

LA GEOFÍSICA Y SU APORTE EN LA REDUCCIÓN DE RIESGOS DE DESASTRES NATURALES



SIMPOSIO INTERNACIONAL

Terremotos, volcanes, tsunamis,
deslizamientos, sismicidad inducida
y efectos asociados

Hernando Tavera
EDITOR



LA GEOFÍSICA Y SU APOORTE EN LA REDUCCIÓN DE RIESGOS DE DESASTRES NATURALES

**Terremotos, Volcanes, Tsunamis, Deslizamientos,
Sismicidad inducida y Efectos asociados**

**Hernando Tavera
Editor**

12, 13 y 14 de Agosto de 2008

Arequipa - Perú

COMISION EUROPEA



Ayuda Humanitaria

La elaboración de esta publicación ha sido posible gracias a la financiación del Departamento de Ayuda Humanitaria de la Comisión Europea. Su contenido no necesariamente refleja la opinión del Departamento de Ayuda Humanitaria de la Comisión Europea.

"Fomentar la participación de jóvenes e instituciones locales en actividades de preparación ante desastres en dos distritos de Lima Metropolitana, Perú" ejecutado por Defensa Civil Local en el marco del quinto Plan de Acción DIPECHO para la Comunidad Andina y co-financiado por el Departamento de Ayuda Humanitaria de la Comisión Europea (ECHO) y Cooperazione Internazionale (COOPI)

"Fortaleciendo las capacidades comunitarias para reducir los riesgos en poblaciones vulnerables de la Provincia de Loja", ejecutado por Catholic Relief Services (CRS – Ecuador) en el marco del quinto Plan de Acción DIPECHO para la Comunidad Andina y co-financiado por el Departamento de Ayuda Humanitaria de la Comisión Europea (ECHO) y Caritas de Alemania – CRS.

"Fortalecimiento de capacidades de respuesta de las comunidades vulnerables en áreas de alto riesgo en la Región del Mocotíes, Estado – Mérida, Venezuela" ejecutado por Catholic Relief Services (CRS – Ecuador) en el marco del quinto Plan de Acción DIPECHO para la Comunidad Andina y co-financiado por el Departamento de Ayuda Humanitaria de la Comisión Europea (ECHO) y Save The Children – CRS

"Preparación de los actores institucionales y comunitarios de los departamentos de Cauca y Huila frente a la amenaza del volcán Nevado del Huila ". ejecutado por Cruz Roja Colombiana en el marco del quinto Plan de Acción DIPECHO para la Comunidad Andina y co-financiado por el Departamento de Ayuda Humanitaria de la Comisión Europea (ECHO) y Cruz Roja Francesa.

- © Cooperazione Internazionale (COOPI)
- © Instituto Geofísico del Perú (IGP)
- © Institut de Recherche pour le Développement (IRD)

Hecho el depósito legal en la Biblioteca Nacional del Perú

Diagramación e Impresión: Ediciones Nova Print SAC
Ignacio Merino 1546, Lince
Primera edición: noviembre 2008, Lima, Perú
Tiraje: 1000 ejemplares

Está rigurosamente prohibida la reproducción total o parcial de este libro, la recopilación en sistema informático, la transmisión en cualquier forma o por cualquier medio, por registro o por otros métodos sin el permiso previo y por escrito de los propietarios del copyright.

COMITÉ ORGANIZADOR

Dr. Hernando Tavera
Lic. Morena Zucchelli
MsC. Isabel Bernal
Dr. Gerard Herail

Integrantes del Comité

Consuelo Agüero
Luz Arredondo
Carmen Salcedo
Estela Torres
Bilha Herrera

Juan Carlos Villegas
Carmen Talavera
Sheila Yauri
Liliana Torres
Patricia Guardia

PRÓLOGO

El Simposio Internacional "La Geofísica y su aporte en la Reducción de Riesgos de Desastres Naturales" (Arequipa, 12, 13 y 14 de Agosto de 2008) fue organizado por el Instituto Geofísico del Perú con el apoyo financiero de la Comunidad Europea a través de DIPECHO (Venezuela, Colombia, Ecuador), Cooperazione Internazionale, Caritas, Cruz Roja Francesa, Save the Children y el Institut de Recherche pour le Developpement. Asimismo, el evento contó con el auspicio de Regione Toscana, Regione Lombardia, Universidad Nacional de San Agustín, Centro Regional de Sismología para América del Sur, Instituto Nacional de Defensa Civil, Gobierno Regional de Arequipa y Colegio San Juan Bautista de la Salle.

El objetivo del Simposio fue congregar en un evento único a representantes de los diversos Institutos Geofísicos Latinoamericanos de los países de Venezuela, Ecuador, Colombia, Perú, Chile, Argentina, Bolivia y Brasil con vivencia y experiencia en peligros naturales como terremotos, volcanes, tsunamis, deslizamientos, sismicidad inducida y procedimientos de prevención y mitigación de los daños causados por estos peligros naturales. En tal sentido, se contó con la participación de 29 especialistas con prestigio internacional en estos temas, cuyas presentaciones y convivencia permitieron enriquecer mucho más el conocimiento ya adquirido sobre los principales peligros naturales discutidos en cada sesión. La presencia de científicos cooperantes de Francia, Italia y EEUU fue bastante enriquecedora permitiendo compartir experiencias y metodologías de investigación con los colegas latinoamericanos.

Otro de los objetivos fue poner a disposición de la población de la región sur del Perú, todo el conocimiento y experiencia adquirida por los institutos de Geofísica de Latinoamérica y ONG para hacer frente a los peligros naturales. Mayor importancia fue dada a la presencia de estudiantes universitarios y profesores como una manera de contribuir al conocimiento de la Geofísica y de las tareas de prevención ante los posibles desastres que puedan producir estos peligros naturales. Se contó con la participación de 180 personas entre profesionales, estudiantes y público que no escatimaron esfuerzo en someter a los expositores a dar respuestas a todas sus preguntas, además de discusiones fructíferas fuera de las diversas sesiones de trabajo.

En general, el Simposio consideró tres Sesiones específicas: Sismología, Vulcanología y Prevención, y los temas discutidos durante el mismo, son parte de la presente memoria. Los trabajos aquí presentados tienen la forma de resúmenes y/o de publicaciones que los expositores realizaron en revistas científicas sobre los temas por ellos presentados, estos últimos reproducidos con la expresa autorización de los autores respectivos.

Antes de proceder a presentar los diversos trabajos, debemos agradecer al Dr. Roger Guerra García por aceptar, en nombre del Instituto Geofísico del Perú, inaugurar este simposio y al Dr. Leonidas Ocola por clausurar el mismo.

RELACIÓN DE EXPOSITORES

1. MsC. Maximiliano Astroza
Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile – Chile
2. Dr. Laurence Audin
Institute de Recherche pour le Developpement, IRD – Perú
3. Ing. Edgardo Bartomioli
Catholic Relief Services – Ecuador
4. Dr. Sergio Barrientos
Departamento de Geofísica, Universidad de Chile – Chile
5. Dr. Jesus Berrocal
Instituto Astronómico y Geofísico de la Universidad Sao Paulo – Brasil
6. MsC. Isabel Bernal
Dirección de Sismología, Instituto Geofísico del Perú – Perú
7. Dr. Michael Bevis
Universidad de Ohio – EEUU
8. Dr. Francis Bondoux
Institute de Recherche pour le Developpement, IRD – Perú
9. Dr. Marta Calvache
Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS – Colombia
10. Dr. Robert D'Ercole
Institute de Recherche pour le Developpement, IRD – Perú
11. Ing. Sigifredo Díaz
Escuela Politécnica Nacional del Ecuador – Ecuador
12. Dr. Raynal Dunlop
Corporación CODELCO – Chile
13. Dr. Gerard Herail
Institute de Recherche pour le Developpement, IRD – Perú
14. Dr. Diego Gómez
Observatorio Vulcanológico y Sismológico del Pasto, INGEOMINAS – Colombia

15. MsC. Juan Carlos Gómez
Dirección de Geodesia, Instituto Geofísico del Perú – Perú
16. Ing. Luisa Macedo
Instituto Geológico Minero y Metalúrgico – Perú
17. Dr. Orlando Macedo
Dirección de Vulcanología, Instituto Geofísico del Perú – Perú
18. MsC. Estela Minaya
Observatorio Sismológico de San Calixto – Bolivia
19. Dr. Edmundo Norabuena
Dirección de Geodesia, Instituto Geofísico del Perú – Perú
20. Dr. Leonidas Ocola
Investigador Científico, Instituto Geofísico del Perú – Perú
21. Ing. Manuel Olcese
Facultad de Ingeniería Civil, Pontificia Universidad Católica del Perú – Perú
22. Dr. Hugo Perfettini
Institute de Recherche pour le Developpement, IRD – Perú
23. MsC. Ben Quintero
Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas – Venezuela
24. MsC. Luz Maria Rodriguez
Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas – Venezuela
25. Dr. José Ruzzante
Universidad Tecnológica Nacional, Facultad Regional Buenos Aires – Argentina
26. MsC. Mónica Segovia
Escuela Politécnica Nacional del Ecuador – Ecuador
27. Dr. Hernando Tavera
Dirección de Sismología, Instituto Geofísico del Perú – Perú
28. MsC. Hugo Yopez
Escuela Politécnica Nacional del Ecuador – Ecuador
29. Lic. Morena Zucchelli
Cooperazione Internazionale – Perú

CONTENIDO

SESIÓN: SISMOLOGÍA

1.	Distribución espacial de áreas de ruptura y lagunas sísmicas en el borde Oeste de Perú <i>Hernando Tavera</i>	15
2.	Los diversos mecanismos de ruptura propuestos para el sismo de Pisco <i>Hugo Perfettini</i>	18
3.	Geodesia espacial en el estudio de grandes terremotos en el Perú <i>Edmundo Norabuena</i>	22
4.	Sismicidad histórica y fallas activas en Venezuela <i>Luz M. Rodriguez</i>	26
5.	Sismos inducidos por represas hidroeléctricas en el Brasil: Medidas adoptadas <i>Jesús Berrocal y Alfonso Vasconcelos</i>	32
6.	Intensidades y daños producidos por grandes terremotos en Chile <i>Maximiliano Astroza</i>	35
7.	Sismicidad inducida en la mina El Teniente – Chile <i>Raynal Dunlop</i>	44
8.	Microzonificación sísmica del distrito de Tambo de Mora (Chincha) a partir de registros de vibración ambiental <i>Isabel Bernal</i>	46
9.	Mediciones de GPS durante el ciclo sísmico <i>Francis Bondoux</i>	52
10.	The Nazca-South America Euler vector and its rate of change <i>Michael Bevis</i>	56
11.	Un deslizamiento del Neógeno en Tarapacá (norte de Chile): Una señal de inestabilidad en el Altiplano occidental y efectos paleosísmicos (A neogene giant landslide in Tarapacá, northern Chile: A signal of instability of the westernmost Altiplano and paleoseismicity effects) <i>Gerard Herail</i>	62

12.	Deformación superficial y barrera sísmica frente a la zona de subducción de Nazca: El sistema de fallas de Chololo y tectónica activa a lo largo de costa de la región sur de Perú (Upper plate deformation and seismic barrier in front of Nazca subduction zone: The Chololo fault system and active tectonics along the Coastal Cordillera, southern Peru) <i>Laurence Audin</i>	70
-----	---	----

SESIÓN: VULCANOLOGÍA

1.	El volcán Galeras y su actividad eruptiva entre Junio de 2004 y Julio de 2008. <i>Diego Gomez</i>	81
2.	Experiencias con la reactivación de los volcanes Galeras, Nevado del Huila y Machin <i>Marta Calvache</i>	84
3.	Proyecto Peteroa, primera estación de emisión acústica en un volcán de los Andes <i>José Ruzzante</i>	86
4.	La actividad volcánica en el Ecuador: características y diferencias <i>Mónica Segovia</i>	93
5.	Características del peligro de la actividad sísmica y volcánica en Bolivia <i>Estela Minaya</i>	101

SESIÓN: PREVENCIÓN

1.	Experiencias y perspectivas sociales en la articulación científica con comunidades en Riesgo <i>Edgardo Bartomioli</i>	107
2.	La preparación ante desastres: Un campo pluridisciplinario para la investigación científica. <i>Morena Zuccheli</i>	111
3.	Mitigación de riesgos volcánicos en la ciudad de Arequipa <i>Luisa Macedo</i>	114
4.	Educación en desastres naturales en la población de Venezuela <i>Ben Quintero</i>	118
5.	Percepción del riesgo y vulnerabilidad: Aplicación al riesgo volcánico <i>Robert D'Ercole</i>	121

SESIÓN: TEMAS AFINES

1.	Aspectos geotécnicos del sismo del 15 de Agosto de 2007 en Pisco <i>Manuel Olcese</i>	127
2.	Principales eventos geológicos superficiales y evaluación del peligro geológico en el valle del Río Colca Arequipa-Perú <i>Juan Carlos Gómez</i>	134
3.	Luminiscencia co-sísmica en el Perú <i>Leonidas Ocola</i>	138

PROGRAMA DEL SEMINARIO

DÍA 12 DE AGOSTO

- 09:00 a.m. Inauguración del Simposio
Palabras del Presidente del Comité Organizador
Palabras del Representante de Cooperazione Internazionale

SESIÓN 1 – SISMOLOGÍA

- 09:40 a.m. Dr. Hernando Tavera – IGP (Perú)
Características de la sismicidad en el Perú: Grandes Terremotos.
- 10:20 a.m. Dr. Hugo Perfettini – IRD (Francia)
Modelo postsísmico del sismo de Pisco e influencia de la Dorsal de Nazca sobre el proceso de ruptura.
- 11:00 a.m. COFFEE BREAK
- 11:10 a.m. Dr. Edmundo Norabuena – IGP (Perú)
Geodesia Satelital y el estudio de los grandes terremotos en el Perú.
- 11:50 a.m. MsC. Luz María Rodríguez – FUNVISIS (Venezuela)
La sismicidad y las fallas activas en Venezuela
- 12:30 p.m. Dr. Jesús Berrocal – USP (Brasil)
Actividad sísmica ocurrida en el Brasil entre 1720 y 2005 y los sismos importantes ocurridos hasta el presente.
- 13:20 p.m. ALMUERZO
- 15:00 p.m. MsC. Maximiliano Astroza – UC (Chile)
Intensidades y daños producidos por grandes terremotos en Chile.
- 15:40 p.m. Sigifredo Díaz – Escuela Politécnica Nacional (Ecuador)
Lecciones aprendidas del terremoto de Bahía.
- 16:20 p.m. Dr. Raynal Dunlop – CODELCO (Chile)
Sismicidad Inducida en la Mina El Teniente.
- 17:00 p.m. COFFEE BREAK
- 17:10 p.m. Dr. Jesús Berrocal – USP (Brasil)
Sismos inducidos por represas hidroeléctricas en el Brasil: medidas adoptadas.
- 17:50 p.m. MsC. Isabel Bernal – IGP (Perú)
Microzonificación Sísmica del Distrito de Tambo de Mora-Chincha a partir de registros de Vibración Ambiental.
- 18:10 p.m. Dr. Francis Bondoux – IRD (Francia)
Mediciones de GPS del ciclo sísmico.
- 18:30 p.m. Dr. Gerard Herail – IRD (Francia)
Los deslizamientos gigantes neógenos en el norte de Chile: una señal de inestabilidad del flanco occidental del Altiplano Cordillera Occidental y el efecto de paleosismos.
- 19:00 p.m. Dr. Laurence Audin – IRD (Francia)
Sismotectónica en el Sur del Perú: De la subducción a la deformación cortical de Pisco hasta el volcán Ticsani.
- MESA REDONDA

SESIÓN SISMOLOGÍA

DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE ÁREAS DE RUPTURA Y LAGUNAS SÍSMICAS EN EL BORDE OESTE DEL PERÚ(*)

Hernando Tavera & Isabel Bernal

Dirección de Sismología – Instituto Geofísico del Perú

RESUMEN

La información contenida en el Catálogo Sísmico de Perú ha sido utilizada para analizar y evaluar la distribución espacial de las áreas de ruptura producidas por sismos de gran magnitud ocurridos en el borde Oeste de Perú. La distribución temporal de las áreas de ruptura han permitido visualizar, desde al año 1500, la presencia de diversas lagunas sísmicas de diferentes dimensiones que han dado origen a sismos de gran magnitud en el pasado. Las características espacio-tiempo de las áreas de ruptura y lagunas sísmicas proporcionan herramientas importantes para identificar posibles áreas propensas a ser afectadas por un sismo. En la actualidad, en el borde oeste de Perú se ha identificado la presencia de hasta 3 lagunas sísmicas que en el futuro darían origen a igual número de sismos. Estas lagunas se ubican entre las áreas de ruptura de los sismos de 1974 y 1942/1996 (150 km de longitud); 2001 y 1996 (90 km de longitud); y al Sur del área de ruptura del sismo de 2001 (150 km de longitud). Esta última puede involucrar a la gran laguna sísmica presente en la región Norte de Chile (500 km de longitud).

ABSTRACT

The information contained in Seismic Catalogue of Peru has been utilized to analyze and evaluate the spatial distribution of associated areas of rupture to great earthquakes occurred in the Western border of Peru. The temporary distribution of the rupture areas have permitted to visualize, the presence of diverse seismic gaps of different dimensions which have caused earthquakes of great magnitude in the past from 1500. The space-time characteristic of rupture areas and seismic gaps provide important tools to identify possible areas which be affected by an earthquake.

Currently, in the western border of Peru has themselves identifying the presence of 3 seismic gaps which would cause equal number of earthquakes in the future. These gaps are located among the areas of rupture of 1974 and 1942/1996 earthquakes (150 km of length), 2001 and 1996 (90 km of length), and in South direction from the area of rupture of earthquake occurred in 2001 (150 km of length). The last one could be involve a great gap seismic present in the North region of Chile (500 km of length).

(*) Trabajo publicado en: Volumen Jubilar N°6, Alberto Giesecke Matto, Sociedad Geológica del Perú (2005), p.89-102.

INTRODUCCIÓN

Dentro de la Tectónica de Placas, el borde Oeste de Sudamérica se constituye como una de las más importantes fuentes sismogénicas en el mundo debido a la alta velocidad con la cual convergen las placas de Nazca (oceánica) y Sudamérica (continental). Esta velocidad es del orden de 8 cm/año (DeMets et al, 1990; Norabuena et al, 1999). La continua fricción entre dichas placas da origen con mayor frecuencia a los más violentos sismos conocidos en la historia sísmica de Perú y Sudamérica. Por ejemplo, el sismo ocurrido en Mayo de 1960 frente a la ciudad de Concepción, en la región Sur de Chile, con una magnitud de 9.5Mw y que afectó una longitud máxima de 1000 km. Una consecuencia de este sismo es que dio origen a uno de los tsunamis transoceánicos más dañinos conocidos por la humanidad; además, permitió, por primera vez, que muchos investigadores observaran las oscilaciones propias de la Tierra, sin considerar que su eje de rotación varió ligeramente. En el Perú, es importante el sismo ocurrido en la región Sur en Agosto de 1868 con una magnitud de 9.0Mw y que produjo daños considerables a lo largo de 500 km aproximadamente. Este sismo, también generó un tsunami con olas del orden de 16 metros. Para ambos sismos se estima un periodo de retorno del orden de 100 años.

La ocurrencia de sismos en los bordes de las placas es debido a que el proceso de fricción entre ambas es continuo en el tiempo geológico. Cuando las fuerzas que movilizan a las placas son mayores al total de las fuerzas que se oponen, entonces el deslizamiento de una de las placas se realizará de manera violenta produciendo un sismo y cuyo tamaño dependerá de la longitud de dicho deslizamiento y de las dimensiones del área afectada. El proceso de fricción entre las placas de Nazca y Sudamericana se realiza a lo largo de toda su superficie de contacto; es decir, sobre una longitud de 5,000 km aproximadamente, pero los deslizamientos que dan origen a los sismos solamente involucran segmentos de longitud menor permitiendo considerar áreas pequeñas de ruptura. En el caso de estas zonas de convergencia, conocidas como "zonas de subducción", las superficies de fricción no son visibles debido a que se encuentran por debajo del nivel medio del mar; sin embargo, sus dimensiones pueden ser estimadas a partir de la distribución de sus réplicas y en caso de sismos históricos, a partir

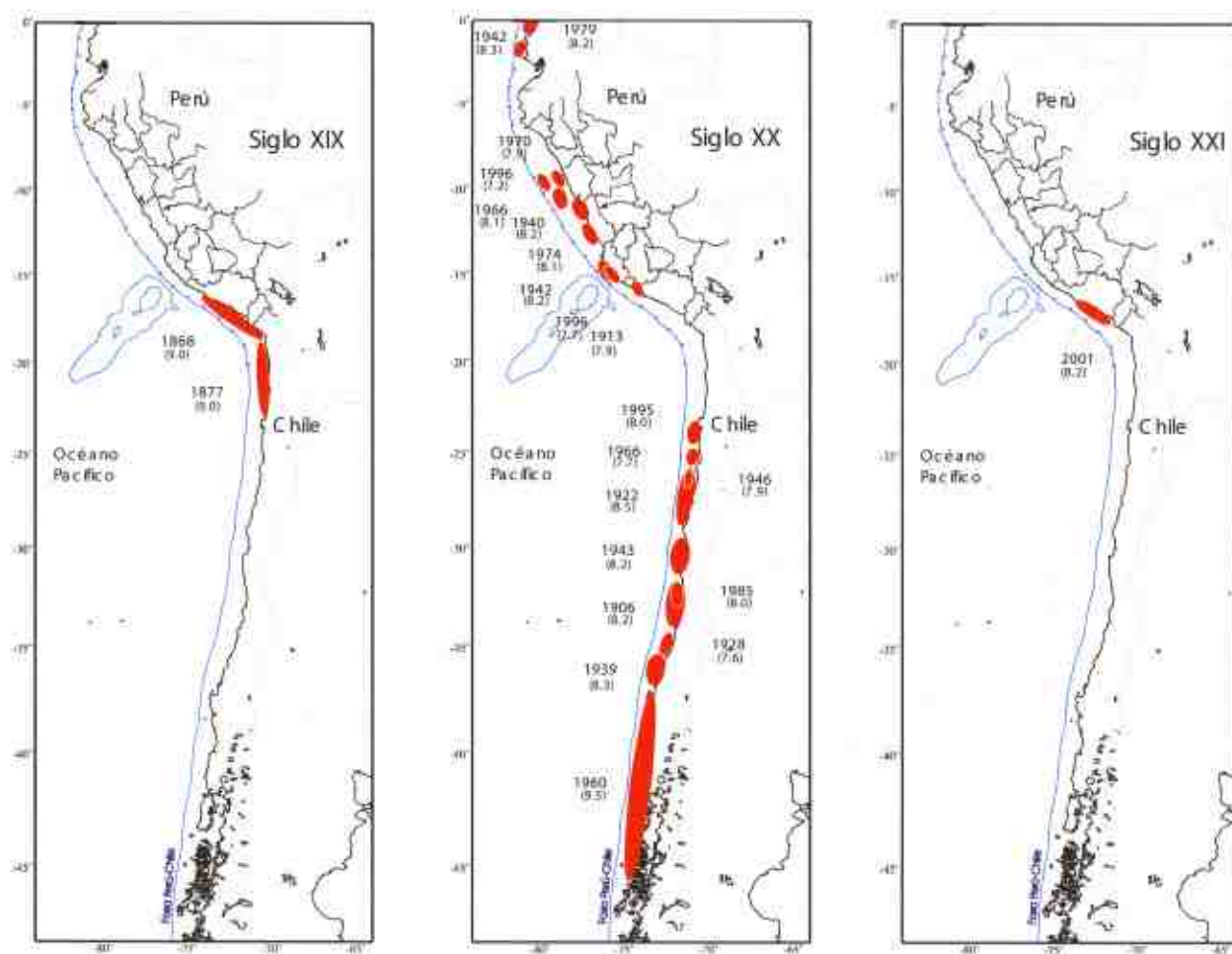
Debe entenderse que debido a la heterogeneidad de la superficie de ambas placas (Nazca y Sudamericana), la distribución espacial de las áreas involucradas en la ruptura no es aleatoria como para producir el avance lineal de las dos placas. Por el contrario, los sismos ocurren de manera indistinta sobre la superficie de fricción, de ahí su peligrosidad al no saber en que parte de toda la superficie se producirá el siguiente sismo. Sin embargo, la distribución espacial de los grandes sismos o de sus áreas de ruptura permite prevenir la presencia de otras áreas con diferentes geometrías que podrían estar comprometidas en producir, en el futuro, un sismo de gran magnitud. Esta particularidad, ha llevado a investigadores como Kelleher (1972), Kelleher et al (1973), Kelleher y McCann (1976), McCann et al (1979), Nishenko (1985), Nishenko, (1991) a proponer y sustentar una teoría observacional a largo plazo para la predicción de sismos, la misma que se basa en evaluar la presencia temporal de las llamadas "lagunas sísmicas". Una laguna sísmica puede ser definida como aquella área en la cual no se ha producido, durante un periodo determinado de tiempo, un sismo de magnitud elevada y que en la actualidad se encuentra rodeada por otras áreas que sí produjeron sismos. Las dimensiones de las lagunas sísmicas permiten aproximar el tamaño del sismo que se produciría en el futuro, así como las dimensiones del área a ser afectada. La hipótesis de las lagunas sísmicas en su definición moderna fue introducido por Fedotov (1965) y aplicado en la región conocida como Cinturón de Fuego del Pacífico por Sykes (1971), Kelleher et al., (1973), McCann et al., (1979), y Nishenko y Sykes (1993). En general, la hipótesis de la laguna sísmica implica que el peligro de ocurrir un sismo, inmediatamente después de haberse producido otro grande, es mínimo y aumenta con el pasar del tiempo pudiendo producirse en un nuevo segmento de la falla o límite de placas (WGCEP, 1988).

La hipótesis de las lagunas sísmicas ha tomado mayor relevancia y nuevos grupos de investigación vienen evaluando los trabajos realizados por Nishenko (1989a, 1989b, 1991) utilizando diversos catálogos como base de datos (Catálogo Preliminar de Epicentros del USGS, PDE y el CMT de la Universidad de Harvard) y diferentes escalas de magnitud, además de pruebas estadísticas que consideran el número total de zonas afectadas por un sismo característico y la probabilidad de que alguna de las zonas que podría ser afectada por un sismo, coincida con la probabili-

dad especificada por Nishenko (1989a, 1989b, 1991). En conjunto, las nuevas bases de datos y las pruebas estadísticas realizadas, sustentan una nueva hipótesis definida por Kagan y Jackson (1991, 1994, 1995) como "New Seismic Gap Hipótesis" y que permite re-evaluar la existencia de lagunas sísmicas en todo el Cinturón de Fuego del Pacífico.

En este estudio, se realiza un análisis detallado de la distribución espacial de las áreas de ruptura y la

gunas sísmicas presentes en el borde Oeste de Perú a fin de identificar otras con mayor probabilidad de dar origen a un nuevo sismo en el futuro. Para tal fin, se estudia y discute las características de las áreas de ruptura de los sismos ocurridos en el borde Oeste de Perú desde el año 1500 a la fecha y cuya información se encuentra en los catálogos sísmicos del Instituto Geofísico del Perú (Tavera y Agüero, 2001; Agüero y Tavera, 2004).



Distribución de las áreas de ruptura de grandes sismos ocurridos en el borde oeste de Sudamérica durante los siglos XIX, XX y XXI.

LOS DIVERSOS MECANISMOS DE RUPTURA PROPUESTOS PARA EL SISMO DE PISCO: REVISION Y ANALISIS(*)

Hugo Perfettini

Institute de Recherche pour le Développement- IRD/Perú

INTRODUCCIÓN

Para comprender los procesos que se desarrollan durante una ruptura sísmica, es necesario conocer la historia del desplazamiento que se produce sobre el plano de falla durante el terremoto a partir de la aplicación de modelos cinemáticos. Para el terremoto del 15 de agosto del 2007 (7.0ML), se han propuesto 3 modelos cinemáticos preliminares obtenidos por diferentes investigadores, los cuales fueron calculados usando datos telesísmicos, i.e., (registros obtenidos a grandes distancias del epicentro) y cuyos resultados serán mejorados con datos provenientes del campo cercano, imágenes satelitales y datos geodésicos (InSAR, GPS) que deben incorporarse a la inversión. Cabe indicar que cuanto mas información se utilice, los resultados serán más adecuados.

Un buen modelo tiene que cumplir con los datos existentes:

- Ajustar correctamente los datos telesísmicos que fueron usados.
- Ser consistente con la distribución espacial de las réplicas. Considerando que una zona en donde se ha producido fuertes desplazamientos con la liberación de gran cantidad de energía debido a muchos esfuerzos, no se espera una alta actividad post-sísmica. Al contrario, una zona que no rompió durante el sismo será potencialmente, una zona de fuerte actividad post-sísmica porque su proximidad

a la ruptura permite que mucha energía elástica sea transferida a áreas próximas a la misma.

- Respetar las observaciones del campo (tsunami, variaciones permanentes de la morfología de la costa y otros).
- Ser consistente con los datos de INTERFEROMETRÍA del ERSDAC obtenido por inversión de datos de radar (satélite ALOS), (<http://www.ersdac.or.jp/eng/index.E.html>)

MODELOS EXISTENTES

Para el sismo de Pisco (15 de Agosto del 2007) se propusieron los siguientes modelos cinemáticos:

Modelo de Caltech (Ozgun Konca):

(http://www.tectonics.caltech.edu/slip_history/2007_peru/peru.html)

Modelo (1) obtenido por Ozgun Konca de Caltech (USA). Este modelo se muestra en las Figuras 1-4 y considera 18 registros de ondas P y 19 de SH obtenidos a distancias. En este modelo, el epicentro es ubicado a 76.509° O, 13.354° S, con foco a una profundidad de 39 km (USGS: <http://earthquake.usgs.gov/eq-center/eqinthenews/2007/us2007gbcv/#details>). El plano de ruptura propuesto tiene un azimut de 324°, un buzamiento de 27° y ángulo de desplazamiento variable. La magnitud es de Mw=8.0 y la velocidad de ruptura del orden de 1.5 km/s.

(*) Trabajo publicado en: *Terremoto de Pisco (Perú) del 15 de Agosto de 2007, Instituto Geofísico del Perú, (2008), p. 57 - 70.*

Modelo de Geosciences -Azur (Martín Vallée):

(<http://www-geoazur.unice.fr/SEISME/PERU150807/note1.html>)

Modelo (2) obtenido por Martín Vallée de Geosciences Azur (Francia). Este modelo se muestra en las Figuras 5-7, y considera 15 registros de ondas P obtenidos a distancias telesísmicas. El plano de ruptura propuesto tiene un azimut de 318° , un buzamiento de 20° y ángulo de deslizamiento variable. El momento sísmico es de $8.1E+20$ N.m y corresponde a $M_w=7.9$. La velocidad de ruptura es 1.3 km/s y su duración de 98.5 s. Las dos rupturas o zonas de desplazamiento máximo (o asperezas sísmicas) están separadas por 60 s.

Modelo de Tsukuba Universidad (Dr. Yagi):

(http://www.geo.tsukuba.ac.jp/press_HP/yagi/EQ/20070816/)

Modelo (3) obtenido por el Dr. Yagi de la Universidad de Tsukuba (Japón). Este modelo se muestra en las Figuras 8-10, y considera 15 registros de onda P obtenidos a distancias telesísmicas. El plano de ruptura propuesto tiene un azimut de 320° , un buzamiento de 18° y ángulo de deslizamiento variable. El momento sísmico es de $2.0E+21$ N.m y corresponde a $M_w=8.1$. La velocidad de ruptura máxima es de 1.75 km/s, con una duración de casi 180 s. Las dos rupturas o zonas de desplazamiento máximo (o asperezas sísmicas) están separadas 60 s.

CARACTERÍSTICAS COMUNES

Los elementos comunes entre estos 3 modelos de inversión son:

- Existencia de 2 asperezas (o zonas de desplazamiento fuerte). Una está ubicada cerca del epicentro del sismo y frente a la ciudad de Chíncha. La segunda más al sur de la península de Paracas y cerca de la fosa. En los modelos 1 y 3, la segunda aspereza es más fuerte que la primera. Caso contrario de lo observado para el modelo 2. Para los 3 modelos, la primera aspereza es más profunda que la segunda que es más superficial y cercana a la fosa.
- El tiempo de la ruptura entre las dos asperezas es de 60 segundos. Se considera una distancia promedio de 100 km entre ellas, con una velocidad de propagación de energía del orden de 1.7 km/s.; es decir, relativamente baja (los valores característicos son del orden $2-3$ km/s).

- Existencia de un desplazamiento significativo bajo el continente cerca de la costa, lo cual es raro para un terremoto con origen en el proceso de subducción.

COMPARACIONES CON OBSERVACIONES DE CAMPO

- De los 3 modelos propuestos, el Modelo 3 es el que mejor se ajusta a los datos telesísmicos (sintéticos vs. Datos), seguido por el Modelo 2 y finalmente por el Modelo 1 (Figuras 3, 5, 7, y 9).
- El modelo 1, predice 1.5 m de levantamiento de la costa al nivel de la península de Paracas (Figura 4). Las observaciones de campo sugieren un máximo de 40 cm. El Modelo 3 es lo más consistente con esta observación. El Modelo 2 es intermedio.
- Los datos de tsunami sugieren una altura mayor de la ola al sur de la península de Paracas con respecto al norte. El tiempo de llegada de la ola es entre $10-15$ minutos al sur de la península y de $20-25$ minutos al norte. Eso sugiere que el tsunami se inició a una distancia significativa de la costa. El Modelo 1, no ajusta con ninguna de estas observaciones. Para el Modelo 2, la segunda ruptura se produce debajo del continente y no puede originar un tsunami. La primera ruptura se origina a distancias considerables de la costa y puede justificar el tiempo de llegada de la ola. Pero el modelo no justifica la amplitud de la ola al sur de la península respecto a su extremo norte. Para el Modelo 3, la segunda aspereza presenta menos desplazamiento pero considera una área de ruptura mas grande y puede dar origen a una ola del orden de 1.5 m, consistente con las observaciones de run-up al sur de la península de Paracas. En el modelo 2, la altura máxima de la ola sería de $2-3$ m y en el modelo 1, hasta 4 m. Estos valores parecen exagerados comparados con las observaciones de campo.
- El Modelo 1, no es consistente con la distribución espacial de las réplicas (Figura 11). La segunda aspereza está ubicada al centro de uno de los clusters de sismicidad mas activo, y la primera, muy lejos de la actividad post-sísmica. En el Modelo 2 (Figura 12), no hay suficiente desplazamiento cerca de la fosa para explicar la alta densidad de réplicas en esa zona. En la Figura 15, se presenta

un modelo conceptual para la ruptura, consistente con la distribución de las réplicas. Y bastante similar al Modelo 3 (Figura 13).

- El interferograma ALOS sugiere la presencia de una zona de desplazamiento máximo al oeste de la península de Paracas (ver Figura 14, la dirección de convergencia de las franjas), y el único modelo consistente con esta característica es el Modelo 3.

CONCLUSIONES

Existen 3 modelos preliminares de ruptura obtenidos a partir de datos telesísmicos. De los 3 modelos, el propuesto por el Dr. Yagi (Modelo 3) es mas consistente con los observaciones de campo a diferencia del obtenido por el Modelo 1. El Modelo 2 se encuentra entre ambos modelos. Pero el factor "tiempo" justifica las debilidades de estos modelos debido a que fueron publicados 5 días después el sismo. La geometría de la falla es un factor determinante en el proceso de inversión y ella es variable entre los modelos.

En el Modelo 1, la geometría de la falla definida por la solución preliminar del catalogo CMT (Universidad Harvard), no considera la geometría compleja de la subducción. El buzamiento es de 28° , siendo 10° mayor que lo obtenido con los otros modelos y además existe contradicción con la distribución de la microsismicidad en la zona descrito por Tavera, et al. 2007.

Entre los Modelos 2 y 3, el azimut de la falla es casi idéntico aunque este parámetro no es tan importante como el buzamiento, el cual presenta una variación de 2° , pudiendo ser responsable de las diferencias en la solución de los modelos, es probable también, que haya influencia del método de inversión de los datos utilizados o del modelo de velocidad usado, etc.

La velocidad de ruptura en los 3 modelos es anormalmente baja. Dos escenarios pueden justificar este punto.

- a) El terremoto de Pisco consiste en la ruptura de 2 sub-eventos. El primer evento cerca de Chincha y el segundo, de mayor magnitud, al oeste de la península de Paracas separados por 60 segundos. Considerando una velocidad típica para la propagación de la ruptura de 3 km/s, y una distancia entre asperezas de 100 km, el tiempo sería del orden de 33 s. Este escenario implica que llegan las ondas de la primera ruptura en el sitio de la próxima, se espera 30 s (para mantener 60 s entre la ruptura de

las 2 asperezas), y se inicia el segundo evento. Sin embargo, el frente de ruptura descrito en la Figura 1 no es consistente con una des-aceleración en el proceso de ruptura, que parece bastante continuo, así que este escenario es poco probable.

- b) La ruptura atravesó una zona de desplazamiento estable o zona de "creep". Modelos teóricos sugieren que la ruptura puede tener durante un tiempo una alta velocidad (km/s) si el frente de ruptura tiene suficiente amplitud y la zona es delgada (Perfettini y Ampuero, 2007), eventualmente cruzarla y reiniciarla al otro lado de esta zona de "creep". Velocidades del orden de 1 km/s parecen posibles en esta zona y son consistentes con la existencia de los "Tsunami earthquakes" (Okal y Newman, 2001). Si es el caso, es posible que durante su propagación en esta zona de "creep", la ruptura irradia pocas ondas sísmicas y casi no aparecen en los sismómetros. Es probable que el power spectrum de una zona de desplazamiento estable es pobre en altas frecuencias (e.g., 1-100Hz) pero rico en bajas frecuencias. Sin embargo, este desplazamiento puede ser detectado, o al menos su valor final (o estática), pero por el momento no se cuenta con esta información, siendo los datos de Interferometría de radar (InSAR) los únicos medios de identificar este probable escenario. Si las inversiones hechas tomando solo datos sismológicos, y las hechas con el InSAR muestran diferencias sistemáticas, pueden sugerir una contribución significativa para la existencia de una componente asísmica en la ruptura. Un punto importante a favor de este escenario se muestra en la Figura 15, y en donde no hay réplicas entre las dos grandes asperezas, lo que significa que la zona esta libre de acumulación de esfuerzos, en estas condiciones, los 3 modelos obtenidos a partir justamente de datos sismológicos sin considerar al creep, muestran poco desplazamiento co-sísmico en esta zona.

La distribución del desplazamiento post-sísmico va a permitir comprender mejor en proceso de ruptura y ver cual escenario es el más probable. La presencia de desplazamientos bajo el continente es una característica común en los 3 modelos y no parece ser un problema del proceso de inversión. Mas sugiere que en esta área, la zona sismógena es continua hasta el pie de la alta topografía, como es el caso en el lado norte de Pisco y sur de Nasca. El proceso de ruptura del terremoto de 1996 (Figura 15, línea azul) es bastante similar al de Pisco con respecto al modo de

propagación en el continente. Es muy posible que en el proceso de subducción de la dorsal de Nazca se ha levantado parte de la placa continental creando una plataforma entre Pisco a Nazca (Hampel, 2002). Como en esta zona, hay menos distancia entre la costa y la fosa (pero la distancia cordillera-fosa permanece constante), la ruptura estaría mas en el continente. Así la línea de costa no limita la zona sísmógena, sino alta topografía que parece ser un buen indicador de dicho límite. El carácter asísmico (creep) de la dorsal, como es propuesto en la literatura, puede ser también una explicación del proceso complejo de la ruptura. Los dos efectos del creep sobre la ruptura de los grandes sismos son: 1) Segmentar la ruptura, disminuyendo así el tamaño de los sismos. 2) Recargar las asperezas sísmicas mas rápidamente, haciendo que el tiempo de recurrencia entre sismos consecutivos sea mas corto. La variación entre la frecuencia y el tamaño de los grandes sismos ($M_w \sim 8$ y mas) entre el norte de la dorsal (donde ya a subducido la dorsal) y el sur es clara. El tiempo de recurrencia para sismos

grandes en el sur, es mas largo, con una tendencia clara a generar eventos mas grandes ($M_w \sim 8.5$ y mas). Pero en el norte (con respecto a la dorsal de Nazca), es lo contrario: más sismos de menos magnitud.

Muchas de estas consideraciones permanecen como especulativas y dan solo pistas potenciales para investigaciones futuras.

BIBLIOGRAFÍA

H. Perfettini and J.P. Ampuero, "Dynamics of a velocity strengthening fault region: Implications for slow earthquakes and postseismic slip", submitted to JGR, 2007.

E. A. Okal and A.V. Newman, "Tsunami earthquakes: the quest for a regional signal", *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2001.

A. Hampel, "The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin: a re-evaluation", *Earth and Planetary Science Letters*, 2001.

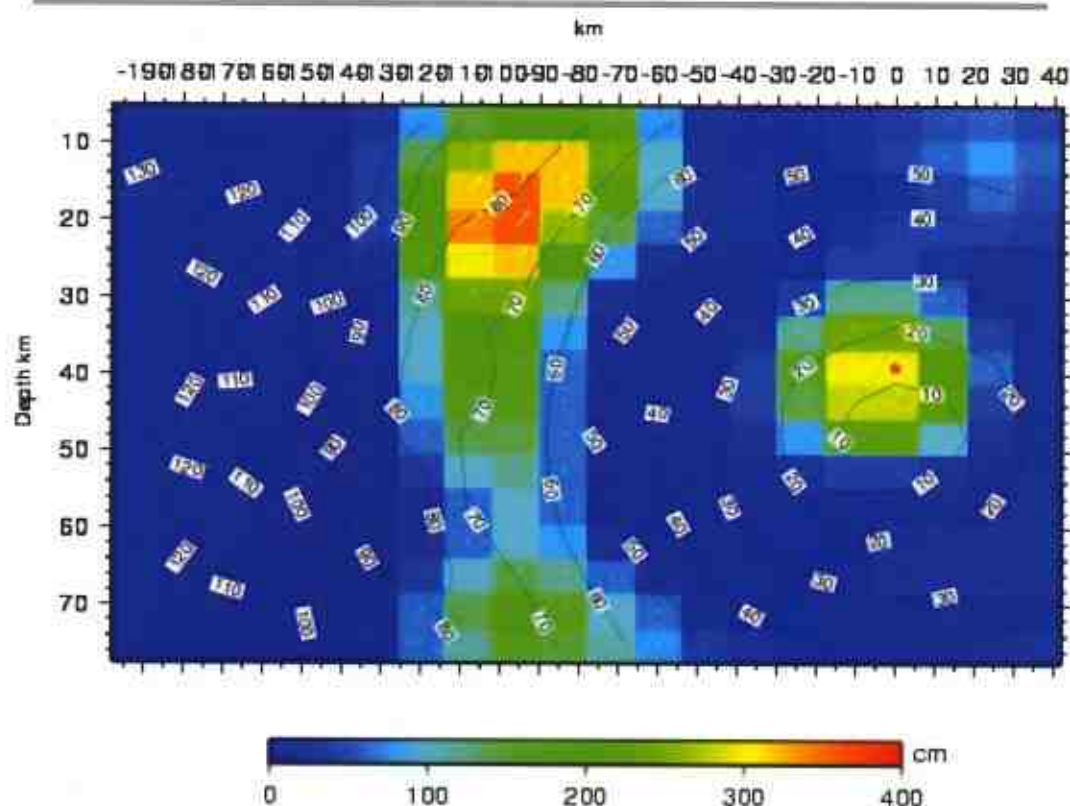


Figura 1. Modelo cinemático de O. Konca (Caltech).

GEODESIA SATELITAL EN EL ESTUDIO DE LOS GRANDES TERREMOTOS EN EL PERÚ

Edmundo Norabuena
Instituto Geofísico del Perú

Los grandes terremotos que ocurren en diversas partes del planeta Tierra siguen un ciclo característico que recorre en el tiempo. El ciclo consta de una fase inter-sísmica que corresponde al periodo de acumulación progresiva de esfuerzos en alguna sección de la zona de contacto de placas tectónicas (ej. zonas subducción) o en el interior de la corteza terrestre (fallas geológicas). Cuando los esfuerzos exceden la resistencia de las zonas de contacto, la energía acumulada se libera súbitamente tratando de recuperar su equilibrio y dando origen al terremoto, fase co-sísmica. Sin embargo, siendo el interior de la Tierra un medio con propiedades elásticas y visco-elásticas, el Terremoto genera desplazamientos asísmicos en la región afectada mientras esta recupera su condición de equilibrio en el tiempo. Esta fase, denominada post-sísmica, puede durar desde unos pocos meses hasta varios años mientras que la fase inter-sísmica tiene periodos que varían entre decenas hasta centenas de años.

El Instituto Geofísico del Perú (IGP) en colaboración con colegas del Carnegie Institution of Washington-DTM y la Universidad de Miami-RSMAS iniciaron, en 1994, un proyecto de colaboración científica para aplicar técnicas de Geodesia Espacial (GPS) al estudio del movimiento de las Placas Nazca y Sudamérica, la deformación en sus zonas de contacto y su relación con la formación de las Andes y los grandes terremotos que ocurren en la costa occidental de Sudamérica.

La técnica de medición consiste en instalar receptores GPS de doble frecuencia en el área de estudio y registrar por espacio de tres o más días los datos recibidos desde los satélites GPS. Las observaciones se realizan en campañas anuales o bianuales sobre la red de monumentos geodésicos instaladas por el IGP a ni-

vel nacional. El procesamiento de los datos se realiza mediante el uso de software especializado que permite calcular con la precisión de milímetro o mejor, las coordenadas geográficas de cada monumento.

Estimando la variación en el tiempo de estas coordenadas se puede calcular la velocidad del desplazamiento horizontal de los monumentos geodésicos (Figura 1). Estas velocidades, mediante el uso de modelos adecuados, son utilizadas para estimar la deformación acumulada en la zona de contacto de placas. Cuantificar esta deformación es esencial pues guarda relación directa con la magnitud del siguiente gran terremoto (magnitudes superiores a 7 u 8 en la escala Mw) a ocurrir en el área de estudio.

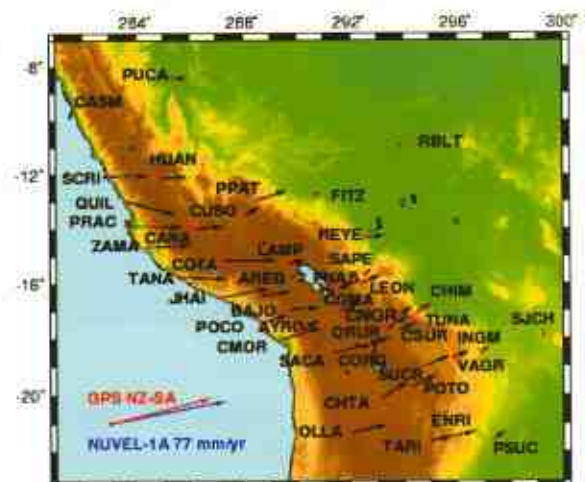


Figura 1. Patrón de desplazamiento horizontal en los Andes Centrales del Perú y Bolivia producidos por la convergencia de las placas Nazca y Sudamérica. Las flechas negras indican la magnitud y dirección del desplazamiento.
(Norabuena et al., 1998)

En el Perú, la actividad sísmica se distribuye espacialmente según la figura 2 y en los últimos cien años han ocurrido terremotos catastróficos entre los cuales destacan el de Mayo de 1970, $M_w=8.0$ con aproxima-

damente 72,000 víctimas y el terremoto de Arequipa, Junio 2001 ($M_w 8.4$) por ser el más grande registrado instrumentalmente en el Perú y Sudamérica después del gran terremoto de Chile de 1960.

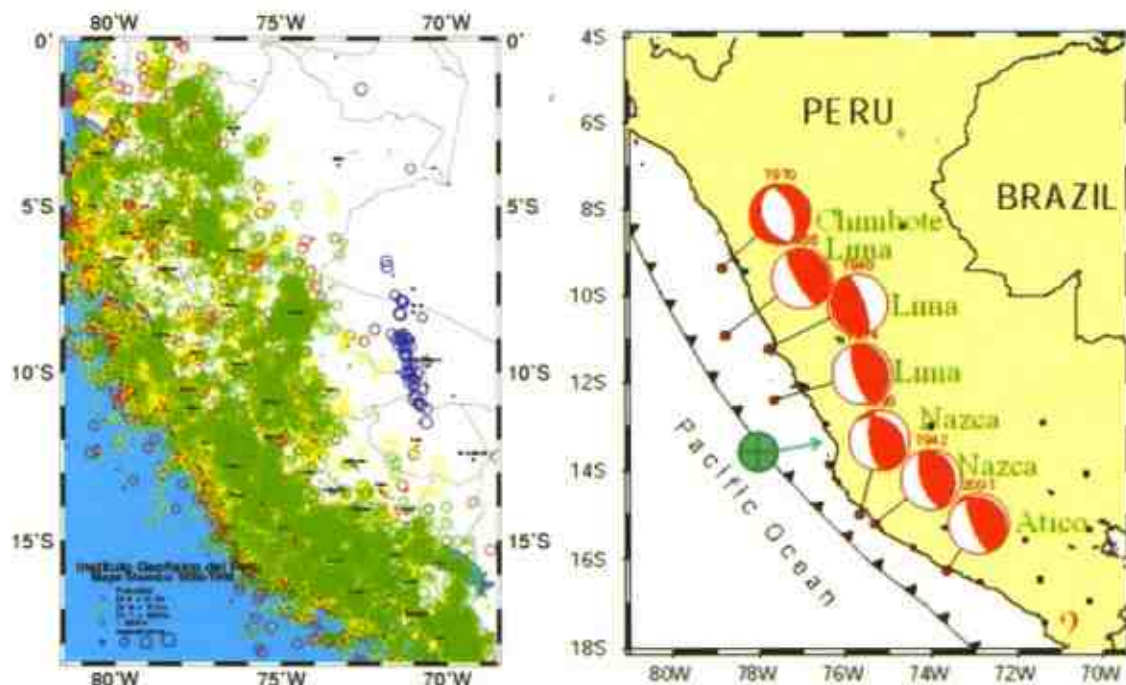


Figura 2. (a) Actividad sísmica característica y (b) grandes terremotos de magnitud $M_w > 7.1$ ocurridos en el Perú. El círculo verde representa el terremoto de Pisco 2007, magnitud $M_w 7.9$.

TERREMOTO DE AREQUIPA, JUNIO 2001

Este terremoto de magnitud $M_w 8.4$ tuvo su epicentro en $16.20^\circ S$ y $73.75^\circ W$ a 38 Km de profundidad (Tavera et al., 2002) y ocurrió frente a la localidad de Atico, departamento de Arequipa. Pocos días después del evento, el IGP inició una campaña de observaciones GPS en los monumentos geodésicos ubicados dentro de la región afectada por este terremoto. El análisis de los datos permitió mostrar por primera vez en Sudamérica, de manera cuantitativa el segmento final de la fase inter-sísmica, la fase co-sísmica y el inicio de la fase post-sísmica. En resumen, al momento del terremoto una gran área del sur del Perú (figura 3) se desplazó en dirección el sur-oeste liberando la deformación acumulada desde el último terremoto ocurrido en esta zona desde 1869. El máximo desplazamiento horizontal se observó cerca de la localidad de Camaná y alcanzó la magnitud de 1.10 metros; en contraste, la ciudad de Arequipa sólo sufrió un desplazamiento de 0.45 m. La figura 4 muestra las tres

fases del ciclo sísmico para la estación GPS AREQ que venía operando continuamente desde 1994.

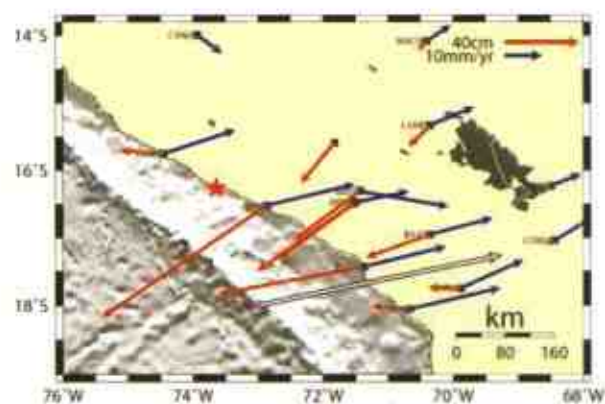


Figura 3. Las flechas color azul muestran la dirección y magnitud de la velocidad de desplazamiento horizontal (mm/año) antes del terremoto; las flechas de color rojo representan el desplazamiento horizontal cosísmico medido. El máximo desplazamiento se observó en la estación JHAI a pocos kilómetros de la ciudad de Camaná.

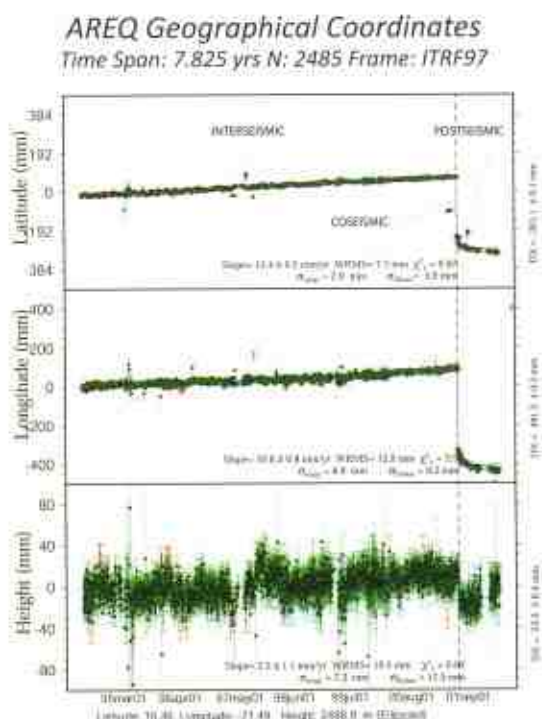


Figura 4. Identificación de las tres fases del ciclo sísmico en la estación permanente de AREQ (Arequipa) para el terremoto de Junio, 2001.

TERREMOTO DE PISCO, AGOSTO 2007

El 15 de Agosto de 2007 a las 23:40 horas GMT, la ciudad de Pisco-departamento de Ica fue afectada por un fuerte terremoto de magnitud 7.9 en la escala Mw. El epicentro fue calculado por el Servicio de Emergencia Sísmica del IGP y estuvo localizado en 13.67°S y 76.76°O a una profundidad estimada fue de 40 km (Tavera et al., 2007). Este terremoto ocasionó la pérdida de 500 vidas humanas y los daños materiales producidos se extendieron principalmente hasta las ciudades de Ica por el sur y Cañete por el norte. La evaluación de intensidades determinó un máximo de VII en la escala MM dentro de la región epicentral.

El IGP, dentro de su programa de Geodésia Espacial efectuó observaciones geodésicas en la zona con la finalidad de estimar el desplazamiento co-sísmico ocasionado por el terremoto. Asimismo, con la finalidad de observar el patrón de relajamiento post-sísmico asociado al evento y en cooperación con la Universidad de Miami, se instalaron cuatro nuevos monumentos geodésicos para completar la geometría de la red geodésica de observación.

El análisis de los datos GPS ha permitido determinar que el punto ubicado en la península de Paracas

(PRAC) se desplazó 1.5m y sufrió un asentamiento aproximado de 10 cm. Esto contrasta con los desplazamientos verticales observados en los monumentos IGP1, IGP2, IGP3 e IGP4. Podemos observar que estos puntos han sufrido subsidencia en el orden de 0.26m-0.30m con excepción del punto IGP4 (zona de Huancano) donde ésta alcanza sólo 3 cm.

