ 7 del orden entre 1.100 a 1.500 años (Audemard *et al.*, 1999). Por su parte, la traza meridional presenta retornos variables. Sin embargo, la moda preponderante en la recurrencia es del orden de 400–450 años para terremotos Ms ≥ 7 (Audemard *et al.*, en prensa). Según los mismos autores, la segunda recurrencia más frecuente es justamente el doble de la anterior (900 años), lo cual les induce a pensar que tal variación se deba a un problema de registro incompleto o de identificación de los sismos, para lo cual plantean diversos argumentos. De la comparación de ambas trincheras, estos autores determinan que ambas trazas limítrofes de la cuenca de Apartaderos se moverían simultáneamente cada 1.200–1.350 años, mientras la traza principal (o meridional) se movería independientemente dos veces entre esos grandes sismos comunes, cada 400–450 años. Finalmente, esto aparece estar en perfecta concordancia con una distribución en un 25 y 75% de la tasa total de movimiento de 1 cm/año entre las trazas norte y sur respectivamente.

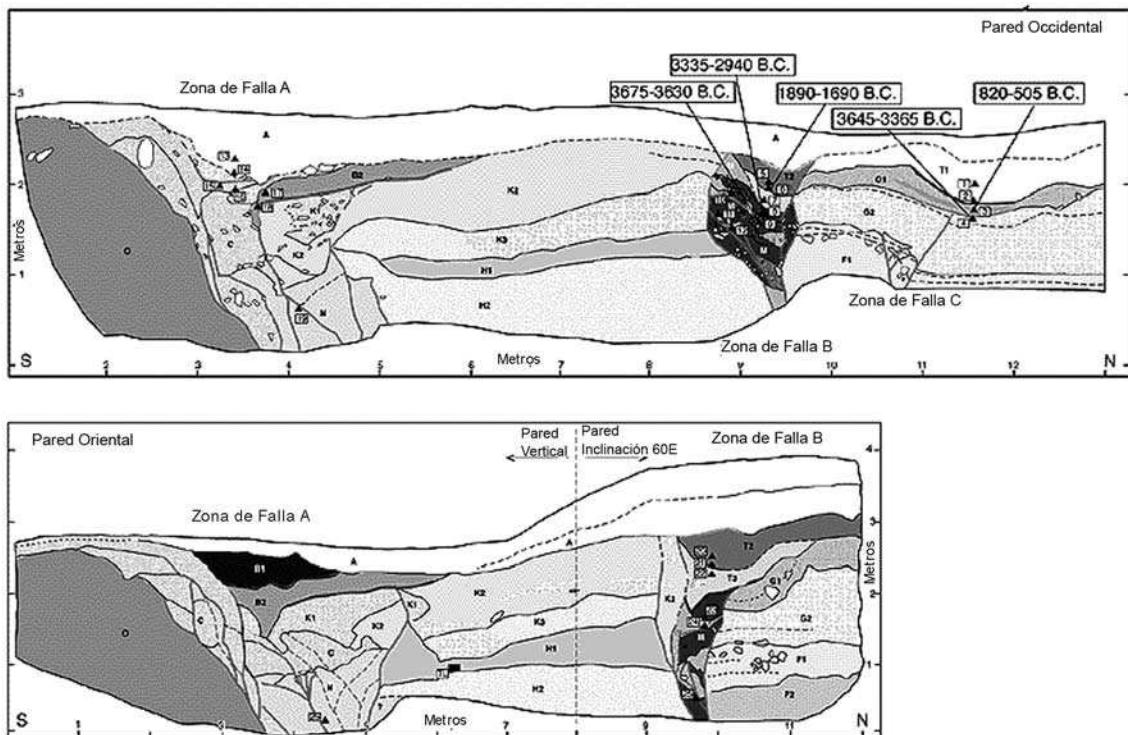


FIG. 5.3.8.13. Log de las paredes de la trinchera de Morro de Los Hoyos, cortada a través del ramal septentrional de la Falla de Boconó, en la cuenca de Apartaderos.

Agradecimientos

Se desea dejar constancia del apoyo logístico y financiero suministrado por FUNVISIS durante todos los años que el autor ha trabajado en la región, así como a los Proyectos PILOTO de la Unión Europea (organización del SAWOP en marzo de 1997) y FONACIT 2001002492 que sufragaron los estudios paleosísmicos, al igual que al INQUA y IAG por financiar una reunión de Trabajo Internacional en marzo de 2007 sobre partición de deformaciones y fallamiento ciego. Estos también son extensivos a todos aquellos

que colaboraron en la ejecución de los distintos estudios (cartografía neotectónica, microtectónica, levantamiento de afloramientos, toma de canaletas y núcleos continuos, paleoseismología, sismología histórica, cronología absoluta, entre otros): Ciencias de la Tierra de FUNVISIS, LGCA-Université de Savoie, CIT-UCV, Beta Analytic inc. y Poznan University, TRX Consulting, ULA, Hotel Santo Domingo, propietarios de terreno y jornaleros.

REFERENCIAS

- Audemard, F.A. 2003. Geomorphic and geologic evidence of ongoing uplift and deformation in the Mérida Andes, Venezuela. *Quaternary International*, 101-102C: 43–65.
- Audemard F.E.; Audemard, F.A. 2002 Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics*, 345 (1-4): 299–327.
- Audemard F.A.; Ollarves, R.; Betchtold, M.; Díaz, G.; Beck, C.; Carrillo, E.; Pantosti, D.; Diederix, H. (en prensa). Trench investigation on the main strand of the Boconó fault in its central section, at Mesa del Caballo, Mérida Andes, Venezuela. *International Symposium on Andean Geodynamics No. 6*. Barcelona.
- Audemard, F.A.; Ollarves, R.; Díaz, G.; Bechtold, M.; Cataldi, A. 2006. El geo-radar como herramienta para la definición de fallas activas: Aplicación en el sector central de la falla de Boconó, estado Mérida, Venezuela. *Revista de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela*, 2, (14): 57–70.
- Audemard F.A.; Pantosti, D.; Machette, M.; Costa, C.; Okumura, K.; Cowan, H.; Diederix, H.; Ferrer, C.; Sawop Participants. 1999. Trench investigation along the Merida sección of the Boconó fault (central Venezuelan Andes), Venezuela. In *Earthquakes, Paleoseismology and Active Tectonics* (Pavlides, S.; Pantosti, D.; Peizhen, Z.; editors), Selected papers to 29th General Assembly of the Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior (IASPEI), Thessaloniki, Greece, August 1997. *Tectonophysics*, 308: 1–21.
- Boinet, T. 1985. La frontière méridionale de la plaque caraïbe aux confins colombo-vénézuéliens (Norte de Santander, Colombie): données géologiques. Ph.D. Thesis, Université de Paris VI: 204 p., appendices. Paris.
- Carrillo, E. 2006. L'enregistrement sédimentaire de la sismicité récente le long de la frontière sud-occidentale de la plaque Caraïbe (faille de Boconó): Modalité et chronologie, contribution à l'estimation de l'aléa sismique régional. Ph.D. Thesis, Université de Savoie : 313 p. France.
- Carrillo, E.; Audemard, F. A.; Beck, C.; Cousin, M.; Jouanne, F.; Cano, V.; Castilla, R.; Melo, L.; Villemain, T. 2006. A Late Pleistocene natural seismograph along the Boconó fault (Mérida Andes, Venezuela): the moraine-dammed Los Zerpa paleo-lake. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 177 (1): 3–17.
- Cluff, L.; Hansen, W. 1969. Seismicity and Seismic Geology of Northwestern Venezuela. Woodward-Clyde & Associates' unpublished report for Shell de Venezuela, Vol. 1 y 2.
- Ferrer, C. 1991. Características geomorfológicas y neotectónicas de un segmento de la falla de Boconó entre la ciudad de Mérida y la Laguna de Mucubají, Estado Mérida. Guía de la excursión. Esc. Latinoamericana de Geofísica: 25 p.
- Freymueller, J. T.; Kellogg, J. N.; Vega, V. 1993. Plate motions in the north Andean region. *Journal of Geophysical Research*, 98: 21,853–21,863.
- Garry, C., Hackley, P.; Urbani, F. 2004. Digital shaded-relief map of Venezuela (<http://pubs.usgs.gov/of/2004/1322>).
- Minster, J.; Jordan, T. 1978. Present-day plate motions. *Journal of Geophysical Research*, 83: 5.331–5.354.
- Molnar, P.; Sykes, L. 1969. Tectonics of the Caribbean and Middle America Regions from focal mechanisms and Seismicity. *Geological Society of America Bulletin*, 80: 1.639–1.684.
- Rod, E. 1956. Earthquakes of Venezuela related to strike slip faults? American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 40: 2.509–2.512.
- Schubert, C. 1974. Late Pleistocene Mérida Glaciation, Venezuelan Andes. *Boreas*, 3: 147–152.
- Schubert, C. 1982. Neotectonics of the Boconó fault, western Venezuela. *Tectonophysics*, 85: 205–220.
- Soulas, J.-P. 1985. Neotectónica del flanco occidental de los Andes de Venezuela entre 70°30' y 71°00'W (Fallas de Boconó, Valera, Piñango y del Piedemonte). In *Congreso Geológico Venezolano*, No. 6, 4: 2.690–2.711. Caracas.
- Soulas, J.-P. 1986. Neotectónica y tectónica activa en Venezuela y regiones vecinas. VI In *Congreso Geológico Venezolano*, No. 6, 10: 6.639–6.656. Caracas.
- Trenkamp, R.; Kellogg, J.; Freymueller, J.; Mora, H. 2002. Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 157–171.

5.4 ANTICLINALES

5.4.1. ANTICLINAL MONTECITO (AR-29)

Carlos H. Costa¹

(1) *Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis, Chacabuco 917. 5700 San Luis, Argentina. costa@unsl.edu.ar*

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

El anticlinal Montecito está localizado en el piedemonte oriental de la Precordillera de Mendoza (Argentina) a los 32°25'S, en el extremo meridional del segmento de subducción subhorizontal pampeano (27°–33°S) (Barazangi e Isacks 1976; Jordan *et al.*, 1983; Ramos *et al.*, 2002). A la mencionada latitud, el orógeno precordillerano está caracterizado por sedimentitas marinas paleozoicas y secuencias volcánicas permo-triásicas. Las estructuras extensionales heredadas de un importante proceso de rifting durante el Triásico, fueron a su vez invertidas durante el régimen compresivo andino (Ramos y Kay, 1991; Dellapé y Hegedus, 1995).

Este sector coincide con la posición actual del frente orogénico andino (Ramos, 1988), así como con la concentración de la sismicidad instrumental más notoria y la localización de terremotos históricos destructivos.

Las principales evidencias de deformaciones cuaternarias de los alrededores están concentradas en los corrimientos de Las Peñas y las Higueras (Cortés y Costa, 1996; Costa *et al.*, 2000a) (Fig. 5.4.1.1).

Se ha interpretado que el anticlinal Montecito está asociado a la culminación de corrimientos de piel gruesa, con vergencia occidental contra la sierra de Las Peñas (Figueroa y Ferraris, 1989; Costa *et al.*, 2000a; Vergés *et al.*, 2007).

Esta estructura ha evolucionado dentro de un ambiente pedemontano de abanicos aluviales con pendiente al oriente y en un contexto climático árido (<300 mm anuales).

TIPOS DE ESTUDIOS REALIZADOS

El anticlinal Montecito ha sido estudiado mediante interpretación de imágenes aéreas de diversos tipos, incluyendo fotos oblicuas obtenidas mediante vuelos de baja altura. La geometría y composición estratigráfica de la misma ha sido descrita a partir de datos de campo obtenidos en todas las quebradas que la atraviesan (Costa *et al.*, 2000b).

Se han analizado también líneas sísmicas de las inmediaciones transversales a esta estructura.

CARACTERÍSTICAS DE LA ESTRUCTURA

El anticlinal presenta un eje con disposición oblicua al corrimiento Las Peñas (Fig. 5.4.1.1). En su núcleo se exponen areniscas neógenas de colores beiges y rosados, con intercalaciones de pelitas y conglomerados. Estos paquetes pasan transicionalmente hacia el techo a una espesa sucesión psefítica de color gris asignada preliminarmente al Plio-Pleistoceno (Formación Mogotes?) (Costa *et al.*, 2000b).

Según los citados autores, se trata de un anticlinal doble-buzante bastante simétrico, con rumbo general NNE (20°) y eje ligeramente sigmaideo (Fig. 5.4.1.2). Las dimensiones de esta estructura impuesta en la cobertura aluvial cuaternaria, determinan un largo y ancho de afloramiento de 7 km y 2 km respectivamente. El cabeceo del eje hacia el NE y SO varía entre 12° a 20° y las inclinaciones del flanco occidental, donde están mejor expuestas, varían desde 65°O hasta 25°O en la Formación Mogotes. En este sector se han reconocido geometrías tipo *onlap*. Discordancias progresivas también han sido descriptas en sedimentos recientes (Holoceno?) con inclinaciones variables entre 20°E y 4°E en la culminación septentrional.

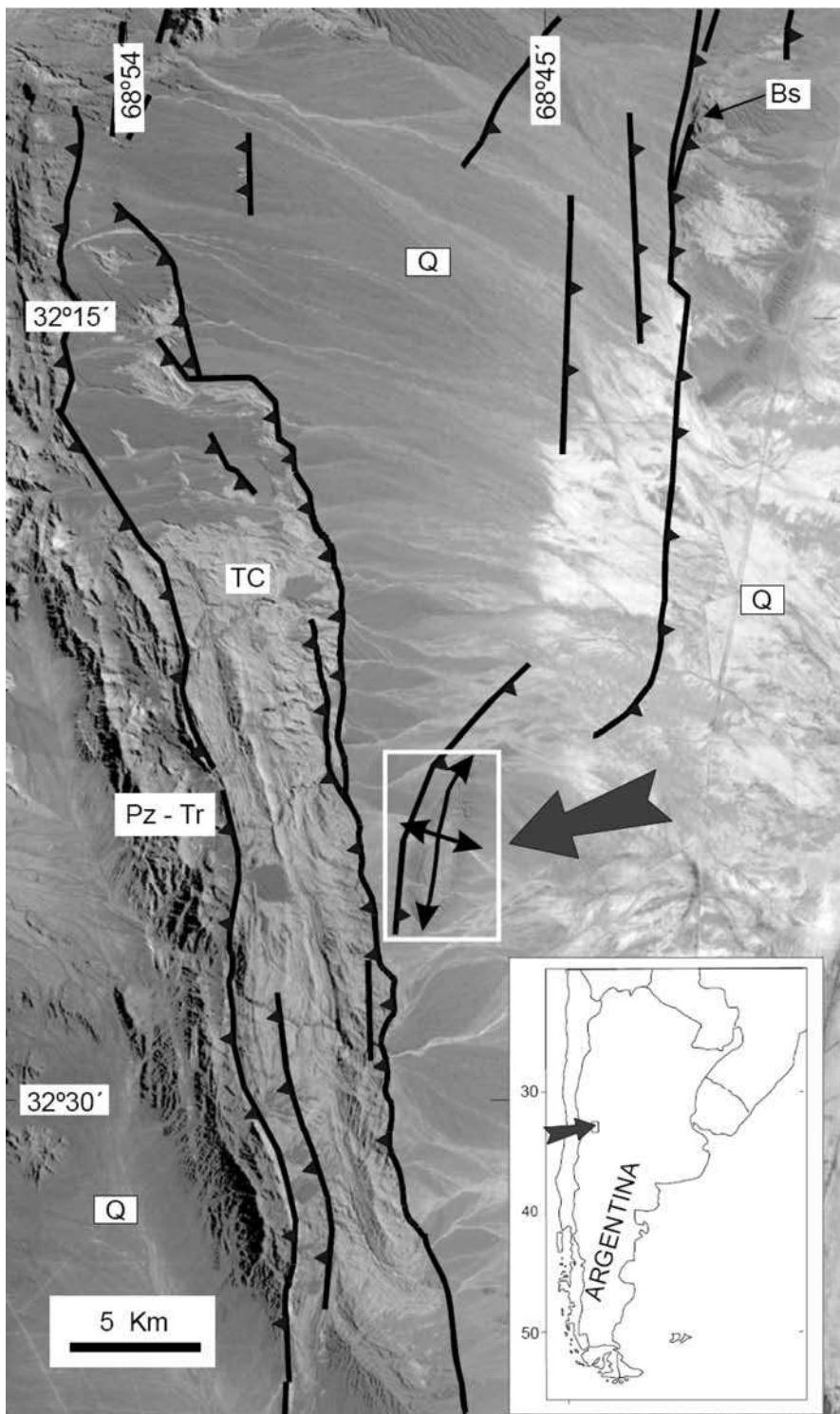


FIG. 5.4.1.1. Croquis de ubicación del anticlinal Montecito en el piedemonte oriental de la sierra de Las Peñas. De este a oeste, se destacan las principales estructuras constituidas por el corrimiento del cerro Salinas (con vergencia occidental), que sobrecorre basamento cristalino (Bs) sobre terciario (Tc) y Cuaternario (Q) y los corrimientos de Las Peñas y Las Higueras (con vergencia al este), que montan, respectivamente, rocas terciarias sobre Cuaternario y secuencias paleozoicas y triásicas (Pz-Tr) sobre rocas mesozoicas y cenozoicas.

