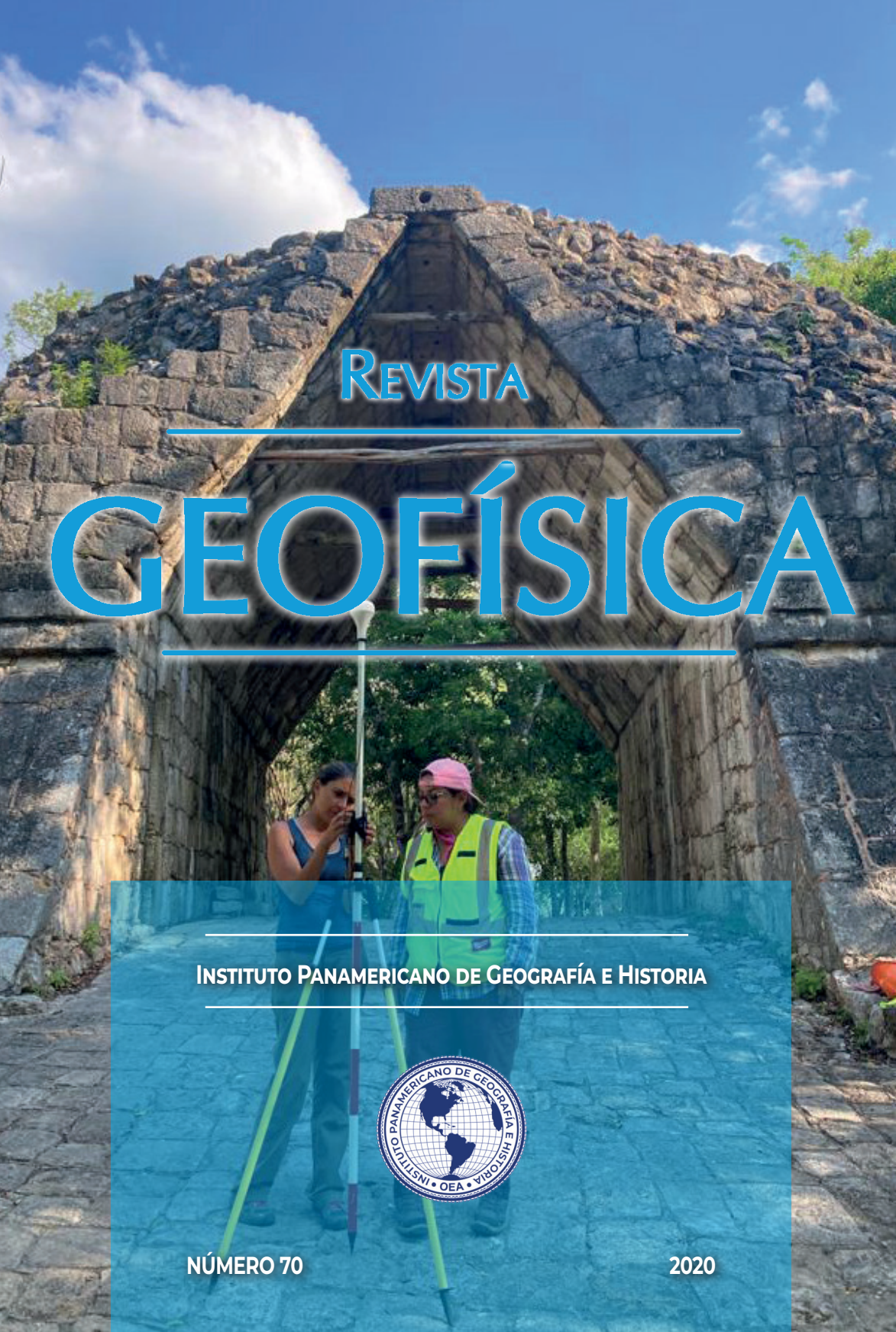

Revista
GEOFÍSICA

Instituto Panamericano de Geografía e Historia

NÚMERO 70 2020

AUTORIDADES DEL
INSTITUTO PANAMERICANO DE GEOGRAFÍA E HISTORIA
2022-2025

PRESIDENTE Dra. Patricia Solís (Estados Unidos)
VICEPRESIDENTE Lic. Rocsanda Pahola Méndez Mata (Guatemala)

SECRETARIO GENERAL
Mtro. Antonio Campuzano Rosales
México

COMISIÓN DE CARTOGRAFÍA
(Costa Rica)
Presidente:
MSc. Max Lobo Hernández

Vicepresidente:
MSc. Christian Núñez Solís

COMISIÓN DE GEOGRAFÍA
(Chile)
Presidente:
Dr. Hermann Manríquez Tirado

Vicepresidente:
Dr. Rodrigo Barriga Vargas

COMISIÓN DE HISTORIA
(República Dominicana)
Presidente:
Dr. Filiberto Cruz Sánchez

Vicepresidente:
Dra. Reina Cristina Rosario Fernández

COMISIÓN DE GEOFÍSICA
(Ecuador)
Presidente:
Dr. Mario Calixto Ruiz Romero

Vicepresidente:
Dra. Alexandra Alvarado Cevallos

MIEMBROS NACIONALES DE LA COMISIÓN DE GEOGRAFÍA

Argentina	Ing. Rodolfo García
Belice	
Bolivia	Cnl. DAEN. Darwing Román Rivera Gómez
Brasil	
Chile	Sr. Juan Carlos Báez
Colombia	Geól. Carlos Alberto Vargas Jiménez
Costa Rica	Dr. Erick Rivera Fernández
Ecuador	Mgs. Juan Gabriel Barros López
El Salvador	Ing. José Antonio González Magaña
Estados Unidos	Dr. Christopher L. Castro
Guatemala	Ing. Oscar Cruz Ramos
Haití	Dr. Kelly Guerrier
Honduras	
México	Dr. José Luis Macías Vázquez
Nicaragua	Sra. Iris Cruz
Panamá	Sr. Luis Santamaría
Paraguay	Lic. Rafael Fugarazzo
Perú	Dr. Juan Carlos Villegas Lanza
Rep. Dominicana	Dr. Eugenio Polanco Rivera
Uruguay	Cnel. Héctor Rovera
Venezuela	

Revista

GEOFÍSICA

número 70 • 2020

INSTITUTO PANAMERICANO DE
GEOGRAFÍA E HISTORIA

INSTITUTO PANAMERICANO DE GEOGRAFÍA E HISTORIA

REVISTA GEOFÍSICA
Publicación fundada en 1971
Indizada en las bases académicas: PERIÓDICA, EBSCO, Cengaje, JStor

Editor:
Dr. Juan Esteban Hernández Quintero
Instituto de Geofísica
Universidad Nacional Autónoma de México, México
Correo electrónico: geofisica_editor@ipgh.org
https://revistasipgh.org/index.php/regeofi

Comité Editorial:
Gerardo Cifuentes, Instituto de Geofísica, UNAM, Campus Morelia (México)
Norma Sánchez Santillán, Universidad Autónoma Metropolitana-Xochimilco, (México)
Silvia Miranda, Universidad Nacional de San Juan (Argentina)
Ayelen Pereira, CONICET (Argentina)
David Escobedo, Facultad de Ingeniería, UNAM (México)
Luiz Benyosef, Observatorio Nacional de Río de Janeiro (Brasil)
Manuel Araneda, SEGMI (Chile)
Ana Caccavari Garza, Instituto de Geofísica, UNAM (México)

Venta y distribución de publicaciones:
Departamento de Comunicación Social
Instituto Panamericano de Geografía e Historia
Apartado Postal 18879, 11870, Ciudad de México
Teléfonos: (5255) 5277-5888, 5277-5791 y 5515-1910
publicaciones@ipgh.org
https://ipgh.org | https://revistasipgh.org

Las opiniones expresadas así como el contenido y forma en notas, informaciones, reseñas y trabajos publicados en la Revista Geofísica, son de la exclusiva responsabilidad de sus respectivos autores. Los originales que aparecen sin firma ni indicación de procedencia son de la Dirección de la Revista.

Portada: Localización precisa de una estación Geomagnética mediante el uso de un Sistema de Posicionamiento Global (GPS) en la puerta de entrada al "Chichen Viejo", el área más antigua conocida de la Zona Arqueológica de la cultura Maya en Chichen Itzá, Yucatán, México (fotografía: Esteban Hernández).

© 2024 Instituto Panamericano de Geografía e Historia.

Revista Geofísica, núm. 70, enero-diciembre 2020, es una publicación anual editada por el Instituto Panamericano de Geografía e Historia, Ex-arzobispado núm. 29, Col. Observatorio, Delegación Miguel Hidalgo, C.P. 11860, Ciudad de México. Tels. (52-55)5277-5888, 5277-5791, 5515-1910, publicaciones@ipgh.org. Editor responsable: M.Sc. Juan Esteban Hernández-Quintero, geofisica_editor@ipgh.org. Reserva de Derechos al Uso Exclusivo núm. 04-2019-010811434800-203, otorgado por el Instituto Nacional del Derecho de Autor, ISSN (en línea): 2663-4015. Licitud de título y contenido: en trámite. Responsable de la última actualización de este número: Departamento de Comunicación Social del IPGH, Ex-arzobispado núm. 29, Col. Observatorio, Alcaldía Miguel Hidalgo, C.P. 11860, Ciudad de México, México | Fecha de última modificación: 16 de mayo de 2024.

Se autoriza cualquier reproducción parcial o total de los contenidos e imágenes de la publicación, incluido el almacenamiento electrónico, siempre y cuando sea para usos estrictamente académicos y sin fines de lucro, citando la fuente sin alteración del contenido y otorgando los créditos autorales.

Revista
GEOFÍSICA

Número 70 2020

CONTENIDO

Nota Editorial 5

Editorial Note 6

Artículos inéditos de investigación

Resolución de parámetros del terremoto del 3 de marzo de 1985 a partir de la distribución de las deformaciones

Resolution of the March 3, 1985 Earthquake (Chile) Parameters from the Distribution of Deformations

Manuel Araneda
María Soledad Avendaño
Edgar Kausel 9

Seismic moment tensor solutions and geophysical settings in the Philippine Sea basin mapped by GMT

Soluciones del tensor de momento sísmico y condiciones geofísicas en la cuenca del Mar de Filipinas mapeada con GMT

Polina Lemenkova 17

Aportes de la sismología a la reducción del riesgo

Contributions of Seismology to Risk Reduction

Mario Fernández Arce
Jorge Rodríguez Campos 35

Potencial destructivo generado por el terremoto de Ecuador del 16 de abril de 2016

Destructive Potential Generated by the April 16, 2016 Ecuador Earthquake

Carlos Daniel Frau
J. C. Vielma Pérez
A. Abel Zambrano Mejía
R. Aguilar Falconi 47

Caracterización geoeléctrica 4D, para la validación de técnica de remoción de capa superficial de sulfato de cobre en pilas de lixiviación

4D Geoelectric Characterization for Validation of a Technique to Remove the Copper Sulfate Surface Layer in Leaching Heaps

R. Borges
Y. Acosta 69

Reportes técnicos

Potencial sismogénico de fallas de rumbo dextrales en zonas de trasarco e intrarco de los Andes del sur: los casos de fallas El Tigre (Argentina) y el Sistema Liquiñe-ofqui (Chile)
Joaquín Cortés Aranda
Luis Astudillo Sotomayor
Laura Perucca
Juan Manuel Alcacer
Martín Rothis
Romina Onorato
Bruno Colavitto 85

Reseñas

***Exploraciones del Mundo Subterráneo. Un acercamiento al Gran Acuífero Maya*. Guillermo de Anda (Editor)**
Ana Caccavari Garza 105

Instructivo para autores 107

Nota editorial

Se presenta en este número el resultado del trabajo realizado por autores en Chile, Rusia, Costa Rica, Argentina, Ecuador y México. Los tópicos que aborda este número incluyen sismología, que representa un riesgo para la población. El tema aborda un llamado al uso de sistemas de alertamiento, y al estudio profundo del comportamiento de la sismicidad en diversas áreas del planeta. Así mismo, la aplicación de la prospección geo-eléctrica nos brinda una herramienta de gran utilidad en la mitigación de riesgos de carácter ambiental; además de un recurso para cuantificar la saturación del agua subterránea, un recurso vital que debe ser considerado estratégico.

En un ejercicio de análisis en la reseña incluida en este número, se demuestra que los esfuerzos trans e interdisciplinarios representan un panorama prometedor para abordar temas extensos y ciertamente complejos. En la reseña de *Exploraciones del mundo subterráneo. Un acercamiento al Gran Acuífero Maya*, se devela la gran variedad de proyectos ligados a un solo objetivo: analizar la sociedad que conformó el antiguo mundo maya, el cual actualmente está conformado por cinco países, y que, en el conocimiento actual, abarca 500,000 kilómetros cuadrados, incluyendo los grandes centros de desarrollo en Palenque, Calakmul, Tikal y Copán.

Los artículos presentados en este número 70 siguen demostrando el abanico de temas de riesgo en nuestras sociedades; la importancia de la geofísica en el ámbito de la mitigación y prevención no deja de ser primordial. Por otro lado, la capacidad de los métodos geofísicos para analizar las sociedades del pasado, enriquece el acervo de conocimiento de los Países Miembros. del Instituto panamericano de Geografía Historia (IPGH).

Se cumple una vez más, uno de los objetivos del IPGH, que consiste en la difusión del conocimiento y del trabajo que los profesionales en las Ciencias de la Tierra desarrollan en diversas entidades generadoras de conocimiento. El intercambio de experiencias en temas específicos, fomenta las relaciones entre los países de América, y del mundo entero.

J. Esteban Hernández-Quintero

Editor

Editorial Note

This issue presents the result of the work carried out by authors in Chile, Russia, Costa Rica, Argentina, Ecuador and Mexico. The topics addressed in this issue include seismology, which represents a risk to the population. The discussions involve a call for the use of hazards warning systems, and the serious study of the behavior of seismicity in several areas. Likewise, the application of geo-electrical prospecting provides us with a very useful tool in mitigating environmental risks; a resource to quantify groundwater saturation as well, knowing this as a vital resource that must be considered strategic.

The analysis included in this issue as a review, shows how trans and interdisciplinary efforts represent a promising panorama for addressing extensive and certainly complex issues. In the review "explorations of the underground world. An approach to the Great Mayan Aquifer", reveals the great variety of projects linked to a single objective: to analyze the society that made up the ancient Mayan world, which is currently made up of five countries, and which, according to current knowledge, covers 500,000 square kilometers, including the large development centers in Palenque, Calakmul, Tikal and Copán.

The articles presented in this number 70 demonstrate the range of risk phenomena in our societies; The importance of geophysics in the field of mitigation and prevention remains paramount. On the other hand, the capacity of geophysical methods to analyze past societies enhances the heritage of knowledge of the member countries.

Once again, one of the objectives of the Pan American Institute of Geography and History is fulfilled, which consists of the dissemination of knowledge and work that professionals in the Earth Sciences develop in various knowledge-generating entities, such as universities, institutes for example. This activity, enhance the exchange of experiences on specific topics among countries of America and the entire world.

J. Esteban Hernández-Quintero
Editor

Artículos inéditos de **investigación**

Revista Geofísica • 70 • 2020 • Artículos • 9-15
ISSN (impresa): 0252-9769 • ISSN (en línea): 2663-4015
DOI: https://doi.org/10.35424/rgf.i70.960
Este es un artículo de acceso abierto bajo la licencia CC BY-NC-SA 4.0

Resolución de parámetros del terremoto del 3 de marzo de 1985 a partir de la distribución de las deformaciones

Resolution of the March 3, 1985 Earthquake (Chile) Parameters from the Distribution of Deformations

Manuel Araneda[1]
Maria Soledad Avendaño[2]
Edgar Kausel[3]

Recibido el 18 de enero de 2021; aceptado el 8 de septiembre de 2022

Resumen

Variaciones de elevación registradas mediante medidas geodésicas, cambios de la componente vertical de la gravedad y observaciones directas de solevantamientos costeros, asociados al terremoto del 3 de marzo de 1985 cuya magnitud fue Ms=7.8, permitieron obtener un modelo estático de dislocación de la falla que ajusta adecuadamente con la ubicación de los hipocentros de las replicas.

El modelo consta con un segmento de falla con pendiente de 5° hacia el este, que se hace más inclinado en profundidad (22°- 25°) con deslizamiento de 0.4 a 0.6 m en la parte superficial y 1.8 a 2.1 m en la sección mas profunda. Estos resultados concuerdan con soluciones dinámicas obtenidas por otros autores e indican que gran parte del momento sísmico proviene de los tramos más profundos de la falla, donde se han encontrado las replicas de mayor magnitud.

Variaciones relativas de la gravedad observadas antes y después del terremoto indican que la ruptura se extendió hasta algo más al sur de Pichilemu. La información es insuficiente para estimar el límite norte de la ruptura.

Palabra clave: *sismología, asperezas, tectónica*

[1] Servicios Geofísicos en Minería e Ingeniería (SEGMI), Santiago, Chile, correo electrónico: segmi@netexpress.cl

[2] Servicios Geofísicos en Minería e Ingeniería (SEGMI), Santiago, Chile, correo electrónico: segmi@netexpress.cl

[3] FALTA ADSCRIPCIÓN.

Abstract

Elevation changes observed in geodetic surveys, changes in the vertical component of the gravity, and direct observations of coastal uplift, were associated with the Ms = 7.8 march 3, 1985 earthquake. A static dislocations model is proposed to both satisfy the elevation changes and the aftershocks distribution the model is divided two segments: a) from the trench, a shallow fault plane dipping 5°E with 0.4-0.6 m of displacement and b) form the continuation of the previous dislocation, a deeper fault plane dipping 22°-25°E with 1.8-2.1 m of slip.

These results are consistent with the dynamic solutions obtained by different authors and indicated that most of the moment release occurred in the deeper parts of the fault where the largest aftershocks took place.

Differences in the vertical component of gravity observed prior and after the main event, indicate that the rupture extended south of Pichilemu. There is insufficient information to estimate the northern bound of the rupture region.

Key words: *seismology, roughness, tectonic*

Introducción

Varios trabajos se han publicado respecto al proceso de ruptura del terremoto del 3 de marzo de 1985, en Chile. Barrientos (1989) resumen los principales resultados dando énfasis tanto en los aspectos en que hay acuerdo como en aquellos en que hay discrepancias. Christensen (1986), Choy(1988), Comte (1986) y Dziewonski (1985) hacen un detallado análisis del mecanismo, distribución de asperezas y propagación de la ruptura mediante modelación de la forma de las ondas de volumen.

Anderson (1986), Houston (1987), (1989) discuten el contenido de las altas frecuencias del terremoto de Valparaíso de 1985 respecto al terremoto de México durante el mismo año, haciendo uso de acelerogramas, señalando el mayor contenido de altas frecuencias en los registros del terremoto de Chile. Barrientos (1988) realiza una serie de estudios del mecanismo de ruptura del sismo de Valparaíso a partir de las deformaciones co-sísmicas de la superficie terrestre, detectada por nivelaciones efectuadas antes y después del terremoto, estos son muy interesantes en cuanto a confirmar parte de los resultados obtenidos por modelación de ondas de volumen en el campo lejano. La particular conclusión a que llegan Choy (1988) y Houston (1987) en el sentido que una proporción importante del momento sísmico proviene de la zona mas profunda de la ruptura. Choy (1988) interpreta los resultados como una evidencia de que las asperezas mayores de la superficie de falla estaban localizadas a 40-45 km bajo el continente. Esta característica la obtiene Barrientos (1988) en términos de mayores deslizamientos de la falla a profundidad en comparación con los movimientos registrados en zonas de falla mas someros próximos a la fase.

El método de inversión utilizado por Barrientos (1988) fija la geometría de la falla, rumbo y manteo de la superficie de falla y dirección del deslizamiento, en esta caso N10°E, 18°O y según la máxima pendiente respectivamente, y se busca la distribución de la magnitud del deslizamiento que mejor explique las deformaciones superficiales registradas por nivelaciones pre y post terremoto. La escasa cantidad de los perfiles de deformación superficial no permite la inversión simultánea de todos los parámetros desconocidos. Es por ello que Barrientos (1988) ajusta la distribución del deslizamiento sobre una superficie de falla de geometría dada.

Por supuesto la inversión puede hacerse fijando un grupo distinto de los parámetros. En este estudio se ha elegido determinar el manteo y deslizamiento medio de una falla de rumbo y dirección de deslizamiento dados. Esto permitirá conocer si la falla cambia de manteo en profundidad como lo sugiere la distribución de sismos que delinean el plano de Benioff en la región del terremoto. Dado que el único perfil de nivelación disponible, San Antonio a Santiago, tiene una dirección predominante oeste-este, pasando por Algarrobo y Casablanca, Figura 1 no es posible determinar con precisión la variación Norte-Sur, de los parámetros de la falla de manera que nuestra interpretación es esencialmente bidimensional, reflejando principalmente las características de ruptura en el entorno del perfil, es decir en la sección central de la falla, lejos de los extremos norte 32.5°S y sur 34.5°S.

En primer lugar se fijó el rumbo de la falla. Soluciones encontradas para el mecanismo focal a partir de movimientos de la onda P en el campo lejano con rumbos que varían entre N 20°E y N 20°O que reflejan la dirección general de la fosa marina y la costa de Chile central entre los 32°S y 34°S de latitud, Figura 1.

La Figura 2 muestra el efecto de proyectar los datos de la nivelación de San Antonio-Santiago en tres distintas direcciones A-A', B-B' y C-C'. La proyección O-E (A-A') es la mejor, hace coincidir los datos del extremo San Antonio-Algarrobo con los del tramo Algarrobo-Casablanca, por lo tanto esta dirección compatibiliza los datos con una interpretación bidimensional.

La Figura 3 nuestra los datos del perfil en la dirección A-A' con distribución de réplicas determinadas por Pardo (1986) a partir de los datos de la red local de estaciones sísmicas. En esta figura se ha agregado el rango de soluciones compatibles con las deformaciones superficiales y distribución de réplicas, haciendo uso de relaciones que expresan el deslizamiento en la superficie de un semi espacio homogéneo en función de la geometría de una dislocación plana en su interior. Se observa un tramo de la falla de inclinación 5°E con desplazamiento medio 0.52 m y un tramo más profundo de manteo 22°-25°E con deslizamiento de 1.8-2.1 m. La sensibilidad de la solución de las variaciones de los parámetros del modelo se puede ver en la Figura 4. En ella se ha modelado una falla de poca inclinación (5°E) de longitud total AC igual a la mostrada en la Figura 3. Un desplazamiento distribuido uniformemente sobre toda la falla de 0.6 m ajustar adecuadamente la deformación observada entre Casablanca y Santiago,

pero está muy lejos de explicar el solevantamiento costero. Por el contrario, un desplazamiento mayor de 2.3 m permite ajustar el solevantamiento costero, se desvía totalmente de los datos del interior del continente. La única forma de ajustar la razón solevantamiento costero/hundimiento interior igual a -4 es profundizar el extremo C de la falla aumentando la inclinación del tramo BC para disminuir el efecto sobre la subsidencia de la superficie terrestre entre Casablanca y Santiago. El punto B debe permanecer a menor profundidad con el objeto de ajustar el mayor solevantamiento costero. Es evidente que cambios en el tramo AB no afectan mayormente los resultados.