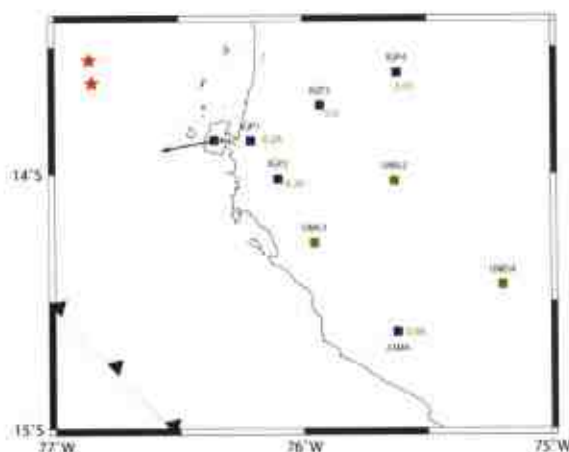
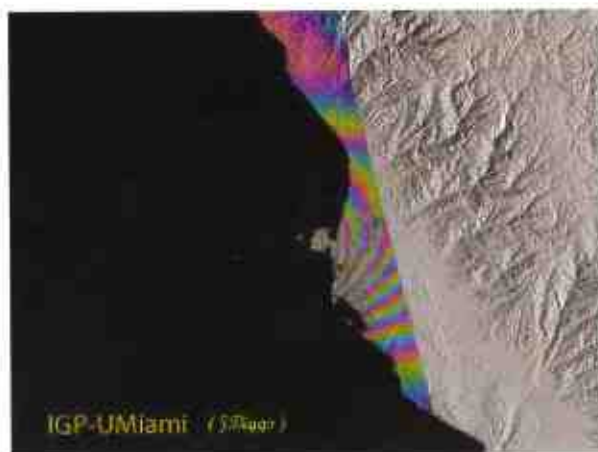


Figura 5. Monumentos geodésicos observados en Agosto 2007. Los valores en rojo indican la subsidencia de dichos monumentos por efecto co-sísmico. La flecha azul representa la dirección y magnitud (1.5 m) del desplazamiento horizontal observado en la bahía de Paracas. Las estrellas indican los epicentros del evento principal y principal réplica.



Por otro lado nuestros colegas de la Universidad de Miami, J. Biggs, utilizando técnicas de análisis INSAR con imágenes satelitales ALOS obtiene un desplazamiento horizontal en Paracas máximo de 1.2 m que es coincidente con los valores obtenidos con los datos GPS.

Otro estudio mas reciente (Pritchard et al., 2008) combina las técnicas de INSAR con el análisis de on-

das telesísmicas y encuentra que el sismo de Pisco habría producido un desplazamiento horizontal máximo de 1.1m y una subsidencia vertical de 30 cm.

RECONOCIMIENTOS

Se agradece la colaboración de la Universidad de Miami por la facilitación de equipos durante las campañas 2001 y 2007. En especial a K. Pensick, J. Biggs, al personal del área de Procesos Internos de la Tierra, W. Quiroz, J. Salazar, O. Ancajima y al personal de Redes Geofísicas de apoyo operativo y logístico por su esfuerzo del pasado Agosto 2007. AL personal administrativo que hizo posible el soporte financiero de las observaciones.

REFERENCIAS

- Norabuena, E.O.; Leffler L.; Mao, A.; Dixon, T.; Stein, S.; Sacks, I. S.; Ocola, L.; Ellis, M.; *Space geodetic observations of Nazca-South America convergence across the Central Andes, Science*, 279,358-362, 1998.
- Pritchard M.E., E.J., Fielding, A study of the 2006 and 2007 earthquake sequence of Pisco, Peru, with *inSAR and teleseismic data, Geophys. Res. Lett.*, 35,doi:10.1029-2008GL03374
- Tavera H., E. Bufforn, I. Bernal, Y. Antayhua, L. Vilcapoma, M, *The Arequipa (Peru) earthquake of June 23, 2001, Journal of Seismology*, v6, 279-283, 2002.

SISMICIDAD HISTÓRICA Y FALLAS ACTIVAS EN VENEZUELA - UNA REVISIÓN

Luz M. Rodríguez

FUNVISIS Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas

lrodriguez@funvisis.gob.ve

INTRODUCCIÓN

Se han realizado un buen número de investigaciones y trabajos publicados en el marco geológico correspondiente a la sismicidad de Venezuela. Por ello el objetivo del presente trabajo, es dar un enfoque integrando de las diferentes disciplinas en las que se han desarrollado los estudios (sismicidad histórica e instrumental, fallas activas y efectos geológicos cosísmicos, entre otros), áreas de investigación clave dentro del contexto geodinámico, por encontrarse el país en el límite de placas Caribe y Suramérica.

A continuación se presenta un enfoque y revisión de los estudios desarrollados en FUNVISIS en sus 36 años de continua labor.

CONTEXTO GEODINÁMICO REGIONAL

El sistema de fallas Boconó – San Sebastián – El Pilar, integra el límite de placas Caribe y Suramérica (Hess y Maxwell, 1953; Rod, 1956; Stephan, 1982; Schubert, 1984) (Figura 1) y corresponde a una franja de más de un centenar de kilómetros de deformación. En este sistema de fallas se ubican las principales ciudades del occidente, centro y oriente de Venezuela.

El movimiento transcurrente dextral de estas fallas da origen a una importante actividad sísmica, que ha sido reconocida a nivel histórico (Centeno, 1969; Grases, 1979, 1990; Singer et al., 1983; Rodríguez, y Chacín, 1995; Altez, 1998, 2005; Grases, et al., 1999; Rodríguez y Audemard, 2003), así como instrumental (Fiedler, 1961; Dewey, 1972; Toblin, 1972; FUNVISIS, 2008); y que genera eventos someros de tipo cortical cuya profundidad focal esta en el orden de los 20 km,

con algunas excepciones de sismicidad superior a los 40 km (Malavé y Suárez 1995; Pérez et al., 1997; Audemard, et al., 2005).



Figura 1. Geodinámica general simplificada entre las placas Caribe, Suramérica y Nazca. Equivalencias usadas: Bonaire (BB), Chocó (CB), Maracaibo (MTB), Norte Andino (NAB) y Panamá (PB). Zonas: Andes de Mérida (MA) y Pamplona (PI). Algunas de las mayores fallas reportadas: Algeciras (AF), Boconó (BF), El Pilar (EPF), Gualcaramo (GF), Romeral (RFS), Santa Marta-Bucaramanga (SMBF), San Sebastián (SSF) y Oca-Ancón (OAF). Otros rasgos estructurales: Subducción de las Antillas menores (LAS), Cañón Los Roques (LRC), deformación al norte de Panamá (NPDB) deformación al sur del Caribe (SCDB).

Fuente: Audemard et al., (2005).

FALLAS ACTIVAS

En el reconocimiento de las fallas geológicas con actividad cuaternaria se han desarrollado un gran número de investigaciones que dieron origen a los mapas de fallas cuaternarias en Venezuela (Soulas, 1986;

Beltrán, 1994 y Audemard *et al.*, 2000) (Figura 2). Esta información se ha completado con estudios paleosísmicos por medio de trincheras excavadas en la mayoría de las fallas maestras conocidas, y ha permitido entender la actividad holocena de las mismas, la velocidad de desplazamiento promedio, la magnitud y recurrencia de sismos históricos y prehistóricos, así como la asociación sismotectónica de algunos sismos históricos con las respectivas fallas sismógenas (Cluff y Hansen, 1969; FUNVISIS 1987, 1991, 1994; Beltrán *et al.*, 1990, 1996, 1999; Audemard, 1993, 1996, 1998, 1999; Audemard *et al.*, 1995, 2005, 2008; Audemard y Singer, 1996; Audemard y Bellier, 1997).

comisiones (una de Ingeniería sísmica y otra de geología) para que coordinaran, evaluaran e investigaran los daños ocasionados a consecuencia del terremoto. Simultáneamente a las labores de trabajo referente al evento, entre los años 1971 y 1972, se elaboró un proyecto para la creación de un organismo que centralizara los estudios de investigaciones sísmicas a nivel nacional, concretándose el objetivo el 27 de julio de 1972, con la publicación en Gaceta oficial del decreto de creación de FUNVISIS (FUNVISIS – MINDUR, 1997). El segundo evento de relevancia en la historia de FUNVISIS, es el terremoto de Cariaco, ocurrido el 9 de julio de 1997, a raíz del cual se consolidó



Figura 2. Mapa de fallas cuaternarias de Venezuela. Fuente Audemard *et al.*, (2005)

SISMOLOGÍA HISTÓRICA

Es importante resaltar el papel que ha jugado la sismología histórica en el país. El primer sismo histórico descrito en las crónicas data del año 1530, desde esta fecha hasta el presente han transcurrido 478 años de historia sísmica. Dentro de este contexto existen dos eventos importantes en la "biografía" de la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS). El primer evento sísmico que antecede a la historia de FUNVISIS es el terremoto ocurrido el 29 de julio de 1967, siendo la ciudad de Caracas capital de Venezuela, la población que presentó mayores daños. El mismo día de la ocurrencia del evento, los entes gubernamentales de la época designaron dos

el proyecto de la red sismológica nacional (Romero *et al.*, 2003). Anterior a este evento, se contaba con equipos de corto periodo de poco alcance y transmisión vía telemétrica. Con la instalación de nuevas estaciones sismológicas de banda ancha y transmisión satelital, se ha podido obtener una mejor ubicación epicentral, una mayor apertura de la red, y registrar desde movimientos leves hasta los sismos de mayor magnitud, disminuyendo el riesgo de saturación de la señal sísmica. La instalación de estas estaciones se inició en el año 2000 y se culminó en el 2002, con 35 estaciones sismológicas y 112 estaciones acelerográficas cubriendo todo el territorio nacional. También es necesario resaltar el programa Aula Sísmica "Madeléilil Guzman", creado a raíz del terremoto de Ca-

riaco. El objeto de este programa es preparar a la comunidad en general, en el Qué hacer antes, durante y después de un terremoto. El Aula Sísmica comenzó a funcionar el 16 de febrero de 1998, cumpliéndose en febrero 2008, 10 años de continua labor.

En la ventana de tiempo que se extiende entre 1530 y 2008, la sismicidad histórica se ha dividido en dos lap-

sos: (1) 1530 – 1900 y (2) 1900 - al presente, ya que el primer registro instrumental de un evento sísmico en Venezuela corresponde con el terremoto del 29 de octubre de 1900 (Fiedler, 1988) (Figura 3). Este evento causó serios daños en la región central, y efectos geológicos bien documentados, como es el caso del fenómeno de licuación de suelos (Rodríguez et al., 2006).



Figura 3. Registro del terremoto ocurrido el 29 de octubre de 1900. Fuente: Fiedler (1988)

A manera de resumen se presenta en las tablas 1, 2 y 3 los principales eventos que han causado daños en el occidente, centro y oriente del país durante los 478 años de historia sísmica de Venezuela.

Tabla 1. Principales terremotos ocurridos en el occidente del país

Fecha de ocurrencia	Ubic. Epicentro	Magnitud Mb /Ms	Ciudades afectadas
03/02/1610	La Grita. Edo Táchira	6,6 – 7 MI Palme y altez (2002)	La Grita, Bailadores, Tovar
23/01/1674	Trujillo, edo Trujillo		Valle del Pocó, Trujillo, Gibraltar
18/05/1875	Al norte de Cúcuta Colombia con muchos daños en la frontera venezolana	7,3 MI (Fiedler 1961)	San Antonio, Ureña, San Cayetano, San José de Cúcuta y Villa del Rosario,
28/04/1894	Entre Santa Cruz de Mora y Mesa Bolívar, edo. Mérida	7,1 MI (Fiedler 1961)	Santa Cruz de Mora, Tovar, Mesa Bolívar, El Vigía, Lagunillas
14/03/1932	Cerca de La Grita, edo. Táchira	6,8 Ms (Grases, 1979)	Lobaterita, Onia
05/08/1950	El Tocuyo, edo. Lara	6,25 Mb (Dewey 1972)	El Tocuyo, Chabasquen, Guarico
05/04/1975	Cerca de Susucal, edo. Lara	5,3 (FUNVISIS, 1975)	San Pablo, Arangues, Maracas
18/10/1981	Cerca de El Carmen, frontera con Colombia	5,5 Mb (FUNVISIS 1981)	San Josesito
30/04/1989 al 04/05/1989	Mar Caribe al noreste de Boca del Tocuyo, edo Falcón.	5,7 y 5 Mw (FUNVISIS 1989)	Boca del Tocuyo, Tocuyo de la Costa, Chichiriviche, Boca de Mangle.

Tabla 2. Principales terremotos ocurridos en el centro del país

Fecha de ocurrencia	Ubic. Epicentro	Magnitud Mb /Ms	Ciudades afectadas
26/03/1812	Mar Caribe	7 Mb (Rodríguez et. al. 2006)	Caracas, La Guaira, Barquisimeto, Mérida
12/04/1878	Al noreste de harallave, edo. Miranda	5,9 MI Fiedler (1961)	Cúa
29/10/1900	Mar Caribe	7,2 Mb Jakubowicz y Larotta (1974)	Caracas, Guarenas, Guatire, Barcelona
29/07/1967	Al noreste de La Guaira, edo. Vargas	6,3 Mb Grases (1979)	Caracas, Guarenas, Guigüe

Tabla 3. Principales terremotos ocurridos en el oriente del país

Fecha de ocurrencia	Ubic. Epicentro	Magnitud Mb /Ms	Ciudades afectadas
01/09/1530	Mar Caribe	7,2 Mb (Audemard 1999)	Cumaná
04/05/1684	Cumaná, edo Sucre	¿?	Cumaná Araya
21/10/1766	Golfo de Paria, edo. Sucre	7,6 MI (Fiedler 1961)	Tierra Hueca, Barcelona, Cumaná
14/12/1797	Mar Caribe	6, 7 MI (Fiedler 1961)	Cumaná, Mariguitar
15/07/1853	Mar Caribe	6,7 MI Fiedler (1961)	Cumaná, Calguire, Tierra Hueca
17/01/1929	Cerca de Cumaná, edo. Sucre	6,3 Mb (Mocquet et. al. 1996)	Cumaná, Calguire, Pericantar
31/05/1939	Cerca de Barcelona, edo Barcelona	¿?	Barcelona, Pozuelos, San Diego
06/02/1944	Cerca de El Pilar, edo Sucre	5 Mb (Grases et. al. (1999)	Casanay
23/12/1945	Cerca de Pedernales, edo Sucre.	6,5 Mb Grases (1979)	Caripito, Punta Pedernales.
04/10/1957	Cerca de san Juan de Las Galdonas, edo. Sucre.	6,7 Ms Grases (1979)	San Juan de las Galdonas, Carúpano, Irapá
9/07/1997	Al noreste de Cariaco, edo Sucre.	6,9 Mw (FUNVISIS 1997)	Cumaná, poblaciones de la costa vía Cariaco, Cariaco.

EFFECTOS GEOLÓGICOS INDUCIDOS POR SISMOS

Se señalan evidencias de inestabilidad por efectos geológicos cosísmicos de los principales sismos que han causado fuertes daños en la historia sísmica del país (licuación de suelos, ruptura de superficie, movimientos de remoción en masa [deslizamientos, derrumbes, caída de bloques], cambios momentáneos en los cursos de drenaje y obturación de ríos etc). Se presenta un inventario recapitulativo, así como, algunas muestras fotográficas de los efectos geológicos registrados (Figuras 4, 5, 6, 7, 8 y 9) (tabla 4).



Figura 4. Grietas cosísmicas en el margen del río Manzanares, estado Sucre, en el terremoto de 1929. Fuente: Palge (1930).



Figura 5. Efectos de deslizamiento sub-horizontal (Lateral spread) en Guigue, costa sur del Lago de Valencia estado Carabobo, en el terremoto de 1967. Fuente: Colección Steinbrugge, U. de Berkeley.



Figura 6. Terraplen deslizado en San Josesito, en el terremoto de 1981. Fuente: FUNVISIS (1982).



Figura 7. Volcanes de arena (sand boil), en Boca del Tucuyo, en la tormenta sísmica ocurrida entre el 30 de abril y 4 de mayo de 1989. Fuente: De Santis y Beltrán (1990).



Figura 8. Desplazamiento cosísmico generado por la falla de El Pilar a nivel de la carpeta asfáltica de una carretera, en el terremoto de 1997. Fuente: Audemard (1997).



Figura 9. Efectos de deslizamiento sub-horizontal (Lateral spread), en las piscinas de cría de Camarones de la Piragua al SE de la Laguna Buena Vista, luego del terremoto de 1997. Fuente: González et al., (2004).

Tabla 4. Efectos geológicos cosísmicos registrados en Venezuela

Fecha de ocurrencia	Efectos geológicos cosísmicos
01/09/1530	1) Licuación de suelos (Cumaná, edo. Sucre); 2) Tsunami (Costa de Cumaná, edo. Sucre)
03/02/1610	1) Movimientos de remoción en masa (La Playa, edo. Mérida); 2) Obturación de ríos y quebradas (Obturación del río Mocoties, Tovar, edo. Mérida)
16/01/1674	1) Movimientos de remoción en masa Trujillo, edo. Trujillo
21/10/1766	1) Licuación de suelos (Barcelona, edo Anzoátegui, río Orinoco, edo Delta Amacuro)
14/12/1797	1) Licuación de suelos (Cumaná, edo. Sucre)
26/03/1812	1) Licuación de suelos (La Guaira, edo. Vargas, riberas del río Guaire, Caracas); 2) Movimientos de remoción en masa (Talud de terraza en Barquisimeto, edo. Lara, talud de terraza en Mérida, cabeceras del río Neverí); 3) Obturación del río Neverí, San Felipe, edo. Yaracuy
15/07/1853	1) Licuación de suelos (Cumaná, edo. Sucre); 2) Tsunami Cumaná, edo. Sucre
18/05/1875	1) Cambios momentáneos en el curso del río (río de Aguas Calientes, se devolvió al momento del terremoto, edo Táchira)
12/04/1878	1) Licuación de suelos (Cerca del río Cúa y qdas. Pithaya y Culebra, edo. Miranda)
28/04/1894	1) Licuación de suelos (Bobures, Gibraltar, Puente Arenosa, Santa María, Caño del Padre edo. Zulia, Onia edo. Mérida); 2) Movimientos de remoción en masa (Cañon del Chama, Mesa Bolívar, Santa Cruz de Mora edo. Mérida); 3) Seiche (Laguna de Urao, Lagunillas, edo. Mérida)
29/10/1900	1) Licuación de suelos (Costa litoral central, edo. Vargas, costa vía oriente, edo. Anzoátegui); 2) Tsunami (Puerto Tuy, edo. Miranda)
17/01/1929	1) Licuación de suelos (Cumaná y costa vía Cariaco, edo. Sucre); 2) Movimientos de remoción en masa Cumaná, edo. Sucre); 3)Tsunami (Cumaná, edo. Sucre)
14/03/1932	1) Licuación de suelos (Río Lobaterita, caserio la Uraca, edo. Táchira)
05/08/1950	1) Movimientos de remoción en masa (Caserio Las Adjuntas, edo Lara)
29/07/1967	1) Licuación de suelos (La Guaira, edo- Vargas, Guigue, edo. Carabobo); 2) Movimientos de remoción en masa (Gramoven, Catia)
9/07/1997	1) Licuación de suelos (Cumaná, costa vía Cariaco, edo. Sucre); 2) Movimientos de remoción en masa (Costa vía Cariaco, edo. Sucre); 3) Ruptura de superficie (Cariaco)

CONSIDERACIONES FINALES

Un gran cúmulo de investigaciones se ha realizado en el todo el país en los 36 años de continua labor de FUNVISIS, que ha permitido conocer a nivel macro el comportamiento geológico y sísmico del sistema de fallas Boconó - San Sebastián - El Pilar, así como de otros sistemas de fallas como el de Oca - Ancón. Sin embargo, aún falta mucho camino por recorrer en lo que respecta al comportamiento sismotectónico de las estructuras activas que integran el límite de placas en tierra y sobre todo en el mar, no sólo considerando los principales sistemas de fallas, sino también las fallas menores que pueden ser causantes de sismos con magnitudes considerables capaces de generar fuertes daños. La integración de disciplinas como la geofísica, la sismología, la neotectónica y la paleosismología entre otras, permitirá conocer cada día mejor el comportamiento de las fallas que se encuentran en el margen sur del cinturón de las placas del Caribe y de Suramérica.

Actualmente, gran parte de las investigaciones que se están desarrollando en FUNVISIS, se han concentrado en los estudios de microzonificación sísmica de las principales ciudades del país, con la integración de estudios geofísicos, geológicos, de ingeniería sísmica, sismología y el programa educativo "Aula Sísmica"

que ha asumido la tarea de transmitir en un lenguaje accesible a las comunidades ¿Por qué Venezuela es un país sísmico? y la importancia de estar preparados ante un evento. Entre los años 2004 y 2007, los esfuerzos en microzonificación sísmica, se concentraron en la capital del país Caracas y en Barquisimeto, capital del estado Lara. Para comienzos del año 2008, estos estudios se extendieron a las principales ciudades del occidente, centro y oriente del país, en el marco de la Misión Ciencia y en coordinación con universidades nacionales y el Instituto Nacional de Geología y Minería de Venezuela (INGEOMIN).

AGRADECIMIENTOS

El resumen extendido de la sismicidad y fallas activas en Venezuela, se logró a partir de las entrevistas a los investigadores de FUNVISIS: Gloria Romero, Franck Audemard, José Antonio Rodríguez, Michael Schmitz, Herbert Rendón, Carolina Granado y André Singer. El "granito de arena" aportado por cada uno de ellos, junto a los trabajos que se han publicado con respecto a Venezuela y su sismicidad, han permitido en este trabajo integrar los avances logrados hasta el momento. De igual manera a los entes organizadores del simposio por su invitación y hacer posible la presencia del grupo venezolano en este evento.

SISMOS INDUCIDOS POR REPRESAS HIDROELÉCTRICAS EN EL BRASIL: MEDIDAS ADOPTADAS

Jesús Berrocal y Alfonso Vasconcelos

IAG/USP & Empresa Berrocal Vasconcelos

INTRODUCCIÓN

Principales SIR históricos ocurridos en la Tierra

- En la segunda mitad de la década de 1960 ocurrieron varios sismos inducidos por reservorios hidroeléctricos con $m_b > 6.0$, entre los cuales podemos mencionar los sismos de Koina en India, de Kariba en África, de Kremasta en Grecia y de Hengshinkan, en China.

Características importantes de la actividad SIR

- El número de reservorios con SIR es relativamente pequeño;
- El efecto de los reservorios en el campo de esfuerzos tectónicos es pequeño comparado con los esfuerzos liberados por eventos SIR;
- Áreas con poca actividad sísmica, no significa poco peligro de SIR;
- Normalmente se acepta, que el máximo SIR no puede ser mayor que el máximo sismo natural de la región que incluye el reservorio.

Posibles causas que provocan los SIR

- Perturbación de los esfuerzos y de la presión de poros en profundidad, provocadas por el peso del reservorio y por la percolación de agua, que disminuye la resistencia de las rocas deformadas por procesos tectónicos anteriores;
- Por causa de las heterogeneidades de las rocas debajo de los reservorios, como su permeabilidad, sistema de fracturas y fallas, y del campo de esfuerzos tectónicos, los SIR tienen una distribución espacial y temporal compleja.

Los SIR están agrupados en los siguientes tipos de actividad:

- Los SIR "puntuales", que ocurren poco después de completado el primer volumen máximo del reservorio, y cuyo ciclo tiene una duración relativamente corta;
- Los SIR "recurrentes" que ocurren por ciclos que pueden o no coincidir con los cambios del volumen de agua del reservorio; y
- Los SIR "atrasados", que pueden demorar muchos años antes de ocurrir.

ACTIVIDAD SIR EN EL BRASIL



Epicentros de sismos ocurridos entre 1760 y 2005, extraídos del Boletín Sísmico Brasileño. Los círculos rojos son casos comprobados de sismicidad inducida por reservorios.

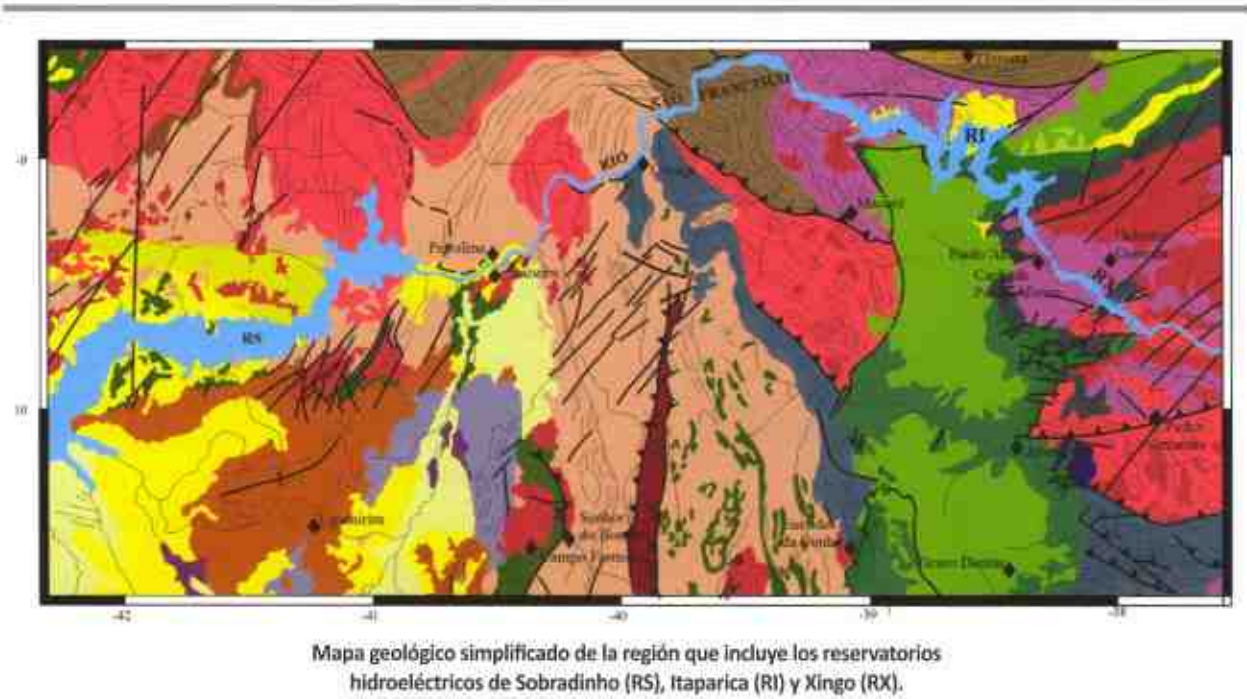
Principais SIR no Brasil

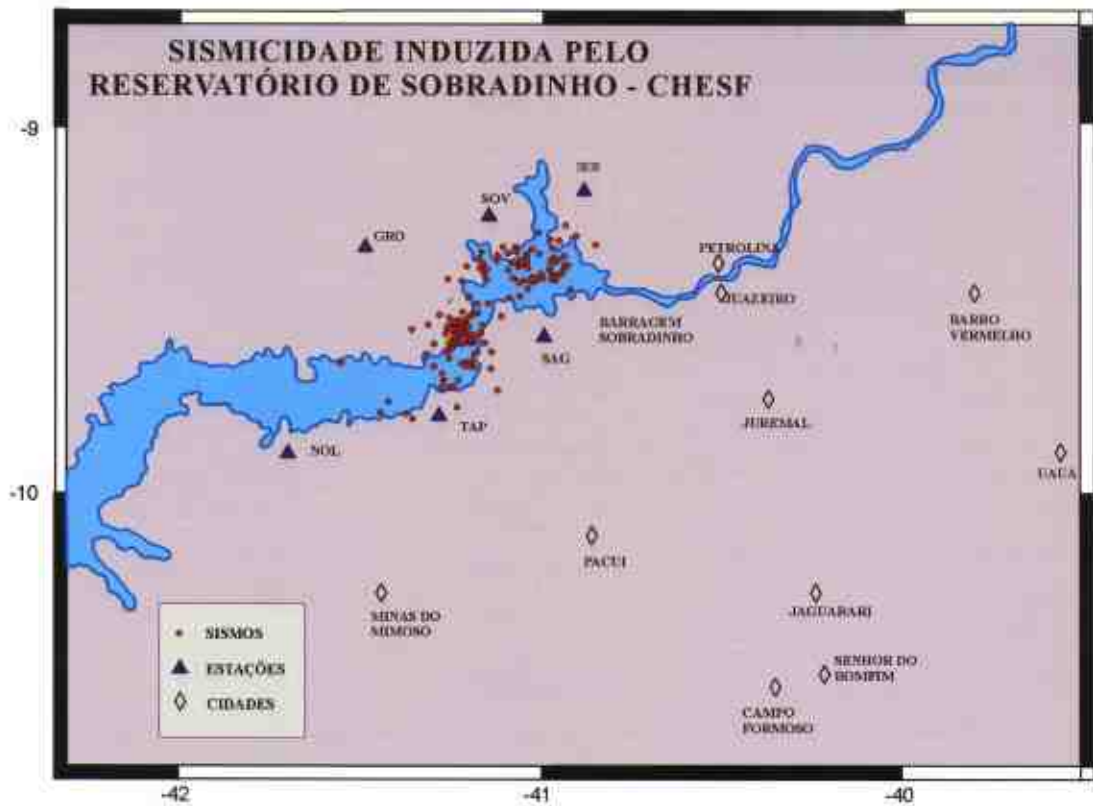
Reservorio	Fecha	mb	Io MM	ΔT (años)	Observaciones
Porto Colombia/ Volta Grande (MG)	24.02.1974	4,2	VI-VII	~1	Datos macrosísmicos. Puntual
Nova Ponte (MG)	22.05.1998	4.0	VI	~3	Ciclo repetido
Carmo do Cajuru (MG)	23.01.1972	3,7	VI	18	2º. Ciclo, repetido, atrasado
Capivara (PR/SP)	07.01.1989	3,7	VI	13	Varios ciclos repetidos, recurrente
Tucuruí (PA)	02.03.1998	3,6	IV-V	14	Varios ciclos repetidos, recurrente
Balbina (AM)	25.03.1990	3,4		2,5	Puntual
Miranda (MG)	06.05.2000	3,3	V-VI	2,7	Antes outro ciclo, recurrente
Paraibuna/Paraitinga (SP)	16.11.1977	3,0	IV	~1	Varios ciclos, recurrente
Jaguari (SP)	12.17.1985	3,0	V	16	Um ciclo atrasado
Capivari-Çachoeira (PR)	21.05.1971	<3,0	VI	~1	Datos macrosísmicos, puntual
Açu (RN)	26.08.1994	3,0	III-IV	9,5	Um ciclo atrasado
Serra da Mesa (GO)	13.06.1999	2,2		~3	Puntual
Marinbondo (MG/SP)	25.07.1978	~2,0		~3	No sentido, puntual
Sobradinho (BA)	05.07.1979	~1,9		1,5	No sentido, puntual
Xingo (SE/AL)	20.07.1994	1,7	III-IV	~0,1	Puntual
Emborcação (MG/GO)	20.05.1982	~1,6		~1	No sentido, puntual

ACTIVIDAD SIR EN EL BRASIL

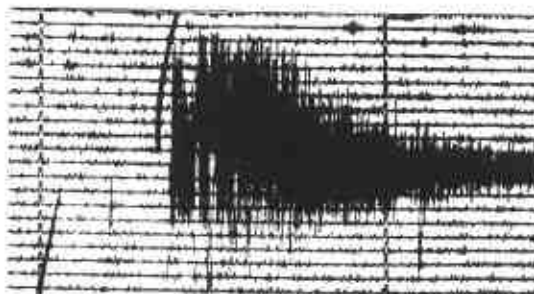
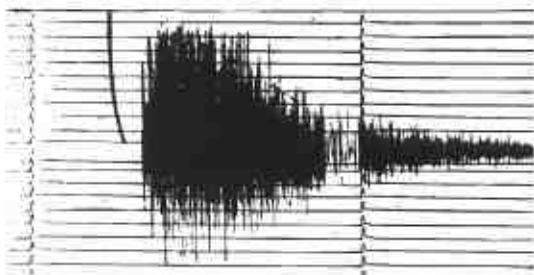
Sismos in inicio de 1974nducidos por los reservorios de Volta Grande e Porto Colombia (SP/MG)

- El mayor (mb 4.2) ocurrió en febrero de 1974, en la madrugada del domingo de Carnaval;
- Fue sentido con intensidad VII MM, en Conceição das Alagoas, provocando rajaduras en las paredes de construcciones modestas;
 - Los reservorios comenzaron a ser llenados entre 5 y 10 meses antes; en noviembre de 1973 fueron sentidos pequeños premonitores





Sismicidade inducida por el reservorio de Sobradinho y la Red sismográfica de Sobradinho.



Sismograma del sismo de mayor magnitud ($m_b=2.0$) ocurrido en Julio de 1979, registrado en dos estaciones de la RSS, con diferente polaridad del primer impulso de la onda P

MONITOREO DE RESERVORIOS HIDROELECTRICOS

- Evolución de los proyectos hidroeléctricos en el Brasil

Un proyecto del gobierno para asegurar el servicio de electricidad en los próximos diez años, va a permitir la construcción de centenas de PCH y decenas de UHE.

Existe un órgano del gobierno que fiscaliza las grandes obras para no agredir al medio ambiente que es muy rigurosa, de modo que todos los reservorios hidroeléctricos tienen que monitorear la probable actividad sísmica que puede ser inducida por los reservorios (IBAMA).

La innovación de la BEVAS para efectuar ese tipo de servicio.

INTENSIDADES Y DAÑOS PRODUCIDOS POR GRANDES TERREMOTOS EN CHILE

Maximiliano Astroza I.

*Profesor, Departamento de Ingeniería Civil,
Universidad de Chile, Santiago, Chile.
mastroza@ing.uchile.cl*

Rodrigo Astroza E.

*Profesor, Facultad de Ingeniería,
Universidad de Los Andes, Santiago, Chile.
rastroza@uandes.cl*

RESUMEN

En este trabajo se presentan los efectos de grandes terremotos chilenos ocurridos en los últimos cien años, con este propósito se ha usado la intensidad macrosísmica determinada según la metodología de la escala MSK-64 adaptada a los tipos de construcción que más abundan en Chile.

Reconociendo que los efectos de un terremoto dependen de muchos factores, el análisis de las intensidades se hace considerando el *tipo de acción* (fuente sismogénica), las *condiciones locales* (tipo de suelo) y el *tipo de construcción* (clase de vulnerabilidad).

Como resultado de este análisis se destacan entre otros, la variación de la intensidad macrosísmica por efecto de las condiciones locales y la atenuación de la intensidad a medida que el lugar (observador) se aleja de la fuente sismogénica. Con esta información se puede evaluar el peligro sísmico en forma probabilística o bien generar escenarios de desastres para estudio de planificación urbana.

INTRODUCCIÓN

A pesar de ser la intensidad macrosísmica una medida no instrumental de los efectos de un terremoto, es una *herramienta irremplazable* para cuantificar la severidad de un sismo en un lugar de la superficie terrestre. Esto es especialmente cierto cuando se trata de grandes terremotos considerando que muchas veces la intensidad macrosísmica es la única medida que se puede obtener con la información disponible por falta de redes locales de movimiento fuerte de alta densidad, lo que ocurre con frecuencia en los países latinoamericanos de la región andina.

Teniendo en cuenta esta realidad, el grupo de Ingeniería Sísmica del Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile ha estudiado en terreno

los efectos de los terremotos que han ocurrido desde 1966 y ha estudiado los efectos de los terremotos que han ocurrido desde 1906 hasta 1965, aprovechando la información publicada en la prensa e informes técnicos y testimonios fotográficos. Con esta información se ha podido evaluar las intensidades macrosísmicas de estos eventos históricos en el marco del conocimiento desarrollado con el estudio de los terremotos ocurridos en los últimos 30 años.

Los datos de intensidad macrosísmica obtenidos de estos estudios, han sido utilizados para cuantificar las condiciones locales en los efectos del terremoto y para determinar la ley de atenuación de la intensidad de los terremotos estudiados de acuerdo con la fuente sismogénica que lo origina y analizar con ello los efectos de la fuente sismogénica en los daños.

A continuación se presentan algunos de los resultados obtenidos, destacando en primer lugar la metodología utilizada para determinar la intensidad macrosísmica.

METODOLOGÍA PARA DETERMINAR LA INTENSIDAD MACROSÍSMICA

Con este propósito se ha utilizado la escala macrosísmica de intensidad MSK-64 adaptada para su uso en Chile (Monge y Astroza, 1989). La escala MSK fue propuesta en 1964 por S. V. Medvedev, W. Sponheuer y V. Karnik para Europa (Medvedev and Sponheuer, 1969), sin embargo su uso se ha extendido prácticamente por todo el mundo; un ejemplo de ello es la nueva escala europea de intensidad macrosísmica (Grünthal, 1998) y la versión adaptada por Ocola-1979 para el Perú (Agüero et al., 2008).

Al igual que otras escalas de intensidad macrosísmica, la escala MSK-64 consiste en una serie de descripciones de los efectos que causa un sismo sobre distintos elementos u objetos que se encuentran en un lugar, los que constituyen verdaderos sensores naturales cuya respuesta a la acción del terremoto se usa para estimar la severidad del movimiento vibratorio del suelo.

Entre estos sensores, las escalas de intensidades macrosísmica han utilizado históricamente los siguientes:

- Las personas y objetos de uso doméstico.
- Las construcciones de uso habitacional o "viviendas".
- El suelo y la naturaleza.

En el caso de las "viviendas", su respuesta al movimiento vibratorio del suelo se puede traducir en daños cuyo nivel o grado depende del tipo de construcción y de la severidad del movimiento en el lugar, severidad que depende del tipo de fuente que genera el sismo, de la magnitud del sismo, de la distancia a la fuente sísmogénica y de las condiciones locales del lugar donde se produce el daño.

A diferencia de las otras escalas de intensidad macrosísmica, la escala MSK-64 considera criterios cuantitativos para evaluar el daño observado en las viviendas, lo que permite tener una distribución estadística de la respuesta de las viviendas (daños) para los grados de intensidad macrosísmica mayor que V, reduciendo la subjetividad de la medida.

Para utilizar la escala es necesario clasificar el daño observado de acuerdo con una Escala de Daño y los distintos tipos de viviendas en Clases de Vulnerabilidad, con lo cual es posible determinar la intensidad macrosísmica para un grado mayor que V si se conoce la distribución de los distintos grados de daño en una muestra de viviendas de una misma clase de vulnerabilidad.

Clasificación de las viviendas en clases de vulnerabilidad

De acuerdo con la versión adaptada de la escala MSK-64, las viviendas de uno y dos pisos construidas en Chile sin diseño sismorresistente o las diseñadas con las recomendaciones existentes hasta 1972, se han clasificado en tres *Clases de Vulnerabilidad* de acuerdo con lo indicado en la Tabla 1.

Tabla 1. Clasificación de las viviendas chilena de uno y dos pisos según las Clases de Vulnerabilidad de la Escala MSK-64.

Clase de Vulnerabilidad	Tipo de Construcción
Clase A	Construcciones de albañilería de piedra unidas con mortero de barro. Construcciones de adobe. Construcciones de albañilería de ladrillos cerámicos sin refuerzos unidas con mortero de barro o de cal y arena.
Clase B	Construcciones de albañilería de ladrillos o piedras labradas sin refuerzos unidas con mortero de cemento. Construcciones de tabiquería de madera rellena con adobe. Construcciones del tipo "palo ahogado" sin malla de refuerzo.
Clase C	Construcciones de albañilería confinada con elementos de hormigón armado. Construcciones de albañilería armada de bloques de hormigón con relleno parcial de huecos. Construcciones de madera. Construcciones del tipo "palo ahogado" con malla de refuerzo.

Clasificación de los grados daños observados en las viviendas

Considerando los tipos de falla observados en las construcciones chilenas, la descripción de los distintos grados de daño de la escala MSK utilizada en Chile es la indicada en la Tabla 2.

Para las viviendas construidas con tabiques de madera rellenos con adobe u otro tipo de material (por Ej.: hormigón pobre), la descripción de los daños corresponde a indicada en la Tabla 3.

Tabla 2. Clasificación de los grados de daños en las viviendas chilenas (Monge y Astroza, 1989)

Grado de daño	Descripción
0	Sin daños.
1	<i>Daños leves:</i> Daños menores en estucos; fisuras en los estucos y caída de pequeños trozos de estucos.
2	<i>Daños moderados:</i> Grietas horizontales en antetechos, tímpanos y chimeneas. Grietas verticales en encuentros de muros, sin que se produzca separación. Grietas finas en los muros.
3	<i>Daños severos:</i> Caída de antetechos o parapetos, tímpanos o partes de chimeneas. Grietas verticales en encuentros de muros con evidente desaplomo de los muros. Grietas diagonales en los muros con anchos mayores que 3 mm.
4	<i>Destrucción o colapso parcial:</i> Caída parcial o total de un muro.
5	<i>Colapso:</i> Caída de más de un muro. Colapso total.

Tabla 3. Descripción de los grados de daños para las construcciones de tabiquería de madera rellena con adobe u otro material

Grado de daño	Descripción
0	<i>Sin daños:</i> Sin daños.
1	<i>Daños leves:</i> Fisuras verticales y diagonales en el estuco, siguiendo la enmaderación formada por los pies derechos y diagonales.
2	<i>Daños moderados:</i> Caída de trozos de estucos dejando a la vista el relleno.
3	<i>Daños severos:</i> Vaciamiento de parte del relleno.
4	<i>Destrucción parcial:</i> Caída de un muro.
5	<i>Colapso:</i> Caída de más de un muro. Colapso total.

Determinación del grado de intensidad macrosísmica, I_{MSK}

Conocida la distribución de los grados de daños para un determinado tipo de construcción producto de un muestreo hecho en terreno, de una inspección visual en terreno o del análisis de la información provenien-

te de documentos escritos y testimonios fotográficos por parte de un profesional con experiencia, la intensidad macrosísmica se obtiene con la Tabla 4.

La Tabla 4 ha sido propuesta por Karnik et al. (1984), considerando la interpretación numérica de los términos cualitativos usados por la escala MSK-64

original. Esta interpretación es la siguiente: "pocos = 5%", "muchos = 50%" y "la mayoría = 75%". Karnik et al. (1984) completaron la escala original de modo que la distribución de los distintos grados de daño alcanzara el 100% para cada grado de intensidad y clase de vulnerabilidad. Teniendo en cuenta que la determinación del grado de intensidad se ha hecho a partir de los daños observados o informados, en la Tabla 4 se destacan sólo los grados de la intensidad macrosísmica donde se produce daño en las viviendas, grado V o mayor.

La información de la Tabla 4 se puede representar en forma de "curvas patrones", curvas de forma poligonal que representan la distribución acumulada del daño para cada grado de intensidad macrosísmica de una determinada clase de vulnerabilidad. Estas

curvas patrones se muestran en la Figura 1. También la información de la Tabla 4 se puede expresar como un *Grado Medio de Daño*, G_m , resultando (Monge y Astroza, 1989):

$$G_m = \frac{\sum_{j=0}^{i=5} G_j \times N_j}{\sum_{j=0}^{i=5} N_j}$$

donde: G_j = grado de daño (= 0, 1, 2, 3, 4, 5), y
 N_j = número de viviendas de la muestra con el grado de daño G_j .

De acuerdo con los porcentajes de la Tabla 4, los valores de los grados medios de daños para cada grado de intensidad son los indicados en la Tabla 5.

Tabla 4. Intensidad según la distribución del daño de cada clase de vulnerabilidad (Karnik et al., 1984).

Grado de Intensidad	Clase A		Clase B		Clase C	
	%	Grado de daño	%	Grado de daño	%	Grado de daño
V	5 95	1 0	100	0	100	0
VI	5 50 45	2 1 0	5 95	1 0	100	0
VII	5 50 35 10	4 3 2 1	50 35 15	2 1 0	50 50	1 0
VIII	5 50 35 10	5 4 3 2	5 50 35 10	4 3 2 1	5 50 35 10	3 2 1 0
IX	50 35 15	5 4 3	5 50 35 10	5 4 3 2	5 50 35 10	4 3 2 1
X	75 25	5 4	50 35 15	5 4 3	5 50 35 10	5 4 3 2
XI	100	5	75 25	5 4	50 50	5 4
XII	-	-	100	5	100	5

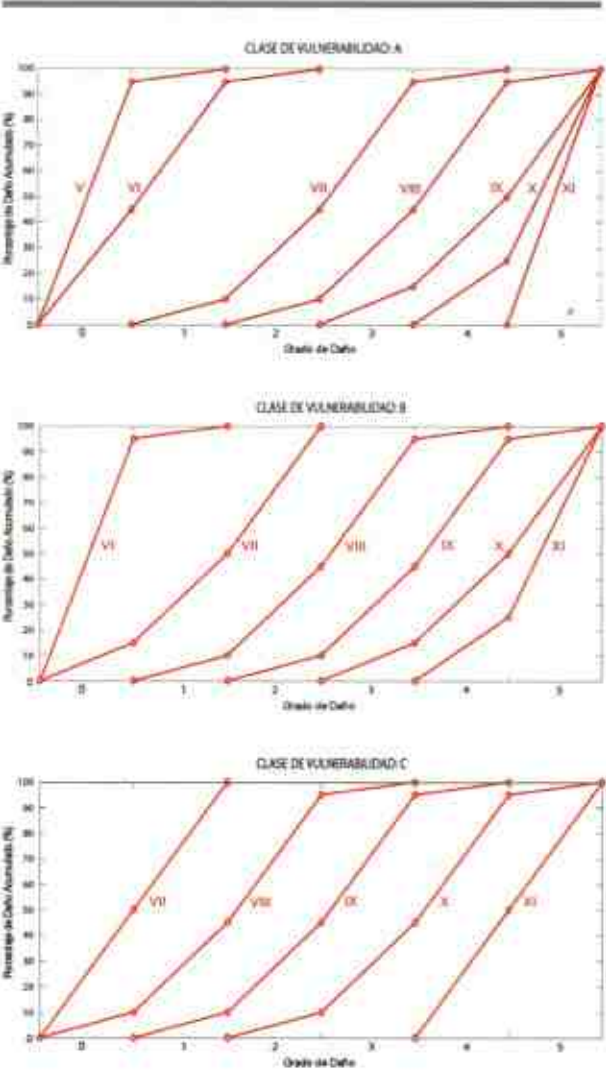


Figura 1. Curvas patrones para cada clase de vulnerabilidad (Monje y Astroza, 1989).

Tabla 5. Grados medios de Daño

Grado de Intensidad	Clase de Vulnerabilidad		
	Clase A	Clase B	Clase C
5	0.06	-	-
6	0.60	0.05	-
7	2.50	1.35	0.50
8	3.50	2.50	1.50
9	4.35	3.50	2.50
10	4.75	4.35	3.50
11	5.00	4.75	4.50

Para una muestra encuestada, se calcula el *Grado Medio de Daño* y la intensidad macrosísmica se determina interpolando linealmente en la Tabla 5 usando la columna correspondiente a la clase de vulnerabilidad de la muestra. Con el propósito de identificar muestras atípicas es conveniente representar la distribución acumulada de daño de la muestra con las curvas patrones de la clase de vulnerabilidad a la cual pertenece. A modo de ejemplo, en la Figura 2 se muestra la poligonal que representa la distribución de daños de una muestra de viviendas de adobe (Clase A de vulnerabilidad) encuestadas en la ciudad de Moquegua después del terremoto del 2001 (Tavera, 2002), y cuyo *Grado Medio de Daño* es igual 3.02 ($I_{MSK} = 7.5$).

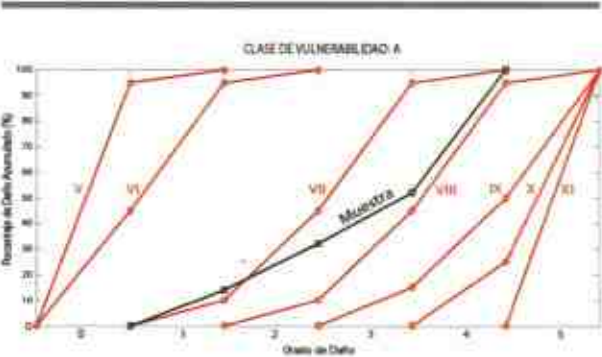


Figura 2. Determinación del grado de intensidad para una muestra de viviendas de la Clase A de vulnerabilidad.

Factores que deben considerarse al determinar la intensidad macrosísmica.

Efectos de sismos anteriores

Debido a la alta sismicidad de Chile, es frecuente que ocurran terremotos que afectan un mismo lugar sin que los daños de un terremoto anterior se hayan reparado satisfactoriamente por la falta de recursos económicos. Con el propósito de tener en cuenta el impacto de esta situación en los daños observados o reportados, es importante conocer la fecha de construcción y los antecedentes de los daños experimentados previamente por las viviendas consideradas para determinar la intensidad.

Como ejemplo de la importancia de contar con esta información, en las Figuras 3 y 4 se muestra el estado de dos viviendas durante dos sismos que produjeron daños en ellas.



Terremoto interplaca de 1966



Terremoto intraplaca de profundidad intermedia de 1974

Figura 3 – Daños en una vivienda del Callao en los sismos de 1966 y 1974 (Sarrazin et al., 1976)



Foto de 1968 (Kort, 1968)



Foto antes del terremoto del 2007 (Ahumada, 2007)



Foto después del terremoto del 2007

Figura 4 – Daños en una vivienda de Tocopilla en los sismos interplaca de 1967 y 2007

Efectos de los incendios producidos durante el terremoto

Aunque no ha sido frecuente que ocurran incendios importantes después de los terremotos chilenos ocurridos los últimos 100 años, en los pocos casos que ésto ha sucedido se ha podido comprobar que los efectos del incendio conducen a sobre estimar los efectos vibratorios del terremoto propiamente tal.

Esta situación se pudo comprobar al estudiar los efectos del terremoto de Valparaíso de 1906 ($M=8.2$) en la ciudad de Valparaíso en el sector del barrio conocido como El Almendral, sector ubicado sobre rellenos artificiales no controlados y donde vivía la población más pobre hacinada en edificios de un piso arrendados por pieza sin ningún tipo de mantención, conocidos como “conventillos” (Astroza, 2007).

Al comparar la distribución de los conventillos en la ciudad de Valparaíso, ver Figura 5, y de los incendios



Figura 5. Distribución de los conventillos en la ciudad de Valparaíso (Urbina, 2002).

ocurridos después del terremoto, ver Figura 6, se comprueba que hay una buena coincidencia entre ambos. Si se elimina el efecto del incendio en el daño, de manera de cuantificar el efecto del movimiento vibratorio del suelo en el sector de El Almendral durante el terremoto de 1906, se concluye que la intensidad macrosísmica fue del orden de IX grados en este sector.



Figura 6. Distribución de los incendios ocurridos en la ciudad de Valparaíso después del terremoto de 1906 (Rodríguez y Gajardo, 1906).

EFFECTOS DE LA FUENTE SISMOGÉNICA EN LAS INTENSIDADES MACROSÍSMICAS

De acuerdo con la fuente sismogénica, los sismos que controlan el diseño sísmico de los edificios e instalaciones construidas en Chile se agrupan en: (a) *Sismos interplaca*, Tipo B en la Figura 7, estos eventos ocurren en la zona de contacto entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana a lo largo del plano de Benioff con profundidades focales menores que 50 km, (b) *Sismos intraplaca de profundidad intermedia*, Tipo C en la Figura 7, estos eventos ocurren al interior de la placa de Nazca con profundidades focales mayores que 50 km, y (c) *Sismos corticales*, Eventos Tipo D en la Figura 7, estos eventos ocurren al interior de la

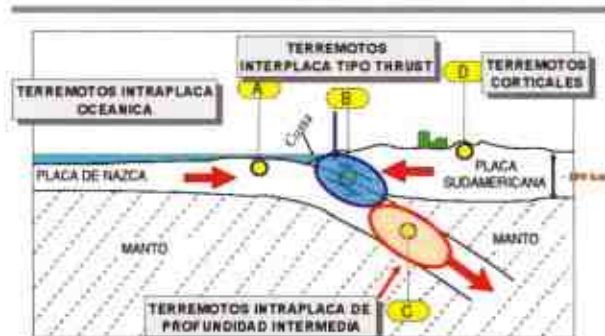


Figura 7. Fuentes sismogénicas de la subducción chilena.

placa Sudamericana a lo largo de la margen occidental de la cordillera de Los Andes con una profundidad focal superficial, menor que 30 km.

Hasta 1991 no había evidencia que permitiera destacar el efecto del tipo de fuente sismogénica en la destructividad de los terremotos chilenos. La primera prueba de ello la destacó Kausel (1991) al comparar las intensidades de dos terremotos de similar magnitud y distinta fuente sismogénica que ocurrieron al norte de la ciudad de Santiago en los años 1965 (Sismo de La Ligua del 28 de marzo) y 1971 (Sismo de Papudo del 9 de julio).

Con el propósito de analizar los efectos de los terremotos con diferente fuente sismogénica, Astroza y Astroza (2008) comparan las intensidades macrosísmicas de cada tipo de terremoto, considerando el evento de mayor magnitud ocurrido en los últimos 100 años y para el cual se cuenta con datos de intensidad. Los terremotos considerados son: el terremoto *interplaca* de Valparaíso del 16 de agosto de 1906 ($M_s=8.2$), el terremoto *intraplaca de profundidad intermedia* de Chillán del 24 de enero de 1939 ($M_s=7.8$) y el terremoto *cortical* de Las Melosas del 4 de septiembre de 1958 ($M_s=6.9$). Los efectos de los terremotos seleccionados se analizan comparando los valores de la intensidad macrosísmica en la zona epicentral y la forma en que se atenúa el valor de la intensidad macrosísmica con la distancia al hipocentro, lo que se muestra en la Figura 8.

Las curvas de la Figura 8 corresponden a la fórmula que representa el mejor ajuste entre el grado intensidad, I_{MSK} , y el valor promedio de la distancia hipocentral asociada, D_h . Las fórmulas se detallan en la Tabla 6.

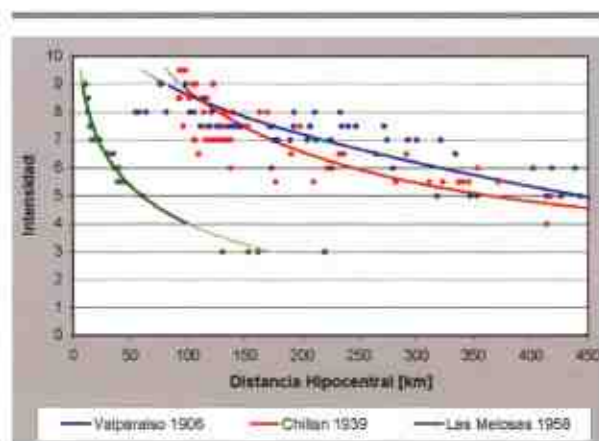


Figura 8. Atenuación de la intensidad MSK con la distancia hipocentral (Astroza y Astroza, 2008)

Tabla 6. Fórmula de la ley de atenuación de la intensidad (I_{MSK}) (Astroza y Astroza, 2008)

Evento	Fórmula	M	H [km]
Valparaíso 1906	$I_{MSK} = 15.53 - 3.23 \cdot \log(D_h) - 0.004 \cdot D_h$	8.2	40
Chillán 1939	$I_{MSK} = 26.13 - 8.88 \cdot \log(D_h) + 0.005 \cdot D_h$	7.8	90
Las Melosas 1958	$I_{MSK} = 13.41 - 4.78 \cdot \log(D_h) + 0.002 \cdot D_h$	6.9	10

D_h = distancia hipocentral [km], H = profundidad focal [km], M = magnitud.