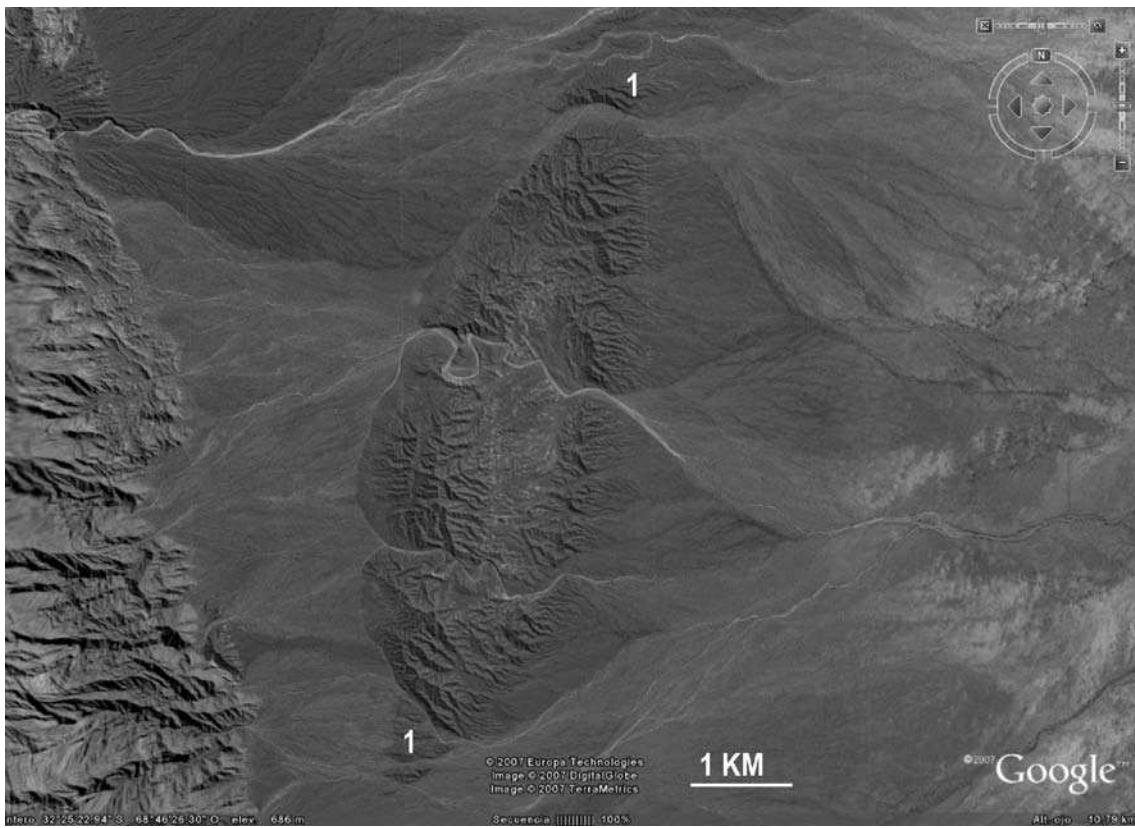


FIG. 5.4.1.2. Imagen aérea del anticlinal Montecito obtenida de Google Earth en la que se observa a la traza del corrimiento Las Peñas (al oeste del pliegue), sin morfologías diagnósticas de fallamiento cuaternario en la mayor parte del mismo. En ambos cierres o narices del pliegue aparecen diseños del drenaje en arcos paralelos (1), lo cual indica deflexiones y entallamientos anómalos para superar pendientes pedemontanas anómalas. Nótese el diseño del drenaje en el sector interno del pliegue y el diseño distributivo del mismo inmediatamente al este de la estructura.

EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA

El anticlinal Montecito presenta una morfología aportillada, destacada por la presencia en su núcleo de rocas de colores claros de menor resistencia a la erosión que los conglomerados que caracterizan a los flancos de mejor imposición en el relieve (Formación Mogotes). Ello determina una signatura particular en el paisaje y particularmente en el drenaje pedemontano (Figuras 5.4.1.2 y 5.4.1.3).

Pueden reconocerse rasgos anómalos o sospechosos de estructuras plegadas activas, como drenajes con diseños de arcos paralelos, gargantas epigénicas, abras de agua, hábitos seudomeándricos de cauces en la zona del núcleo, sobre todo al oeste del eje.

OTRA INFORMACIÓN DE INTERÉS

Las geometrías de *onlap* preservadas en el flanco occidental (Fig. 5.4.1.4), sugieren que durante la deposición de la Formación Mogotes, la tasa de levantamiento del pliegue era menor que la tasa de sedimentación.

La tasa de levantamiento para el Cuaternario de esta estructura ha sido estimada entre 0,04 mm/año y 0,15 mm/año (Costa *et al.*, 2000b).



FIG. 5.4.1.3. Vista aérea oblicua del anticlinal Montecito tomada hacia el ONO. Nótese el desarrollo de ápices de abanicos aluviales en la salida de las dos quebradas que lo atraviesan (1). Los materiales con textura más rugosa corresponden a conglomerados asignados a la Formación Mogotes y materiales aluviales cuaternarios. En el núcleo de la estructura aparecen rocas más claras asociadas a sedimentos neógenos. (2). Exposición de discordancias progresivas en el flanco occidental.



FIG. 5.4.1.4. Afloramiento de conglomerados plio-pleistocenos en el flanco occidental del anticlinal Montecito (ver localización en la figura 5.4.1.3), donde puede reconocerse geometrías tipo on-lap destacadas con líneas cortadas. Ello sugiere una interacción entre la actividad de la estructura y el aporte sedimentario en el piedemonte. Vista tomada hacia el sur.

REFERENCIAS

- Barazangi, M.; Isacks, B. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4: 686–692.
- Cortés, J.; Costa, C. 1996. Tectónica Cuaternaria en la desembocadura del Río de las Peñas, Borde oriental de la Precordillera de Mendoza. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 13, Actas, 2: 225–238. Buenos Aires.
- Costa, C.; Gardini, C.; Diederix, H.; Cortés, J. 2000a. The Andean thrust front at Sierra de Las Peñas, Mendoza, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 13: 287–292.
- Costa, C.; Gardini, C; Diederix, H. 2000b. The Montecito anticline: A Quaternary growing structure in the Precordilleran foothills of northern Mendoza, Argentina. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 9, Actas 1: 758–762. Puerto Varas.
- Dellapé, D.; Hegedus, A. 1995. Structural inversion and oil occurrence in the Cuyo basin of Argentina. *In Petroleum basins of South America*, (Tankard, A.; Suárez R.; Welsink, H.; editors), American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 62: 359–367.
- Figueroa, D.; Ferraris, O. 1989. Estructura del margen oriental de la Precordillera Mendocina-Sanjuanina. *In Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos*, No. 1, Actas, 1: 515–529. San Juan.
- Jordan, T.; Isacks, B.; Allmendinger, R.; Brewer, J.; Ramos, V.; Ando, C. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 341–361.
- Ramos, V. 1988. The tectonics of the Central Andes; 30° to 33°S latitude. *In Processes in Continental Lithospheric Deformation* (Clark, S.; Burchfiel, C.; editors), Geological Society of America, Special Paper, 218: 31–54.
- Ramos, V.A.; Cristallini, E.O.; Pérez, D.J. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 59–78.
- Ramos, V.; Kay, S. 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, Central Argentina. *In Andean magmatism and its Tectonic Setting* (Harmon R.; Rapela C.; editors), Geological Society of America, Special Paper, 265: 79–91.
- Vergés, J.; Ramos, V.; Meigs, A.; Cristallini, E.; Bettini, F.; Cortés, J. 2007. Crustal wedging triggering recent deformation in the Andean thrust front between 31°S and 33°S: Sierras Pampeanas-Precordillera interaction. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 112, B03S15, doi:10.1029/2006JB004287, 22 p.

5.5 FALLAS Y PLIEGUES

5.5.1 SISTEMA DE FALLAS DEL FRENTE ORIENTAL ANDINO (CO-29A Y 29D)

Hans Diederix¹ y Jaime Romero¹

(1) Instituto Colombiano de Geología y Minería (Ingeominas), Diagonal 53 – 34 – 53, Bogotá, Colombia. hansdiederix@yahoo.es; jromero@ingeominas.gov.co

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

El modelo geotectónico de la parte Norte de los Andes sudamericanos es el resultado de la interacción convergente de las placas Nazca, Caribe y Sudamérica. Esto ha permitido la creación de una microplaca, conocida como el Bloque Norandino (Pennington, 1981; Aggarwal *et al.*, 1988; Ego *et al.*, 1996; Taboada *et al.*, 2000; Arcila *et al.*, 2002), que se desplaza con una velocidad de 6 mm/año en la dirección NNE con relación a la placa suramericana (Trenkamp *et al.*, 2004) (Fig. 5.5.1.1). El borde oriental de este bloque define el límite con la placa suramericana y está marcado por una zona de falla de gran extensión, que va en dirección NE desde el Golfo de Guayaquil en Ecuador, hasta su continuación en la Falla de Boconó en Venezuela. Esta zona de falla es conocida en Colombia como Sistema de Fallas del Frente Oriental (Paris *et al.*, 2000) y en Ecuador como Sistema de Fallas del Frente Oriental Andino (Ego *et al.*, 1996).

La conexión de este sistema de fallas con la Falla de Boconó en Venezuela tiene una configuración marcada por dos curvas abruptas de ángulo recto (Audemard, 2003), que han sido descritas como el indentor de Pamplona (Boinet *et al.*, 1985) (Fig. 5.5.1.1). Este rasgo marca la zona de charnela formada por la Cordillera Oriental, el Macizo de Santander y los Andes de Mérida de Venezuela, coincidiendo con

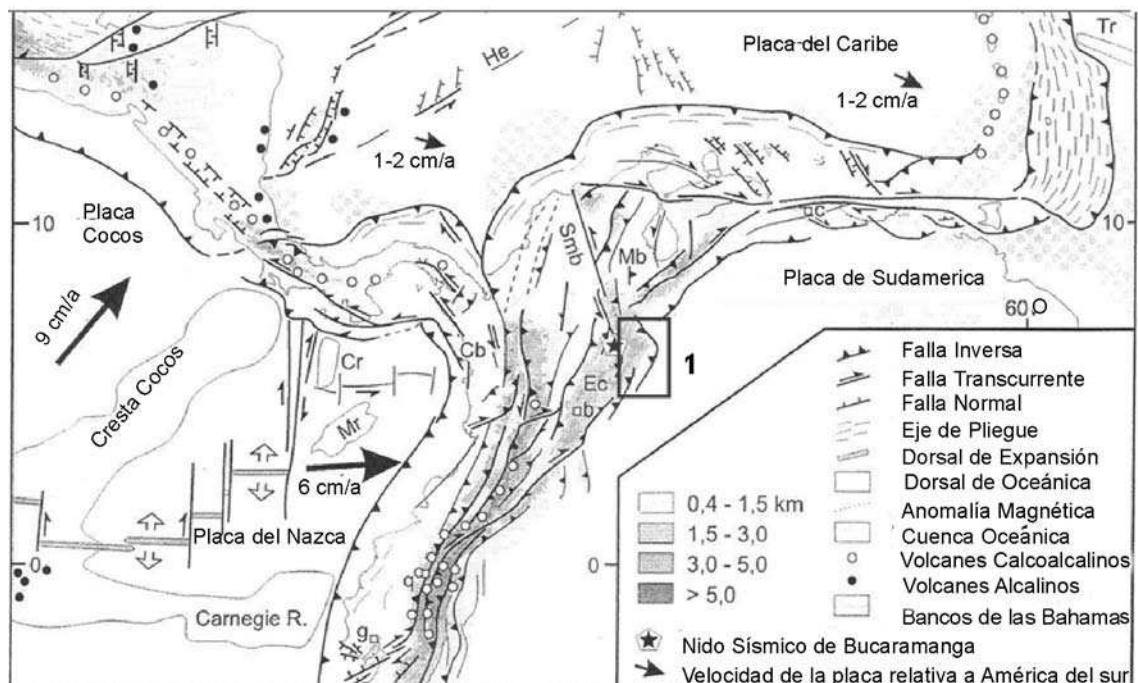


FIG. 5.5.1.1. Ubicación y posición dentro del marco geotectónico de Colombia (Tomado de Taboada *et al.*, 2000), del ejemplo de deformación cuaternaria en el borde llanero del Sistema de Fallas del Frente Oriental Andino, sector Tame (CO-29 a y CO-29d).

la saliente del Cocuy, en el extremo pedemontano noreste al pie del nevado homónimo de una altura de 5.493 m s.n.m. (Fig. 5.5.1.1).

En donde el Sistema de Fallas del Frente Oriental define el borde oriental de la Cordillera Oriental, se observa un conjunto de tramos o secciones de fallas con arreglo *en echelon*, con saltos a la derecha. En este sector, las fallas tienen carácter transpresivo dextral (Dengo *et al.*, 1993; Audemard, 1999; Branquet *et al.*, 2002; Rossello *et al.*, 2004), del cual la componente compresiva ha propiciado la presencia de un cinturón de pliegues y cabalgamientos de antepaís (*foreland fold and thrust belt*), que han funcionado desde el Terciario Superior (Dengo *et al.*, 1993; Cooper *et al.*, 1995; Branquet *et al.*, 2002). El mejor desarrollo de este cinturón está en el piedemonte de la “Saliente del Cocuy” y se puede observar mejor en la zona del pueblo de Tame (Fig. 5.5.1.1 y 5.5.1.2), con excelente manifestación sobretodo en los depósitos cuaternarios. Las estructuras de este cinturón están caracterizadas por sinclinales amplios y anticlinales apretados, con pliegues de propagación de fallas (*fault propagation folds*) y fallas ciegas (*blind faults*). Su vergencia es hacia el oriente, con migración del frente de deformación hacia la zona externa de la cuenca de los Llanos Orientales, que pertenece a la cuenca hidrográfica del río Orinoco.

Los rasgos observados en la figura 5.5.1.2 son:

1. Flanco de un anticlinal en crecimiento; el otro flanco ha sido removido por erosión (Véase modelos de la figura 5.5.1.3). Sólo el flanco occidental se ha preservado.
2. Escarpes de terrazas (*terrace risers*) en los cuales la altura cambia progresivamente. Esto prueba la simultaneidad de los procesos de deformación tectónica activa y la incisión por el drenaje (Véase las figuras 5.5.1.3, 5.5.1.4 y 5.5.1.5).

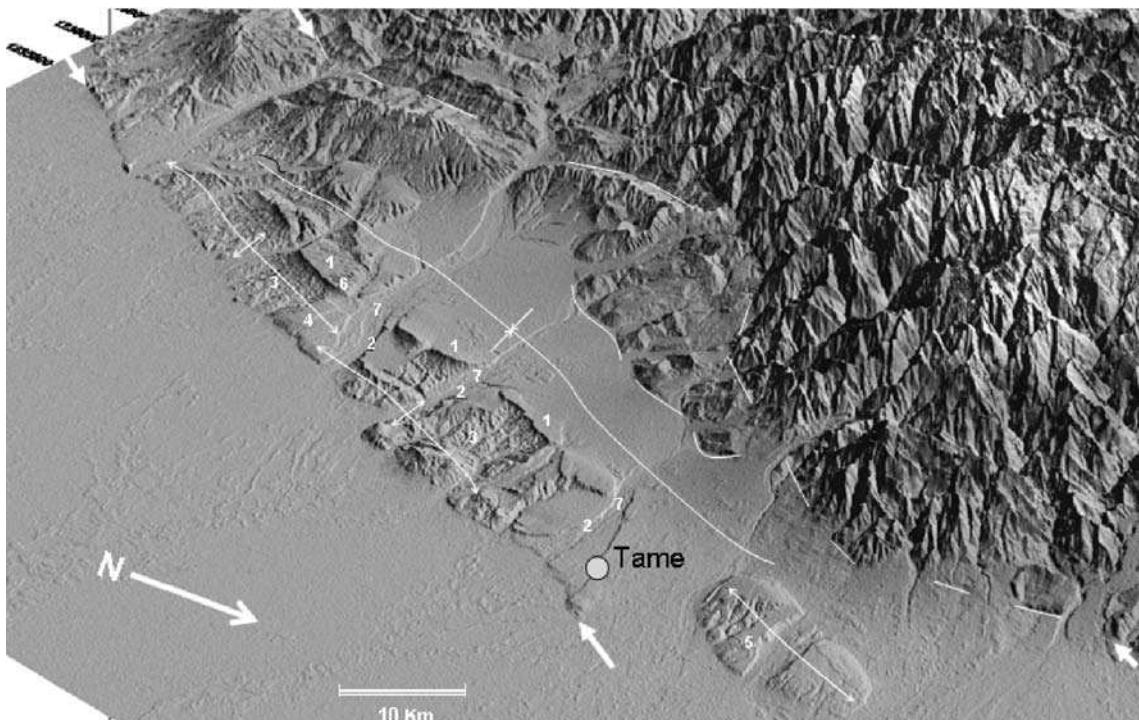


FIG. 5.5.1.2. Modelo digital del terreno sobre la base de imágenes del Shuttle Imaging Radar Topographic Misión (SRTM) de 30 m de resolución con vista oblicua hacia el SO. Los principales rasgos morfotectónicos han sido anotados en el modelo. Las fallas inversas o de cabalgamiento están indicadas con flechas. La falla más externa es marcada por un escarpe de flexura que está presente en toda la secuencia del Plio-Cuaternario, menos en los lechos aluviales de los ríos actuales que la cruzan. La falla misma no aflora y, entonces, se trata de una falla o cabalgamiento ciega (*blind thrust*). Los ejes anticlinales y sinclinales han sido marcados de manera común.

3. Afloramiento de areniscas y loddolitas plegados del Terciario Superior en una ventana de erosión. La cobertura cuaternaria discordante ha sido removida (Véase también las figuras 5.5.1.5 y 5.5.1.8).
4. Cobertura de terraza cuaternaria reciente. En este sector, la migración gradual hacia el Norte del río Casanare es causada por un leve cabeceo hacia el Norte de un anticlinal en crecimiento, lo cual ha dejado sus huellas en forma de una serie de terrazas sucesivas (10 o más) (Véase figura 5.5.1.9). Estas terrazas muestran una ‘transparencia’ de la estratificación de las unidades del Terciario Superior subyacentes (Figs. 5.5.1.6, 5.5.1.8 y 5.5.1.10).
5. Braqui-anticlinal Capachos en crecimiento. Se observa la desviación de los drenajes en las zonas periclinales y el cauce antecedente en la parte central de la estructura. También hay drenajes incipientes que comienzan a remover la cobertura cuaternaria (Fig. 5.5.1.7). Vale compararlo con el ejemplo del anticlinal Montecito en la Precordillera de Argentina (AR-29), pero en el caso presente, no hay datos de campo para comprobar la presencia de discordancias progresivas.
6. Inversión de drenajes por basculamiento de la superficie cuaternaria, del flanco occidental de la estructura anticlinal (Véase también figuras 5.5.1.5 y 5.5.1.6).
7. Drenajes mayores antecedentes a las estructuras activas.
8. Valle abandonado o ventana de viento (*wind gap*) (Véase la Fig. 5.5.1.7).
9. Terrazas cuaternarias altas que también han sido deformadas (Véase también la figura 5.5.1.9).