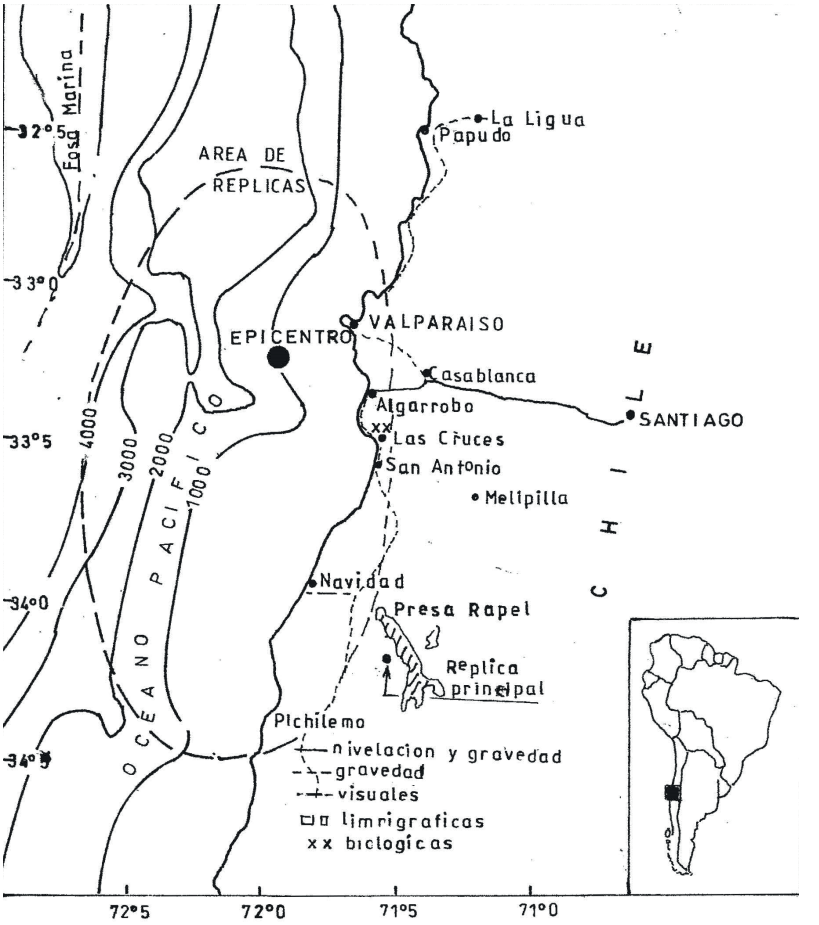

Figura 1. Plano de ubicación del terremoto con el área de réplicas.

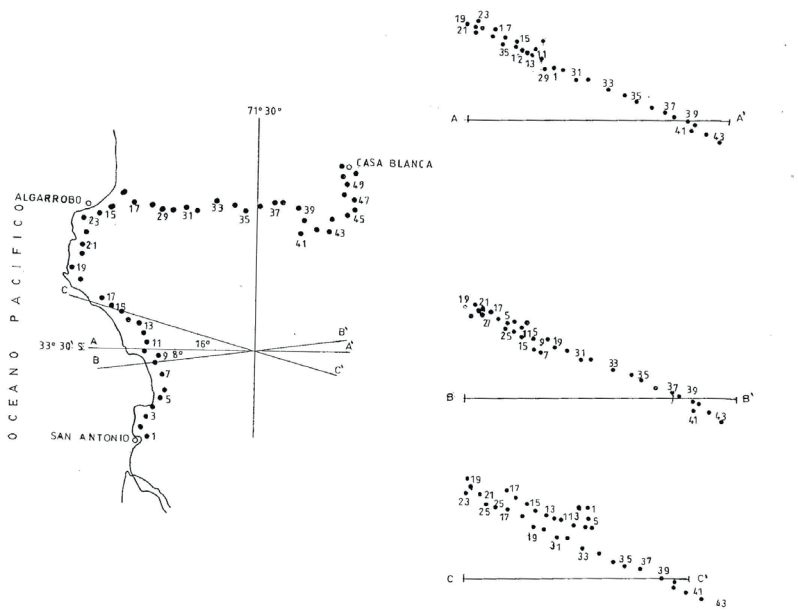

Figura 2. Datos de nivelación entre Santiago y San Antonio y proyección de los datos de nivelación entre Santiago y San Antonio en las direcciones A-A', B-B' y C-C'.

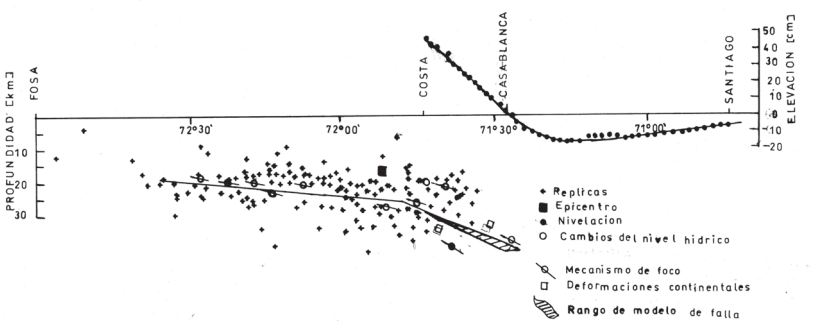

Figura 3. Deformación continentales observadas siempre que el desplazamiento sea claramente menor que el desplazamiento en el tramo.

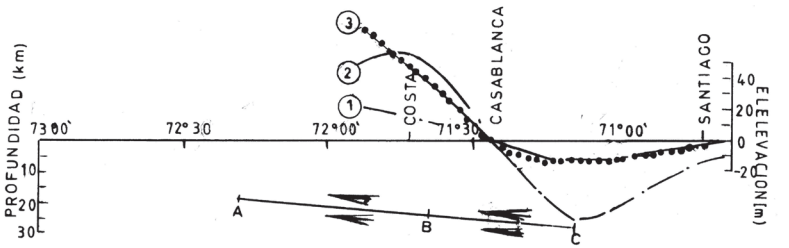

Figura 4. Ajuste de un modelo de falla inclinado en 5°.

Discusión de los resultados

El conjunto de soluciones obtenidas en este estudio muestran algunas características importantes. El manteo de la falla del sismo de Marzo de 1985, aumenta de 5° en el tramo marino a unos 22°-25° bajo el continente. El desplazamiento medio es también mayor en el tramo profundo que en aquel más cercano a la fosa. Estos resultados están de acuerdo con lo observado por Choy (1988) quien encuentra que la zona principal de la falla corresponde a una aspereza ubicada en el extremo mas profundo bajo el continente, zona donde se libera gran parte del total del momento sísmico. Se observa además que las réplicas mayores se ubican en esta misma región de la falla, lo que es aun de mayor interés es que los mecanismos de foco de estas réplicas muestran planos de falla con manteo de 20°-30° mientras que aquellas replicas ubicadas más cerca de la fosa marina tienen planos de falla no más de 10° de manteo hacia el Este. Estos resultados en Choy (1988) se ajusta muy bien a la variación del manteo del modelo bidimensional obtenido.

Con el objeto de limitar el plano de falla hacia el Norte y Sur se estudiaron las diferencias de gravedad, Araneda (1994) y (2006-2010) a partir de mediciones realizadas antes y después del terremoto de 1985. La Figura 5 muestra las diferencias (post sismo menos presismo) de las mediciones realizados

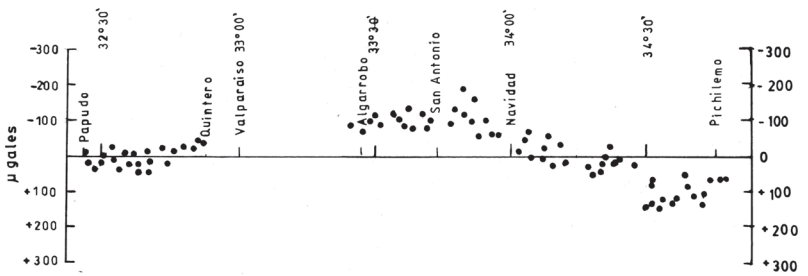

Figura 5. Muestra la diferencia post sismo menos presismo.

cerca de la costa entre La Ligua y Pichilemu. Valores negativos de g implican solevantamientos y valores positivos corresponden a hundimientos.

Las mediciones fueron hechas con dos gravimetros LaCoste Romberg entre La Ligua y Pichilemu. Las variaciones de gravedad confirman el solevantamiento de la costa detectado tanto por la nivelación entre Llolleo y Algarrobo como por observaciones visuales de lugareños, ver Figura 1. Sin embargo al sur de Navidad y norte de Pichilemu, la gravedad estaría indicando un hundimiento costero. En general la zona de Quintero-Pichilemu corresponde al tramo cubierto por las réplicas del terremoto y abarca por lo tanto la superficie de ruptura.

Referencias

Anderson, J. G., Badin, P., Brune, J. N., Prince, J., Singh, S. K., Quaas, R. and Onate, M., 1986. Strong ground motion from the Michoacan, México earthquake. *Science*, 233, 1043-1049.

Araneda, M., Avendaño, M. S. 1994. *Gravity variation in Central Chile, recent geodetic and gravity research in Latin America*, ed. By W. Torg Springer Verlag.

Araneda, M., Avendaño, M. S. 2006-2010. Observaciones gravimétricas y nivelaciones en el proceso del terremoto del 3 de marzo de 1985, Chile. *Revista Geofísica,* 62, Instituto Panamericano de Geografía e Historia.

Barrientos, S. E. y Kausel, E. 1989. Génesis y proceso de ruptura del terremoto del 3 de Marzo de 1985. *Revista de Geofísica*, 45 (2).

Barrientos, S. E. 1988. Slip distribution of the 1985 Central Chile earthquake. *Tectonophysics*, 145, 225-241.

Christensen, D. G. y Ruff, L. J. 1986. Ruptura process of the March 3, 1985 Chilean earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 13, 721-724.

Choy, G. L. y Dewey, J. W. 1988. Rupture process of an extended earthquake sequence: Teleseismic analysis of the Chilean earthquake of March 3, 1985. J. *Geophys. Res.*, 93 (B2), 1103-1118.

Comte D., Eisemberg, A., Lorca, E., Pardo, M., Ponce, L., Saragoni, R., Sigh, K., Suarez, G. 1986. The 1985 Central Chile earthquake: A repeat of previous great earthquake in the region. *Science*, 233, 449-453.

Dziewonski, A. M., Franzen, J. E., Woodhouse, J. H. 1985. Centroid moment tensor solutions for January-March. *P. Phys. Eart. Planet. Inter.*, 40, 249-258.

Houston, H. and Kanamori, H. 1987. Source spectra of great earthquake: Teleseismic constraints on rupture and strong motion. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 76, 19-42.

Houston, H. and Kanamori, H. 1989. Comparison of strong-motion spectra with Teleseismic spectra for the three magnitude subduction-zone earthquake, BSSA.

Pardo, M., Comte, D., Eisemberg, A. 1986. Secuencia sísmica de marzo en Chile Central. Proceedings 4tas Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica and Internacional Seminar on the Chilean earthquake of March 3, 1985. Viña del Mar, 2-4 Abril 1986: Tomo 1 A1-A15.

Revista Geofísica • 69 • 2019 • Artículos • 17-34
ISSN (impresa): 0252-9769 • ISSN (en línea): 2663-4015
DOI: https://doi.org/10.35424/rgf.i70.939
Este es un artículo de acceso abierto bajo la licencia CC BY-NC-SA 4.0

Seismic moment tensor solutions and geophysical settings in the Philippine Sea basin mapped by GMT

Soluciones del tensor de momento sísmico y condiciones geofísicas en la cuenca del Mar de Filipinas mapeada con GMT

Polina Lemenkova[1]

Recibido el 14 de julio de 2020; aceptado el 17 de noviembre de 2021

Abstract

The study is focused on mapping geophysical settings on the margins of the Philippine Sea Plate (PSP). Active volcanism and seismic situation along the margins of the Philippine Sea Basin (PSB) shows earthquake events demonstrating high seismicity of the region caused by tectonic plate subduction. The aim was to perform cartographic mapping of the earthquake events using Generic Mapping Tools (GMT) modules, to analyze seismic situation through visualization of the geophysical datasets. The data was processed by GMT using multi-source data: GEBCO, CMT and ISC seismic data. Technically, a set of GMT modules was used ('psmeca', 'psvelo', 'grdtrack', 'grdimage') for data modelling and mapping. An application of GMT functionality is presented by selected code snippets with selected code snippets for 'psmeca' and 'psvelo', 'img2grd', 'img2grd' modules. Current paper presents a report on the cartographic techniques applied for geophysical mapping. Centroid moment tensor solutions are visualized for shallow depth earthquakes of Mw <10 along the PSB margins from 1976 to 2010. Earthquakes along the tectonic plate subduction zone are shown by GMT. Data from Global Centroid-Moment-Tensor (CMT) Project. Presented and explained GMT code snippets contribute to the development of methods in geological mapping using GMT scripting toolset, for visualizing focal mechanisms.

Key words: *Mapping, cartography, GMT, earthquake, geophysics, Philippine Sea, geology*

[1] Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences. Department of Natural Disasters, Anthropogenic Hazards and Seismicity of the Earth. Laboratory of Regional Geophysics and Natural Disasters, Russian Federation, e-mail: pauline.lemenkova@gmail.com
ORCID: https://orcid.org/0000-0002-5759-1089

Resumen

El presente studio se enfoca al mapeo geofísico en los límites de la Placa Marina de Filipinas (PSP por sus siglas en inglés). En particular, la actividad volcánica y sísmica en los límites de la Cuenca del Mar de Filipinas (PSB por sus siglas en inglés), es evidente por la gran actividad en la region cuyo origen está relacionado con la subducción de esta placa tectónica. El objetivo consiste en realizar un mapeo cartográfico de los eventos sísmicos utilizando los módulos del programa "Generic Mapping Tools" (GMT), para analizar el estado de la actividad sísmica a través de la visualización de las bases de datos geofísicos. Los datos se procesaron utilizando GMT con el apoyo de diversas bases de datos sismológicos, tales como GEBCO, CMT y ISC. Técnicamente, se utilizaron los módulos de GMT en donde se observa su funcionalidad mediant el apoyo de fragmentos de diversos códigos (tales como 'psmeca', 'psvelo', 'grdtrack', 'grdimage') para el modelado y el despliegue de datos. Se presenta también una aplicación de los módulos de GMT mediante fragmentos de códigos particulares tales como 'psmeca', 'psvelo', 'img2grd', 'img2grd'. El presente artículo representa un informe sobre las técnicas cartográficas aplicadas al mapeo en geofísica. Las soluciones del tensor momento del centroide se visualizan para terremotos de poca profundidad de Mw <10 a lo largo de los márgenes de la PSB entre 1976 y 2010. Se muestran los terremotos a lo largo de la zona de subducción entre las placas tectónicas utilizando GMT utilizando los datos del Proyecto Global Tensor de Momento del Centroide (CMT, por sus siglas en inglés). El uso de fragmentos de código GMT presentados y explicados contribuyen al desarrollo de métodos en mapeo geológico utilizando el conjunto de herramientas de secuencias de comandos GMT, para visualizar mecanismos focales.

Palabras Clave*: Mapeo, cartografía, GMT, terremoto, geofísica, mar de Filipinas, geología.*

1. Introduction

Geomorphological evolution of the oceanic trenches is largely controlled by a variety of factors including geological settings, tectonic plate movements and geomorphological profiling (Fujioka *et al.,* 2002; Gong *et al.*, 2017; Lemenkova, 2018; 2019a; 2019b), geophysical processes (Ogawa *et al.*, 1997; Hall *et al.*, 1995a; Seekings & Teng, 1977), submarine volcanism and slope steepness (Ozawa *et al.*, 2004; Lemenkova, 2019c, 2020f) inducing intensity of sedimentation and marine biological factors contributing to the sediment supply. Earlier studies on oceanic trenches highlighted relationship between the geomorphic patterns of the deep-sea channels, submarine fans and their topography related to the mid-ocean ridge tectonics, volcanism and dynamics of the Philippine back arc (Menard, 1955; Chang *et al.*, 2007; Fujioka *et al.*, 1999, Lemenkova, 2019d; Hall *et al.*, 1995b), as well as earthquakes and gravitation (Lin & Lo, 2013). Double seismic zone beneath the Mariana Island arc is explained (Samowitz & Forsyth, 1981) by the following conceptual scheme of the processes of the global plate tectonics.

Subduction of the cooled plate into the mantle causes formation of the deep ocean trenches where, as a consequence, earthquakes and tsunamis originate.

Active volcanism and seismic situation around Philippine Sea margins (Figure 5) shows earthquake events demonstrating high seismicity of the region caused by tectonic plates subduction. Subducting lithospheric plates act as giant radiators of the heat cooling, thickening, and progressively subsiding from ridge to trench. As a result, spreading seafloor, affected by moving plates, creates an axial rift, corrugated hills, and ridges, formed by the nearby faults.

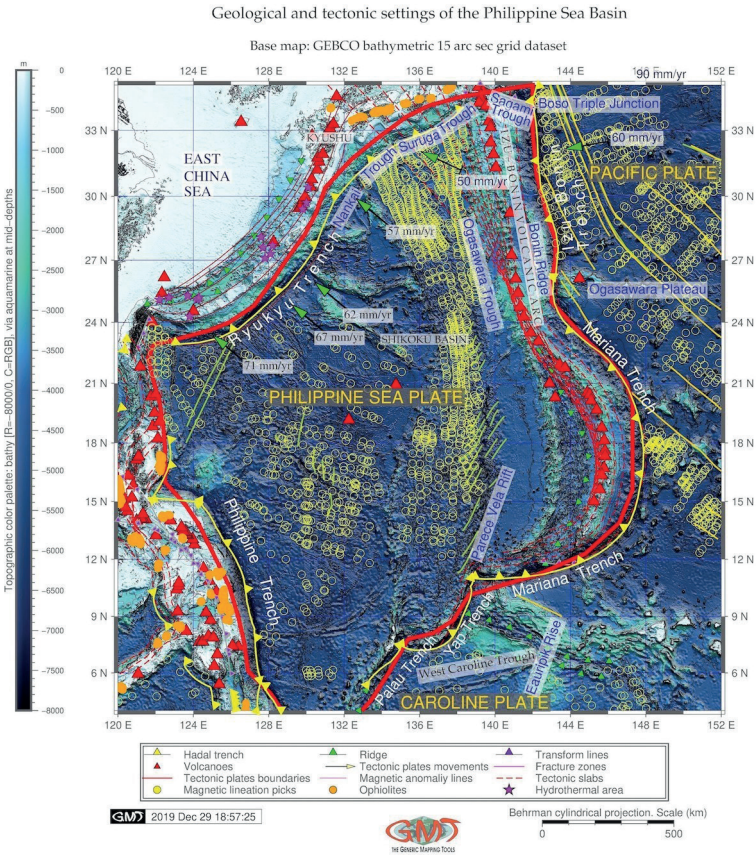

Figure 1. Geologic map of the Philippine Sea Basin. Solid red lines indicate boundaries between the lithospheric plates. Yellow fronts denote trench axes. Tectonic slab contours are depicted by the red dashed lines. Green arrows and relevant numbers indicate the convergence rates (mm/year) along the trenches. Magenta triangles denote hydrothermal areas mostly located along the Ryukyu Trench.

Source: author.

Plate subduction along the Izu-Bonin-Mariana (IBM) trench caused trench roll-back, arc rupture and back-arc rifting of two interconnected back-arc basins: Parece Vela and Shikoku Basins. The KPR, a remnant arc of the active IBM system results from the spreading of the Shikoku Basin (Figure 1). It plays a key role in the subduction process of the west Philippine Sea Plate: the subduction zone here is characterized by the Kyushu-Palau Ridge (KPR) subducting beneath the Kyushu Arc, Figure 1 (Cao *et al.*, 2014). A set of geodynamic processes including subduction-interface rheology, phase-transition buoyancy, slab stagnation, rollback of mantle and ridge-push effects, cause significant trench motion of the IBM detected as advance by global plate-motion observations (Cížková, H., Bina, 2015).

2. Materials and Methods

2.1. Seismic mapping

Focal mechanisms (Figure 2) were drawn using 'psmeca' module of Generic Mapping Tools (GMT) that reads dataset values from ASCII file and generates a PostScript code plotting focal mechanisms. Focal mechanisms depict a commonly accepted theory of the focal depths of the earthquake, showing a depth from the surface to the earthquake's origin (a.k.a. hypocenter). Given dataset contains significant amount of shallow earthquakes of the PSB with focal depths of several tens kilometers (mostly <50), intermediate earthquakes with focal depths from 70 to 200 kilometers, and also a few earthquakes of PSB with deep focus reaching depths >500 kilometers, Table 1. The foci of the most PSB earthquakes are concentrated in the crust and upper mantle, that is, originate in shallow parts of the Earth's interior.

The original dataset of the focal mechanism solutions are from the was taken from the Global CMT Catalog, formerly known as the Harvard CMT catalog (Ekström *et al.*, 2012). Technical parameters are set up as following:

- Moment magnitude (Mw) <10;
- Surface wave magnitude (Ms): <10);
- Body wave magnitude (Mb): <10;
- Data time span: 1976-2010

While magnitude is a widely understood concept, describing the energy of the earthquake release on a logarithmic scale, some technical details are presented in Table 1 and Table 2 used for mapping velocity (Figure 4), assigning and interpreting magnitudes. Introduced in the 1930's, the Richter Scale is the best known scale for measuring the magnitude of earthquakes (Müller, 2001). Surface wave magnitude (Ms), creating the strongest disturbance within the upper layers of the Earth, is computed by the following algebraic formula:

$$MS=\log10(A/T)+1.66\log10(D)+3.30,$$

where *T* is the measured wave period and *D* is the distance in radians.

On the contrary, earthquakes occurring deep in the Earth do not generate large surface waves. Therefore, a body wave magnitude (Mb) is scaled based on the seismic waves penetrating through the Earth's interior (body) (Müller, 2001). Body wave magnitude (mb) is measured based on the maximum amplitude A by formula:

$$Mb=\log10(A/T)+Q(D,h)$$

where *T* is the measured wave period and *Q* is an empirical function of focal depth h and epicentral distance *D*.

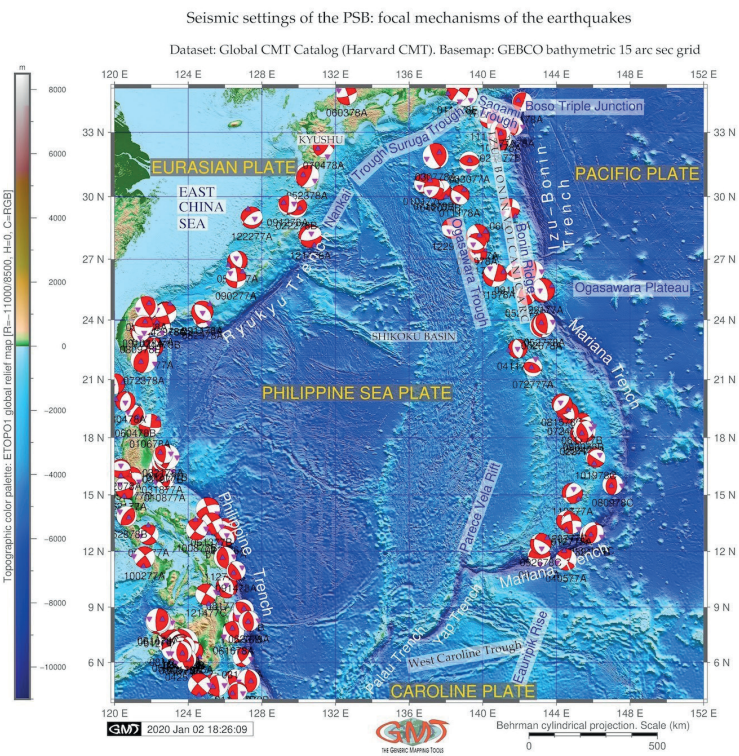

Figure 2. Seismic map of the focal mechanisms: PSB margins. Centroid moment tensor solutions for shallow depth earthquakes of Mw <10 along the PSB margins from 1976 to 2010. Earthquakes along the tectonic plate subduction zone are shown by GMT. Data from Global CMT Project. Source: author.