De la Figura 8 se comprueba que en la zona epicentral de un terremoto del tipo *intraplaca de profundidad intermedia* se produce una intensidad macrosísmica mayor (IX grados o más) que la que se produce en la misma zona de un terremoto del tipo *interplaca* (VIII grados) cuando no se presentan efectos locales desfavorables. Según Reyes (2003), esto se debería, entre otros factores, a una mayor caída de tensión. Una situación semejante a la anterior se observa con las intensidades del terremoto cortical de Las Melosas, con la diferencia que en este tipo de terremoto se produce una rápida atenuación de los efectos, lo que significa que los daños se concentran en un área pequeña debido a su reducida profundidad focal.

En relación con las localidades ubicadas en el borde costero, se puede destacar que en ellas las intensidades macrosísmicas para el terremoto *intraplaca de profundidad intermedia* son menores que las intensidades macrosísmicas de las localidades ubicadas al interior del continente. En cambio para el terremoto del tipo *interplaca*, los valores son más altos en la costa. Lo anterior se comprueba al comparar los daños en la ciudad de Concepción durante el terremoto de Chillán de 1939 y el terremoto interplaca del 21 de mayo de 1960 (Lazo, 2008).

Observando la tendencia que presentan las curvas de la Figura 8, se concluye que el área en que son percibidos los eventos *interplaca* es más extensa que el área de percepción de los terremotos con otro tipo de fuente sismogénica. Esta característica ha quedado en evidencia en el terremoto de Valparaíso de 1906, el cual fue sentido en Buenos Aires, y últimamente en el terremoto interplaca de Tocopilla del 14 de Noviembre del 2007, $M_s = 7.5$ ($M_w = 7.7$), el cual fue percibido en la ciudad de Santiago y en las ciudades de La Paz en Bolivia y Sao Paulo en Brasil.

VARIACIÓN DE LA INTENSIDAD MACROSÍSMICA POR EFECTO DE LAS CONDICIONES LOCALES

continuación se presenta el resultado del estudio del efecto de las condiciones locales en los daños. Para ello se cuantifica la variación que experimenta el grado de la intensidad macrosísmica, ΔI , en pueblos y sectores de ciudades ubicados en el área epicentral de terremotos de magnitud mayor que 7.5 y de los cuales se dispone información de los suelos de fundación de acuerdo con su origen (Depósitos geológicos del cuaternario). La experiencia chilena ha demostrado que un sismo de magnitud menor que la destacada, no producen un nivel de daños como para determinar estas variaciones; en el mejor de los casos sólo se puede insinuar una tendencia de mayor efecto en el daño pero no es posible cuantificarla.

Los depósitos que se han podido cuantificar son:

- Depósitos de cenizas pumicíticas: Estos depósitos cineríticos subyacen discordantemente a los depósitos de abanicos aluvionales, emergiendo en parte sobre ellos y desarrollando una morfología típica de cerrillos o lomas suaves.
- Depósitos de abanicos aluvionales: Esta unidad está constituida por gruesas acumulaciones de depósitos torrenciales aluvionales que desarrollan extensas acumulaciones en forma de abanico en el área de desembocadura de los ríos, esteros y quebradas.
- Depósitos fluviales: Esta unidad está constituida por depósitos que se disponen en el curso y márgenes de los principales ríos y esteros. En el área costera esta unidad incluye porcentajes importantes de arenas.
- Depósitos coluviales: Esta unidad está integrada por depósitos que dan lugar a conos de pendiente relativamente fuerte, 15 a 30 grados, al pie de la mayor parte de los relieves ubicados al pie de la cordillera de Los Andes y de la cordillera de la Costa.

v. Depósitos lacustres: Esta unidad está constituida por sedimentos finos tipo limo y arcillas con estratificación laminada o masiva, los cuales ocupan cuencas que tienen un drenaje obstruido o restringido.

Al comparar las intensidades obtenidas en los distintos depósitos con los valores obtenidos en roca,

se obtienen los incrementos de la Tabla 7 (Astroza y Monge, 1989). Los incrementos de la Tabla 7, son del mismo orden de magnitud de los entregados por Medvedev (1962) en suelos de propiedades comparables y se pueden considerar que son válidos tanto para un terremoto del tipo interplaca como para un terremoto intraplaca de profundidad intermedia.

Tabla 7. Incremento de la intensidad macrosísmica con respecto a la roca de los depósitos geológicos del cuaternario.

Tipo de depósito	ΔI_{MSK} en grados
Depósito fluvial de grava.	0.5 y 1.0
Depósito coluvial.	1.0 y 2.0
Depósito de cenizas pumicíticas.	1.5 y 2.5
Depósito lacustre, relleno artificial no controlado, aluvional actual, fluvial del tipo arenoso con nivel freático superficial.	2.0 y 2.5

NOTA: La versión completa del presente artículo se encuentra disponible en el CD que acompaña a este volumen.

SISMICIDAD EN MINA EL TENIENTE

Raynal Dunlop

COOPECO – CHILE

Este artículo describe las características principales de El Teniente y la evolución de la sismicidad registrada en su explotación.

ANTECEDENTES

El Teniente es un depósito gigante de cobre y molibdeno perteneciente a Codelco-Chile. Se ubica en los contrafuertes de la Cordillera de los Andes, a unos 100 kilómetros al Sureste de la ciudad capital, Santiago de Chile. Las reservas se estiman en 75 millones de toneladas de cobre fino con un ley mayor a 0.67 %.

De acuerdo a estudios recientes, este depósito se clasificaría como un complejo mineralizado de brechas del Mioceno-Plioceno. Estas brechas se ubican en un complejo de intrusivos compuestos de gabros diabasa, basaltos porfídicos y andesitas basálticas, e incluyen brechas de biotitas, ígneas, de turmalina y de anhidrita. Un denso conjunto de vetas y vetillas tiene incluida la mineralización de cobre, mayoritariamente en la forma de calcopirita. Las zonas mineralizadas se extienden en torno a una brecha central, Pipa Braden. Esta brecha, junto con un pórfido dacítico, forma la unidad lito-estructural dominante del depósito (Figura 1). La mineralización puede dividirse en una zona de mineral secundario, cercana a la superficie y de baja competencia mecánica, para pasar en profundidad a un mineral primario, de alta competencia, que entrega una fragmentación más gruesa, y exhibiendo ruptura frágil bajo altos niveles de esfuerzos.

Utilizando métodos de caving, la producción de mineral alcanza alrededor de 140 kt por día, de ley cercana al 1%, lo que representa un total anual superior a

las 400 kt de cobre fino. La producción de molibdeno supera levemente las 5.000 toneladas anuales.

SISMICIDAD HISTÓRICA

A mediados de la década de los setenta, en proceso de agotarse la zona de mineral secundario luego de unos 60 años de extracción, se comenzó a explotar el mineral primario. Quedó en evidencia la inadecuación de los anteriores diseños mineros y de manejo de materiales en la nueva situación. Paralelamente, se constató que la aplicación del mismo método de caving induce sismicidad en la zona primaria, observándose la ocurrencia de daños asociados a eventos sísmicos de altas magnitudes, fenómeno conocido en otras faenas mineras como “estallidos de roca”.

A comienzos de los años ochenta, y siguiendo la práctica usual de las minas con sismicidad inducida, se instaló un sistema sísmico, local y analógico, equipado con acelerómetros distribuidos en torno al frente de hundimiento de un sector. El análisis de la información buscaba una primera caracterización de la respuesta sísmica del macizo rocoso que permitieran comprender la ocurrencia de eventos de magnitudes mayores.

En 1989, se profundizó la explotación con un sector denominado Sub6, completamente emplazado en mineral primario. Continuando con el mismo esquema de diseño y explotación, se registró una sismicidad de magnitudes relevantes y estallidos de rocas con daños en una escala mayor a la registrada anteriormente. Considerando que el conocimiento a esa época no daba cuenta del fenómeno, y ante la incertidumbre respecto de las condiciones seguras de explotación, ésta se detuvo a comienzos de 1992.

Paralelamente, se actualizó la tecnología de monitoreo, instalándose en 1992 un sistema digital, con cobertura de todo el yacimiento. Su información permitió la integración en un proceso de la sísmicidad inducida, los parámetros de la minería aplicada y las características del macizo rocoso sujeto a explotación. Se relacionó la sísmicidad con el fracturamiento del macizo generado por el método minero de caving en un macizo rocoso dado. Esto sirvió de guía para la toma de las primeras acciones para reducir la problemática de estallidos de roca, las cuales apuntaban a controlar las geometrías de explotación y las tasas de minería aplicadas, velocidades de extracción por ejemplo, lográndose ese objetivo. Se reabrió el sector Sub6 en condiciones experimentales, continuándose con su explotación.

ESTADO ACTUAL

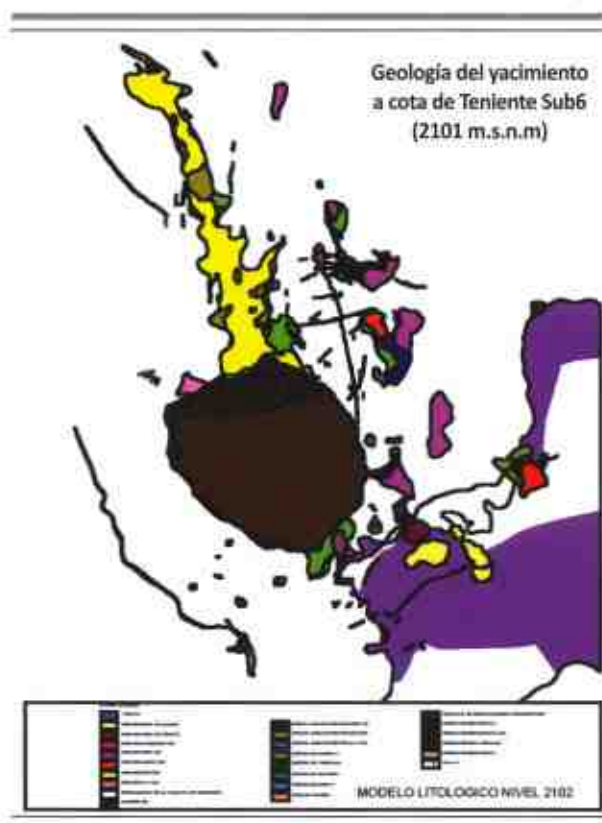
Actualmente el sistema de monitoreo sísmico instalado en El Teniente cuenta con cerca de 65 sensores distribuidos en los distintos sectores en producción. Estos sensores incluyen geofonos triaxiales (37), de frecuencia propia 4,5 Hz y 14 Hz, geofonos uniaxiales (20) de 15 Hz y acelerómetros triaxiales (8) de 2,3 kHz

(Figura 2). El sistema opera las 24 horas, 365 días al año. Los parámetros principales que entrega el sistema para cada evento son estimaciones del momento sísmico escalar y la energía radiada, además de la localización del foco sísmico. La figura 3 muestra un ejemplo de información sísmica.

En el periodo de operación del sistema, se han registrado alrededor de 550.000 eventos sísmicos en un rango de magnitudes momento que cubre desde -2 a 3.

El análisis de la información apunta fundamentalmente a estimar en mejor forma la respuesta del macizo a la minería y el riesgo sísmico asociado. Con este objetivo, se analiza la evolución espacial y temporal de la sísmicidad, su localización, magnitudes y otros parámetros sísmicos. Se emiten recomendaciones a la operación de la mina de manera de ajustar los parámetros (geometrías y tasas) de la minería en desarrollo para disminuir el riesgo de eventos mayores.

Actualmente, se trabaja en la extensión de la red sísmica de la mina, mejorándose los modelos de respuesta del macizo rocoso para una mejor estimación de los niveles de riesgo sísmico presentes en la explotación.



MICROZONIFICACION SISMICA DEL DISTRITO DE TAMBO DE MORA - CHINCHA

(Comportamiento Dinámico del Suelo)

Isabel Bernal

Dirección de Sismología - Instituto Geofísico del Perú

INTRODUCCION

El presente estudio se ha realizado con el apoyo de Cooperazione Internazionale (COOPI) y considera la Microzonificación Sísmica del Distrito de Tambo de Mora – Chíncha (Figura 1) a partir del uso de Registros de Vibración Ambiental (comportamiento dinámico del suelo). Se pretendió cumplir los siguientes objetivos:

- Determinar las frecuencias predominantes (Fr), periodos dominantes (To), amplificaciones máximas relativas (Ar), mapas de isoperiodos y amplificaciones máximas para el Distrito de Tambo de Mora – Chíncha (Ica).
- Proponer el Mapa de Microzonificación Sísmica para el Distrito de Tambo de Mora – Chíncha (Ica).

Se ha procedido a registrar señales de vibración ambiental en 158 puntos distribuidos en todo el Distrito de Tambo de Mora y en la localidad de Magdalena (Figura 2). Para el registro de datos se ha utilizado dos estaciones sísmicas compuestas por sensores de banda ancha y registradores de alta resolución (Figura 3). Para determinar las frecuencias predominantes, periodos dominantes y amplificaciones máximas relativas se ha hecho uso de la técnica de Razones Espectrales (H/V).

RESULTADOS

El Mapa de Microzonificación Sísmica de Tambo de Mora, divide al distrito en tres microzonas (Figuras 4 y 5):

La microzona I es considerada de vulnerabilidad alta. Los periodos dominantes oscilan entre 0.1 a 0.2 segundos con valores de amplificación de al menos 15 veces. En esta microzona el suelo es blando y está constituido principalmente por grava en estado húmedo en unas áreas y semihúmedo en otras debido al alto nivel freático existente; sin embargo, conforme se tiende hacia su extremo SE, las amplificaciones máximas disminuyen hasta 3 veces por encontrarse a mayor altura.

La microzona II es considerada de vulnerabilidad media. Los periodos dominantes oscilan entre 0.3 a 0.4 segundos con valores de amplificación de al menos 5 veces, y de manera puntual hasta 6 veces. Aquí el suelo está constituido principalmente por arcilla de color amarillento en estado semidenso.

La microzona III es considerada de vulnerabilidad baja. Los periodos dominantes oscilan entre 0.3 a 0.4 segundos con amplificaciones menores a 5 veces. Aquí el suelo está compuesto por arcilla de color amarillento en estado semidenso. En la zona el nivel freático se encuentra a más de un metro de profundidad.

Se ha identificado que la Microzona I, es la de mayor peligrosidad por la posibilidad de que los modos de vibrar del suelo coincidan con el de las viviendas produciendo efectos de resonancia. En esta microzona la amplificación máxima alcanza valores de 15 veces, siendo estos valores menores en dirección SE pudiendo considerarse normas diferentes que al resto de esta microzona.

De acuerdo a los resultados obtenidos en este estudio, los daños observados en Tambo de Mora debido al terremoto de Pisco (15/08/07), fueron a

consecuencia de tres factores: (1) efectos de sitio que caracterizan a suelos inestables que responden a periodos de 0.1 y 0.2 segundos con amplificaciones altas que pudieron entrar en resonancia con las viviendas de 1 y 2 pisos que prevalecían en esta zona. (2) Los fenómenos de licuefacción que produjeron el hundimiento de las viviendas y (3) las características y tipos de construcción de las viviendas que las hacían de alta vulnerabilidad.

El mapa de microzonificación sísmica para el distrito de Tambo de Mora, representa un conocimiento primario a considerar para el reordenamiento de la ciudad y guía para su futura expansión urbanística.

Asimismo, se constituye como punto de partida para futuros estudios de sismicidad e ingeniería.

De acuerdo al mapa de microzonificación y al reconocimiento geológico/tectónico, se recomienda no construir nuevas viviendas/edificaciones en las áreas afectadas por ser altamente vulnerables a los efectos de los terremotos de gran magnitud. Es necesario considerar la reubicación de las familias a zonas más estables y menos vulnerables. Caso contrario, se debe considerar una mayor inversión en la reconstrucción del Distrito debido a su alta vulnerabilidad y para lo cual se tomar en cuenta la asesoría de profesionales.

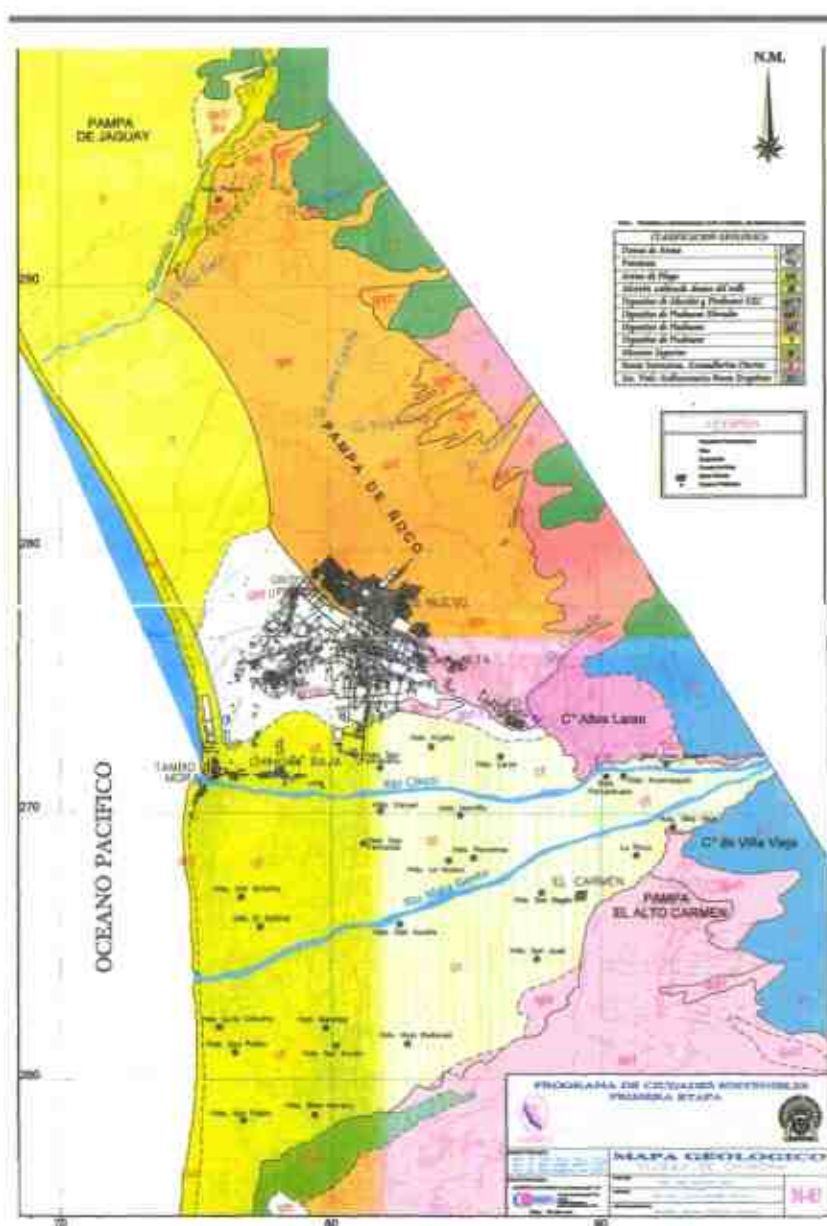


Figura 1. Mapa Geológico de la Ciudad de Chíncha. El recuadro de línea discontinua encierra el área de estudio: Distrito de Tambo de Mora (INDECI, 2001).



Figura 2. Fotos representantes del AREA1. a) y b) En algunas zonas existen afloramientos del nivel freático. c) Zonas de relleno y d) Se muestra una zanja de medio metro de profundidad. Nótese la presencia de humedad.

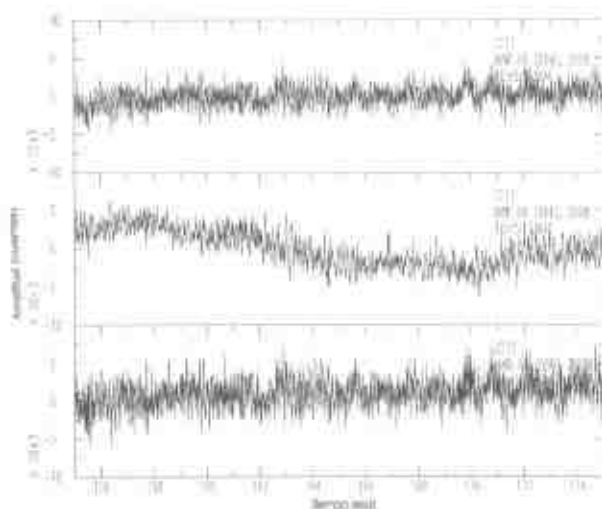


Figura 3. En el extremo superior de la figura se muestra la disposición del sistema de registro: sensor, GPS y registrador. En el extremo inferior, un ejemplo de los registros de Vibración Ambiental en sus tres componentes obtenido en cada punto (GT11: componente vertical; GT12: componente NS; GT13: componente EO).

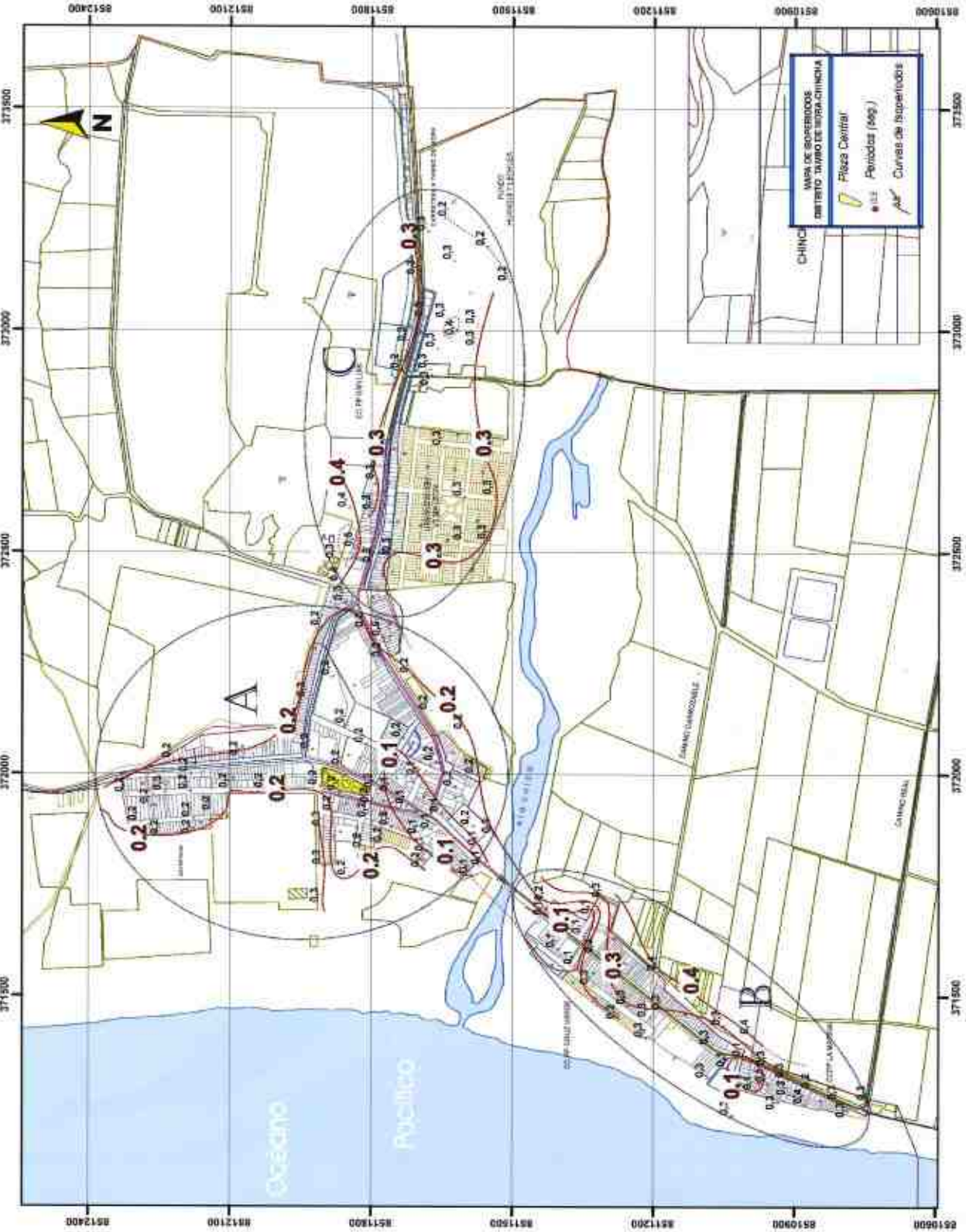


Figura 4.- Mapa catastral del Distrito de Tambo de Mora con la distribución de los valores de periodos dominantes obtenidos para cada punto de observación. Con líneas continuas se muestra las curvas de isoperiodos trazados. Las líneas discontinuas indican la probable continuación de la curva de isoperiodos respectiva. Las áreas delimitadas por elipses indican los diferentes grupos.

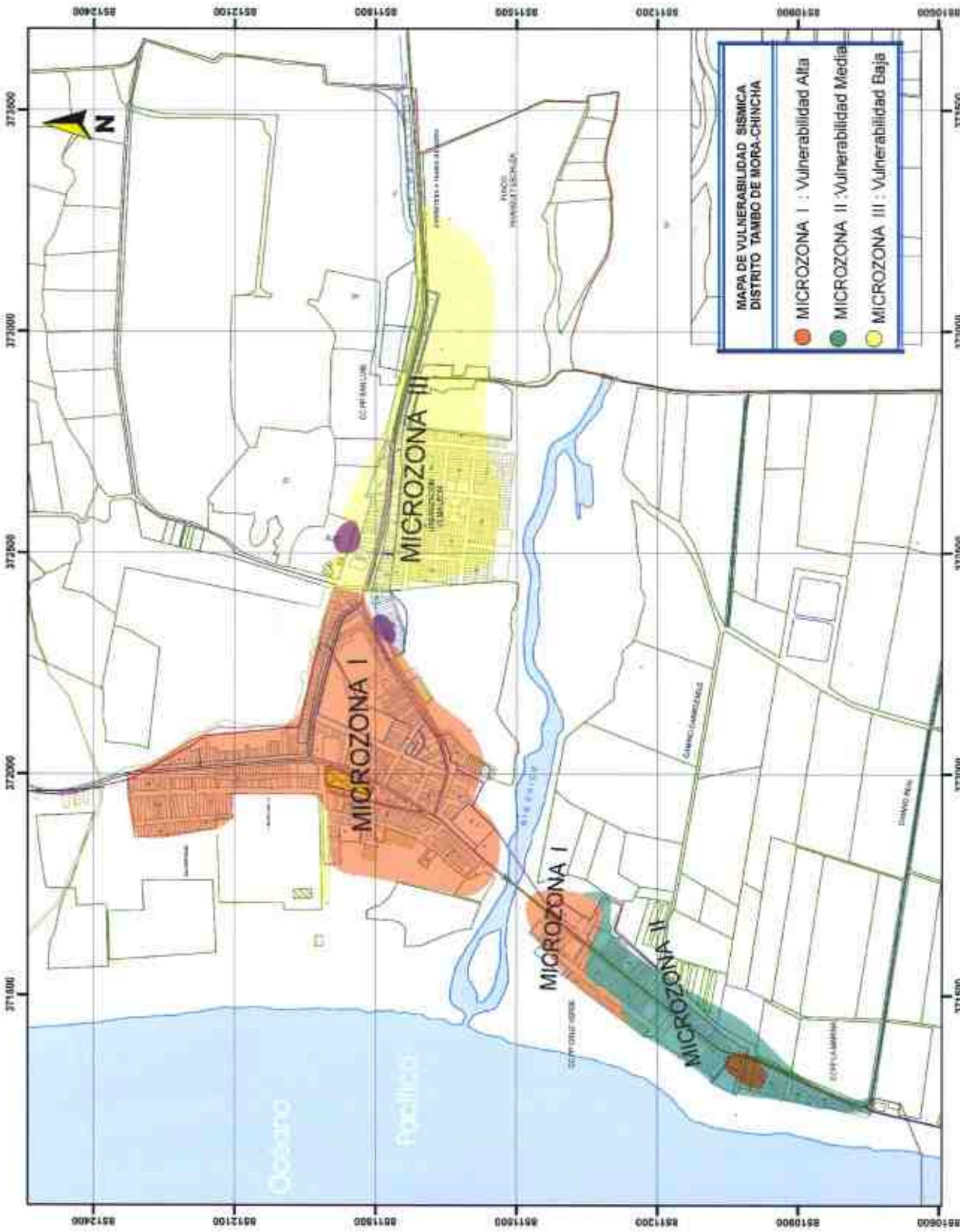


Figura 5.- Mapa de Microzonificación Sísmica del Distrito de Tambo de Mora a partir del comportamiento dinámico del suelo.

REFERENCIAS

- Bernal, I. y H. Tavera (2007). *Pruebas de vibración ambiental realizadas en la localidad de Condormarca, provincia de Bolívar. Dpto. de la Libertad. Informe Técnico*, 23p.
- Bernal, I. y H. Tavera (2007). *Estimación de frecuencias predominantes y amplificaciones relativas en los terrenos del BCP-Ciudad de Trujillo. Informe presentado al BCP*, 22p.
- Bernal, I. (2006). *Microzonificación sísmica de la ciudad de Tlaxcala. Tesis de Maestría. Posgrado en ciencias de la Tierra, UNAM*, 130pp.
- Gutiérrez, C. y S.K. Sing (1991). *Efectos de sitio en Aca-pulco usando Movimientos Fuertes y Microtremores, Memorias del IX Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Manzanillo, Col., Ed. SMIS, Vol. I, pp. 1-1 a 1-10.*
- INDECI (2001). *Mapa de peligros, plan de usos del suelo y propuestas de medidas de mitigación de los efectos producidos por los desastres naturales de la ciudad de Chincha. Programa de ciudades sostenibles primera etapa, Ciudad de Chincha.*
- Kono, K. y T. Tanaka (1998). *Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremors. Bull. of the Seism. Soc. Am.*, 88, 228-241.
- Nakamura, Y (1989). *A method for dynamic characteristics estimations of subsurface using microtremors on the ground surface. QR, RTRI*, 30, 25-33.
- Lachet, C y P.Y. Bard (1994). *Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's Technique, J. Phys. Earth.*, 42, 377-397 pp.
- Lermo, J. y F.J. Chávez-García (1994). *Are microtremors useful in site response evaluation?, Bull. Seism. Soc. Am.* 84, 1350-1364 pp.
- Tavera H, I. Bernal y H. Salas (2007). *El sismo de Pisco del 15 de Agosto, 2007 (7.9 Mw) Departamento de Ica-Perú. Informe Preliminar.*

MEDICIONES GPS DEL CICLO SÍSMICO

Francis Bondoux

IRD Lima

INTRODUCCIÓN

El tema de este resumen son las mediciones GPS, ya que el GPS es, en nuestros días un recurso indiscutible en Ciencias de la tierra, para la observación de las deformaciones de la corteza terrestre, así como para el registro de los movimientos INTER, CO y POST sísmico. Hay que tener en cuenta las diferentes fuentes de errores del sistema GPS, y las razones por las cuales es preferible instalar una red de estación GPS permanente, dentro de esta temática, por ejemplo la instalación de la red geodesia de Pisco, para el registro del movimiento POST sísmico.

Veremos también de los diferentes problemas que se presentan con este tipo de RED y las soluciones obtenidas, y la presentación de un sistema autónomo de registro de datos GPS con monitoreo en tiempo real.

FUENTES DE ERRORES DEL SISTEMA GPS

El sistema GPS es una técnica reciente y operacional, a partir de 1994, y la precisión de las mediciones GPS depende de varios factores, porque hay errores relativos.

Errores relativos a la propagación de la señal emitida por el satélite

Refracción ionosférica

La Ionosfera es aquella región de la atmósfera comprendida entre 60 y 800 Km. de altitud, donde las radiaciones solares ionizan una porción de las moléculas gaseosas, liberando electrones que interfieren en la propagación de ondas electromagnéticas.

Estas concentraciones de electrones, son irregulares y poco predecibles, y cualquier modulo ionosférica es solo una aproximación.



Refracción Troposférica

La troposfera es aquella región de la atmósfera comprendida entre 0 y 15 Km. de altitud, las características de esta capa son:

- mayor cantidad de vapor de agua (nubes)
- corrientes de aire ascendentes y descendentes

lo que significa, que en esta capa hay retardos significativos, que afectan las señales de propagación electromagnéticas emitidas por los satélites.

Disponibilidad Selectiva (selective availability)

Es una degradación intencionada de la señal GPS, con el fin de evitar la excesiva precisión de los receptores GPS comerciales modernos.

El 2 de Mayo 2000, fue eliminada y la precisión pasó de 100 m a menos de 10 m.

El POST PROCESSING de datos GPS, integra la diferenciación de los datos entre estaciones.

Perdida de ciclos

Las pérdidas de ciclos, suponen un salto en el registro de las mediciones de fase, producido por alguna interrupción o pérdida de la señal enviada por el satélite, puede ser debido a la presencia de árboles, edificios, puentes, montañas, etc.

El software interno del receptor, tiene la capacidad normalmente de detectar y corregir las pérdidas de ciclos.

Efecto MULTIPATH

o multicaminos, es causado principalmente por múltiples reflexiones de la señal emitida por el satélite, en superficies cercanas al receptor.

Hay antenas especiales "CHOKE RING" para limitar este tipo de problemas.

Errores relativos al receptor GPS

Error del reloj

Cuando hay desfase entre el reloj del satélite y el reloj interno del receptor.

Por ejemplo un error de 1 /1000 000 (una millonésima) de segundos provoca un error de 300 metros en el cálculo de la posición.

Error en el Estacionamiento de la antena

La antena del receptor necesita ser estable, es decir sin pequeños desplazamientos, vibraciones o torsiones que pueden afectar la observación de las señales recibidas de los satélites.

Error de variación del centro radioeléctrico de la antena

La recepción de señal electromagnética emitida por los satélites se efectúa en el centro radioeléctrico de la antena GPS que llamamos el centro de fase este centro es variable según el tipo de antena usado. Por eso es muy importante usar la misma antena orientada en la misma dirección.

Errores relativos al Satélite GPS

Error del reloj del satélite

Este error es el desfase que tiene el reloj del satélite respecto al tiempo GPS. Los errores en los osciladores de los satélites pueden eliminarse mediante correcciones enviadas en el mensaje de navegación que recibe el receptor.

Errores en los parámetros orbitales

Los errores en los parámetros orbitales de los satélites se pueden eliminar trabajando con las efemérides

precisas de los días de observación. Esta corrección se efectúa en POST PROCESSING.

EL GPS ES UN SISTEMA DE ALTA PRECISIÓN PARA MEDIR LA DEFORMACIÓN DE LA CORTEZA TERRESTRE OBTENIENDO MEDICIONES DE POSICIÓN AL MILÍMETRO.

Medición temporal: Consiste en reiterar la observación de un punto geodésico a intervalos de 1 o 2 años.

Medición continua: consiste en adquirir datos de posición de un punto 24 horas al día y 365 días al año.

Tomando en cuenta los distintos errores relativos descriptos anteriormente, la precisión de las mediciones de posición GPS es tal, que podemos medir velocidades y desplazamientos en la superficie de la tierra con una precisión al milímetro.

En teoría, la re- iteración de mediciones de posición GPS de algunos puntos de referencia pueden ser efectuadas a pocos años de intervalo (por ejemplo: sesiones de 48 horas de observación cada dos años), y es posible, registrar deformaciones y desplazamientos notables, estamos hablando de medición temporal.

En la práctica, es diferente, porque las mediciones GPS se ven afectadas durante el tiempo de observación (alrededor de 48 horas) por los errores relativos a la propagación de la señal, a los satélites y al receptor.

Cuando disponemos de estas mediciones discontinuas en el tiempo (normalmente una vez al año o mas) es mas complicado distinguir los errores de la verdadera señal tectónica, y es preferible registrar observaciones en continuo.

POR QUE ESTACIÓN GPS PERMANENTE?

Razones por las que se utilizan mediciones GPS en continuo:

- Para reducir los diferentes errores encontrados, durante las medidas temporales, de un año al otro.
- Para adquirir observaciones de posición y seguir las deformaciones en continuo.
- Para registrar y monitorear los movimientos INTER, CO y POST sísmicos, ejemplo del movimiento POST sísmico registrado en la zona de Pisco, después del terremoto del 15 de Agosto 2007.
- Más precisamente, para ver las deformaciones transitorias, que se producen de manera episódicas.

- la deformación no es constante en el tiempo, en corta duración
- grabar los “slow earthquakes”

LA RED DE ESTACIONES GPS PERMANENTES DE PISCO

Después del terremoto de Pisco del 15 de Agosto 2007, instalamos una RED de estaciones GPS permanentes, en la zona de Pisco, desde Chincha al Norte hasta Ica al Sur. Hasta hoy hubo unas seis salidas al terreno para recuperar los datos que permitieron después, el procesamiento de los mismos y establecer las series temporales del movimiento POST sísmico de la zona.

Durante este tiempo, instalamos en algunas estaciones, sistemas de almacenamiento de datos para aumentar la capacidad en memoria, de los eventos registrados.

ESTACIONES GPS PERMANENTES, LA FORMA DE ADQUIRIR LOS DATOS

Para poder establecer las series temporales, correspondientes al movimiento POST sísmico de Pisco, hay distintos pasos, primero es importante estar seguro de la adquisición de datos de calidad. Porque tenemos distintos tipos de receptores, con distintos tipos de memoria y con distintos formatos de datos.

Las condiciones meteorológicas pueden también afectar este proceso, por ejemplo, viento arenal, lluvia, sol fuerte.

A fin de evitar estos problemas en terreno para la recuperación de los datos, hay que guardar las informaciones en sistemas anexos autónomos equipados con una memoria de gran capacidad y extractables (PENDRIVE).

ESTACIÓN GPS PERMANENTE DE PISCO, CHINCHA

Esta estación permanente de difícil acceso esta situada sobre una montaña y para aumentar la memoria interna del receptor instalamos un sistema autónomo de almacenamiento de datos que tiene la particularidad de activarse una vez por día para guardar los datos de posición en un disco duro. Gracias a este sistema en lugar de extraer los datos cada 40 días, se puede prolongar la recuperación por periodos mucho mas largos de tiempo.

CONDICIONES IDEALES DE UNA ESTACIÓN GPS PERMANENTE

- El terreno debe ser geológicamente estable (BEDROCK).
- Asegurar la antena sobre un monumento geodésico estable e indestructible en un sitio seguro (monumentos tipo “Bevis”).
- El horizonte en torno a la antena debe estar despejado para permitir la recepción de satélites con bajo ángulo de elevación.
- En la cercanías de la antena no deben encontrarse objetos que pueden interferir con la señal GPS o producir multicaminos.
- La antena debe estar libre de interferencias electromagnéticas que pueden perturbar la recepción de la señal de los satélites.
- No ser limitado por la memoria del receptor
- Bajo consumo de energía.
- Colocar un sistema externo de almacenamiento de datos (con disco duro o PENDRIVE)
- Tener los datos diarios en tiempo real disponible en un servidor

En esta diapositiva vemos los distintos requisitos para instalar una estación GPS permanente y para tener los mejores resultados hay que reunir todas las condiciones que están detalladas.

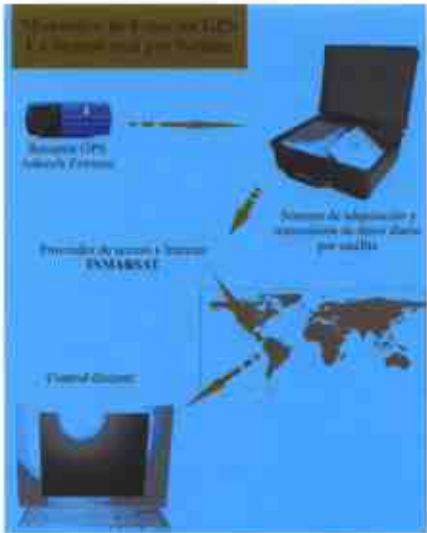
Hay que tomar en cuenta los pasos 8 y 9 es decir almacenamiento de datos y transmisión de datos en tiempo real.

ESTACIÓN GPS PERMANENTE, DISTINTOS MODOS DE CONEXIÓN EN TIEMPO REAL

La conexión de un receptor GPS de una estación permanente a una red Internet depende de la ubicación donde se encuentra el sitio.

- a la derecha el receptor GPS manda su información por una red telefónica y después esta conectado a un servidor por medio de un proveedor de Internet público.
- A la izquierda tenemos una solución mas costosa porque la información del receptor se manda a un servidor distante por medio de un MODEM satelital y el proveedor Inmarsat.

Conexión a un MODEM satélite



Conexión a un proveedor de Internet



Recepción estación GPS por red telefónica
Y conexión a red Internet

EJEMPLO DE ESTACIÓN GPS PERMANENTE, ALMACENAMIENTO DE DATOS CON CONEXIÓN A UN SERVIDOR FTP

Tenemos un sistema universal, que tiene la función de almacenar datos que provienen de varios tipos de receptor GPS y también tiene la función de mandar por FTP, una vez por día, las informaciones por medio de un MODEM satelital, o por medio de una transmisión WIFI o a través de un MODEM digital.



THE NAZCA – SOUTH AMERICA EULER VECTOR AND ITS RATE OF CHANGE(*)

Eric Kendrick^a, Michael Bevis^{a,*}, Robert Smalley Jr.^b, Benjamin Brooks^a,
Rodrigo Barriga Vargas^c, Eduardo Lauría^d, Luiz Paulo Souto Fortese

^a*School of Ocean and Earth Science and Technology, University of Hawaii, 1680 East West Road,
Honolulu, HI 96822, USA*

^{*} *Corresponding author. Tel.: p 1-808-956-7864; fax: p 1-808-956-3188.*

E-mail address: bevis@soest.hawaii.edu (M. Bevis).

0895-9811/03/\$ - see front matter q 2003 Elsevier Science Ltd. All rights reserved.

doi:10.1016/S0895-9811(03)00028-2

^b*Center for Earthquake Research, University of Memphis, Memphis, TN, USA*

^c*Instituto Geográfico Militar de Chile, Santiago, Chile*

^d*Instituto Geográfico Militar de Argentina, Buenos Aires, Argentina*

^e*Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Rio de Janeiro, Brazil*

Received 1 March 2002; accepted 1 December 2002

ABSTRACT

We present velocities relative to the South American plate for five GPS stations on the Nazca plate and use these measurements to estimate the modern Euler vector. We find a pole at 55.88N, 92.58W with a rotation rate of 0.60 8/Myr. Because the GPS station at Easter Island appears to be moving at approximately 6.6 mm/yr relative to the other Nazca stations, we repeat our analysis with this station excluded from the inversion to obtain a second and preferred result (called CAP10) with a pole at 61.08N, 94.48W and a rate of 0.57 8/Myr. We compare these results with published finite rotation vectors and infer that during the past 10 – 20 Myrs, the Nazca – South America rotation rate has decelerated by 0.048 – 0.06 8/Myr².

q 2003 Elsevier Science Ltd. All rights reserved.

Keywords: Nazca – South American plate; Kinematic analysis; Euler vector

INTRODUCTION

The Cenozoic history of Nazca – South American (SoAm) plate convergence obtained by kinematic analysis of marine magnetic anomalies and plate circuit closure suggests that phases of intense tectonic activity in the Andes are associated with periods of rapid subduction (Pilger, 1983; Pardo-

Casas and Molnar, 1987; Somoza, 1998). The most recent of these studies (Somoza, 1998) finds that subduction rates in the Central Andes near 228S peaked at more than 150 mm/yr between 20 and 25 Ma and has steadily declined from 20 Ma to the present. Estimates of the present rate of subduction at 228S lie in the range of 63 – 79 mm/yr.

(*) Trabajo publicado en: *Journal of South American Earth Sciences* 16 (2003) 125–131

Most estimates of the contemporary Nazca – SoAm convergence rate are based on the global kinematic model NUVEL-1A (DeMets et al., 1994) or geodetic measurements (Larson et al., 1997; Norabuena et al., 1998, 1999; Angermann et al., 1999). Angermann et al. (1999) were the first to recognize a major discrepancy between their geodetic measurements and the predictions of NUVEL-1A. Their Nazca – SoAm Euler vector has an angular velocity of 0.59 8/Myr, compared with NUVEL-1A's value of 0.72 8/Myr, which thus implies a, 20% difference in the subduction rate in the Central Andes. Norabuena et al. (1999) suggest that, because NUVEL-1A averages plate motions over the past 3 Myrs, discrepancies between NUVEL-1A and geodetic studies of Nazca – SoAm convergence can be explained by the deceleration of plate convergence implicit in plate reconstructions. However, if we accept a Euler vector similar to that of Angermann et al. (1999), this explanation implies a rate reduction of approximately 20% in just 1.5 Myrs, considerably larger than the deceleration implied by the reconstructions of Somoza (1998).

Herein, we present two new Euler vectors (CAP09 and CAP10) for Nazca – SoAm derived from global positioning system (GPS) velocity fields measured by the Central Andes GPS Project (Kendrick et al., 1999; Bevis et al., 2001). The CAP09 and CAP10 vectors differ in the weights they assign to a problematic GPS station in Easter Island. However, both solutions are similar to the result obtained by Angermann et al. (1999), in that they imply subduction rates approximately 20% lower than those predicted by NUVEL-1A. We use our preferred solution, CAP10, in combination with the plate reconstructions of Somoza (1998); Pardo-Casas and Molnar (1987), to estimate the rate of deceleration of Nazca – SoAm plate convergence during the past 10 – 20 Myrs.

THE GPS VELOCITY FIELD

Our approach to GPS data analysis, reference frame realization, and velocity estimation has been described at length by Kendrick et al. (2001), so will not be repeated here. We update the analysis of Kendrick et al. (2001) by employing a longer time series. We present our latest velocity solutions in a reference frame that fixes the stable core of the SoAm plate. The RMS residual velocity of the ten SoAm stations used to realize this frame is just 0.7 mm/yr (Table 1). Nine of

these stations are located in the continental crust, and one (ASC1 on Ascension Island) is located in oceanic crust near the eastern limit of the SoAm plate.

We obtained velocities for five stations in the Nazca plate: two continuous GPS (or CGPS) stations and three survey GPS (or SGPS) stations. The two CGPS stations—GALA (Santa Cruz Island) and EISL (Easter Island)—are part of the global network of the International GPS Service. Two of the three SGPS stations—FLIX (San Felix Island) and RBSN (Robinson Crusoe Island)—are part of the CAP network, and BALT (Baltra Island) is part of the Sistema de Referencia Geocentrico para America del Sur (SIRGAS) network. Our GPS stations on San Felix and Robinson Crusoe Islands are physically distinct from those measured and used by Angermann et al. (1999). The velocities of these stations are listed in Table 1 and plotted in Fig. 1. The velocity vectors obtained at GALA and BALT, located approximately 32 km apart in the Galapagos Islands, are similar.

THE PRESENT-DAY NAZCA – SOAM EULER VECTOR

The GPS stations on the Nazca plate, except RBSN, are located on or within, 100 km of active volcanoes. Although there were no major eruptions near any of these stations during the course of the GPS measurements, we note that our geodetic velocity measurements may be contaminated by site instabilities, such as volcanic straining or slope instability. We assume that at each station the horizontal and vertical components of velocity due to site instability are zero mean stochastic variables with standard deviations of σ_{shand} and σ_{v} , respectively. These supplementary uncertainties may vary from one station to another, and we assign their values a priori on a best-guess basis (see Tables 2 and 3) and use this information to augment or inflate the geodetic covariance matrices prior to using them to weight the various velocity estimates during the inversion for the Euler vector (see Appendix A for more details).

In our first treatment, the level of noise associated with site instability is assumed to be minor at all stations (Table 2). We inverted the velocity estimates to find the Euler vector designated CAP09 (Table 2, Fig. 2). The velocity residuals in the Nazca plate have an RMS magnitude of 2.6 mm/yr, with the largest residual, 3.5 mm/yr, at RBSN. A careful analysis of these residuals indicates that station EISL appears to be moving

Table 1. The GPS velocity solutions used in this study. The table columns list the station name and position, the total time span of observation (years), the north component of velocity and its standard error, the east component of velocity and its standard error, the horizontal velocity magnitude (all in mm/yr), the correlation between the estimates of the north and east velocity components (which specifies the orientation of the error ellipse), and the station type (C % continuous, S % survey)

Station	Lat	Lon	Tspan	V_n	S_n	V_e	S_e	V_h	C_{ne}	Type
Stations in stable core of South American Plate										
KOUR	5.25	252.81	9.59	20.4	0.1	0.2	0.2	0.4	0.019	C
FORT	23.88	238.43	8.66	20.1	0.1	20.3	0.2	0.4	0.045	C
ASCI	27.95	214.41	6.40	20.8	0.2	20.5	0.3	0.9	0.058	C
BRAZ	215.95	247.88	7.52	20.1	0.1	0.6	0.2	0.6	0.046	C
UEPP	222.12	251.41	7.30	0.6	0.1	20.4	0.2	0.7	20.028	C
PARA	225.45	249.23	7.30	20.1	0.1	20.3	0.2	0.3	0.074	C
LPGS	234.91	257.93	8.65	20.2	0.1	0.0	0.1	0.2	20.119	C
TNDL	237.32	259.09	8.18	0.2	0.3	0.9	0.4	0.9	0.098	S
LHCL	238.00	265.60	5.81	20.5	0.2	20.1	0.1	0.5	20.220	C
LKTH	251.70	257.85	3.93	1.1	0.2	0.3	0.1	1.1	20.075	C
Stations in Nazca Plate										
BALT	20.46	290.26	6.32	3.2	0.3	53.8	0.5	53.9	0.001	S
GALA	20.74	290.30	6.61	2.3	0.1	55.9	0.2	56.0	0.000	C
FLIX	226.30	280.09	7.35	7.7	0.2	62.8	0.2	63.3	20.128	S
EISL	227.15	2109.38	8.64	212.0	0.2	67.9	0.2	69.0	0.133	C
RBSN	233.63	278.84	6.68	7.8	0.6	62.5	0.4	63.0	20.296	S

relative to the other four stations on the Nazca plate. The anomalous motion of EISL is also apparent in Fig. 1A, in which the oblique Mercator map projection (centered near the Euler pole) is devised so that the Euler velocity field is very nearly horizontal (i.e. parallel to the top side of the map frame) everywhere on the map. This anomalous motion is much larger than would normally be associated with site instabilities, and it presents the possibility that Easter Island is located in a deforming plate boundary zone rather than in the stable core of the Nazca plate. Easter Island is situated on one of a suite of linear structures pervading the oceanic crust, some of which are seismically active (Fig. 1B), and much of the seafloor surrounding Easter Island is covered with recent volcanic material (Liu, 1996; D. Naar and P. Wessel, pers. comm.).

In response to these findings, we performed a second inversion for the Euler pole in which we eliminated the influence of the EISL velocity by excluding it from the inversion. This leads to our preferred Euler vector, designated CAP10, as described in Table 3 and Fig. 2. We compared the velocities predicted by CAP10 with the observed

velocities in Fig. 1 and Table 3. The velocity residual at EISL is increased to 6.6 mm/yr, bearing N1288E (Fig. 1B), but the residuals at the other four stations are less than 2 mm/yr, with an RMS value of just 1.0 mm/yr. Note that the residual velocity vector for EISL is very much larger than its error ellipse (Fig. 1B).

A COMPARISON OF EULER POLES

We compare CAP09, CAP10, and four prior geodetic estimates for the present-day Nazca – SoAm Euler pole in Fig. 2. This figure also shows the NUVEL-1A pole and three finite rotation poles associated with the plate reconstructions of Somoza (1998) and Pardo-Casas and Molnar (1987).

The geodetically derived poles lie close to a great circle arc passing through or near their center of mass and the center of mass of the various GPS stations in the Nazca plate. This nearly north – south scatter is also reflected in the geometry of the various error ellipses. This scatter can be explained in part by a well-known instability that affects numerical estimates of Euler vectors: the pole may deviate toward (away from) the velocity sample sites and

Table 2. Information related to solution CAP09 for the Nazca – SoAm Euler vector. The upper section lists by station the supplementary uncertainties (shand sv) used to augment the covariance matrices associated with the GPS solutions, the velocities predicted by the Euler vector, and the associated velocity residuals (observed 2 computed). Velocity magnitudes (mag) are stated in mm/yr, and velocity azimuths (azm) are stated in degrees east of north. The Euler vector and its covariance matrix are provided in geocentric Cartesian coordinates with the units radians/year and (radians/year)². The pole and rate of rotation are stated in more familiar form

Station	S _h	S _v	Model velocity		Velocity residual	
Code			mag	azm	mag	azm
EISL	0.2	0.3	66.2	99.4	2.9	113.4
GALA	0.2	0.3	55.5	88.5	0.9	25.8
BALT	0.3	0.5	55.4	88.5	2.3	241.8
FLIX	0.2	0.3	66.0	83.0	2.7	297.7
RBSN	0.2	0.3	66.5	82.4	3.5	2107.2
Variance of unit weight % 6.09						
	Euler vector		Covariance matrix			
X	22.574 E 10 ² ₁₀	1.396 E 10 ² ₂₀	6.413 E 10 ² ₂₁	2.403 E 10 ² ₂₁		
Y	25.864 E 10 ² ₁₁	6.413 E 10 ² ₂₁	1.553 E 10 ² ₁₁	4.804 E 10 ² ₂₀		
Z	8.631 E 10 ² ₁₁	2.403 E 10 ² ₂₁	4.804 E 10 ² ₂₀	3.296 E 10 ² ₂₀		

Euler pole: geocentric Lat % 55.78, Long % 292.51; angular velocity % 0.598 ^ 0.009 degrees/Myr.

do relatively little damage to the fit of the observed and computed velocities if the rate of rotation is increased (decreased) commensurately. This trade-off is difficult to suppress unless the velocity field is sampled over a very wide range of Euler latitudes, which is not possible for small plates.

The NUVEL-1A pole, the CAP09 and CAP10 poles, and the pole of Angermann et al. (1999) are not significantly different at the 95% level of confidence. The CAP09 and CAP10 poles are the only geodetic estimates to lie very close to or north of the NUVEL-1A pole and close to the rotation poles of Somoza (1998) for anomaly 3 (4.9 Ma) and anomaly 5 (10.8 Ma). When these rotation poles are compared with the anomaly 5 pole of Pardo-Casas and Molnar (1987) and the NUVEL-1A pole, which represents a 3 Myr average, we find that we cannot identify with any reasonable confidence the direction in which the Euler pole has drifted during the past 10.8 Myrs, except perhaps that the drift has had an easterly component. No error ellipses were provided for the three finite rotation poles, but if they are of similar size to the NUVEL-1A error ellipse (or larger), we

would conclude that these poles, NUVEL-1A's poles, and the CAP09 and CAP10 poles are statistically indistinguishable.