El rápido y fuerte levantamiento de la cordillera durante la Orogenia Andina en el Plio-Cuaternario, ha dado lugar a un destechamiento (*unroofing*) de ésta, por procesos de degradación y erosión. Esto, a su vez, ha producido grandes acumulaciones de depósitos molásicos en el piedemonte. La deformación continua ha afectado tanto los sedimentos neógenos como los cuaternarios. Los sedimentos del Neógeno (Plioceno) han sufrido plegamiento y subsiguientemente han sido erosionados y luego han sido cubiertos por los abanicos y terrazas cuaternarios. El plano de discordancia entre estas dos unidades ha sido plegado y fallado también y tal deformación continúa hasta el presente. (Fig. 5.5.1.2 y más adelante Fig. 5.5.1.10).

TIPOS DE ESTUDIOS REALIZADOS

Los estudios realizados en esta parte de Colombia han sido dirigidos casi exclusivamente a la historia tectono-sedimentaria del Mesozoico y Terciario con fines de establecer su potencial de hidrocarburos (Dengo *et al.*, 1993; Cooper *et al.*, 1995). También una parte del mapeo de la zona ha sido adelantado por geólogos de Ingeominas (Renzoni, 1991). Pocos de estos estudios han prestado atención a aspectos neotectónicos o de la tectónica activa, excepto los estudios desarrollados por Robertson (1989) y Audemard (1999), en un sector del piedemonte mucho más al sur.

No obstante el sismo de Tauramena de 1994 de magnitud 6,4, sólo se ha generado un estudio de reconocimiento neotectónico (Vergara *et al.*, 1995), y hasta el día de hoy no se han adelantado investigaciones paleosismológicas detalladas.

EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA

La zona del pueblo de Tame, situado en el piedemonte de la Saliente del Cocuy (Figs. 5.5.1.1 y 5.5.1.2), es el área donde la deformación cuaternaria en superficie tiene su mejor expresión. Aquí se presenta una colección de geoformas ejemplares que son la expresión de la tectónica activa continua, en un ambiente piedemontano de cabalgamientos y pliegues de propagación de fallas con vergencia hacia el Este, que

en profundidad se unen a un plano de despegue de 'planos y rampas' (*flats and ramps*). Estas fallas inversas o cabalgamientos, por lo general, no alcanzan a romper la superficie y por eso deben ser clasificadas como fallas o cabalgamientos ciegos (*blind faults and blind thrusts*). En muchos lugares la cobertura cuaternaria ha sido removida por erosión y deja ventanas de erosión (*erosion windows*) del Terciario Superior, que ha sido plegado más intensamente que el Cuaternario.

Un inventario de geoformas indicativas y/o diagnósticas de tectónica activa incluye: pliegues en el Cuaternario, escarpes de flexura, retrocabalgamientos, secuencias de terrazas escalonadas (*staircased terraces*), terrazas migrantes lateralmente (*lateral migrating terraces*), y escarpes de terraza con variación progresiva en altura (*progressively increasing height of terrace risers*), que es clara evidencia de un anticinal en crecimiento (*growing anticline*). Además, hay una variedad de evidencias de tectonismo activo en el drenaje, como drenaje derrotado (*defeated drainage*), drenaje descabezado (*beheaded drainage*), drenaje desviado (*deflected drainage*), canales de drenaje con migración lateral (*lateral migrating drainage channels*), inversión del drenaje (*drainage inversion*), represamiento de cauces (*damming of channels*), ríos antecedentes, valles colgados (*hanging valleys*) y valles abandonados (*wind gaps*) (Figs. 5.5.1.2, 5.5.1.3, 5.5.1.4). Sobre las terrazas de la figura 5.5.1.5 hay evidencia de movimiento flexo-deslizante (*flexural slip*) en los estratos inclinados del Terciario, que afectan la cobertura de los depósitos de terrazas cuaternarios, formando pequeños contraescarpes con saltos y disminuyendo en altura a medida que las terrazas sean más recientes (Figs. 5.5.1.5 y 5.5.1.10). Este fenómeno ha sido denominado con el término 'transparencia'.

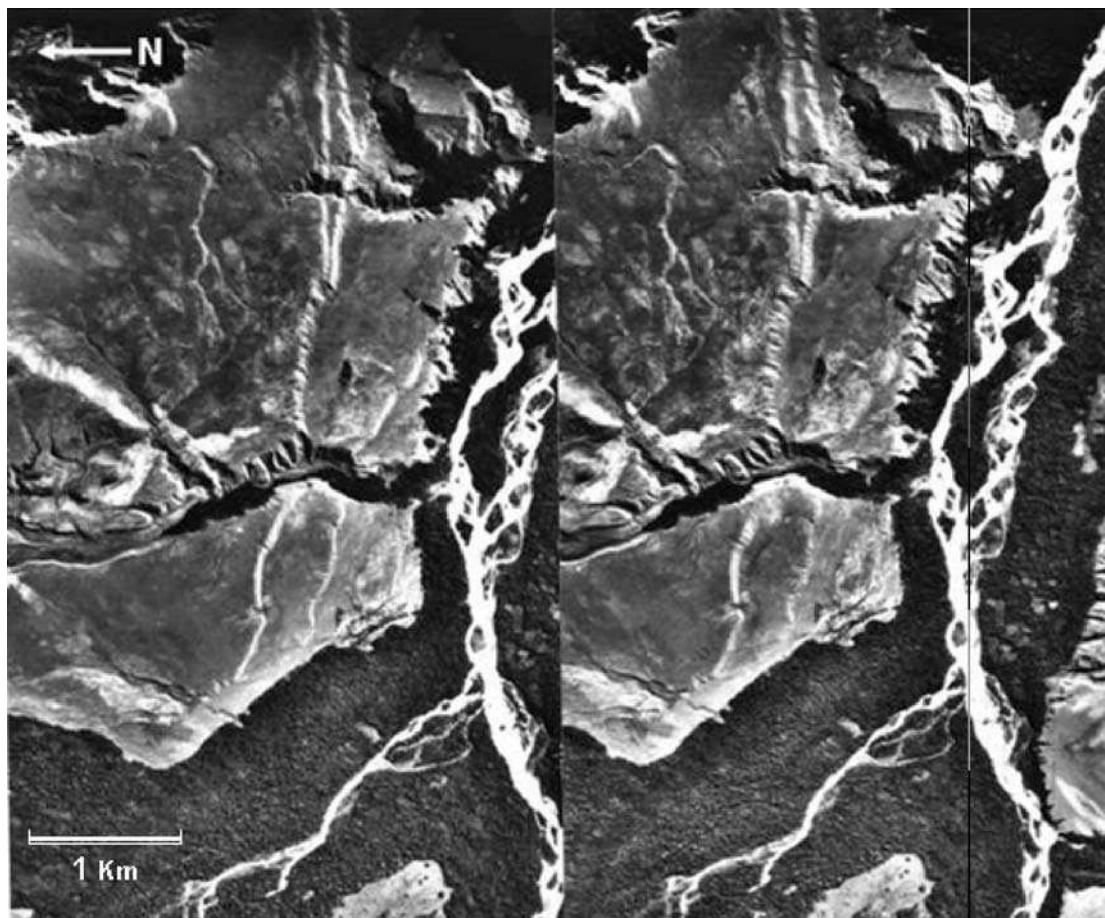


FIG. 5.5.1.3. Estereopar de fotos aéreas. Río antecedente que atraviesa un anticlinal en crecimiento del cual se ve aquí solo el flanco occidental. La incisión antecedente del río ha dejado 5 niveles de terrazas. Los escarpes de las terrazas (*terrace risers*) cambian de altura progresivamente de manera que los más altos y basculados son los más antiguos. Es evidencia inconfundible de la simultaneidad de los procesos tectónicos de deformación de la superficie cuaternaria con la incisión fluvial.

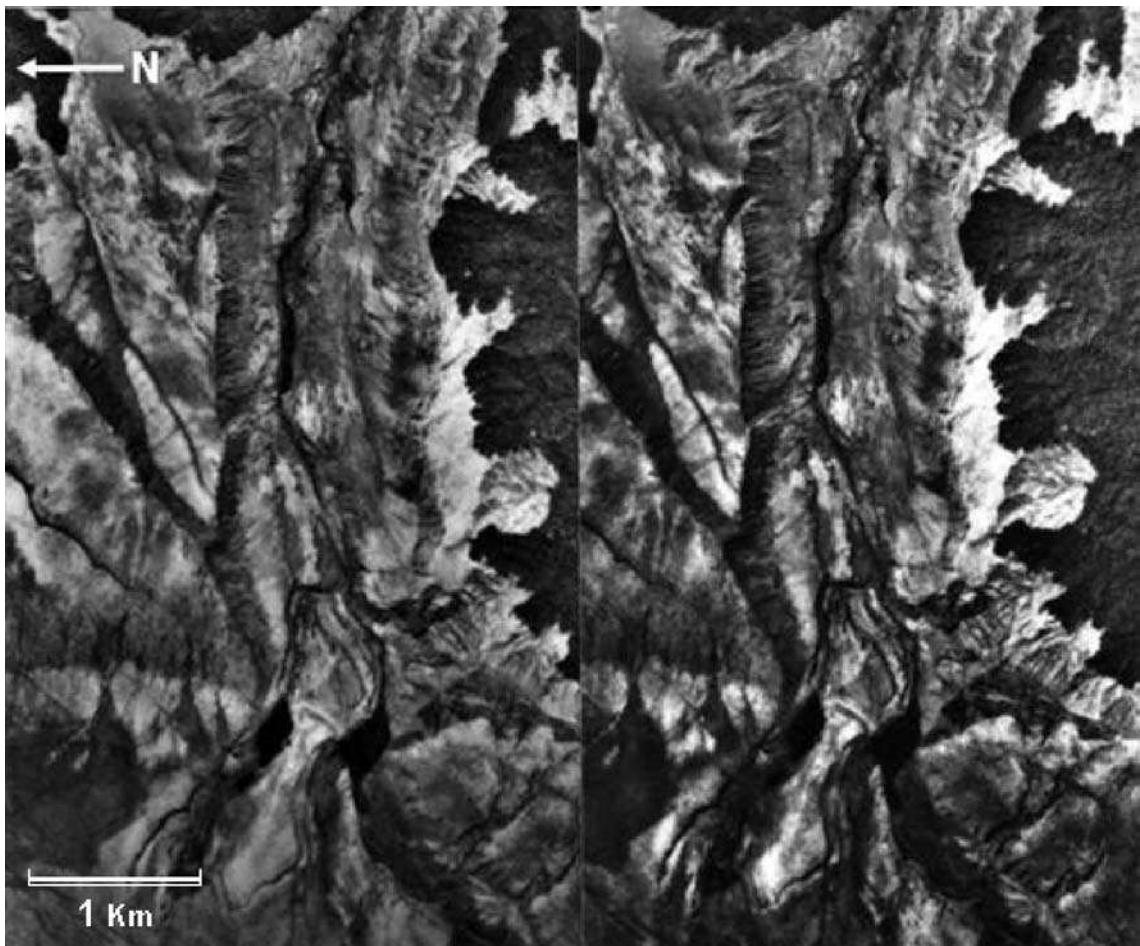


FIG. 5.5.1.4. Estereopar de fotos aéreas. Flanco occidental de un anticlinal que deforma los depósitos aluviales cuaternarios, y que está cortado por un río antecedente. Aquí también se pueden observar 5 niveles de terrazas y sus escarpes también cambian su altura progresivamente. En el flanco de la terraza más antigua, se observa drenajes menores invertidos, ya que desaguan en dirección opuesta del desagüe general que es hacia los Llanos Orientales. Nótase la presencia de dos charcos en el drenaje principal. Éstos son un indicio de que este drenaje está a punto de ser derrotado, porque el basculamiento de la superficie avanza igual o más rápido que la incisión del río. (Comparar con las figuras 5.5.1.3 y 5.5.1.6).

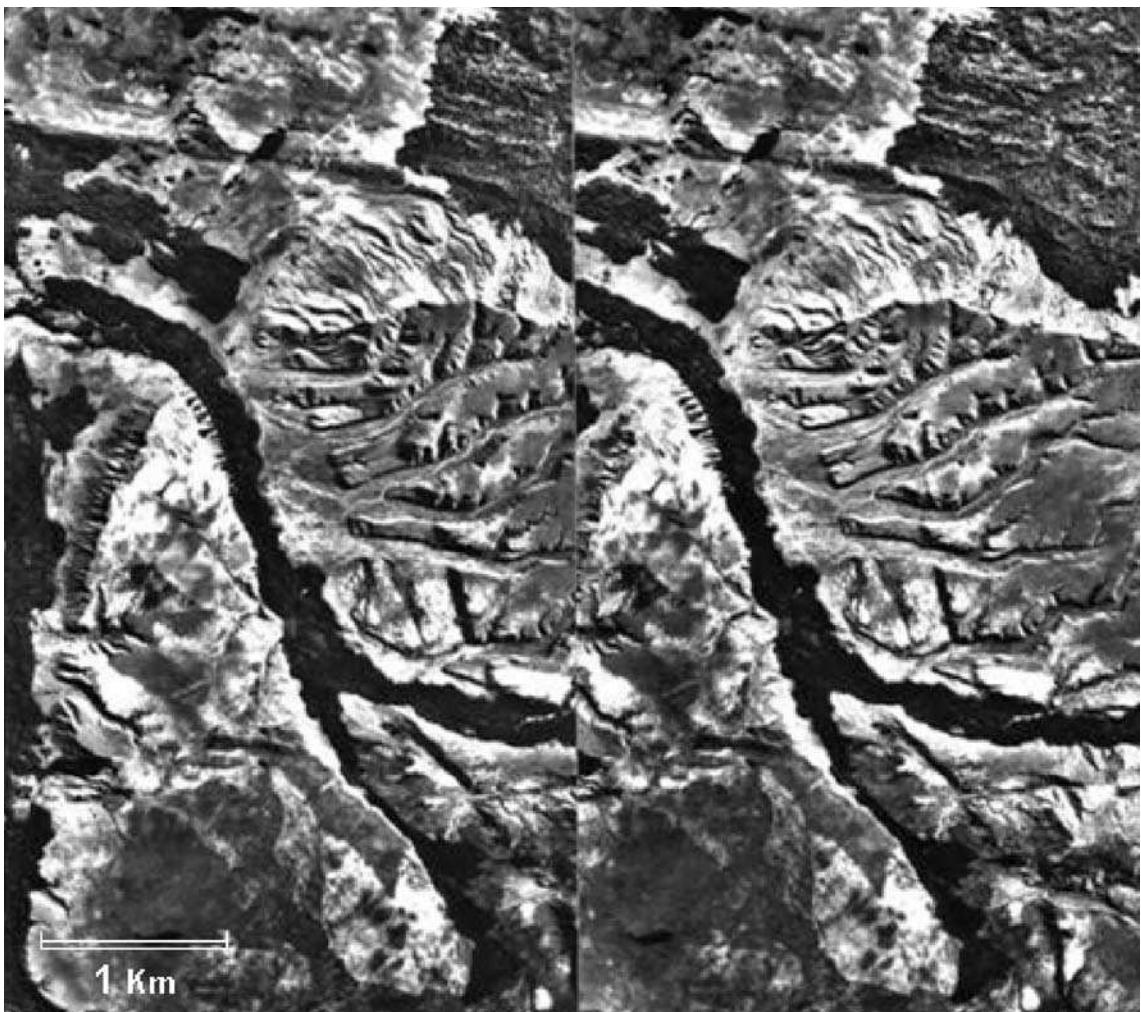


FIG. 5.5.1.5. Estereopar de fotos aéreas. Flanco occidental de un anticlinal erosionado. Probablemente se trata de un pliegue de propagación de falla (*fault propagation fold*) de un cabalgamiento ciego (*blind thrust*). Se observa la antecedencia del río principal y la inversión de los drenajes menores, mejor visible en el escarpe erosivo del anticlinal donde ha dejado pequeños valles colgados. Otros escarpes de terraza (*terrace risers*) han sido disectados por drenajes invertidos (no son escarpes de falla como sugiere su rectilinearidad). En la franja oriental de este estereopar se pueden observar los estratos inclinados del Terciario Superior expuestos en una ventana de erosión (*erosion window*). También hay un contraescarpe. Interesante es la visibilidad o ‘transparencia’ de los estratos terciarios subyacentes a través de la cobertura de terrazas cuaternarias jóvenes (Véase también la figura 5.5.1.8). Se considera plausible que esta transparencia se debe a movimientos flexo-deslizantes en los estratos terciarios. La continua compresión con orientación E-O tiende a intensificar el plegamiento anterior del paquete terciario. El resultado es desplazamiento flexo-deslizante a lo largo de los estratos que va afectar también la cobertura cuaternaria. Su visibilidad es más notoria en las terrazas más antiguas, ya que han sido expuestas por más tiempo a este proceso. Véase la figura 5.5.1.10 para una explicación de la cinemática de esta deformación y también el dibujo de la figura 5.5.1.9 para obtener una idea de la secuencia de 10 o más terrazas que el río Casanare ha dejado al migrar gradualmente hacia el norte.