Table 1. Earthquake events for 1976-1977

Table 1 Earthquake events for 1976/1977

Location code	Date	Centroid Time	Lat (°N)	Lon (°E)	Depth	HD*	CHT**
021576A PHILIPPINE ISL	1976/2/15	1:54:30.3 GMT	13.12	126.02	15.6	4.2	7.2
060776A LUZON PHILIPPINE ISL	1976/6/7	7:36:0.3 GMT	14.23	125.07	24.4	4.8	4.9
081676B LEYTE	1976/8/16	16:11:58.7 GMT	7.07	123.75	33.0	21.7	51.4
081776A LEYTE PHILIPPINE ISL	1976/ 8/17	1:11:16.5 GMT	10.08	126.10	47.3	2.6	6.3
081776B MINDANAO	1976/8/17	4:19:39.8 GMT	7.14	123.01	15.0	8.7	12.5
092976A MINDANAO	1976/9/29	21: 2:31.5 GMT	6.61	124.24	15.0	1.8	-1.2
110776B MINDANAO	1976/11/7	17: 9:13.7 GMT	8.35	126.86	42.1	6.2	7.6
112276A MINDANAO	1976/11/22	4:22:20.7 GMT	7.03	123.58	60.0	3.0	-4.6
121476A RYUKYU ISLANDS	1976/12/14	16: 6:49.2 GMT	28.12	130.64	15.0	3.8	4.8
010177C SOUTH OF HONSHU JAPAN	1977/ 1/1	11:33:45.9 GMT	30.62	136.80	476.5	1.8	4.3
010777B TAIWAN REGION	1977/1/7	19:36:48.6 GMT	20.78	120.01	10.0	2.5	1.7
010877A LUZON PHILIPPINE IS.	1977/1/8	6:41:10.9 GMT	15.77	122.73	13.3	1.6	6.8
011577A PHILIPPINE ISL	1977/1/15	10:49: 8.8 GMT	12.80	126.06	32.9	2.2	3.0
011777A BONIN ISL REGION	1977/1/17	6:23:40.7 GMT	26.40	142.74	13.9	3.4	4.6
011977B MINDANAO	1977/1/19	13:54: 9.8 GMT	5.01	126.56	50.1	4.8	5.3
012077A MINDANAO, PHILIPPINE	1977/1/20	20:51:17.2 GMT	8.00	122.70	41.8	2.3	2.3
022777A MARIANA ISLANDS	1977/ 2/27	18:34:15.0 GMT	18.21	145.30	592.6	2.1	6.5
022877B MINDANAO, PHILIPPINE IS	1977/2/28	1:50:38.7 GMT	8.87	127.01	55.8	2.3	6.8
030277B MINDANAO, PHILIPPINE IS	1977/3/2	9:53:26.4 GMT	6.62	123.53	33.4	6.0	3.2

*Half duration; **Centroid hypocenter time (HT)

Table 2. Magnitude and Moment Tensor

Table 2 Magnitude and Moment Tensor

Location code	Moment Tensor	Mw*	Mb**	Ms***	SM****	FP_1*****	FP_2******
021576A Philippine Isl	Expo=25 -5.140 3.270 1.860 -1.560 0.510 -4.690	6.5	6.1	6.1	$6.47e+25$	322/39/-73	121/53/-104
060776A Luzon	Expo=25 -0.930 5.570 -4.630 -1.810 2.820 -5.740	6.5	6.1	6.4	8.35e+25	249/67/180	339/90/23
081676B Mindanao	Expo=27 9.330 0.240 -9.570 1.450 -3.340 4.330	8.0	6.4	7.9	1.09e+28	341/35/92	158/55/-89
081776A Leyte Philippines	Expo=25 -1.250 0.390 0.860 -0.500 0.070 -0.570	6.0	6.0	5.7	1.34e+25	340/39/67	131/55/-108
081776B Mindanao	Expo=26 -1.220 5.310 -4.100 -1.920 1.330 2.110	7.1	6.2	6.8	5.71e+26	214/64/-172	120/83/-26
081776B Mindanao	Expo=24 -4.620 2.220 2.400 -0.530 -1.810 1.870	5.7	6.0	5.4	4.78e+24	232/35/-76	34/56/-100
110776B Mindanao	Expo=26 1.540 0.230 -1.770 0.990 0.610 -0.170	6.8	6.0	6.8	2.03e+26	162/39/49	30/62/118
112276A Mindanao	Expo=23 2.030 4.260 -6.290 1.780 2.020 0.220	5.1	6.0	0.0	6.07e+23	136/59/14	38/78/148
121476A Ryukyu Isl	Expo=25 -4.160 2.940 1.230 -2.490 0.330 1.350	6.4	6.3	6.2	4.62e+25	230/33/-114	78/61/-75
010177C Honshu Japan	Expo=24 -0.324 0.799 -0.475 1.014 -0.356 0.401	5.4	5.2	0.0	1.34e+24	33/32/-163	289/81/-59
010777B Taiwan Region	Expo=24 -3.009 -0.044 3.054 1.185 -2.128 -0.023	5.7	5.7	5.1	3.88e+24	194/29/-62	343/65/-105
010877A Luzon Philippines	Expo=23 6.364 2.443 -8.807 1.626 -1.176 2.219	5.2	5.3	0.0	8.16e+23	8/43/118	152/53/67
011577A Philippine Isl Reg	Expo=24 -1.842 1.248 0.594 -0.737 0.570 -1.652	5.5	5.6	4.6	2.41e+24	311/34/-88	128/56/-91
011777A Bonin Isl Reg	Expo=24 4.813 0.539 -5.352 0.757 4.521 0.467	5.8	5.6	5.6	6.87e+24	164/25/71	5/66/99
011977B Mindanao	Expo=25 1.646 -0.866 -0.781 -0.990 0.267 1.834	6.2	5.8	5.9	2.45e+25	161/40/130	293/61/62
012077A Mindanao	Expo=24 0.044 1.453 -1.496 0.517 0.947 1.691	5.5	5.4	4.9	2.49e+24	111/65/3	20/87/155
022777A Mariana Islands	Expo=24 -1.502 -0.378 1.880 -0.671 -0.473 -0.742	5.5	5.0	0.0	2.04e+24	136/48/-132	10/56/-53
022877B Mindanao	Expo=24 2.750 -1.458 -1.292 0.444 -0.274 0.678	5.5	5.7	0.0	2.46e+24	313/39/92	130/51/88
030277B Mindanao	Expo=25 3.195 -3.570 0.375 0.728 -1.526 2.261	6.4	6.1	6.1	4.34e+25	271/41/53	135/58/117

*Moment magnitude (Mw); ** Body wave magnitude (Mb); ***Surface wave magnitude (Ms); ****SM: Scalar Moment; *****Fault Plane (FP); ******strike/dip/slip.

Moment magnitude (MW) relies on an underlying robust physical and mathematical development through converting seismic moment using a formula calibrated to agree with MS over much of its range. Others parameters are taken as default ones.

Data are collected in both GMT 'psvelomeca' and GMT 'psmeca' input formats and tested. Final solution was for GMT 'psmeca' (the reason is for the GMT version 5.4.5 compatibility). The focal mechanisms are derived from a solution of the earthquakes' moment tensor, which is estimated by an analysis of the observed seismic waveforms.

Technically, seismic moment tensor (Harvard CMT, with zero trace) was plotted (Fig. 2) by 'psmeca' module using the following GMT code snippet: gmt psmeca -R CMT.txt -J -Sd0.5/8/u -Gred -L0.1p -Fa/5p/it -Fepurple -Fgmagenta -Ft -W0.1p -Fz -Ewhite -O -K >> ps

The scale (0.5) was adjusted to the scaling of the 'beach ball' radius, which is proportional to the magnitude. Here the '-Sd0.5/8/u' implies the scale, label size and annotation placement below the 'beach ball'. Filling of the extensive quadrants was defined by -E parameter; -L parameter defines drawing the 'beach ball' outline of 0.1 pt. Shaded compressional quadrants of the focal mechanism 'beach ball' are colored by -Gred function. The -Fa/5p/it option was used to plot size, P_axis_symbol and T_axis_symbol, to compute and plot P and T axes with symbols (here: selected inverse triangle (i) and triangle (t), respectively).

Focal mechanisms (Figure 2) visualized as commonly accepted in geophysical mapping 'beachballs' show a representation of the lower half of the focal sphere as viewed from above the focus at the earthquake epicenter and respective zones of compression and dilatation. Based on the recorded P-waves dataset, a graphical model shows red areas of the 'beachballs' as upward moving, i.e. compressional motion, while white areas – a downward, dilatational motion. Determining geological information, such as rupture of the Earth's surface, it depicts two nodal planes, fault and auxiliary ones. For instance, auxiliary plane intersects the line of fault plane between the circle and its center of the 'beachball' with the general rule that the closer the intersection is to the center, the more dominant is the strike slip. Increase of the curvature of the crossing hemispheres denotes shallower dip.

The strike of a nodal plane is measured in degrees around the circle from north to the line of the nodal plane. Based on existing classification (Müller, 2001), various focal plane solutions are shown as follows:

1. normal fault striking north, dipping E/W at ca. 45°
2. oblique fault, right or left lateral and reverse slip
3. oblique fault, reverse slip dominant, with some right/left lateral
4. oblique fault, strike slip dominant, attitude ca. N° 40W/70° W (right/left lateral), or N35° E / 70° E (left/right lateral)

The geoid model was plotted based on EGM-2008 grid at PSB margins using geophysical data by Pavlis et al. (2008) and visualized in GMT, Figure 3. The earthquakes event map at PSB area (Figure 5) shows prime hypocentres

and magnitude values by color and size of the circles, respectively. The map was plotted on the basis of International Seismological Centre (ISC-EHB) Bulletin and overplayed on the Google Earth map as a file in Keyhole Markup language Zipped (KMZ), which is a file extension for a placemark file used by Google Earth. The geographic coordinates include x, y, z components in decimal degree defined by the WGS84. The overlay is plotted on Figure 5.

2.2. Velocity mapping

Velocity ellipses with 95% confidence in rotated convention (red) and in (N, E) convention (green), on a PSB region were plotted using 'psvelo' module of GMT (Wessel & Smith, 1998). Theoretical background of the best-fitting angular velocities and Mid-Ocean Ridge VELocity (MORVEL) is presented by DeMets *et al.* (2010) who described and modeled geologically current motions of 25 tectonic plates using geologically determined and geodetically constrained subsets of the global circuit. The datasets include Pacific VELocity (PVEL) (Sella et al. 2002). Technical visualization of the velocity map (Figure 4) was performed using following GMT} code snippet:

- Velocity ellipses in (N,E) convention: 'gmt psvelo CMT.txt -R -J -W0.3p,green -L -Ggreen -Se0.1/0.95/5 -A0.2p -O -K >> ps'. Here, the Vscale gives the scaling of the velocity in inches; the CMT.txt is the dataset; parameters -R and -J indicate the region (in this case coordinates: -R120/152/4/35)
- Velocity ellipses in rotated convention: 'gmt psvelo CMT.txt -R -J -W0.3p,red -Sr0.1/0.95/5 -Ggreen -A0.2p -O -K >> ps'. Here the 'Sr0.1/0.95/5' is the main kwargs showing the Vscale (0.1 inch), Confidence (0.95) and Fontsize (5pt).
- Rotational wedges: 'gmt psvelo CMT.txt -R -J -W0.05p -L -Sw0.5/1.e7 -D2 -Gslateblue2 -Elightgray -A0.2p -O -K >> ps'. Here, the '-Sw0.5/1.e7' indicates Rotational wedges with kwargs as Wedge_scale and Wedge_mag. The '-D2' parameter enables to rescale the uncertainties of velocities by sigma_scale (in this case 2 scale was set up).

The respective red and green circles with confidence ellipses are PVEL dataset estimates, which use a plate circuit to estimate subduction across the plate subduction zones in the west Pacific. According to DeMets *et al.* (1990), relative to the Philippine Sea plate, the Pacific plate rotates counter-clockwise around a pole near the southern end of the plate boundary. The best-fitting angular velocity indicates rapid decrease of the convergence rates southward, from 49\pm 0.7 mm yr-1 (1\sigma) at the northern end of the Izu-Bonin trench to 9\pm 0.8 mm yr-1 of orthogonal subduction along the southern Yap trench, south off Mariana Trench (DeMets et al., 2010).

The PSP-Pacific plate velocities are estimated to fit the interval 1 mm yr-1 and 2° along the lithospheric plate boundary (Sella *et al.,* 2002), which reflects the overlap in the GPS stations used to estimate the motions of the two plates. The existence of the Caroline plate was first proposed by Weissel & Anderson (1978),

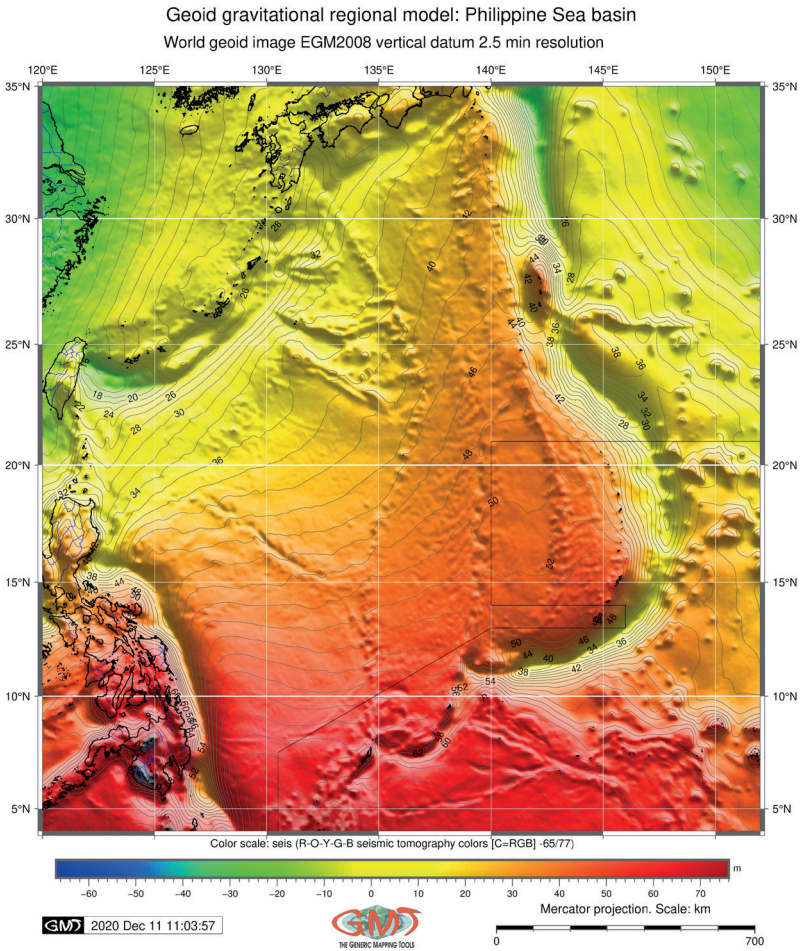

Figure 3. Geoid model based on EGM-2008 grid at PSB margins. Data: Pavlis et al. 2008. Mapping: GMT. Source: author.

who estimated its motions from a synthesis of marine seismic, bathymetric, and seismologic observations from its boundaries with the Pacific and Philippine plates. Located in the western equatorial Pacific immediately south of the PSP (Figure 1), it remains the poorly understood and enigmatic with uncertainties about the style and rate of its present deformation caused by scarcity of reliable kinematic data.

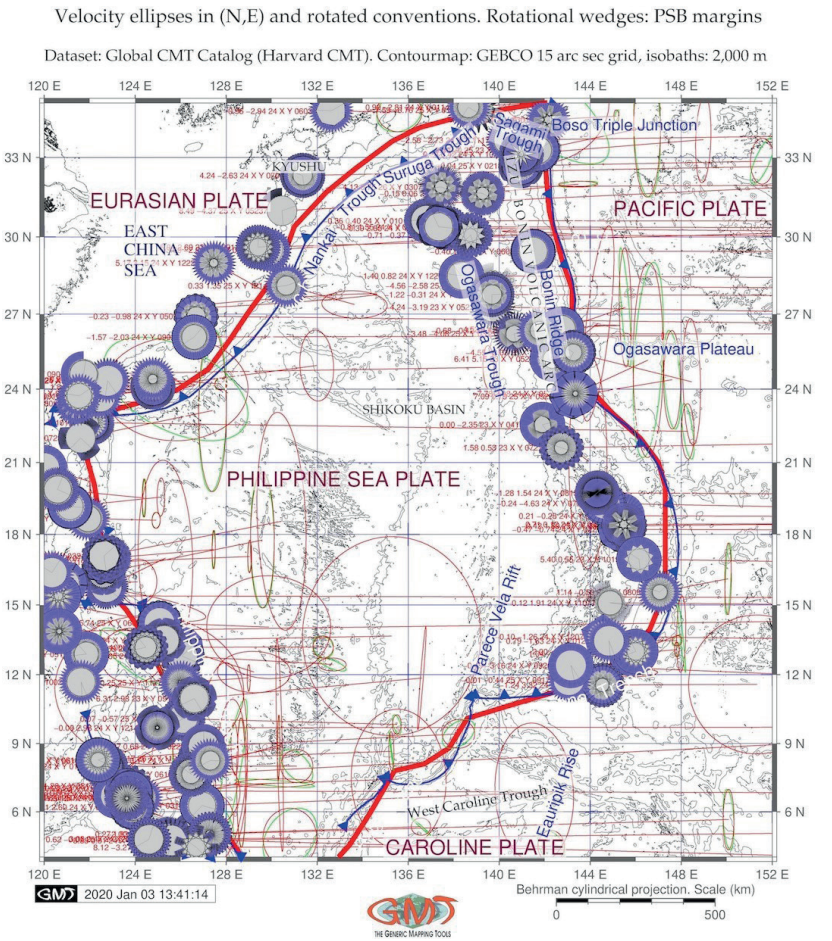

Figure 4. Velocity ellipses at PSB margins from 1976 to 2010 in (N, E) convention (green) and rotated convention (red). Rotational wedges (purple 'gear wheels'): by 'psvelo' module of GMT. Data: Global Centroid-Moment-Tensor (CMT) Project. Contour: GEBCO grid.
Source: author.

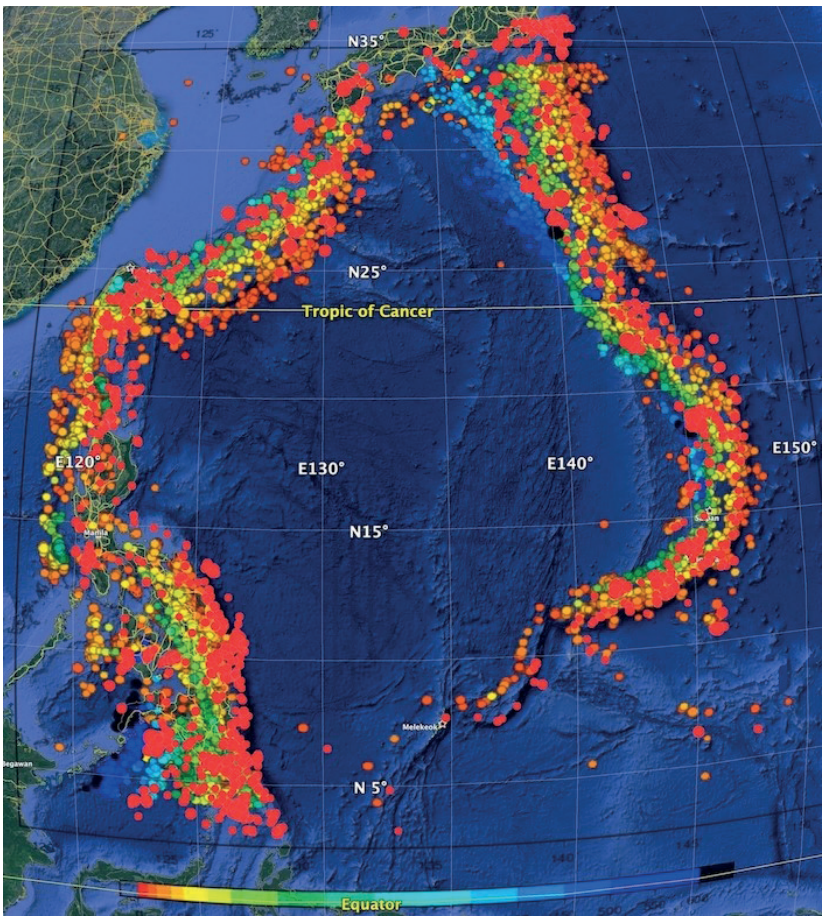

Figure 5. Earthquakes event map at PSB area: prime hypocentres and magnitude values. Data source: http://www.isc.ac.uk/isc-ehb/search/catalogue/ ISC-EHB Bulletin. Circle size shows magnitude values. Circle color shows hypocenter depths, km (from red: 0 to dark blue/black: >600). Cartographic overlay of .kmz data: Google Earth Pro.
Source: author.

3. Results

Seismic phenomena is the PSB (Figure 2) can be explained as the result of tectonic processes at the edges of the lithospheric plates that spread apart at the ocean ridges along the large strike-slip faults and converge at the hot and weak volcanic island arcs of IBM and the Philippines. Seismicity map (Figure 2) in the PSB area shows that most earthquakes are confined to the marginal areas presenting a narrow, continuous belts around large stable areas of the PSP. The activity differs

by divergence and convergence zones being moderate in the zones of plate divergence and including deep shocks at shallow depths in the zones of plate convergence. Seismic data on focal mechanisms are presented at CMT catalogue which gives a relative direction of tectonic plates motion throughout active belts. Focal mechanisms point at relative motions of the lithosphere plates determined from magnetic and topographic data associated with the zones of plate divergence.

A phenomena of the deep-sea trench includes its migration that depends primarily on the age at the trench (Faccenna et al. 2009; Gutscher *et al.*, 2016): located on the place of the subduction plate boundary at a given time, the trench may change its location over time as a result of the complex processes of the global plate tectonics. As proved by Lallemand *et al.* (2008), trench migration and hence, geomorphic fluctuations, depends on the lower plate parameters and controlled by the subducting plate velocity Vsub.