Our solutions CAP09 and CAP10 have rotation rates of 0.598 ^ 0.009 and 0.569 ^ 0.005 8/Myr, respectively. Both rates are close to the value of 0.59 ^ 0.014 8/Myr reported by Angermann et al. (1999). Given this close agreement, we adopt the CAP10 rate for the present and compare it with average rates obtained from various stage poles to infer how the angular velocity of the Nazca – SoAm Euler vector has changed during the past, 20 Ma (Fig. 3). Estimating a deceleration in this way involves a familiar problem: If we estimate a rate over a shorter period of time (say, 10.8 Myrs), we are less likely to run into difficulties when we assume a constant rate of deceleration. However, by estimating a rate over a longer period of time (say, 20 Myrs) and incorporating additional measurements, we might better mitigate the impact of individual measurement errors. Because of the absence of error bars on many of the points in Fig. 3, we believe it would be premature to try to infer how the deceleration rate may have changed during

Table 3. Our preferred solution CAP10 for the Nazca – SoAm Euler vector. This table follows the format of Table 2. Station EISL is no longer used to invert for the Euler vector

Station	S_H	S_V	Model velocity		Velocity residual	
Code			mag	azm	mag	azm
EISL	–	–	63.2	97.2	6.6	128.2
GALA	0.2	0.3	55.8	87.8	0.2	60.8
BALT	0.3	0.5	55.7	87.7	0.1	29.5
FLIX	0.2	0.3	63.2	83.1	0.1	29.5
RBSN	0.2	0.3	63.0	82.5	0.4	167.4
Variance of unit weight χ^2 2.36						
	Euler vector		Covariance matrix			
X	23.680 ± 10^{10}	33.037 ± 10^{21}	23.121 ± 10^{21}	27.700 ± 10^{22}		
Y	24.797 ± 10^{10}	23.121 ± 10^{21}	4.787 ± 10^{20}	1.119 ± 10^{20}		
Z	8.681 ± 10^{10}	27.700 ± 10^{22}	1.119 ± 10^{20}	6.452 ± 10^{21}		

Euler pole: geocentric Lat χ 61.01, Long χ 294.39; angular velocity χ 0.569 $\pm$ 0.005 degrees/Myr.

the past 20 Myrs. We prefer to conclude simply that during the past 10 – 20 Myrs, the rate of rotation of the Nazca – SoAm Euler vector has declined or decelerated by between 0.04 and 0.06 8/Myr². We also conclude that the rotation rate difference between NUVEL-1A (i.e. 0.72 ± 0.02 8/Myr) and the three nearly identical geodetic estimates (CAP09, CAP10, and Angermann et al., 1999) is not easily explained by uniform deceleration of Nazca – SoAm plate convergence (Fig. 3).

DISCUSSION

Each new estimate of the current Nazca – SoAm Euler pole is usually more tightly constrained than prior estimates by virtue of a steadily expanding data set. At this point, the major uncertainty is whether the GPS station at EISL is moving relative to the stable core of the Nazca plate. We believe it probably is, and for this reason, we prefer CAP10 to CAP09. We have no observational basis for deciding whether this anomalous motion is due to ground or monument instability, volcanic deformation, or regional intraplate deformation, though we suspect that regional deformation is the major problem.

The various geodetic estimates for the Nazca – SoAm Euler vector imply quite different subduction

rates over the plate boundary as a whole (Table 4 and Fig. 4). Resolving these discrepancies has important implications for seismic risk along the Andes, as well as for groups modeling interseismic strain accumulation (e.g. Bevis et al., 2001; Trenkamp et al., 2002).

We estimate that the rate of rotation associated with the Nazca – SoAm Euler vector has been decreasing by approximately 0.04 – 0.06 8/Myr² for the past 10 – 20 Myr. However, it is not possible to estimate the directional part of the acceleration (deceleration) vector. This difficulty reflects the uncertainties associated with plate reconstructions, as much as it does those associated with geodetically inferred Euler poles.

REFERENCES

- Angermann, D., Klotz, J., Reigber, C., 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca – South America Euler vector. *Earth Planet. Sci. Lett.* 171, 329 – 334.
- Bevis, M., Kendrick, E., Smalley, R., Brooks, B., Allmendinger, R., Isacks, B., 2001. On the strength of interplate coupling and the rate of backarc convergence in the Central Andes: an analysis of the interseismic velocity field. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2 Paper 2001GC000198.

- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, F., Stein, S., 1994. Effect of recent revisions of the geomagnetic timescale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.* 21, 2191 – 2194.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R., Cifuentes, O., Galban, F., 1999. Current rates of convergence across the Central Andes: estimates from continuous GPS observations. *Geophys. Res. Lett.* 26, 541 – 544.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R., Brooks, B., 2001. An integrated crustal velocity field for the Central Andes. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2 Paper 2001GC000191.
- Larson, K., Freymueller, J., Philipson, S., 1997. Global plate velocities from the global positioning system. *J. Geophys. Res.* 102, 9961 – 9981.
- Liu, Z., 1996. The origin and evolution of the Easter seamount chain. Unpublished PhD Thesis, University of South Florida, 266 p.
- Norabuena, E., Leffler-Griffin, L., Mao, A., Dixon, T., Stein, S., Sacks, I., Ocala, L., Ellis, M., 1998. Space geodetic observation of Nazca – South America convergence across the Central Andes. *Science* 279, 358 – 362.
- Norabuena, E., Dixon, T., Stein, S., Harrison, C.G.A., 1999. Decelerating Nazca – South America and Nazca – Pacific motions. *Geophys. Res. Lett.* 26, 3405 – 3408.
- Pardo-Casas, F., Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plate since Late Cretaceous time. *Tectonics* 6, 233 – 248.
- Pilger, R., 1983. Kinematics of the South America subduction zone from global plate reconstructions. In: Cabre, R., (Ed.), *Geodynamics of the Eastern Pacific Region, Caribbean and Scotia Arcs*, *Geodynamics Series* 9, American Geophysical Union, Washington DC, pp. 113 – 1256.
- Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallon) – South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *J. S AM. Earth Sci.* 11, 211 – 215.
- Trenkamp, R., Kellogg, J.N., Freymueller, J., Mora, H., 2002. Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *J. S AM. Earth Sci.* 15, 157 – 171.

A NEOGENE GIANT LANDSLIDE IN TARAPACÁ, NORTHERN CHILE: A SIGNAL OF INSTABILITY OF THE WESTERNMOST ALTIPLANO AND PALAEOSEISMICITY EFFECTS(*)

L. Pinto ^{a,*}, G. Hérail ^{a,b}, S.A. Sepúlveda ^a, P. Krop ^c

^a Departamento de Geología, Universidad de Chile, Casilla 13518, Correo 21, Santiago, Chile

* Corresponding author. Tel.: +56 2 9784106; fax: +56 2 6963050 / E-mail address: lpinto@ing.uchile.cl (L. Pinto).

^b LMTG, IRD, CNRS, Université de Toulouse, OMP, 14 Avenue Edouard Belin, 31400, Toulouse, France

^c Ecole Nationale Supérieure de Géologie, Rue du Doyen Marcel Roubault, 54501 Vandœuvre les Nancy Cedex, France

ABSTRACT

Giant landslides, which usually have volumes up to several tens of km³, tend to be related to mountainous reliefs such as fault scarps or thrust fronts. The western flank of the Precordillera in southern Peru and northern Chile is characterized by the presence of such mega-landslides. A good example is the Latagualla Landslide (19°15' S), composed of ~5.4 km³ of Miocene ignimbritic rock blocks located next to the Moquella Flexure, a structure resulting from the propagation of a west-vergent thrust blind fault that borders the Precordillera of the Central Depression. The landslide mass is very well preserved, allowing reconstitution of its movement and evolution in three main stages. The geomorphology of the landslide indicates that it preceded the incision of the present-day valleys during the late Miocene. Given the local geomorphological conditions 8–9 Ma ago (morphology, slopes and probably a high water table), large-magnitude earthquakes could have provided destabilization forces enough to cause the landslide. On the other hand, present seismic forces would not be sufficient to trigger such landslides; therefore the hazard related to them in the region is low.

© 2008 Elsevier B.V. All rights reserved.

INTRODUCTION

In mountain ranges, landslides in general and mega-landslides in particular are important erosion processes and elements in the evolution of topographic relief. Landslides are some of the largest suppliers of sediments to rivers (e.g. Burbank et al., 1996; Hovius et al., 1997). The majority of landslides are associated with the slope evolution of fluvial and glacial valleys, and consequently form part of the dissection of landforms. Less frequent are landslides related to the elements of relief formation such as fault scarps and thrust fronts, but they can reach volumes of tens of km³. The analysis of such mega-landslides located in main orogenic structures yields in-

formation on palaeoseismicity, the latest activity of these structures, and the geodynamic evolution of orogens. As for their social impacts, it is very important to know the triggers and conditions of this type of landsliding.

There are several examples of giant landslides around the world, of volumes from hundreds of millions of m³ to tens of km³, such as the mega-landslide of Bogd in Mongolia (Philip and Ritz, 1999), the Tsao-Ling rock slides in Taiwan (Hung et al., 2002), and the Fliems megalandslide in the Swiss Alps (Abele, 1974; Von Poschinger, 2002). In South America, the western flank of the Precordillera in southern Peru and northern Chile between ~16°S and ~21°S is also characterized by

(*) Trabajo publicado en: *Geomorphology* (2008), doi: 10.1016/j.geomorph.2008.05.044

the presence of mega-landslides. One of these is the Lluta megalandslide in Chile, which has been well described (Uhlir et al., 1996; Naranjo, 1997; Parraguez et al., 1997; Strasser and Schlunegger, 2005). Landslides of comparable size also exist in Peru, for example the Caquilluco Landslide. In Chile, south of Lluta, between the Camarones and Camiña Valleys (Fig. 1), two giant landslides can be identified: the Latagualla and Miñimiñi (Pinto et al., 2004). These mega-landslides are not associated with valley slopes but with main tectonic features; for the Lluta Landslide, the western flank of the Oxaya Anticline (García and Hérail, 2005), and for the Caquilluco Landslide, the relief produced by the activity of the Incapuquio fault system (Audin et al., 2006). Activity of the Moquella Flexure played an important role in triggering the Latagualla and Miñimiñi Landslides (Pinto et al., 2004).

In this paper we investigate the Latagualla Landslide as a typical example of mega-landslides of the Andes of northern Chile located along the western side of the Precordillera of the Tarapacá region (Figs. 2 and 3). We describe its morphological and structural charac-

teristics, discuss the possible mechanisms of emplacement, and consider the significance of the landslide in the geodynamic evolution of the western side of the Andes of southern Peru and northern Chile, as well as the risk implications for the region's inhabitants.

GEOLOGICAL, GEOMORPHOLOGICAL AND SEISMOLOGICAL BACKGROUND

Tectonic setting

On the western flank of the Andes of southern Peru and northern Chile, tectonic deformation is concentrated along a set of parallel flexures between the Precordillera and the Central Depression, which explains the significant uplift along the western edge of the Precordillera (García and Hérail, 2005; Fariás et al., 2005; Riquelme et al., 2007). The altitude of these flexures changes from roughly 1200 m a.s.l. in the Central Depression to around 4000 m a.s.l. in the Precordillera in less than 50 km (Fig. 2). These flexures correspond to the westernmost expression of the N10°–20°W-trending thrust fault and fold belt developed during the Neogene uplift of the western edge of the Andes (Muñoz and Charrier, 1996; García et al., 1996, 2004; Charrier and Muñoz, 1997; Parraguez et al., 1997; Victor and Oncken, 1999; García, 2002; Pinto et al., 2004; Victor et al., 2004; Fariás et al., 2005). The main structure of this system is composed of the Ausipar Fault, the Oxaya Anticline, the Moquella Flexure, the flexure of Aroma and the flexure of Altos de Pica from north to south (Galli and Dingman, 1962; Salas et al., 1966; Parraguez et al., 1997; García et al., 1999; Wörner et al., 2001, 2002; Pinto et al., 2004; Victor et al., 2004; García and Hérail, 2005) (Fig. 2). Several authors discuss the role of these flexures in the uplift of the Andes (e.g. Isacks, 1988; Lamb and Hoke, 1997; Riquelme et al., 2007). The flexures are located along the western side of the Precordillera, in a sector of slope increase, and locally cause a marked increase in the dip of the strata, from about 10° to 30°–70°.

The Moquella, Aroma and Altos de Pica flexures have been active since the early Miocene. They have mainly affected Neogene ignimbritic and sedimentary facies. In the Moquella area, around 19.5°S, the Moquella Flexure corresponds to one of the westernmost indications of this structural system (Fig. 2). The flexu-

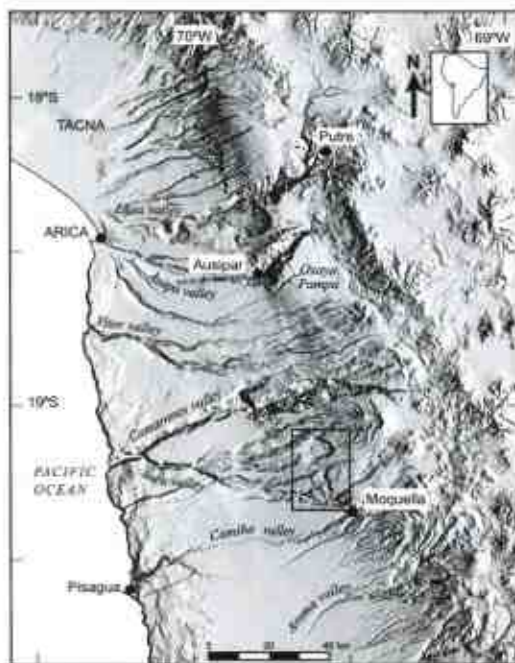


Figura 1. Shaded relief map from a digital terrain model of the Tarapacá region, northern Chile (SRTM). Black lines indicate major landslide scars in the region (west of Tacna; Lluta Valley; north of Ausipar; north of Moquella and Aroma Valleys); black box indicates the study area shown in Figs. 3 and 4.

* Corresponding author. Tel.: +56 2 9784106; fax: +56 2 6963050. E-mail address: lpinto@ing.uchile.cl (L. Pinto).

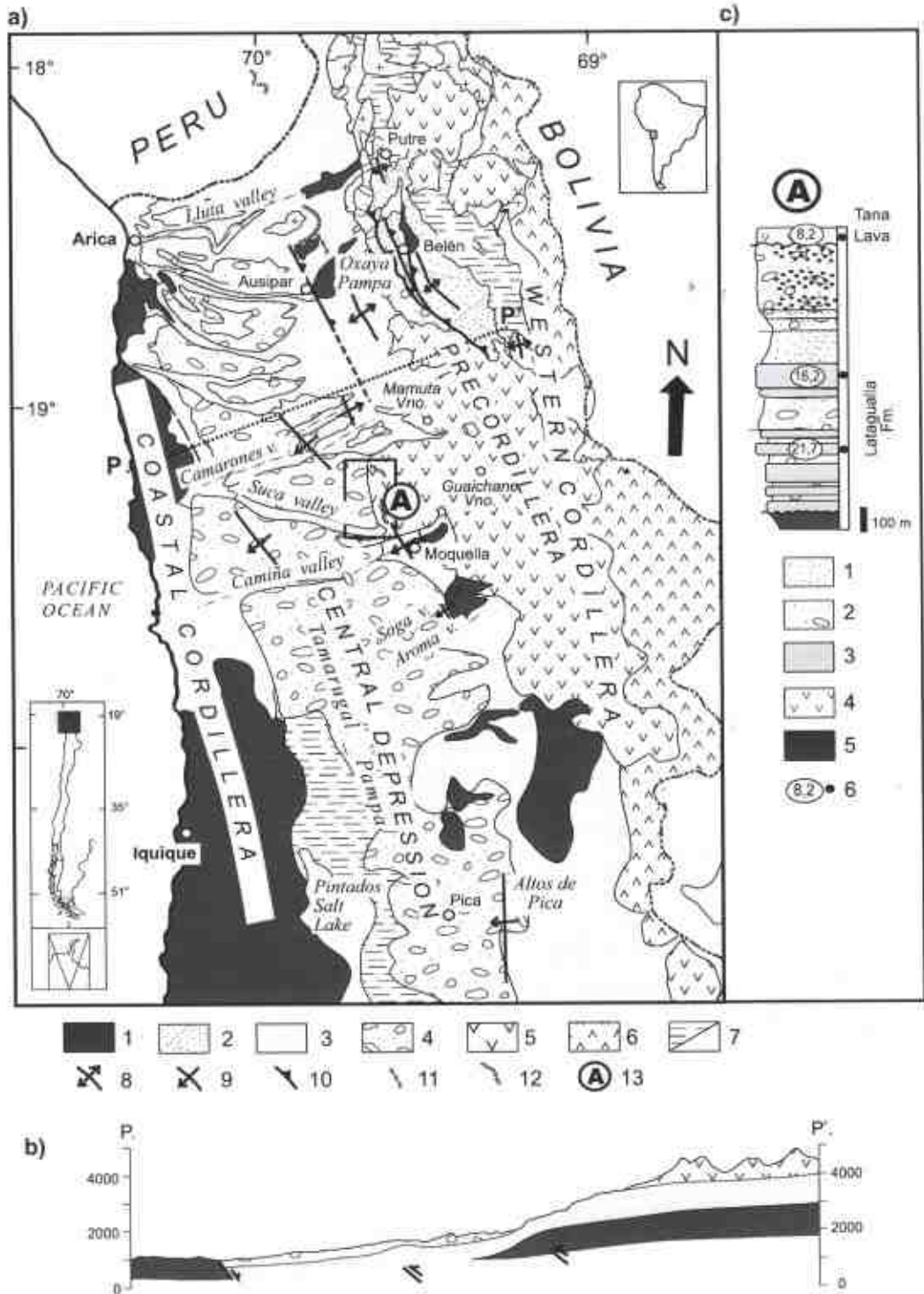


Figura 2. Geological setting of the Tarapacá region (based on Salas et al., 1966; Naranjo and Paskoff, 1985; Seguel et al., 1991; García et al., 1996, 2004; Victor and Oncken, 1999; Pinto et al., 2004; Farias et al., 2005). a) Geological map of the region. The box indicates the study area in Figs. 3 and 4.1 - Lower Paleozoic and Mesozoic basement; 2 - Azapa, Lupica and Chucal Formations (late Oligocene to early Miocene); 3 - Oxaya and Altos de Pica Formations (late Oligocene to early Miocene); 4 - Joracane, Huaylas and El Diablo Formations (middle Miocene to Pliocene); 5 - andesitic volcanic chain (middle to late Miocene); 6 - present volcanic arc; 7 - Holocene sedimentary deposit including lacustrine, alluvial and saline sediment; 8 - anticline; 9 - flexure; 10 - thrust fault; 11 - tensional fracture; 12 - scar position of the landslide; 13 - location of stratigraphic column in (c). b) Generalized geological profile of the Tarapacá region. Blind thrust faults associated with flexures and normal faults are indicated. Legend is common to (a). c) Generalized stratigraphic column in the area between Moquegua and Suca. 1 - sandstone; 2 - limestone; sandstone and conglomerate; 3 - ignimbrite; 4 - andesitic lava; 5 - substratum of Mesozoic rock; 6 - radiometric age in million years.

re, which defines a major topographic rupture striking N20°W, is well exposed in the Suca (Fig. 2) and Camiña Valleys (Pinto et al., 2004). The activity of this flexure is shown by the syntectonic deformation of the Mesozoic substrate and pyroclastic, sedimentary and volcanic rocks, the age of which lies between 21 and 16 Ma and probably up to 8 Ma (Pinto et al., 2004). The Cenozoic succession is characterized along the Moquella Flexure by progressive unconformities, similarly to other flexures that separate the Precordillera and Central Depression in the area of Tarapacá (Pinto et al., 2004; Farías et al., 2005), which show continuous tectonic activity throughout this period. The Moquella Flexure results from the propagation of a west-vergent thrust blind fault that corresponds to the southward continuation of the Ausipar Fault recognized in the Arica area (Pinto et al., 2004; García et al., 2004).

Geomorphological framework

In the Tarapacá region, two major geomorphological units are in contact: the western side of the Precordillera and the Central Depression. Both are notched by east–west valleys (steeply incised ravines) that arise in the Cordillera and the Precordillera. The topographic surface of the Precordillera corresponds to the top of the Nama Ignimbrite strata (Figs. 3 and 4), and escarpments of the normal faults associated with the folding of the Moquella Flexure can be clearly observed. In the Central Depression, interfluvies correspond to the pediment located at the top of the sedimentary infill. This surface on the southern bank of the Suca Valley (Fig. 4) is covered by a lava flow of basaltic andesite dated at 8.2 ± 0.5 Ma (Muñoz and Sepúlveda, 1992). Given the position of this lava flow, it can be concluded that the incision of the Suca Valley is posterior to this date.

It is known that throughout the piedmont of the Precordillera in northern Chile, the incision of the valleys began approximately 8–9 Ma ago (García and Hérail, 2005; Von Rotz et al., 2005). The evolution of the incision had a direct impact on the groundwater table; thus we can assume that up to 8–9 Ma the ground water table along the Precordillera and Central Depression contact was very close to the surface, and that this level fell as the valleys were incised. The incision rate of the valleys can be estimated at approximately 60 m per million years (García and Hérail, 2005). Given the extreme aridity of the climate, the interfluvies, on the contrary, are eroded very slowly; their rate of denudation is about 0.1 to 1 m per million years (Kober et al., 2007). This explains the perfect preservation in the interfluvie morphologies as-

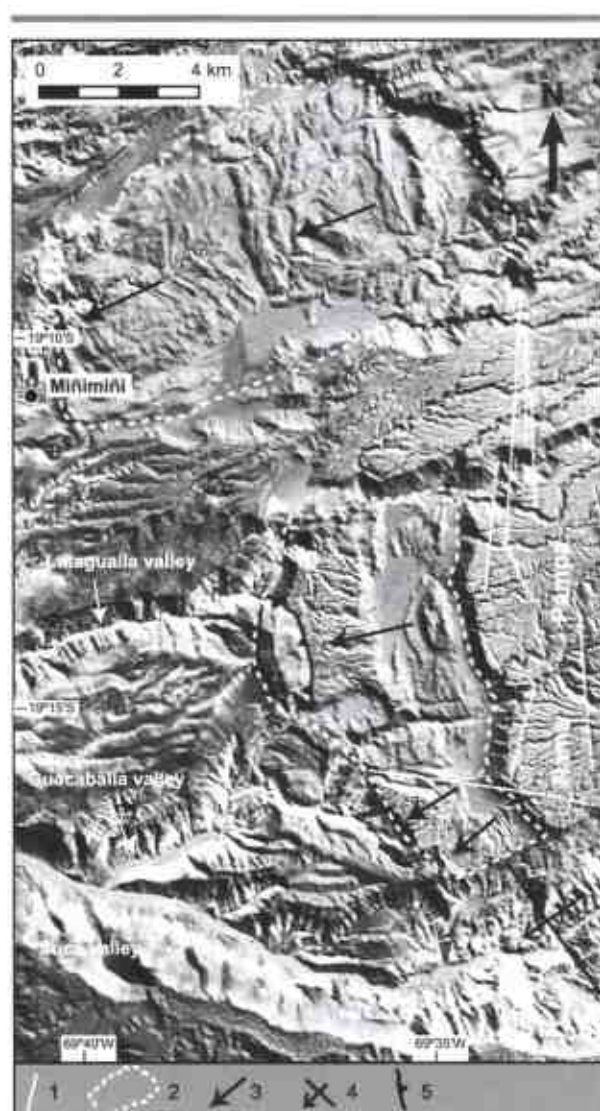


Figura 3. Shaded relief image of the area of Miñimiñi and Moquella (modified from Pinto et al., 2004). The location of the area is shown in Figs. 1 and 2. On the Nama Pampa the lineament of tensional fractures (narrow grabens) associated with the Moquella Flexure are exposed. The landslides are aligned on the prolongation towards the north of the Moquella Flexure. 1 - tensional fracture; 2 - limit of the area affected by landslides; 3 - direction of propagation of a landslide; 4 - flexure; 5 - thrust fault.

sociated with the deformation, even if they are rather old (García and Hérail, 2005). The valley incision in the Precordillera and the relief formation related with the Moquella Flexure started after about 9 Ma (Muñoz and Sepúlveda, 1992; Pinto et al., 2004), whereas in the Central Depression, which is the local base level, the valleys were not incised, but deposition of silt and formation of palaeo-salt lakes, such as the Tamarugal Pampa and Pintados Salt Lake, were taking place. In these conditions of drainage and dissection, the water table must have been very close to the topographic surface.

Seismic activity

The region has historical records of the three main types of earthquakes: large magnitude (MN8) interplate earthquakes, with hypocentres along the contact of the Nazca and South American plates; intermediate-depth intraplate earthquakes, with epicentres on the continent and foci in the subducted plate, and shallow crustal earthquakes along active faults. The tectonic history of the area suggests that these types of earthquakes have all been present during the Neogene. The last large earthquakes that affected the area are the 2005 Tarapacá earthquake (intermediate-depth intraplate, M 7.7; Peyrat et al., 2006), the 2001 Aroma-Chusmiza earthquake (shallow crustal, M 6.3; Legrand et al., 2007) and the 1877 northern Chile earthquake (interplate, M⁺9; Chlieh et al., 2004). The absence of a large interplate earthquake for more than a century defines a seismic gap and suggests that an earthquake of this type may occur in the near future (Comte and Pardo, 1991). This prediction is supported by elastic deformation measurements in the region (Chlieh et al., 2004). Furthermore, the area of this study is also affected by interplate earthquakes in southern Peru such as the 1868 and 2001 ones.

THE LATAGUALLA LANDSLIDE AREA

Geology of the landslide area

On the western edge of the Precordillera, between Arica and Moquella (Fig. 2), the substrate corresponds to marine and continental Mesozoic sedimentary deposits, deformed into small synclines and anticlines and intruded by plutons of granodiorites and rhyolitic rocks (Galli, 1957; Cecioni and García, 1960; Salas et al., 1966; Camus and Fam, 1971; Muñoz et al., 1988; Muñoz and Charrier, 1993) (Fig. 2).

In the Precordillera, the substrate is covered by Neogene deposits constituted by layers of ignimbrites of 300–600 m thick: the Oxaya Formation in the Arica area and the Latagualla Formation in the Moquella area. These volcanics represent the facies formed near the volcanic centres as well as at the leading edge of tectonic deformation. The volcanogenic series is partially covered, mainly in the Precordillera, by a series of basaltic andesites, basalts and andesites of middle to late Miocene (Fig. 2).

Towards the west, the volcanic deposits are interstratified with sedimentary beds which fill the Central Depression and correspond to a continental series de-

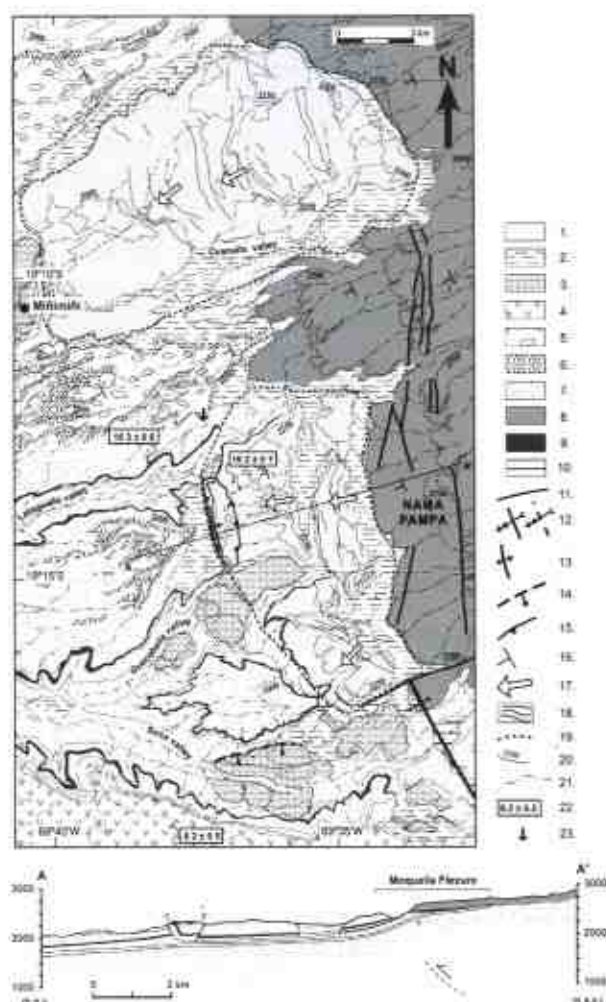


Figura 4. Geological map showing the units and structures implied in the mega-sliding of Latagualla (based on Pinto et al., 2004). The location of the area is shown in Figs. 1 and 2. 1 - alluvial sediment in valley; 2 - sediment in plain and colluvium; 3 - block slid into gorge slope; 4 - andesitic lava in Tana Pampa, pertaining to late Miocene volcanic complex; 5 to 9 - Latagualla Formation: 5 - Gravelly sandstone and sandy conglomerate with shale interbed; 6 - pumaceous medium-grained gravel; 7 - conglomerate, sandstone and mudstone, and intercalation of acid tuff concentrated at the lowest levels of the Latagualla Formation; 8 - Nama Ignimbrite; 9 - Tarapacá Ignimbrite; 10 - stratified Mesozoic substratum formed by conglomerate, sandstone and shale of various volcanic components, and andesite; 11 - fracture, minor fault and lineament; 12 - observed and inferred flexure; 13 - anticline fold associated with the superficial sliding; 14 - inferred normal fault; 15 - thrust fault; 16 - orientation and dip of layer; 17 - sliding direction; 18 - landslide block with superficial folding; 19 - approximate limit of landslide; 20 - height contour, 250m interval; 21 - ravine; 22 - date (age in Ma) (Muñoz and Sepúlveda, 1992); 23 - Location and direction of the photo in Fig. 5. In profile A-A' thrust faults in the landslide front, and the probable location of a thrust fault related to the Moquella Flexure are indicated.

posited in an NW–SE elongated basin (Fig. 2) (Montecinos, 1963; Salas et al., 1966; Pinto et al., 2004). The strata of this basin are gently tilted towards the west and are very little deformed. The basal units of this sedimentary succession are composed of conglomerates and sandstones deposited in a fluvial environment and the upper units are composed of conglomerates deposited in an alluvial environment.

In the Moquella area, the Neogene succession is represented by the Latagualla Formation, which corresponds to a syntectonic unit showing intercalations of 20 to 100 m thick ignimbrites at its base. The sedimentary part of the Latagualla Formation corresponds to beds of coarse conglomerate, sandstone and mudflows, with poorly defined stratification towards the top. These deposits are preserved mainly in the Central Depression to the west of the Moquella Flexure (Fig. 4). A remarkable abundance of ashy matrix throughout the sedimentary succession is observed. The top of the Latagualla Formation corresponds to the erosion surface of the “pampas” (extense plains, Fig. 3); and in the Tana Pampa, it is locally covered by the Tana Lava (Figs. 2 and 4). Two volcanic levels are interstratified in the Latagualla Formation: the Tarapacá and the Nama ignimbrites. The Nama ignimbrite, 150 m thick, crops out in the north of the Suca Valley mainly in the Precordillera and is bevelled towards the west above the Moquella Flexure. There, the ignimbrite overlies the Tarapacá Ignimbrite, which is 40 m thick. The latter extends from the flexure towards the west, where it is intercalated with sedimentary strata of the Latagualla Formation (Fig. 4). Its thickness decreases rapidly towards the west over a distance of 8 km, where it clinches out. The Nama and Tarapacá Ignimbrites result from the same eruptive process in which the second is a vitrophire of the first (Pinto et al., 2004). The dark brown colour of the Nama Ignimbrite and the black colour of the Tarapacá Ignimbrite contrast with the colour of the sedimentary deposits and of the other ignimbrites, which makes these ignimbrites an excellent marker unit in studying the deformation that affected the Neogene succession. These ignimbrites have an approximate age of 16.3 Ma (Fig. 4) (Muñoz and Sepúlveda, 1992; Pinto et al., 2004).

The basal units of the Latagualla Formation were deposited in an alluvial and fluvial environment and the upper units represent a system of alluvial fans in which many well-defined channels can be observed (Pinto et al., 2004). The apices of the cones are located mainly along the axis of the Moquella Flexure, and during the

last episode of sedimentation they migrated towards the east (Pinto et al., 2004). This and the presence of synsedimentary progressive unconformities clearly indicate the syntectonic character of the sedimentation generated by activity of the Moquella Flexure.

The Latagualla Landslide

West to Miñimiñi Village and between the Latagualla and Suca Valleys, there are many landslides that affect the Latagualla Formation and the Nama Ignimbrite (Figs. 3 and 4). It is possible to recognize, on the one hand, landslides due to the displacement of the valley slopes. On the other hand, there are two landslides of great extension that affect the upper part of the Latagualla Formation; they are NNW–SSE trending along the side of the Moquella Flexure (Figs. 3 and 4). These giant landslides, that we refer to as the Miñimiñi and Latagualla Landslides (from north to south, Figs. 3 and 4), are cut by the main valleys, thus they were formed prior to the incision of the valleys. Therefore, they owe their origin to a mechanism different from collapse of the valley slopes.

The landslide located east of the village of Miñimiñi affects an area of 57 km² (Figs. 3 and 4). It is 11 km long and 5.5 km wide. The landslide scarp is 350 m high whereas the front of the landslide lobe is 200 m high. The landslide is bound to the north by an escarpment covered with debris and to the south by a zone of abundant sediment accumulation in Quebrada Cuanalla (Figs. 3 and 4), which is associated with the edges of the slipped blocks. The transported rock blocks present several deformation features and associated deposits: zones with trapped sediments; normal and thrust small-scale (0.1–1 km) faults, which adapted the westward landslide; breccia zones mainly along the edges of the slipped blocks; and vertical strata in the frontal part of the landslide lobe. The landslide was accommodated by the movement of many blocks, which are very deformed. Vertical folds were produced by the displacement of these slipped blocks, which show a direction of propagation towards S74°W (Figs. 3 and 4).

The Latagualla Landslide (Figs. 3–6), located south-east of Miñimiñi between the Latagualla and Suca Valleys, affects an area of about 36 km² and its total volume is approximately of 5.4 km³ (Figs. 3 and 4). It extends from the Nama Pampa towards the west, with a width of about 9 km NNW to SE, and a length of around 4 km WSW, which corresponds to the direction of displacement (Figs. 3 and 4). The displaced blocks are formed mainly by the Tarapacá and Nama Ignim-

brites and are preserved almost intact (Figs. 4 and 6). The displacement produced a depression behind the moved blocks, oriented NNW–SSE, the edges of which correspond to two parallel and very craggy escarpments that coincide with tension faults, N5°E and N10°W oriented, towards the Nama Pampa. The western escarpment is 70 m high, whereas the eastern escarpment reaches 300m (Figs. 4 and 6), the latter corresponding to the main landslide scarp.

In the deformation front the larger block folds were formed by propagation of a thrust fault, the geometry of which is defined by the Tarapacá Ignimbrite bedding in the area of the Moquilla Flexure (Figs. 4–6). Its axis is subhorizontal, N14°W-trending with a WSW vergence. It is limited by two high-angle thrust faults with opposite vergencies, which have the same orientation as the fold axis (Fig. 4). These faults raised a small block of 1600×700 m in length and width, and 300 m in height. The uplifted block has a pop-up morphology and a small dry pond is preserved on its summit. This pop-up was formed in the toe of the landslide, producing a front es-

carpment of 200 m high. The fold is preserved between the Latagualla and Guacaballa Valleys (Fig. 6).

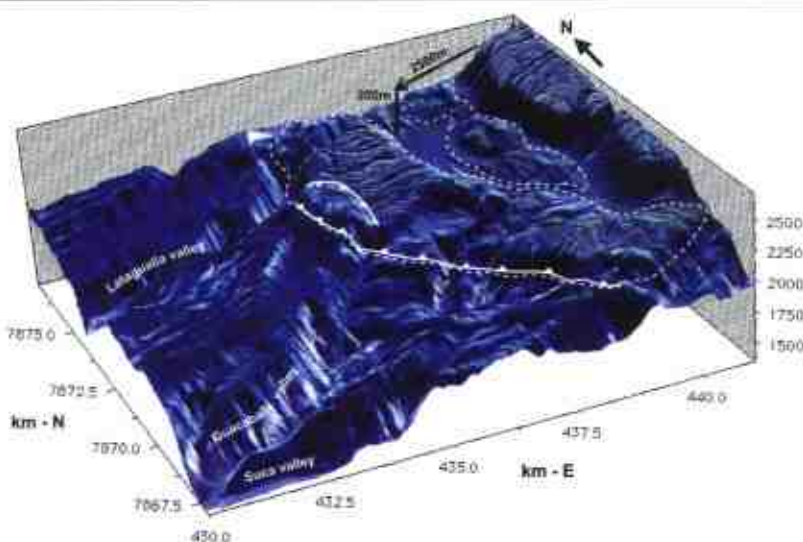
The rupture surface of the landslide is relatively flat (gradient of 5° to 10°) and it was developed on top of the sedimentary level of the Latagualla Formation (Fig. 4). Here, a thin, poorly lithified clayey layer along the contact between the Tarapacá Ignimbrite and clastic strata of the Latagualla Formation is found (Fig. 7). The clay layer was possibly originated by alteration during the emplacement of the ignimbrites over the sedimentary beds. We hypothesize that this clay layer may have acted as the shear surface of the landslide, due to its differential strength in comparison with the ignimbrites and clastic sedimentary strata. Deposition centres of sediments associated with erosion of the landslide are preserved (Fig. 4). A smaller sized block is recognized between the main landslide mass and the main scarp. This block corresponds to a second episode of landsliding after the first event, as discussed later. Both masses are separated by an alluvial plain (Figs. 4 and 6).



Fig. 5. Panoramic view towards south of the landslide front, showing the thrust-propagated anticline fold generated in front of the slide between the Latagualla and the Guacaballa Valleys. Note that ahead of and behind the fold the Tarapacá Ignimbrite is subhorizontal.

Figura 6. Digital terrain model, NE view, showing the mega-landslide of Latagualla, between the Latagualla and Suca Valleys.

The white dashed lines outline the displaced blocks of the landslide; the arrows indicate the vectors of horizontal and vertical displacements of the front block; and the white solid line with triangles indicates the location of the thrust faults at its front. The small blocks behind the main front block are those involved in the re-equilibrium of the landslide scarp.



Emplacement of the Latagualla Landslide

The rock mass moved by the Latagualla Landslide is so well preserved that it is possible to reconstitute its emplacement. The relationships between the topographic forms and the tectonic structures allow the process to be separated into three stages (Fig. 8):

Stage 1: Transfer to the west of block number 1. The preservation on its surface of gully morphologies, which can be linked with similar morphologies preserved on the surface of the Nama Pampa, allows the direction of displacement to be determined and the amount of this displacement to be estimated at ca. 2.3 km.

Stage 2: Deformation by compression of the front of the moved mass and the heightening of block number 2 by pop-up between two faults of opposed vergence accompanied by folding. Consequently, the fold (Fig. 5) and thrust faults, recognized south-east of Miñimiñi and interpreted as the result of regional

tectonics (Muñoz and Sepúlveda, 1992), are actually structures due to deformation of the landslide front. Stage 2 is thus almost synchronous with stage 1.

Stage 3: Emplacement of block number 3, characterized by a chaotic internal structure, preserved at the foot of the main landslide scarp. We interpret this event as the gravitational readjustment of the scarp after the movement of block number 1.

The age of the landslide has not been determined directly, but is prior to the incision of the present-day valleys. At that time, the erosion of the ravines was much shallower and the water table would have been much higher than at present, as already discussed.



Fig. 7. Detail of the clay layer between the Tarapacá Ignimbrite and the sedimentary deposits.

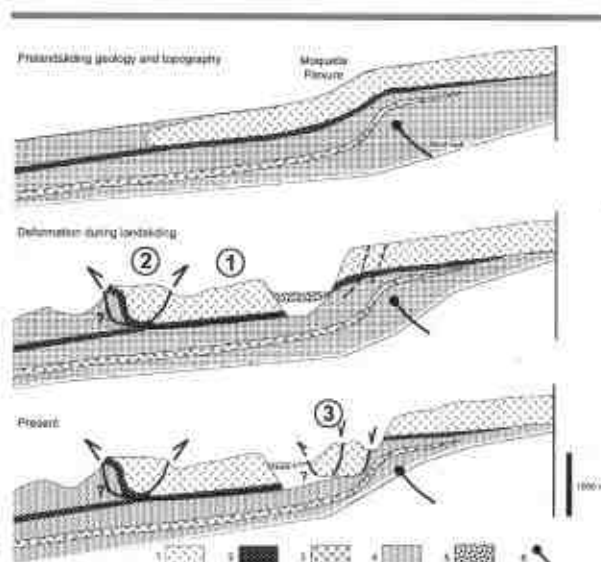


Fig. 8. Three stages of the emplacement of the Latagualla Landslide. 1 - Nama Ignimbrite; 2 - Tarapacá Ignimbrite; 3 - Suca Ignimbrite (see Pinto et al., 2004); 4 - Sediment of the Latagualla Formation; 5 - Quaternary deposit; 6 - Blind fault associated with the Moqueila Flexure.

UPPER PLATE DEFORMATION AND SEISMIC BARRIER IN FRONT OF NAZCA SUBDUCTION ZONE: THE CHOLOLO FAULT SYSTEM AND ACTIVE TECTONICS ALONG THE COASTAL CORDILLERA, SOUTHERN PERU(*)

Laurence Audin ^{a,*}, Pierre Lacan ^b, Hernando Tavera ^c, Francis Bondoux ^a

^a IRD, IRD-LMTG- UMR5563, casilla 18-1209, Lima 18, Peru,

* Corresponding author. Fax: +51 1 441 2332. E-mail address: laurence.audin@ird.fr (L. Audin).
0040-1951/\$ – see front matter © 2008 Elsevier B.V. All rights reserved. doi:10.1016/j.tecto.2007.11.070

^b MIGP, Université de Pau et des Pays de l'Adour, France

^c Dirección de Sismología, Instituto Geofísico del Peru, Lima, Peru

ABSTRACT

The South America plate boundary is one of the most active subduction zone. The recent Mw=8.4 Arequipa 2001 earthquake ruptured the subduction plane toward the south over 400 km and stopped abruptly on the Ilo Peninsula. In this exact region, the subduction seismic crisis induced the reactivation of continental fault systems in the coastal area. We studied the main reactivated fault system that trends perpendicular to the trench by detailed mapping of fault related-geomorphic features. Also, at a longer time scale, a recurrent Quaternary transtensive tectonic activity of the CFS is expressed by offset river gullies and alluvial fans. The presence of such extensional fault systems trending orthogonal to the trench along the Coastal Cordillera in southern Peru is interpreted to reflect a strong coupling between the two plates. In this particular case, stress transfer to the upper plate, at least along the coastal fringe, appears to have induced crustal seismic events that were initiated mainly during and after the 2001 earthquake. The seafloor roughness of the subducting plate is usually thought to be a cause of segmentation along subduction zones. However, after comparing and discussing the role of inherited structures within the upper plate to the subduction zone segmentation in southern Peru, we suggest that the continental structure itself may exert some feedback control on the segmentation of the subduction zone and thus participate to define the rupture pattern of major subduction earthquakes along the southern Peru continental margin.

© 2008 Elsevier B.V. All rights reserved.

INTRODUCTION

The plate boundary between the South American plate and the subducting Nazca plate along the coast of Peru is the site of large destructive earthquakes, including the major June 23, 2001 (Mw=8.4) event (Figs. 1 and 2). This last century, the southern segment of the Nazca subduction zone has undergone 6 major earthquakes, that jumped southward along the subduction plane from 1913 (Mw=7.9), 1942 (Mw=8.2),

1974 (Mw=8.0), 1996 (Mw=7.7), 2001 (Mw=8.4), to 2007 (Mw=8.0). The 2001 earthquake took place within the northwestern part of the rupture zone associated with the 1868 earthquake (Mw=8.8; Dorbath et al., 1990; Tavera and Audin, 2004) but did not break along the part of the seismic gap left by this previous large earthquake (Nishenko, 1985; Tavera et al., 2006). Weak seismicity (either in magnitude or number of events) occurred on the subduction plane

(*) Trabajo publicado en: *Geomorphology* (2008), doi: 10.1016/j.geomorph.2008.05.044

or in the continental plate during the 6 months period before the main shock (Ruegg et al., 2001; Tavera et al., 2006). On a longer timescale, neither the northern Chilean nor the southern Peruvian seismic network recorded crustal events (MINS) for the 40 years in the forearc, while at least 10 occurred since 2001. The present-day seismic gap along the subduction zone is located right on the Peru–Chile border and in Northern Chile, extending from Ilo to Antofagasta (Fig. 1). The Arequipa earthquake was produced by the rupture of a 400 km long by 150 km-wide segment of the subduction plane (Robinson et al., 2006). The complete pattern of the seismic crisis suggests a southern migration of the rupture. Indeed, modeling the teleseismic broadband P waveforms of this Peru earthquake indicates that the source time function has two pulses of moment release with the larger second one located about 100–150 km southeast of the mainshock hypocenter (Fig. 2, Giovanni et al., 2002; Tavera et al., 2006). This underthrusting main event was followed by the southward spreading of the whole aftershock sequence (Fig. 2; Robinson et al., 2006). The southward migration of the aftershock sequence stopped propagating at Ilo Peninsula, the area that also coincides with the occurrence of the largest aftershock (7 July 2001, Mw=7.5; Figs. 1 and 2).

Although most of the present-day deformation accommodated in the Central Andes is concentrated in the Subandean zone on the Amazonian side of the Eastern Cordillera, we will show that active crustal tectonic and seismic activity are occurring in southern Peru forearc as well. Many faults identified in satellite and aerial images based on the topography and regional geomorphology (Figs. 1 and 3) cross-cut the Neogene detritic formations that cover most of the southern forearc (Moquegua Formation, Fig. 4). Although contributions regarding local active tectonics in southern Peru and crustal seismic activity have been published (Engdahl et al., 2006; Macharé and Ortlieb, 1992; Goy et al., 1992; Ortlieb et al., 1996), systematic fault description, geometric and kinematic data are lacking for the large Peruvian portion of the Arica Bend region (Sébrier et al., 1985; Audin et al., 2003; Tavera and Audin, 2004). Likewise, no detailed studies focusing on active tectonics have been conducted in the Coastal Cordillera.

No GPS data are available for the forearc as only one permanent station is installed in Arequipa (in the

volcanic arc), thus little is known about the active deformation in the Central Andes Pacific lowlands. McCaffrey (1996) suggest arc parallel extensional strain for southern Peru whereas it's demonstrated that Northern Chilean forearc suffers arc parallel compressional strain (Allmendinger et al., 2005; Gonzalez et al., 2003). In this study, geomorphic evidence of Quaternary to present-day tectonic activity is described from the Coastal Cordillera to the piedmont of the Western Cordillera (Audin et al., 2006; Sébrier et al., 1985, 1988). Examination of aerial photographs and satellite data in conjunction with focused field work confirms that Quaternary subduction earthquakes related tectonic activity exists and additionally reveals the presence of undescribed active structures. These undescribed structures must be taken into account in the description of fault kinematics within the Central Andes as these faults participate in the partitioning of the deformation throughout the forearc. Indeed the Coastal area from 17° S to 18°30' S is affected by a network of normal faults, trending perpendicular to the trench that a margin-parallel stretching in contrast with margin-parallel compression observed in Northern Chile (Allmendinger et al., 2005).

We will focus on some of the strong geomorphic signatures, such as active fault traces, scarplets, and river gully offsets, which are all indicative of active motions along the Chololo Fault System at various spatial and temporal scales. Specifically, the Chololo Fault System and a series of similar faults that trend perpendicular to the coast (Fig. 3) near the limit of the 2001 earthquake rupture may indicate that the structure of the upper continental plate plays a role in the segmentation of the subduction plane. We infer that this induced segmentation is due to a strong seismic coupling between the subducting and upper continental plates. We propose here that there may be an influence of the forearc structure on the subduction segmentation.

SEISMOTECTONIC AND GEOLOGIC SETTING

The study area extends around the town of Ilo for a distance of 100 km along the coast and towards the town of Moquegua (Fig. 1). The seismotectonic setting of the Peruvian coastal area is largely controlled by the oblique convergence of the Nazca and South American Plates north of the Arica Bend. These two plates are converging at a rate of 78 mm/year (Demets et al.,

1990), with the Nazca plate subducting beneath the South American Plate (Bevis et al., 2001). It is now recognized that most of the relative plate motion is accommodated by slip along the subduction interface between these two plates, such as associated with the 2001, 23 June earthquake (Norabuena et al., 1998; Bevis et al., 2001; Khazaradze and Jotz, 2003). The southern Peru earthquake of June 23, 2001 was a Mw of 8.4, which is the largest magnitude earthquake recorded during 30 years prior to the Sumatra earthquakes. Most of the energy release and the largest aftershock (Mw 7.6) occurred to the southeast of the hypocenter, in the part of the fault-rupture zone nearest to the town of Ilo (Robinson et al., 2006; Fig. 2). As this part of the subduction plane is interpreted to be highly coupled, a response of the continental plate was highly expected in this Ilo area.

In the Ilo region, the Coastal Cordillera is characterized by large faults or fault systems that are easily observed on the SRTM DEM and aerial photography (Figs. 1, 2 and 3). However, from kinematic point of view, the fault systems trending perpendicular to the trench offset either the Neogene sedimentary formations, Quaternary alluvial fans (Moquegua Fm, 12 to 2.7 Ma; Figs. 2–4), or the intrusive rocks that are part of the Coastal Batholith (Roperch et al., 2006; Audin et al. 2006). In the Ilo area, the coastal region experienced Plio-Pleistocene uplift, which is evidenced by staircased sequences of marine terraces (Fig. 4; Ortlieb et al., 1996). Near Ilo, at the southern extremity of the Chololo Fault System, the emergent Pampa del Palo region was previously studied by Ortlieb et al. (1996). By combining aerial photo interpretation and stratigraphic observations, Ortlieb et al. (1996) studied a faulted block that periodically moved independently of the rest of the southern Peruvian coast for some time between the Middle and Late Pleistocene (Fig. 4). Since then, the same block is described to be affected by NE–SW trending faults.

The Coastal Batholith plutons yield mostly Middle Cretaceous– Early Eocene ages and define two belts parallel to the coast south of Ilo: one along the Cordillera and one 75 km to the east of Ilo. Northward of Ilo, only one belt concentrates both Plutonic events along the volcanic Cordillera. The single belt extends from Arequipa to Ilo area, and then abruptly split in two belts separated by 75 km that mark a significant migration of the arc in the Late Cretaceous, occurring only south of Ilo area (Fig. 4).

From climatic point of view, some new constraints on erosion rates of pediplains in the forearc of Northern Chile determined using concentrations of terrestrial cosmogenic nuclides (TCNs) indicate that almost no erosion has occurred since the Late Miocene (Dunai et al., 2006; Kober et al., 2007). Indeed, those results suggest extremely low erosion rates of ~0.7 m/Myr on the Coastal Cordillera since the Late Miocene. Thus, hyperarid climate enabled the preservation of geomorphic markers offset by fault traces in the Coastal area of southern Peru.

We will focus in this paper on the Chololo Fault System, which has never been the subject of a detailed mapping or seismic history study. The topography is the consequence of geomorphic processes, erosional or tectonic, acting on the regional and local scale. By describing the geomorphic features associated with the Quaternary fault trace, the surface rupture after the subduction earthquake of 2001, and 4 crustal seismic events that occurred in the area during and after the 2001 crisis, we infer that the strong seismic coupling in the coastal area between the subducting Nazca plate and the overriding South American plate is the source of post subduction crustal seismic activity observable in crustal seismicity and active fault geomorphology. Indeed, the active faulting onland coincides with the limit of ruptures on the plate interface.

TECTONIC GEOMORPHOLOGY OF THE CHOLOLO FAULT SYSTEM

The Chololo Fault System (CFS) as a whole has a surface trace of about 40 km extending from Punta Coles to the Panamerican Highway in the north, eventually reaching the Moquegua Valley (Figs. 1 and 3). The CFS consists of various sub-segments, some en echelon, the older and larger segment being transtensional with major left-lateral strike-slip and normal movements; and the smaller and lower segments (with respect to the valley) showing mainly normal movements (Figs. 3 and 4). The CFS trends more or less N55° E, and dips between 50° and 60° to the SE (Fig. 5). The normal scarps are facing southeast and offset either the bedrock piedmont contact (Fig. 4) or the active alluvial fans. Recent alluvial fans and eolian deposits are coalescing along the scarps at various sites along the fault trace. Near one of the topographic profile lines across the fault trace are offset ashes, mostly observed along the youngest scarp (Fig. 6). This ash is typically fine and grey in color, most likely associated

with the last Huaynaputina eruption (1600 AD; De Silva and Zielinski, 1998). These grey unconsolidated ashes are observed everywhere in the forearc of southern Peru usually filling the valleys and capping the most recent alluvial fans. At this particular site, no geochronologic data are available yet to support this correlation.

THE NORMAL COMPONENT

Our detailed study was focused on the northern segment of the CFS (Fig. 3). Vertical offset of about 350 m is observed along the main fault segment between the Moquegua Formation topping of the cerro Chololo and the Moquegua Formation/Quaternary infilling down in the valley to the southeastern side of the fault (Figs. 4 and 5). The very flat layers that can be observed on Cerro Chololo, at the top of the foot wall are not folded nor affected by any kind of faulting. Similar outcrops of these deposits composed of undeformed conglomerates and eolian sediments can be seen infilling the canyons cut into the valley.

Narvaez (1964) suggests that the deposits are Quaternary in age. Roperch et al. (2006) compared those deposits to the thin Neogene successive layers described as filling the Moquegua valley in other sites near Moquegua (Fig. 5). In light of these two hypothesis, the deposits are either part of the Moquegua D Formations ranging from Upper Miocene to 2.7 Ma (Roperch et al., 2006) or are younger as suggested by Narvaez (1964).

At the foot of the main scarp, we used kinematic GPS to measure precise topographic profiles, oriented perpendicularly to the fault (Fig. 6). In this way, we made high-resolution measurements of the vertically offset alluvial fan surfaces. Most recent and individual scarps are observed in the river beds or cutting across the youngest alluvial fan (Fig. 6). The main fault system is marked by regular triangular facets illustrating the vertical displacement with vertical offsets reaching at least 20 m (Fig. 6). The smallest recent scarp (1.5 m) is found on the secondary normal fault affecting the last generation of alluvial fans (Fig. 6). It seems to cumulate two events or to be re eroded.

THE STRIKE-SLIP COMPONENT

The relatively straight trace is indicative of a high-angle, strike-slip fault (Figs. 3, 4 and 6). Additionally, aerial photo analysis allowed us to identify en echelon

fault segments (Fig. 3), which indicate normal sinistral motion. A detailed study of the crest alignments and river offset along the main fault is presented on Figs. 7 and 8. In both plane view or in the oblique field photos, the upper part of the cliff is systematically displaced to the left with respect to the lower part, all along the fault trace, and it works for each crest or dry gullies (Fig. 8). Triangular facets mark the morphology of the cliff next to the main fault trace together with left-lateral offsets of thalwegs. The secondary segment is dominated by a normal offset with no systematic evidences of strike-slip. With white dots to indicate the piercing points used to estimate at least one scale of lateral offsets, we highlight on the aerial photo the similar offset undergone by ridge crests and thalwegs of stream channels on Fig. 8. After faulting, the lower abandoned channel is preserved as in A or B on Fig. 7, and the channel is now facing the cliff, cut off from any water supply. It is impossible to explain this landform of an incised headless stream channel in the upper cliff without invoking a lateral offset along the fault trace. Moreover this type of offset is observed systematically at various sites along the fault (see Figs. 7 and 8).