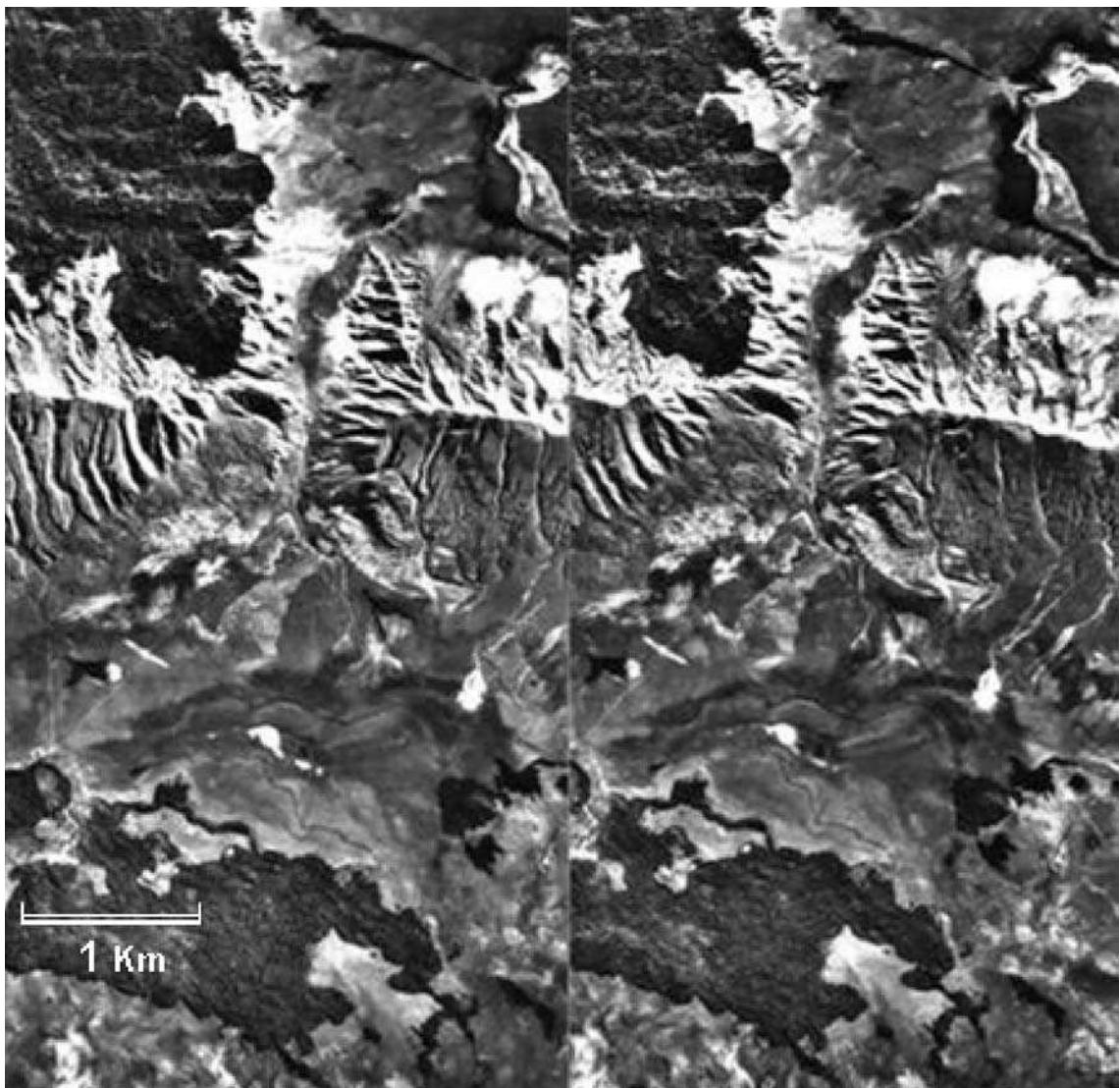


FIG. 5.5.1.6. Estereopar de fotos aéreas. Flanco occidental de un anticlinal del cual la mayor parte ha sido removido por erosión. El valle que atraviesa la cresta ha sido labrado por un río menor que no tuvo el poder suficiente para entallarse antecendentemente. Esto ha resultado en un drenaje derrotado en el lado de aguas arriba y un drenaje descabezado en el lado de aguas abajo, dejando un valle abandonado, generalmente conocido como *wind gap*. También se nota una serie de drenajes menores invertidos con valles colgados en el escarpe y con facetas triangulares labradas en un paleoescarpe de terraza (*paleo terrace riser*). Estas facetas se han formado por la incisión en un escarpe erosivo y no tiene ninguna connotación tectónica. La inversión del drenaje derrotado ha dejado una zona de humedal en la depresión al pie oeste del flanco del anticlinal.

A continuación algunas de estas geoformas serán descritas en los estereogramas, modelos y bloque diagramas de las figuras 5.5.1.6, 5.5.1.7, 5.5.1.8 y 5.5.1.9.

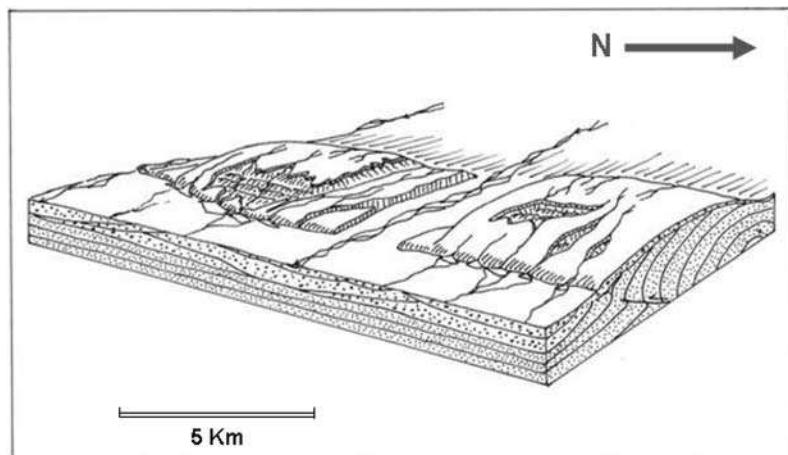


FIG. 5.5.1.7. Bloque diagrama del braqui-anticlinal Capacho. Vista oblicua hacia el SO. Se trata de un anticlinal en crecimiento y se supone que su frente oriental está controlado por la presencia de un cabalgamiento ciego (*blind thrust*). Hay drenaje incipiente en la charnela externa de la estructura, que comienza a remover la cobertura cuaternaria que más adelante resultará en una ventana de erosión del Terciario subyacente. El río principal, en el centro, es antecedente y ha dejado niveles de terraza. En las zonas periclinales, los drenajes han sido desviados (no visible en este bloque diagrama) (Véase también la figura 5.5.1.2).

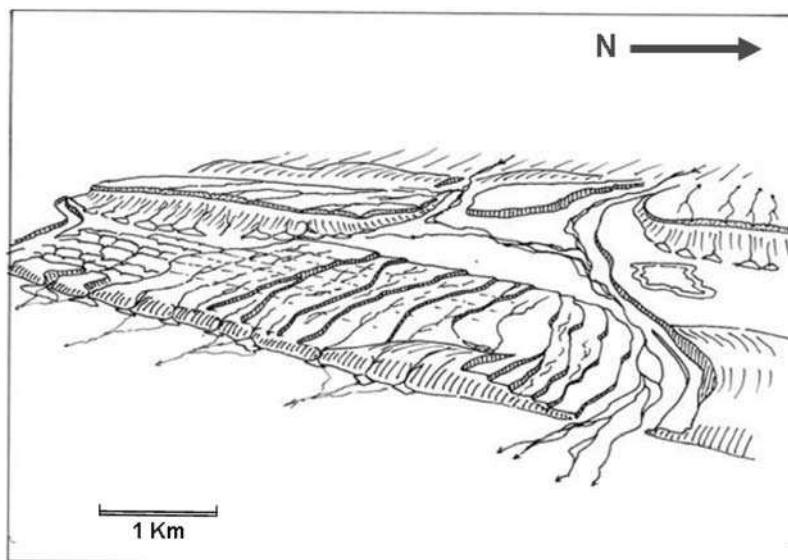


FIG. 5.5.1.8. Croquis de la zona descrita en la figura 5.5.1.5. Vista en dirección SO. La zona externa del cinturón de plegamiento piedemontana, está marcada por un escarpe de flexura que probablemente es la expresión de un cabalgamiento ciego (*blind thrust*). El río antecedente (río Casanare) ha migrado hacia el norte supuestamente por un leve cabeceo de un anticlinal en crecimiento. En su transcurso migratorio, ha dejado una serie de, por lo menos, 10 niveles de terrazas en la cobertura del cuaternario. Esta cobertura muestra una “transparencia” de los estratos terciarios subyacentes, los cuales están expuestos en una ventana de erosión. Esta “transparencia”, que es más notoria en las terrazas más antiguas y más altas, se supone es causada por movimientos flexo-deslizantes (*flexural slip*) en los estratos terciarios que se proyectan hacia arriba en la cobertura cuaternaria como es ilustrado en la figura 5.5.1.10. La laguna que se observa sobre la terraza al otro lado del río, se formó sobre un tipo de cuenca colgada (*piggyback structure*).

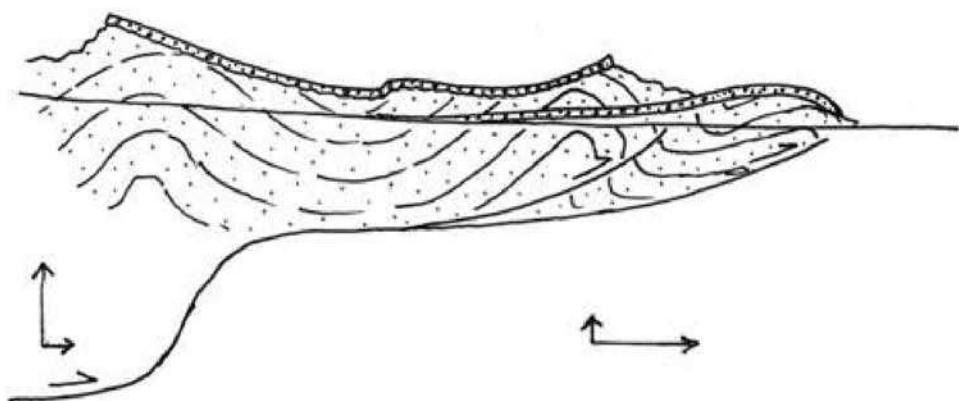
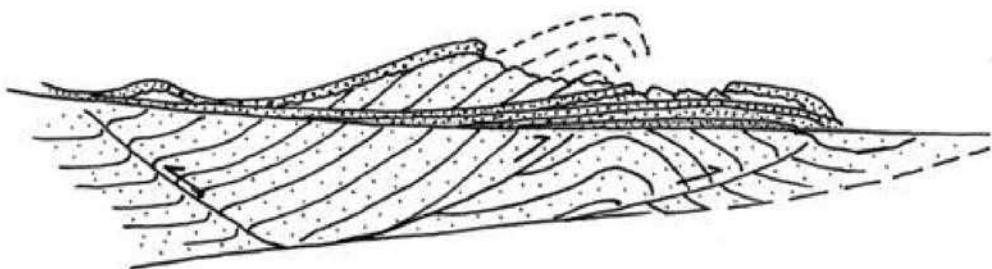


FIG. 5.5.1.9. Modelos de deformación piedemontana en la parte externa del cinturón de plegamiento y fallamiento (*fold and thrust belt*) con vergencia hacia los Llanos Orientales. Los pliegues se interpretan como pliegues de propagación de falla (*fault propagation folds*). Se ilustra también el proceso simultáneo de deformación tectónica e incisión del drenaje, que deja terrazas escalonadas con escarpes erosivos de alturas cambiando progresivamente. La deformación en la superficie está arrraigada en profundidad a un plano de despegue de "planos y rampas" (*flats and ramps*). El efecto de las rampas en el interior que alcanzan niveles más profundos, es un basculamiento hacia el oriente de las terrazas altas. Posiblemente hay presencia de retrocabalgamientos ciegos (*blind backthrusts*).

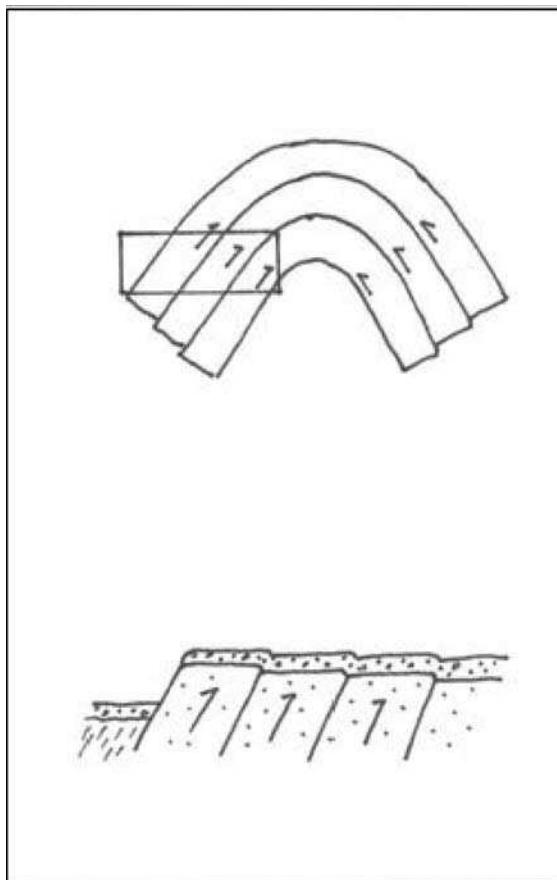


FIG. 5.5.1.10. Croquis de un modelo cinemático. Se explica el modelo flexo-deslizante a lo largo de los estratos neógenos, cuando están sujetos a compresión tectónica (Figs. 5.5.1.5 y 5.5.1.8). Este movimiento flexo-deslizante se proyecta hacia arriba donde afecta la cobertura de las terrazas cuaternarias en las cuales va a producir una visibilidad o “transparencia” de los estratos subyacentes. Resulta en la formación de pequeños escarpes en la terraza y, localmente, la formación de charcos o lagunas. En éstos se puede acumular material orgánico que sirve para hacer dataciones.

REFERENCIAS

- Aggarwal, Y.P.; Soulás, J.P.; García, D. 1988. Contemporary tectonics of the Venezuelan Andes and Northern Colombia. 10th Caribbean Geol. Conf., Cartagena, Colombia: 16–17.
- Arcila, M.; Muñoz, A.; De Vicente, G. 2002. Análisis sismotectónico de la convergencia Caribe, Nazca y Sudamérica. In Simposio Colombiano de Sismología, No. 1, Instituto Colombiano de Geología y Minería (Ingeominas), Memoria digital. Bogotá.
- Audemard, F.A. 1999. Morphostructural expresión of active thrust fault systems in the humid tropical foothills of Colombia and Venezuela. Zeitschr. für Geomorph., Suppl. Bnd. 118: 227–244.
- Audemard, F.A. 2003. Geomorphic and geologic evidence of ongoing uplift and deformation in the Mérida Andes, Venezuela. Quat. International 101–102: 43–65.
- Bonet, Th.; Bourgois, J.; Mendoza, H.; Vargas, R. 1985. Le poinçon de Pamplona de Pamplona (Colombie): un jalón de la frontière méridionale de la plaque Caraïbe. Bull. Soc. Geol. France (8), t. I-3: 403–413.
- Branquet, J.; Cheilletz, A.; Cobbold, P.R.; Baby, P.; Laumonier, B.; Giuliani, G. 2002. Andean deformation and rift inversion, eastern edge of the Cordillera Oriental (Guateque-medina area), Colombia. Jour. South Am. Earth Sci. 15: 391–407.

- Cooper, M.E.; Addison, F.T.; Álvarez, R.; Coral, M.; Graham, R.H.; Hayward, A.B.; Howe, S.; Martínez, J.; Naar, J.; Peñas, R.; Pulham, A.J.; Toboada, A. 1995. Basin development and tectonic history of the Llanos basin, Eastern Cordillera and Middle Magdalena Valley, Colombia. AAPG Bull. 79 (10): 1421–1443.
- Dengo, C.A.; Covey, M.C. 1993. Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: Implication for trap styles and regional tectonics. AAPG Bull. 8: 1315–1337.
- Ego, F.; Sébrier, M.; Lavenu, A.; Yépes, H.; Eguez, A. 1996. Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. Tectonophysics 259: 101–116.
- Paris, G.; Machette, M.; Dart, R.; Haller, K. 2000. Map and Database of Quaternary Faults and folds in Colombia and its offshore regions. Open file report 00-0284, United Status Geological Survey, ILP-II Project.
- Renzoni, G. 1991. Notas sobre la fotogeología de la Plancha 193–Yopal. Mapa Geológico de Colombia Esc. 1:100.000, Ingeominas: 19 p. Bogotá.
- Robertson, K. 1989. Actividad neotectónica en el Piedemonte de la Cordillera Oriental de Colombia, sector Villavicencio-Tauramena. *In Congreso Col. Geol., No. 6, Memorias:170–192*. Bucaramanga.
- Rossello, E.A.; Nevistic, V.A.; Bordarampé, C.; Colo, C.A. 2004. Capachos (Cuenca Llanos, Colombia): Una estructura transpresiva neógena por inversión extensional mesozoico. *In Convención Técnica, No. 3, Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos de Petróleo*, 8 p.
- Taboada, A.; Rivera, L.A.; Fuenzalida, A.; Cisternas, A.; Philip, H.; Bijwaard, H.; Olaya, J.; Rivera, C. 2000. Geodynamics of the Northern Andes: subductions and intra-continental deformation (Colombia). Tectonics 19 (5): 787–813.
- Trenkamp, R.; Kellogg, J.N.; Freymueller, J.T.; Mora, H. 2001. Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. Revision for South American Earth Sciences.
- Vergara, H.; Taboada, A.; Romero, J.; Paris, G.; Castro, E. 1995. Neotectónica del Borde Llanero: Resultados preliminares. Seminario de sismotectónica del Borde Llanero Colombiano, (Valdiri, J.; editor), Ingeominas: 115 p. Bogotá.