Philippine Sea Basin is marked by the complex interaction of three lithospheric plates: Eurasian, Australian and the PSP, which includes collision, subduction and accretion. Old, heavy and large (103,300,000 km^2) Pacific plate plays the major role comparing to the Australian Plate (47,000,000 km^2) and the PSP 5,500,000 km^2 (Alden, 2019). The morphology of the Pacific plate has a low dip angle at shallow depths. The PSP, a large and tectonically complex region of the western Pacific located between the Pacific, Eurasian and Australian plates, is the world's largest marginal basin plate (Sdrolias *et al.*, 2004). The PSP has two back-arc basins formed in Oligocene to Miocene period: Parece Vela and Shikoku Basins (Figure 1).

Slab dynamics is one of the important driving forces for the trench formation affecting the mechanisms of its migration (retreat or advance). It is therefore crucial to characterize the origin of the subducting slab morphology in the deep mantle identifying the features of subduction zones, which are among the fundamental issues of solid Earth (Yoshida, 2017). Effects of slab mineralogy and phase chemistry on the subduction dynamics (buoyancy, stress field), kinematics (rate of subduction and plate motion), elasticity (deformation and seismic wave speed), thermometry (effects of latent heat, isobaric superheating) and seismicity (adiabatic shear instabilities) are discussed previously (Bina *et al.*, 2001).

4. Conclusion

The datasets were combined with multi-source grids explained in detailed. A multi-source dataset applied in this research includes a compilation of GEBCO, ETOPO1, ETOPO5, CMT, EGM96, GVP and Global Self-consistent Hierarchical High-resolution Geography Database (GSHHGD) sources. Combined studies of seismic and tectonic settings (focal mechanism, velocity, geological lineaments), volcanic activity and general topography of the ocean seafloor are essential for understanding the complicated bathymetry and geomorphic patterns of the trenches in the Philippine Sea Basin. In this paper, a multi-source GIS data analyze on the southern side of the Philippine Sea Basin and discussion of the current situation and historical evolution of the geology of this area was performed and presented.

Research novelty of the presented research consists in the multi-source data analysis applied for geophysical analysis of the current situation representing seismicity of the region, and earthquake locations, magnitude and distribution by intensity via the GMT modules. A combination of the geophysical visualization, geological analysis and GMT based mapping of the Philippine Sea margins does not present in the existing literature. Practical novelty of the work consists in the tested methodology of the GMT-based geophysical data visualization. In contrast to the classic cartographic approaches having GUI, e.g. ArcGIS ESRI based, in geodata visualization and mapping (Gauger *et al.*, 2007; Gohl *et al.*, 2006a, 2006b; Lemenkova, 2011; Kuhn *et al.*, 2006; Suetova *et al.*, 2005a, 2005b; Klaučo *et al.*, 2017, 2013; Lemenkova *et al.*, 2012), or statistical approaches (Lemenkova, 2019e, 2019f), GMT is notable for its scripting algorithms as a core conceptual methodology.

Semi-automated methods of cartographic digitizing presented previously (Schenke & Lemenkova, 2008) was driven by the developed algorithms of the machine learning (ML). Application of the scripting in the cartographic routine, minimizes handmade routine and subjectivity in mapping and increases overall precision of the data processing and visualization accuracy. GMT proposes more advanced solution in the automatization through ML based mapping that results in a high quality cartographic mapping (Lemenkova, 2020a, 2020b, 2020c, 2020d, 2020e). Specifically, among other modules, 'psmeca', 'psvelo' were tested in the current work for seismic mapping and plotting earthquakes focal mechanisms as demonstrated in this paper.

Acknowledgments

This research was implemented into the framework of the project No. 0144-2019-0011, Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences. I thank the anonymous reviewers for their comments and suggestions on the initial version of the text.

References

Alden, A. 2019. Here are the Sizes of Tectonic or Lithospheric Plates. https://www.thoughtco.com/sizes-of-tectonic-or-lithospheric-plates-4090143

Bina, C. R.; Stein, S.; Marton, F. C. & Van Ark, E. M. 2001. Implications of slab mineralogy for subduction dynamics. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 127, 51-66. https://doi.org/10.1016/S0031-9201(01)00221-7

Cao, L.; Wang, Z.; Wu, S. & Gao, X. 2014. A new model of slab tear of the subducting Philippine Sea Plate associated with Kyushu-Palau Ridge subduction. *Tectonophysics*, 636, 158-169. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.08.012

Chang, W. Y.; Yu, G. K.; Hwang, R. D. & Chiu, J. K. 2007. Lateral Variations of Rayleigh-wave Dispersions in the Philippine Sea region, *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 18, 859-878. https://doi.org/10.3319/TAO.2007.18.5.859(T)

Cížková, H. & Bina, C. R. 2015. Geodynamics of trench advance: Insights from a Philippine-Sea-style geometry. *Earth and Planetary Science Letters*, 430, 408-415. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.07.004

DeMets, C.; Gordon, R. G.; Argus, D. F. & Stein, S. 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 101, 425-478. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb06579.x

DeMets, C.; Gordon, R. G. & Argus, D. F. 2010. Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181, 1-80. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x

Ekström, G.; Nettles, M. & Dziewonski, A. M. 2012. The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 200-201, 1-9. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2012.04.002

Faccenna, C.; Giuseppe, E. D.; Funiciello, F.; Lallemand, S. & van Hunen, J. 2009. Control of seafloor aging on the migration of the Izu-Bonin-Mariana Trench. *Earth and Planetary Science Letters*, 288, 386-398. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.09.042

Fujioka, K.; Okino, K.; Kanamatsu, T.; Ohara, Y.; Ishizuka, O.; Haraguchi, S. & Ishii, T. 1999. Enigmatic extinct spreading center in the West Philippine backarc basin unveiled. *Geology*, 27, 1135-1138. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<1135:EESCIT>2.3.CO;2

Fujioka, K.; Okino, K.; Kanamatsu, T. & Ohara, Y., 2002. Morphology and origin of the Challenger Deep in the Southern Mariana Trench. *Geophysical Research Letters*, 29, 13-72. https://doi.org/10.1029/2001GL013595

Gauger, S.; Kuhn, G.; Gohl, K.; Feigl, T.; Lemenkova, P. & Hillenbrand, C. 2007. Swath-bathymetric mapping. ANT-XXIII/4 R/V 'Polarstern', *Reports on Polar and Marine Research*, 557, 38-45. https://doi.org/10.6084/m9.figshare.7439231

Gohl, K.; Eagles, G.; Udintsev, G.; Larter, R. D.; Uenzelmann-Neben, G.; Schenke, H.-W.; Lemenkova, P.; Grobys, J.; Parsiegla, N.; Schlueter, P.; Deen. T.; Kuhn, G. & Hillenbrand, C.-D. 2006a. Tectonic and sedimentary processes of the West Antarctic margin of the Amundsen Sea embayment and PineIsland Bay. 2nd SCAR Open Science Meeting, 12-14 Jul, Hobart, Australia. https://doi.org/10.6084/m9.figshare.7435484

Gohl, K.; Uenzelmann-Neben, G.; Eagles, G.; Fahl, A.; Feigl, T.; Grobys, J.; Just, J.; Leinweber, V.; Lensch, N.; Mayr, C.; Parsiegla, N.; Rackebrandt, N.; Schlüter, P.; Suckro, S.; Zimmermann, K.; Gauger, S.; Bohlmann, H.; Netzeband, G. & Lemenkova, P., 2006b. "Crustal and Sedimentary Structures and Geodynamic Evolution of the West Antarctic Continental Margin and Pine Island Bay", Expeditionsprogramm Nr.75 ANT XXIII/4 ANT XXIII/5, 11–12. https://doi.org/10.13140/RG.2.2.16473.36961

Gong, W.; Jiang, X.; Guo, Y.; Xing, J.; Li, C. & Sun, Y. 2017. Strike-slip tectonics within the northernmost Philippine Sea plate in an arc continent collisional setting. *Journal of Asian Earth Sciences*, 146, 265-278. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.05.032

Gutscher, M. A.; Klingelhoefer, F.; Theunissen, T.; Spakman, W.; Berthet, T.; Wang, T. K. & Lee, C. S. 2016. Thermal modeling of the SW Ryukyu forearc (Taiwan): Implications for the seismogenic zone and the age of the subducting Philippine Sea Plate (Huatung Basin). *Tectonophysics*, 692, 131-142. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.03.029

Hall, R.; Ali, J.R .; Anderson, C. D. & Baker, S. J. 1995a. Origin and motion history of the Philippine Sea Plate. *Tectonophysics*, 251, 229-250. https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00038-0

Hall, R.; Fuller, M.; Ali, J.R. & Anderson, C. D. 1995b. The Philippine Sea Plate: magnetism and reconstructions. *Geophysical Monograph Series AGU, Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific*, 88, 371-404. https://doi.org/10.1029/GM088p0371

Klaučo, M.; Gregorová, B.; Stankov, U.; Marković, V. & Lemenkova, P. 2017. Land planning as a support for sustainable development based on tourism: A case study of Slovak Rural Region. *Environmental Engineering and Management Journal*, 2 (16), 449-458. https://doi.org/10.30638/eemj.2017.045

Klaučo, M.; Gregorová, B.; Stankov, U.; Marković, V. & Lemenkova, P. 2013. Determination of ecological significance based on geostatistical assessment: a case study from the Slovak Natura 2000 protected area. *Central European Journal of Geosciences*, 5 (1), 28-42. https://doi.org/10.2478/s13533-012-0120-0

Kuhn, G.; Hass, C.; Kober, M.; Petitat, M.; Feigl, T.; Hillenbrand, C. D.; Kruger, S.; Forwick, M.; Gauger, S. & Lemenkova, P. 2006. The response of quaternary climatic cycles in the south-east pacific: development of the opal belt and dynamics behavior of the west antarctic ice sheet. Expeditions programm Nr. 75 ANT XXIII/4, AWI, Bremerhaven, Germany. https://doi.org/10.13140/RG.2.2.11468.87687

Lallemand, S.; Heuret, A.; Faccenna, C. & Funiciello F. 2008. Subduction dynamics as revealed by trench migration. *Tectonics*, 27: TC3014. https://doi.org/10.1029/2007TC002212

Lemenkova, P.; Promper, C. & Glade, T., 2012. Economic Assessment of Landslide Risk for the Waidhofen a.d. Ybbs Region, Alpine Foreland, Lower Austria. Protecting Society through Improved Understanding. 11th International Symposium on Landslides & the 2nd North American Symposium on Landslides & Engineered Slopes (NASL), June 2-8, 2012. Canada, Banff, 279-285. https://doi.org/10.6084/m9.figshare.7434230

Lemenkova, P. 2011. *Seagrass Mapping and Monitoring Along the Coasts of Crete, Greece*, M.Sc. Thesis. https://doi.org/10.13140/RG.2.2.16945.22881

Lemenkova, P. 2018. R scripting libraries for comparative analysis of the correlation methods to identify factors affecting Mariana Trench formation. *Journal of Marine Technology and Environment*, 2, 35-42. https://doi.org/10.6084/m9.figshare.7434167

Lemenkova, P. 2019a. GMT Based Comparative Analysis and Geomorphological Mapping of the Kermadec and Tonga Trenches, Southwest Pacific Ocean. *Geographia Technica*, 14 (2), 39-48. https://doi.org/10.21163/GT_2019.142.04

Lemenkova, P. 2019b. Statistical Analysis of the Mariana Trench Geomorphology Using R Programming Language. *Geodesy and Cartography*, 45 (2), 57-84. https://doi.org/10.3846/gac.2019.3785

Lemenkova, P. 2019c. Geomorphological modelling and mapping of the Peru-Chile Trench by GMT. *Polish Cartographical Review*, 51 (4), 181-194. https://doi.org/10.2478/pcr-2019-0015

Lemenkova, P. 2019d. Geospatial Analysis by Python and R: Geomorphology of the Philippine Trench, Pacific Ocean. *Electronic Letters on Science and Engineering*, 15 (3), 81-94. https://doi.org/10.6084/m9.figshare.11449362

Lemenkova, P. 2019e. Geophysical Modelling of the Middle America Trench using GMT. *Annals of Valahia University of Targoviste. Geographical Series*, 19 (2), 73-94. https://doi.org/10.6084/m9.figshare.12005148

Lemenkova, P. 2019f. AWK and GNU Octave Programming Languages Integrated with Generic Mapping Tools for Geomorphological Analysis. *GeoScience Engineering*, 65 (4), 1-22. https://doi.org/10.35180/gse-2019-0020

Lemenkova, P. 2020a. Variations in the bathymetry and bottom morphology of the Izu-Bonin Trench modelled by GMT. *Bulletin of Geography. Physical Geography Series*, 18 (1), 41-60. https://doi.org/10.2478/bgeo-2020-0004

Lemenkova, P. 2020b. GEBCO Gridded Bathymetric Datasets for Mapping Japan Trench Geomorphology by Means of GMT Scripting Toolset. *Geodesy and Cartography,* 46 (3), 98-112. https://doi.org/10.3846/gac.2020.11524

Lemenkova, P. 2020c. Geomorphology of the Puerto Rico Trench and Cayman Trough in the Context of the Geological Evolution of the Caribbean Sea. *Annales Universitatis Mariae Curie-Sklodowska, sectio B – Geographia, Geologia, Mineralogia et Petrographia*, 75, 115-141. https://doi.org/10.17951/b.2020.75.115-141

Lemenkova, P. 2020d. The geomorphology of the Makran Trench in the context of the geological and geophysical settings of the Arabian Sea. *Geology, Geophysics and Environment*, 46 (3), 205-222. https://doi.org/10.7494/geol.2020.46.3.205

Lemenkova, P. 2020e. Using GMT for 2D and 3D Modeling of the Ryukyu Trench Topography, Pacific Ocean. *Miscellanea Geographica*, 25 (3), 1-13. https://doi.org/10.2478/mgrsd-2020-0038

Lemenkova, P. 2020f. NOAA Marine Geophysical Data and a GEBCO Grid for the Topographical Analysis of Japanese Archipelago by Means of GRASS GIS and GDAL Library. *Geomatics and Environmental Engineering*, 14 (4), 25-45. https://doi.org/10.7494/geom.2020.14.4.25

Lin, J. Y. & Lo, C. L. 2013. Earthquake-induced crustal gravitational potential energy change in the Philippine area. *Journal of Asian Earth Sciences*, 66, 215-223. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.01.009

Menard, H. W., 1955. Deep-sea channels, topography, and sedimentation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 39, 236-255.

Müller, D., 2001. Deep Earth Structure and Global Tectonics. University of Sydney, School of Geosciences, Division of Geology and Geophysics, GEOL Geological Hazards and Solutions.

Ogawa, Y.; Kobayashi, K.; Hotta, H. & Fujioka, K. 1997. Tension cracks on the oceanward slopes of the northern Japan and Mariana Trenches. *Marine Geology*, 141, 111-123. https://doi.org/10.1016/S0025-3227(97)00059-5

Ozawa, A.; Tagami, T.; Listanco, E. L.; Arpa, C. B. & Sudo, M. 2004. Initiation and propagation of subduction along the Philippine Trench: evidence from the temporal and spatial distribution of volcanoes. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23, 105-111. https://doi.org/10.1016/S1367-9120(03)00112-3

Pavlis, N. K.; Holmes, S. A.; Kenyon, S. C. & Factor, J. K. 2012. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *Journal of Geophysical Research*, 117: B04406. https://doi.org/10.1029/2011JB008916

Samowitz, I. R. & Forsyth, D. W. 1981. Double seismic zone beneath the Mariana Island arc. *Journal of Geophysical Research*, 86, 7013-7021. https://doi.org/10.1029/JB086iB08p07013

Schenke, H. W. & Lemenkova, P. 2008. Zur Frage der Meeresboden-Kartographie: Die Nutzung von AutoTrace Digitizer für die Vektorisierung der Bathymetrischen Daten in der Petschora-See. *Hydrographische Nachrichten*, 25 (81), 16-21. https://doi.org/10.6084/m9.figshare.7435538

Sdrolias, M.; Roest, W. R. & Müller, R. D. 2004. An expression of Philippine Sea plate rotation: the Parece Vela and Shikoku Basins. *Tectonophysics*, 394, 69-86. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.07.061

Seekings, L. C. & Teng, T. L. 1977. Lateral variations in the structure of the Philippine Sea Plate, *Journal of Geophysical Research*, 82, 317-324. https://doi.org/10.1029/JB082i002p00317

Sella, G. F.; Dixon, T. H. & Mao, A. 2002. REVEL: a model for recent plate velocities from space geodesy. *Journal of Geophysical Research*, 107, 11-30. https://doi.org/10.1029/2000JB000033

Suetova, I.; Ushakova, L. & Lemenkova, P. 2005a. Geoinformation mapping of the Barents and Pechora Seas. *Geography and Natural Resources*, 4, 138-142. https://doi.org/10.6084/m9.figshare.7435535

Suetova, I.; Ushakova, L. & Lemenkova, P. 2005b. Geoecological Mapping of the Barents Sea Using GIS. *International Cartographic Conference*. July 9–16, La Coruna, Spain. https://doi.org/10.6084/m9.figshare.7435529

Weissel, J. K. & Anderson, R. N. 1978. Is there a Caroline plate? *Earth Planetary Science Letters*, 41, 143-158. https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90004-3

Wessel, P. & Smith, W. H. F. 1998. New, improved version of generic mapping tools released, *EOS Transactions of the AGU*, 79 (47), 579-579. https://doi.org/10.1029/98EO00426

Yoshida, M. 2017. Trench dynamics: Effects of dynamically migrating trench on subducting slab morphology and characteristics of subduction zones systems. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 268, 35-53. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2017.05.004

Revista Geofísica • 70 • 2019 • Artículos • 35-45
ISSN (impresa): 0252-9769 • ISSN (en línea): 2663-4015
DOI: https://doi.org/10.35424/rgf.i70.950
Este es un artículo de acceso abierto bajo la licencia CC BY-NC-SA 4.0

Aportes de la sismología a la reducción del riesgo

Contributions of Seismology to Risk Reduction

Mario Fernández Arce[1]
Jorge Rodríguez Campos[2]

Resumen

Este artículo se refiere a los aportes de la Sismología a la reducción del riesgo a través del nuevo conocimiento generado recientemente, de estudios territoriales de amenaza sísmica y de aplicaciones a la evaluación del potencial de deslizamientos. Actualmente es más necesario dar a conocer la importancia del quehacer científico por cuanto los presupuestos para la investigación científica son cada vez más reducidos. El trabajo pretende que la Sociedad y las entidades estatales reconozcan y valoren la importancia de la Geofísica en la reducción de desastres y en la generación de bienestar y seguridad para la población. Esta publicación se basó en una investigación previa que requirió revisión documental, síntesis de estudios sismológicos y cálculo del parámetro de disparo de deslizamiento por sismo, utilizando datos de intensidad y aceleración sísmica. El resultado más importante es que el nuevo conocimiento y el dato sismológico sirve para reducir el riesgo y aumentar la protección, la seguridad y el bienestar de la población.
Palabras clave: sismología, amenaza, riesgo, conocimiento, terremotos.

Abstract

This article refers to the contributions of Seismology to risk reduction through the new knowledge generated recently, territorial studies of seismic hazards and applications to the evaluation of the landslide potential. Every day it is more necessary to promote the importance of scientific work, as budgets for scientific research are increasingly reduced. The work intends that the Society

[1] Preventec Gestión del Riesgo, S.A., San José, Costa Rica, correo electrónico: mario.fernandez@preventecgr.com. ORCID: https://orcid.org/0000-0003-3618-9995.

[2] Preventec Gestión del Riesgo, , S.A., San José, Costa Rica, correo electrónico: jerc315@gmail.com. ORCID: https://orcid.org/0000-0003-2316-0886.

and state entities recognize and value the importance of Geophysics in disaster reduction and in the generation of well-being and security for the population. This publication was based on a previous investigation which required documentary review, synthesis of seismological studies and calculation of the landslide trigger due to earthquakes, using intensity and seismic acceleration data. The most important result is that the new knowledge and seismological data serve to reduce risk and increase the protection, safety and well-being of the population.

Key words: *seismology, hazard, risk, knowledge, earthquakes.*

Introducción

Este artículo contiene información sobre el aporte de la Geofísica y particularmente, de la Sismología, a la reducción del riesgo. En él se da a conocer nuevo conocimiento derivado de los últimos grandes temblores del planeta y como él contribuye con la reducción del riesgo. También se indica el uso de los datos sismológicos para hacer normas que llevan a la protección y seguridad de la población, particularmente en el cantón La Unión, de la provincia de Cartago, Costa Rica. Además, se menciona el uso del dato sismológico para reducir el desastre por deslizamiento.

La publicación se hace porque es bien sabido que una de las principales amenazas naturales para la humanidad son los terremotos. Ellos han causado y seguirán causando graves daños al ser humano y a las obras civiles construidas por él. Desde que iniciaron los estudios sismológicos hasta el presente se ha logrado adquirir conocimiento sobre los temblores, pero todavía no se sabe todo al respecto. Por tanto, deben continuar los estudios sobre los movimientos de la tierra, sobre las placas tectónicas y sobre cómo se fractura la tierra, cómo se generan los sismos, como está constituido el interior del planeta y como se amplifican las ondas sísmicas. En casi todos los países ha habido reducción de los recursos destinados a Ciencia y Tecnología por lo que cada día es más necesario dar a conocer la importancia del quehacer científico.

Se pretende que este trabajo sirva para recordar a la Sociedad que la sismología es importante porque ayuda a los expertos a realizar estudios sobre la ubicación de las fuentes sísmicas y sobre los eventuales daños que podría generar un terremoto o sismo. También para recordarle a las autoridades gubernamentales que los datos sismológicos son muy útiles en ingeniería sísmica para ver cómo va a impactar la llegada de las ondas en los edificios y traducirlos eventualmente en reglamentos constructivos o en algún otro producto ingenieril. Del dato sismológico surgen códigos sísmicos que repercute directamente en la reducción de desastres e incrementan la seguridad y el bienestar de la población. Con este artículo se espera que los entes estatales y la Sociedad se enteren de la importancia de la Sismología en la reducción del riesgo y sigan aportando recursos para las investigaciones geofísicas.

La publicación surge de una investigación que requirió documentación bibliográfica sobre los últimos grandes temblores del planeta y el nuevo

conocimiento que surgió de ellos. Los anterior demandó la revisión de artículos publicados en prestigiosas revistas científicas internacionales (*Nature* y *Science*). También se compilaron resultados sobre el uso del dato sismológico para la estimación de la amenaza sísmica del cantón La Unión de la provincia de Cartago, Costa Rica, y la elaboración del Código Sísmico del país. Se hizo el cálculo del parámetro de disparo de deslizamiento por sismo, utilizando datos de intensidad y aceleración sísmica.

Entre los resultados más importantes destacan que los más recientes conocimientos derivados de la ocurrencia de los últimos grandes temblores del planeta han roto paradigmas que podrían haber contribuido a incrementar la magnitud del desastre generado por futuros eventos. También destaca que los datos sismológicos han permitido elaborar un código sísmico que contribuye con la protección, seguridad y bienestar de la población costarricense. Y, finalmente, que el dato sismológico ayuda a conocer la susceptibilidad a deslizamiento del suelo.

Metodología

Este trabajo está basado en una revisión documental que incluyó artículos científicos, tesis y notas de prensa sobre sismicidad. Fue necesario estudiar publicaciones sobre estimaciones de zonas de riesgo y sus respectivos mapas, sobre la magnitud de los temblores generados por movimientos a lo largo de fallas geológicas y sobre el disparo de temblores distantes a causa de grandes terremotos locales. Mediante el análisis de los documentos se escogieron aquellos útiles para la elaboración del artículo y se clasificaron de acuerdo con los contenidos. Posteriormente se extrajo la información pertinente y relevante para el objetivo propuesto. Luego del análisis se hizo una síntesis de los datos provenientes de las diversas fuentes y se presentaron en formato de publicación, con su respectiva evaluación e interpretación.