The respective lateral offsets are measured along the fault trace and support the regular activation of the fault system and a recurrent seismic history. The offset varies from some meters to 480 m (Fig. 8). The maximum offset area along the fault that we were able to reconstruct is presented on Fig. 8. The two best piercing points identified are dry valley walls, two of them being relatively major valleys which are quite distinct with regard to morphology on both sides of the fault. These dry valleys are separated from one another by the same distance d , about 200 m (Fig. 8). This exact same distance between the two valleywalls on both the northern and southern sides of the fault trace allows us to confirm that the two sets of valley walls (one on the northern side of the fault trace and the other on the southern side) constitute real recognizable geomorphic features. The best matching of the valley north and south of the fault trace also restores the continuity of other smaller stream channels incised in the mountains farther west. When ridge sideslopes are relatively planar and the fault trace is roughly perpendicular to a narrow ridge crest, such as in the case of the Chololo Fault System; the net slip vector can be measured graphically (Fig. 8). From this reconstruction, we can calculate a lateral slip vector of about 480 m.

OTHERS FAULT SYSTEMS PERPENDICULAR TO THE TRENCH

The prominent NE-striking fault systems which are restricted in latitudes ranging from 16.5° S to 18.5° S in southern Peru, exist only where the obliquity of the convergence direction is maximal with respect to the trench. Most of the fault scarps face northward, north of Ilo and southward, south of Ilo (Figs. 9 and 10). As scarps are well preserved in such hyper arid regions, we can determine scarp heights from topographic profiles issued from SRTM data (Fig. 9). Most of the scarp heights range between 50 m and 1000 m along very vertical faults. This suggests that a small amount of extension has been accommodated along these fault systems through time and that they have been repeatedly activated since at least 4 Ma (Fig. 10, last episodes of sedimentation in the Central valley, i.e. Moquegua D Formation after Roperch et al., 2006). These faults are restricted to the Coastal Cordillera, disappearing below the Moquegua Fm or older sedimentary formations towards the Cordillera Occidental. Finally these faults exist only where the continental plate is more directly committed to the stress of the subduction processes, near the coastal area, above the seismogenic zone (Stern et al., 2002).

SEISMOTECTONICS AND CRUSTAL EVENTS RECORDED BY THE PERUVIAN NATIONAL PERMANENT NETWORK

During the 2001 subduction earthquake, the Chololo Fault trace that trends across Inalhambrica Plain above Ilo, was marked by open cracks striking N30° E. Ruptures occurred along the pre-existing 2 m high scarps but show no reliable vertical offsets, only open cracks of about 20–30 cm. Most of the houses built on this scarp, which corresponds to the southern horsetail termination of the Chololo Fault in Punta Coles near Ilo, were destroyed during the earthquake.

Many microseismic events ($M \geq 4$) occurred in Moquegua region after the June 2001 subduction earthquake, whereas really few were even recorded in the whole southern Peru during the last previous 5 years (Tavera et al., 2006). Most (5 of the 9) of the major crustal seismic events that occurred after the subduction earthquake of 2001 have magnitudes higher than 4 and are thus were recorded by the network (Fig. 9). This allowed us to calculate focal mechanisms which could be compared to the

regional crustal deformation deduced from tectonic and geomorphic analysis. Each event was recorded by the southern national Peruvian seismic network and thus the P and S waves were analysed from 6 broad band stations and 2 short period stations of the permanent network. Two of the 4 events are clear aftershocks of the main subduction earthquake (Fig. 9). The last rupturing event is in the upper crust: the 23rd June 2001 (Latitude 17.9251° S, Longitude 71.5791° W, depth=35.4 km, ML=5.4); the 25th June 2001 (Latitude 17.4512° S, Longitude 71.1269° W, depth=19.3 km, ML=5.1). The most superficial event occurred at a depth of ~20 km and correlates very well with the location of surface offsets longfault systems cutting the Moquegua Fms observed from field investigations or remotely (DEM, Figs. 3 and 9). This structure appears to be a normal fault base on the tectonic studies, topographic profile (Fig. 9), and the location of the seismic event on the fault system would indicate a vertical fault. This observation suggests that if associated to tectonic deformation, the event should be located right on the fault and the focal mechanism should be compatible with the whole trend of the fault system. Indeed the focal mechanism is also showing a normal sinistral component that fits correctly with the field observations (Fig. 9). The deepest event (about 35 km deep) is located right above the scar of a huge submarine landslide that is affecting the margin in front of Ilo (Fig. 9).

The two other seismic events have occurred almost 2 and 3 years after the subduction crisis of 2001 (26 August 2003, Latitude 17.4246° S, Longitude 71.0835° W, Depth=19.4 km, ML=5.8; 30 May 2004, Latitude 17.5849° S, Longitude 71.1523° W, Depth=54.4 km, ML=5.0). Since the occurrence of such seismic events was rare or non existent before the subduction earthquake of 2001, they seem to be closely related to the sequence of aftershocks (Fig. 9). The ML=5.8, 26 August 2003 event, is well located and clearly associated to some crustal deformation right along the Chololo Fault System (Fig. 9). As this structure appears to be transpressive, showing a composite normal-sinistral movement, the location of the seismic event on the Chololo Fault System is coherent with a nearly vertical fault. Moreover, the focal mechanism also shows a normal sinistral component that fits correctly with the tectonic observations. The spatial extension of the fault (about 40 km) suggests that this fault system reaches the lithospheric scale

and the depth of this seismic event correlates with this interpretation. The interplate depth is about 20 km to 60 km deep in this part of the subduction zone, beneath the Coastal Cordillera (Tavera et al., 2006). We highlight that the instantaneous deformation traduced by the occurrence of seismic events on this structure is perfectly compatible with the Quaternary deformation at a larger time scale.

DISCUSSION

The Chololo Fault System consists of sub-parallel fault segments that form a wide zone at the base of the south-facing front of the Cerro Chololo, north of the town of Ilo. The fault cuts straight across Quaternary to Holocene alluvium and shows morphologic evidence for normal and sinistral strike-slip motion. We investigated the fault zone at several sites selected from satellite images and field studies. The southernmost of these fault segments is the youngest and shows vertical scarps and lateral offsets. These young scarps are formed on piedmont intermittent alluvial fans that extend from the range-front intermittent gullies. The scarps are poorly developed across the recent fan surfaces, probably as a result of recent erosion or deposition. The youngest movement on the fault is probably Holocene or latest Pleistocene for the southernmost segment. Moreover, numerous normal faults cut the coastal area north and south of the Chololo Fault zone, which offset either the crystalline basement, the Neogene pediments or the Quaternary alluvial fans issuing from the foot wall (Figs. 10 and 11).

The purpose of the tectonic geomorphologic work here is to show that prominent geomorphic markers exists along crustal fault systems in the forearc of southern Peru which provide evidence Quaternary tectonic activity. Mapping active fault traces along the coastal area in southern Peru and identifying recent surface offsets can thus be used to determine the key locations where active faulting, either normal or strike-slip, is involved in the deformation of the coastal area.

Some of these markers are robust enough to allow us to characterize the kinematics along the faults, at least for the Quaternary period and show systematic vertical movements associated with a small amount of extension. While surface processes are a much weaker signal than the tectonic signal, with time and strong El Nino events, they gently degrade the traces

of active tectonics, possibly creating the segmented nature of the structures we observe in the forearc. Geomorphic observations confirm that despite some segmentation that is observed along the fault systems, crustal seismic events can be expected to occur in this area of the Andean forearc. The fact that perpendicular fault systems are restricted along the coastal fringe suggests that plate coupling plays a role in their formation and activation.

THE EXISTENCE AND IMPLICATIONS OF INHERITED STRUCTURES OF THE CONTINENTAL MARGIN

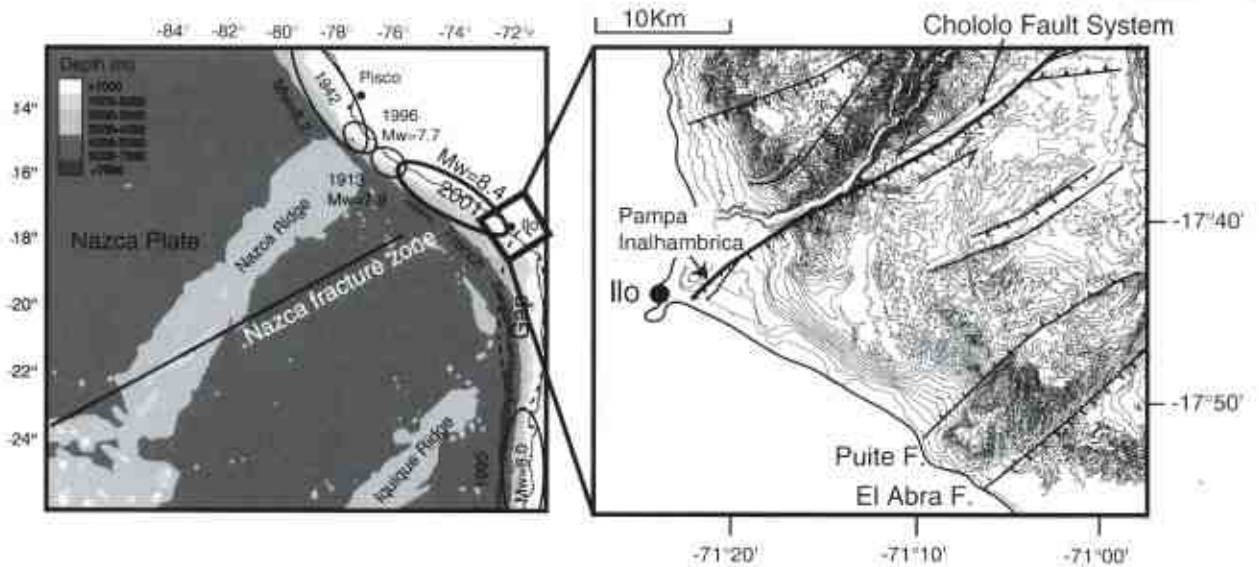
Among these tectonic features oriented perpendicular to the coast, most show a normal component. The detailed CFS is itself associated to transpressive kinematics. Those NE–SW normal fault systems are likely due to seismic crustal activity (accounting for the ongoing Andean tectonic processes) and some to relaxation processes of the stress imposed on the outer forearc after the occurrence of major subduction earthquakes. Indeed if inherited zones of weakness or preexisting fault systems are present in the overriding plate near this region of increased stress, then such faults may serve to localize the strain.

As discussed by McCaffrey (1996) kinematics of crustal faults in the upper plate can be related to the occurrence of major subduction earthquakes and to the obliquity of the convergence direction with respect to the trench (McCaffrey, 1996).

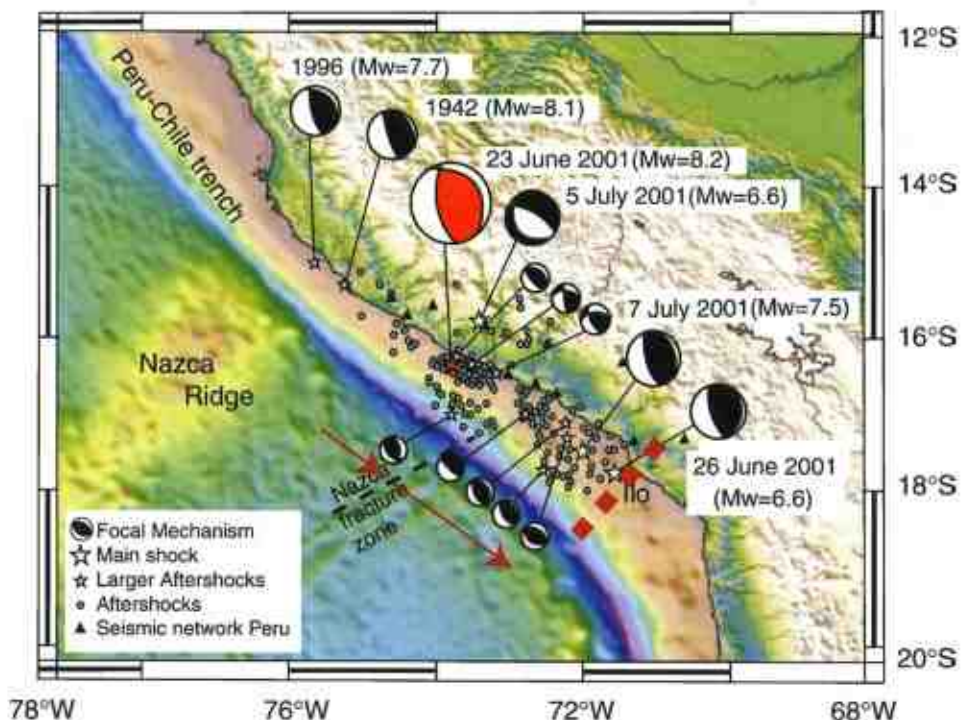
Seismological data from the Peruvian network and observation of surface ruptures that followed the 2001 subduction earthquake show that several faults are seismically active. For instance, the reactivation of the Chololo fault immediately triggered by the 2001 main shock has been responsible for some of the destructions that affected the upper area of Ilo city. Indeed, on the 25th of June 2001 ($M=5.1$) and 26th of August 2003 ($M=5.8$) two crustal earthquakes occurred right on the Chololo Fault System and its neighbouring fault systems in the Moquegua valley. These events present focal mechanisms compatible with the occurrence of extension on these faults. Related with the strong seismic coupling and the obliquity of convergence between the two plates, this fault system trending perpendicular to the trench, may constitute a barrier to the propagation of the aftershocks along the subduction plane

and correlate with the segments that define the subduction plane. These faults could be activated in a particular period of the seismic cycle, for instance at the end of the interseismic period when the horizontal compressive stresses are maximum within the continent. McCaffrey et al. (2000) state that the

along strike extensional strain will be larger over the coupled plate boundary where basal active forces are acting. This is supported by the fact that a margin-parallel gradient in the margin-parallel velocity must exist due to the actual bending of the South American plate. Moreover this study illustrates McCaffrey



Geodynamic setting of the Nazca subduction zone in Southern Peru, northern part of the Arica Bend. Rupture zones of major seismic events of the last century are reported. The present-day seismic gap extends between southern Peru and northern Chili. The topographic map of Ilo Region outlines the Chololo Fault trace and the other perpendicular to the trench fault systems (Puite and El Abra Faults).



23rd of June 2001 earthquake and its aftershocks from Peruvian network data, after Tavera et al. (2006). The Nazca fracture zone is reported, being a seismic barrier that stalled the propagation of the main shock rupture as discussed by Robinson et al. (2006) (as on Fig. 1).

et al.'s (2000) discussion regarding the theoretical spatial correlation that should exist in some cases between interplate coupling and forearc extensional deformation (McCaffrey et al., 2000).

CONCLUSIONS

The coastal range is affected by a system of normal faults trending perpendicularly to the coast, which may be comparable to northern Chile reverse or normal ones that are trending obliquely to the coast (Gonzalez et al., 2003; Allmendinger et al., 2005). These normal faults are especially frequent on the eastern border of the Central Valley, affecting the Holocene alluvial fans as well as Coastal Cordillera Jurassic to Cretaceous crystalline formations. They show a main normal component and, for at least two of them, a transpressional movement with a left-lateral component. We interpret this motion to be due to the obliquity of the convergence direction of the subducting plate (N79, 77mm/year, DeMets et al., 1990) with respect to the trench. This type of vector, imposing a 79° N stress from the highly coupled zone to the surface, induces a relaxation compatible in direction with normal sinistral movement on a N55° active fault in the overriding plate.

We speculate that these features may be associated with segmentation of the upper and/or lower plates. This fault set can be interpreted as progressive step faults, that may be triggered by gravitational effects due to major subduction earthquakes. Alternatively, these faults may be susceptible to permanent deformation which prevents the accumulation of the elastic strain energy necessary to sustain seismic rupture and thus constitute a seismic barrier. Recent studies focusing on the aftershock sequence of the 2001 Peru earthquake show that the rupture produced by the subduction seismic event (moment magnitude 8.4) propagated for 70 km before encountering an area of fault that acted as a barrier (Robinson et al., 2006). The rupture continued around this barrier, which remained unbroken for 30 s and then began to break again, propagating to the south before stopping on Ilo peninsula. Robinson et al. (2006) associate this

first barrier with the Nazca fracture zone features on the subducting oceanic plate. However, it's also well known that segmentation of the upper plate (Fig. 11) can constrain the propagation of seismic ruptures along the subduction plane (such as in the case of Japan, on upper plate in Nankai subduction zone (Okamura, 1990; Wells et al., 2003)). Here, we interpret the propagation pattern to be mainly associated to margin perpendicular structures as in the case of the Chololo Fault System in southern Peru and to previous segmentation of the Peruvian Coastal Cordillera (Fig. 11). Large, linear magnetic anomalies lie along the coast of southern Peru (INGEMMET, 2001) as presented on Fig. 10. We interpret this map to reflect the crustal structure of the Cretaceous arc in the Coastal area. Negative anomalies also coincide with Miocene sedimentary basins and their limits with the superficial trace of the active normal fault systems mapped previously in this study. The clear discontinuity observed between the prominent positive and negative magnetic anomaly correlates with seismic stalling of subduction events in the Ilo region as can be seen either in instrumental seismicity with the 2001 earthquake or in historic seismicity for the 1582, 1687 and maybe 1784 events (Dorbath et al., 1990; Fig. 11). Indeed it is striking that historical earthquake ruptures are confined in north or south of the Ilo peninsula (Dorbath et al., 1990; Fig. 12). All of the data gathered in this study suggest that the propagation of major subduction events along the Nazca plate boundary is conditioned in southern Peru by preexisting pronounced features in the geometry of the upper continental South American Plate which localizes the deformation after the occurrence of the subduction earthquakes.

ACKNOWLEDGMENTS

This work was funded by the Institut de Recherche pour le Développement (IRD), and benefited from discussions with V. Regard and J. Martinod. We are grateful to Drs. G. Gonzalez, A. Meigs, and S. Carretier for their comments and suggestions, which helped improve the former version of the manuscript.

SESIÓN VULCANOLOGÍA

EL VOLCAN GALERAS Y SU ACTIVIDAD ERUPTIVA ENTRE JUNIO DE 2004 Y JULIO DE 2008

Diego Mauricio Gómez Martínez ¹

¹ INGEOMINAS - Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto
dgomez@ingeominas.gov.co

Galeras, localizado en el suroccidente de Colombia, es un volcán activo, cuyo cono está formado por capas intercaladas de lavas y materiales piroclásticos que se han ido acumulando a través de su edad geológica estimada en cerca de 4500 años (Calvache, 1995). Se considera entonces un volcán en proceso de formación y en su corta vida geológica ha presentado seis grandes erupciones.

Esas erupciones se han caracterizado por ser de mediana a baja explosividad o de tipo Vulcaniano con columnas eruptivas inferidas de baja altura (inferiores a 12 km) y que produjeron depósitos de flujos piroclásticos de pequeño volumen. Se estima que esas erupciones ocurrieron hace 4.500, 4.000, 2.900, 2.300, 1.100 años antes del presente y la última en el siglo XIX (Calvache, 1995).

En los últimos 500 años, donde se ha dado el establecimiento de varias de las poblaciones en la zona de influencia del volcán, Galeras ha registrado al menos 70 erupciones documentadas, la mayoría de ellas de pequeña magnitud, pero también con periodos eruptivos significativos que han afectado de diferente manera a dichas poblaciones (Espinosa, 2001). Dentro de esta actividad, se resalta el proceso entre 1924 y 1936, por la generación de erupciones de diferente magnitud y la ocurrencia del más reciente flujo piroclástico, documentado a través de relatos y registros fotográficos. Paralelamente a la evolución del volcán, las poblaciones asentadas en sus alrededores, han ido creciendo, desarrollándose cada vez más cerca al cono activo, en zonas peligrosas, incrementando sus niveles de vulnerabilidad (INGEOMINAS, 1997). Algunos hechos que han frenado un poco el desarrollo hacia esas zonas de peligro tienen que ver, por una par-

te, con la declaratoria en 1985 del Santuario de Flora y Fauna Galeras, con cerca de 8600 Ha protegidas y por otro lado, la implementación en Colombia desde el año 2.000, de los denominados planes y esquemas de ordenamiento territorial.

En la actualidad, en los alrededores de este volcán vive una población de aproximadamente 500.000 habitantes, de los cuales, cerca de 8.000 están establecidos en la zona de más alto riesgo, donde Galeras ha producido flujos piroclásticos, entre otros fenómenos reconocidos, tales como flujos de lodo secundario, ondas de choque, flujos de lava, proyectiles balísticos, sismos, etc.

El Galeras es considerado uno de los volcanes más activos en este país. En los últimos 20 años, ha presentado dos periodos de reactivación, el primero entre finales de 1988 y 1996, y el más reciente, detectado instrumentalmente y por cambios en la actividad superficial, hacia finales de junio de 2004, el cual permanece en evolución hoy en día. Entre estos dos periodos de actividad, se han presentado fenómenos similares que han sido registrados instrumentalmente a través de las redes de monitoreo geofísico y geoquímico instaladas por el INGEOMINAS desde febrero de 1989.

Varias de las anteriores razones, llevaron a que Galeras fuera postulado en los noventa ante el IAVCEI, y declarado como uno de los volcanes del decenio en Latinoamérica. Bajo la realización de un taller internacional en la ciudad de San Juan de Pasto, que incluyó actividades de campo, el 14 de enero de 1993, el volcán produjo una erupción relativamente pequeña, que cobró la vida de 9 personas (6 vulcanólogos y 3 turistas) así como heridas a cerca de 10 vulcanólogos

que se encontraban en la parte alta del volcán en el momento de la erupción. Durante esta trágica erupción murieron los Drs. Igor Menyailov (Rusia) Geoff Brown (Gran Bretaña), José Arlés Zapata (Colombia), Néstor García (Colombia), Armando Trujillo (Colombia) y Fernando Cuenca (Colombia).

En el reciente periodo de actividad (2004 – 2008), se han presentado diferentes episodios, tal como el de limpieza de conductos asociado con un periodo de emisiones de ceniza de julio a agosto de 2004, en el cual se depositó un volumen cercano a $4,8 \times 10^5 \text{ m}^3$ y tres erupciones Vulcanianas en agosto 11, 12 de y noviembre 21 de 2004, que produjeron ondas de choque, emisiones de gases y cenizas, columnas eruptivas (con alturas entre 9 y 11 Km) y proyectiles balísticos (se encontraron bloques de 40 – 60 cm de diámetro hasta a 2 Km del cono activo); el volumen depositado en estas erupciones se estimó en $1,9 \times 10^6 \text{ m}^3$. Estos procesos eruptivos estuvieron asociados con cambios en sismicidad, deformación, cambios morfológicos, variaciones en temperaturas, etc.

Otro proceso de gran importancia se presentó entre el 19 y el 22 de agosto de 2005, con el registro de un enjambre de cerca de 40 sismos Volcano-Tectónicos (VT), que se ubicaron epicentralmente entre 3 y 4 Km al noroccidente del cono activo, con profundidades entre 6 y 8 Km (respecto a la cima volcánica – nivel de referencia sobre los 4200 msnm); 9 de estos eventos tuvieron magnitudes locales entre 3 y 4.7, fueron sentidos claramente en la zona de influencia; adicionalmente, cambios deformativos fueron observados de acuerdo con el seguimiento que se hace a través de inclinómetros electrónicos telemétricos.

Esta actividad de fractura fue seguida un tiempo después por un notable incremento en las señales sísmicas relacionadas especialmente con dinámica de fluidos de carácter tanto transitorio (eventos tipo Largo Periodo – LPS) aunque también de carácter permanente (episodios de tremor espasmódico – TRE). Posteriormente se destaca un enjambre de unos 700 LPS que se registraron el 12 de febrero de 2006 en cerca de 5 horas, así como también el registro de una nueva actividad significativa, a manera de enjambre, de sismos VT, que se presentó el 26 de febrero de 2006, con alrededor de 50 eventos, varios de ellos sentidos y con un valor de magnitud local máximo de 4.8.

En noviembre 24 de 2005, Galeras registró un nuevo evento eruptivo explosivo, que depositó un volu-

men de material cercano a los $7 \times 10^5 \text{ m}^3$, generando fenómenos eruptivos similares a los reportados para las erupciones anteriores.

El proceso de estos meses se relacionó posteriormente con la extrusión y el emplazamiento de un domo de lava andesítico, que fue observado por primera vez en el fondo del cráter principal, el 13 de enero de 2006, totalizando un volumen final cercano a $3 \times 10^6 \text{ m}^3$.

Posteriormente, como proceso relevante se generó el 12 de julio de 2006, un evento eruptivo de características explosivas que afectó la parte superficial del domo de lava y que se dio a través de varios episodios en el transcurso del día. Estas erupciones se caracterizaron por la generación de ondas de choque (particularmente el evento inicial), salida de gases y cenizas, emisión de proyectiles balísticos, con el depósito de un volumen de material estimado en cerca de $3 \times 10^5 \text{ m}^3$.

Desde noviembre de 2006 a marzo de 2007, el volcán registró eventos tipo Tornillo (TOR; Gómez M., et.al., 1999), los cuales mostraron un patrón especial en sus características similar a aquellos observados antes de varias de las erupciones explosivas de Galeras entre 1992 – 1993 (Narváez M. et.al., 1997). Después de un periodo de actividad asociado con procesos de degasificación que fueron reduciendo gradualmente y con el registro entre el 16 y el 17 de enero de 2008, de seis eventos tipo TOR, el volcán produjo una nueva erupción explosiva a las 08:06 p.m. (tiempo local) del 17 de enero. Este evento eruptivo estuvo nuevamente acompañado por ondas de choque (probablemente las más fuertes hasta ahora hacia el sector oriental), emisión de gases y cenizas y expulsión de proyectiles balísticos. El volumen total depositado se estimó en $8,7 \times 10^5 \text{ m}^3$.

Después de este evento eruptivo, la actividad de Galeras se ha caracterizado por el registro de sismicidad relacionada con la dinámica de fluidos (LPS y TRE), resaltándose un enjambre de eventos LPS entre el 15 y el 22 de marzo, con características de intrusión magmática y el registro eventual de sismos de fractura (VT) que en ocasiones han sido sentidos por pobladores de la zona de influencia del volcán. A partir del mes de junio, se registra un incremento en la actividad superficial, caracterizado por mayores emisiones de gases, con valores significativos de Dióxido de Azufre (en términos relativos a Galeras), con salidas ocasionales de cenizas, algunas de las cuales

se correlacionan con el registro de episodios de temblor espasmódico. Estos procesos se han asociado igualmente con anomalías térmicas detectadas en el cráter principal obtenidas a través de una cámara térmica infrarroja Flir y seguimiento aéreo que se efectúa con el apoyo de un helicóptero Hughes y la tripulación de la Fuerza Aérea Colombiana (FAC).

Comparativamente, en los procesos eruptivos registrados a partir de 1989, Galeras ha presentado como episodios significativos, la extrusión de dos domos de lava; el primero de ellos, observado en octubre de 1991 y el segundo detectado en enero de 2006, los cuales fueron acompañados especialmente de variaciones en la actividad sísmica y deformativa del volcán. Para la primera fase de actividad (1989 – 1996), el domo de lava tuvo un volumen estimado de $4 \times 10^5 \text{ m}^3$, con un volumen total depositado de $2.8 \times 10^6 \text{ m}^3$ asociado a 6 erupciones explosivas registradas entre 1992 y 1993. Para el proceso actual de reactivación, al domo se le estimó un volumen de $3 \times 10^6 \text{ m}^3$ y asociado a 2 erupciones explosivas registradas post-domo, el volumen depositado se ha estimado en cerca de $1.2 \times 10^6 \text{ m}^3$. De 11 erupciones explosivas registradas por el volcán Galeras entre 1989 y 2008, 9 de ellas fueron precedidas por eventos tipo TOR, con 7 de esas erupciones antecedidas por un patrón especial en las características de dichos eventos. Cinco de las 11 erupciones men-

cionadas se han presentado entre el 2004 y el 2008; 4 de ellas fueron precedidas por eventos tipo TOR, de las cuales, 2 mostraron un patrón especial en las características frecuenciales y de firma.

BIBLIOGRAFIA

Calvache V., M.L. 1995. *The Geological Evolution of Galeras Volcanic Complex*. Tesis de doctorado. Arizona State University.

Espinosa B., A. 2001. *Erupciones históricas de los volcanes colombianos (1500 – 1995)*. Bogotá. Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales.

Gómez M., D. M., Torres C., R.A., Seidl D., Hellweg M. and Rademacher H., 1999. Tornillo Seismic Events at Galeras Volcano, Colombia: A Summary and New Information from Broadband Three-Component Measurements. *Annali di Geofisica*. Volumen 42, N° 3, June 1999. pp. 365 – 378.

INGEOMINAS, 1997. *Mapa de amenaza Volcánica de Galeras (tercera versión)*. Publicación especial del INGEOMINAS.

Narváez M. L., Torres C., R.A., Gómez M., D. M., Cortés J., G. P., Cepeda V., H., and Stix, J., 1997. "Tornillo"-type seismic signals at Galeras Volcano, Colombia, 1992 – 1993. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 77, pp. 159 – 171.

EXPERIENCIAS CON LA REACTIVACIÓN DE LOS VOLCANES GALERAS, NEVADO DEL HUILA Y MACHIN, COLOMBIA

Marta Lucia Calvache Velasco, MSc., Ph.D

*INGEOMINAS – Subdirectora de Amenazas Geológicas y Entorno Ambiental
mcalvache@ingeominas.gov.co*

Las condiciones geológicas, geomorfológicas, climáticas, etc. del territorio Colombiano tienen incidencia directa en la ocurrencia de fenómenos naturales como las erupciones volcánicas, los sismos y movimientos en masa. El Instituto Colombiano de Geología y Minería - INGEOMINAS es la institución del Gobierno, oficialmente encargada de la investigación y seguimiento de este tipo de fenómenos.

INGEOMINAS, a través de los Observatorios Vulcanológicos y Sismológicos de Manizales, Popayán y Pasto hace seguimiento continuo a la actividad de los volcanes colombianos potencialmente peligrosos. Esta actividad se inició en noviembre de 1985, luego de la catastrófica erupción del Nevado del Ruiz que destruyó a la ciudad de Armero (Tolima) y afectó seriamente partes de la ciudad de Chinchina (Caldas) con un saldo trágico incierto, pero que se ha calculado aproximadamente en 23.000 personas muertas. El Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales - OVSM, en su momento llamado de Colombia, inicia operaciones en 1986 con la vigilancia del Nevado del Ruiz. Este observatorio vigila los volcanes de la parte central de Colombia, como son Cerro Bravo, Nevado del Ruiz, Nevado Santa Isabel, Nevado del Tolima, Cerro Machín.

A finales de 1988, el volcán Galeras, localizado a tan solo 9 Km en línea recta del centro de la ciudad de San Juan de Pasto, incrementó la salida de gases e INGEOMINAS, envió en Febrero 24, 1989 personal técnico y equipos para dar inicio al seguimiento de la actividad de Galeras, desde ese día el volcán tiene equipos de vigilancia volcánica permanentemente, desde el Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto - OVSP. La vigilancia volcánica de los volcanes

activos ubicados en el Sur de Colombia está a cargo de este observatorio: Animas, Doña Juana, Galeras, Azufral, Cumbal, Chiles, Cerro Negro, entre otros.

El Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán - OVSPPOP está en operación desde 1994 y es responsable de la vigilancia y monitoreo de los volcanes activos del segmento central del país, específicamente los volcanes Nevado del Huila, Puracé y Sotará.

GALERAS

El volcán Galeras, está ubicado al Sur de Colombia, las evidencias geológicas e históricas muestran que la actividad del volcán ha sido "continua" desde hace 4.500 años, por lo que sobre él se han realizado estudios geológicos que han permitido elaborar el mapa de amenaza volcánica, en donde se muestran las áreas que pueden ser afectadas por flujos piroclásticos, flujos de lava, caídas de ceniza y flujos de lodo.

Desde 1989 hasta 1994 y desde junio de 2004 hasta el momento, el volcán dio nuevas señales de reactivación, en estos periodos de tiempo han ocurrido varias erupciones, que produjeron emisiones de ceniza, proyectiles balísticos, emanación de gases azufrados y ondas de choque que afectaron a las personas que habitan su área de influencia, pero la gran mayoría de estas erupciones, no ha dejado víctimas, estas solamente ocurrieron en la erupción de enero 11 de 1993, en la cual vulcanólogos murieron en el cráter. Aunque ha habido épocas de gran intranquilidad y zozobra en la comunidad cercana al volcán, muchos de los habitantes de esta zona dicen que el volcán no les ha causado ningún daño en decenas de años, creen que el volcán es su amigo y se niegan a

seguir fácilmente las recomendaciones de evacuación cuando el volcán presenta incrementos en su actividad o la iniciativa del gobierno de reasentamiento. En muchos casos la percepción sobre la peligrosidad del volcán es muy baja, en otros casos la situación del volcán se ha convertido en una herramienta de negociación con el gobierno.

HUILA

El 18 de febrero de 2007, ocurrió un enjambre sísmico en el volcán Nevado del Huila, un volcán del cual no se conoce registro alguno de erupciones en los últimos 500 años. El 19 de febrero, menos de 24 horas después del primer enjambre sísmico, se presentó una erupción del volcán Nevado del Huila, que tuvo asociada una columna eruptiva de aproximadamente 1.500 metros de altura, con dispersión principalmente al occidente del edificio volcánico. Asociado a la erupción se formó un pequeño flujo de lodos que inicialmente bajó por las quebradas Bellavista y Azufrada que nacen en la parte alta del volcán, y luego se encausó por el río Páez. Mas que la erupción en sí, la erupción llamó la atención por la formación de una fisura de aproximadamente 2 Km de largo que se extendía entre los Picos Central y la Cresta, con emanación continua de gases en toda su extensión.

El 17 de abril de 2007, se registró un nuevo incremento en la actividad del Volcán Nevado del Huila, ocurriendo un enjambre sísmico de eventos de fractura, con hipocentro en la parte superficial del volcán. En esos momentos se alertó al Sistema Nacional de Prevención y Atención de Emergencias sobre la posible ocurrencia de una erupción, fenómeno que ocurrió a las 02:58 AM del 18 de abril; esta erupción tuvo asociado un flujo de lodos y escombros mucho mayor que el ocurrido el 18 de febrero, que viajó por los ríos Páez y Símbola. En el año 1994, como consecuencia de un sismo de magnitud 6,4, ocurrieron innumerables deslizamientos que generaron flujos de lodo en las cuencas de los ríos Páez y Símbola. En la erupción

de abril de 2007 del Huila, se destaca la formación de una nueva segunda fisura sobre el Pico Central, que se inicia en la parte baja de su extremo suroccidental y se extiende hasta el sector nororiental, con una extensión aproximada de 2 km, además se observó que la fisura formada el 19 de febrero, aumentó sus dimensiones, con una longitud actual de 2,3 km y un ancho de aproximadamente 200 m. En marzo de 2008 hubo otro incremento importante de la actividad pero sin consecuencias destacables. Cabe destacar que la actividad sísmica continúa hasta la fecha.

Las comunidades se encuentran ubicadas a más de 15 Km en línea recta del volcán y las poblaciones están alejadas de los cauces de los ríos, sin embargo los puentes son la infraestructura más vulnerables ante los flujos de lodo o lahares que se generan el volcán. La percepción de la comunidad respecto al flujo de lodo es muy buena y en general la comunidad responde adecuadamente a las alertas tempranas que se han dado en la región.

MACHIN

El volcán Cerro Machin se considera un volcán muy peligroso por sus características eruptivas, dado que su índice de explosividad volcánica es considerado de medio a alto (VEI= 5). El registro geológico evidencia erupciones muy explosivas con generación de flujos y oleadas piroclásticas, caída de piroclastos por proyección balística y transporte eólico (alcanzando distancias superiores a los 50 km) y flujos de lodo de tipo hiperconcentrados y de escombros (los cuales han llegado a distancias superiores a los 100 km). En los últimos 4 a 5 años la actividad sísmica ha ido creciendo en número de sismos y tamaño de los sismos, también se han registrados cambios en deformación y en las fuentes termales y fumarolas.

En este momento es un reto para el Gobierno Nacional, Regional y Local y para el Sistema Nacional de Prevención y Atención de Desastres tener el Plan de Emergencia y Contingencia formulado, concertado y en operación.

PROYECTO PETEROA, PRIMERA ESTACIÓN DE EMISIÓN ACÚSTICA EN UN VOLCÁN DE LOS ANDES(*)

José Ruzzante¹, Gabriele Paparo², Rosa Piotrkowski³,
Maria Armeite⁴, Giovanni Gregori⁵, Isabel López⁶

¹ Comisión Nacional de Energía Atómica, CAC, Av. Gral. Paz 1499 (1650) San Martín, Prov. de Buenos Aires, Argentina. Universidad Tecnológica Nacional, Facultad Regional Buenos Aires. Argentina

² Istituto di Acustica, "O. M. Corbino". CNR, Via Fosso del Cavaliere 100, 00133, Roma, Italia

³ Universidad Nacional de General San Martín, Alem 3901, (1653) San Martín, Buenos Aires. Argentina

⁴ Comisión Nacional de Energía Atómica, CAC, Av. Gral. Paz 1499 (1650) San Martín, Buenos Aires. Argentina

⁵ Istituto di Acustica "O.M. Corbino", CNR, via Fosso del Cavaliere 100, 00133, Roma Italia.

⁶ Comisión Nacional de Energía Atómica, CAC, Av. Gral. Paz 1499 (1650) San Martín, Buenos Aires, Argentina

ANTECEDENTES

Entre el 10 y el 14 de septiembre de 2001 se realizó en Buenos Aires, Argentina, el Segundo Encuentro del Grupo Latinoamericano de Emisión Acústica (E-GLEA 2). El Encuentro fue organizado, entre otros, por el GLEA, [1, 2] participando del mismo, científicos de distintos países de América y Europa. Durante el encuentro se mantuvo la primera conversación entre integrantes del Grupo Ondas Elásticas (GOE) de la Comisión Nacional de Energía Atómica de Argentina y el "Istituto di Acustica, O. M. Corbino de Roma, Italia, perteneciente al "Consiglio Nazionale delle Ricerche". La misma versó sobre la posibilidad de aplicación de la Emisión Acústica (EA) a Estructuras Geológicas de Argentina. Se trataba de una propuesta interdisciplinaria que aprovecharía la experiencia del Grupo italiano en Estructuras Geológicas y Microsismicidad y la experiencia del Grupo argentino en EA.

En diciembre del mismo año, la Secretaría de Ciencia, Tecnología e Innovación Productiva (SECyT) de Argentina y el Ministero degli Affari Esteri (MAE) de Italia, a través de la Embajada de Italia en Argentina, comunicaron la decisión de otorgar un subsidio previamente solicitado para iniciar las investigaciones. En dicho subsidio sólo se contemplaban viajes de intercambio de científicos entre ambos países.



Figura 1. Mapa de la provincia de Mendoza, Argentina. El volcán Peteroa está indicado en la parte sur del límite con Chile.

Figura 1. Mapa de la provincia de Mendoza, Argentina. El volcán Peteroa está indicado en la parte sur del límite con Chile.

(*) Trabajo publicado en: Revista Física para todos. RVISF Enero 2005

En los primeros viajes se estudió y diagramó la posible instalación de una estación de EA en un volcán de los Andes.

Por distintas circunstancias, tales como la existencia de importantes conocimientos previos sobre el volcán, que habían sido obtenidos a partir de investigaciones llevadas a cabo por distintos científicos [3], así como de la zona circundante y sus posibilidades de acceso, el volcán elegido fue el Peteroa, ubicado en la provincia de Mendoza, Argentina, lindante con Chile. En la Fig. 1 se observa un mapa del lugar. Luego de dos Campañas a la zona y pese a las dificultades para acceder al volcán, se decidió definitivamente instalar la Estación de EA en el Peteroa, aprovechando una Estación Sísmica ya existente en el lugar.

Con la colaboración de distintas instituciones de Argentina e Italia se realizaron dos Campañas más al Peteroa. En la Tercera se instalaron las baterías y los paneles solares para la alimentación de los equipos, los cuales se muestran en la Fig. 2. En la Cuarta Campaña, iniciada el 11 de marzo del 2004 se finalizó la instalación de los equipos de EA. El sábado 13 de marzo de 2004 a las 12:30 hs. se realizó, desde el volcán Peteroa, la primera transferencia de datos, vía teléfono satelital, a Roma. En el mes de febrero de 2004 la SECyT de Argentina, otorgó un subsidio por tres años para fomentar el presente Proyecto, posibilitando así la realización de un sensado integral del volcán para lo cual necesariamente deberán participar otros Grupos de Trabajo en distintas disciplinas.

SOBRE EL VOLCÁN PETEROA

El complejo volcánico Planchón-Peteroa está ubicado en la Cordillera de los Andes, a 35° 15' S y 70° 35' W, en la provincia de Mendoza, a 200 kilómetros al noroeste de la ciudad de Malargüe, sobre la cordillera principal, próximo a las Termas El Azufre. La estructura del volcán abarca una superficie oval de 78,5 km² y su cima alcanza los 4107 m.s.n.m. [3, 4]

En el sector superior del complejo se desarrollan cuatros glaciares, con extensiones de 2,5 km² a 8 km². La estructura del complejo está formada por un volcán antiguo, de edad pleistocena medio-tardía, que se encuentra profundamente erosionado y sin cráter definido (Peteroa-Azufre). Al norte de éste se desarrolla en forma sobreimpuesta el volcán Planchón, (Planchón 1). La actividad post-glaciación es fundamentalmente explosiva, y se desarrolló a través de cinco cráteres de explosión. Los procesos volcánicos eventualmente peligrosos que podrían ocurrir incluyen la erupción de flujo de lava, caída de tefra, flujos u oleadas piroclásticas y formación de lahares, crecidas y flujos de detritos volcánicos así como emisión de gases, lluvia ácida, alteraciones fisicoquímicas de las aguas y actividad sísmica. Cabe mencionar que su última erupción fue en 1991, aunque se reportó posteriormente actividad de fumarolas. La última de éstas fue registrada el 17 de marzo de 2004 acompañada por un fuerte sismo.

En los alrededores del volcán se observa gran actividad termal, encontrándose diferentes vertientes de aguas a temperaturas que van entre los 25° y los 70° centígrados. En muchos casos estas vertientes se encuentran acompañadas de un intenso burbujeo gaseoso. Según la intensidad y dirección del viento, se percibe un penetrante olor a azufre, proveniente de las diferentes fumarolas del Volcán. En la Fig. 3 se observa el cráter y una de las fumarolas.



Figura 2. Habitación donde se instalaron los equipos de EA y los paneles solares.



Figura 3. Cráter del volcán Peteroa y una de sus fumarolas (foto tomada por J. Hernández).

El acceso a la zona, aunque posible, no es simple. Debe realizarse en vehículos adecuados, atravesando zonas de arenas volcánicas, ríos de deshielo y otros inconvenientes. La zona es sólo accesible en período estival: enero-marzo en el hemisferio austral, ya que durante el invierno los vientos pueden llegar a los 100 km/h y la nieve a varios metros de altura.

SOBRE LA EMISIÓN ACÚSTICA

Se denomina Emisión Acústica (EA), al proceso de generación de ondas elásticas dentro de un material como resultado de un cambio en su campo de tensiones internas. Por lo tanto, la EA es un fenómeno dinámico. Con el mismo nombre se designa a la técnica ampliamente utilizada en el campo de los Ensayos No Destructivos, para estudiar la integridad estructural de recipientes, tuberías o componentes, ya que permite, durante un único ensayo, detectar y localizar las zonas potencialmente peligrosas de la estructura bajo estudio. Es un fenómeno complejo en el cual se pueden distinguir las etapas de generación, propagación y detección de las ondas elásticas.

- a) La generación de ondas elásticas se debe a la repentina redistribución de las tensiones internas en el material, cuando éste sufre algún tipo de sollicitación externa. En los sólidos existe potencialmente una gran cantidad de posibles fuentes de EA tales como: crecimiento de fisuras, deformación plástica, movimiento de dislocaciones, separación de interfaces, corrosión, separación fibramatriz en materiales compuestos, movimiento de las paredes de los dominios magnéticos, etc. [5, 6]. Las ondas de EA son generalmente de muy baja amplitud y ricas en frecuencia. El rango de aplicación de la EA está entre los 20 kHz y 1 MHz, por arriba de las vibraciones y forma parte de los llamados ultrasonidos.
- b) Durante la propagación de la onda elástica en el material, se registra una disminución en la amplitud debido a diferentes mecanismos. Sin embargo, el hecho de disminuir el valor de la amplitud, no implica necesariamente una pérdida en la energía de la onda, pues, puede ocurrir una redistribución. Es éste el caso de la llamada atenuación geométrica. Al propagarse el frente de onda, desde su origen, necesariamente se expande, esto produce una disminución de la energía por unidad de volumen, independientemente de otros posibles mecanismos de atenuación. Otro fenómeno que ocurre es la difracción, que se origina dentro del sólido por la presen-

cia de defectos. En este caso distintas partes de la onda siguen por diferentes caminos, disminuyendo la energía total. Algo similar sucede con el fenómeno de desdoblamiento. También podemos mencionar las pérdidas "genuinas", es decir aquellas en las cuales hay disminución de la energía. Estas últimas son las asociadas a efectos termoplásticos, magnetoelásticos, etc. En una situación concreta ocurre la combinación de la mayor parte de los fenómenos mencionados. Como regla general se puede afirmar que la atenuación es dependiente de la frecuencia de la onda, siendo mayor a medida que ésta aumenta. De esta manera, en ensayos industriales de EA en estructuras metálicas, suele utilizarse sensores de frecuencia de resonancia de 200 kHz, asegurando así una propagación de la onda del orden de algunos metros, pudiéndose de esta manera ubicar la fuente emisora por triangulación. Por el contrario si el ensayo es en hormigones o rocas (materiales muy heterogéneos) la frecuencia que se utiliza es de aproximadamente 50 kHz ya que la atenuación es mayor.

- c) Para la detección, generalmente se usan transductores piezoeléctricos de muy alta sensibilidad, que transforman la onda mecánica en una señal eléctrica (diferencia de potencial). Para mejorar la propagación de las ondas elásticas entre la superficie del material y el sensor se emplea un acoplante, generalmente una sustancia viscosa, como por ejemplo grasa de vacío. Debido a que la señal eléctrica a la salida del transductor es muy pequeña (de unos pocos μV), es necesario disponer de un preamplificador (aproximadamente de 40 dB) a no más de 50 cm del mismo. Algunos transductores tienen el preamplificador ya incorporado. El preamplificador generalmente posee algún tipo de filtro pasa altos para eliminar componentes de baja frecuencia que podrían relacionarse con vibraciones. La etapa siguiente es un amplificador, aunque depende de cada equipo, comúnmente

puede amplificar hasta 60 dB. Posteriormente la señal ingresa a los equipos de detección, almacenamiento y procesamiento. Las tres etapas mencionadas anteriormente, generación, propagación y detección, en las que se separó el fenómeno de EA, más la suposición de linealidad, permiten modelar el proceso a través de una serie de operaciones de convolución, (representado por el símbolo *)

$$V(t) = T(t) * [G(t) * M(t)] \quad (1)$$

Como está descrito en [7], la variable $V(t)$ es la magnitud del potencial eléctrico (generado por la onda elástica) a la salida del sensor, $M(t)$ es una función representativa de la fuente de EA, $G(t)$ es la función de Green elastodinámica del medio y $T(t)$ es la respuesta del sistema de detección al impulso. En algunos casos particulares el análisis del proceso inverso permite caracterizar la fuente de EA midiendo el voltaje generado en el sensor.

SOBRE MECANISMOS DE FRACTURA EN ROCAS Y ESTRUCTURAS NATURALES

Los mecanismos de fractura en rocas son complejos dado que se trata de material compuesto y no homogéneo, tanto en composición como en grado de agregación. En general es material cuasi-frágil, en el cual la energía necesaria para la propagación de fisuras es más alta que la predicha por la mecánica de fractura de medios elásticos [8]. Entre los mecanismos responsables del comportamiento cuasi-frágil se identificaron el puente de fracturas, la fricción y las microfisuras, siendo casi despreciables los procesos de deformación.

El conocimiento general del tema no es aún completo a pesar de éxitos parciales y el objetivo principal es establecer y comprender las relaciones entre microestructura y comportamiento. En este sentido se realizan experimentos en laboratorio, que relacionan los procesos de fractura que ocurren a una escala microscópica con la fractura de un bloque que ocurre a una escala macroscópica. La fractura microscópica es la que se estudia con EA, en tanto que el daño global se observa visualmente o bien con microscopio [9]. Las variables que suelen incidir en el proceso son la composición de los materiales y su grado de heterogeneidad. Este varía entre el de una microestructura densa relativamente homogénea a una microestructura totalmente heterogénea con presencia de poros, distintas fases y distintos materiales (material compuesto).

Es importante destacar que para que las microfisuras se produzcan o se propaguen, hace falta someter al material sensado con EA a una carga externa, hasta que se sobrepasen ciertas barreras de energía en distintos puntos del material. En el caso que estamos tratando, esta carga o energía externa estaría proporcionada por fenómenos geológicos.

Nos referiremos ahora a la aplicación de la EA a estructuras geofísicas y en particular a nuestro Proyecto. La EA en formaciones geológicas podría llegar

a ser utilizada como técnica predictiva de sismos y erupciones volcánicas.

Las ondas de tensión-deformación que constituyen la EA, como ya fue mencionado, se generan por cambios microestructurales en el sólido cuando éste sufre algún tipo de sollicitación, dando cuenta de esta manera, del estado de tensión de la estructura que se está monitoreando. Las ondas sísmicas provienen de movimiento de una falla macroscópica a gran escala. Por ello, una de las diferencias fundamentales reside en las frecuencias involucradas; las ondas "sísmicas" son de unos pocos ciclos por segundo, mientras que las de EA son del orden de los kilociclos por segundo. Estas altas frecuencias imponen una importante limitación en la distancia de propagación de las ondas de EA debido a los efectos de atenuación. Con la EA estamos "viendo" cómo es sollicitada una estructura, hecho que ocasionalmente puede desembocar en un sismo cuando se superan en esa zona valores críticos de energía. De otro modo, cuando se detecta EA, ésta sólo indica que el estado de tensiones internas de la estructura está variando, debido a fuerzas exteriores a la estructura que se está sensando.

Si bien la EA brinda información acerca de la variación del campo de tensiones relativamente cercano al detector, debe tenerse en cuenta que esas tensiones varían por los esfuerzos a que están sometidas las estructuras geológicas y éstos pueden ser originados en zonas lejanas. Es de destacar que la EA recoge información que no puede ser adquirida por los sismógrafos, que detectan ondas elásticas de muy baja frecuencia y por lo tanto con baja atenuación, originada generalmente en puntos muy lejanos. La EA, constituida por ondas elásticas de alta frecuencia, brinda información de fisuras (muy pequeñas) que ocurren en puntos cercanos, por lo que sirve como anticipo de un fenómeno macroscópico de tipo catástrofe. Los sismógrafos informan acerca de una catástrofe iniciada en un punto lejano; los detectores de EA informan acerca de procesos microestructurales que podrían estar anticipando una catástrofe.

SOBRE EL ANÁLISIS DE LAS SEÑALES DE EA

Es común realizar una primera clasificación de las señales generadas durante el proceso, en continuas y discretas. Una señal discreta; también llamada paquete, evento o "burst", se puede caracterizar por tres parámetros: Amplitud (A), Duración (D) y Tiempo de Subida o "Rise-Time", (RT). La Amplitud es el voltaje del pico más elevado de la señal; la Duración es el tiempo transcurrido entre el primer y el último cruce

del umbral (tensión de referencia establecido por el operador); y el "Rise-Time" es el tiempo transcurrido entre el primer cruce del umbral y el máximo de la señal. Cuando el intervalo entre eventos es menor que la duración de los mismos, la señal se llama continua. Generalmente se realiza el análisis de la señal para un modelado del fenómeno o bien para distinguir las posibles fuentes de EA en un ensayo. La Tabla I enumera algunas de las técnicas empleadas en el análisis de señales de EA.

Tabla I. Técnicas de análisis de señales aplicadas a EA

Señal	Parámetro	Tipo de análisis que se realiza
Discreta	Amplitud, Duración, Tiempo de Subida	• Distribución estadística de los parámetros [10]. • Distribución temporal de los eventos [11]. • Correlación y componentes principales. [12]. • Reconocimientos de patrones [13]. • Fractalidad [14, 15]. • Determinación del tiempo de arribo [16].
	Valor Cuadrático Medio	• Energía • Fractalidad [14,15,17]. • Transformada de Fourier.
Continua		• Transformada de Fourier • Transformada Wavelet [18]. • Reconocimientos de patrones. • Inversión o deconvolución [19]. • Estadística de orden superior.

La EA es un fenómeno que involucra un amplio rango de frecuencias. Hay una interrelación dinámica entre fenómenos a diferentes escalas, tanto temporales como espaciales. Una fisura que se inicia corresponde a un defecto cuyo tamaño es del orden de varias distancias atómicas, al que se puede asociar frecuencias altas. Si la fractura crece, el tamaño asociado va aumentando y las frecuencias involucradas van disminuyendo. En el caso en que se produzca una asociación coherente de fisuras originando un defecto cuyo tamaño es ya macroscópico, del orden de las distancias geológicas, las frecuencias asociadas corresponden a las de los sismos. Cuando ocurre un cambio de escala importante en el sentido de menor a mayor, o sea que hay un enriquecimiento en las bajas frecuencias, es el preanuncio de fenómenos catastróficos.

Nos interesa entrar en el detalle del análisis de la fractalidad, pues es el método ya aplicado por algu-

nos de los autores del presente trabajo en el estudio de la EA en volcanes [20, 21]. En la observación de fenómenos naturales, como es el caso que nos ocupa, es a menudo muy difícil decidir si los mismos están regidos por el determinismo o el azar. En estos casos el análisis fractal es un algoritmo eficiente que permite tratar con un continuo de estados intermedios entre uno y otro caso extremo. El análisis que realizan los autores no se refiere al cálculo de la dimensión fractal en estructuras geofísicas como las realizadas por Scholtz y Mandelbrot [22], sino a un análisis de la dinámica del proceso, con ideas similares al trabajo pionero de Kolmogorov relativo a la dinámica de fluidos y turbulencia [23].

En nuestros trabajos con series temporales [15, 20, 21] clasificamos esquemáticamente los procesos en procesos puntuales y procesos continuos. En los procesos puntuales, los registros son un conjunto de "1" y "0", de modo que un "1" corresponde a la presencia de una señal en un determinado intervalo temporal de longitud μ y un "0" a su ausencia. En los procesos continuos, interesa además la forma detallada de esta señal. Dada la complejidad de la señal de EA y los fenómenos de atenuación que influyen en la misma es más útil trabajar con procesos puntuales.

Aplicamos a los datos el método utilizado por Richardson [24] para calcular la longitud de fronteras entre países y líneas costeras, y evaluamos un parámetro, que es la dimensión fractal D . La dimensión fractal D , medida con el método de "box counting" se evalúa de la siguiente manera:

- Se divide el intervalo de tiempo de observación en subintervalos de duración μ , y se hace variar este parámetro dentro de las posibilidades experimentales.
- Una vez elegido μ , se asigna a cada subintervalo el valor "1" si durante el mismo se detectó uno o más eventos de EA y un "0" en caso contrario.
- Se cuenta el número total de "1", obteniéndose así el valor $N(\mu)$.
- Se calcula la pendiente H a partir del gráfico. $\log N(\mu)$ vs. $\log(\mu)$.
- Se calcula $D = -H$.

En el caso de total determinismo el número total de eventos es independiente de la duración de los subintervalos, dando $D = 0$. Contrariamente, en el caso de total aleatoriedad el número total de eventos es

inversamente proporcional a la longitud de los intervalos, dando $D = 1$. En el caso de la EA, se esperan valores intermedios.