5.5.2 SISTEMA SAQUISILÍ – POALÓ – YAMBO (EC-51)

Alexandra Alvarado¹

(1) *Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-254 y Andalucía, Quito, Ecuador, casilla 1759. aalvarado@igepn.edu.ec*

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

Este sistema se ubica al interior del Callejón Interandino en el flanco oriental de la cordillera Occidental de Ecuador, entre los 0,75° y 1,32°S. Su dirección general es N-S, en el sector de Pastocalle–Saquisilí y luego cambia a NNO-SSE hasta el sector de Salcedo. La extensión total del sistema es de aproximadamente 56 km (Fig. 5.5.2.1).

Las deformaciones asociadas a esta estructura afectan al relleno de la cuenca Latacunga-Ambato (Formación Latacunga, constituida por depósitos laharícos, flujos piroclásticos y lavas, sedimentos lacustres y fluviales). Cubriendo a estos materiales se ubica el depósito piroclástico de Chalupas y, finalmente, la Formación Cangahua (Dávila, 1990; Lavenu *et al.*, 1995). De acuerdo a las edades obtenidas en los productos volcánicos de la Formación Latacunga, éstos se ubican entre el Plioceno a Pleistoceno Inferior (Lavenu *et al.*, 1994). La toba de Chalupas arrojó una edad de 211 ka AP (Hammensley, 2003).

En la zona, además de este sistema de fallas, se presentan otras estructuras que se ubican en el flanco occidental de la cordillera Oriental, estimándose que entre el Plioceno Superior y Cuaternario la región, en general, sufrió un acortamiento de 3.400 ± 600 m (Lavenu *et al.*, 1995).

TIPOS DE ESTUDIOS REALIZADOS

En la zona se han realizado estudios de interpretación de fotos e imágenes LANDSAT, así como un levantamiento geológico y geomorfológico realizado por Dávila (1990).

CARACTERÍSTICAS DE LA ESTRUCTURA

El sistema se expresa en el terreno mediante una serie de colinas alargadas, cuyas alturas fluctúan entre 100 y 300 m con respecto al resto del Callejón Interandino. Es muy claro el control del drenaje que las mismas ejercen sobre toda el área, lo que provoca pequeños pantanos.

Se pueden diferenciar seis pliegues principales que han sido clasificados de acuerdo a su dirección y, de norte a sur, corresponden a: Pastocalle-Saquisilí, Pilligsilli, Poaló-Inchapo, Acurios, Nagsiche y Yambo. Adicionalmente, hacia el sur hay un pequeño levantamiento que podría estar relacionado con una falla inversa, la cual se ha denominado Falla Tigualó (Fig. 5.5.2.1).

Estas estructuras varían en dirección: los pliegues Pastocalle-Saquisilí, Pilligsilli y Poaló-Inchapo son principalmente N-S; el pliegue de Acurios cambia a NNO-SSE; el de Nagsiche es ligeramente NNE-SSO mientras que el de Yambo y la estructura de Tigualó son NO-SE (Fig. 5.5.2.1).

Este cambio de dirección y la presencia de la estructura de Yanayacu, ubicada al este, generan una depresión triangular (Fig. 5.5.2.1)

De los estudios realizados por Dávila (1995) se puede indicar que estas estructuras afectan depósitos cuaternarios, los cuales en algunos sectores están altamente deformados.

EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA

Como se indicó anteriormente, el sistema está compuesto de pliegues aun poco caracterizados.

En el caso del pliegue Pastocalle-Saquisilí, se puede observar colinas alineadas aunque las secciones estratigráficas son escasas. Sin embargo, un perfil realizado en el extremo sur usando un radar de

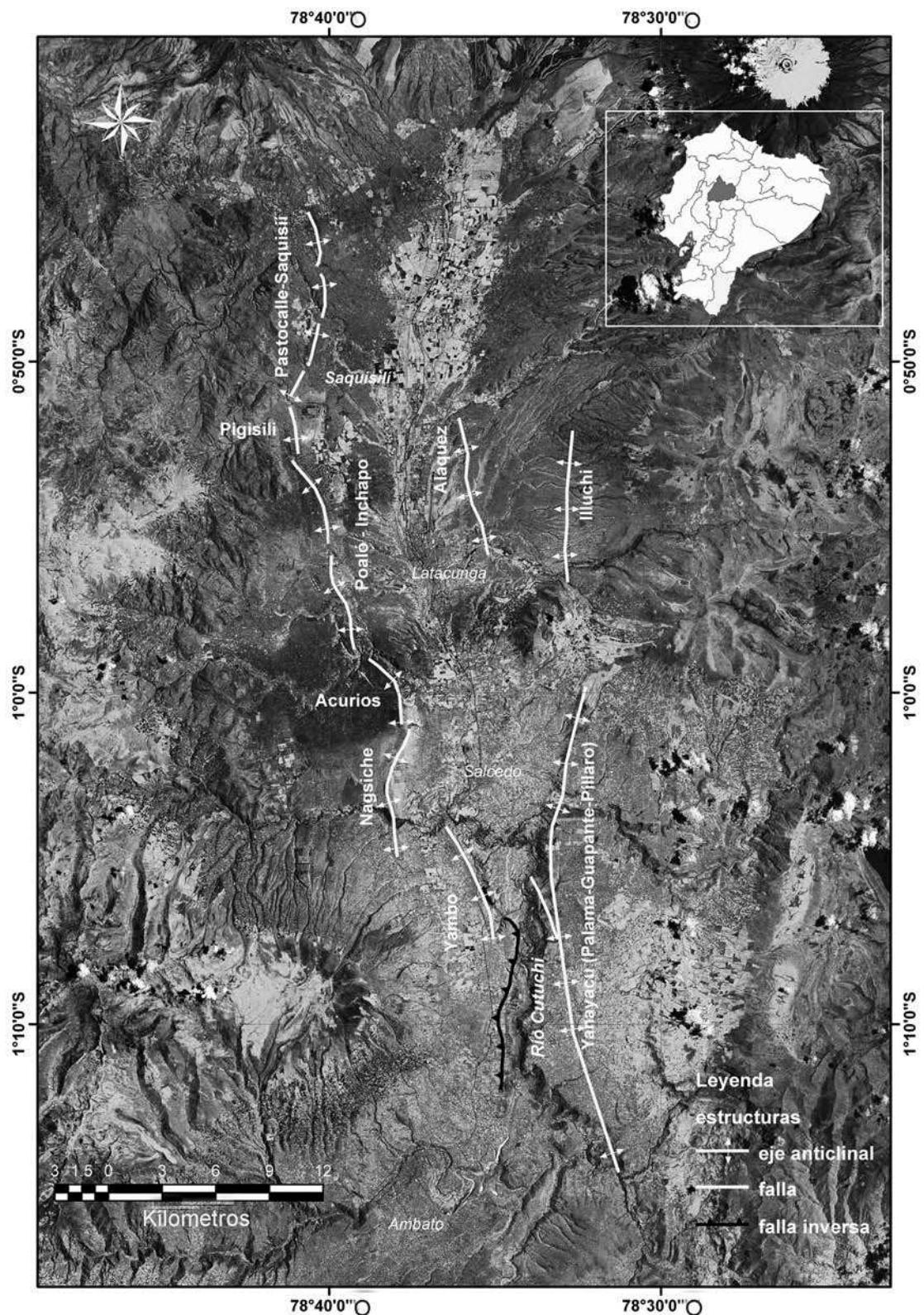


FIG. 5.5.2.1. Esquema de las principales estructuras en la zona de Latacunga-Ambato.

alta penetración, permitió observar claramente el plegamiento anticinal de las capas hasta una profundidad de 20 m. Según la interpretación del los perfiles de GPR, se sugiere que hay una falla activa inversa a mayor profundidad que produce el acortamiento en la zona (C. Call, comunicación escrita). En la figura 5.5.2.2 se puede observar una parte de esta estructura mientras al fondo se observa el flanco oriental de la Cordillera Occidental.

El pliegue de Pilligsilli es de menor altura y su dirección principal es N-S. Este pliegue hace que los drenajes que bajan de la cordillera sean desviados hacia el sur. En la figura 5.5.2.3 se observa la terminación de la estructura.

En el sector de Poaló-Inchapo la estructura tiene características similares a las anteriores. En la figura 5.5.2.4 se observa una vista desde el este hacia el oeste de la misma.

El pliegue de Nagsiche (Jachahuagu; según Dávila, 1995) es un anticlinal asimétrico y debido a esta característica, este autor lo define como una doble flexura. Asimismo, incluye dentro de esta misma



FIG. 5.5.2.2. Pliegue Pastocalle-Saquisilí. Al fondo el flanco oriental de la Cordillera Occidental. Toma desde el NE (Foto M. Segovia).



FIG. 5.5.2.3. Pliegue Pilligsilli, visto desde el sur. En el corte que se observa en primer plano, no se distinguen estructuras, debido a que el material es un flujo piroclástico masivo (Foto M. Segovia).

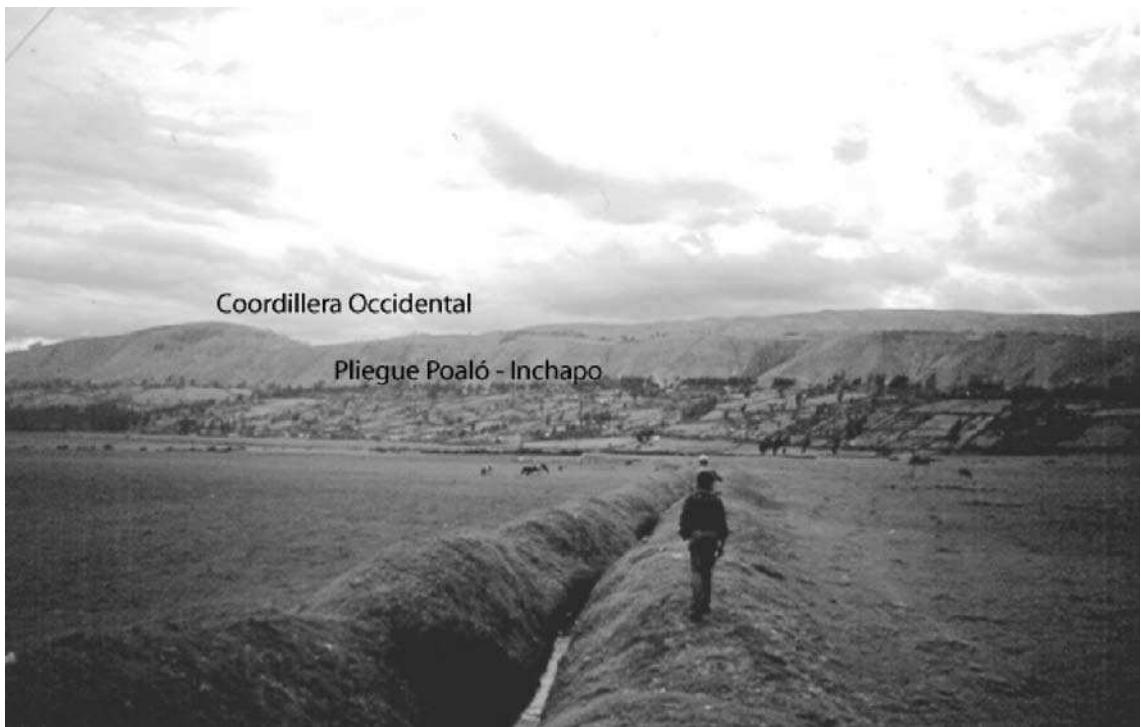


FIG. 5.5.2.4. Pliegue Poaló-Inchapo, se lo observa en primer plano y al fondo la Cordillera Occidental (Foto A. Eguez).



FIG. 5.5.2.5. En primer plano pliegue de Yambo (laguna del mismo nombre) y a continuación el pliegue de Nagsiche y Acurio. Foto tomada desde el sureste hacia el NO.

estructura a los pliegues anteriores. Sin embargo, debido a las variaciones de dirección se les puede considerar independientes. En la figura 5 se observa estos pliegues y el de Yambo. La estructura de Nagische es la más elevada de todo el sistema, con alrededor de 330 m sobre el Callejon Interandino.

La estructura de Yambo según Dávila (1995) es una flexura antiforme. Su flanco nororiental está más inclinado que el suroccidental y presenta una longitud aproximada de 10 km. Topográficamente es la más baja de las flexuras que limitan la cuenca. En la figura 6 se observa una toma de la flexura desde el norte hacia el sur y en la figura 5.5.2.5 puede reconocerse un detalle de la misma. Cabe destacar que la zona entre el pliegue de Yambo y la de Yanayacu tiene importantes anomalías morfológicas entre las que se destacan: anomalías del drenaje, escarpes en diferentes direcciones, pequeñas depresiones, terrazas colgadas, incluyendo la posibilidad de que la laguna de Yambo sea un meandro abandonado, correspondiente al paleorrío Cutuchi, el cual actualmente se ubica hacia el este (Fig. 5.5.2.1).



FIG. 5.5.2.6. Flexura de Yambo: en primer plano, se observa la ciudad de Saquisilí y al fondo la ciudad de Ambato. Se puede observar claramente la mayor inclinación que tiene hacia el este.

OTRA INFORMACIÓN DE INTERÉS

En la zona, según los cálculos realizados por Lavenu *et al.* (1995), se estima que entre el Plioceno Tardío y Cuaternario la región, en general, sufrió un acortamiento de 3.400 ± 600 m.

Agradecimientos

A M. Segovia, P. Ramón y A. Eguez por el material fotográfico de este documento. Por otro lado, a J. Aguilar por su ayuda con el Arc Map

REFERENCIAS

- Call, C.; Meltzer, Anne.; Alvarado, A. 2005. Geophysical imaging of active tectonics: A case study from the Inter Andean Valley, Ecuador. Reporte (Inédito) Universidad de Leight
- Dávila, F. 1990. Geodinámica Plio-Cuaternaria de la cuenca de Latacunga-Ambato. Callejón Interandino: sector entre Salcedo y Píllaro. Tesis de ingeniería, un mapa (Inédito), Escuela Politécnica Nacional–Facultad de Geología Minas y Petróleos: 192 p. Quito.
- Hammensley, L. 2003. The Chalupas caldera Ecuador. Universidad de California. Ph.D. thesis (inédito). Berkeley.
- Lavenu, A.; Winter, T.; Dávila, F. 1995. A Pliocene–Quaternary compresional basin in the Interandean Depression, central Ecuador. Geophysical Journal International, 121: 279–300.

5.5.3 SISTEMA QUITO, ECUADOR

Alexandra Alvarado¹

(1) *Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-254 y Andalucía, Quito, Ecuador, casilla 1759. aalvarado@igepn.edu.ec*

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

El Sistema Quito se localiza al oriente de la Cordillera Occidental, en el interior del Callejón Interandino (Fig. 5.5.3.1). Se extiende entre los 0° y 0,4°S, con una dirección promedio NNE, por aproximadamente 45 km.

El contexto geológico en el cual se desarrolla este sistema, involucra las Formaciones Guayllabamba y Chiche del Pleistoceno Tardío (Villagómez, 2003). Según las evidencias geológicas actuales, debido a la presencia de este sistema de fallas inversas, las cuencas de Quito y San Antonio se separaron del resto del Callejón Interandino en el Pleistoceno Superior durante la deposición de la Formación Machángara (Villagómez, 2003), cuyo miembro Quito muestra las últimas facies aluviales, así como flujos de lodo, posiblemente asociados a la actividad del volcán Ruccu Pichincha ubicado al occidente (Villagómez, 2003). Sobre esta formación se deposita la Formación Cangahua, de origen volcánico, compuesta de tobas así como suelos y cuya edad se estima en el Pleistoceno Superior y Holoceno. Al interior de las cuencas generadas por el levantamiento se han depositado sedimentos lacustres, palustres y fluviales, intercalados con numerosas caídas de ceniza y pómez, relacionadas con los volcanes Guagua Pichincha, Cotopaxi, Pululahua, Ninahuilca y Quilotoa. La edad más antigua fue de 6.000 años AP (Alvarado, 1996).

Soulas *et al.* (1991) interpreta al Sistema de Fallas Quito como parte del Sistema Mayor Dextral y Lavenu (1994) propone que, tanto este sistema como los ubicados en la zona de Ambato-Pastocalle, corresponden a una zona de transición N-S entre los sistemas de estructuras de rumbo dextrales NE-SO a NNE-SSO (Falla Pallatanga al Sur y Chingual al Norte)

TIPOS DE ESTUDIOS REALIZADOS

Esta estructura se ha estudiado mediante interpretación de fotos aéreas, imágenes LANDSAT, y modelos digitales de terreno. La geometría y estratigrafía ha sido analizada a partir de datos de campo obtenidos durante varios trabajos que incluyen a DGGM, (1978); Soulás *et al.* (1991); Pérez *et al.* (1994); Ego (1995); Alvarado (1996); Villagómez, (2003).

CARACTERÍSTICAS DE LA ESTRUCTURA

Este sistema se presenta como una sucesión de colinas que limitan cuencas alargadas, en donde se observa un claro control del drenaje que desciende del flanco oriental de los complejos volcánicos Atacazo-Ninahuilca, Pichincha y Casitahua. Sobre estas cuencas se encuentra la ciudad de Quito.

Su expresión principal son colinas alargadas, con alturas variables que se encuentran a una altura entre 400 a 500 m, con respecto al resto del Callejón Interandino (Soulas *et al.*, 1991)

En las quebradas que cruzan la estructura es posible observar pliegues y flexuras, con algunas fallas transcurrentes asociadas. Segundo Lavenu (1994), corresponde a una estructura plegada sobre fallas inversas de buzamiento oeste que, según Soulás *et al.* (1991), podría inclinarse entre 30° y 45° y que Ego (1995) cree consistente con los datos estructurales medidos. Sin embargo, no se ha podido encontrar un plano de falla en superficie, lo que sugiere un corrimiento ciego (Ego, 1995).

Del análisis morfológico se desprende que no es una estructura simple y Ego (1995) propone al menos

tres pliegues asimétricos *en échelon*. El pliegue central sugiere un acortamiento mínimo de 950 m. Asimismo, dicho autor indica que las depresiones ubicadas al oeste de estos pliegues pueden corresponder a cuencas tipo "piggy-back". Estos tres segmentos de falla convergen, en profundidad, en un solo plano de falla (Ego, 1995).

EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA

Como se indicó anteriormente, el Sistema Quito, está compuesto, morfológicamente, por cinco colinas principales que se han diferenciado por sus características de orientación y estructura y que, de sur a norte, corresponden a: El Tablón, San Miguel, Puengasí, Ilumbisí-El Batán-La Bota, El Colegio-El Inca y Catequilla-Bellavista (Fig. 5.5.3.1). El Tablón es la más pequeña, se muestra redondeada y sería la terminación sur de la falla.

San Miguel, algo mayor que El Tablón, tiene forma oval y en exposiciones de su estructura interna se observa una intensa fracturación. El material que la compone es principalmente de origen volcánico sobre el que finalmente se deposita la Formación Cangahua. A su vez, Puengasí es una estructura alargada que se caracteriza por numerosos deslizamientos, en especial en su flanco oriental, en el que se destaca, por su magnitud, el ubicado hacia su extremo nororiental. En el flanco occidental, se observan también algunos deslizamientos. Sin embargo, cabe indicar que en el suroccidente de la colina se observan una serie de estructuras que generan pequeñas cuencas alargadas, paralelas al eje de la colina y que se han interpretado como pequeños pliegues. En la figura 5.5.3.2 se observa una panorámica de las mismas. Existen pocos afloramientos en esta colina, que muestran principalmente la formación Cangahua y, en un corte nuevo al sur, hay varios niveles de cenizas y pómez recientes. La estructura La Bota-El Batán-Ilumbisí está cortada por el río Machángara, que es el principal drenaje de la cuenca de Quito. Al sur está la colina de Ilumbisí, que se caracteriza por mostrar un lomo muy claro y pendientes relativamente simétricas. Ella tiene, en todo caso, pocos deslizamientos en comparación con la de Puengasí. En la figura 5.5.3.3 se observa una toma desde el aire de la terminación norte de la estructura de Puengasí y el inicio de la estructura de Ilumbisí. En las quebradas que cruzan estas colinas se han observado capas plegadas, tal como lo reportó Ego (1995), y existe un importante fallamiento en esta estructura, en especial en la formación Machángara, lo cual es visible en los cortes de la avenida que circunvala la estructura. La parte que corresponde a las lomas de El Batán y La Bota muestra una morfología distinta con una pendiente más suave y uniforme al occidente, mientras que al oriente es más irregular y contiene numerosas quebradas más profundas. En la zona se identificaron, además, afloramientos en el flanco oriental, que muestran capas plegadas hacia el oriente, tal como se observa en la figura 5.5.3.4.

En la colina de Catequilla-Bellavista (Fig. 5.5.3.1), sector sur, la estructura es más compleja: es más ancha y presenta una depresión limitada por pequeñas colinas que posiblemente correspondan a pequeños pliegues y su borde sur no está claramente definido con respecto al resto de las colinas. Adicionalmente, se observa, hacia el oriente de la estructura, grandes deslizamientos y, hacia el occidente, una incisión mayor de las quebradas. Hacia el norte, en Catequilla, se muestra un lomo mucho más claro y muy estrecho en comparación al del sur. El flanco oriental de la colina tiene muchos más deslizamientos y anomalías y se puede observar incluso una morfología clara de cabalgamiento, que se indica en la Fig. 5.5.3.1. El flanco occidental es más regular y se caracteriza por la presencia de dos pequeños domos volcánicos cuyo origen se desconoce. En los afloramientos de algunas canteras ubicadas en el flanco occidental de la estructura, se observa claramente capas flexuradas con vergencia al occidente, tal como se ve en la figura 5.5.3.5.

Por otra parte, en el sector sur se han identificado dos pequeños levantamientos que tienen una orientación general N-S, paralela a la loma de Puengasí. En el levantamiento ubicado bajo Conocoto (Fig. 5.5.3.1), se pudo identificar la presencia de capas deformadas de la Formación Cangahua, intercaladas con niveles de cenizas y pómez, que muestran un posible plano de falla (Fig. 5.5.3.6). Además, hay un claro control del drenaje en la zona.

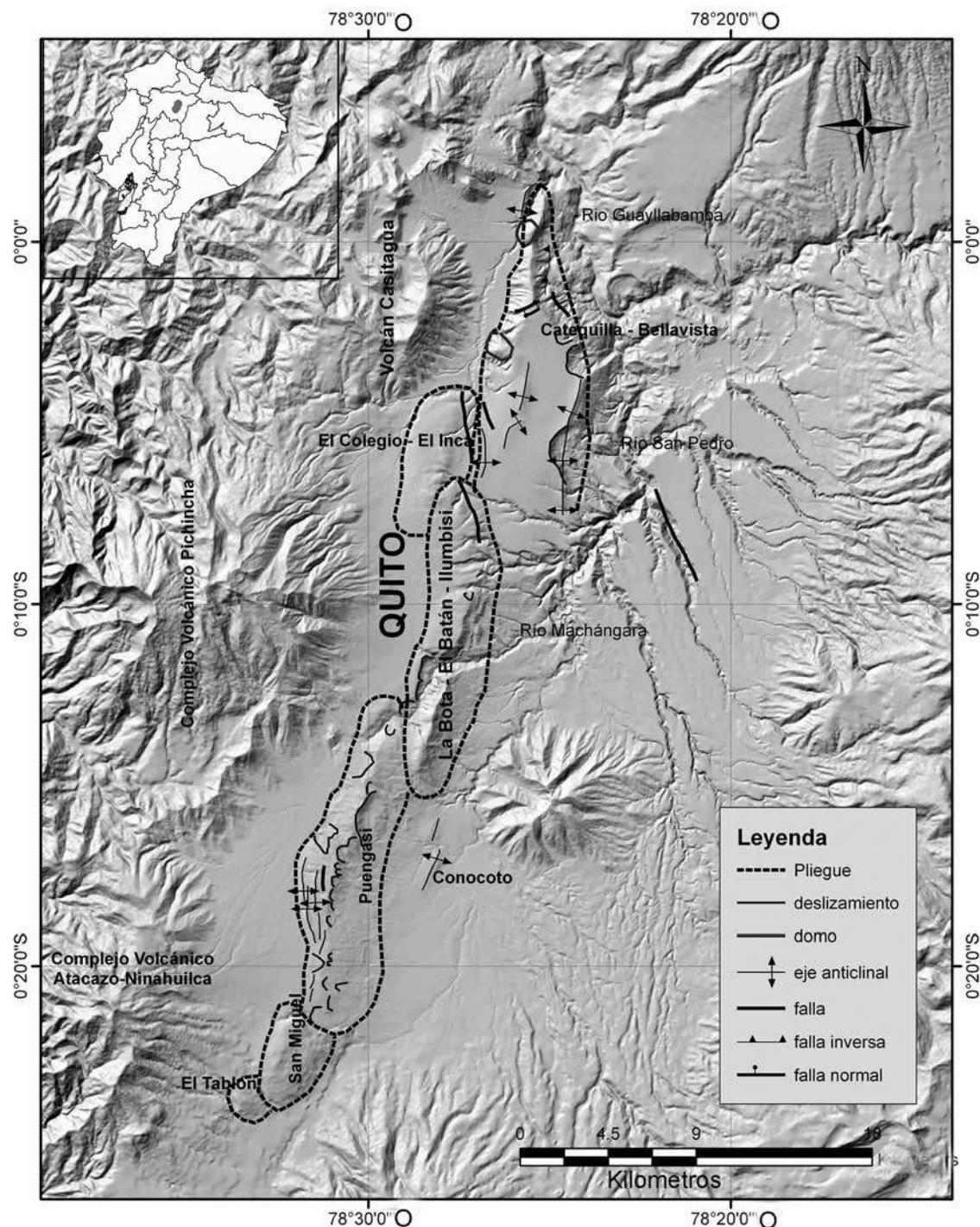


FIG. 5.5.3.1. Esquema geomorfológico del Sistema Quito.

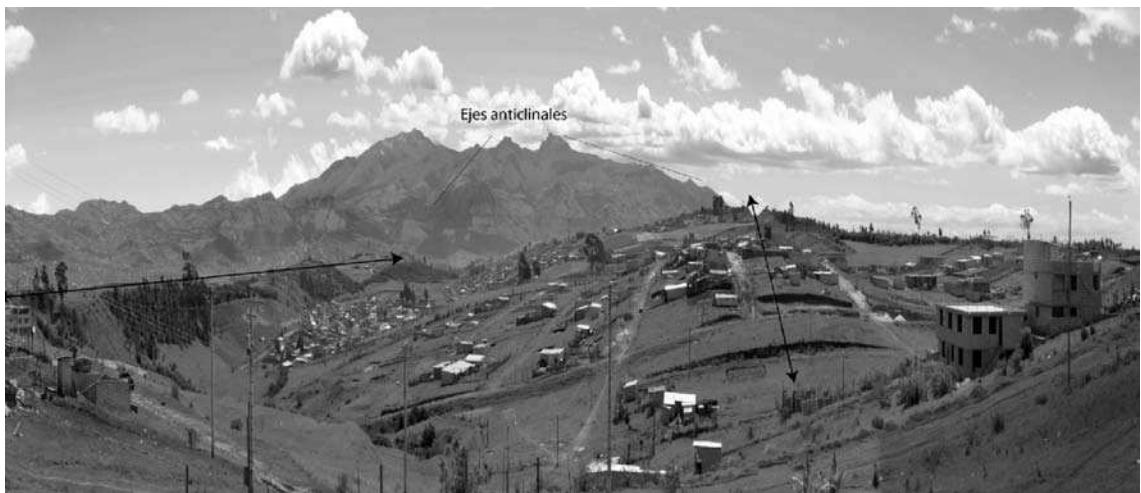


FIG. 5.5.3.2. Panóramica de la parte superior del pliegue de Puengasí (Foto: M.Segovia).

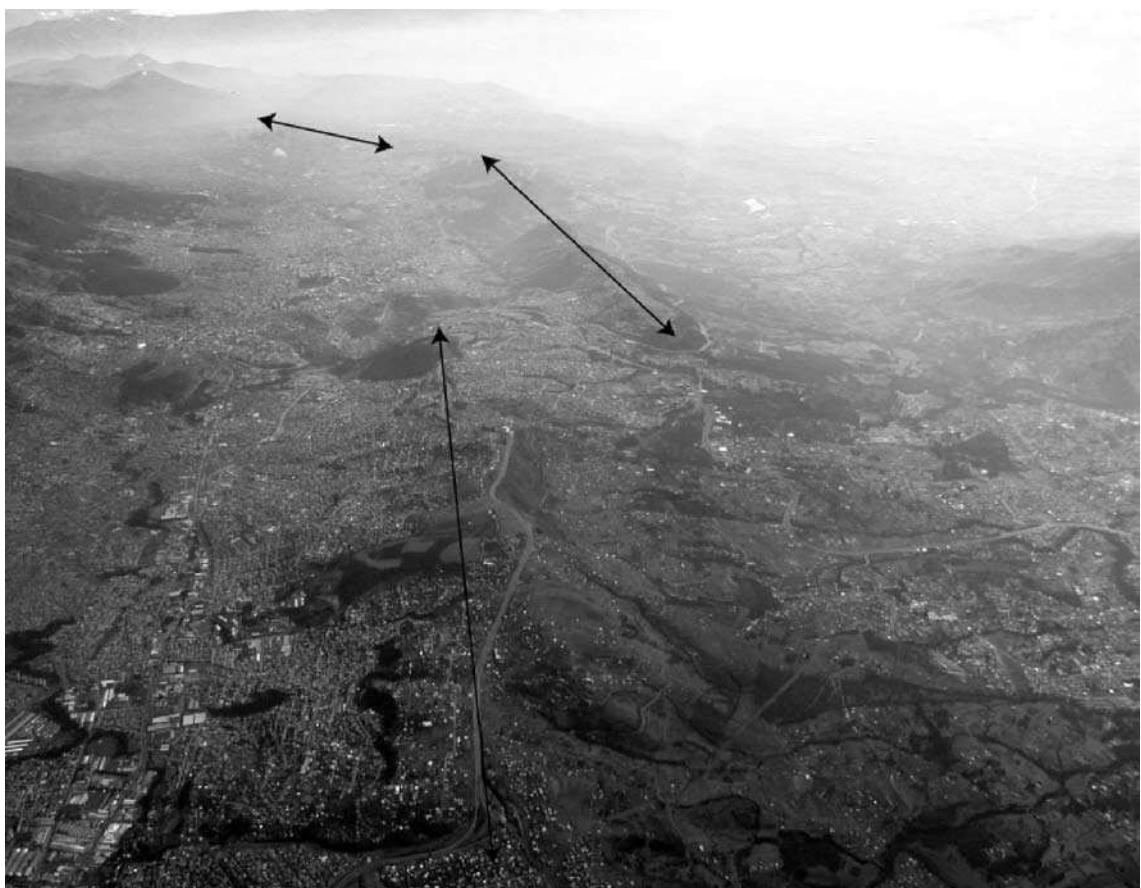


FIG. 5.5.3.3. Toma aérea desde el sur al norte de la terminación norte del Puengasí, a la izquierda y el inicio de la estructura de Ilobisí hacia la derecha. Se observa también la continuación de la estructura hacia el norte (Foto: P. Ramón).

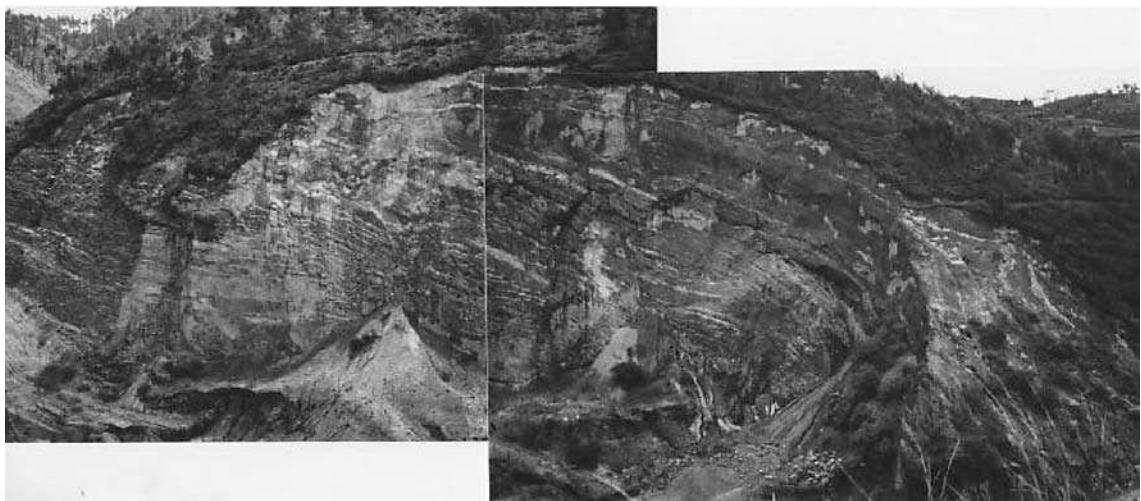


FIG. 5.5.3.4. Capas plegadas en la quebrada Horinaza en el pliegue de La Bota (Foto: F. Rivadeneira).



FIG. 5.5.3.5. Capas plegadas en la loma de Catequilla (Foto: F. Rivadeneira).



FIG. 5.5.3.6. Corte de la estructura de Conocoto, vista desde la autopista General Rumiñahui. En la linea en blanco, se marca una falla que corta la colina y no es muy claro que corta los últimos centímetros de último nivel de suelo (Foto: M. Segovia).

OTRA INFORMACIÓN DE INTERÉS

En un análisis realizado en el sector norte de la loma Catequilla-Bellavista, en unas terrazas aluviales, se estableció una velocidad de desplazamiento que varía entre 0,5 a 1 mm/año (Soulas *et al.*, 1991). El sismo máximo probable se estimó en Ms 6,9 a 7,1 con un período de retorno entre 1.500 a 4.000 años (Soulas *et al.*, 1991).

De acuerdo a los datos de la Red Sísmica Nacional, la actividad en la zona es muy importante y fue particularmente relevante a mediados del año 1998, relacionada con la actividad del volcán Guagua Pichincha (Legrand *et al.*, 2002). Algunos de los eventos sísmicos registrados han sido percibidos por la población. El más reciente de magnitud relevante ocurrió en 1990, en el segmento Catequilla-Bellavista con Mw: 5,3 y cuyo mecanismo focal fue inverso (Bonilla *et al.*, 1992).

El análisis de los mecanismos focales en la zona muestra claramente mecanismos inversos con planos principales N-S y buzamientos que van al occidente (Calahorraso, 2001).

Agradecimientos

A M. Segovia y F. Rivadeneira, por su importante colaboración en el campo y las discusiones, así como por el material fotográfico de este documento. Por otro lado, a J. Aguilar por su ayuda con el Arc Map y los modelos digitales de terreno.