Previo a este trabajo se hizo la investigación titulada: Determinación de amenazas y vulnerabilidad mediante la generación de indicadores, a partir del uso de Sistemas de Información Geográfica (SIG): Estudio de caso: Cantón, La Unión, Cartago, Costa Rica, la cual correspondió con un proyecto de tesis de Maestría (Rodríguez, 2020). Tal investigación contiene aportes de la sismología a la reducción del riesgo del cantón La Unión. El impacto de temblores pasados en el área de estudio se comprobó con notas periodísticas sobre sismos históricos locales y otros documentos relacionados con fallamiento y sismicidad del cantón La Unión.

Finalmente, se estimó el parámetro sísmico de la fórmula de la metodología Mora-Varhson para determinar la susceptibilidad a deslizamiento, calculando el porcentaje de la aceleración de la gravedad asociada a la aceleración pico encontrada por Climent et al. (2008) en La Unión. El valor resultante fue comparado con los rangos de porcentaje propuestos en dicha metodología, a los cuales

corresponde un valor del parámetro sísmico buscado. La fórmula previamente indicada es la siguiente:

$$H = (Sl * Sh * Sp) * (Ds + Dll)$$

Donde:
H: Susceptibilidad a deslizamiento
Sl: valor del parámetro de susceptibilidad litológica,
Sh: valor del parámetro de humedad del terreno,
Sp: valor del parámetro de la pendiente
Ds: valor del parámetro de disparo por sismicidad,
Dll: valor del parámetro de disparo por lluvia

Resultados

Reducción de desastres con nuevo conocimiento

Cuanto más conozcamos los procesos del interior de la tierra más capacidad tendremos para gestionar el riesgo sísmico. El conocimiento erróneo puede conducir al desastre y definitivamente, no se conoce todo sobre el proceso sísmico, pese a que han transcurrido miles de años desde que iniciaron los estudios sismológicos. Prueba de ello es que los último grandes temblores que han ocurrido en el planeta tierra han roto importantes paradigmas como los que se describen a continuación.

Paradigma 1. Los grandes temblores solo ocurren en las zonas consideradas de alto potencial sísmico. Esta idea se consideraba una verdad irrefutable y lógica. Pero este paradigma cayó con el terremoto de Japón de marzo del 2011, el cual ocurrió en una zona que no estaba entre las áreas de mayor potencial sísmico de dicho país. De hecho, Lay (2012) indicó que, aunque los grandes temblores individuales aun nos sorprendan, ha ocurrido el más importante cambio en nuestro pensamiento y es que debemos permitir la posibilidad de ocurrencia de grandes temblores en zonas donde nosotros pensábamos que el potencial no existía. Bela (2014) mostró en un mapa temblores que ocurrieron en zonas consideradas de baja amenaza.

Paradigma 2. Los temblores generados por fallas no alcanzan gran magnitud. En abril del 2012 ocurrió un temblor de magnitud 8,7 frente a la costa de Sumatra, Indonesia, seguido por una réplica de 8,2 unas horas después. De acuerdo con Universidad de California en Santa Cruz (2012), dicho evento fue sorprendente y el más grande jamás registrado en medio de una placa tectónica e implicó una ruptura sin precedentes (Yue *et al.*, 2012; Meng *et al.*, 2012). De acuerdo con Yue *et al.* (2012), la ruptura atravesó la corteza y se extendió otros 30 a 40 kilómetros hacia el manto superior. En el informe de la Universidad de California, se indicó que nadie estaba anticipando un temblor de este tamaño y tipo.

Paradigma 3. Los temblores no provocan sismicidad lejos de ellos. En nota de la Universidad de California en Berkeley (2012) sobre el paradigma, el investigador Roland Burgmann indicó: "Hasta ahora los sismólogos siempre hemos dicho no se preocupe sobre temblores distantes disparados por temblores locales" (traducción de los autores). Burgmann también dijo que encontraron muchos temblores alrededor del mundo que significativas sacudidas a nivel local que de haber ocurrido en zonas urbanas habrían sido potencialmente destructivos. Velasco et al. (2008) propusieron que pequeños temblores pueden ser disparados por cambios locales del campo de esfuerzos provocados por el paso de ondas sísmicas superficiales provenientes de grandes temblores remotos; tales autores concluyeron que el disparo dinámico de temblores es un fenómeno obicuo (en todas partes al mismo tiempo) independientemente del ambiente tectónico del evento principal. Pero Pollitz et al. (2012) mostraron que la tasa de ocurrencia de terremotos remotos $M \geq 5.5$ aumentó casi cinco veces durante seis días después del evento de 2012 de Indonesia del 2012, y se extendió en magnitud a $M \leq 7$.

Bela (2014) menciona errores en pérdidas humanas esperadas debidos a incorrectas estimaciones de la amenaza sísmica. Si la exposición, inseguridad y muerte de las personas se debe a los incorrectos cálculos, que carecen de información precisa y se apoyan en datos inciertos, el nuevo conocimiento contribuirá con la reducción del riesgo por cuanto eliminará la falsa expectativa de seguridad y de menor peligro en una zona consideradas de bajo riesgo. En relación con lo anterior, la identificación del riesgo, que incluye la determinación objetiva de las amenazas y vulnerabilidades, es necesaria para la reducción del riesgo de desastre (Fernández y Chavarría, 2012)

La detección y ubicación de grandes temblores provocados por fallas geológicas contribuye con la reducción del riesgo porque deja atrás una idea equivocada que podría conducir a un desastre en caso de restar magnitud a un evento cortical de origen cercano a centros de población. Y, finalmente, saber que un gran temblor puede provocar temblores de significante magnitud a grandes distancias, puede contribuir con la preparación de las personas y con ello, con la prevención de un desastre. Y, como se dijo previamente, desconocer o ignorar esa información podría conducir a desastres. Afortunadamente ahora si sabe más de temblores que antes de que ocurrieran los últimos grandes sismos del planeta y eso nos hace más resilientes, es decir, más hábiles para enfrentarlos.

Aportes a la reducción de desastres en el cantón La Unión

Ei territorio de La Unión tiene fuentes sísmicas corticales pues es atravesado por la falla inversa Cipreses (Montero, 2001; Fernández y Montero, 2002; Montero et al., 2005; Rodríguez, 2016). El cantón La Unión ha experimentado destructivos temblores que han ocurrido dentro de él, como el de la madrugada del 21 de febrero de 1912 (magnitud 5,7 según RSN, 2023) que causó temor y estrago en Tres Ríos, cabecera del cantón, y fue sentido en casi todo el país. Sobre el impacto

y los daños del evento en esa ciudad, el periódico El Noticiero (22 de febrero de 1912) indicó:

> En esta población el movimiento ha sido tan fuerte, como nunca recuerdan haberse observado. Fue de más duración y más intensidad que cualquiera de los sentidos en 1910. Los daños aquí son muchos; el edificio escolar y el municipal están en ruinas, hay que destruirlos. El miro del cementerio, donde están los nichos, se rajó en gran parte, abriéndose las tumbas y quedando a descubierto los cadáveres. En las calles alrededor de la plaza se abrieron varias grietas. El río Chiquito, que corre como a 300 metros al Este de la villa se secó. La autoridad envió una comisión a investigar la causa. El comercio ha tenido grandes pérdidas. Todos los habitantes de esta población se alarmaron y al huir de sus casas algunos se golpearon.

Gracias a los datos sismológicos (sismos y sus parámetros, fallas geológicas, zonas de subducción, aceleración sísmica) se ha logrado determinar la amenaza sísmica de un país (Climent *et al.*, 2008) y hasta de regiones que contienen varios países (Benito *et al.*, 2012). Y esa información es utilizada para conocer la amenaza de zonas aún más pequeñas, como es el caso del cantón La Unión, de la provincia de Cartago, Costa Rica. La figura 1, que deriva de la investigación de Climent *et al.* (2008), muestra dos zonas de amenaza sísmica de dicho cantón. La zona 1 es la banda territorial con las mayores aceleraciones sísmicas del país las cuales varías entre 501 y 601 gales. La zona 2 es de un rango de aceleración menor que oscila entre 451 y 500 gales (1 gal es igual a 1 cm/s^2). En la primera banda territorial ocurren las mayores aceleraciones producidas por los temblores del país y, por ende, los mayores esfuerzos sísmicos. La otra pequeña parte del cantón está en la banda de aceleraciones que varía entre los 451 y 500 gales, lo cual quiere decir que es la segunda zona sísmica en orden de importancia del país. Los esfuerzos sísmicos actúan sobre las obras civiles y si estas no son sismorresistentes, pueden colapsar y causar la muerte a quienes estén en ellas al momento de un eventual desplome (USGS, 2023).

De los estudios de amenaza sísmica surgen códigos y normas que sirven para construir adecuadamente obras civiles que resistan el embate de las ondas sísmicas y los esfuerzos asociados a ellas. En Costa Rica ya se dio ese paso al elaborar un código sísmico en cuya última versión es del año 2010. En dicho instrumento se indica que la aceleración media que debe ser usada para la construcción de obras civiles en el cantón La Unión son las que se indican en el Cuadro 1.

Por lo anterior, los datos sismológicos constituyen valiosa información para construir obras seguras y resistentes a sismos. Y si las construcciones son sismorresistentes, la población estará segura dentro de ellas (Figura 2).

Aportes a la reducción del desastre por deslizamiento

Mora (2011) indicó que la sismicidad es el factor natural que más deslizamientos ha generado en el mundo. En relación con ello, los temblores pueden desestabilizar suelos no consolidados y disparar deslizamientos en zonas de alta pendiente,

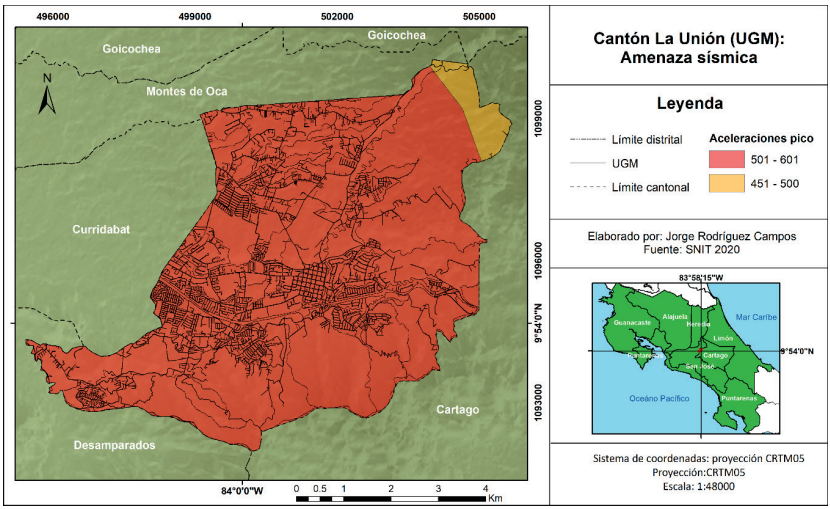

Figura 1. Amenaza sísmica del cantón La Unión. Adaptada de Climent et al. (2008).

Cuadro 1. Aceleración Pico Efectiva de Diseño para un periodo de retorno de 475 años para el cantón La Unión (zona sísmica III del Código Sísmico de Costa Rica).

Tipo de suelo	Aceleración Pico Efectiva
S1	0.30
S2	0.33
S3	0.36
S4	0.36

Sitio tipo S1 Un perfil de roca o suelo rígido o denso con propiedades semejantes a la roca. Sitio tipo S2 Un perfil de suelo con condiciones predominantes de medianamente denso a denso o de medianamente rígido a rígido. Sitio tipo S3 Un perfil de suelo con 6 a 12 m de arcilla de consistencia de suave a medianamente rígida o con más de 6 m de suelos no cohesivos de poca o media densidad. Sitio tipo S4 Un perfil de suelo que contenga un estrato de más de 12 m de arcilla suave. Fuente: Código Sísmico de Costa Rica.

creando daños y pérdidas considerables, si los movimientos de masas afectan asentamientos humanos. Tal fue el caso del terremoto de magnitud 7,6 Mw del 13 febrero del 2001 que ocurrió frente a las costas salvadoreñas. De acuerdo con Evans y Bent (2004), el deslizamiento de Las Colinas fue uno de los miles disparados por el mencionado temblor y fue tan destructivo que causó la muerte a 585 personas aproximadamente. Ante esta evidente realidad, se incluyó dicho factor sísmico en una metodología para estimar la susceptibilidad a deslizamientos de la Corteza Terrestre. Dicha metodología, denominada Mora Varhson, relaciona

Figura 2. Los códigos sísmicos generan obras seguras y protección a la población.

el potencial de generación de deslizamientos con la intensidad de los temblores y las aceleraciones causadas por ellos.

La fórmula de la metodología Mora-Varhson es H = (Sl * Sh * Sp) * (Ds + Dll), donde Ds es el parámetro de disparo por sismicidad. Como se indicó, para encontrarlo se utilizan las intensidades y las aceleraciones como se aprecia en el siguiente cuadro.

Cuadro 2. *Valoración del disparo por sismo Ds*

Intensidad Mercalli-Modificada	Aceleración pico (%g) (Trifunac y Brady, 1975)	Valoración del parámetro D
I	0,3-0,6	1
II	0,6-1,1	2
III	1,1-2,2	3
IV	2,2-4,5	4
V	4,5-8,9	5
VI	8,9-17,7	6
VII	17,7-35,4	7
VIII	35,4-70,5	8
IX	70,5-140,8	9
X	140,8-280,8	10
XI	280,8-560,4	11
XII	>560,4	12

Fuente: Mora *et al.* (1992)

Considerando las dos zonas de amenaza sísmica de La Unión (Figura, 1), sabiendo que las aceleraciones en la zona de mayor amenaza oscilan entre 501 y 601 Gales o cm/s^2, se puede averiguar el porcentaje de g (%g) correspondiente a esos valores. Para ello debemos tomar en cuenta que si un Gal = 1 cm/s^2 la Aceleración de la Gravedad, cuya magnitud es 9.81 m/s^2, es equivalente a 981

Gales. Por tanto, al multiplicar el valor de la aceleración sísmica (Pico) por 100 y dividir el resultado entre el total de Gales de la Aceleración de la Gravedad (501x100/981) obtendremos el porcentaje de la Aceleración de la Gravedad correspondiente al valor de la aceleración sísmica de una zona. Así, para el rango de aceleración sísmica de la zona de mayor amenaza sísmica de la Figura 1, los porcentajes son 51,1% y 61,3%. Haciendo lo mismo, se obtiene que los porcentajes de la otra zona sísmica son 45,97% y 50,97%. Estos valores se comparan con los del cuadro 2 y se obtiene que el parámetro de disparo por sismo de la zona de mayor amenaza es 8 y corresponde con la intensidad VIII. El parámetro de la otra zona es también 8. Una vez obtenido ese valor de disparo por sismo, se introduce en la ecuación para cálculo de la susceptibilidad a deslizamientos de la Metodología Mora-Vahrson. Con este valor se contribuye a estimar la susceptibilidad a deslizamientos en el cantón La Unión, un territorio donde ha habido muertes a causa de este evento natural. Esta es otra manera en que el dato sismológico contribuye con la reducción del riesgo.

Conclusiones

El nuevo conocimiento científico sobre sismicidad, obtenido gracias a la existencia de redes y centros sismológicos, es útil para manejar de manera más precisa el riesgo sísmico y reducirlo, previniendo así la materialización del desastre. Ese conocimiento ha roto paradigmas importantes que podían inducir a error en la estimación del riesgo y conducir a estados de seguridad y confianza nocivos, capaces de incrementar la magnitud de un desastre.

Uno de los mayores aportes del dato sismológico a la reducción del riesgo es que constituye la materia prima para la elaboración de códigos sísmicos, cuyo fin es construir obras resistentes a sismos. Esas obras dan seguridad y protegen a la población del poder destructivo de un terremoto por lo cual, la Sismología en particular y la Geofísica en general, verdaderamente sirven para prevenir desastres y mitigar el impacto de los sismos.

Entre otros aportes, el dato sismológico es importante para calcular la susceptibilidad a deslizamiento, otra amenaza que suele provocar destrucción y muerte del ser humano.

Agradecimiento

Agradecimiento póstumo Luis Palma (qdDg) por colaborar con la búsqueda de datos y a la empresa Preventec Gestión de Riesgos S. A. por aportar una imagen de la Figura 2.

Bibliografía

Bela, J. (2014), Too generous to a fault? Is reliable earthquake safety a lost art? Errors in expected human losses due to incorrect seismic hazard estimates, *Earth's Future*, 2, 569–578, DOI:10.1002/2013EF000225.

Benito, M., Lindholm, C., Camacho, E., Climent , A., Marroquin , G., Molina , E., Rojas, W., Escobar, J., Talavera, E., Alvarado, G., Torres, Y., (2012). A New Evaluation of Seismic Hazard for the Central America Region. *Bulletin of the seismological society of America*, 504-523 .

Climent, A., Rojas, W., Alvarado, G., Benito, B. (2008). Evaluación de la Amenaza Sísmica en Costa Rica. Informe interno, Proyecto RESIS II, 122 pp.

El Noticiero (22 de febrero de 1912). Los temblores de la madrugada de ayer se sintieron en toda la república, alarmando a todos sus habitantes.

Evan, S, Bent, A. (2004). The Las Colinas landslide, Santa Tecla, A highly destructive flowslide triggered by the January 13, 2001, El Salvador Earthquake, In: Rose, W, Boomer, J., López, D., Carr, M., Major, J. (Eds.), *Natural Hazards in El Salvador*. Boulder, Colorado, Special Paper 375, p. 25-37.

Fernández, M., Chavarría, A. (2012). *Las TIC y la gestión de riesgo a desastres, en: Hacia la Sociedad de la Información y el Conocimiento*. PROSIC, Universidad de Costa Rica.

Fernández, M., Montero, W. (2002). Fallamiento y sismicidad entre Cartago y San José. *Rev. Geol. Amer. Central*, 26, 25-37.

Lay, T. (2012). Why giant earthquakes keep catching us out, *Nature*, Vol. 483: 149-150.

Meng, L., Ampuero, J., Stock, J., Duputel, Z, Luo, Y., Tsai, V. (2012). Earthquake in a maze: compressional rupture branching during the 2012 Mw 8.6 Sumatra earthquake, *Science,* 337, 724–726.

Montero, W. (2001). Neotectonica de la región central de Costa Rica: frontera oeste de la microplaca Panama, *Rev. Geol. Amer. Central*, 24, 29-56.

Montero, W., Barahona, M., Taylor, W. (2005). Los sistemas de falla Agua Caliente y Río Azul y relevos compresivos asociados, valle central de costa rica. *Rev. Geol. Amer. Central*, 33, 7-27.

Mora, R. (2011). Análisis de la Vulnerabilidad Global en el Barrio Corazón de Jesús, La Uruca, San José. San José: Trabajo Final de Graduación, Maestría en Gestión del Riesgo en Desastres y Atención de Emergencias. Sistema de Estudios de Posgrado, Universidad de Costa Rica.

Mora , R., Vahrson, W., Mora , S. (1992). *Mapa de Amenaza de Deslizamientos, Valle Central, Costa Rica*. San José, Centro de Coordinación para la Prevención de Desastres Naturales en América Central (CEPREDENAC) .

Pollitz, F., Stein, R., Sevilgen, V., Bürgmann, R. (2012). The 11 April 2012 east Indian Ocean earthquake triggered large aftershocks worldwide. *Nature,* 490, 250–253.

Rodríguez, E. (2016). Evaluación neotectónica de la falla Cipreses, y sus implicaciones en la zonificación del uso del suelo en los cantones Montes de Oca, Curridabat y La Unión. Tesis de Licenciatura, Escuela de Geología, Universidad de Costa Rica, 94 pgs

Rodríguez, J, (2020). *Determinación de amenazas y vulnerabilidad mediante la generación de indicadores, a partir del uso de Sistemas de Información Geográfica (SIG). Estudio de caso: Cantón, La Unión, Cartago, Costa Rica*. Facultad Latinoamericana de Ciencias Sociales (FLACSO) Sede Costa Rica.

RSN (Red Sismológica Nacional) (2023), Sismos históricos. https://rsn.ucr.ac.cr/actividad-sismica/sismos-historicos.

Universidad de California, Santa Cruz (2012). Study reveals complex rupture process in surprising 2012 Sumatra quake. Newscenter, Home / 2012 / September / 2012 Sumatra earthquake. https://news.ucsc.edu/2012/09/sumatra-earthquake.html.

Universidad de California, Berkely (2012). Sumatra earthquake triggered temblors worldwide for nearly a week, research shows. Home, Earth, Earth Sciences.

USGS (United State Geological Survey) (2023). Earthquake Facts & Earthquake Fantasy, Fact: Earthquakes don't kill people, buildings and their contents do https://www.usgs.gov/programs/earthquake-hazards/earthquake-facts-earthquake-fantasy#:~:text=The%20deadliest%20earthquake%20in%20recorded,killed%20more%20than%2040%2C000%20people.

Velasco, A., Hernandez, S., Parsons, T., Pankow, K. (2008). Global ubiquity of dynamic earthquake Triggering. *Nature Geoscience*, 1, June.

Yue, H., Lay, T. Koper, K., 2012. En échelon and orthogonal fault ruptures of the 11 April 2012 great intraplate earthquakes. *Nature,* 490, 240–244. DOI: http://dx.doi.org/10.1038/nature11492.

Revista Geofísica • 70 • 2020 • Artículo • 47-68
ISSN (impresa): 0252-9769 • ISSN (en línea): 2663-4015
DOI:https://doi.org/10.35424/rgf.i70.1076
Este es un artículo de acceso abierto bajo la licencia CC BY-NC-SA 4.0

Potencial destructivo generado por el terremoto de Ecuador del 16 de abril de 2016

Destructive Potential Generated by the April 16, 2016 Ecuador Earthquake

Carlos Daniel Frau[1]
Juan Carlos Vielma Pérez[2]
A. Abel Zambrano Mejía[3]
Roberto Aguilar Falconi[4]

Recibido el 24 de junio de 2021; aceptado el 26 de septiembre de 2023

Resumen

El sismo del 16 de abril de 2016, de magnitud 7.8, causó la muerte de 656 personas y provocó más de 16 600 heridos; las pérdidas económicas superaron los 3 000 millones de dólares convirtiéndose en uno de los terremotos más devastadores que afectaron a Ecuador y a la región. Los espectros de aceleraciones obtenidos en la ciudad de Pedernales superan los fijados por la Norma Ecuatoriana de la Construcción. Con alto potencial destructivo, especialmente frente a estructuras con baja nivel de resistencia sísmica o bien a las estructuras flexibles. El presente trabajo tiene por fin evaluar las propiedades destructivas e impulsivas de los registros del terremoto del 16 de abril de 2016 y contrastar las demandas impuestas por estos registros frente a lo establecido por la Norma Ecuatoriana de la Construcción. Por último, se evalúa mediante un análisis sísmico dinámico no lineal la respuesta de una estructura correspondiente a un edificio en esquina que presentó un gran número de colapsos.

Palabras clave: Terremoto Ecuador 2016, respuesta sísmica, Análisis Dinámico No lineal.