Lo interesante de este procedimiento es que la dimensión fractal cambia durante el proceso. Al principio las microfisuras aparecen en forma altamente aleatoria y luego, si el fenómeno de carga del material persiste, se van produciendo tanto crecimiento y propagación de fisuras preexistentes a lo largo de planos y direcciones preferenciales como el colapsado de poros, con lo cual la dimensión fractal va disminuyendo.

En los trabajos previamente citados [20-21] se reportan resultados interesantes y totalmente novedosos, referidos a la EA detectada como precursor de terremotos con epicentro a distancias fluctuando entre varias decenas y varias centenas de km de los sensores, entre los años 1996 y 2002. En algunos casos, unos 8 meses previos al terremoto se detectó EA de alta frecuencia y unos dos meses previos EA de baja frecuencia, y en todos los casos se detectó variación en la dimensión fractal. Estos resultados son de un carácter totalmente diferente a los que se obtienen en sismología, pues son predictores de sismos o explosiones volcánicas, en tanto que los datos sismológicos indican la existencia de uno de esos acontecimientos en pleno desarrollo, en sitios quizá lejanos de los sismógrafos. Son estos resultados alentadores los que propiciaron la elaboración del presente Proyecto.

SOBRE EL PROYECTO PETEROA

Para las mediciones del presente Proyecto se utilizan dos sensores resonantes de 25 kHz y 160 kHz. Las frecuencias más altas están relacionadas con tamaños de fisuras menores. Si las fisuras avanzan y coalescen, su tamaño aumenta, dando lugar a ondas elásticas de frecuencia menor. Se utilizan las dos frecuencias citadas para correlacionar ambas señales, descartar señales espurias, y asegurar la detección de fisuras que crecen.

Cada uno de los sensores se encuentra adosado en el extremo de sendas guías de onda de vidrio (para evitar interferencias electromagnéticas), ambas empotradas aproximadamente 60 cm dentro de la roca a sensor. En la Fig. 4 observamos la barra de vidrio y el sensor en el extremo. La señal eléctrica generada por los sensores es preamplificada (40dB), luego amplificada y conformada, obteniéndose así el valor cuadrático medio para cada una de las frecuencias.



Figura 4. Barra de vidrio insertada en la roca, con el sensor de Emisión Acústica en el extremo.

Posteriormente se la digitaliza, se promedia y se almacena en una computadora. Otros dos canales, con un procesamiento equivalente son utilizados para la determinación de la temperatura superficial de la tierra. La adquisición de datos es continua en cada uno de los sensores, quedando los datos almacenados en la computadora. En la Fig. 5 se observa un diagrama del equipo instalado en el Peteroa.

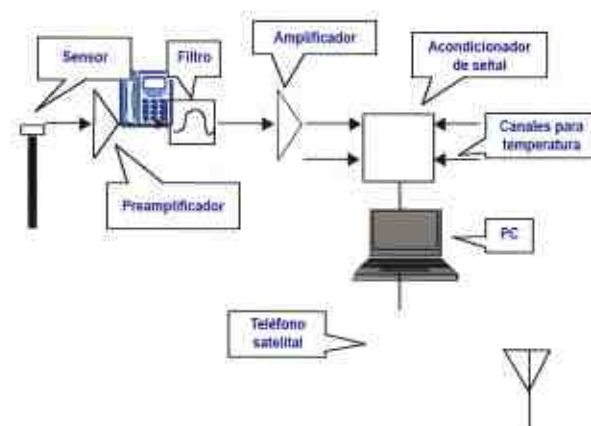


Figura 5. Diagrama en bloque del sistema instalado en el Volcán Peteroa

La zona del volcán no cuenta con ningún tipo de cobertura eléctrica ni telefónica, razón por la cual es necesario lograr la alimentación eléctrica por medio de paneles solares. Con respecto a la transmisión de los datos se adaptó un teléfono satelital de manera que al realizar la conexión con el mismo, con un soft-

ware adecuado, se pueden obtener desde Buenos Aires o Roma, los datos almacenados.

La Fig. 6 muestra una parte de una señal emitida en el Peteroa el día 15 de marzo de 2004 y recibida vía satelital en Roma. Allí se graficó el valor RMS de la señal de EA de cada sensor en función del tiempo. Se observa un pico en el registro de cada frecuencia. El de mayor frecuencia antecede al de menor frecuencia en unos 500 s y es de una amplitud 3 veces mayor lo cual es coherente con la presencia de un fenómeno de crecimiento de fisuras. El 17 de marzo de 2004, o sea dos días después, los sismógrafos de la zona detectaron actividad sísmica, y también se informó acerca de la emisión de fumarolas en el cráter del Peteroa.

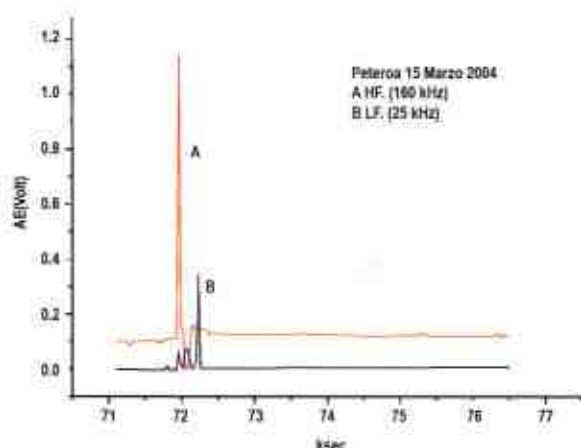


Figura 6. Primer registro de EA significativo obtenido en el volcán Peteroa (15/3/04).

Los datos de EA, en esta primera etapa, serán analizados con técnicas fractales, en particular la llamada "box counting method" [20] y se los correlacionará con los correspondientes a las temperaturas y datos

sísmicos de la zona, de manera similar a lo realizado por el grupo Italiano en el Vesubio y en el. Stromboli. [15,21]. A fines del 2004, de no mediar inconvenientes con la transmisión de datos, se espera contar con la información de la Estación de EA ya elaborada.

Al disponer de fondos para la continuación del Proyecto, en la última Campaña se comenzó el estudio para la instalación de una Estación de Análisis de Gases emitidos en las zonas termale de los alrededores del volcán. El ascenso a la cima del volcán (4107m) realizado durante la Cuarta Campaña, permitió una primera observación sobre el estado de los glaciares, estudiándose la posibilidad de realizar perforaciones en los mismos para su posterior datación en Laboratorio. De ser posible la concreción de esta última propuesta, conduciría a conocer la "historia" del Peteroa.

Lo multidisciplinario es una característica fundamental de este Proyecto, ya que los resultados de una única técnica no dan conclusiones contundentes, debido a la gran complejidad y diversidad de los fenómenos físicos involucrados. En cambio, los resultados correlacionados de varias técnicas conducen a un conocimiento cada vez más certero del estado físico del volcán.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen el apoyo brindado para la realización de este Proyecto a las siguientes instituciones: Embajada de Italia en Argentina; Municipalidad de la Ciudad de Malargüe; "Grupo Los Azufres" Escuadrón 29, Gendarmería Nacional Malargüe; Instituto Nacional de Prevención Sísmica, INPRES, San Juan, Argentina; Istituto Nazionale Di Oceanografia E Di Geofisica Sperimentale, Trieste, Italia.

ACTIVIDAD VOLCÁNICA EN EL ECUADOR: CARACTERÍSTICAS Y DIFERENCIAS

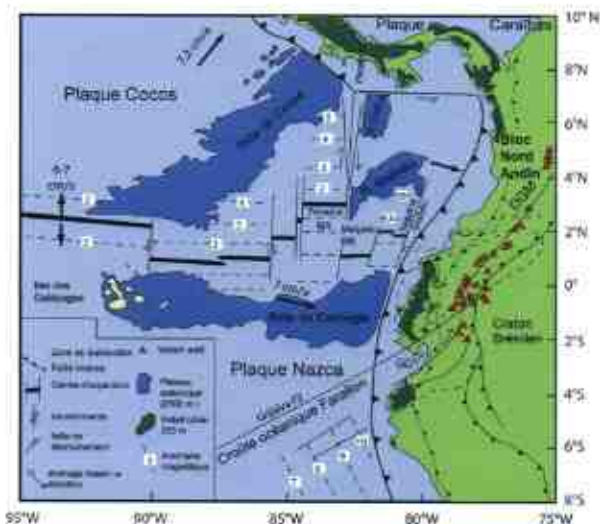
Monica Segovia

Escuela Politécnica del Ecuador

Pre-hispánica: deidades “muy humanas”

- Siglo XVIII: Visita de la Misión Francesa
- Siglo XIX: Naturalista y geógrafo alemán Von Humboldt llamó al Valle Interandino “La avenida de los volcanes”. Otros personajes locales mostraron interés en conocer la naturaleza de los imponentes vecinos
- Siglo XX: Sauter (50's), 70's: Dr. Hall empieza los estudios y crea el Instituto Geofísico en 1983.

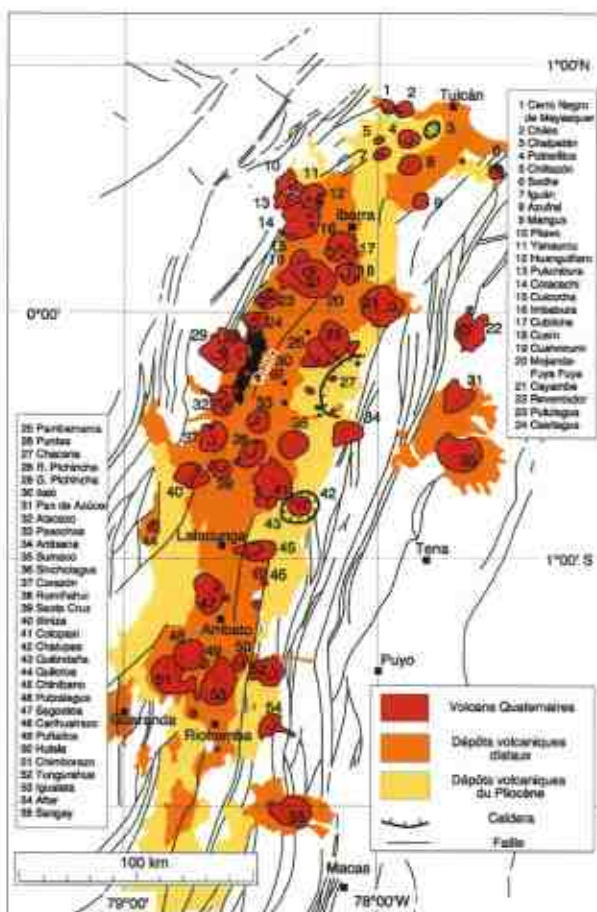
CONTEXTO GEODINÁMICO DEL ARCO ECUATORIANO



Gutscher et al. (1999)

- Subducción de la placa Nazca bajo la placa Sudamericana
- Edad de la placa subducida: 12-20 Ma

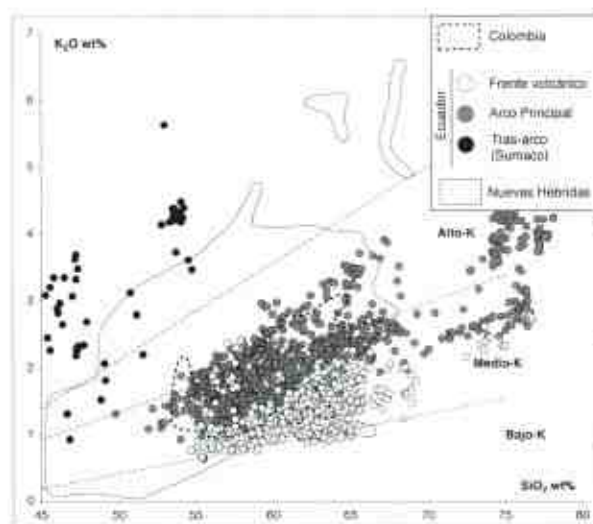
- Convergencia casi ortogonal con una velocidad de 7 cm/a
- Presencia de la Cordillera de Carnegie



- Un arco volcánico muy ancho (120-150 km) y más cercano a la fosa
- Una gran densidad de centros volcánicos (~60 edificios de edad Plio-Cuaternaria)

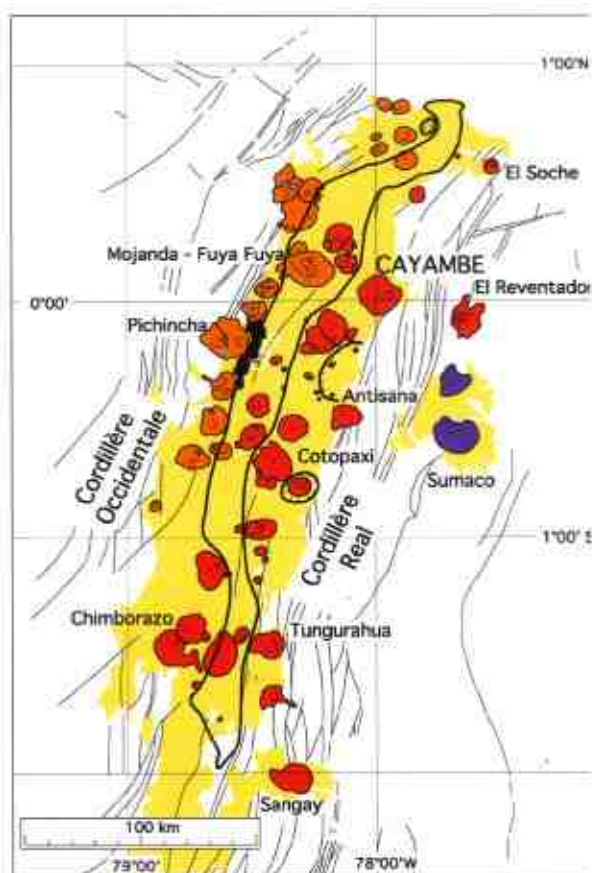
- 4 filas de volcanes (Hall y Beate, 1991):
 - Cordillera Occidental
 - Valle Interandino
 - Cordillera Real
 - Oriente (zona Subandina)

PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS



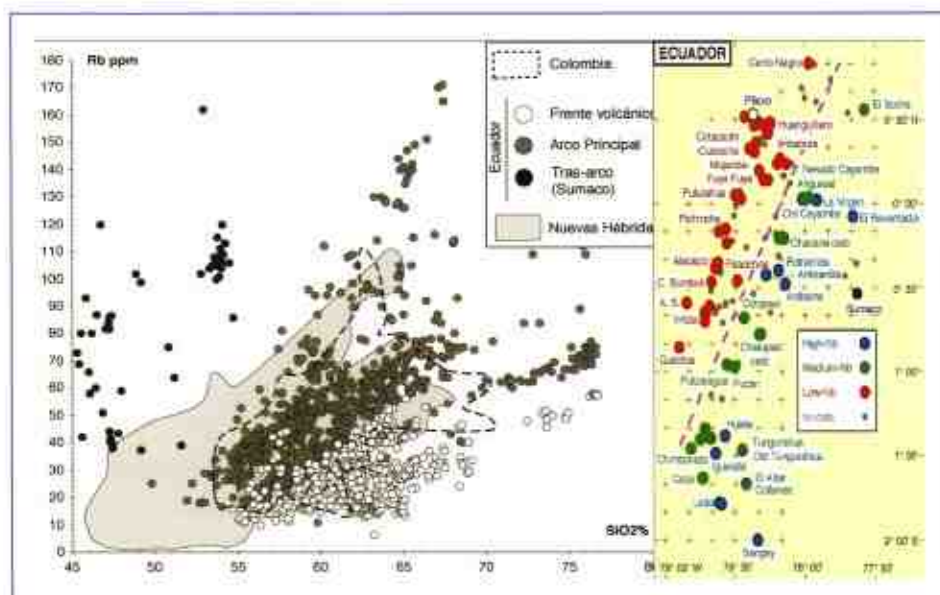
Base de datos IG-IRD: aprox. 2000 análisis químicos de roca total (elementos mayores y trazas)

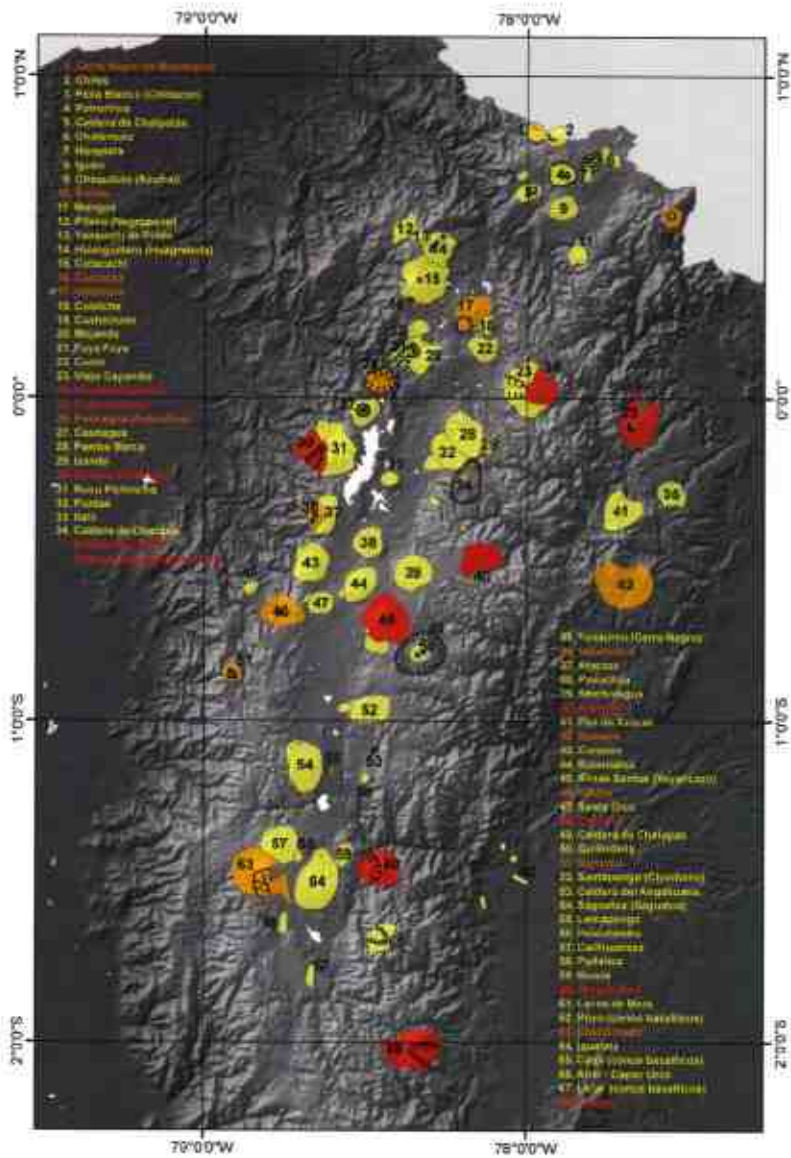
- Andesitas básicas, andesitas y dacitas calco-alcálicas de medio y alto K
- Las rocas del tras arco (volcán Sumaco) constituyen una serie alcalina
- Zonación geoquímica (W-E) del arco



El arco volcánico

- Frente volcánico: Cordillera Occidental (desde Cumbal en Colombia hasta el Quilotoa)
- Arco principal: Cordillera Real + Valle Interandino
- Tras arco: Sumaco + Pan de Azúcar + Puyo





- ~ 60 edificios de edad Plio-Cuaternaria
- 10 volcanes con actividad durante el Holoceno
 - Potencialmente activos
- 7 volcanes con actividad histórica (1532 AD)
 - Activos

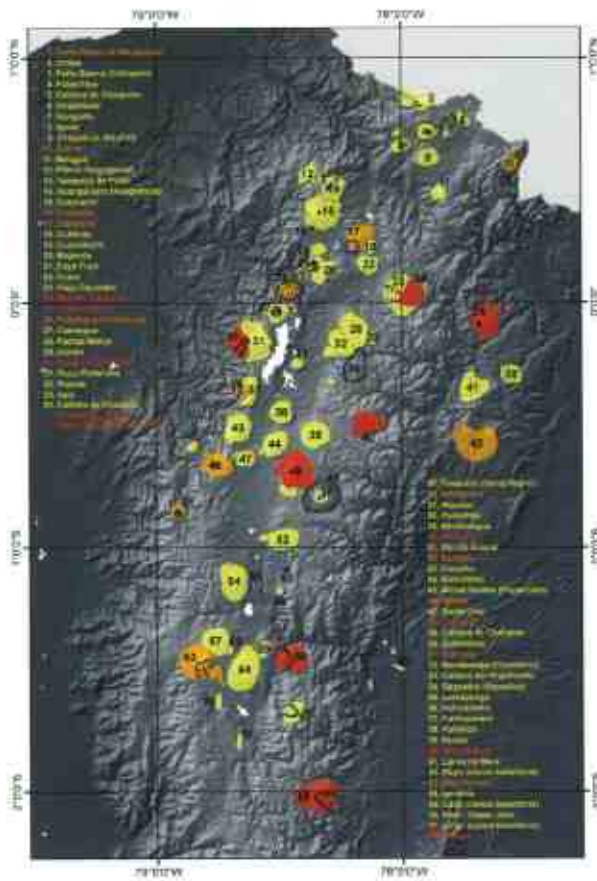
Volcanes potencialmente activos

- Chiles
- El Soche
- Imbabura
- Cuicocha
- Pululahua
- Atacazo-Ninahuilca
- Illiniza
- Quilotoa
- Chimborazo
- Sumaco



La Cordillera Occidental (Frente volcánico)

- Grandes estratovolcanes compuestos
 - Edad Pleistocénica
 - Composición andesítica
- Generalmente afectados por colapsos sectoriales dirigidos al occidente
- Complejos de domos
 - Edad Holocénica
 - Composición dacítica



La Cordillera Occidental (Frente volcánico)

- Chiles: < 2000 aAP?
- Cuicocha: 2400 aAP
- Imbabura: 8000 aAP
- Pululahua: 2200-2400 aAP
- Guagua Pichincha: 1660 AD
- Ninahuilca (Atacazo): 2200 aAP
- Iliniza: Holoceno?
- Quilotoa: 800 aAP
- Chimborazo: 1800 aAP



La Cordillera Occidental (Frente volcánico) - Guagua Pichincha

- Complejo de domos
- Composición dacítica
- Crecimiento y colapso de domos, actividad pliniana
- > 3 ciclos eruptivos en los últimos 2000 años
- Recurrencia: ~ 600 años
- 1660 AD
- 1999-2001



La Cordillera Real (Arco Principal)

- Grandes estratovolcanes
 - Edad Holocénica
 - Composición andesítica
- Generalmente afectados por colapso estructurales importantes
- Activos en épocas históricas
- Generalmente cubiertos por un casquete glaciar



La Cordillera Real (Arco Principal) - Cayambe

- Estratovolcán compuesto coronado por un complejo de domos
- Composición andesítica-dacítica
- Crecimiento y colapso de domos - lahares
- > 20 episodios eruptivos en los últimos 4000 años
- Recurrencia: > 200 años
- 1785-86 AD

La Cordillera Real (Arco Principal) - Antisana

- Estratovolcán compuesto
- Composición andesítica
- Flujos de lava, flujos piroclásticos, lahares
- 1776 AD
- Recurrencia: ?



La Cordillera Real (Arco Principal) - Tungurahua

- Estratovolcán
- Composición andesítica
- Flujos piroclásticos, emisión de cenizas, lahares
- > 20 episodios eruptivos en los últimos 3000 años
- Recurrencia: ~ 100 años
- 1541, 1773, 1886, 1916-18 AD



La Cordillera Real (Arco Principal) - Sangay

- Estratovolcán
- Composición andesítica
- Flujos piroclásticos, emisión de cenizas, lahares
- Actividad casi continua desde 1531 AD

La Cordillera Real (Arco Principal) - El Reventador

- Estratovolcán
- Composición andesítica
- Flujos piroclásticos, emisión de cenizas, flujos de lava, lahares
- 1905-1912, 1944, 19xx, 1972-74-76
- Recurrencia: ~ 25 años
- 2002, 2004-05, 2007, 2008

Vulnerabilidad y Riesgo



Guagua Pichincha

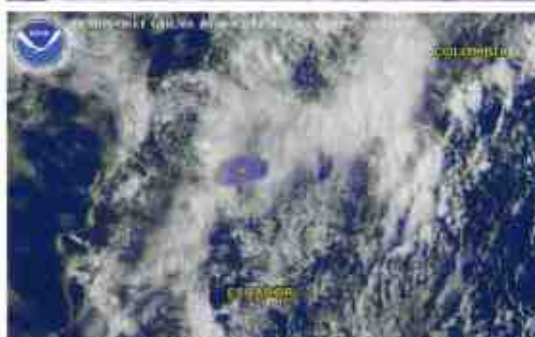
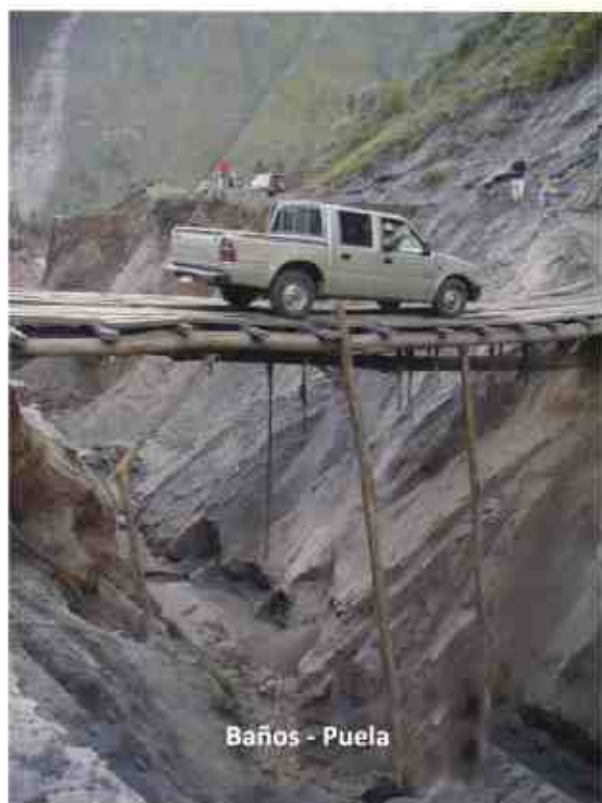


Foto: NOAA

Ash cloud (blue) from a major eruption of the Guagua Pichincha volcano in northern Ecuador about 13 km west of Quito (yellow square). The ash rose rapidly to heights over 19 500 meters and began to move eastward.

Vulnerabilidad y Riesgo





Volcán Tungurahua

Flujo del 14 de julio 2006 /
Dirigiéndose hacia Cusú

Flanco occidental del Tungurahua

Depósito de los flujos piroclásticos
del 14 de julio de 2006



CARACTERÍSTICAS DEL PELIGRO DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA EN BOLIVIA

Estela Minaya Ramos, Percy Aliaga Heredia

Observatorio San Calixto

INTRODUCCIÓN

La actividad sísmica que se presenta en el territorio de Bolivia se caracteriza por la ocurrencia de sismos de corteza e intraplaca (agrupados según la profundidad: en sismos intermedios y profundos). La actividad se registra en la Red Sísmica del Observatorio San Calixto compuesta por 8 estaciones sísmicas que cubren parte del territorio.

Los sismos intraplaca, corresponde al proceso de subducción de la placa de Nazca, que se introduce

por debajo de la placa continental Sudamericana con una velocidad de 8.5 cm/año. (DeMets et al, 1990), alcanzando una profundidad cercana a los 650 km. Por debajo de la zona central de Bolivia la actividad sísmica de la placa de Nazca, entre 300 y 350 km, se torna difusa, poco frecuente y desaparece totalmente entre 350 y 550 km, para reaparecer hasta los 650 km, aproximadamente.

Por otro lado los sismos de corteza se concentran principalmente en la zona de deflexión u Oroclino boliviano, que integra la Cordillera occidental y la Faja Subandina, unidades morfo- tectónicas de la Cordillera de los Andes. La corteza presenta una variación en el espesor de 60 a 45 km de oeste a este (Wigger et al., 1994), y gran complejidad de norte a sur.

SISMOS SENTIDOS EN BOLIVIA

Sismos intraplaca

En este grupo, en Bolivia, se presentan algunos sismos intraplaca con profundidad intermedia (entre 100 a 350 Km) que han sido sentidos y ocasionado algún daño ligero como los ocurridos el 29/11/1957 en Po-

tosi con magnitud 7.4 e intensidad (MM) V; dos sismos ocurridos en Tarija el 17/05/1909, magnitud 7.1 e intensidad VI; y el 15/09/1999 magnitud 5.9 e intensidad IV (Vega, 1996). Sin embargo por la geometría de la placa de Nazca es probable que los dos primeros correspondan a sismos de profundidad cortical.

El sismo de mayor magnitud, Mw 8.4 ocurrido en Bolivia fue el 09/06/1994 a 650 km de profundidad, se ubicó en el límite de los departamentos de La Paz (aproximadamente 50 km al norte de la localidad de San Buena Ventura), y Beni, (aproximadamente a 50 km al oeste la laguna Roguagua; 42 km y 40 km al norte y noroeste de las localidades de Rurenabaque y Reyes, respectivamente). El sismo fue sentido en todo el territorio de Bolivia, varios países vecinos e inclusive en Canadá. Se reportaron daños menores y el fallecimiento de cinco personas a consecuencia de efectos secundarios, como deslizamientos y colapso de casas en zonas de Arequipa y Cuzco, Perú (Vega, 1994).

Sismos de corteza

El sismo de corteza que ha ocasionado mayor daño en la historia sísmica de Bolivia fue el ocurrido el 22/05/1998, aproximadamente a una profundidad, máxima, de 15 km; magnitud Mw 6.6 e intensidad máxima VIII. La zona de mayor efecto se ubica entre las localidades de Aiquile, Mizque y Totora, situadas en el departamento de Cochabamba y asentada en la cordillera Oriental.

En la localidad de Aiquile un alto porcentaje de casas fueron destruidas y severamente dañadas, principalmente en las viviendas construidas sobre sedimentos poco consolidados. Otro factor que contribuyó a este hecho fue la alta vulnerabilidad,

debido al permanente debilitamiento de las construcciones, resultado de los efectos de pasados ocurridos en la zona. En este sismo se tuvo que lamentar la muerte de aproximadamente de 105 personas y 150 heridos (ISC, 2000), damnificados y viviendas destruidas. La actividad disminuyó cuatro meses y medio después del sismo principal y a la fecha la es esporádica, poco frecuente y de baja magnitud lo que incrementa la posibilidad de ocurrencia en el futuro de sismos similares los mencionados en la Tabla 2.

Aplicando interferometría y combinando con datos de isosistas, se han determinado los parámetros de falla que corresponden a una falla de deslizamiento de rumbo dextral (Figura 1, Tabla 1). La falla está ubicada a 30 km al norte de Aiquile, 21 km al Sur de Totorá y 22 al Este de Mizque. Resultado que permitió confirmar que no se trataba de un sismo ocurrido en la falla Aiquile, que atraviesa de Norte a Sur y cambia de dirección al Noreste en el borde Oeste de la localidad del mismo nombre, lugar donde se ubica uno de los sismos del pasado.

Tabla 1. Parámetros de la falla

Rumbo	Buzamiento	Rake	Desplazamiento	Longitud	Profundidad	M0(Nm)
7° (NS)	79°	171°	1.1 m	14.5	0-15 km	8.5 x 10 ¹⁸

Durante 1925 al 1998 se registraron en la zona cuatro sismos (Tabla 2, Figura 1), información que ha permitido determinar probables periodos de recurrencia.

Tabla 2. Sismos ocurridos en la zona de Aiquile

Fecha	Magnitud Mw	Intensidad (MM)	Recurrencia
1925/10/25	5.8	VI	
1958/09/01	6.4	VII	33 años
1976/02/22	5.2	VI	18 años
1998/05/22	6.4	VIII	22 años



Figura 1. Sismo del 22/05/1998, que afectó a las localidades de Aiquile, Totorá y Mizque

PALEO SISMICIDAD DE LA CIUDAD DE EL ALTO

Las claras evidencias geológicas de intensos procesos geodinámicos en un pasado reciente Figura 2, son elementos de gran importancia que permiten establecer la amenaza sísmica de una región, especialmente en lugares con un creciente y acelerado asentamiento humano, Figura 2, sin control en la planificación urbana.

En el catálogo sísmico de Bolivia (con inicio en 1471) no revela la ocurrencia de sismos históricos e instrumentales en la ciudad de El Alto o alrededores, por lo tanto la información para determinar la amenaza sísmica procede de rasgos geomorfológicos representados por escarpes de fallas observados en el terreno, así como en fotografías aéreas e imágenes de satélite. Esta información permitió aplicar el método de la paleosismicidad, con el cual se determinan sismos prehistóricos superficiales de magnitudes mayores a 5.5 que se expresan por fallas de superficie. Otra consideración es que estos sismos tienen recurrencias de miles de años, con un alto potencial de destrucción (Yeats et al., 1997, Sieh, 1984, Wells y Coppersmith 1994).

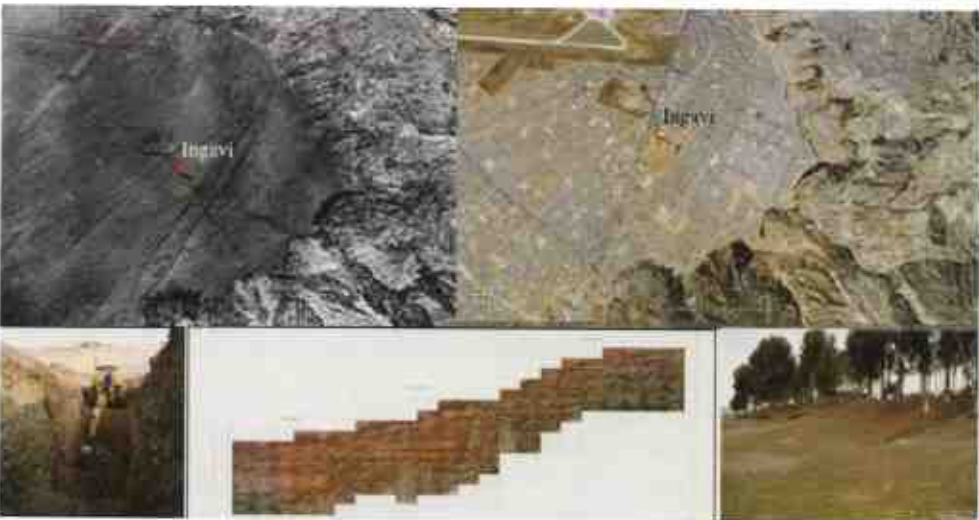


Figura 2. Testimonio de los cambios ocurridos en 54 años en la ciudad de EL alto se observan en la fotografía aérea (1953) y la Imagen satelital (2007). El asentamiento humano y la “planificación” urbana sobre las evidencias morfotectónicas. Las imágenes inferiores corresponden a la de Trinchera del Regimiento Ingavi, donde se realizó el análisis peleo sísmico.

Los resultados obtenidos corresponden a uno de los cinco lugares seleccionados para abrir las trincheras. La secuencia observada en esta trinchera ubicada en el Regimiento Ingavi de manera general corresponde a depósitos fluviales de gravas, arenas, y limos, relacionadas a la formación del glacis del Altiplano. El estudio se concentró en una de las paredes de la trinchera, Individualizado tres bloques separados por fallas normales, asociados a cuñas de materiales fluviales y depósitos de limos redepositado.

En la Tabla 3 se dan las características de las dos fallas encontradas en la trinchera, una con un escar-

pe topográfico de 5 m e inclinación hacia el SW. La segunda falla no presenta evidencias en superficie.

Principalmente los resultados de los análisis de luminiscencia óptimamente estimulada longitud, desplazamiento de falla y rechazos permitieron definir la edad, cantidad, secuencia, magnitud y recurrencia de los sismos generados por las fallas de la trinchera.

Se propusieron dos interpretaciones de la probabilidad de ocurrencia de cuatro o cinco eventos sísmicos en las fallas (dos en una y tres en la otra), en el periodo de los últimos 53,900 años con una recurrencia aproximada de 8 - 17 mil años y una magnitud mayor o igual a 6 y 6.5, sin descartar mayores magnitudes.

Tabla 3. Parámetros de las dos fallas encontradas en la trinchera Regimiento Ingavi y un resumen de las dos interpretaciones

		Falla 1	Falla 2
Posición en la trinchera		NNE	NNE
Tipo		Normal	Normal
Rumbo		N 61º W	N 55º W
Buzamiento		71º SW	72º SW
Recurrencia		3 ocasiones	2 ocasiones
Rechazo m		> a :1,3 1.05, 0.8	> a :1,0, 1.8
5 eventos	4 eventos		
Primero	Primero	Antes 53.9±5.100	
Segundo	Segundo		Después de 37.8± 5,900
Tercero	Segundo	Después 44.1± 5.000 y antes 15.300±1.300	
Cuarto	Tercero		Entre 32.300 ±4.300 -26.000±3.000
Quinto	Cuarto	Después 26.000 ±.000 y antes de 5.300±1.300	

SISMOS LEJANOS SENTIDOS EN LA CIUDAD DE LA PAZ, BOLIVIA

En la costa de los Andes Centrales han ocurrido dos terremotos, 1868 y 1877 (siglo XIX), Figura 3, con una longitud de ruptura de 500 km, magnitud Mw de 9 e intensidad máxima (MM) de IX y X, (Dorbath et al., 1990 y Tavera, 2002) X. La causa de ambos terremotos tiene su origen, principalmente, en la acumulación de esfuerzos en un intervalo de tiempo prolongado, lo que significa ausencia sísmica y la consecuente generación de dos zonas denominas gaps sísmicos.

Estos gaps están limitadas por dos terremotos de magnitud 8 y 8.4 Mw, ocurridos el 2001 al norte y el otro el 1995 en el extremo sur. Los periodos de retorno para los sismos del siglo XIX son 100 ± 33 y 111 ± 33 años (Dorbath et al., 1990 y Tavera, 2002).



Figura 3. Distancias de los sismos de 1868, 1877, 1995 y 2001, incluyendo el sismo de 2007 ocurrido en Perú.

Esta amenaza sísmica es importante y se convierte en un riesgo alto para Bolivia, debido a que varios centros urbanos tienen un alto grado de vulnerabilidad. La ciudad de La Paz podría ser la que sufriría los mayores efectos si un sismo similar a los del siglo XIX ocurriese. Las condiciones geológicas, topográficas y la no existencia de un código sísmico resistente (se implementa recién el 2007) son los principales componentes que contribuirían a ese probable panorama.

REFERENCIAS

- ISC, 2000. *Bulletin Internacional Seismological Centre*. pg 139.
- DeMets, C., R.G., Gordon, D.F. Argus and S. Stein, 1990. *Current plate motions*. *Geophysical Journal International*, 205,425-478.
- Dorbath, L., Cisternas, L. and Dorbath C., 1990. *Assesment of the size of large and great historical earthquakes in Perú*. *Bull. Seismological Soc. Am.* 80, 551-576.
- Minaya, E., Ramírez, V., Valencia J., Terán N., González M., Hermanns R.L., Clague J.J. y Cerrito O., 2007. *Pelosismocidad del Sistema de Fallas El Alto, La Paz, Cuzco, Perú*.
- Sieh, K.E., 1984. *Lateral offsets and revised dates of large prehistoric earthquakes at Pallet Creek, southern California*. *J. Geophys. Res.* 89,7641-7670.
- Tavera, 2002., *Historia de un terremoto anunciado para la región del Sur del Perú*. Instituto Geofísico del Perú, Centro Nacional de Datos Geofísicos, 11 - 18 Vega, B.A, 1996. *Complementos a la Historia Sísmica de Bolivia*. *Revista Geofísica (IPGH)*, 45, 73-124.
- Vega, B.A. 1994. *El terremoto profundo del 9 de junio de 1994 en el norte de Bolivia*, *Revista Geofísica (IPGH)*, 40 Wells, D.L. & K.J., Coppersmith, 1994. *Empirical relationships among magnitude, rupture area and surface displacement*. *Bull Seism. Soc. Am.*, 84, 974-1002.
- Wigger, P., S. Baldzuhn, P. Giese, W.D. Heinsohn, M. Schmitz, M. Arenada, E. Martínez, E. Riccardi, A. Viramonte, 1994. *Variations of the crustal structure of the Southern Central Andes deduced from seismic refraction investigations*. In: *Tectonics of the Southern Central Andes*.
- Springer, Berlin, Heidelberg, New York, Reutter, Scheuber & Wigger, 23-48.
- Yeats, R.S., K.E. Sieh & C. R. Allen, 1997. *The geology of the earthquake*. Oxford University Press Oxford, United Kingdom.

SESIÓN PREVENCIÓN

EXPERIENCIA Y PERSPECTIVA SOCIAL EN LA ARTICULACIÓN CIENTÍFICA CON COMUNIDADES EN RIESGO

Edgardo Bartomioli

*Gerente de Emergencias y Proyectos DIPECHO
CATHOLIC RELIEF SERVICES*

Cada vez con mayor frecuencia, las diferentes regiones de Sudamérica y el mundo, son azotadas por desastres de magnitudes mayores a las registradas hasta el momento. Estos eventos desastrosos alteran el normal ritmo del desarrollo de los pueblos, causando un retroceso de la región, ya que no solo causan incalculables pérdidas humanas y financieras, sino que además implican un esfuerzo extra por parte de los afectados para recuperarse y retomar el camino del desarrollo.

La gestión de riesgos plantea la necesidad de trabajar en prevención, entendida en este caso como mejorar la relación ser humano-naturaleza. Pero también trabaja con las poblaciones e instituciones en la construcción de capacidades socio organizativas, técnicas e institucionales para enfrentar posibles desastres naturales.

La planificación es un proceso político que requiere necesariamente de elementos técnicos y que permite hacer un uso inteligente de los recursos para garantizar el desarrollo de la sociedad.

Articular desde las organizaciones científicas, de forma sistemática vínculos interinstitucionales que potencien una respuesta sostenible a los problemas prioritarios planteados por las comunidades en la reducción del riesgo es posible. Las experiencias de

varias organizaciones en América del Sur en el marco del programa de preparativos ante desastres de la Comisión Europea, así lo demuestran.

De todas maneras se debe potenciar el acceso, apropiación, uso y difusión de tecnologías de parte de las organizaciones de la comunidad en zonas de alto riesgo.

Las instituciones académicas deben conocer a fondo por parte de las comunidades cuáles son sus necesidades en ciencia y tecnología como aportes necesarios para el fortalecimiento de capacidades locales para la reducción de riesgos y traducirlas en cada uno de los objetivos y líneas de acción en esta temática.

Una estrategia de gestión de riesgos debe impulsar y apoyar de forma activa espacios de vinculación perdurable, entre el sector académico local, las instancias gubernamentales locales y las organizaciones de la comunidad.

Pensando en el fortalecimiento de las capacidades locales se debe fomentar la creatividad e innovación local y regional, a través de la vinculación de la Investigación con aportes comunitarios.

Por todo lo expuesto es imprescindible garantizar el conocimiento científico vinculado a la reducción de riesgos como un bien público el cual hay que velar y cultivar a nivel local junto a las poblaciones vulnerables.

LECCIONES APRENDIDAS

La comunidad reconoce con mayor seguridad los riesgos si recibe información de fácil comprensión de parte de los responsables del monitoreo y con conocimiento científico.



La respuesta comunitaria en el proceso eruptivo del Tungurahua en 2006 demostró mayor impacto donde la capacitación fue dada por los vulcanólogos que donde fue impartida por otras entidades (por ejemplo por miembros de Defensa Civil).



Las personas que viven en comunidades costeras que recibieron información sobre riesgo Tsunamigénico y sísmico en la provincia de Esmeraldas por parte de personal del Instituto Geofísico y del Instituto Oceanográfico de la Armada actuaron sin pánico ante anuncios de potencialidad de Tsunami en Agosto de 2008.



ESTRATEGIAS POSIBLES EN LA ARTICULACIÓN COMUNITARIA



Incorporar a las comunidades de forma activa en la ejecución de sistemas de monitoreo volcánico.



Articular desde las organizaciones académicas de forma sostenida vínculos interinstitucionales que potencien una respuesta sostenible a los problemas prioritarios planteados por las comunidades en la reducción del riesgo.



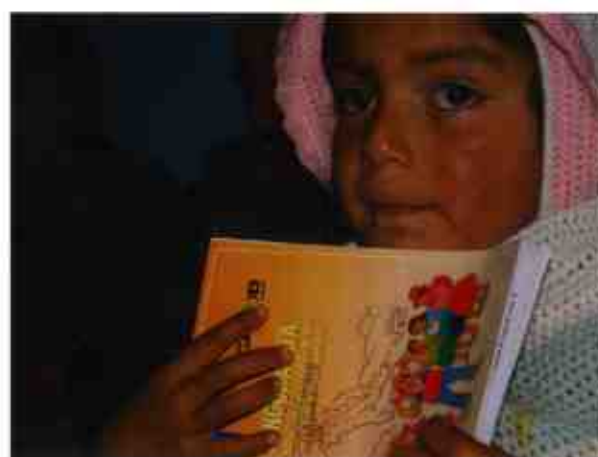
Potenciar el acceso, apropiación, uso y difusión de tecnologías de parte de las organizaciones de la comunidad en zonas de alto riesgo.



Conocer por parte de las comunidades cuáles son sus necesidades en ciencia y tecnología como aportes necesarios para el fortalecimiento de capacidades locales para la reducción de riesgos y traducirlas en cada uno de los objetivos y líneas de acción de las instituciones.



Impulsar y apoyar de forma activa espacios de vinculación perdurable, entre el sector académico local, las instancias gubernamentales locales y las organizaciones de la comunidad.



Fomentar la creatividad e innovación local y regional, a través de la vinculación de la Investigación con aportes comunitarios.

Garantizar el conocimiento científico vinculado a la reducción de riesgos como un bien público por el cual hay que velar y cultivar a nivel Municipal.

LA PREPARACIÓN ANTE DESASTRES: UN CAMPO PLURIDISCIPLINARIO PARA LA INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA

Morena Zucchelli

Representante de Cooperazione Internazionale en el Perú

Desde hace una década se ha empezado a investigar y a desarrollar la problemática de la preparación ante desastres hacia la población y a las instituciones a varios niveles.

¿QUE SE ENTIENDE POR PREPARACIÓN ANTE DESASTRES?

Frente a muchas amenazas y peligros que es imposible prevenir como un terremoto, un tsunami, una inundación y que necesitan una planificación urbana y técnica de construcción, en muchos países, de forma paralela, se realiza una capacitación constante a fin de que la población sepa cómo actuar frente, por ejemplo, a un terremoto.

Un ejemplo de esto es el Japón, país sísmico, que realiza de forma constante capacitaciones en las escuelas, capacitación hacia la población, estudios de planificación urbana e inversiones en la investigación científica a fin de evitar pérdidas de vidas humanas y pérdidas económicas en la infraestructura y la producción por causa de un sismo.

Se ha llegado a tomar en cuenta la preparación de la población a varios niveles después de que han ocurrido muchos desastres como la erupción del Nevado del Ruiz en Colombia, el terremoto de Ancash en Perú, las inundaciones en Venezuela; todas ellas han cobrado millares de víctimas.

Podemos definir la preparación ante desastres como un conjunto de actividades muy variadas cuyo resultado es dar información, al fin de generar comportamientos y medios a la población y a las instituciones sobre cómo protegerse frente a eventos que pueden

volverse desastres y sobre todo evitar pérdida de vidas humanas. Estas actividades comprenden: simulacros, ejercicios, comunicación, infraestructura, equipamiento, insumos, capacitación, juegos.....

La preparación ante desastres se funda (o debería...) sobre investigaciones pluridisciplinarias (geociencias, ciencia de la comunicación, ciencias humanas y sociales) y puede utilizar variados instrumentos a fin de comunicar mensajes claros sobre cómo preparar a la población frente a eventos como terremotos, tsunamis, inundaciones.

Algunos de estos instrumentos pueden ser más científicos: modelos de movimientos de placas, mapas sísmicos, estudio de riesgo, indicadores, estudio de comportamientos humanos, publicaciones, juegos, manuales didácticos.

Mientras que otros pueden ser: viajes conmemorativos a lugares afectados por desastres, recopilación de historias vividas por pobladores, encuestas a la población, literatura, frescos, canciones, cuentos.

La preparación ante desastres tiene su lógica, metodología e instrumentos basados en algunos criterios muy simples: lo que es útil y necesario en apoyo a la población y a las instituciones (apoyo a las líneas vitales: comunicación, vías de comunicación, albergues, agua, salud) y que es de tipo diferente de lo que se necesita para la prevención y la mitigación.

Además para poner en práctica lo anteriormente ilustrado hay entidades comprometidas: Defensa Civil, Bomberos, Cruz Roja, Estrategia Internacional de Reducción de Desastres, Departamento de Ayuda Humanitaria de la UE, ONG, Iglesias.

¿SALVARSE ES CUESTIÓN DE SUERTE O DE PREPARACIÓN?

Amada Ripley: *The Unthinkable- Who survives when disaster strikes?*, ha realizado una encuesta con sobrevivientes a catástrofes e indica que la preparación es clave para sobrevivir y salvarse.

Ed Gales, director del Departamento de Ingeniería de la Seguridad Antincendios de la Universidad de Greenwich ha entrevistado 2000 sobrevivientes a 105 incidentes de aviones entre 1985 y 2000 y en el 56% de los casos había sido fundamental leer las instrucciones para la emergencia para salvarse.

Gordon Gallup, Psicología evolucionista, Universidad de Albany, indica que en momento de peligro nos quedamos, como muchos animales, inmóviles. Durante una situación de stress el cerebro busca frenéticamente una solución, pero sin haber tenido instrucciones adecuadas, no es probable que tome la mejor decisión. Así que ejercitarse ayuda a detectar inmediatamente la escalera en casos de incendios.

Además hay otros ejemplos que toman la preparación muy en serio como el caso de Los Angeles en California donde el 13 de noviembre de 2008 se realizará un simulacro de un terremoto que involucrará a 21 millones de personas. Esta ejercitación llamada ShakeOut, se basa sobre un escenario ideado por el California Institute of Technology en colaboración con más de 500 Municipios. (www.shakeout.org)

El Alcalde de Los Ángeles, en la presentación del proyecto, subraya que en el momento del sismo real las comunicaciones serán imposibles, las calles inaccesibles, la población en pánico. Por eso hay que educar, **preparar a los pobladores para reaccionar antes que la catástrofe llegue.**

<http://urbaineath.gps.caltech.edu/scenario08/>

RELACIÓN ENTRE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y ACTIVIDADES DE PREPARACIÓN

La relación actual

A pesar de sus potencialidades, se puede considerar la relación entre investigación científica y actividades de preparación como todavía insuficiente. Esta relación es generalmente indirecta.

Las personas e instituciones encargadas de preparación ante desastres intentan utilizar de la me-

jor manera posible los resultados de investigaciones científicas (artículos científicos, libros, mapas, etc.) aunque generalmente las investigaciones no estén concebidas en función de la preparación.

Esto implica, para estas personas e instituciones, tener una buena capacidad de interpretación y de adaptación de la información para sus propias necesidades. Por eso, muchas veces tienen que apoyarse en consultores especializados sobre todo en aspectos de peligros más que en vulnerabilidad, riesgo y preparación. Estos consultores pueden tener buenas capacidades de reproducción de metodologías desarrolladas por los científicos. Sin embargo les falta generalmente (por falta de tiempo o por ser otro trabajo) la capacidad creativa que suele tener un investigador científico para llegar a producir las metodologías y las informaciones más adaptadas a las necesidades.

Durante los últimos años, se han dado algunos ejemplos de colaboraciones directas y fructuosas entre científicos (geociencias, ciencias sociales) e instituciones que desarrollan actividades de preparación por ejemplo, en Ecuador, la colaboración entre ONG desarrollando proyectos DIPECHO y el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IG-EPN) o el Instituto Francés de Investigación para el Desarrollo (IRD). Sin embargo, estas colaboraciones todavía son escasas.

Además, muchas personas encargadas de preparación no han entendido todavía el interés de aliarse con los científicos y la mayoría de los científicos no consideran todavía la preparación ante desastres como un objeto de investigación.

La relación esperada

Lo deseado sería una investigación articulada, planificada, organizada entre actividad científica y actividad de preparación, es decir una investigación científica pensada en función de las necesidades propias de la preparación.

La preparación (o la manera de optimizar la preparación) puede ser un verdadero objeto de investigación para equipos científicos pluridisciplinarios (en geociencias, ingeniería, ciencias humanas y sociales, ciencias de la comunicación).

Por ejemplo, puede tratarse de saber cómo mejorar la información de sensibilización dirigida a un público expuesto a peligros, o dirigido a los responsables políticos. Puede también tratarse de mejorar los

simulacros y ejercicios de preparación para que sean más acordes a una situación real y que puedan servir de mejor manera en el momento de la emergencia.

Otro tema de investigación sería, ¿cómo mejorar la cartografía útil para la preparación (riesgo, vulnerabilidad, accesibilidad de los lugares, lugares seguros, etc.) tomando al mismo tiempo en cuenta el punto de vista científico y el punto de vista de la población? O ¿cómo preparar de mejor manera la población tomando en cuenta las diversidades socioculturales, los conflictos sociales, la exclusión?

Además, solo una participación directa de los científicos en la labor de preparación, con las personas encargadas de preparación y la población puede ser muy eficaz.

Se sabe que los científicos gozan de mayor credibilidad que otros actores involucrados en la gestión de riesgos (como los políticos o ciertas instituciones públicas) y la experiencia que se tiene al respecto demuestra que los proyectos en los cuales participan directamente los científicos tienen más éxito e impacto más duradero.

ALGUNAS REGLAS PARA SOBREVIVIR A UN DESASTRE...

1. **Aptitud:** hay que creer en sí mismo...pero la ejercitación ayuda.
2. **Información:** informaciones claras, aunque pocas, ayudan a encontrar soluciones.
3. **Ejercitación:** el único modo para incrementar los propios recursos es la práctica. Hay que enfrentar lo que procura miedo.
4. **Ansiedad:** el ansia fatiga al cerebro durante un momento de stress: hay que hacer ejercicios respiratorios y evitar el accionar inconsulto.
5. **Peso:** la física demuestra que tener sobrepeso es una grave limitación.

MITIGACIÓN DE RIESGOS VOLCÁNICOS EN LA CIUDAD DE AREQUIPA

Luisa Macedo¹, Jersy Mariño¹, Roxana Amache², Fernando Muñoz³, Ana Arguedas⁴

¹ Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET). Av. Canadá 1470, San Borja, Lima-Perú.

lmacedo@ingemmet.gob.pe

² Centro de Estudios y Prevención de Desastres (PREDES).

³ Proyecto Multinacional Andino – Geociencias para las Comunidades Andinas - PMA-GCA,

⁴ Instituto Nacional de Defensa Civil, Arequipa.

INTRODUCCION

La ciudad de Arequipa, viene experimentando un rápido crecimiento urbano en los últimos 60 años. En el año 1940, la ciudad contaba con una población de 112,306 habitantes y en el año 2005 con 862,747 habitantes (INEI - 2005). El cráter del Misti, está situado a escasos 18 km del centro de la ciudad, cuyos pobladores no se encuentran preparados para afrontar una crisis volcánica y desconocen los peligros volcánicos potenciales y su impacto en el entorno. El distrito de Alto Selva Alegre donde se desarrolla el Proyecto en mención, es uno de los distritos más cercanos al Misti, la parte céntrica del distrito se halla a solo 15 km del cráter del volcán. En los últimos 20 años, el distrito ha venido creciendo aceleradamente, con poca planificación y sin considerar criterios de gestión de riesgos, lo cual se agrava debido a que vienen ocupando áreas de alto peligro situadas en el cauce de las quebradas que descienden del volcán.