REFERENCIAS

- Alvarado, A. 1996. Evolución geológica cuaternaria y paleosismicidad de la cuenca de Quito, Ecuador. Tesis de ingeniería (Inédito), Escuela Politécnica Nacional-Facultad de Geología Minas y Petróleos: 380 p. Quito
- Bonilla, F.; Pérez, V.H.; Sánchez, A.; Ruiz, M.; Yepes, H.; Chatelain, J.L. 1992. Análisis preliminar de la microsismicidad de la zona de Quito-Ecuador. In *Jornadas en Ciencias de la Tierra*, No. 2, Escuela Politécnica Nacional, Facultad de Geología, Minas y Petróleos: 12–14. Quito.
- Calahorraso, A. 2001. Estudio del origen del Enjambre sísmico de la Zona norte de la Ciudad de Quito, durante 1998–1999. Tesis de ingeniería (Inédito) ,Escuela Politécnica Nacional–Facultad de Geología Minas y Petróleos: 190 p. Quito.
- Ego, F. 1995. Accomodation de la convergence oblique dans une chaîne de type cordilleraine: les Andes de l'Equateur. Tesis Doctoral (Inédita), Université de Paris-Sud Centre d'Orsay : 209 p. Paris.
- Lavenu, A. 1994. La neotectónica ejemplos en el Ecuador. *Estudios de Geografía*, 6: 5–30.
- Legrand, D.; Calahorraso, A.; Guillier, B.; Rivera, L.; Ruiz, M.; Villagómez., D.; Yepes, H. 2002. Stress tensor analysis of the 1998–1999 tectonic swarm of northern Quito related to the volcanic swarm of Guagua Pichincha volcano, Ecuador. *Tectonophysics*, 344: 15–36.
- Pérez, H.; Hirsch, C.; Alvarado A.; Yepes, H. 1994. Paleosismicidad de la ciudad de Quito (Ecuador) a través del análisis de la paleolicuación cuaternaria. *Estudios de Geografía*, 6: 31–46.
- Soulas, J-P.; Eguez, A.; Yepes, H.; Perez, H. 1991. Tectónica activa y riesgo sísmico en Los Andes Ecuatorianos y el extremo sur de Colombia. *Bol. Geol. Ecuat.*, 2, (1): 3–11.
- Villagómez D. 2003. Evolución Geológica Plio-cuaternaria del Valle Interandino Central en Ecuador (zona de Quito-Guayllabamba-San Antonio de Pichincha). Tesis de ingeniería (Inédito), Escuela Politécnica Nacional–Facultad de Geología Minas y Petróleos: 130 p. Quito.

5.5.4 FLEXURA FRONTAL SURANDINA, VENEZUELA (VE-07)

Franck A. Audemard M.¹

(1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas –FUNVISIS-, Final Prolongación Calle Mara, Quinta Funvisis, el Llanito, Caracas 1073, Venezuela. faudemard@funvisis.gob.ve

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

Los Andes de Mérida corresponden a una cadena montañosa en el occidente de Venezuela que se extiende en dirección SO-NE por unos 400 km desde la frontera colombo-venezolana hasta la ciudad de Barquisimeto (Fig. 5.5.4.1). Los depósitos molásicos sinorogénicos de edad miocena a más reciente, a lo largo de ambos flancos de esta cadena, atestiguan lo reciente y la dimensión del levantamiento de la misma, alcanzando espesores de 8 y 3 km en sus cuencas flexurales al noroeste y sureste, respectivamente. Estos depósitos continentales están organizados en cuñas de crecimiento con convergencia hacia arriba, los cuales están siendo incorporados a la deformación andina o destruidos por cuñas intracutáneas de vergencia antepaís, zonas triángulares y/o rampas y despegues enraizados bajo los Andes de Mérida. La expresión morfológica de estas estructuras en el segmento norte del flanco surandino, es un conspicuo escarpe de flexura. Ambos piedemontes andinos son zonas donde está registrado el acortamiento transverso al cual está sometido la cadena, sumado a las deformaciones internas de la misma,

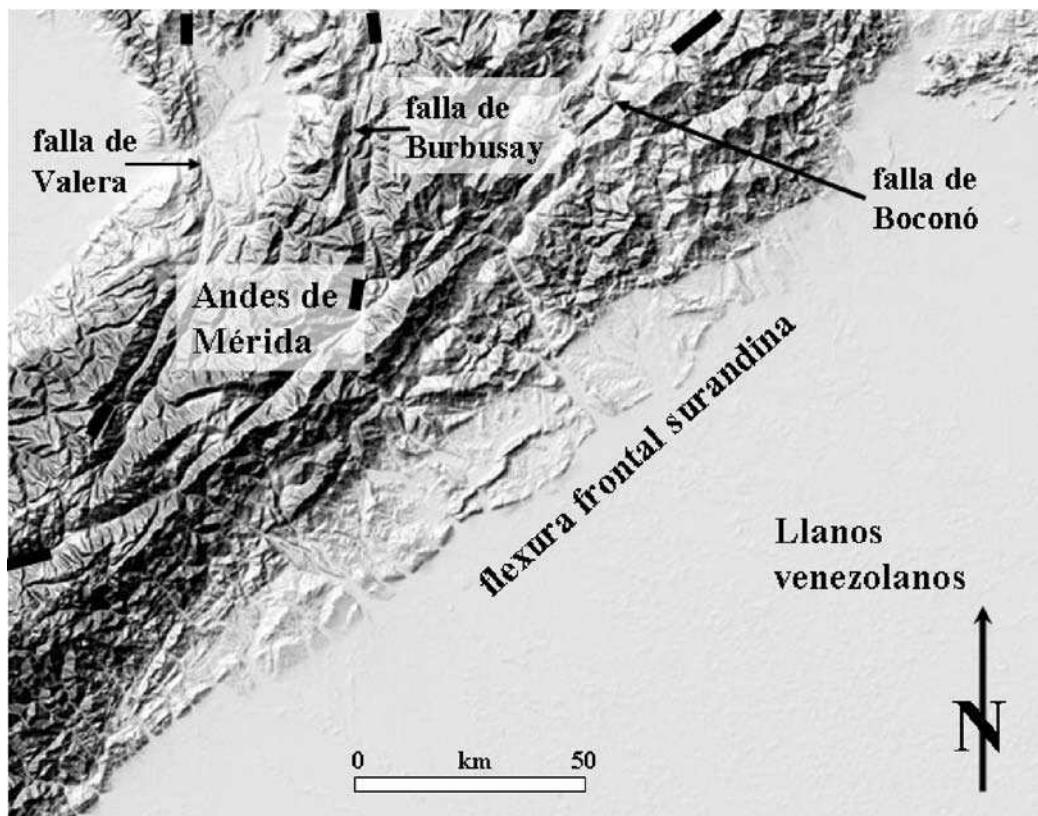


FIG. 5.5.4.1. Mapa simplificado de las fallas cuaternarias de los Andes de Mérida, donde se indica la ubicación de la Flexura frontal surandina.

mientras la falla de Boconó acomoda transcurriencia dextral en posición subaxial a la cadena. La ocurrencia de ambos procesos de manera simultánea sugiere que la cadena está sufriendo un mecanismo de partición de esfuerzos o deformaciones (Audemard y Audemard, 2002; Audemard, 2003).

TIPOS DE ESTUDIOS REALIZADOS

La flexura frontal surandina ha sido estudiada mediante interpretación de imágenes aéreas de distintos tipos (radar SLAR, fotos aéreas a distintas escalas, vistas oblicuas desde helicóptero), cartografía neotécnica detallada en campo, levantamiento de afloramientos deformados frágil y dúctilmente. Igualmente, hay numerosos levantamientos sísmicos de subsuelo a lo largo de este flanco surandino adquiridos por la industria petrolera venezolana, aunque sólo parcialmente publicados (e.g., Duerto, 1998).

CARACTERÍSTICAS DE LA ESTRUCTURA

No hay consenso general en referencia a la vergencia de las estructuras compresivas a lo largo del piedemonte llanero de los Andes de Mérida, lo cual puede explicarse por su enmascaramiento por prismas intracutáneos y zonas triángulares, aunado a importantes variaciones laterales. De hecho, pareciese que este piedemonte cambia sustancialmente, entre Capitaneojo y Barinas (Fig. 5.5.4.2). La porción suroeste de este piedemonte muestra una vergencia NO dominante, con retrocorrimientos conjugados, los cuales guardan estrecha relación con el punzón o indentor de Pamplona. Contrariamente, la porción noreste exhibe una vergencia SE, al menos en los niveles corticales superiores, como fue demostrado por Funvisis (1997), Duerto *et al.* (1998) y Audemard (1999). Este corrimiento deforma las molasas plio-cuaternarias

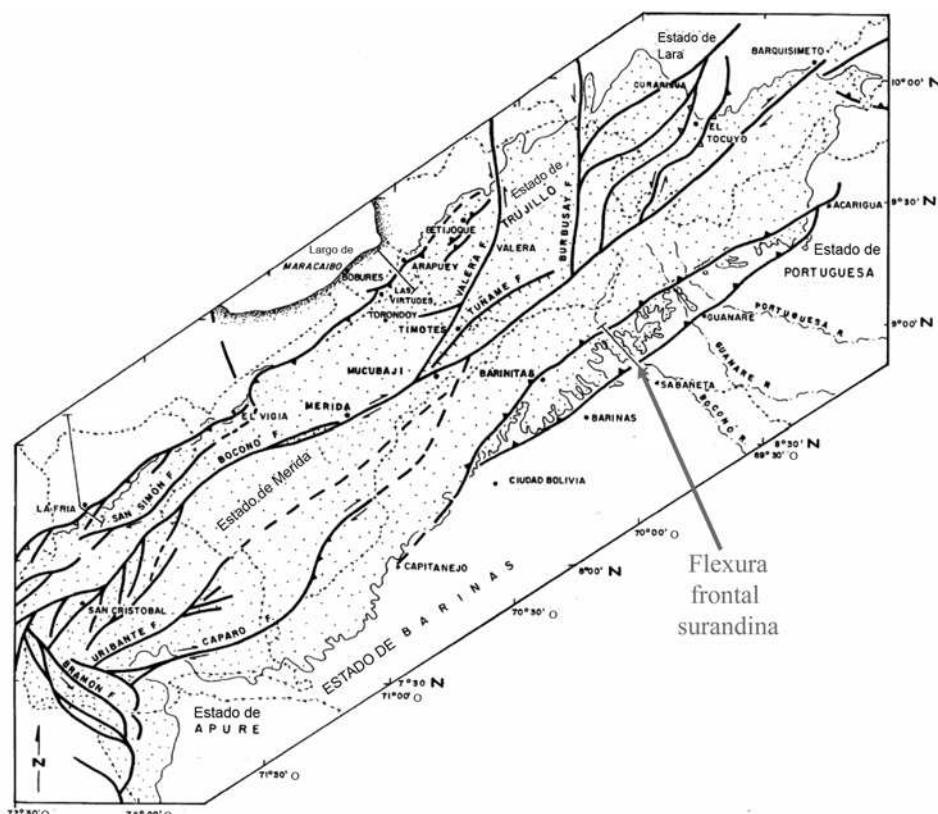


FIG. 5.5.4.2. Ubicación relativa y expresión morfológica de la Flexura frontal surandina en referencia con los Andes de Mérida (imagen base tomada de Garrity *et al.*, 2004).

(Audemard, 1991, 1999; Funvisis, 1997), como lo evidencia un escarpe de flexura muy prominente de orientación NE-SO y exposición SE, denominado escarpe de flexura surandina, que define el límite entre las unidades del piedemonte y la planicie de los Llanos venezolanos (Fig. 5.5.4.2).

EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA

Audemard (1999, 2003) indica que las evidencias geomórficas más frecuentes y mejor expuestas de compresión imperante en este cinturón plegado y corrido de la porción NE de este piedemonte llanero, son (Fig. 5.5.4.3): (1) escarpes de flexura, (2) patrones y anomalías de drenaje, y (3) deformación progresiva incremental con el tiempo (discordancias progresivas dentro de las secuencias y terrazas aluviales cuaternarias con sección longitudinal en abanico o disposición en tijera). Los patrones y anomalías de drenaje, que pueden reflejar modificaciones topográficas muy sutiles, incluyen sistemas de terrazas aluviales escalonadas exclusivamente presentes en el compartimiento elevado.

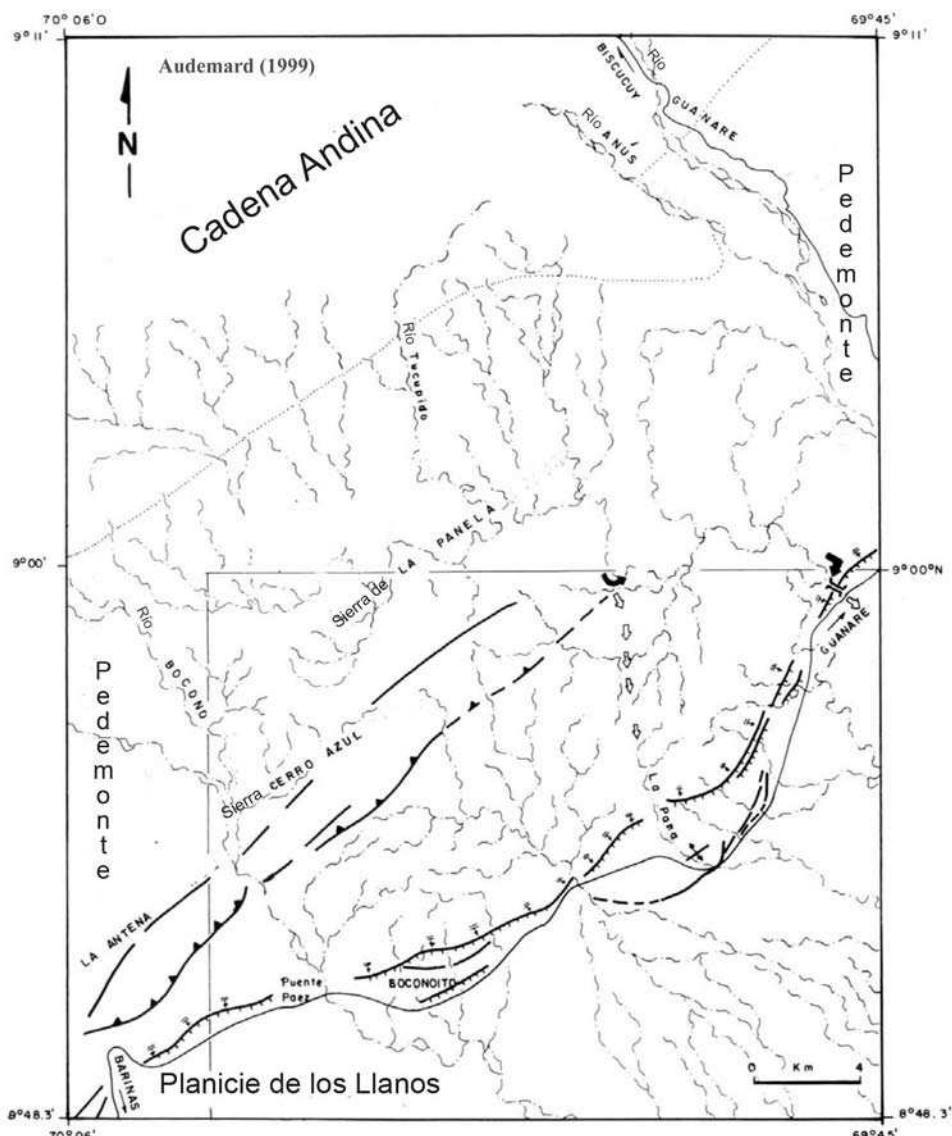


FIG. 5.5.4.3. Cartografía neotectónica de la Flexura frontal surandina, en proximidad a la localidad de Puente Páez (tomado de Audemard, 1999).

Los escarpes de flexura son la evidencia más conspicua de fallas inversas de bajo ángulo a lo largo del frente del cinturón plegado y corrido del piedemonte llanero. La flexura frontal surandina, conformada por estos escarpes de flexura de exposición SE, puede seguirse casi ininterrumpidamente por unos 200 km en dirección NE-SO, entre las ciudades de Ciudad Bolívar y Acarigua (ubicación relativa en Fig. 5.5.4.1), alcanzando eventualmente una altitud de hasta 300 m por encima de la topografía relativamente plana de Los Llanos (Fig. 5.5.4.4). La continuidad lateral de estos escarpes de flexura o de flanco frontal de pliegue, se ve cortada por grandes ríos, tales como el Boconó y Guanare (Figs. 5.5.4.2 y 5.5.4.3). Tales abras de río coinciden con las terminaciones laterales de rampas individuales activas, tal como lo sugieren la distribución de las rocas paleógenas expuestas dentro de la unidad del piedemonte (referirse al mapa geológico de Venezuela por Bellizzia *et al.*, 1976). Esto ha sido confirmado por levantamientos de sísmica petrolera 3-D a través de este piedemonte llanero, como fue interpretado por Duerto *et al.* (1998; Fig. 5.5.4.5). Varias localidades a través de la flexura frontal surandina, como en las ciudades de Guanare y Araure-Acarigua, exhiben depósitos gruesos aluviales del Pleistoceno temprano a medio flexurados, al igual que en las márgenes de los ríos Caro y Ospino en cercanía a la carretera de Los Llanos (Funvisis, 1997). Tal convexidad registrada en los depósitos molásicos, también es exhibida por los escarpes de flexura (Figs. 5.5.4.6 y 5.5.4.7). Aún más, los escarpes de flexura han registrado que esta deformación es poligénica, resultando de la acumulación de deformaciones incrementales (Fig. 5.5.4.7). Audemard *et al.* (2007) señalan que el aspecto discontinuo del registro de la deformación está en clara asociación con los ciclos eustáticos, que controlan la generación/desagregación de los materiales dentro del orógeno en períodos glaciares y su posterior evacuación en los períodos interglaciares. La localidad de Puente Páez, sobre el río Boconó, sustenta esta hipótesis, donde los cuatro niveles de terrazas aluviales de distribución regional muestran basculamiento y flexión incremental con la edad y elevación relativa (Fig. 5.5.4.8). Estos escarpes de flexura se forman en asociación con zonas triangulares someras, que, a su vez, están ligadas con fallas inversas de bajo buzamiento NO, estructuradas en rampas y despegues (Fig. 5.5.4.5). En ciertos sectores, a diferencia de aquellos donde hay pliegues aflorantes como en el anticlinal de Las Garzas, pareciese que la unidad de piedemonte se eleva como una unidad, como lo sugiere el paralelismo entre las terrazas aluviales escalonadas en el comportamiento levantado.