Abstract

The earthquake of April 16, 2016, with magnitude 7.8 caused death to 656 people and provoke more than 16600 injuries. Economic lost was over 3000 of millions of dollars.

[1] Universidad Tecnológica Nacional, Regional Mendoza, Argentina, correo electrónico: cdfrau@frm.utn.edu.ar.

[2] Escuela de Ingeniería Civil de la Pontificia Universidad Católica de Valparaíso (PUCV), Chile.

[3] Universidad Laica Eloy Alfaro de Manta (ULEAM). Ecuador.

[4] Departamento de Ciencias de la Tierra y de la Construcción. Universidad de las Fuerzas Armadas. Ecuador.

This earthquake was one of the most devastator in Ecuador. The acceleration spectra in Pedernales City are higher to the spectra of the Ecuadorian Code. They show a high destructive potential, especially for structures with low strength or flexible. In this work, we present an assessment of the records get during the earthquake of April 16, 2016, and they are compared with the Ecuadorian Code. Finally, the structural response is evaluated by non -linear analysis for a typical kind of buildings place in corners that had an amount important of collapses.

Key words: *Earthquake Ecuador 2016, Seismic Response, Non-Lineal Dynamics Analysis*

Introducción

El sismo del 16 de abril de 2016, de magnitud 7.8, causó la muerte de 656 personas y provocó más de 16600 heridos; las pérdidas económicas superaron los 3000 millones de dólares convirtiéndose en uno de los terremotos más devastadores que afectaron a Ecuador y a la región.

El 18 de mayo de 2016 se registraron dos réplicas de magnitud 6.8, valores que se mostraron elevados al llevar al colapso a algunas estructuras dañadas en el terremoto del 16 de abril. Los epicentros de los sismos asociados al terremoto del 16 de abril como así sus más importantes réplicas se encuentra entre los paralelos +1 y -1 y entre los meridianos -80 y -81. Afortunadamente una serie de acelerogramas pudieron registrarse para poder realizar estudios que permitan evaluar la verdadera destructividad del terremoto (Aguiar *et al.*, 2016).

Los espectros de aceleraciones obtenidos en la ciudad de Pedernales superan en un amplio rango de períodos a los recomendados por la Norma Ecuatoriana de la Construcción de 2015 (NEC-15). Por otro lado, se presentan distintos perfiles de suelo en la zona afectada por el terremoto lo que impone una consideración desde este punto de vista para una evaluación de la demanda sísmica generada.

Es de notar que el terremoto del 16 de abril tuvo su epicentro sobre la placa continental (Placa Sudamericana) a una profundidad de 20 km. De esta manera, el terremoto presenta las similares características a los terremotos corticales esto es carácter impulsivo de los registros de aceleración con importantes entregas de energía en breves lapsos de tiempo (Saragoni, 2004; Frau, 2009). Este aspecto le confiere al registro un potencial destructivo mayor, especialmente frente a estructuras con baja nivel de resistencia sísmica o bien a las estructuras flexibles.

Así, en el presente trabajo se propone evaluar las propiedades destructivas e impulsivas de los registros del terremoto del 16 de abril de 2016 según el criterio de Panella *et al.* (2017), contrastar las demandas impuestas por estos registros frente a lo establecido por la Norma Ecuatoriana de la Construcción y evaluar mediante un análisis sísmico dinámico no lineal la respuesta de una estructura correspondiente a un edificio en esquina que presentó un gran número de colapso.

El terremoto de Ecuador del 16 de abril de 2016

El perfil costero de Ecuador es una de las zonas con mayor sismicidad en la región y tiene una historia de terremotos importantes, como el sismo de magnitud 8.8Mw ocurrido en 1906 al norte de la provincia de Esmeraldas en los límites con Colombia, considerado uno de los más grandes registrados en el mundo. Otros eventos importantes ocurridos son los terremotos de 1942 y 1958 de magnitud 7.8 Mw, el terremoto de 1979 de magnitud 8.1 Mw. Estos eventos sísmicos son producto del desplazamiento entre la placa de Nazca sumergida bajo la placa Sudamericana, proceso conocido como subducción (Singaucho *et al.*, 2016).

El 16 de abril de 2016 a las 18h58 (hora local), se registró un terremoto de 7.8Mw de magnitud con una profundidad de 20km, localizado en el Cantón Pedernales ubicado al norte de la provincia de Manabí, (IG-EPN, 2016). Precisamente en esta zona y en la provincia de Esmeraldas, región norte del Ecuador se han dado eventos sísmicos importantes con recurrencia aproximadamente cada 20 años, dado que existe un mayor acoplamiento entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana (Aguiar, 2017).

La ciudad de Pedernales ubicada a 36 km del epicentro sufrió daños estructurales en las edificaciones e incluso colapsos, con un valor de intensidad de IX en la Escala Macrosísmica Europea (EMS98), conforme el estudio de Singaucho et al. (2016). Portoviejo y Manta, las ciudades más importantes de Manabí, la primera capital política y la segunda ciudad portuaria, sufrieron daños en las edificaciones y el valor de intensidad es de VIII EMS (Singaucho *et al.*, 2016). Las tres ciudades Pedernales, Portoviejo y Manta, concentraron el mayor número de fallecidos de la provincia con 539, de acuerdo con la Secretaría Nacional de Gestión de Riesgos y Emergencias (SNGR, 2016).

La estación ubicada en Esmeraldas se consideró en este estudio por la cercanía al epicentro con un radio de 76 km. En esta ciudad, se presentaron daños menores en las edificaciones que en las tres ciudades de Manabí. La ubicación de las estaciones en las cuatro ciudades en estudio se muestra en la Figura 1.

Evaluación de los registros sísmicos

3.1. Características de los registros, PGA, PGV, PGD

Con el fin de llevar adelante los análisis para el presente trabajo se han seleccionado una serie de registros de aceleración del suelo del sismo del 16 de abril de 2016 obtenidos en cuatro estaciones de la Red Nacional de Acelerógrafos, RENAC. La información de los registros de cada estación para las componentes E-W y N-S, se detallan en la Tabla 1.

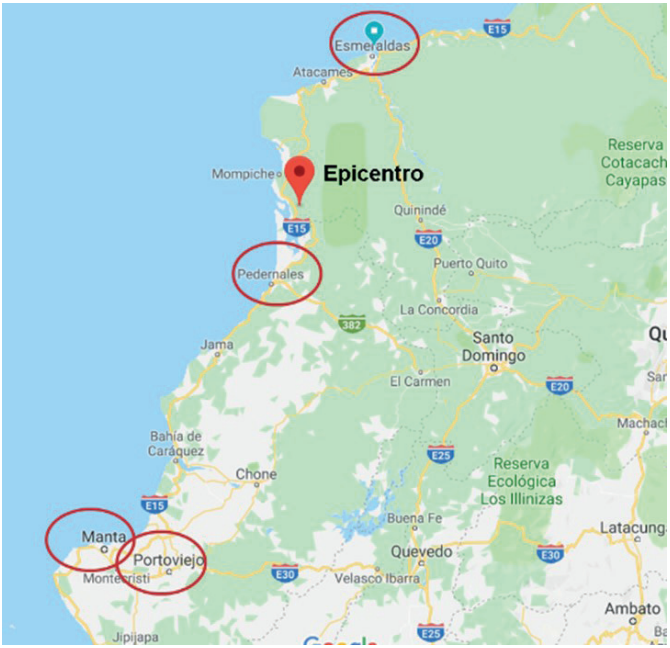

Figura 1. Ubicación del epicentro y de las estaciones en estudio-

Tabla 1. Información de los registros en estudio

Terremoto	Fecha	Hora	Estación	Lugar	Dist. Epic. [km]	Comp.	PGA [g]
0Ecuador 7.8Mw	16 de abril de 2016	23h58 (UTC) 18h58 (local)	AES2	Esmeraldas	76	E-W	0.154
						N-S	0.111
			APED	Pedernales	36	E-W	1.390
						N-S	0.828
			APO1	Portoviejo	167	E-W	0.348
						N-S	0.420
			AMNT	Manta	171	E-W	0.404
						N-S	0.524

Fuente: RENAC (2016).

La Figura 2 muestra la parte principal del registro de aceleraciones de las cuatro estaciones analizadas en el presente estudio para las direcciones horizontales N-S y E-W.

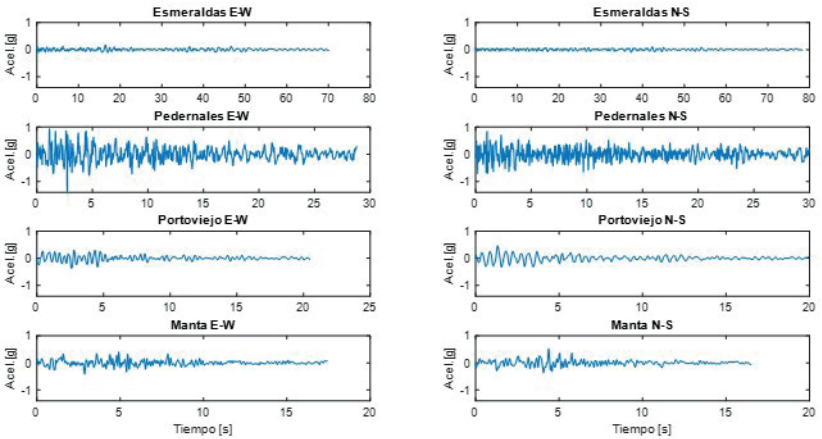

Figura 2. Registros de aceleración de las cuatro estaciones estudiadas (parte principal).

A continuación, se presentan las historias de aceleraciones, velocidades y desplazamientos del suelo de los registros obtenidos por Malhotra (2016) para la estación Pedernales (Figura 3). Si se compone las dos componentes horizontales resulta que los picos del movimiento del suelo alcanzan valores de: PGA= 1.42g; PGV=85.6cm/s y PGD=25.2 cm; valores muy cercanos a los valores máximo de la componente E-W lo que revela una fuerte polarización del movimiento del suelo; esta situación se repite en el resto de los registros obtenidos.

Otro aspecto que se desprende de la simple observación de los acelerogramas, es la reducción de la frecuencia dominante para el caso de Portoviejo que pone de manifiesto los efectos de sitio observados en la zona (Figura 4).

3.2. Evaluación del Potencial Destructivo

Se puede definir la destructividad de un terremoto, en un sentido amplio, como la capacidad de éste de producir daño. El daño se puede traducir en colapso total, parcial o bien la puesta fuera de servicio de estructuras como edificios, embalses, puentes. También el movimiento puede afectar a una masa de suelo a través de deslizamientos, asentamientos o licuaciones.

Para medir la destructividad se han definido diversos índices que enfocan el problema con distintos criterios. Existe un primer criterio de escalas de intensidades, que se basan en una apreciación subjetiva de los efectos del sismo sobre las estructuras, siendo la Intensidad de Mercalli Modificada (IMM) y la Escala Medvedev-Sponheur-Kérnik (MSK) las más importantes. En este grupo se discrimina como criterio el resultado del experimento a escala natural producido por el terremoto en un determinado lugar, interpretando los daños con un criterio estadístico subjetivo.

Por otro lado, usando la información obtenida por registros instrumentales se ha definido un segundo criterio de intensidades instrumentales en donde se intenta

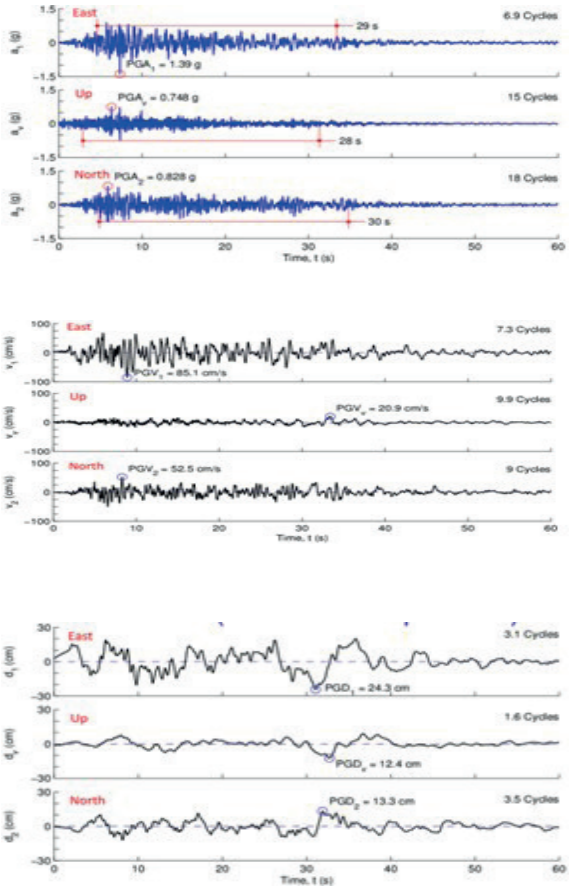

Figura 3. Registros de aceleración, velocidad y desplazamiento en la estación Pedernales.

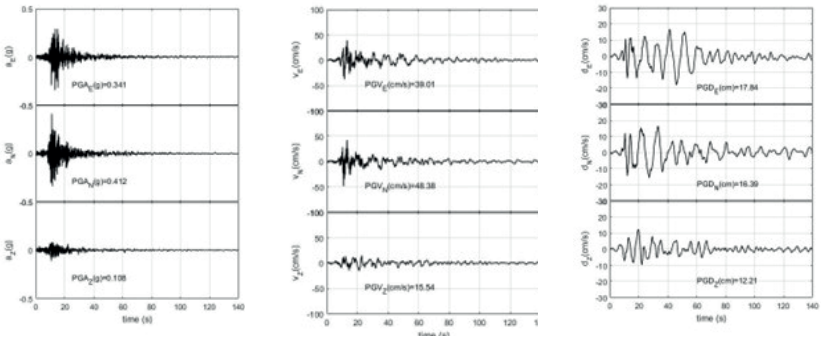

Figura 4. Registros de aceleración, velocidad y desplazamiento en la estación Portoviejo

evaluar la capacidad de daño de un terremoto asociándolo con algún parámetro del acelerograma. Estos parámetros van desde la simple determinación de valores instrumentales extremos; pasando por la integración de los registros en el dominio del tiempo hasta la evaluación del contenido de frecuencias.

Dentro de los parámetros propuestos para medir destructividad se encuentran: aceleración máxima del suelo, velocidad máxima del suelo, desplazamiento máximo del suelo, aceleración efectiva del suelo, velocidad efectiva del suelo, desplazamiento efectivo del suelo, criterio energético de Housner, intensidad de Arias, potencial de Housner, raíz cuadrada de la aceleración cuadrática media, intensidad espectral de Housner, índice de Fajfar, potencial destructivo de Araya y Saragoni; espectro de amplitudes de Fourier y espectro de respuesta lineal entre otros.

Para evaluar la destructividad de los terremotos el parámetro "Potencial Destructivo" de Araya y Saragoni (1984) es uno de los que mejor se correlaciona con el daño observado (Bertero, 1992). Según Araya y Saragoni (1984), el potencial destructivo PD de un registro de aceleraciones se define como (Ecuación 1):

$$PD = \frac{I_A}{v_o^2} \tag{1}$$

Donde *IA* es la Intensidad de Arias (Ecuación 2),

$$I_A = \frac{\pi}{2g}\int_0^{tp} n_g^2(t)dt \tag{2}$$

u_o es la intensidad de cruces por cero del registro (nº de cruces por cero dividida por *to*), *to* es la duración total del registro y $\ddot{u}(t)$ representa la historia de tiempo de las aceleraciones.

Como se desprende de la expresión la capacidad de producir daño o colapso estructural está en función inversa el cuadrado de la intensidad de los cruces por cero del acelerograma y en proporción directa a la Intensidad de Arias. En virtud del mecanismo de generación de terremotos de campo cercano y los efectos de directividad devienen acelerogramas con pulsos largos de aceleración y por ende con una baja intensidad de cruces por cero y una alta Intensidad de Arias. Así puede entenderse la gran destructividad de los terremotos cercanos a la fuente frente con intensidades de cruces por cero del orden de 6 a 8 frente a terremotos interplacas subductivos cuyos valores oscilan entre 12 y 20. A su vez, Rojas (1999), desarrolla una base de batos mundial de acelerogramas destructivos registrados a nivel de suelo hasta el año 1998, llamada World Destructive Accelerograms 1998, WDA98; esta base de datos comprende 71 acelerogramas de 15 terremotos: El Centro 1940, Eureka 1954, Parkfield 1966, San Fernando 1971, Nicaragua 1972, Rumania 1977, Imperial Valley 1979, Irpinia 1980, Chile 1985, México 1985, San Salvador 1986, Loma Prieta 1989, Landers 1992, Northridge 1994 y Kobe 1995.

Esta base de datos considera todos los registros acelerográficos registrados hasta el año 1998 que cuenten con un PD>4 [cm-s], equivalentes a una IMM de VII, según la Ec.(2.12), en alguna de sus componentes horizontales. La selección de la base de datos

en función del parámetro Potencial Destructivo se justifica en la correlación que éste presenta con el daño observado, fenómeno verificado para terremotos de distintas condiciones sismogenéticas.

En virtud de lo expuesto se determina el potencial destructivo calculado para cada uno de los registros analizados (Tabla 2). Se debe notar que, según los autores del parámetro registros con PD superiores a 4.0 se consideran destructivos.

Se observa que todos los registros analizados poseen potencial destructivo mayor a 4, el gran potencial destructivo de los registros lo que se condice con los daños observados. Se destaca el alto poder destructivo del terremoto en Pedernales y en Portoviejo donde el parámetro se ajusta muy bien a los daños observados capturando también la diferencia de los niveles de daño entre Portoviejo y Manta.

Tabla 2. Potencial destructivo de los registros de aceleración

Estación	*Dirección*	*Potencial destructivo (cm. s)*
Esmeraldas	E-W	8,7
	N-S	6,1
Pedernales	E-W	117,0
	N-S-	494,0
Portoviejo	E-W	24,0
	N-S	32,0
Manta	E-W	4,3
	N-S	6,9

3.3. Evaluación de la Impulsividad

A partir de la historia de tiempo de la velocidad del suelo, Panela *et al.* (2017) definieron un nuevo procedimiento para identificar registros impulsivos y diferenciarlos de los no impulsivos o vibratorios. A continuación, se describe brevemente el procedimiento y luego se aplica a los registros del terremoto en estudio.

El procedimiento se basa en dos parámetros: uno clásico que es el valor máximo de la velocidad del suelo (PGV, Peak Ground Velocity) y el otro, un nuevo parámetro denominado "Longitud desarrollada de velocidad" Lvd, la cual resulta la longitud que alcanza el trazo de la historia de tiempo de la velocidad del suelo correspondiente a un registro sísmico como si el trazo fuera "extendido como un hilo"

$$Ld_v = \sum_{i=1}^{n} \left(\sqrt{(\Delta t)^2 + (\Delta v_i)^2}\right) \quad (3)$$

Donde Δt es el intervalo de tiempo del registro entre dos puntos sucesivos $(t_{i+1} - t_i)$, Δv_i es el incremento de velocidad correspondiente al intervalo de tiempo en unidades de cm/s y n es el número de muestras que tiene la serie de tiempo.

Con los dos parámetros se obtuvo una regresión logística que permite identificar si un registro es impulsivo o no, dicha regresión arroja el Índice de Regresión por Impulsividad $\mathrm{IP_R}$ (Ecuación 4).

$$IP_R = \frac{1}{1+e^{(5-0.45PGV+0.01Ldv)}}. \quad (4)$$

El Índice de Regresión por Impulsividad $\mathrm{IP_R}$ toma valores entre 0 y 1. Un registro sísmico califica como impulsivo si su $\mathrm{IP_R}$ es mayor que 0.7 y si su PGV supera los 30 cm/s. Por debajo de 0.7 el registro es no impulsivo. Una vez que un registro se ha clasificado como impulsivo o tipo pulso se Panela et al proponen evaluar el nivel de impulsividad mediante el Índice de impulsividad IP definido a partir los mismos parámetros PGV y Lvd y queda definido por la Ecuación 5:

$$IP = \frac{Ldv}{PGV} \quad (5)$$

Así, definido el Índice de Impulsividad resulta que valores tendientes a 1 denotan mayor impulsividad del registro y, contrariamente, valores altos representa menor impulsividad. Un registro identificado como impulsivo a través del IPR puede ser clasificado según su nivel de impulsividad a través del Índice de Impulsividad IP en tres categorías o niveles de impulsividad: Alta; Media o Baja (Tabla 3); registros con IP> prácticamente no presentan impulsividad y por lo tanto pueden ser considerados no impulsivos.

Tabla 3. Niveles de Impulsividad

Índice de Impulsividad IP	*Nivel de Impulsividad*
IP ≤ 12	High (H)
12 < IP ≤ 20	Medium or Moderate (M)
20 < IP ≤ 35	Low (L)

A continuación, se evalúa la impulsividad de los registros en estudio a fin de determinar el nivel de impulsividad que permite su correlación con la destructividad del terremoto y su capacidad de provocar colapsos estructurales (Tabla 4).

Tabla 4. Potencial destructivo de los registros de aceleración

Estación	*Dirección*	*Impulsividad Ip (cm, s)*
Esmeraldas	E-W	77
	N-S	110,0
Pedernales	E-W	87,0
	N-S-	110,0
Portoviejo	E-W	53,0
	N-S	45,0
Manta	E-W	34,0
	N-S	46,0

Se observa que los índices de impulsividad adoptan valores elevados lo que se traducen en baja impulsividad. Este aspecto pone de manifiesto que el daño causado por el terremoto no es fruto de registros impulsivos sino más bien es el resultado del daño acumulado en muchos ciclos de aceleración. Si se relacionan estos resultados con los obtenidos al evaluar el potencial destructivo se puede mencionar que el terremoto del 16 de abril de 2016 tuvo gran poder destructivo pero su destructividad no has sido fruto de grandes pulsos de velocidad o aceleración que imponen a las estructuras grandes deformaciones plásticas en un tiempo sumamente breve. Por el contrario, su capacidad de daño ha estado más bien asociada a aceleraciones de moderada intensidad sostenida en un prolongado período de tiempo.

Espectros de respuesta

4.1. Espectros de respuesta elástica

En este apartado se trazan y analizan los espectros de repuesta elástica de pseudo-aceleración absoluta. Los mismos han sido obtenidos calculando la respuesta paso a paso aplicando el Método Beta de Newmark. En la Figura 5, se muestra el espectro de las componentes E-W y N-S, de cada estación en estudio considerando una razón de amortiguamiento del 5%; en las figuras se incluye también el espectro elástico de diseño de la Norma Ecuatoriana de la Construcción NEC-15 (2015) para un perfil de suelo tipo D. Cabe mencionar que las ordenadas del espectro de la NEC-15 en Esmeraldas son mayores que para los otros sitios ubicados en Manabí. Esto es debido a que, si bien ambas provincias se localizan en una zona de alta peligrosidad sísmica con un factor de zonificación $Z \geq 0.5g$ y con iguales coeficientes de amplificación del suelo F_a, F_d, F_s, difieran en el parámetro η que mide la relación de S_a/Z en roca. Para Esmeraldas $\eta=2.48$, en tanto que para las otras $\eta=1.8$ (NEC-15, 2015). Los espectros han sido trazados para la parte principal de los registros considerando a ésta como la parte

comprendida entre el 5% y 95% de la intensidad de Arias; esta parte principal es la que se muestra en la Figura 2.