Diversos estudios geológicos, señalan que el volcán Misti es un volcán relativamente joven, que se ha formado hace menos de 800 mil años. Sin embargo durante los últimos 50 mil años, ha presentado una actividad eruptiva sostenida, principalmente explosiva, que originó no menos de 10 flujos piroclásticos y 20 caídas de cenizas y pómez (Thouret et al., 2001). La última erupción de magnitud moderada a grande, ocurrió hace 2 mil años. Durante la era cristiana han ocurrido por lo menos tres erupciones, la última de ellas en el siglo XV.

Diversos ríos y quebradas surcan la ciudad de Arequipa. El río Chili que discurre entre los volcanes Misti y Chachani en dirección suroeste, divide en dos la

ciudad. El río Andamayo nace entre los volcanes Misti y Pichu Pichu y pasa por el extremo sur de la ciudad (Fig. 1). Asimismo las quebradas Pastores, San Lázaro, Huarangal y Huarangueros bajan por los flancos del volcán Misti y atraviesan la ciudad. Gran parte de Arequipa se encuentra asentada sobre depósitos volcánicos recientes del Misti. Muchos de estos productos volcánicos, se han emplazado principalmente a través de los ríos y quebradas anteriormente citadas. Numerosos flujos de lodo se emplazaron por el río Chili durante la época histórica, como los ocurridos hace aproximadamente 1035, 520, 340 y 330 años. Algunos de estos flujos posiblemente estén asociados a fuertes precipitaciones, en épocas de tranquilidad volcánica, con la consiguiente erosión y remoción de piroclastos acumulados en los flancos del volcán.

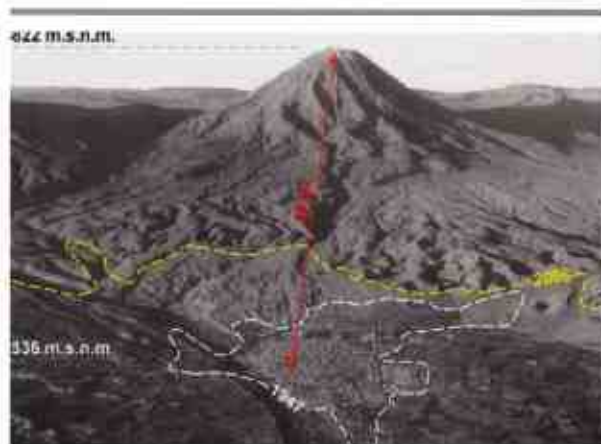


Fig.1. Vista panorámica del volcán Misti del año 1947, mostrando los abanicos aluviales provenientes del volcán, donde actualmente se sitúa la ciudad de Arequipa, marcado con línea amarilla.

Durante los últimos años, los servicios geológicos del mundo han priorizado el estudio de las amenazas geológicas, debido a los diversos eventos naturales que han generado desastres en diferentes partes del mundo. Los estudios que realizan en este campo, constituyen un apoyo básico para el diseño de planes de emergencia, ordenamiento territorial, implementación de medidas de prevención y mitigación.

Es así, que gracias al apoyo y filosofía del Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas, PMA:GCA; durante el 2005 el INGE-MMET inició los estudios de evaluación, zonificación y monitoreo de los peligros volcánicos en el sur del Perú, especialmente en la elaboración del "Mapa de peligros del volcán Misti". En el 2006, se tomó la decisión de iniciar un Proyecto de Educación, Difusión y Sensibilización sobre Peligros Volcánicos en Alto Selva Alegre, Arequipa-Perú.

En este proyecto, multi institucional y multidisciplinario, vienen participando: el Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), Proyecto Multinacional Andino (PMA-GCA), Municipalidad Distrital de Alto Selva Alegre (ASA), Comité de Defensa Civil de Alto Selva Alegre, Dirigentes y pobladores de asentamientos humanos Bella Esperanza y Javier Heraud, Institución Educativa Diego Thomson, Instituto Nacional de Defensa Civil (INDECI), Centro de Estudios y Prevención de Desastres (PREDES), Municipalidad Provincial de Arequipa, Gobierno Regional de Arequipa, Policía Nacional del Perú, Sector Salud del distrito.

OBJETIVO DEL PROYECTO

El objetivo del proyecto es transmitir el conocimiento geocientífico a los usuarios, como son las autoridades y la población, para de esa manera asegurar que el conocimiento sea utilizado en transformar y mejorar la calidad de vida de la población; educándolos y sensibilizándolos sobre el impacto de procesos volcánicos. Difundiendo y explicando el significado y utilidad del mapa de peligros del volcán Misti, con la finalidad de que sea aplicado en el ordenamiento territorial, planificación del desarrollo urbano y planes educativos. Asesorando a las autoridades y la población en la elaboración e implementación de planes de contingencia, para hacer frente a crisis volcánicas del Misti. De tal modo fomentar una mayor conciencia de prevención frente a los fenómenos naturales generadores de peligros,



Fig.2: Imagen ASTER mostrando la ciudad de Arequipa y el volcán Misti, señalado con amarillo el distrito de Alto Selva Alegre, donde se desarrolla el Proyecto

contribuyendo en la implementación de medidas de mitigación de riesgos.

METODOLOGÍA

En el mapa de peligros del volcán Misti, se identificaron varias zonas de alto peligro, localizados en la zona urbana de Arequipa, por tanto zonas de alto riesgo. Estas zonas están ubicadas a lo largo de la cuenca media del río Chili, las quebradas San Lázaro, Huarangal y Pastores. Los distritos involucrados son principalmente Alto Selva Alegre, Miraflores, Mariano Melgar, Paucarpata y El Cercado.

Para lograr educar y sensibilizar a las autoridades, maestros, escolares y pobladores en general, se inició el proyecto dando charlas y talleres, donde se explicó sobre los peligros volcánicos y la utilización del mapa de peligros del volcán Misti. Teniendo como finalidad el conocimiento del medio en el que habitan, ya que de activarse el volcán, podría generarse caos y convertirse en un desastre. Es así que para lograr revertir esto a tiempo debemos trabajar en planes de contingencia conjuntamente con autoridades y población.

LOS RESULTADOS INICIALES DEL PROYECTO SON:

Uno de los principales logros obtenidos, se refiere a la toma de conciencia ante el riesgo volcánico, de las autoridades, logrado que incluyan en sus agendas de trabajo la planificación y prevención ante desastres. Para lo cual, se viene trabajando en la delimitación de la expansión urbana hacia el volcán Misti apoyado en la emisión de una Ordenanza

Municipal en Alto Selva Alegre (201/2007-MDASA), y la señalización de estos límites, así como también en la elaboración de planes de emergencia y de contingencia ante la ocurrencia de una reactivación del volcán Misti.



Foto 3 y 4. Presentación del Mapa de peligros del volcán Misti, al Alcalde Provincial de Arequipa. Foto 2. Tiempo después el mismo Alcalde hace la presentación del Mapa a toda la población arequipeña con una conferencia de prensa

En el sector educativo, se ha logrado que maestros y escolares conozcan el entorno en que habitan y sepan que el volcán Misti no es un volcán “muerto” o un símbolo representativo y turístico como pensaban, sino que es un volcán activo y que puede entrar en fase eruptiva en cualquier momento, para lo cual aprendieron sobre los peligros volcánicos, temas de prevención, sistema de defensa civil, técnicas de rescate, primeros auxilios, etc., donde participaron en las capacitaciones varias instituciones como la Policía Nacional, médicos del Sector Salud del distrito entre otros. Se ha logrado elaborar con la población y con escolares, materiales de difusión los cuales fueron distribuidos a las autoridades y la población del distrito de Alto Selva Alegre.

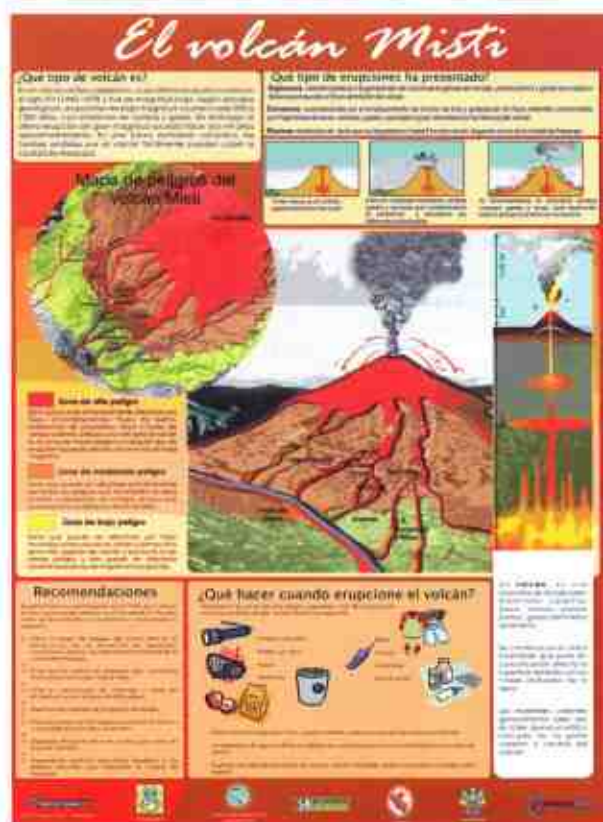


Fotos 5 y 6. Charlas y talleres a maestros y escolares de la IE Diego Thomason



Fotos 7 y 8. Concursos de dibujo con los escolares, se elaboró el calendario 2007 de INGEMMET con los mejores trabajos

MATERIALES DE DIFUSIÓN:



Fotos 9 y 10. Materiales de difusión elaborados con la población de Alto Selva Alegre



Foto 11. Mapa de peligros del volcán Misti, herramienta fundamental en prevención y mitigación en caso de erupción volcánica



Foto 12. Organización de Foros internacionales, para autoridades y público en general, con intención de socializar el conocimiento geocientífico

REFERENCIAS

Chávez, J., 1992, *La erupción del Volcán Misti. Pasado Presente y Futuro*. Imprenta Zenit Arequipa.

Macedo L. Luna R., Mariño J., Rivera M., Cacya L., Cruz V., Ramírez R., Romero G., Muñoz F., Siu A., Arguedas A., Pareja H., Mena M. (Octubre 2006), *Plan piloto de educación y sensibilización sobre los peligros volcánicos: distrito de alto selva alegre*. Presentación oral VIII Congreso Peruano de Geología.

Macedo L., Mariño J., Romero G., Muñoz F. Luna R., Pareja H., Siu A., Arguedas A., Mena M., (Enero 2007), *Publicación informe anual: Plan de Educación y Sensibilización Frente a los Peligros Volcánicos del Misti*.

Thouret, J-C., Finizola, A., Fornary, M., Suni, J., and Frechen, M. (2001). *Geology of El Misti volcano near the city of Arequipa, Peru*. Geological Society of America Bulletin, v. 113, N° 12, (2001), p. 593-610.

EDUCACIÓN EN DESASTRES NATURALES EN LA POBLACIÓN DE VENEZUELA

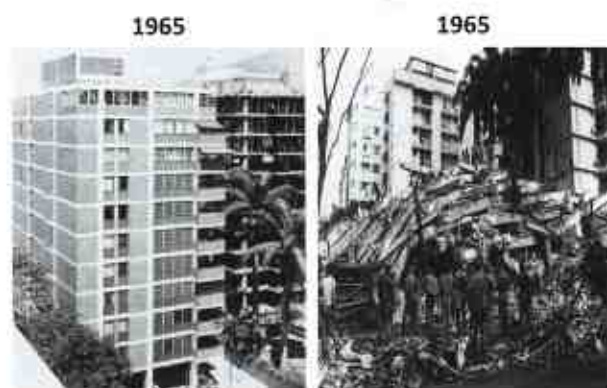
Ben Quintero

Instructor de Prevención Sísmica
www.funvisis.gob.ve

- Antecedentes.
- ¿Qué es el Aula Sísmica “Madeleilis Guzmán” de FUNVISIS?
- ¿Quiénes se benefician del Programa?

TERREMOTO DE CARACAS 1967

Residencias Mijagual



AULA SÍSTEMA “MADELEILIS GUZMÁN”

El Aula Sísmica Madeleilis Guzmán, es un programa educativo dirigido a las comunidades, grupos estudiantiles e instituciones, en el cual se conjugan la experiencia profesional y los recursos didácticos para transmitir, de manera pedagógica, diversos conocimientos e información técnica relacionada con la autoprotección ciudadana ante la ocurrencia de un sismo.

El programa está basado en el desarrollo de Talleres de Prevención Sísmica, cuyos contenidos y estrategias son adaptados de acuerdo con los diferentes niveles de comprensión del público. El programa lleva el nombre Madeleilis Guzmán en honor a aquella maestra que se convirtió en heroína al entregar

su vida para salvar a dos de sus alumnas durante el terremoto de Cariaco.

El principal objetivo del Aula Sísmica es hacer disponible la información técnica producida por FUNVISIS y contribuir a la difusión de medidas de autoprotección y prevención, ante la ocurrencia de un evento sísmico.

CARIACO, 09 de Julio de 1997

Ejemplos de importantes edificios que quedaron completamente destruidos por el terremoto de Cariaco. Las imágenes demuestran que la ocurrencia de terremotos en Venezuela puede producir importantes porcentajes de destrucción en ciudades que se encuentran prácticamente cercanas a los principales sistemas de fallas geológicas de nuestro país. Por lo tanto, es importante realizar tareas de prevención sísmica en todos los niveles y para ello FUNVISIS cuenta con el Aula Sísmica.



ETAPAS DEL TALLER DE PREVENCIÓN SÍSMICA

Las imágenes muestran las diferentes etapas a seguir durante las tareas de Prevención Sísmica.



EDUCACIÓN



PREPARACIÓN



REACCIÓN



AUTOPROTECCIÓN



FACTOR TIEMPO



DESALOJO



DESALOJO



ROL DEL BRIGADISTA

En el año 2008, el programa Aula Sísmica cumplió 10 años de labor ininterrumpida en la Prevención Sísmica y ello permitió evaluar las tareas realizadas y planificar las metas para los próximos años en consideración de que Venezuela es un país altamente sísmico. Durante varios días los principales medios de comunicación difundieron la importancia de este tipo de programas desarrollado para la educación de la población.



¿QUIÉNES SE BENEFICIAN DEL PROGRAMA?

Evidentemente, la sociedad beneficiada con este programa es aquella que considera a los niños como futuro de nuestro país. Aula Sísmica ha sido ampliamente desarrollada en colegios aplicando diferentes métodos y aplicando técnicas prácticas que pueden ayudar a los niños a conocer los sismos y aprender como convivir con los mismos. Las imágenes muestran los trabajos realizados en algunos colegios con niños de hasta 10 años de edad. También, imágenes con alumnos con problemas de síndrome de Dawn.





Del mismo modo, Aula Sismica ha desarrollado un importante trabajo con personas discapacitadas, en este caso personas ciegas. Los talleres de trabajo consideraban material impreso en lenguaje Braille tal como se muestra en las imágenes, permitiendo involucrar en la enseñanza de Prevención Sísmica a un importante número de población que anteriormente no era considerada. La edición de material impreso fue básica para la educación de estas personas:



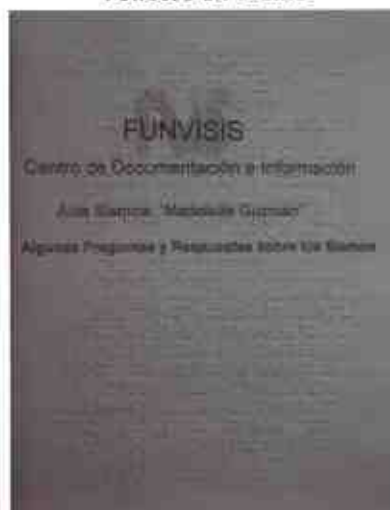
Antes



Ahora



Folleto en Braille



PERCEPCIÓN DEL RIESGO Y VULNERABILIDAD. APLICACIÓN AL RIESGO VOLCÁNICO

Robert D'Ercole
IRD-Lima, Peru

EL INTERÉS DE LOS ANÁLISIS DE PERCEPCIÓN DEL RIESGO

De manera general, los análisis de percepción permiten entender cómo el hombre, sea de modo individual, sea de modo colectivo, ve el mundo, su entorno, el espacio donde vive y sus problemas. En el campo de los riesgos, sean estos de origen volcánico o de otro tipo, la población no comparte uniformemente la visión de los científicos. Los vulcanólogos, sismólogos o hidrólogos tienen su propia percepción de los riesgos, basada en criterios científicos, mientras que la población funda su percepción según criterios propios relacionados con la cultura, la religión, las características socioeconómicas y de educación, las experiencias anteriores, la edad, el género, etc. El modo en que la población percibe las amenazas y los riesgos puede inducir comportamientos muy diferentes de los esperados por los científicos y autoridades políticas y muchas veces peligrosos tanto para los individuos como para la comunidad. Es entonces sumamente importante, en el marco de la gestión de los riesgos y de las emergencias, considerar las diferencias de percepción entre población y científicos, así como dentro de la misma población.

¿CUÁLES SON LOS TEMAS DE INTERÉS?

El tema de la percepción de los riesgos es parte de las investigaciones sobre vulnerabilidad desarrolladas por los investigadores sociales (sociólogos, psicólogos, geógrafos, etc.). Se puede considerar la vulnerabilidad frente a riesgos de origen natural y antrópico como la propensión de un individuo o grupo humano a sufrir ataques y daños en caso de manifestación de fenómenos destructores y/o a generar condicio-

nes propicias a su ocurrencia o al agravamiento de sus efectos. Según esta lógica, se pueden considerar como factores de vulnerabilidad las percepciones distintas del riesgo susceptibles de originar comportamientos humanos peligrosos.

Dentro de los temas de interés para el investigador social, en el campo del riesgo volcánico, se encuentra la percepción de las características de una erupción y la percepción del riesgo relacionado con una posible erupción. A continuación se presentan algunos ejemplos resultantes de investigaciones realizadas en regiones expuestas a tres volcanes: Cotopaxi, Ecuador; Guagua Pichincha, Ecuador; Montagne Pelée, Martinica, Antillas Francesas (ver las referencias bibliográficas).

PERCEPCIÓN DE LAS CARACTERÍSTICAS DE UNA ERUPCIÓN

Con este tema se trata, por ejemplo, de saber cuáles son los fenómenos eruptivos (cenizas, lava, flujos piroclásticos, etc.) o fenómenos asociados a una erupción (como los lahares) percibidos por la población expuesta. Por ejemplo, en el Valle de Los Chillos (Quito), cerca del 50% de la población considera estar amenazada por la lava del volcán Cotopaxi cuando la extensión de la lava, según los vulcanólogos, sería únicamente a nivel de la zona cercana al cráter del volcán o hasta los flancos del mismo, es decir en zonas no pobladas. Se trata también de saber cómo la población percibe la temporalidad de una erupción con preguntas del tipo: "¿Cuándo puede ocurrir la próxima erupción del volcán?" o "Si se despierta el volcán, ¿después de cuánto tiempo podría producirse una gran erupción?". Asociado a la temporalidad,

el tamaño percibido de una posible erupción también es de gran interés para el investigador. El hecho de considerar que un volcán pueda producir una erupción de gran tamaño muy poco tiempo después del despertar puede generar pánico y llegar a comportamientos humanos irracionales y peligrosos. Así, más del 45% de la población expuesta al volcán Montagne Pelée en la isla francesa de la Martinica, considera que una gran erupción puede coincidir con el despertar del volcán o producirse algunas horas después (gráfico 1). En cambio, los científicos consideran que los fenómenos precursoros de una gran erupción pueden durar meses, véase años.



Gráfico 1 – Respuesta a la pregunta "Si se despierta el volcán Montagne Pelée, ¿después de cuánto tiempo podría producirse una gran erupción?" (encuesta realizada en 1994 en la isla de la Martinica, Antillas Francesas, ver D'Ercole y Rançon, 1994)

PERCEPCIÓN DEL RIESGO RELACIONADO CON UNA POSIBLE ERUPCIÓN

El segundo tema considera la percepción del riesgo relacionado con una posible erupción con varias entradas posibles, dentro de las cuales las siguientes:

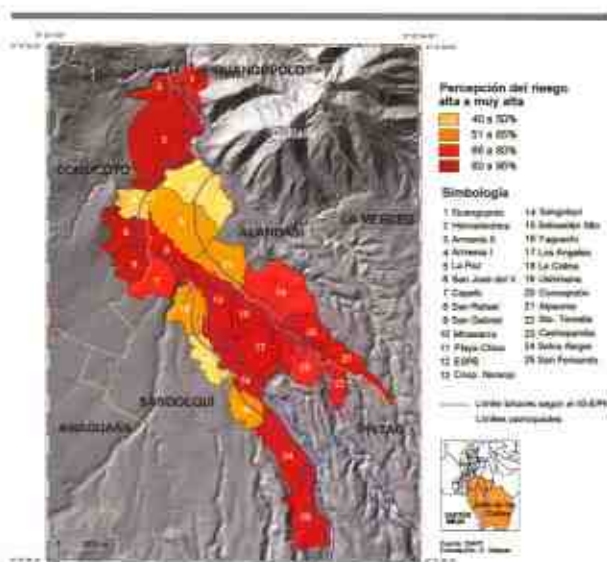
Percepción de la realidad del peligro volcánico.

Por ejemplo, en 1998 se organizó una encuesta a la población de Quito en el contexto de la reactivación del volcán Guagua Pichincha. Uno de los objetivos fue medir el nivel de percepción de la realidad del peligro volcánico el 1 de octubre, día de declaración de la alerta amarilla en Quito, y un mes después. El 1 de octubre, el 53% de la población creía en la realidad del peligro volcánico, pasando a 68% un mes después sin que el volcán haya dado aún signos perceptibles de actividad por parte del gran público. De la encuesta se destacó la importancia de la confianza concebida a quienes (políticos, científicos, defensa civil, periodistas, etc.) hablaron de la reactivación del volcán.

El día de la declaración de la alerta amarilla coincidió con un día de protesta nacional contra el plan económico del nuevo presidente de la república, Jamil Mahuad. Se necesitaron luego muchos esfuerzos de parte de los vulcanólogos y del alcalde de Quito para convencer a la población de la realidad del peligro volcánico.

Percepción del riesgo volcánico en el lugar de residencia

Se trata aquí de conocer el grado de percepción del riesgo en los lugares donde la gente vive. El mapa 1 considera los peligros relacionados con los lahares del Cotopaxi (flujos de lodo y piedras relacionados con el derretimiento del casquete glaciar) e indica los lugares donde los residentes se consideran en alto riesgo o al contrario los lugares donde la mayoría de las personas consideran este riesgo como menor. Lo importante es también relacionar el mapa de percepción del riesgo con los límites de las zonas peligrosas delimitadas por los vulcanólogos. Población y científicos coinciden solo de manera parcial. En efecto, no todas las personas se consideran amenazadas en las zonas de mayor peligro definidas por los científicos cuando otras personas si creen estar en gran peligro en zonas consideradas seguras desde el punto de vista científico. Dentro de estas últimas, una parte podría no estar directamente afectada por los productos volcánicos, pero podría quedarse aislada, sin posibilidad de salir de la zona. Es el caso de la población encerrada entre dos ríos por donde pasarían los lahares provenientes del Cotopaxi.



Mapa 1 – Percepción del riesgo relacionado con el volcán Cotopaxi en el Valle de Los Chillos (encuestas realizadas en 2007, ver Salazar, 2008)

Percepción de los lugares expuestos a los fenómenos volcánicos.

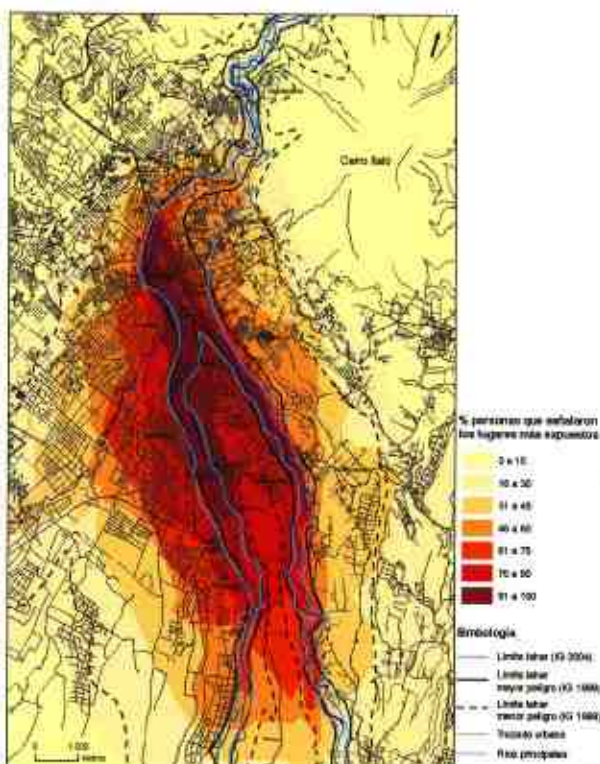
Se trata, con la producción de mapas que se pueden calificar de mentales, de una aplicación en el campo de los riesgos de conceptos y metodologías desarrolladas a finales de los años 1950 por el geógrafo urbanista norteamericano Kevin Lynch y divulgados en 1960 en su famoso libro "Image of the Cities". En este libro, el autor muestra que la imagen que los habitantes de Boston tienen de su ciudad, de sus elementos estructurantes, puede tener diferencias muy importantes con la visión de los especialistas como los urbanistas. Kevin Lynch muestra que el conocimiento de esta percepción, que se puede visualizar con mapas mentales realizados a partir de entrevistas (mapas que traducen el punto de vista de los habitantes), permite al urbanista, al arquitecto o al sociólogo mejorar de modo muy substancial el ordenamiento, la composición urbana y la calidad de vida de los habitantes.

De la misma manera, en el campo de los riesgos, se pueden realizar mapas de percepción de las áreas más expuestas al peligro volcánico. Este enfoque geográfico de la percepción de los peligros permite llegar a mapas mentales representando los puntos de vista de la población y se pueden comparar estos mapas con los producidos por los científicos.

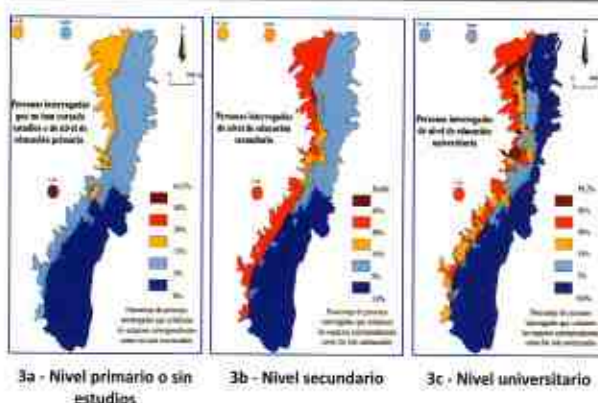
La metodología fue desarrollada al inicio de los años 1990 en la isla de la Martinica con entrevistas realizadas a la población expuesta al volcán Montagne Pelée. Su originalidad consiste en proponer un modo de expresión cartográfica a las personas entrevistadas. Estas personas representan en un mapa los lugares considerados como más expuestos y todos los mapas obtenidos se reúnen y sobreponen en un Sistema de Información Geográfica.

El mapa 2 constituye una aplicación en el Valle de Los Chillos y presenta claramente una visión parcialmente distinta, entre población y científicos, en cuanto a las zonas más expuestas a los lahares del volcán Cotopaxi. Al mismo tiempo, la percepción de los lugares más amenazados puede tener diferencias muy importantes dentro de la misma población como lo demuestran los mapas 3a, 3b y 3c realizados a partir de entrevistas dirigidas a la población expuesta al volcán Guagua Pichincha en Quito. La población menos educada y menos informada tiene una visión muy somera de los espacios amenazados. Por su parte, los habitan-

tes de nivel universitario muestran una visión mucho más matizada de los sectores expuestos, cercana a la de los científicos. Esta encuesta realizada un mes después de la declaración de la alerta amarilla en Quito (noviembre del 1998) refleja la insuficiencia o la inadecuación de la información difundida durante la crisis.



Mapa 2- Lugares más expuestos al volcán Cotopaxi según la población del Valle de Los Chillos (encuestas realizadas en 2007, ver Salazar, 2008)



Mapas 3a, b y c - Espacios considerados como los más amenazados por el volcán Guagua Pichincha según la población de Quito entrevistada (encuestas realizadas en 1998, ver D'Ercole y Metzger, 2002)

CONCLUSIONES

Los diferentes ejemplos presentados durante la conferencia (y algunos en este texto) demuestran la utilidad de la investigación social y de los análisis de percepción de riesgos que permiten identificar factores de vulnerabilidad. Muchas veces esta percepción difiere entre los científicos y la población expuesta, cada grupo evaluando la situación con criterios propios. También esta percepción puede variar mucho dentro de la misma población. Las diferencias observadas (en particular a través de mapas) constituyen insumos muy importantes para establecer un diálogo eficaz entre los diferentes actores y orientar las acciones de preparación ante una emergencia volcánica.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- D'ERCOLE R. (1991) - *Vulnérabilité des populations face au risque volcanique. Le cas de la région du volcan Cotopaxi (Equateur) - Vulnerabilidad poblacional frente al riesgo volcánico. El caso de la región del volcán Cotopaxi (Ecuador). Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble, 460p.*
- D'ERCOLE R. (1992) - *La población de la provincia de Pichincha frente al volcán Cotopaxi. Peligros, riesgo y vulnerabilidad - Lámina 06 del "Atlas Infográfico de Quito : socio-dinámica del espacio y política urbana", 41 láminas bilingües (español, francés), cuadros., gráficos., 29,7 x 42, IGM, IPGH, ORSTOM, Quito, Paris.*
- D'ERCOLE R. (1996) - *Représentations cartographiques des facteurs de vulnérabilité des populations exposées à une menace volcanique. Application à la région du volcan Cotopaxi (Equateur) - Bulletin de l'IFEA, tome 25 n°3, p.479-507.*
- D'ERCOLE R. (2006) - *Volcanic risk perception: comparing public perception maps and scientific hazard maps - Fourth Conference Cities on Volcanoes, IAVCEI, Quito, Ecuador (23-27 January 2006), Abstracts Volume, p.124-125.*
- D'ERCOLE R. & RANÇON J.-Ph. (1994) - *La future éruption de la montagne Pelée: Risque et représentations - Mappemonde, N°4, p.31-36.*
- D'ERCOLE R. & RANÇON J.Ph. (1999) - *Représentation des risques liés à une éruption de la montagne Pelée, Martinique. Confrontation des points de vue des populations proches (Saint-Pierre, Le Prêcheur et Le Morne-Rouge) et des volcanologues - in Les Antilles, Terres à risques, Editions KARTHALA et GEODE Caraïbe, Paris, p.165-182.*
- D'ERCOLE R., METZGER P. (2002) - *Diferenciaciones espaciales y sociales, representaciones y manejo del riesgo volcánico en Quito - in "Gestión de riesgos y prevención de desastres", FLACSO, COOPI, ECHO, Quito, Ecuador, p.40-54.*
- SALAZAR D. (2008) - *Percepción de amenazas y riesgos de la población del Valle de los Chillos (Ecuador) frente a una potencial erupción del volcán Cotopaxi - Disertación previa a la obtención del título en Ingeniería Geográfica y Desarrollo Sustentable con mención en Ordenamiento Territorial, Pontificia Universidad Católica del Ecuador, Quito, 187p.*
- LINCH K. (1960) - *The image of the city - The MIT Press, Cambridge, Massachusetts, 220p.*

SESIÓN TEMAS AFINES

ASPECTOS GEOTÉCNICOS DEL SISMO DEL 15 DE AGOSTO DEL 2007 EN PISCO

Manuel A. Olcese Franzero

Profesor principal PUCP

Jorge Zagarra Pellanne

Profesor principal PUCP - Departamento de Ingeniería – Lab. Mecánica de Suelos

RESUMEN

El sismo del 15 de agosto en Pisco ocasionó daños en viviendas, vías de comunicación, taludes, instalaciones portuarias. En este informe se presentan diversos problemas geotécnicos encontrados desde Villa (Chorrillos, Departamento de Lima) por el Norte, hasta la Ciudad de Ica por el Sur. Dado que los mayores daños geotécnicos causados por el sismo son debidos al fenómeno de licuación, en algunos casos con desplazamiento lateral, se presentan nueve casos: Villa, las Lagunas de Puerto Viejo, la falla de un talud de 400 m en Jahuay, un gran desplazamiento lateral en Canchamaná, la falla de cimentaciones superficiales en Tambo de Mora, el Terminal Marítimo General San Martín (Pisco), fallas observadas en la carretera Panamericana Sur al ingreso a la ciudad de Pisco y la Laguna de Huacachina. También se presentan las fallas en taludes en la carretera Panamericana Sur tramo Lima-Ica (orientada Norte-Sur) y en la Vía los Libertadores (carretera 024A), que une las ciudades de Pisco y Ayacucho (orientada Oeste-Este).

El presente informe está basado en las visitas realizadas por los autores a la zona afectada por el sismo el 16 de agosto, del 20 al 23 y del 27 al 29 de septiembre y del 25 al 27 de octubre. Adicionalmente, Manuel Olcese y Viviana Moreno, de la Pontificia Universidad Católica del Perú fueron parte de una misión de la Geo-Engineering Earthquake Reconnaissance (GEER), que con apoyo financiero de la National Science Foundation (NSF), recorrió la zona entre el 21 y 25 de agosto. Este viaje de reconocimiento generó un informe preliminar que puede consultarse en internet¹ y ha sido la base para elaborar el presente artículo. El informe incluye visitas a las ciudades de Lima, Tambo de Mora, Pisco, Paracas e Ica, los caminos que conectan estas ciudades con otros pueblos costeros más pequeños, así como la Vía Los Libertadores, para documentar la extensión de las fallas geotécnicas hacia el interior.

INTRODUCCIÓN

El miércoles 15 de Agosto de 2007, a las 6:40 PM hora local, un sismo magnitud Mw 8.0 sacudió la región costera de Perú central. El sismo ha sido referido como el sismo de Pisco o el de Ica (Pisco fue la ciudad más afectada, e Ica es el departamento donde las ciudades de Pisco e Ica están localizadas). El sismo causó severos daños a las ciudades de Pisco, Ica, Cañete y Chíncha, y fue fuertemente sentido en Lima.

Desde la perspectiva geotécnica, los aspectos más relevantes del sismo de Pisco son los múltiples casos de licuación de suelo observados y el considerable daño que causó en las zonas urbanas y en la infraestructura de transporte. Siguiendo a la sección introductoria, este reporte presenta consideraciones sismológicas, incluyendo una discusión de los registros obtenidos, licuación de suelo junto con sus efectos y deslizamientos de tierra ocurridos a lo largo las principales carreteras. La información presentada

1 http://gees.usc.edu/GEER/Peru_2007/Peru_2007_WebPage/index.htm

pretende detallar solamente observaciones y datos recolectados durante el reconocimiento realizado. Este reporte no documenta todo los antecedentes recabados por el equipo de GEER, más bien es un resumen que da luces sobre algunos de los aspectos geotécnicos más importantes del sismo de Pisco.

El sismo de Pisco causó severos daños dentro de su área mesosísmica. De acuerdo a la evaluación del Instituto Nacional de Defensa Civil (INDECI) del 13 de noviembre del 2007, el sismo causó la muerte de 519 personas y 1,291 heridos; asimismo, el INDECI señala que 48,208 construcciones fueron destruidas, 45,500 declaradas inhabitables y 45,813 afectadas con diversos grados de daño. La mayor parte de los daños y pérdidas humanas ocurrieron en la ciudad de Pisco, donde según las estimaciones el 80% de las construcciones colapsaron o fueron seriamente dañadas.

El Instituto Geofísico del Perú reportó intensidades modificadas de Mercalli de VII en las ciudades de Pisco, Chincha y Cañete, V a VI en Lima, III en Cuzco, y II en Arequipa (Tavera et al. 2007). Además, el sismo fue sentido en las ciudades de Quito (Ecuador), La Paz (Bolivia) y en Manaos (Brasil) según información del U.S. Geological Service (USGS). El sismo generó un tsunami que causó considerables daños en la ciudad de Paracas e inundó porciones de muchas otras ciudades y pueblos a lo largo de la costa.

ASPECTOS SISMOLÓGICOS Y REGISTROS SÍSMICOS

Aspectos Sismológicos

El sismo de Pisco del 15 de Agosto de 2007 fue resultado del proceso de subducción entre las placas de Nazca y Sudamericana. La convergencia de estas placas provoca una alta sismicidad a lo largo de las costas de Perú y Chile. El sismo de 2007 o "sismo de Pisco" es un evento interplaca que ocurre en la brecha sísmica ("seismic gap") identificada con anterioridad (Tavera y Bernal, 2005) entre las zonas de ruptura de los eventos de Lima 1974 y Nazca 1996. La magnitud del sismo de Pisco fue de 8.0 (Mw, escala de Momento), de acuerdo a lo reportado por USGS. El hipocentro se localizó a 13.76° de latitud sur y 76.97° de longitud oeste, a una profundidad de 39 km. La ruptura de la falla se propagó de norte a sur desde el hipocentro (Tavera et al. 2007). La solución de Ji y Zeng (2007) para la zona de ruptura sugiere una ruptura de 324° de rumbo y 27° de buzamiento, con dimensiones aproximadas de 190 km

de largo y 95 km de ancho (Figura 1). Las ubicaciones de los hipocentros correspondientes a las réplicas, coinciden con este plano de ruptura (Tavera et al., 2007). El bajo buzamiento y gran ancho del plano de falla hacen que las ciudades más afectadas por el sismo, Pisco e Ica, estén ubicadas sobre la proyección vertical del plano de falla. La prolongada duración del sismo indica un proceso de ruptura complejo, con una duración aproximada de 210 segundos (Tavera et al. 2007).

Registros Sísmicos

El sismo de Pisco fue registrado por 15 instrumentos ubicados a distancias no mayores a 150 km del plano de falla (las distancias fueron calculadas al plano de ruptura obtenido de Ji y Zeng, 2007). La Tabla 1 muestra los 15 instrumentos que registraron el movimiento junto con información relevante acerca de los parámetros de cada registro. Es importante destacar que todos los registros, con excepción de los obtenidos en Ica, corresponden a instrumentos ubicados al norte del plano de falla a una distancia aproximada de 100 km, en las cercanías de la ciudad de Lima. Un gráfico de PGA (aceleración máxima del suelo) versus distancia más próxima al plano de falla, incluyendo los 15 registros, se presenta en la Figura 2. Para efectos de referencia, las predicciones de la relación de atenuación de Atkinson y Boore (2003) para suelo y roca se han incluido en la misma figura. En el gráfico se puede observar que el registro de Ica (Parcona) posee un PGA próximo a 0.5g, lo que supera la predicción para suelo de la relación de atenuación de Atkinson y Boore en más de un 85%, mientras que los PGAs de los registros cercanos a Lima no superaron el percentil 15 de la misma ley de atenuación. El tipo de suelo correspondiente a cada estación se estimó a partir de mapas de zonificación local (Aguilar y Alva, 2007) y de Tavera et al. (2007). Se observa una tendencia a mayores PGAs en las estaciones ubicadas sobre suelo. Ejemplo de ello son las dos estaciones de Sedapal (E1 y E2), muy cercanas una de otra, en la estación en suelo registró un PGA (0.056g), 2.6 veces mayor que el registro en roca (0.021g).

Las diferentes formas de los espectros de respuesta correspondientes a cuatro estaciones ubicadas entre 96 y 111 km del plano de falla (Figura 3), las que están localizadas sobre tres diferentes tipos de suelo, dan evidencia adicional de los efectos de sitio, los que se expresan en amplificaciones significativas sobre bandas de períodos compatibles con la descripción del tipo de suelo (i.e. depósitos superficiales rígidos en La Molina y suelos blandos en Callao).

Los acelerogramas para los registros disponibles mostrados en la Tabla 1, se pueden observar en internet², y los registros de La Molina (suelo firme) y el Callao (suelo blando) se muestran en las Figuras 4 y 5 respectivamente. Obsérvese que todos los registros están caracterizados por dos pulsos de aceleraciones, lo que concuerda con el deslizamiento sobre dos asperezas indicadas por la solución de falla finita (Figura 1).

Los efectos de sitio son particularmente notables al comparar los registros de las estaciones de El Callao y Rimac. Ambas están ubicadas a una distancia de 111.1 km del plano de falla, por lo que se podría esperar registros de similares características. La estación acelerográfica de El Callao está ubicada sobre suelo blando, mientras que la del Rimac está ubicada sobre el conglomerado de Lima. Cuando se analiza la transformada de Fourier del registro de El Callao, la diferencia entre ambos pulsos es patente pues el segundo pulso posee una intensidad significativamente mayor, específicamente en el rango de bajas frecuencias (periodos altos) cercanos a 1 segundo. Esta diferencia entre el primer y segundo pulsos es también evidente al comparar los espectros de respuesta de ambos pulsos.

La diferencia evidenciada entre los pulsos del registro de El Callao tendría su origen en el suelo blando sobre el cual está instalada la estación. El mecanismo probable que originó esta respuesta es el debilitamiento del suelo durante el primer pulso para luego comportarse de manera bastante más flexible durante el segundo pulso. Éste está probablemente asociado a la disminución de las tensiones efectivas producto de la acumulación del exceso de presiones de poro y posiblemente a la deformación angular inducida durante el primer pulso. Producto de esta pérdida de rigidez del estrato blando subyacente, la velocidad de propagación de la onda media habría disminuido para dar paso a la amplificación de frecuencias bajas (en torno a un segundo).

LICUACIÓN DEL SUELO

El 15 de Agosto de 2007, el sismo de Pisco trajo consigo una amplia variedad de fallas por licuación. Daños significativos por licuación incluyen un desplazamiento lateral masivo que se extendió aproximadamente

3 km, un deslizamiento de talud de 400 m de largo inducido por licuación en el pie, fallas espectaculares de cimentaciones superficiales de edificios pequeños resultando en asentamientos de hasta 0.90 m, numerosos daños en terraplenes de carreteras por desplazamientos laterales, colapso de postes de tendido eléctrico cimentados en suelo que licuó, rompimiento de ductos de agua y alcantarillado, y daños importantes en instalaciones portuarias por licuación y desplazamiento lateral. La ocurrencia de licuación del suelo en cada uno de estos sitios, fue confirmada por la presencia de numerosos conos de arena en algunos casos con la presencia de finos en superficie de cono y por la presencia de grietas con conos de arena dentro.

La distribución espacial de las evidencias de licuación observadas y reportadas en la costa central del Perú, comprende la zona que se extiende desde el distrito de Chorrillos en la zona de Villa (Av. Los defensores del Morro), al sur de Lima y aproximadamente 90 km al norte del plano de ruptura (según la definición de Ji y Zeng, 2007), Paracas (Terminal Marítimo General San Martín) aproximadamente 24 km desde el plano de ruptura hasta la Laguna de Huacachina en la ciudad de Ica, alrededor de 40 km del plano de falla. La evidencia de licuación más al norte que se pudo comprobar, se encuentra ubicada en los humedales de Villa en el distrito de Chorrillos. Un área de humedales similar ubicada más al norte, en el Distrito de Ventanilla, aproximadamente 128 km desde el plano de ruptura, no mostró evidencia de licuación (Figuras 6 y 7).

La ocurrencia de licuación a lo largo de la costa está asociada a rellenos artificiales y depósitos marinos, eólicos y aluviales del holoceno, compuesto de arenas y arenas limosas de forma y granulometría variables. Los depósitos marinos son terrazas escalonadas cubiertas por sedimentos aluviales a medida que progresan hacia el interior desde la costa. Los depósitos aluviales están asociados a abanicos y llanuras de la descarga de ríos en el océano. El espesor de estos depósitos varía desde unos pocos metros hasta cientos de metros. Los depósitos eólicos varían en espesor y están generalmente compuestos de arena que va desde un gris oscuro a claro, con granulometría de gruesa a fina.

2 http://gees.usc.edu/GEER/Peru_2007/Peru_2007_WebPage/Seismology.htm

Caso I: Villa, Avenida Defensores del Morro (antes Huaylas)

La Avenida Defensores del Morro (ex Av. Huaylas) es una Vía de dos sentidos pavimentada con asfalto y construida sobre un terraplén de 0.80 m de alto y 38 m de ancho; la vía tiene un separador central. Los suelos de la zona están compuestos por arcillas orgánicas superficiales y arenas finas mal graduadas variando a arenas limosas con la profundidad, muy sueltas a medianamente densas. El suelo licuó un tramo de aproximadamente 50 m, causando una falla del terraplén por desplazamiento lateral de 26 m de longitud, la falla se encuentra ubicada aproximadamente a 800 m al sur de la Planta Lucchetti. Se observó un claro desplazamiento lateral de 0.30 m en ambos lados del terraplén (Figura 8) con abundante evidencia de licuación por la presencia de conos de eyección de arena y finos (Figura 9). Las grietas en el terraplén presentan de 0.10 a 0.30 m de ancho, una profundidad variable entre 0.65 y 1.36 m (Figura 10). En la zona del pavimento las grietas presentaron un ancho de 0.10 m y una profundidad de 0.68 m, la diferencia de nivel entre los bordes de la grieta fue de 0.12 m (Figura 11). Los postes del tendido eléctrico colapsaron al fallar la cimentación por licuación (Figuras 8 y 10a).

Caso II: Las Lagunas de Puerto Viejo

Las Lagunas de Puerto Viejo es un complejo de casas en la playa, ubicado a 70.8 km al sur de Lima y a aproximadamente 51 km del plano de ruptura. Esta área está ubicada en un depósito del holoceno marino reciente con humedales fuera del límite Este de propiedad del complejo. Este conjunto consiste en viviendas de uno y dos pisos, en su mayoría construidas de albañilería confinada y algunas con muros prefabricados ligeros ("drywall"). El daño estructural fue de ninguno a severo y estaba bien correlacionado con el grado de asentamiento de las cimentaciones y el desplazamiento lateral asociado a la licuación del suelo subyacente (Figura 12).

Muchas de las casas fueron construidas alrededor de lagunas artificiales creadas por excavación del suelo arenoso natural y dejando que el agua subiera a su nivel freático natural. Los bancos de las lagunas eran taludes cubiertos de pasto, con una pendiente estimada de 1.5:1 (H:V). En ellos se registraron evidencias claras de desplazamiento lateral de casas hacia las lagunas o hacia el océano, que van desde unos

pocos centímetros para las casas junto a la playa a casos que envuelven 3.90 m de movimiento hacia las lagunas interiores (Figuras 13 y 14). Algunas casas se asentaron hasta 0.20 m (Figura 15). Los desplazamientos laterales también se observaron en los taludes de la laguna ubicada al este del complejo en una zona en las que no había edificaciones cercanas. Adicionalmente, varias casas ubicadas en la zona afectada por la licuación no mostraron evidencia alguna de movimiento y tuvieron un buen comportamiento sísmico, aun cuando estaban ubicadas cerca de la orilla del talud de una de las lagunas. En varios lugares, principalmente a lo largo de grietas en el terreno, hubo presencia de arena eyectada, formada por arena mal graduada, color gris, con algo de limos no plásticos.

Caso III: Falla de un talud de 400 m en Jahuay

Cerca del kilómetro 189 de la carretera Panamericana, justo al sur de la garita de peaje (aproximadamente a 40 km del plano de ruptura), en Jahuay, se observó la falla de un talud de aproximadamente 60° de pendiente y 30 a 50 m de alto, de 400 m de largo inducida por la licuación en el pie del talud. En este lugar, la carretera corre a lo largo de la interfase entre la terraza de un depósito marino del holoceno y la formación Cañete del pleistoceno (un conglomerado de areniscas, limolitas, y lutitas, con cementación débil a media). El material del talud fallado está formado por depósitos eólicos de arenas limosas (SM) sueltas y no plásticas, que cubrían los materiales compactos de la parte superior de la formación Cañete, en la Figura 16 se presentan los ensayos de clasificación de los suelos encontrados. La terraza marina, pantanosa y plana se extiende aproximadamente 500 m desde la orilla del mar en el límite sur de la carretera Panamericana Sur (Figura 17). La berma y el pavimento de la calzada norte fueron levantados 3 m, aproximadamente (Figura 18); esto se cree que ocurrió a causa de que parte del material fallado se habría enterrado bajo el terraplén de la carretera. Gran cantidad del suelo fallado cayó entre la carretera y el borde del talud sobre los 400 m de longitud de la falla. Un lugareño informó que la autopista, al sur de la falla del talud, había sido recientemente reparada y apropiadamente compactada, esto parece haber prevenido que la falla se extendiera hacia el sur.

Se encontraron conos de arena a ambos lados de la carretera y otro lugareño (que vivía justo al sur del deslizamiento) reportó que durante el terremoto salió gran cantidad de agua y arena del suelo, alcanzando

alturas de hasta 1 m. Asimismo, se encontró un gran cono de arena en el extremo sur de la falla de talud, que mostraba grietas de contracción en el perímetro indicando la presencia de finos plásticos (Figura 19). Los finos fueron encontrados sólo en una capa fina en lo más alto del material eyectado. Pruebas de laboratorio realizadas al material de este cono, indicaron su clasificación como arena arcillosa (SC) conteniendo aproximadamente 43% de finos (11% de partículas del tamaño de arcilla) con un IP de 8 y un LL de 25. Sin embargo, hasta que se realicen investigaciones detalladas en el sitio, permanecerá poco claro si el material fino plástico fue parte de la capa licuada o si fue mezclado con el material licuado en su camino hacia la superficie. Material de un cono de arena en el lado opuesto del camino fue clasificado como arena mal graduada (SP) con menos de 3% de finos no plásticos.

Caso IV: Gran desplazamiento lateral en Canchamaná

En Canchamaná, 2.5 km al norte de Tambo de Mora, ocurrió un importante desplazamiento lateral en dirección hacia el mar de una terraza marina, provocado por licuación. El área desplazada aproximada fue de 1 km de ancho por 3 km de largo (Figuras 20 y 21). El límite Este del desplazamiento fue la interfase entre la terraza del holoceno marino y la formación del pleistoceno de Cañete. El límite sur parece estar definido por la interfase de la terraza marina con un depósito de arena aluvial del holoceno. El límite norte no se pudo definir claramente, pero parece haber sido influenciado por la presencia de construcciones efectuadas en una curva de la carretera Panamericana (Figura 22). El desplazamiento lateral puede haberse extendido más al norte, pero esto no fue verificado. La elevación de la formación Cañete es de aproximadamente 10 a 20 m sobre la terraza marina. La superficie de los depósitos de la terraza marina parece estar compuesta por una capa de suelo no licuable (arena débilmente cementada), y una capa inferior de suelo licuable (arena limosa). El espesor de la capa superior va desde aproximadamente 6 m en el lado este, a una delgada capa en la playa. La profundidad del nivel freático era variable en los dos lugares donde fue medida. Ambas mediciones fueron hechas en el lado Este de la terraza marina cerca de la formación Cañete. En un pozo existente ubicado aproximadamente al centro (de norte a sur) del área desplazada, el nivel freático fue de 5.2 m de profundidad, y en un agujero abierto a aproximadamente 0.7 km al norte de este pozo, el nivel freático se registró a 2.0 m de profundidad. La pendiente hacia

el oeste de la superficie de la terraza marina era de aproximadamente 1.6 a 2.1%.

A lo largo de una parte importante de la interfase entre la formación Cañete y la terraza marina se registró un quiebre vertical en la topografía de magnitud variable. El desplazamiento relativo vertical máximo medido fue de aproximadamente 2.90 m, en la vecindad del camino rural denominado la Bajada del Socorro (Figura 23). Además de este importante desplazamiento vertical, se registraron numerosas grietas paralelas a la línea de costa en la terraza marina, algunas de ellas de hasta 1 m de ancho (Figura 24). En general, el tamaño de las grietas (tanto en ancho como en profundidad) decrecía desde la interfase formación Cañete - terraza marina a la línea de costa. En algunos lugares se constataron grietas perpendiculares a la costa o de geometría circular, dejando en evidencia los efectos topográficos (Figura 22).

En el extremo norte del desplazamiento, un terraplén de relleno artificial de aproximadamente 8.0 m de alto fue construido sobre un drenaje natural, como consecuencia se observó licuación y desplazamiento lateral asociado de la terraza marina, provocando la falla del terraplén y de las estructuras de concreto que se apoyaban sobre él. Se encontraron conos de eyección de arena más de 3 m de largo o 2 m de diámetro cerca de la base de este terraplén. Las grietas fueron encontradas en la base de la formación Cañete sólo a 2 km de distancia, por lo que se estima muy probable que ambas fallas estén asociadas a la licuación del mismo material (Figura 25), ya que entre los dos lugares se encontró gran cantidad de conos de eyección y pequeñas distorsiones topográficas.

Con la información recabada hasta el momento es muy difícil estimar el desplazamiento total del desplazamiento lateral de la terraza marina porque ocurrió sobre un área muy extensa. Sin embargo, pescadores locales mostraron marcas del nivel del mar en la playa antes y después del evento, sugiriendo que la línea del agua se movió alrededor de 25 m hacia el oeste (mediciones preliminares posteriores a base de fotografías satelitales muestran un desplazamiento aproximado de 12 m, este estudio está aún en proceso de análisis). Esta medición no es una estimación del desplazamiento del desplazamiento lateral, pero se cree que el desplazamiento lateral contribuyó a este cambio del paisaje. También se observó un levantamiento a lo largo de la playa, indicando que esto pudo haber contribuido al movimiento de la línea de costa.

Caso V: Fallas de las cimentaciones superficiales en Tambo de Mora

En la parte noroeste de Tambo de Mora, distante aproximadamente 0.5 km de la línea de costa y 38 km del plano de falla, se documentaron fallas espectaculares de cimentaciones superficiales provocadas por licuación de suelo, que llevaron a la falla del 75% de las viviendas. Tambo de Mora está ubicado sobre depósitos eólicos y aluviales del holoceno, con nivel freático relativamente superficial. En la Figura 26 se presentan los resultados de los ensayos de clasificación.

En la mayor parte de la zona noroeste de la ciudad, se encontraron evidencias de licuación, tales como conos de eyección pequeños y asentamientos menores, sin embargo, las casas de uno y dos pisos de la calle Alfonso Ugarte se vieron particularmente afectadas por asentamientos excesivos. La zona afectada en esta calle tiene una extensión de 300 m, en los cuales prácticamente todas las edificaciones tuvieron asentamientos iguales o mayores a 0.30 m, registrándose varias con asentamientos entre 0.70 y 0.90 m (Figura 27).

En la Figura 28 se presenta las partes exterior e interior de la vivienda ubicada en la calle Alfonso Ugarte N° 195, en la que se efectuó una perforación hasta 15.45 m, realizándose SPT cada metro (el análisis de esta perforación se encuentra en proceso). Otro caso especial es el de una casa con paredes de madera y techo de esteras con torta de barro que también se hundió a causa de la licuación (Figura 29). Se encontró material de eyección en grandes cantidades en las grietas que se produjeron en la calle y dentro de las edificaciones con pisos de concreto simple no reforzado; en ellas el suelo licuado hundió la edificación y destruyó completamente los pisos, levantándolos hacia dentro de las edificaciones hundidas (Figuras 28 y 29). El material de eyección encontrado, en la mayoría de los casos, correspondió a arenas grises, no plásticas, mal graduadas (SP a SM). Una excepción fue un limo plástico (ML, LL = 48) encontrado al interior de una de las casas afectadas. La profundidad del nivel freático fue de 0.30 m al momento de la visita del equipo GEER, sin embargo, lugareños reportaron que antes del sismo se encontraba entre 0.50 y 1.00 m de profundidad. Los mismos lugareños indicaron que una mezcla de agua y arena salió expulsada del suelo durante el segundo pulso del movimiento, alcanzando alturas de hasta 1.30 m.