El análisis del drenaje o del patrón del drenaje puede revelar la ocurrencia de movimientos verticales, aún sutiles, en estructuras compresivas activas. Este análisis debe ser comparativo, porque todos los cursos de agua no necesariamente responden de la misma manera, dependiendo de su caudal erosivo. Generalmente, los grandes ríos a menudo cortan a través de las estructuras en levantamiento sin modificación esencial de su curso, aunque abandonan frecuentemente sistemas de terrazas escalonadas (Fig. 5.5.4.9). Por el contrario, los ríos de menor caudal se pueden ver más fácilmente afectados por tal actividad. Las anomalías más frecuentes de drenaje, inducidas por actividad tectónica de la flexura frontal surandina reportadas por Audemard (1999), son (Fig. 5.5.4.9): drenaje radial, escarpes morfológicos densamente disectados, inversión del drenaje (fluyendo en sentido contrario a la tendencia regional), desviación de ríos (ríos derrotados o desviados; Fig. 5.5.4.10), ríos descabezados o decapitados, capturas de drenaje, cambios en la profundidad de incisión y gradiente longitudinal de los ríos, ríos represados, abras de viento (abras de ríos abandonados; Fig. 5.5.4.11), desproporción entre caudal actual del río y su garganta (Fig. 5.5.4.12), goteras tectónicas (drenajes que corren paralelos y junto al frente inverso) y abanicos aluviales abandonados aguas abajo de estructuras en levantamiento. Estos cambios pueden verse acompañados por un incremento en la pendiente del terreno o del buzamiento estratigráfico a medida que son más viejas las rampas detriticas aluviales cuaternarias y hasta las formaciones infrayacentes involucradas en la deformación por plegamiento/basculamiento (discordancias progresivas; Fig. 5.5.4.5).



FIG. 5.5.4.4. Vistas oblicuas (tomadas desde helicóptero) de los escarpes de flexura que identifican la Flexura frontal surandina, entre las ciudades de Barinas y Guanare. En la foto inferior, nótese que el perfil es convexo.

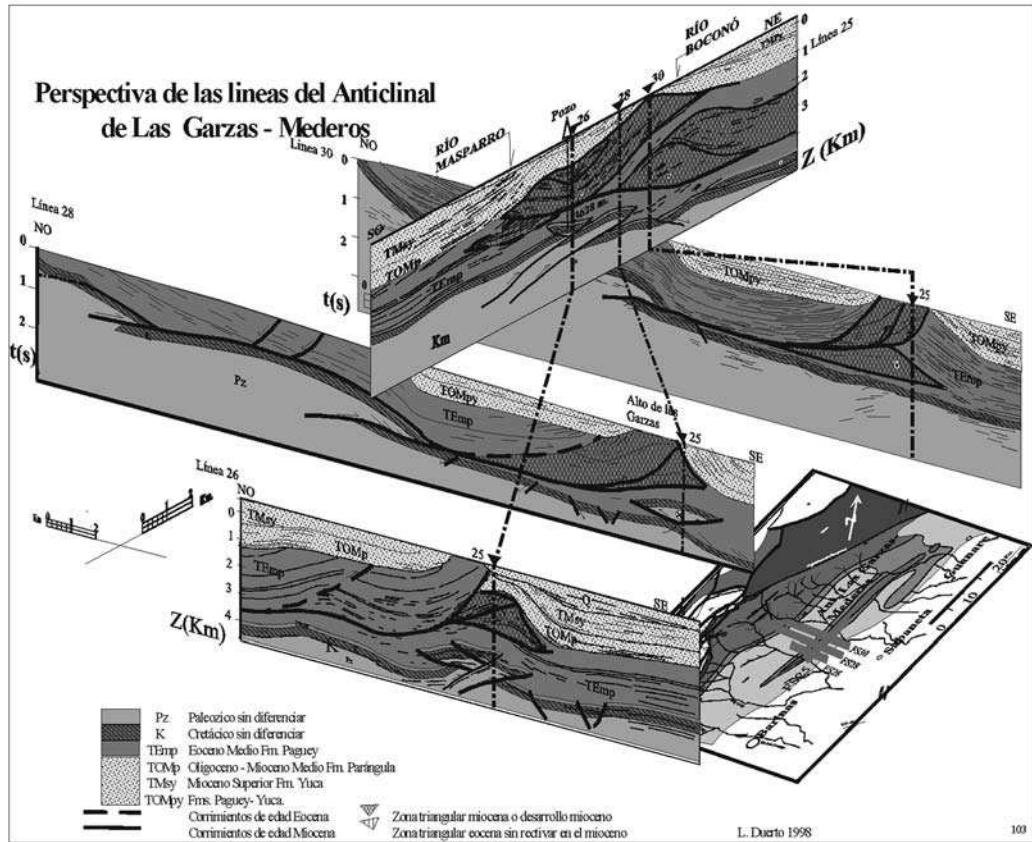


FIG. 5.5.4.5. Interpretación en panel de líneas sísmicas adquiridas a través del anticinal Las Garzas (tomado de Duerto, 1998). El escarpe de flexura se genera en asociación a la deformación de la secuencia que desliza sobre el retrocorrimiento pasivo de techo de la zona triangular.

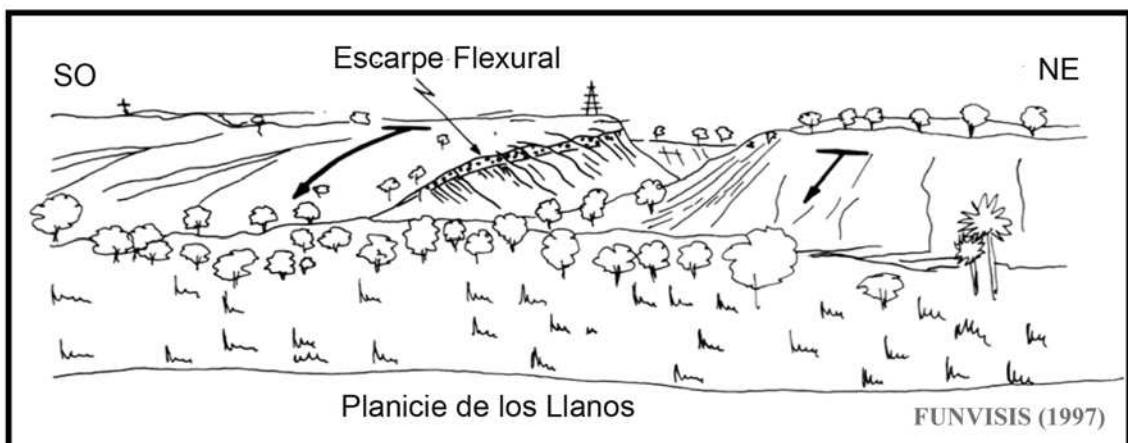


FIG. 5.5.4.6. Dibujo esquemático de un escarpe de flexura, donde se aprecia la convexidad de su superficie (tomado de Funvisis, 1997).



FIG. 5.5.4.7. Escarpe de flexura, donde se aprecia que el mismo resulta de una evolución poligénica, donde los escarpes más viejos son más altos y más basculados.

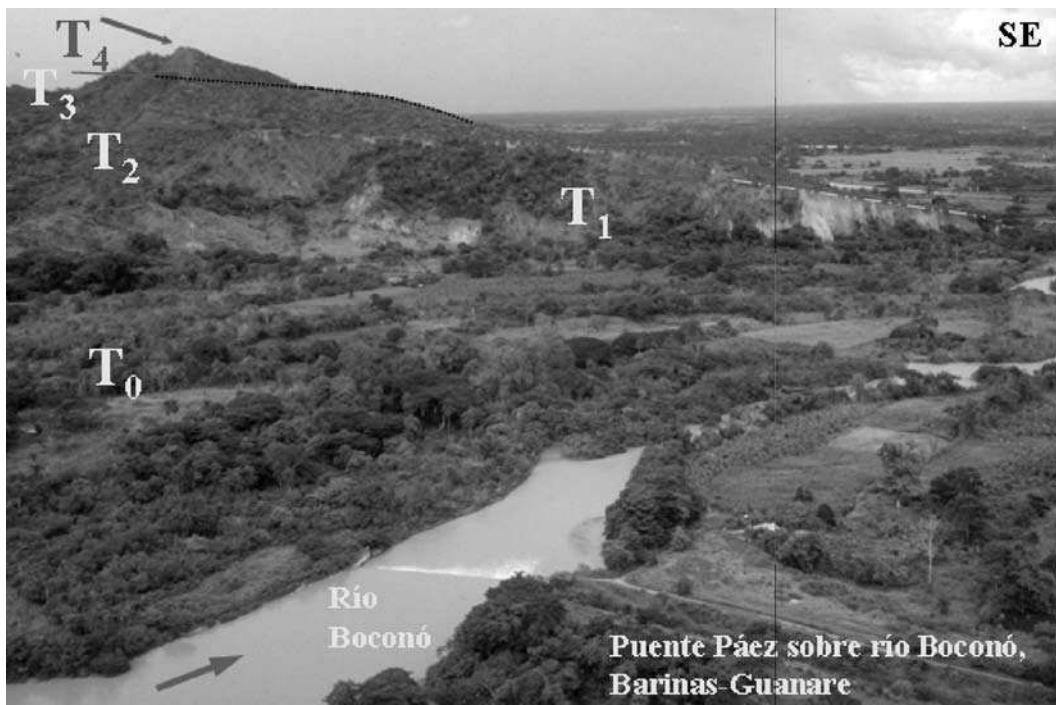


FIG. 5.5.4.8. Vista oblicua de la Flexura frontal surandina en la localidad de Puente Páez, en el río Boconó (límite entre los estados Barinas y Portuguesa). Nótese que el escarpe muestra cuatro terrazas aluviales con mayor flexión y basculamiento con la altura (y por ende con la edad; tomado de Audemard *et al.*, 2007).

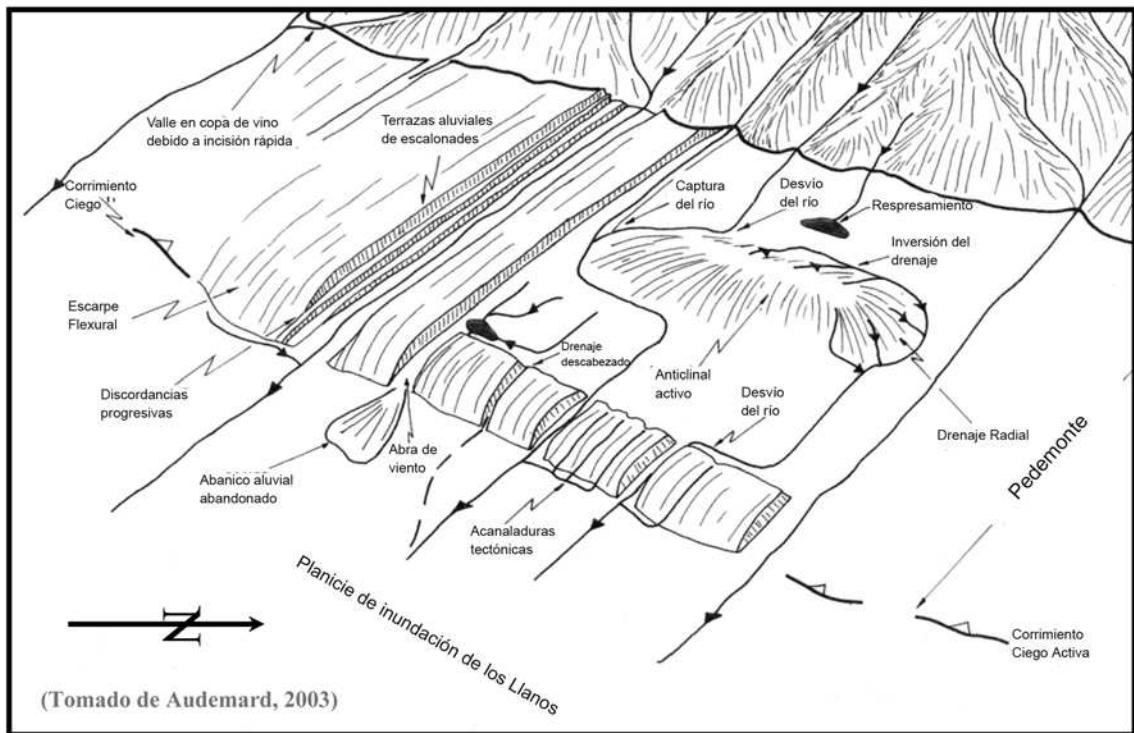


FIG. 5.5.4.9. Vista idealizada del piedemonte llanero de los Andes de Mérida, en la cual se resumen las evidencias geomórficas indicativas de fallamiento inverso ciego activo (extraido de Audemard, 2003).

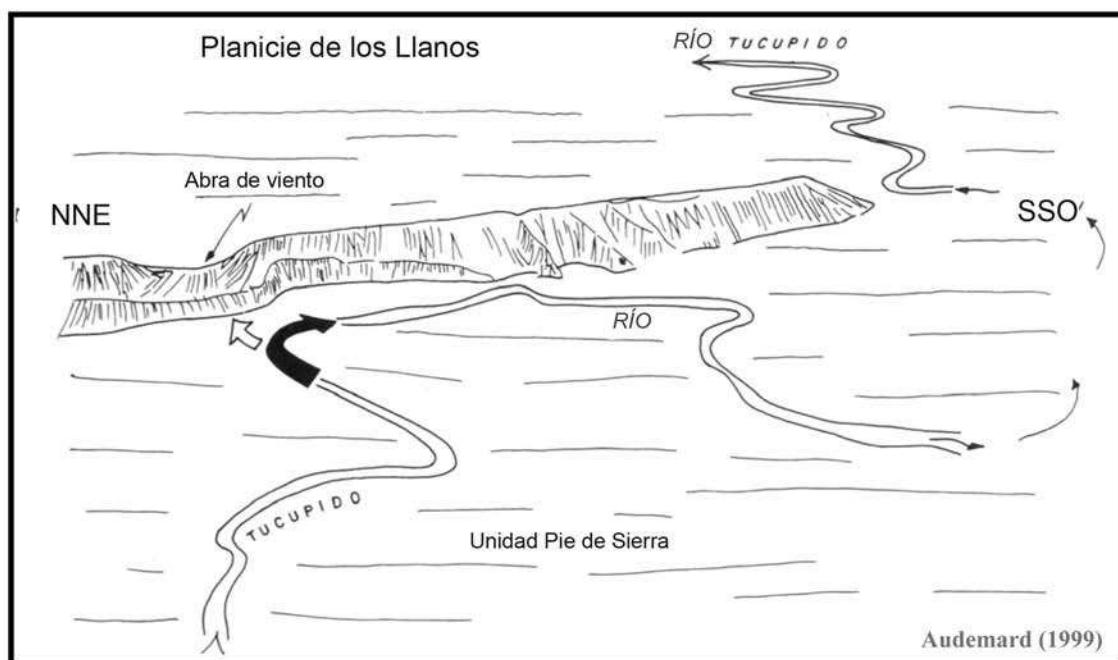


FIG. 5.5.4.10. Vista oblicua de la desviación del río Tucupido por detrás de la Flexura frontal surandina (foto y esquema explicativo).
Nótese el abra de viento dejada por el río al no poder seguir venciendo el crecimiento vertical del escarpe.



FIG. 5.5.4.11. Dos ejemplos de abra de viento. La foto superior muestra la vista descendente (hacia los Llanos) de uno de los drenajes decapitados por la surrección introducida por la Flexura frontal surandina, entre Barinas y Puente Páez, estado Barinas. La segunda foto evidencia la reutilización de un abra de viento por la vialidad urbana, en el sector norte de la ciudad de Guanare, estado Portuguesa.



FIG. 5.5.4.12. Vista oblicua que muestra la desproporción entre el abra y el río que actualmente lo surca (adosado hacia la izquierda o NE).

OTRA INFORMACIÓN DE INTERÉS

Tal como se ha indicado previamente, la Flexura Frontal Surandina cuenta con información de subsuelo obtenida por sísmica de reflexión petrolera, que permite hacer la correlación de las geoformas en superficie con las estructuras en profundidad (Duerto, 1998).

Agradecimientos

Con estas líneas, deseo agradecer todo el apoyo logístico ofrecido por FUNVISIS, y a INTEVEP S.A. por el financiamiento suministrado (Proyecto INTEVEP 95-061), que permitieron la obtención de esta experiencia en contextos tectónicos compresivos ciegos. Los agradecimientos son extensivos a mis colegas del Departamento de Ciencias de la Tierra de FUNVISIS, A. Arzola por las horas de campo, C. Beltrán por las horas de helicóptero, y J. A. Rodríguez por la coordinación del proyecto compartida.

REFERENCIAS

- Audemard, F. A. 1999. Morpho-structural expression of active thrust fault systems in humid tropical foothills of Colombia and Venezuela. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 118: 1–18.
- Audemard, F. A. 2003. Geomorphic and geologic evidence of ongoing uplift and deformation in the Mérida Andes, Venezuela. *Quaternary International*, 101–102: 43–65.
- Audemard, F. A.; Carrillo, E.; Beck, C. 2007. Fieldtrip Guidebook for International Workshop on “Blind dip-slip faulting and strain partitioning in an active orogen: The Mérida Andes case, Venezuela”, Santo Domingo, estado Mérida, Venezuela, March 05-09, 2007. 77 p.
- Audemard, F. E. 1991. Tectonics of Western Venezuela. Ph.D. Thesis, Rice University: 245 p., anexos. Texas.
- Audemard, F.E.; Audemard, F.A. 2002. Structure of the Merida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics*, 345 (1–4): 299–327.

- Bellizzia, A.; Pimentel, N.; Bajo, R. (compiladores) 1976. Mapa geológico-estructural de Venezuela, escala 1:500.000. Ministerio de Minas e Hidrocarburos. Foninves, Caracas.
- Duerto, L. 1998. Principales zonas triangulares del occidente de Venezuela. M.Sc. Thesis, Universidad central de Venezuela: 179 p.
- Duerto, L.; Audemard, F. E.; Lugo, J.; Ostos, M. 1998. Síntesis de las principales zonas triangulares en los frentes de montaña del occidente venezolano. *In Congreso Venezolano de Geofísica*, No. 9, (CD Rom; paper # 25).
- Funvisis. 1997. Estudio neotectónico y geología de fallas activas en el piedemonte surandino de los Andes venezolanos (Proyecto INTEVEP 95-061). Funvisis' unpublished report for INTEVEP, SA,155 p., anexos. Caracas
- Garrity, C.; Hackley, P.; Urbani, F. 2004. Digital shaded-relief map of Venezuela (<http://pubs.usgs.gov/of/2004/1322>).