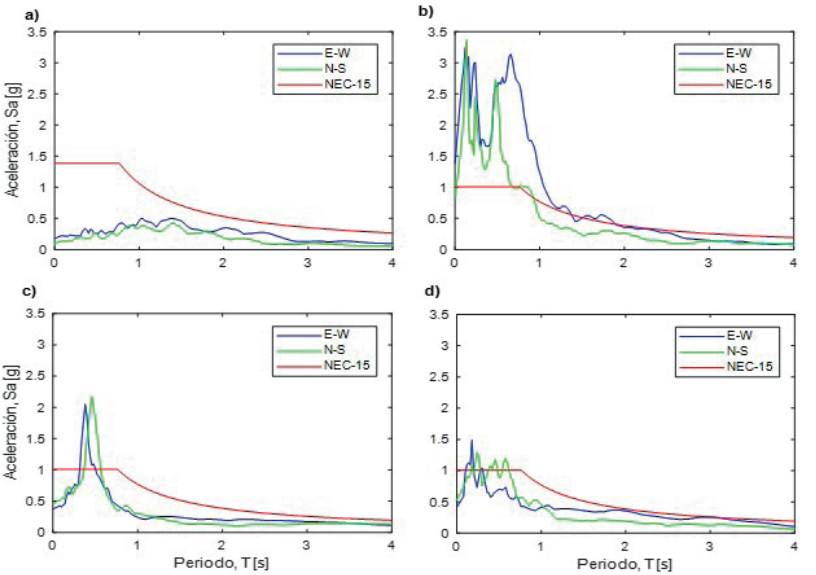

Figura 5: Espectros elásticos del sismo del 16 de abril de 2016 y espectro de la NEC-15. a) Esmeraldas; b) Pedernales; c) Portoviejo; d) Manta.

4.2. Espectros de respuesta inelástica

En este trabajo se calculan los espectros de ductilidad constante para las cuatro estaciones en estudio. Se utilizan rutinas de MATLAB descritas en Zambrano (2019) para calcular la respuesta inelástica del sistema considerando un modelo constitutivo elastoplástico (bilineal sin endurecimiento post-fluencia). Los cálculos se realizaron para ductilidades de 1.5, 2, 4, 8. También se trazaron los espectros reducidos de la NEC-15 que resultan de dividir cada ordenada del espectro de diseño por el factor de reducción de resistencia a la fluencia, R.

En la Figura 6 se muestran los espectros de ductilidad constante de la estación Esmeraldas. Se observa que sus ordenadas, en general, están por debajo de las de la norma ecuatoriana reducidos por un factor R que se ha tomado igual a las ductilidades objetivos de los espectros de ductilidad constante. No obstante, para elevadas ductilidades y largos períodos las ordenadas se aproximan. Nótese, además, que aparece una mayor demanda de resistencias para períodos comprendidos entre 1.0 y 1.50 s.

Sin duda que la estación Pedernales presenta las mayores demandas sísmicas (Figura 7). Los espectros de ductilidad constante alcanzan ordenadas muy por encima de las de norma en una amplia banda de períodos (0.0 a 1.0 s). Otro aspecto que se observa es que si bien los espectros de la componente E-W so ligeramente mayores que

los de la E-W, la diferencia no es tan marcada evidenciando que no hay una polarización del movimiento del suelo.

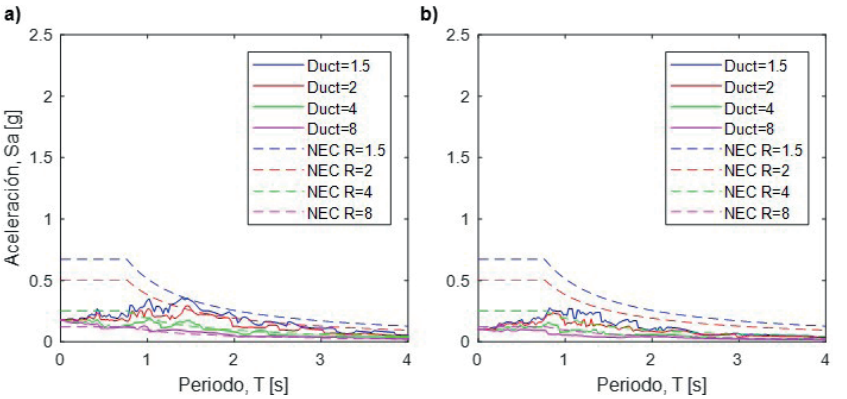

Figura 6. Espectros de ductilidad constante para la estación de Esmeraldas y espectro NEC-15 / R. a) Componente E-W; b) Componente N-S.

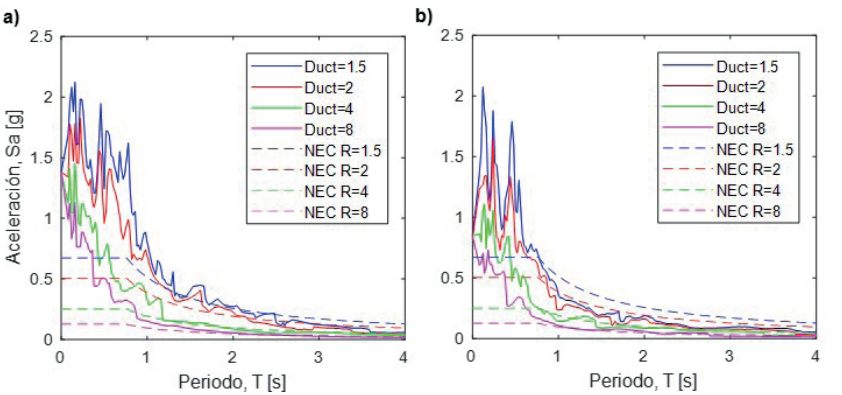

Figura 7. Espectros de ductilidad constante para la estación de Pedernales y espectro NEC-15 / R. a) Componente E-W; b) Componente N-S.

En la estación de Portoviejo (Figura 8), los espectros inelásticos muestran picos de aceleración para períodos entre 0.3 a 0.6s. En zonas de períodos mayores a 0.6s, el espectro de la NEC-15 presenta ordenadas más altas, principalmente para ductilidad de 1.5 y 2. A medida que la ductilidad aumenta, la superioridad del espectro de la NEC-15 sobre el espectro inelástico, es menor.

Los espectros inelásticos en Manta (Figura 9), muestran valores picos superiores a los de la NEC-15, en una estrecha banda de períodos bajos (hasta 0.4s). En zona de períodos más altos, la NEC-15 presenta generalmente valores más altos a los espectros inelásticos para los diferentes valores de ductilidad.

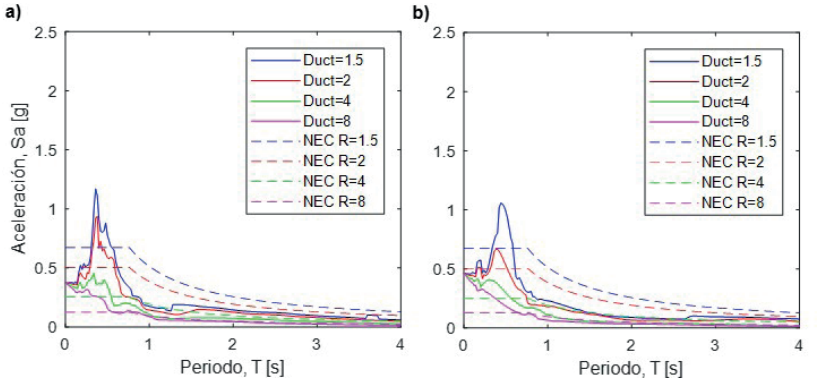

Figura 8. Espectros de ductilidad constante para la estación de Portoviejo y espectro NEC-15 / R. Componente E-W; b) Componente N-S.

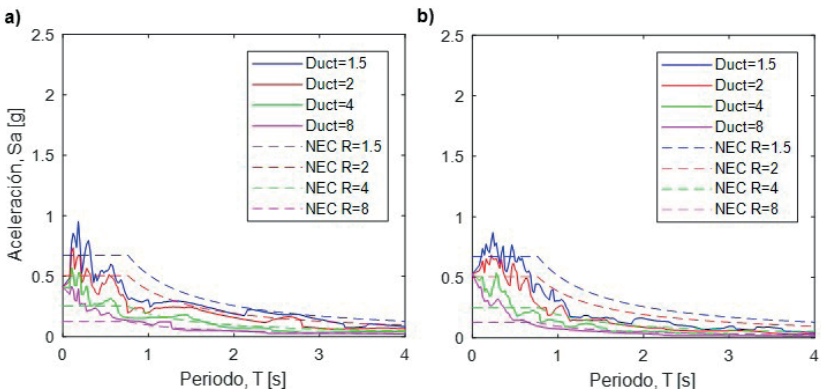

Figura 9. Espectros de ductilidad constante para la estación de Manta y espectro NEC-15 / R. a) Componente E-W; b) Componente N-S.

Caso de estudio. Edificios en esquina

Para estudiar la posible respuesta de los edificios que fallaron en las ciudades de la costa de Ecuador es necesario considerar los aspectos que inciden directamente en su vulnerabilidad. Por un lado, se tiene que los edificios que colapsaron eran en su gran mayoría edificios de mediana edad de construcción (entre 30 a 40 años) lo que implica que fueron proyectados bajo estándares de construcción menos avanzados que los actuales y por otro lado el bajo nivel de inspección y control de calidad de algunas de las obras.

Dentro de las tipologías predominantes se tienen los edificios de hormigón armado de estructura porticada con vigas planas (denominadas en Ecuador como vigas de banda) actuando de forma solidaria con las losas que son del tipo nervado en dos direcciones con bloques de relleno para permitir aligerar el peso. Los cerramientos

están usualmente constituidos por unidades de arcilla de tipo artesanal que no guardan uniformidad ni en las características geométricas y mecánicas.

5.1. Descripción del prototipo.

El caso de estudio es un arquetipo de los edificios que sufrieron grandes daños por encontrarse emplazados en esquinas. El comportamiento frágil de estos edificios se debió no solo a los aspectos indicados anteriormente, sino que se presume también debido a la inadecuada interacción de los muros de albañilería con una estructura muy frágil, lo que causó un desempeño torsional que finalmente produjo el colapso de estos edificios.

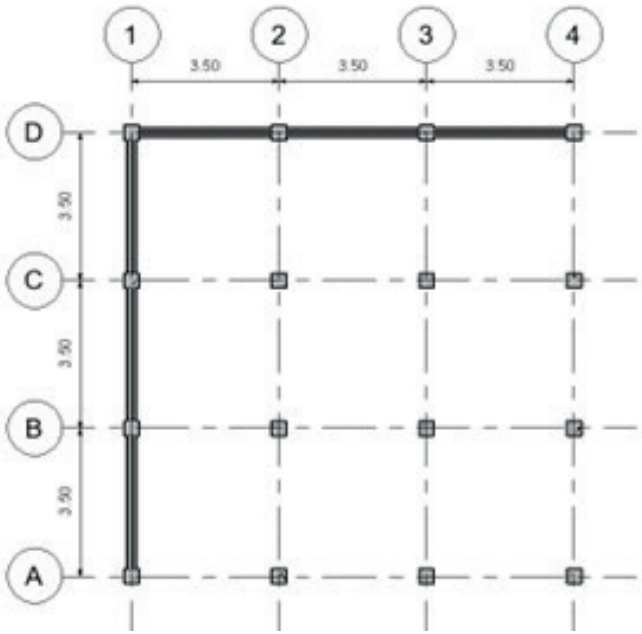

Figura 10. Planta típica de edificio en esquina que se estudia.

En la Figura 10 se aprecia la planta del edificio, con sus cuatro ejes en cada dirección equiespaciados cada 3,5m. También se puede notar la presencia de la mampostería ubicada hacia los extremos norte y este de la planta (superior e inferior de la figura). Por otro lado, en las Figuras 11 se muestra una representación isométrica que indica claramente la ubicación de las unidades de mampostería de forma excéntrica respecto de la planta de la estructura, mientras que en la Figura 12 se muestran unas vistas en alzado de los marcos del edificio, donde se puede observar la altura de la primera planta dedicada al comercio (3,5m), mientras que el resto de las plantas tienen alturas de 2,8m ya que se destinan a residencia.

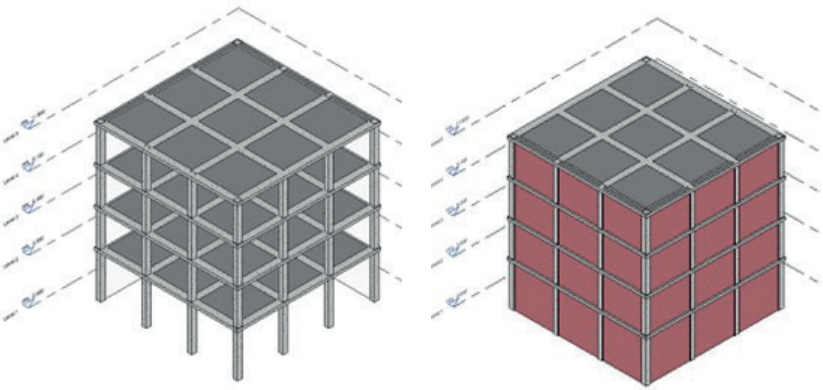

Figura 11. Vistas isométricas de la estructura analizada desde a) orientación sur-este y b) orientación nor-oeste.

En cuanto a las características de resistencia de los materiales empleados en la generación del edificio, se ha asumido el modelo de Mander et al. (1988) para el hormigón y el modelo de Menegotto-Pinto (1973) para modelar el acero de refuerzo. En la Tabla 5 se muestran las características mecánicas de dichos materiales.

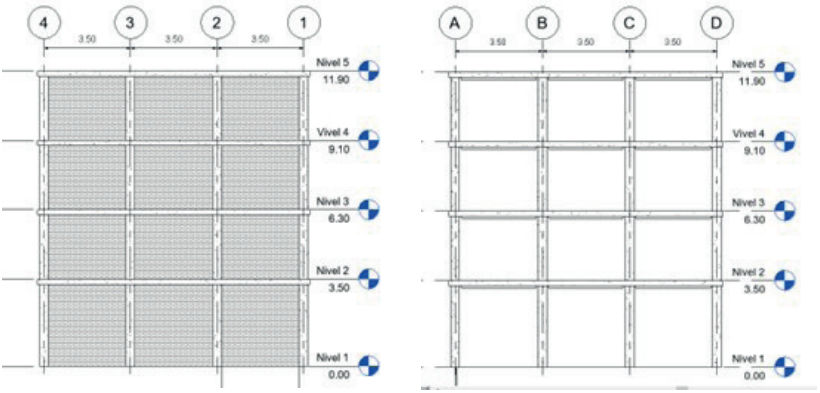

Figura 12. Vistas en alzado a) oeste y b) este.

De acuerdo con el análisis modal de la estructura resultante se han obtenido los resultados mostrados en la Tabla 6. Los resultados corresponden al modelo con la mampostería incluida, considerando tres grados de libertad por piso.

Tabla 5. Características mecánicas de los materiales del modelo

Material	*Característica*	*Valor*
Hormigón	Módulo elástico	2.13E+7 kPa
	Tensión a compresión	20600 kPa
	Tensión a tracción	2060 kPa
Acero	Módulo elástico	2.00E+8 kPa
	Tensión de plastificación	412000 kPa
	Endurecimiento	0.05%
Mampostería	Espesor	15 cm
	Módulo elástico	1.60E+6 kPa
	Resistencia a compresión	1000 kPa

Tabla 6. Resultados del análisis modal del modelo

Modo	Periodo (s)	Dirección
1	0,46	Uy
2	0,46	Ux
3	0,40	Rz
4	0,13	Ux
5	0,12	Rz
6	0,06	Uy
7	0,06	Ux
8	0,06	Rz
9	0,04	Uy

5.2. Análisis no lineal

Para estudiar el comportamiento del arquetipo estructural no basta realizar análisis en rango lineal que no es capaz de detectar las formas predominantes de daño que finalmente conducen al colapso de la estructura, es necesario llevar a cabo análisis en rango no lineal que permitan incorporar aquellas características tanto geométricas como constitutivas que inciden en el comportamiento de los materiales que conforman los elementos estructurales del arquetipo.

Para tal fin, existen dos tipos de análisis que son los preferidos a la hora de determinar la respuesta de estructuras ante cargas sísmicas, ellos son el análisis con empuje incremental conocido como análisis pushover y el análisis incremental dinámico, ver Elnashai y Mwafy (2002) y FEMA (2009), este último por razones de espacio, queda fuera de los alcances de este artículo. El análisis pushover se presenta en dos variantes, una que es la original, que se denominará estándar (PS) y otra que es la versión adaptativa (PA). En ambas variantes se aplica sobre el edificio y en cada una de

las direcciones principales de la estructura, un conjunto de fuerzas incrementales que toman un patrón de forma usualmente a partir de las formas modales predominantes, American Society of Civil Engineers (2017). La diferencia estriba en que para el análisis adaptativo este patrón se actualiza en cada paso de carga, incorporando las formas de los modos de vibrar predominante cuando ya los miembros de la estructura han comenzado a fallar, lo que permite tener una idea más aproximada del comportamiento real de una estructura sometida a la acción de cargas laterales, ver Vielma, et al. (2010) y Porcu *et al.* (2019).

5.3. Resultados del análisis.

La Figura 13 muestra la deformada de los marcos exterior con mampostería y exterior sin mampostería, amplificada diez veces para notar las diferencias. Nótese que el marco con mampostería experimenta unas deformaciones evidentemente menores en comparación con las deformaciones del marco sin mampostería. Como consecuencia de esto, el primero muestras un efecto del daño para el desplazamiento de máxima capacidad que incluye los siguientes efectos: plastificación del acero de refuerzo y agrietamiento del recubrimiento del hormigón, mientras que en el marco sin mampostería se puede notar que aparece también el efecto del agrietamiento en el núcleo confinado de hormigón de la base de la columna externa, que de alguna manera explica el inicio del colapso de la estructura. Nótese también que la plastificación en el marco con mampostería sucede principalmente en los extremos de las vigas planas, mientras que en el marco sin mampostería la plastificación se ha extendido también a algunos de los extremos de las columnas, dando origen a un mecanismo cinemáticamente inestable usualmente asociado con la planta débil Vielma y Mulder (2017).

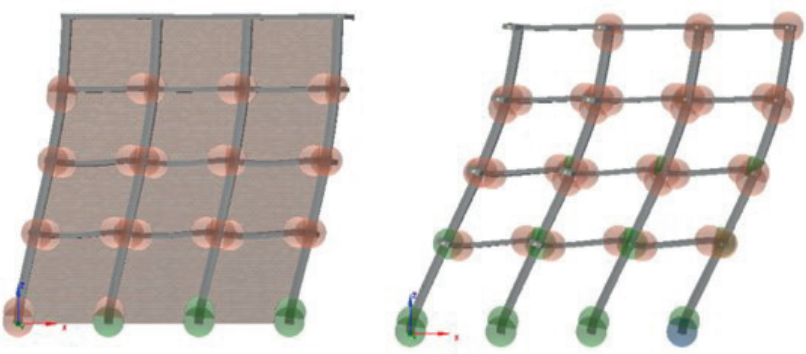

Figura 13. Deformada del a) marco externo con mampostería y b) marco externo sin mampostería.

En la Figura 14, se muestra una isometría de la deformada resultante al aplicar el procedimiento de empuje incremental, en donde se pone en evidencia la torsión inducida por las fuerzas laterales, como producto de la presencia de los muros de mampostería de forma asimétrica respecto de la planta.

Figura 14. Deformada de la estructura vista desde a) nor-este y b) sur-oeste.

A continuación, se analizan las curvas cortante-deriva global del edificio. La Figura 15 muestra los resultados del análisis no lineal con empuje incremental para ambos sentidos del eje x-x llevado a cabo según el Procedimiento Estándar (PS) y el Procedimiento Adaptativo (PA); para ello se ha empleado el programa *SeismoStruct* de *Seismosoft* (2018). Dada la similitud con el eje y-y, no es necesario realizar el análisis en esta dirección, ya que los resultados son exactamente los mismos.

De las figuras 15 se desprende que el análisis con empuje incremental estándar ofrece una respuesta con una caída más suave una vez que el edificio ha alcanzado su máxima capacidad resistente lateral, en comparación con los resultados del análisis adaptativo en los que se aprecia un mayor ablandamiento.

Por otro lado, en las curvas de capacidad obtenidas aplicando el análisis con empuje incremental estándar se aprecia una cierta fase de resistencia lateral plástica luego de la fase elástica. Esta fase se debe al instante específico en el cual se ha producido el fallo de las unidades de mampostería de las fachadas norte y oeste.

En el caso de las curvas de capacidad obtenidas mediante el análisis adaptativo, resulta muy interesante observar cómo el fallo de la mampostería produce una brusca reducción de la resistencia lateral, pero luego se evidencia una recuperación de la resistencia, producto de la resistencia remanente que aún perdura en los soportes laterales (columnas), que han tomado el relevo de las unidades de mampostería.

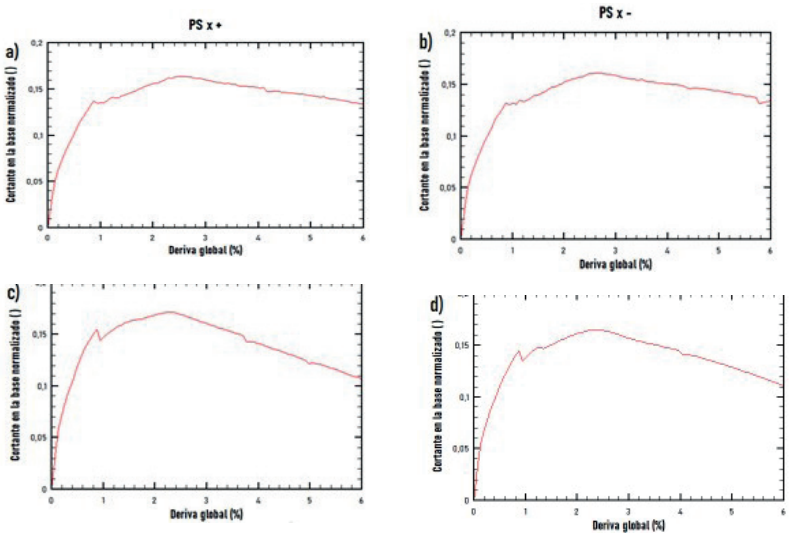

Figura 15. Curvas de capacidad obtenidas al aplicar los procedimientos de empuje incremental: a) Estándar (PS) en sentido +x; b) Estándar (PS) en sentido -x; c) adaptativo (PA) en sentido +x y d) adaptativo en sentido -x.

5.4. Análisis de la demanda versus la resistencia del edificio

Una de las principales características de la respuesta no lineal de este tipo de estructura que salta a la vista es el bajo nivel de ductilidad estructural que exhibe el edificio, tanto si se la calcula a partir de los resultados del análisis con empuje incremental estándar o mediante el proceso adaptativo. Los valores se han obtenido aplicando el procedimiento de Park (1998) y que ha sido estudiado por Vielma y Mulder (2018) (véase Figura 16). Estos valores calculados de la ductilidad son muy bajos con lo que realmente se espera de edificios porticados de hormigón armado, cuyos valores de diseño de partida esperan que se alcancen ductilidades en torno a 6, lo que de alguna manera explica el hecho de que edificios similares a este entrasen en colapso. En la Tabla 7 se resumen los valores calculados para la ductilidad de este edificio.