Caso VI: Terminal Marítimo General San Martín, Pisco

El Terminal Marítimo General San Martín tiene capacidad para barcos de hasta 25,000 toneladas de peso muerto. Está localizado en Punta Pejerrey, en el extremo norte de la península de Paracas en Pisco, departamento de Ica, a aproximadamente a 30 km de la falla. El puerto está rodeado de pórfido granítico (roca intrusiva), el cual es parte del batolito San Nicolás. El pórfido granítico tiene una matriz que va desde fina a gruesa, con colores desde rosado a rojo oscuro. Las instalaciones portuarias fueron construidas en terreno ganado al mar, como muestra la Figura 30a. El embarcadero tiene una cubierta de concreto armado que está cimentada sobre 780 pilotes tubulares de acero. El área de suelo ganada al mar, se ha asentado con el correr de los años, resultando en un movimiento diferencial entre las edificaciones soportadas por pilotes y el terreno circundante. La solución típica a este problema fue poner más relleno hasta nivelar.

El sismo produjo la licuación del relleno, como evidenciaron los conos de arena encontrados (Figura 31) y el desplazamiento lateral con grietas significativas de hasta 0.25 m de ancho y distorsiones verticales de hasta 1.20 m (Figura 30b). La cubierta soportada por pilotes se inclinó levemente hacia el mar y las separaciones horizontales en las juntas de la cubierta fueron de hasta 0.50 m de largo (Figura 32a). Las grietas del terreno se desarrollaron en forma paralela a la cubierta en la zona de suelo ganado al mar y fueron más severas cerca de la orilla (Figura 32b).

En el área de maniobras del terminal, la licuación generó un asentamiento que causó el punzonamiento del pavimento asfáltico por un grupo de pilotes enterrados en la zona (Figura 33). Una tubería que corría a través del puerto dentro de una caja de concreto no resultó dañada por el sismo, a pesar que el terreno circundante se asentó sustancialmente. Se presume que la caja de concreto estaba soportada por pilotes. No se observaron grietas en la zona de la caja construida sobre el suelo natural.

Caso VII: Ingreso a la ciudad de Pisco

Entre el km 218 y km 221 de la Carretera Panamericana Sur, al ingreso de la ciudad de Pisco, también se encuentran humedales formados por depósitos de arcillas limosas color marrón claro y arenas finas color marrón claro pertenecientes al cuaternario reciente (holoceno), en esta zona el sismo causó licuación produciendo grietas de tamaño variable entre 0.20 y

1.00 m; también se observaron asentamientos variables entre 0.10 y 0.30 m. Los postes del tendido eléctrico colapsaron al fallar la cimentación por licuación (Figura 34). La zona se encuentra aproximadamente a 30 km del plano de ruptura.

Caso VIII: Malecón de Pisco

El malecón de Pisco está situado en la zona antigua de la ciudad en la que se ha presentado licuación con desplazamiento lateral causando grietas en el pavimento del malecón, la falla del muro de contención (Figura 35a) y el colapso de una vivienda ubicada también en la zona del malecón la que presenta hun-

dimientos por licuación del orden 0.15 a 0.20 m (Figura 35b). La zona de la playa en la que se encuentra un complejo deportivo también presenta evidencia de licuación.

Caso IX: Laguna de Huacachina

La laguna de Huacachina está situada en el Departamento de Ica. Los suelos de la zona son arenas finas de origen eólico, la laguna forma un oasis entre las dunas de arena. El sismo causó grietas por licuación tal como se aprecia en la Figura 36. Esta es la zona más al sur en la que se observó el fenómeno de licuación que generó el sismo del 15 de agosto del 2007.

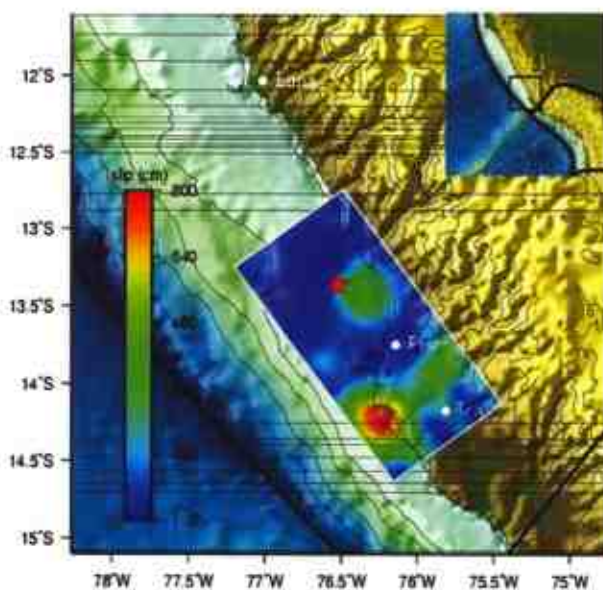


Figura 1. Solución de falla finita de Ji and Zeng (2007). Ubicación aproximada de principales ciudades.

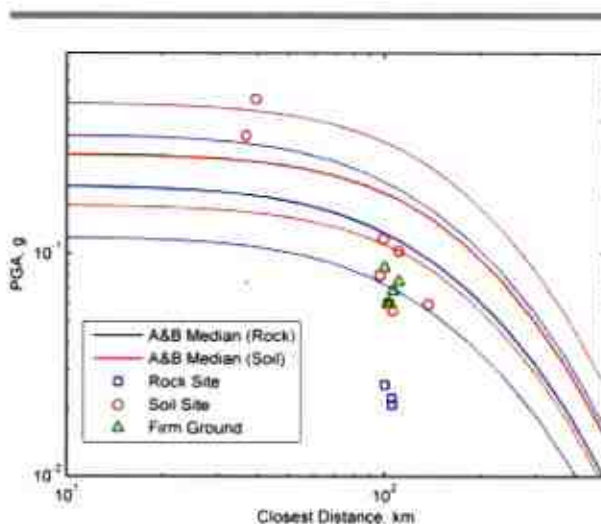


Figura 2. PGA versus distancia más próxima al plano de falla.

PRINCIPALES EVENTOS GEOLOGICOS SUPERFICIALES Y EVALUACIÓN DEL PELIGRO GEOLOGICO EN EL VALLE DEL RIO COLCA AREQUIPA-PERU

Juan Carlos Gómez Avalos, Leonidas Ocola Aquise

Instituto Geofísico del Perú

RESUMEN

En la Región Arequipa, particularmente, en el Valle del Colca, abundan las evidencias de la ocurrencia de fenómenos geológicos superficiales catastróficos recurrentes, y de una intensa actividad sísmica y volcánica. Estos procesos naturales han desencadenado eventos de gran magnitud, como la avalancha de escombros del volcán Hualca Hualca, que represó el río Colca y dio origen al Paleolago Colca. Hay evidencias que este gran lago se desembalsó rápida y episódicamente, con efectos catastróficos aguas abajo. Se estima, en base de la estratigrafía lacustrina, que este Paleolago tuvo una longitud de 19.5 km, 3.8 km de ancho, y una profundidad máxima de 400 m. Los centros poblados, del sector medio del valle del Colca, se asientan en terrazas que se originaron, probablemente, por el desembalse episódico del paleolago Colca.

El estudio ha permitido mejorar la caracterización de los indicadores de peligrosidad de los fenómenos geológicos de superficie más frecuentes y comunes en terrenos de montaña. Los resultados se han plasmado en un conjunto de mapas temáticos, que evalúan la peligrosidad de los diferentes fenómenos geológicos que han afectado al valle del Colca a través del tiempo, y que deben servir de base para intensificar estudios futuros e implementar medidas de prevención y mitigación de riesgos y desastres probables en el futuro.

El peligro geológico del Valle del Colca Sector Medio, en una escala de 0-10 grados, muestra que los centros poblados de Pinchollo, Maca, Lari y Madrigal tienen un grado de peligro geológico potencial de 9, Tapay grado 8, Cabanaconde, Canocota, y Tuti grado 7, Achoma, Yanque, Ichupampa y Coparaque 6, Chivay grado 5.

Se complementa el trabajo con la vigilancia geodésica de deslizamientos activos, que ha permitido cuantificar los desplazamientos en los deslizamiento de Maca, Lari y Madrigal.

INTRODUCCIÓN

El área estudiada está ubicada en el segmento sur de los Andes Centrales de Sudamérica, donde se localiza la parte meridional de Perú. Este segmento se caracteriza por una tectónica y procesos geológicos muy activos, y una morfología fuertemente cambiante con el tiempo. Como resultado de estos procesos, el área es afectada por: Fallas geológicas activas, intensa actividad sísmica superficial, actividad volcánica

episódica y recurrente, y, entre otros fenómenos geológico-geodinámicos superficiales, material geológico inestable en pendientes, flujos torrenciales, aluviones, etc.. El valle del Colca es el resultado de la interacción de los procesos tectónicos, geológicos, geofísicos, morfológicos, hidrológicos, que constituyen su medio ambiente natural.

El área investigada comprende el sector medio del Valle Colca-Majes, Región Arequipa, entre las localida-

des de Sibayo y Cabanaconde. La investigación de campo abarcó una superficie de 140 km², aproximadamente.

METODOLOGÍA DE EVALUACIÓN DEL PELIGRO GEOLÓGICO: ESTIMACIÓN DE LA SUSCEPTIBILIDAD A LA INESTABILIDAD DE TALUDES

La evaluación sistemática del peligro geológico potencial se puede realizar mediante dos procedimientos: El primero es una evaluación probabilística, que requiere la existencia de un catálogo de eventos geológico-geodinámicos superficiales, el cual posee información sobre la localización de cada uno de los eventos, fecha de ocurrencia, alguna clasificación sobre su magnitud (tamaño), atenuación de sus efectos (daños), trayectoria, etc. La severidad de los efectos o impactos de los fenómenos geológico-geodinámicos superficiales depende de la atenuación de la energía cinética del evento y la vulnerabilidad de los elementos impactados a lo largo de su trayectoria.

La segunda manera, es una evaluación determinística. Esta opción requiere la identificación y caracterización de los eventos extremos dentro un determinado intervalo de tiempo o tiempo de exposición de los elementos bajo peligro y en un área definida. Además, se debe conocer las funciones de atenuación de los efectos o impactos a lo largo de la trayectoria o trayectorias.

Sin embargo, si para una determinada área o región no existiese catálogos de eventos geológico-geodinámicos, ni evaluaciones de eventos máximos o extremos reconocidos, el nivel o grado de peligro geológico potencial se puede tipificar, mediante la estimación e integración de los grados de susceptibilidad de ocurrencia de los fenómenos geológico-geodinámicos superficiales en función del inventario de eventos pasados y de la respuesta a los factores: Físicos, geológicos, geodinámicos, ambientales y antrópicos del área o región de estudio. Este es el procedimiento que se aplica para la evaluación de los niveles o grados de peligro geológico potencial del área investigada.

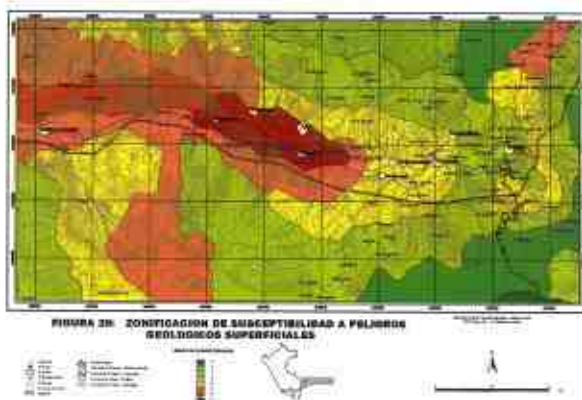
La estimación del grado de peligro geológico potencial, en función de susceptibilidad de ocurrencia de fenómenos geológico-geodinámicos superficiales, se hace siguiendo el procedimiento descrito por Ocola (1997), y otros autores como Varnes (1986), Ambalagan (1992) y Suárez (1998). En general, se considera los siguientes factores básicos: Litología, morfología, eventos geológico-geodinámicos superficiales históri-

cos ocurridos en el área, grado de pendientes, hidrología, vegetación, y fallamiento sísmicamente activo o potencialmente reactivable, y volcanidad (si fuese el caso). Cada uno de estos factores es categorizado de acuerdo a su grado de influencia o importancia, dando así, las bases y significado físico de los mapas de peligro geológico potencial.

PRINCIPALES EVENTOS GEOLÓGICOS SUPERFICIALES EN EL VALLE DEL RÍO COLCA

Avalancha de Escombros del Volcán Hualca Hualca

El volcán "Nevado Hualca Hualca" (Altitud: 6,025 m snmm) es el volcán más antiguo del complejo volcánico pleistocénico: Ampato – Sabancaya - Hualca-Hualca. Este volcán se encuentra ubicado a 90 km, aproximadamente, al norte de la ciudad de Arequipa, en el sur de Perú. Durante el Pleistoceno tardío, el flanco noreste del volcán Hualca Hualca colapsó, originando una avalancha de escombros que recorrió una trayectoria de 12 km hasta el área ocupada actualmente por la Compañía Minera Madrigal, en la margen derecha (opuesta) del río Colca. La avalancha cubrió un área mínima de 27.7 km², considerando un espesor promedio de 200 m, se calcula un volumen de 1.3 km³. Los depósitos de la avalancha alcanzaron espesores de 50 m y más, en algunos puntos del lecho del río Colca. Como resultado, el río Colca se represó formando un lago. El espejo de agua abarcó las áreas ocupadas actualmente por los centros poblados situados entre Madrigal y Chivay.



Cálculos de las diferencias de alturas entre la fuente y los depósitos terminales y pendientes, indican que la avalancha alcanzó una velocidad máxima aproximada de 250 km/h en las inmediaciones de lo que en la actualidad es la Mina Madrigal, a 12 km al norte de la fuente.

Paleolagos Colca y Canocota

El Paleolago Colca se formó debido al represamiento del río Colca por la avalancha de escombros del volcán Hualca Hualca. El segundo paleolago se formó por el emplazamiento de una lava fisural en las inmediaciones de Canocota. Los depósitos lacustres respectivos afloran profusamente entre las localidades de Sibayo y Cabanaconde.

Las características sedimentológicas y estratigráficas de los depósitos de los dos paleolagos mencionados son diferentes entre sí. Por ejemplo, los depósitos lacustrinos que corresponden al Paleolago Colca se caracterizan por presentar una secuencia de limos gris-amarillento claro, medianamente compactados, y bien estratificados. Se identifica una serie de eventos, como ripples, marcas de erosión de corriente, estructuras de carga, entre otras, registrados en la estratigrafía dentro de esta cuenca; que hacen presumir una dinámica muy activa durante el período de existencia de este paleolago, generándose períodos de levantamientos y hundimientos del espejo de agua; ya sea por fenómenos tectónicos y/o crisis climáticas.

El Paleolago Colca fue más profundo que el Paleolago Canocota. Los afloramientos lacustres más conspicuos se encuentran en el sector de Lar. En esta localidad, los sedimentos alcanzan espesores hasta 200 m.

Los depósitos lacustres del Paleolago Colca están bien representados en las inmediaciones del poblado de Achoma.

En cambio, el Paleolago Canocota fue de menor área de espejo de agua y más somero que el Paleolago Colca. Los afloramientos lacustrinos no alcanzan a más de 90 m de espesor como máximo. Otra característica del Paleolago Canocota es que sus afloramientos son más masivos y más compactos que los del Paleolago Colca. Por el grado de conservación y considerando una velocidad de erosión similar en ambos paleolagos, se infiere que el Paleolago Canocota es más antiguo que el Paleolago Colca.

VIGILANCIA DE DESLIZAMIENTOS

El IGP inició la vigilancia geodésica de los principales deslizamientos activos en el valle del Colca (Maca, Lari y Madrigal) el año 2000. Los datos de campo se adquirieron con receptores GPS TRIMBLE (modelo 4100SS1) de doble frecuencia. El procesamiento de la información se ejecutó con el software GAMIT, proporcionado por el MIT (USA).

Los resultados de la vigilancia GPS de los deslizamientos, datos de los años 2000 y 2001, muestran que: El deslizamiento de Maca sigue activo, el deslizamiento de Lari está relativamente estable, la parte inferior (pie) del deslizamiento de Madrigal está activo: Se ha asentado más de 1.5 m verticalmente en casi un año.

El área total desestabilizada de los tres deslizamientos principales (Lari, Madrigal y Maca) en conjunto es, aproximadamente, de 15 km². Sin embargo, la interpretación de las fotografías aéreas de 1955, 1973 y 1998, documentan un incremento total del 9.3% por año, del área de los terrenos desestabilizados.

CONCLUSIONES

1. El evento geológico máximo en el área de estudio lo constituye la avalancha de escombros que originó el represamiento del cauce del río Colca, como consecuencia del colapso del flanco noreste del volcán Hualca Hualca. La avalancha se desprendió del flanco izquierdo del valle y cabalgó sobre el flanco derecho del valle hasta un tercio, aproximadamente, de la altura de origen. La magnitud de este evento geológico corresponde a un área de 27.7 km² y un volumen de 1.3 km³. Los depósitos de este evento geológico alcanzaron, en algunos puntos, más de 50 m de espesor represando el río Colca y formando un paleolago. El paleolago abarcó las áreas ocupadas el día de hoy por los poblados situados entre Madrigal y Chivay. De las características de la trayectoria del evento, se estima que la avalancha de escombros proveniente del volcán Hualca Hualca, alcanzó una velocidad máxima aproximada de 250 km/h.
2. La metodología desarrollada en el IGP, para la estimación del peligro geológico potencial, ha sido mejorado utilizando procesamientos digitales para el análisis y la interpretación de imágenes de sensoramiento remoto, definiendo, con mayor precisión, los parámetros del peligro geológico que se aplicaron al área de estudio. Se ha completado la tipificación de los indicadores de la susceptibilidad geológica, en especial, los del factor volcánica. Esto ha sido posible, gracias a los resultados de la evaluación de la peligrosidad de la actividad volcánica en el sur de Perú realizada por el IGP y el IRD en la última década.
3. El grado de peligro, debido a fenómenos geológicos-geodinámicos superficiales, en una escala

de 0-10 grados, muestra que los centros poblados de Pinchollo, Maca, Lari y Madrigal tienen un grado de peligrosidad geológica de 9, Tapay grado 8, Cabanaconde, Canocota, y Tuti grado 7, Coporaque, Yanque, Ichupampa y Achoma grado 6, Chivay grado 5.

4. La vigilancia de los deslizamientos de Lari, Maca y Madrigal por técnicas de geodesia satelital, utilizando GPS con el método diferencial, evidencia que dichos deslizamientos siguen activos.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ambalagan R. 1992. *Terrain evaluation and landslide hazard zonation for environmental regeneration and land use planning in mountainous terrain. Proceedings of the Sixth International Symposium on Landslides, Christchurch, USA.* pp 861-871.
- Gómez, J. y L. Ocola 2000. *El sismo de Oxapampa, Perú del 06-05-1997 y el peligro geológico. Vol. Resúmenes X Congreso Peruano de Geología. Sociedad Geológica del Perú. Lima, Perú*
- Ocola L. 1993. *Evaluation and mitigation of geologic hazards: Classroom Notes. University of Wisconsin – Madison. Madison, Wisconsin, USA.*
- Ocola L. 1997. *Procedimiento para la evaluación del peligro geológico: Movimiento de masas terrígenas. Vol Resúmenes, IX Congreso Peruano de Geología. Sociedad Geológica del Perú. Lima, Perú*
- Ocola L. y J.C. Gómez. 2003. *Mapa de Susceptibilidad y Peligros Geológicos: Oxapampa. Atlas de Peligros Naturales del Perú. INDECI-PNUD. Lima, Perú.*
- Ocola L. y J.C. Gómez. 2005. *Size and magnitude scales for surface geological phenomena hazard assessment: An exercise in the Colca Valley.*
- Suárez D.J. 1998. *Deslizamientos y Estabilidad de Taludes en Zonas Tropicales. Escuela de Ingeniería Civil, Universidad Santa Fé, Colombia.*

LUMINISCENCIA COSISMICA EN PERU

Leonidas Ocola

Instituto Geofísico del Perú

INTRODUCCION

Uno de los fenómenos cosísmicos extraordinarios que ocurrió el 15 de agosto del 2007, fue las luces atmosféricas observadas en una extensión territorial muy grande. Este fenómeno se observó con una intensidad extraordinaria y causó gran alarma, preocupación e impacto en las personas, particularmente, en la zona epicentral. La preocupación se generó por la intensidad y lo inusual de la fenomenología. Sin embargo, este fenómeno no es el primero que se observa en el Perú. El 9 de marzo de 1960, se observó luces en las ciudades de Arequipa, Mollendo y Camaná, durante un sismo de magnitud 6.1 Pas. Al final del presente documento, se hará una breve descripción de los testimonios recabados.

El sismo del 15 de agosto 2007 se inició a las 18 h 40 min 50 s (Tiempo Local), frente a las localidades de Tambo de Mora – Chincha Baja, a una profundidad de 40 km y con una magnitud de 7.9 Mw (Tavera et al., 2007). El sismo desestabilizó una región con proyección en la superficie terrestre de ~200 km de largo por ~100 km de ancho, en promedio. Un elemento notable en la fenomenología de esta fuente sísmica es la rotura de dos asperezas: Una frente a Tambo de Mora - Chincha Baja, y la otra frente a Sacasemita-Lagunillas: Sector sur y oeste de la Península Paracas, Figura 1. La primera es más profunda, la segunda es más superficial y más cerca de la fosa marina, y el tiempo de ruptura entre las dos asperezas es de 60 segundos (Perfettini, 2008). La rotura de las asperezas corresponde a los dos máximos de las sacudidas sísmicas del terreno en la superficie, según documentan los registros sísmológicos del IGP (Tavera et al., 2007). La duración del sacudimiento del suelo fue extraordinaria, más de dos

minutos. Ocurrió un gran número de réplicas. Muchas de ellas sentidas por la población, especialmente, en la zona epicentral. Tavera et al. (2007) reportan un registro de 3060 réplicas en las estaciones sísmicas de Guadalupe y Zamaca a 150- y 180-km del epicentro, respectivamente. Ambas localidades están muy cerca al límite de la proyección, en la superficie del terreno, del límite de la zona de ruptura. Este gran número de réplicas implica que entre la ocurrencia del sismo y el 27 de agosto, hubo 10-11 réplicas por hora.

La severidad de sacudimiento del terreno en superficie fue más violenta en la vecindad de Tambo de Mora, frente a la aspereza A1, y en la vecindad de la aspereza A2: Sacasemita-sur de la Península Paracas. En la vecindad Tambo de Mora, la violencia de la liquefacción de terrenos fue extraordinaria y las grandes aberturas, eyección de chorros de agua, hundimiento de viviendas, etc., fueron espectaculares. En la vecindad de la aspereza A2, los terrenos fueron más competentes: En las limolitas Paracas, se produjeron muchas grietas, como se muestra en la Foto 1. Esta grieta está en terreno seco, lejos del borde del acantilado que da a la playa Sacasemita. Esta es la zona de máxima violencia del sacudimiento sísmico.

El presente documento tiene por objetivo documentar las condiciones físicas en las cuales se produjeron las luces cosísmicas del terremoto de Pisco del 15 de agosto del 2007, resumir los testimonios de las observaciones de campo de los pobladores en el territorio afectado por el sismo. Así mismo, se describe brevemente experimentos de laboratorio relevantes directamente a la producción de luminiscencia. Finalmente, se intenta sistematizar e integrar los informes sobre las diferentes etapas del fenómeno lumínico que se observó.

PARAMETROS DE LA FUENTE SÍSMICA
TERREMOTO DE PISCO

HIPOCENTRO:
TIEMPO DE ORIGEN:
18 H 40 MIN 58.0 S (T.L.)

POSICION:
- LAT.: 13.67° S
- LON.: 76.76° W
- PROF.: 40 KM

MAG.: 7.9 Mw

MEC.FOCAL: INVERSO (IGP)

HIPOCENTROIDE:
TIEMPO DEL CENTROIDE:
18 H 41 MIN 57.9 S (T.L.)

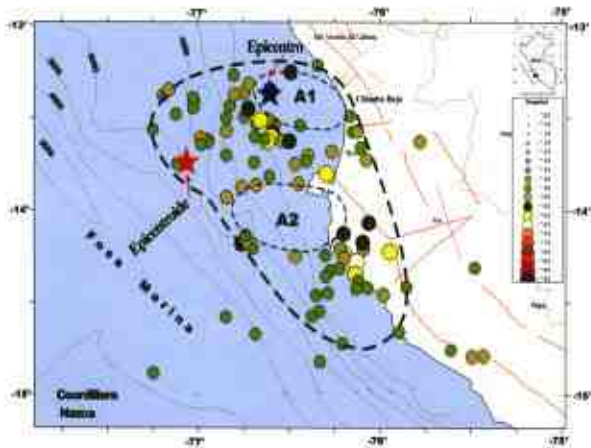
POSICION:
- LAT.: 13.73° S
- LON.: 77.04° W
- PROF.: 33.8 KM

MAG.: 8.0 Mw

MEC.FOCAL: INVERSO (HRV)

ZONA EPICENTRAL:

Sismos con magnitud igual o mayor a 4.5 mb, datos del NEIC, Periodo: Agosto 15, 2007 – Febrero 1, 2008. Proyección en superficie del área de ruptura y bordes de asperezas (A1 y A2).



VIOLENCIA DEL SACUDIMIENTO DEL TERRENO:

Vista de grietas hacia el S en la Formación Paracas cerca de la Playa Sacasemita ~33 km S de Paracas. Grietas paralelas a más de 40 m del borde del acantilado. Ancho de grieta: ~10 cm.



CONDICIONES OCEANOGRÁFICAS-
ATMOSFÉRICAS

Condiciones Astronómicas:

- SOL:
- OCASO: 18 H 01 MIN (T.L.)
- LUNA:
- FASE: LUNA NUEVA
 - DISCO ILUMINADO: 8-9%
 - ALTURA SOBRE HORIZONTE: 22° 44'
 - A LAS 18 H 40 MIN (T.L.)
 - OCASO: 20 H 16 MIN (T.L.) [PISCO]

SISTEMATIZACIÓN DE LOS TESTIMONIOS
DE LA POBLACIÓN SOBRE LOS FENÓMENOS
LUMINOSOS COSÍMICOS

FENOMENOS	CODIGO	COLORES	CODIGO
LUZ LOCALIZADA	L	BLANCO	b
ILUMINACION GENERAL DEL AMBIENTE	I	AMARILLO	a
ILUMINACION GENERAL DEL FIRMAMENTO	Y	ANARANJADO	na
DESTELLO	D	NARANJA	n
RAYO LUMINOSO	R	AZUL	z
SONIDO COMO REVENTAZON	Si	CELESTE	zb
SONIDOS INDEFERENCIADOS	SI	VIOLETA	v
LUCEs COMO DE ESTRELLAS FUGACES	F	MORADO	m
BOLAS LUMINOSAS	B	ROJO	r
		ROJO SANGRE	rs
		ROJO INCANDESCENTE	ri
		LUZ MULTICOLOR	lm
		COMO LUZ DE LLAMA DE GAS	lg
		LUZ DE DIA	ld

DISTRIBUCIÓN DE PUNTOS DE VALUACIÓN

Los números corresponden a las principales localidades evaluadas sobre la ocurrencia de luces cósmicas.



No.	Lugar	Dir. Común	Observaciones		Estado	Punto Común	Grados	Código		Fecha de la Observación
			Color	Forma				Color	Forma	
1	PERIENOMOS									15.12
2	PERIENOMOS									15.12
3	PERIENOMOS									15.12
4	PERIENOMOS									15.12
5	PERIENOMOS									15.12
6	PERIENOMOS									15.12
7	PERIENOMOS									15.12
8	PERIENOMOS									15.12
9	PERIENOMOS									15.12
10	PERIENOMOS									15.12
11	PERIENOMOS									15.12
12	PERIENOMOS									15.12
13	PERIENOMOS									15.12
14	PERIENOMOS									15.12
15	PERIENOMOS									15.12
16	PERIENOMOS									15.12
17	PERIENOMOS									15.12
18	PERIENOMOS									15.12
19	PERIENOMOS									15.12
20	PERIENOMOS									15.12

CARACTERÍSTICAS DE LA ILUMINACIÓN – 1:

- Línea gruesa discontinua: Proyección de zona de ruptura
- Línea punteada: Proyección de las asperezas A1 y A2
- Línea discontinua débil: Distancia horizontal al límite de zona de ruptura
- Subíndices: Código de los colores de la luz.
- Superíndices: dirección de propagación vertical del destello.



CARACTERÍSTICAS DE LA ILUMINACIÓN - 2:

- Línea gruesa discontinua: Proyección de zona de ruptura
- Línea punteada: Proyección de las asperezas A1 y A2
- Línea discontinua débil: Distancia horizontal al límite de zona de ruptura
- Subíndices: Código de los colores de la luz.
- Superíndices: dirección vertical de propagación del rayo.



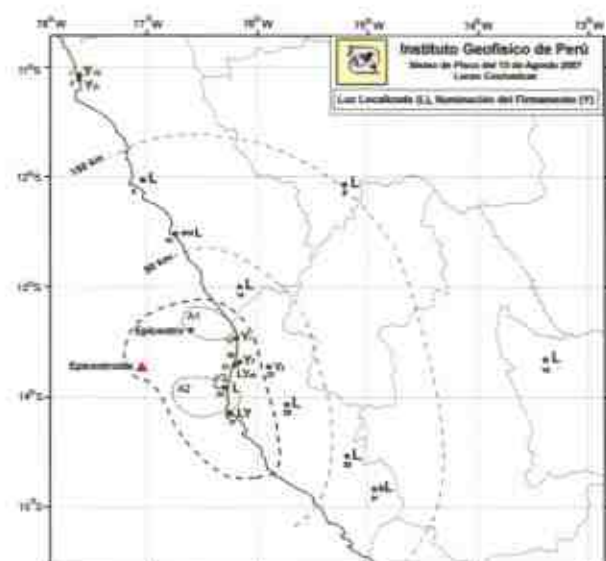
CARACTERÍSTICAS DE LA ILUMINACIÓN – 3:

- Línea gruesa discontinua: Proyección de zona de ruptura
- Línea punteada: Proyección de las asperezas A1 y A2
- Línea discontinua débil: Distancia horizontal al límite de zona de ruptura
- Subíndices: Código de los colores de la luz.
- Superíndices: dirección de propagación de las estrellas fugaces



CARACTERÍSTICAS DE LA ILUMINACIÓN – 4:

- Línea gruesa discontinua: Proyección de zona de ruptura.
- Línea punteada: Proyección de las asperezas A1 y A2
- Línea discontinua débil: Distancia horizontal al límite de zona de ruptura.
- Subíndices: Código de los colores de la luz.



VISTAS FIJAS DE VIDEOS DE ALGUNOS FENOMENOS LUMINOSOS COSÍSMICOS

Secuencia de imágenes tomadas con una cámara Video e4kodam en fracciones de segundo:

Primera imagen, antes del destello; segunda a octava imagen durante el destello y novena imagen, fracciones de segundo después del destello.



Secuencia de imágenes que muestran los diferentes tipos de iluminación que se habrían presentado durante el evento sísmico: Primera imagen con una luz blanquecina y gradación al azul pasando por un tinte morado; segunda imagen con luz blanca y gradación al azul; tercera imagen con luz blanca generalizada; cuarta y quinta imagen con luminosidad rojiza (Vid.s Liveleak y Chiripancenita).

Terremoto en Lima y luces en el cielo



Luces extrañas en el cielo durante el terremoto



Luces rojas en el cielo

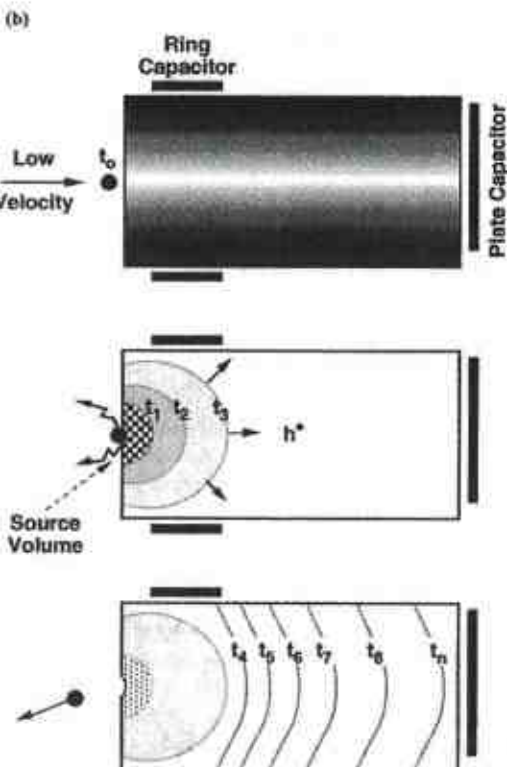
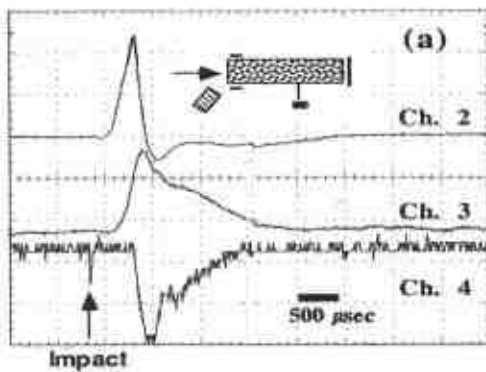


EXPERIMENTOS DE LABORATORIO QUE DOCUMENTAN CAMPOS ELECTRICOS Y MAGNETICOS Y EMISIONES DE LUZ

(a) REGISTROS DE EXPERIMENTOS DE IMPACTO A BAJA VELOCIDAD EN ROCAS:

- Canal 2: Arribo de la carga positiva al sensor capacitivo del extremo frontal
- Canal 3: Arribo, ligeramente tardío de la carga al sensor capacitivo en el extremo posterior de la muestra.
- Canal 4: Pequeña señal de luz al impacto debido a la triboluminiscencia. *Flash de luz retardado.

(b) REPRESENTACION ESQUEMATICA de la generación de cargas positivas en un volumen pequeño cerca al punto de impacto y su propagación a lo largo del eje del cilindro de la muestra de roca (Freund, 2003, Fig. 3).

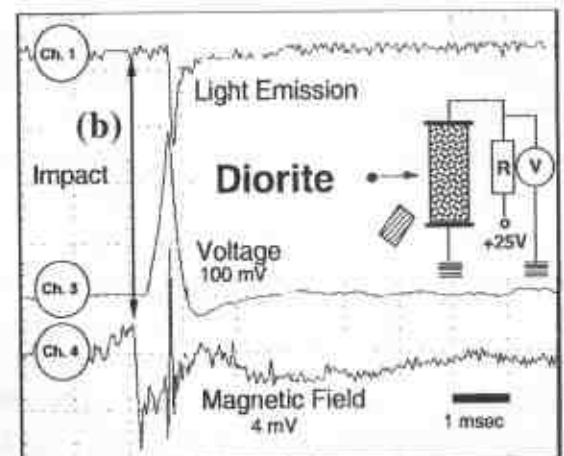
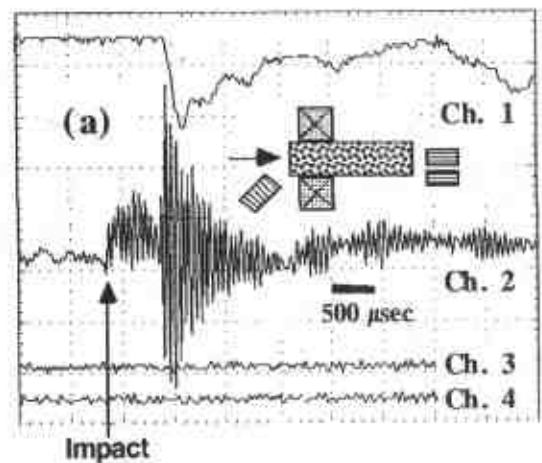


(a) EXPERIMENTOS DE IMPACTO A BAJA VELOCIDAD: Impacto frontal

- Canal 1: Flash de luz.
- Canal 2: Emisión electromagnética (EM) de alta frecuencia al tiempo del impacto y posterior. Coincidencia entre el flash de luz y el "spike" en la emisión electromagnética confirma que la luz viene de una descarga de corona del frente de la roca.

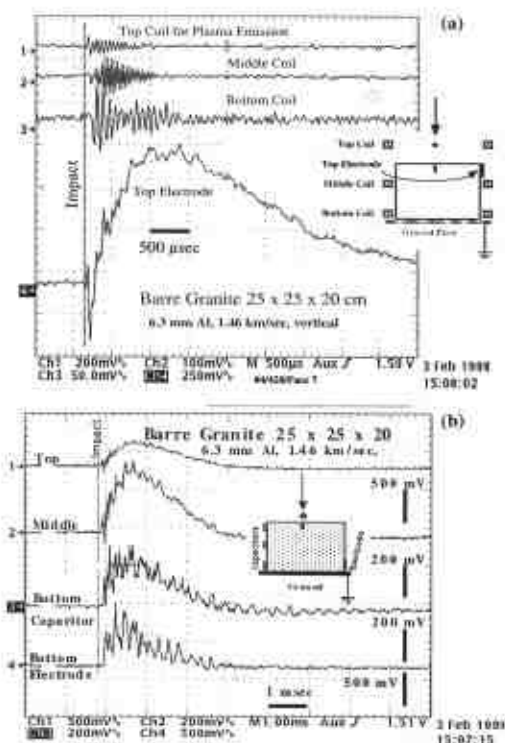
(b) EXPERIMENTOS DE IMPACTO A BAJA VELOCIDAD: Impacto por el costado

- Roca: Diorita: Se vuelve conductora cuando la nube de cargas "p-holes" (cargas positivas) se propaga del punto de impacto al volumen de la roca.
 - Canal 1: Emisión de luz
 - Canal 3: Registro del arribo de las cargas positivas (voltaje)
 - Canal 4: Registro del campo magnético
- Coincidencia temporal de los arribos de los picos de luz, campo eléctrico y campo magnético: Indica una descarga de corona (Freund, 2003, Fig. 4).

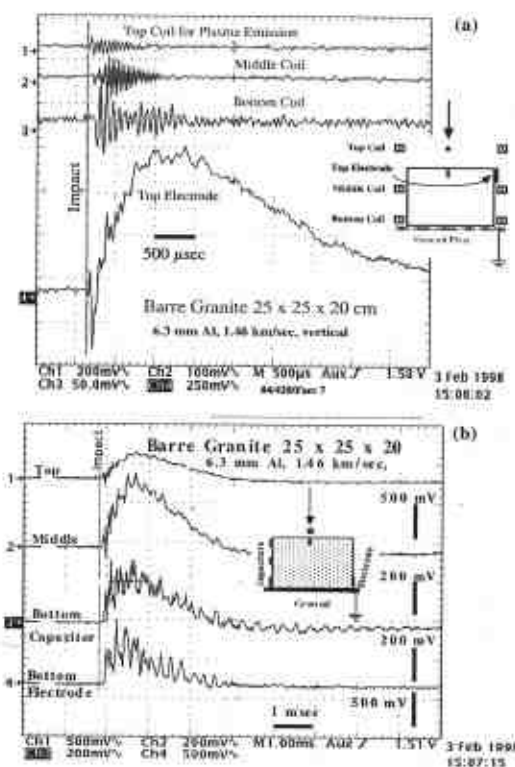


(a) EXPERIMENTOS DE IMPACTO A MEDIANA VELOCIDAD:

- Roca: Granito en el vacío
- Velocidad de impacto: 1.5 km/s
- Registro de sensores magnéticos (Tres bobinas):
- Canal 1 - Punto elevado: Registro EM de la columna de plasma que se eleva del punto impactado en la roca.
- Canal 2 - Punto medio: Propagación: ondas acústica y EM.
- Canal 3 - Cerca al fondo: Propagación: ondas acústica y EM.
- Canal 4 - Extremo opuesto: Electrodo de contacto cerca al tope.
- Cerca al tope y al fondo: Dos electrodos de contacto en lados opuestos registraron la corriente eléctrica que fluye del suelo a la roca.
- La flecha indica la dirección del impacto (Freund, 2003, Fig. 5)



- Canal 1 - Punto en el tope: Carga eléctrica que aparece en el tope de la roca
- Canal 2 - Punto medio: Carga eléctrica que aparece a la altura media de la roca
- Canal 3 - Cerca al fondo: Carga eléctrica que aparece en la base de la roca
- Canal 4 - Extremo opuesto: Electrodo de contacto cerca a la placa de tierra.
- La flecha indica la dirección del impacto (Freund, 2003, Fig. 5).



EXPERIMENTO DE LABORATORIO

- Descarga luminosa ("glow discharge")
- Fenómeno que se desarrolla cuando prevalece un fuerte campo eléctrico en un medio gaseoso.
- Los átomos y las moléculas se descomponen eléctricamente.
- Observar la gradación de colores:



- La luz es más blanca cerca al electrodo (la fuente). (Ilustración de www.glow-discharge.com)
- Ilustra: Luminiscencia en un plasma limpio.

(b) EXPERIMENTOS DE IMPACTO A MEDIANA VELOCIDAD:

- Roca: Granito en el vacío
- Velocidad de impacto: 1.5 km/s
- Registro de tres sensores capacitivos en una cara del block y un electrodo de contacto en la cara opuesta, cerca de la placa de tierra.

DEFINICION DEL PLASMA

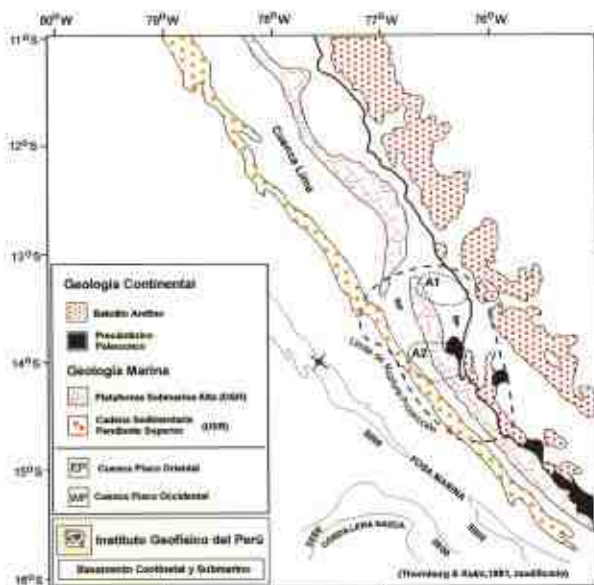
Con frecuencia se le denomina “el cuarto estado de la materia”, porque al añadir energía a un sólido lo convierte primero a líquido, luego a gas, y finalmente a un plasma. Debido a la existencia de plasmas “sucios”, plasma se define “como una colección de cargas positivas y negativas que no están atómicamente enlazadas la una a la otra” (Merlino et al, 2008).

Un plasma sucio (dirt plasma) es aquel plasma que contiene, además, partículas microscópicas de polvo (plasmas polvorientos)

Propiedades de plasmas polvorientos:

- Son eléctricamente neutros
- Una gran fracción de las cargas negativas está asociada con las partículas sólidas
- Esta asociación tiene efectos en varias clases de ondas de plasmas: Ondas acústicas de iones, ondas de baja frecuencia - ondas acústicas de polvo, etc.

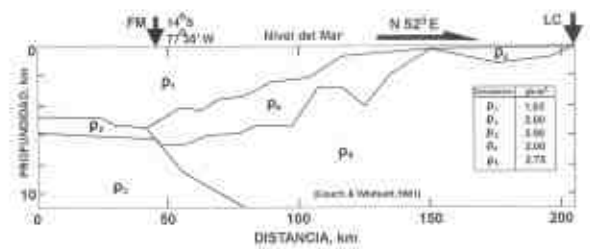
CONDICIONES NATURALES EN LA ZONA DE LA FUENTE SÍSMICA



BASAMENTO CONTINENTAL Y SUBMARINO:

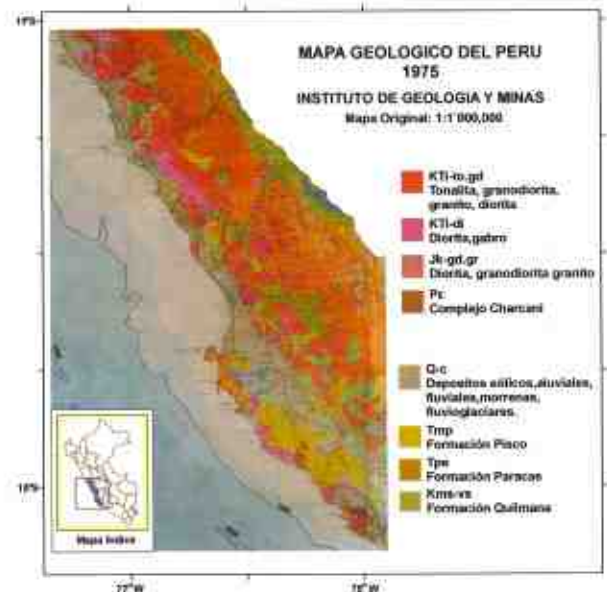
- Batolito Andino
- Cordillera de la Costa: Parte continental y marina indivisa
- Proyección de límite de zona de ruptura y asperezas (A1 y A2)
- La “X” marca posición de Perfil Geofísico de la corteza terrestre superior (Thornburg & Kulm, 1981)

Estructura de la Plataforma Continental frente a Pisco: Modelo



PERFIL DE LA CORTEZA SUPERIOR

- Zona de colisión de la Placa de Nazca y la Sudamericana
- Modelado en base de información gravimétrica y reflexión sísmica del Proyecto de la Placa de Nazca.
- El mismo material intrusivo-ígneo de la Cordillera de la Costa continúa bajo la Pendiente Continental hasta la fosa marina y zona de colisión de las placas tectónicas.



GEOLOGÍA CONTINENTAL:

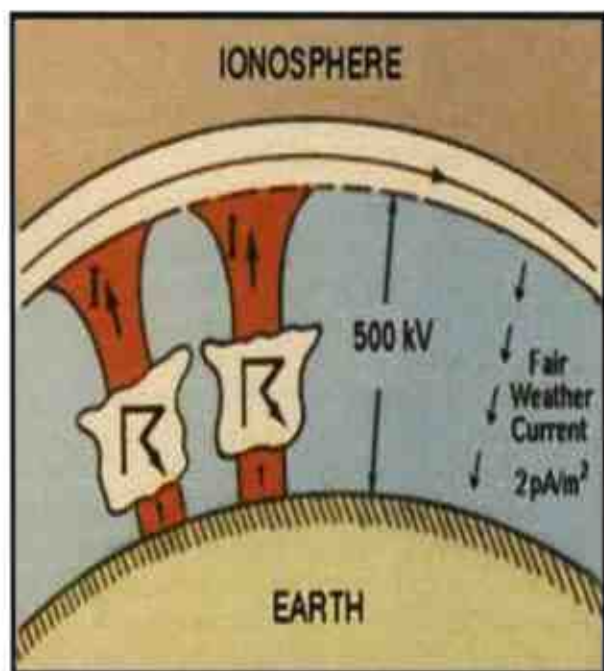
Zona de la luminiscencia cosísmica

- Isóbata de 1,000 m delinea bien la plataforma continental.
- La isóbata de 5,000 m marca zona profunda de la fosa marina Perú-Chile.
- Claramente diferenciados: La Cordillera de la Costa, la Peniplanicie y los Contrafuertes Andinos.
- Predominancia de rocas ígneas intrusivas y metamórficas

PROPIEDADES ELECTRICAS: CAVIDAD IONOSFERA – TIERRA

Condiciones Atmosféricas Normales

- Gradiente del potencial en superficie (GP): 120 V/m
- Densidad de corriente de conducción vertical: 3 pA/m²
- Conductividad del aire (nmm): 20 fS/m
- Potencial ionosférico: 240 kV
- Resistencia total de la atmósfera: 230 Ω
- Corriente total aire-tierra: 1,800 A.
- Resistencia columnar: 120 P Ω m² (Harrison, 2008)

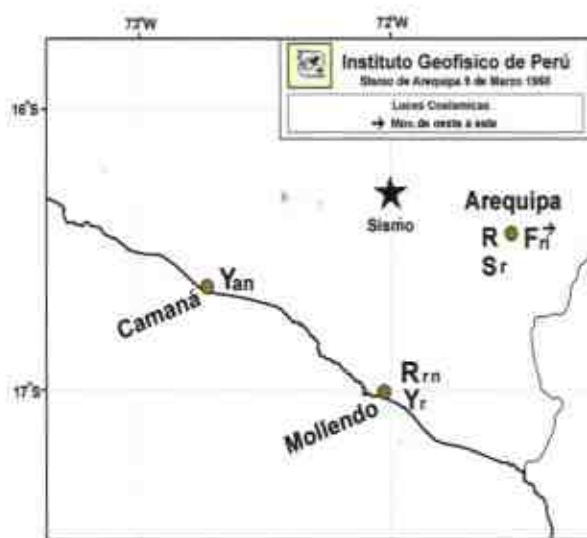


CAVIDAD IONOSFERA – TIERRA

- En condiciones atmosféricas normales: Diferencia de potencial eléctrico 200– 500 kV.
- Placa positiva: La Ionosfera Placa negativa: La Tierra.
- El aire de la atmósfera entre las placas funciona como un "plasma sucio".

OTROS CASOS DE LUMINISCENCIA COSISMICA EN PERU

SISMO DEL 9 DE MARZO DE 1960: AREQUIPA



Magnitud de 6.1 PAS. Réplica del terremoto de Arequipa del 13 de enero de 1960

FENOMENOS:

Y: Iluminación general del firmamento

R: Rayos

F: Iluminación como estrellas fugaces.

S: Sonido. Sr: Sonido como reventazón

Subíndices-colores:..an, anaranjado; rn, rojo naranja; ri, rojo intenso.

EL TERREMOTO DEL 13 DE AGOSTO DE 1868:

Sacudimiento del terreno

TESTIMONIO DE E. J. Stevenson (Transcripción de E. Silgado 1992)

- Observaciones en las llanuras entre la ciudad de Tacna y los cerros al pie de la cordillera (3-4 km de Tacna):
- Percibió un movimiento violento de arriba hacia abajo, y de un lado a otro. Difícil de mantenerse de pie:
- La amplia llanura subía y bajaba en pulsaciones rápidas.
- Estruendos subterráneos, no fuertes, sonaban con aterradora energía.

- Movimientos de terreno complicados y variados en dirección.
- Sintió impetuosos sacudimientos hacia arriba como si la corteza terrestre estuviera recibiendo una sucesión de tremendos golpes desde abajo
- Duración del terremoto 4.5 minutos (Silgado, 1992, p53).

LUMINISCENCIA TERREMOTO DEL 13 DE AGOSTO DE 1868: Testimonio de E. J. Stevenson

“Una palmera grande que crecía en el arroyo no lejos de mí fue tan sacudida, que el ruido de sus hojas secas, me hizo que mirara a mi alrededor observando algo extraño y no natural en el aspecto de la Cordillera que hasta aquí no había notado, porque a frecuentes intervalos en el frente inmensamente largo de la cordillera occidental y visible desde la planicie aparecían nubes amarillas que inferí eran humo y polvo que estuvieron brotando de las montañas y cubriendo sus lados, una bella pero muy espantosa vista” (Silgado, 1992, p53). Las nubes amarillas que aparecían a frecuentes intervalos, se interpretan como luminiscencia del terremoto del 13 de agosto de 1868...

RESUMEN Y CONCLUSIONES

- 1.- El sismo de Pisco del 15 de agosto 2007 produjo un fenómeno de luminiscencia cósmica de gran magnitud, que fue visible a más de 400 km de distancia de la zona fuente
- 2.- La luminiscencia más intensa ocurrió en la vecindad de las asperezas sísmicas al frente de Tambo de Mora – Chíncha Baja y sur de la Península Paracas. La máxima intensidad reportada es aquella como la de luz de la llama que emite la soldadura autógena.
- 3.- Las condiciones litológicas y la acumulación de esfuerzos tectónicos en el área epicentral y vecinas, propuestas por Freund (2003) se cumplen para la generación de electricidad estática en la capa superficial rocosa de naturaleza dieléctrica por el proceso de generación de defectos positivos (“p-holes”) en la naturaleza cristalina de las rocas en la zona sismogénica
- 4.- La propagación de la ruptura en la zona de dislocación tectónica acelera la generación y transporte de las cargas eléctricas positivas hacia la superficie, a cuyo arribo y al sobre pasar el límite electrostático se provoca la descarga eléctrica en la capa límite de la atmósfera (capa atmosférica inmediata sobre la superficie de la Tierra) y desencadena el proceso de luminiscencia atmosférica por “descarga luminosa” (“glow discharge”) o corona (efecto de descarga por “puntas”) bajo la fuerte gradiente del potencial eléctrico en el plasma de la cavidad Ionósfera-Tierra. El plasma atmosférico emite luz porque la energía de los electrones y su densidad en número son suficientemente altas como para excitar los átomos y moléculas del aire.
- 5.- Durante la luminiscencia juegan un papel importante los procesos fisicoquímicos de fluorescencia, fosforescencia, desencadenamiento de procesos de multiplicación de la ionización por “avalancha”, y la variación en la composición y dinámica del aire que dan origen a las diferentes coloraciones, formas y clase de fenómenos.
- 6.- Los resultados de laboratorio de Freund (2003) sobre el proceso de carga electrostática de la superficie exterior del material dieléctrico (rocas) por la migración de defectos “p-holes” (cargas positivas), por sobrecargas de esfuerzos continuos en el tiempo, demuestran la ocurrencia de cambios en el campo eléctrico y magnético, además de la emisión de luz. Así mismo, registró cambios en estos campos debido a la deformación de la muestra de granito antes de alcanzar el estado de ruptura, por lo cual, preconiza que el registro de los cambios del campo eléctrico y magnéticos deben dar información premonitora a la ocurrencia de terremotos.
- 7.- Los terremotos de Pisco del 15 de agosto del 2007 (magnitud 7.9 Mw), el sismo de Arequipa del 9 de marzo de 1960 (magnitud 6.1 PAS), ambos con testimonios de testigos presenciales, y el gran terremoto del 13 de agosto de 1868 de Tacna-Arica (magnitud > 9 Mw) con un testimonio confiable, demuestran que el fenómeno de luminiscencia se presenta en los sismos de la costa occidental de Sudamérica y requiere una mejor documentación, estudio y vigilancia de la evolución de los fenómenos premonitores magnéticos y eléctricos.

La edición de este libro estuvo a cargo de Hernando Tavera,
el diseño, la diagramación e impresión
se realizó en el mes de noviembre de 2008
en los talleres de Ediciones Nova Print S.A.C.
Ignacio Merino 1546, Lince
Lima - Perú

© Cooperazione Internazionale (COOPI)
Coronel Zagarra 264 Jesús María
Telefax: (51-1) 471-0585
Correo electrónico: peru@coopi.org
www.coopi.org

© Instituto Geofísico del Perú (IGP)
Calle Badajoz 169, Mayorazgo IV Etapa
Teléfono: 317-2300
Correo electrónico: web@geo.igp.gob.pe
www.igp.gob.pe

© Institut de Recherche pour le Développement (IRD)
Calle Teruel 357, Miraflores
Telefax: (51-1) 441-3223
Correo electrónico: robert.dercole@ird.fr
www.peru.ird.fr

Hecho el Depósito Legal en la Biblioteca Nacional del Perú N° 2009-03785
Registro ISBN: 978-612-45466-1-7