Considerando que en la ciudad de Portoviejo fue donde mayormente se produjeron colapsos de edificios de esquina y a la vez las ordenadas espectrales del sismo alcanzan valores sensiblemente mayores a los de norma, resulta interesantes relacionar las Figuras 8 y 16, esto es los espectros de ductilidad constante del sismo para la estación Portoviejo y la ductilidad disponible del edificio prototipo.

Así, teniendo en cuenta que el período elástico fundamental del edificio es de aproximadamente 0.46s y que la ductilidad disponible de la estructura está entre 2.7 y 3.0 es posible determinar el nivel de resistencia requerida para la estructura. Para ello en la Figura 17 a) y b) se han replicado los espectros de ductilidad constante para la estación Portoviejo ampliado en la región espectral entorno al período fundamental del edificio; en la Figura 17 c) se ha repetido la curva de capacidad del edificio

rectificada de donde se obtuvo la ductilidad disponible del edificio. De esta manera, ingresando en los espectros de ductilidad constante con el período de 0.46 s hasta alcanzar una ductilidad de 3 (punto medio entre 2 y 4) y saliendo con la resistencia requerida en término de coeficiente de fuerza resulta un valor igual a 0.50. Ahora observando la curva de capacidad (corte basal normalizado versus deformación), vemos que la resistencia máxima que alcanza la estructura es del orden de 0.17. Este valor representa sólo un 34% de la requerida (0.50); esto sin duda permite explicar los colapsos observados en este tipo de estructura caracterizadas por una baja resistencia sísmica y reducida ductilidad.

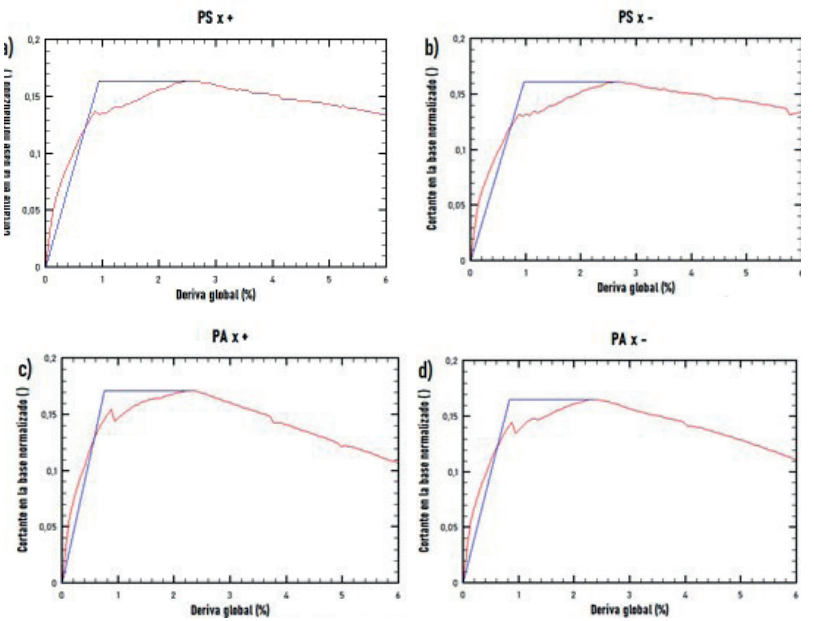

Figura 16. Curvas de capacidad rectificadas para la determinación de la utilidad global: a) Estándar (PS) en sentido +x; b) Estándar (PS) en sentido -x; c) adaptativo (PA) en sentido +x y d) adaptativo en sentido -x.

Tabla 7. Ductilidad del edificio determinada a partir de los resultados del análisis no lineal

Tipo de análisis	*Sentido +*	*Sentido -*
Estándar	2.65	2.78
Adaptativo	3.00	2.82

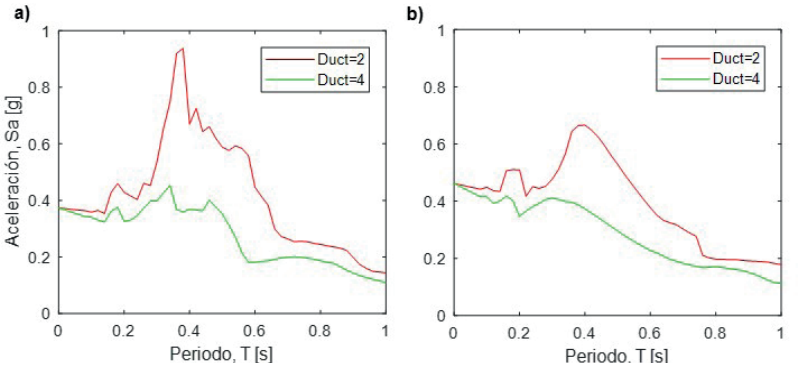

Figura 17. a) y b) Espectros de ductilidad constantes para Portoviejo (E-W Y N-S) ; c) Curva de capacidad para el procedimientos adaptativo.

Conclusiones

Los registros analizados poseen potencial destructivo elevado (mayor a 4) lo que pone de manifiesto el elevado nivel de destructividad del terremoto, lo que claramente se condice con los daños observados. En particular se destaca el alto poder destructivo del terremoto en Pedernales y en Portoviejo donde el parámetro se ajusta muy bien a los daños observados capturando también la diferencia de los niveles de daño entre Porto y Manta.

Se observa que los registros presentan baja impulsividad y baja polarización del movimiento; este aspecto pone de manifiesto que el daño causado por el terremoto no es fruto de registros impulsivos sino más bien es el resultado del daño acumulado en muchos ciclos de incursiones inelásticas.

Las ordenadas de los espectros elásticos superan ampliamente las de norma para el caso de Pedernales en un factor aproximado de 2.5-3.0 alcanzando períodos hasta más de 1.0s. Esto puede explicar los daños en construcciones bajas de período bajos (<0.30s). Para la estación de Portoviejo, el espectro de sismo sobrepasa al espectro de norma en una relación de 2 pero para una banda estrecha de períodos (0.30 y 0.50s). Para el caso de Manta se puede considerar que el espectro del sismo "ajusta" con el especto de norma.

Los espectros inelásticos de Pedernales en las dos componentes superan ampliamente a los de la NEC-15 para todos los valores de ductilidad calculados, principalmente en la zona de períodos de hasta 0.7s aproximadamente. En la estación de Portoviejo y Manta, los espectros inelásticos muestran picos de aceleración que superan a los de la NEC-15 para ductilidades de 1.5 y 2, en zona de períodos de hasta 0.5s. En zona de períodos más altos, la NEC-15 presenta generalmente valores más altos a los espectros inelásticos de las estaciones.

En el colapso de los edificios ubicados en esquinas de la ciudad de Portoviejo se produjo el efecto combinado de la vulnerabilidad producida por una baja resistencia suministrada (inferior a la requerida en zonas de elevada peligrosidad sísmica y una

baja ductilidad disponible en la estructura por la falta de confinamientos de columnas y vigas. A esto se suma la presencia de elementos de mampostería que generaron una excentricidad que rara vez es considerada en el análisis sísmico de edificios.

Referencias

Aguiar Falconí, R. (2017). Peligrosidad sísmica de la costa norte de Ecuador y el terremoto de Pedernales de 2016. *Revista Geofísica*, (67), 9-24. DOI: https://revistasipgh.org/index.php/regeofi/article/view/159.

American Society of Civil Engineers (2017). *Seismic Evaluation and Retrofit of Existing Buildings*. ASCE/SEI 41-17. Reston, ASCE/SEI.

Araya, R. y G. R. Saragoni (1984). Earthquake accelorograms destructiveness potencial factor. 8th Worl Conference on Earthquake Engineering, San Francisco, California, USA.

Bertero, V. (1992). *Lessons learned form recent catastrophic earthquakes and associated research*. Instituto de Ciencias de la Construcción Eduardo Torroja, Madrid.

Elnashai, A., Mwafy, A. (2002). "Calibration of force reduction factors of RC buildings". *Journal of Earthquake Engineering*, 6 (2), 239-273.

Fajfar, P., Gašperšič, P. (1996). The N2 method for the seismic damage analysis of RC buildings. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 25, 31-46.

FEMA (2009). *Quantification of Building Seismic Performance Factors. FEMA P-695*. Washington, D. C.: Federal Emergency Management Agency.

Frau C. (2009). [*Demanda sísmica incluyendo efectos de directividad en zonas near-fault de Argentina*, Tesis para obtener el título de Doctor. Universidad Tecnológica Nacional], Regional Mendoza, 371 pp.

IG-EPN (2016). *Informes especiales sobre el sismo del 16 de abril de 2016*, Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional, Quito.

Mander, J. B., Priestley, M. J. N., Park, R. (1988). Theoretical Stress-Strain Model for Confined Concrete. *Journal of Structural Engineering*, 114, 1804-1826.

Menegotto, M., Pinto, P. E., (1973). Method of analysis for cyclically loaded R.C. plane frames including changes in geometry and non-elastic behaviour of elements under combined normal force and bending. *Zurich*, s/n., 15-22.

NEC-15 (2015). *Norma Ecuatoriana de la Construcción, SE-DS, Cargas Sísmicas. Diseño Sismo Resistente, MIDUVI*, Quito, 138 pp.

Panella D., Miguel E. Tornello & Frau C. (2017). A simple and intuitive procedure to identify pulse-like ground motions. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 94: 234-243.

RENAC (2016). *Acelerogramas del terremoto del 16 de abril de 2016*, Red Nacional de Acelerógrafos, Instituto Geofísico de la Politécnica Nacional, Quito.

Rojas, M. (1999). [*Análisis de la potencia de acelerogramas destructivos*. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile], Santiago, 1999.

Park, R., (1998). *State-of-the-art report: ductility evaluation from laboratory and analytical testing*. Tokyo, s/n.

Porcu, M. C., Vielma J. C., Panu, F., Aguilar, C. (2019). Seismic Retrofit of Existing Buildings Led by Non-Linear Dynamic Analyses. *Int. J. of Safety and Security Engineering*, 9 (3), 201-212.

Saragoni, R. (2004). Características destructivas de los acelerogramas de fuente cercana y los grandes terremotos argentinos. XVIII Jornadas de Ingeniería Estructural, Conferencia Nº 4, Buenos Aires, Argentina, octubre 2004.

Seismosoft, (2018). SeismoStruct 2018-A computer program for static and dynamic nonlinear analysis of framed structure. [Online] http://www.seismosoft.com

Singaucho J. C., Laurendeau A., Viracucha C., Ruiz M. (2016). *Observaciones del sismo del 16 de Abril de 2016 de magnitud Mw 7.8, Intensidades y Aceleraciones*. Instituto Geofísico-Escuela Politécnica Nacional, Quito.

SNGR (2016). *Informe No. 71: Situación general desde crisis sísmica 16 de abril.* Secretaría Nacional de Gestión de Riesgos y Emergencias, Quito.

Vielma, J. C., Barbat, A. H., Oller, S. (2010). Seismic safety of low ductility structures used in Spain. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 8, 135-155.

Vielma, J. C., Cando, M. A., (2018). Calibration of the reduction factors used in Ecuador for steel SMRF. *Bulletin of the International Institute of Seismology and Earthquake Engineering*, 52, 22-37.

Vielma, J. C., Mulder, M. M. (2017). Assessment of the seismic design factors of plan-irregular RC buildings. *Earthquake Resistant Engineering Structures XI*. Southampton: WIT Press, 47-58.

Vielma, J. C., Mulder, M. (2018). Improved procedure for determining the ductility of buildings under seismic loads. *Rev. Internacional de métodos numéricos para cálculo y diseño en ingeniería*, 34, 1-27.

Zambrano Mejía A. (2019). Espectros de Respuesta Inelástica de Ductilidad Constante. II Encuentro de Ingeniería Estructural "Dr. Roberto Aguiar Falconí". Manta, Ecuador.

Revista Geofísica • 70 • 2020 • Artículos • 71-82
ISSN (impresa): 0252-9769 • ISSN (en línea): 2663-4015
DOI: https://doi.org/10.35424/rgf.i70.4778
Este es un artículo de acceso abierto bajo la licencia CC BY-NC-SA 4.0

Caracterización geoeléctrica 4D, para la validación de técnica de remoción de capa superficial de sulfato de cobre en pilas de lixiviación

4D Geoelectric Characterization for Validation of a Technique to Remove the Copper Sulfate Surface Layer in Leaching Heaps

R. Borges[1]
Y. Acosta[2]

Recibido el 22 de agosto de 2023; aceptado el 8 de diciembre de 2023

Resumen

Actualmente, son pocas las técnicas que buscan mejorar las permeabilidades de una pila de lixiviación para lograr una mayor recuperación de cobre. Una de las técnicas aplicadas, es la remoción de la capa de sulfato de cobre que se forma en la parte superficial de las pilas, una vez que ha sido regada por varios días; para esto utilizan maquinaria pesada con pala hidráulica. Con la finalidad de validar la efectividad de esta técnica se realizó una caracterización geoeléctrica 4D (variante en el tiempo) utilizando el método de tomografía de resistividad eléctrica, logrando identificar cómo varían la permeabilidad antes y después de la intervención de la maquinaria pesada, aplicando un análisis geoestadístico y tomando como parámetro control el porcentaje de humedad de la pila en cada uno de los escenarios.

Palabras clave: *unidades hidrogeológicas, acuífero libre, tomografía eléctrica, tomografía sísmica, prácticas de campo.*

Abstract

Actually, there are few techniques that seek to improve the permeabilities of a leach pad to achieve greater copper recovery. One of the techniques applied is the removal of the copper sulfate layer that forms on the surface of the piles,

[1] Ingeniero geofísico, Open World SpA (Geo-X). Correo electrónico: rborges@geo-x.cl.

[2] Ingeniero geofísico, Open World SpA (Geo-X). Correo electrónico: yacosta@geo-x.cl.

once it has been irrigated for several days; for this they use heavy machinery with hydraulic shovel. In order to validate the effectiveness of this technique, a 4D geoelectrical characterization (variant in time) was carried out using the electrical resistivity tomography method, managing to identify how the permeability varies before and after the intervention of heavy machinery, applying a geostatistical analysis and taking as control parameter the percentage of moisture in the pile in each of the scenarios.

Key words: *Electric Resistivity Tomography, Copper, heap leach.*

1. Introducción

Una pila de lixiviación es el medio donde se acumula material mineralizado y ocurre el proceso hidro-metalúrgico que permite obtener el cobre de los minerales oxidados que lo contienen, aplicando una disolución de ácido sulfúrico y agua. Este proceso se basa en que el cobre contenido en las especies mineralógicas es sensible al ataque de soluciones ácidas, lo que posibilita su decantación y posterior recuperación. En los noventa se difundió en la minería del cobre, la nueva tecnología que incluía la extracción por solventes y la electro-obtención de cátodos de cobre (Beckel, J., 2000), lo que tiene un impacto importante en la producción de minerales metálicos, sin embargo, esta tecnología presenta inconvenientes al momento de recuperar de manera eficiente el mineral que se encuentra en las pilas. Ya que, para el éxito de la lixiviación se consideran varios factores, entre ellos uno de los más importantes es asegurar la permeabilidad de la masa a lixiviar, de manera que el líquido lixiviante atraviese todo el material y que el contacto entre el agente y el mineral sea el óptimo (Codelco, 2019). Las irregularidades asociadas al apilado durante la construcción de una pila de lixiviación, conllevan a la formación de áreas saturadas y acumulación de solución lixiviante en áreas cercanas a la superficie, debido a la presencia de capas de sulfato que se desarrollan en los primeros centímetros de la pila o incluso en su interior. Esto provoca la creación de sectores secos y/o futuras aglomeraciones, que disminuyen la permeabilidad y calidad de la pila, como consecuencia, afecta la eficiencia del proceso de lixiviación. Esto a su vez provoca la pérdida de cantidades significativas de mineral con potencial económico y prolonga los tiempos de recuperación del mineral, generando así retrasos en la extracción del mismo (Universidad de Chile, 2014).

Actualmente, son pocas las técnicas que buscan mejorar las permeabilidades de la pila para lograr una mayor recuperación de cobre. Empíricamente se encontró en una faena que la remoción de la capa superficial de sulfato de cobre utilizando maquinaria pesada con pala hidráulica ayuda a mejorar el proceso, sin embargo, no existe un basamento teórico que sustente esta metodología. Para validar la efectividad de esta técnica se realizó una caracterización geoeléctrica 4D (variante en el tiempo) utilizando el método de tomografía de resistividad

eléctrica, para identificar cómo varían la permeabilidad antes y después de la intervención de la maquinaria pesada, aplicando un análisis geoestadístico y tomando como parámetro control el porcentaje de humedad de la pila en cada uno de los escenarios.

Materiales y métodos

La resistividad eléctrica es una propiedad física de cada material, que indica la oposición que muestra un cuerpo al paso de corriente a través de él Por su parte, las rocas tienen poros en mayor o menor proporción, los cuales suelen estar ocupados total o parcialmente por un medio acuoso, por lo que las rocas se comportan como conductores iónicos, de resistividad variable según los casos. Esta condición permite que se puedan identificar y caracterizar las propiedades geoeléctricas presentes en un determinado medio (Franco, E., 2017), como lo son las pilas de lixiviación dinámicas, sin intervenir en los procesos internos que ocurren e identificando los fenómenos que puedan presentarse por la interacción de la solución ácida con los minerales, y glómeros que constituyen las pilas.

Los medios en general son heterogéneos por tanto a la hora de definir la resistividad se habla del concepto de resistividad aparente, el cual no es el promedio de las resistividades si no, que se define como el resultado de numerosas celdas unitarias de resistividad eléctrica acopladas en un complejo circuito en serie y paralelo, asociado a la ecuación (Carballo, O., 2007):

$$\rho a = K \frac{\Delta v}{I}$$

Donde ρa es la resistividad aparente, k es el factor geométrico que depende del tipo de arreglo utilizado, Δv es la diferencia de potencial e I es la corriente inyectada en el terreno a través de los electrodos. Este valor de la resistividad eléctrica se atribuye a un determinado punto geométrico del subsuelo cuya posición y profundidad en el perfil depende de la posición de dicho cuadripolo y de la separación entre los electrodos que lo conforman (P. Pérez *et al.*, 2015).

Para la ejecución de la fase de levantamiento de datos geoeléctricos en terreno, se utilizó resistivímetro eléctrico elaborado por la empresa *GF Instrument*, modelo ARES I de cables inteligentes, con 48 electrodos. La adquisición 4D de datos de resistividad eléctrica, consiste en la inyección de corriente a través de dos electrodos metálicos, colocados a 20 cm de profundidad sobre la superficie y la medición de la diferencia de potencial en otros 2 electrodos restantes durante dos periodos de tiempo distintos.

Cuando se habla de una metodología de adquisición de datos 4D, esta consiste en la captura de datos en diferentes tiempos, respetando la misma geometría inicial entre electrodos. Al efectuar la adquisición de datos, se busca formar un pseudo-cubo de resistividad con la información obtenida de los perfiles; cada vez que se repitan las mediciones, éstas deben coincidir en todas sus coordenadas; es decir, el cubo de resistividades más reciente deberá coincidir en todos sus

puntos con los de los anteriores. El lapso de cada levantamiento es determinado de acuerdo a los intereses de la investigación. En el caso de esta investigación, se aplicó para validar una técnica de remoción de una capa superficial de sulfato que afecta la permeabilidad de las pilas de lixiviación, por tanto, los tiempos de captura de datos fue: antes de aplicar la técnica de remoción y posterior a la aplicación de esta.

Para la ejecución de la fase de levantamiento de datos en terreno, se realizó un estudio de todas las configuraciones de electrodos que se pueden utilizar con la tomografía eléctrica, tomando en consideración factores como: profundidad de prospección, resolución vertical y lateral, espaciamiento entre electrodos. Existen distintos tipos de arreglos, es decir, los electrodos pueden adoptar cualquier disposición geométrica sobre el plano que representa la superficie del terreno, entre ellos destacan: Wenner, Schlumberger, Wenner-Schlumberger, Dipolo-Dipolo y Polo-Polo.

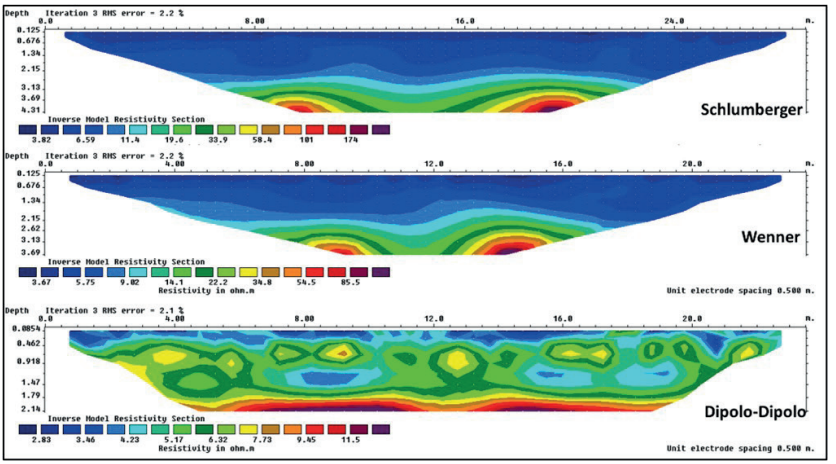

Figura 1. Perfiles de resistividad eléctrica con distintas configuraciones de electrodos.

Para efectos de esta investigación y poder validar cual geometría utilizar se realizaron perfiles de prueba sobre pilas de lixiviación, donde se pudo comparar la respuesta de resistividad de 3 perfiles bajo las configuraciones: Wenner, Schlumberger y Dipolo-Dipolo, todos con la misma separación entre electrodos y manteniendo las posiciones de los perfiles. Se observa claramente como la configuración dipolo-dipolo resalta los cambios de resistividades presentes en las pilas, producto de los distintos porcentajes de saturación de solución

El arreglo Dipolo-Dipolo (Figura 1) presenta una alta resolución para los contrastes laterales de resistividad, tiene una resolución mayor en niveles cercanos a la superficie y es el arreglo que presenta un mayor número de mediciones (Neyamadpour, 2010). Todo esto siendo comparado con los otros arreglos antes

mencionados. Por este motivo, es el arreglo que debe ser empleado para una caracterización geoeléctrica en pilas de lixiviación.

El objetivo principal de esta investigación era validar la técnica de remoción de capa superficial de sulfato en pilas, por tanto se propuso aplicar la caracterización geoeléctrica 4D antes y después de la remoción de esta capa de sulfato y se estableció una comparación entre las resistividades eléctricas obtenidas en ambos escenarios, esto con el fin de analizar como varía el porcentaje de humedad y poder relacionarlo a parámetros geometalúrgicos como permeabilidad, porosidad, tamaño de grano, entre otros. Esta misma metodología sirvió para identificar debilidades de los procesos operacionales actuales, tales como: uniformidad del riego, carguío y drenaje de la pila; los cuales siendo mejorados podrían tener un impacto en la reducción de costos de extracción y mayor aprovechamiento del mineral lixiviado.

Los perfiles de tomografía de resistividad eléctrica se realizaron a lo ancho y largo de las pilas (Figura 2), con el fin de muestrear y estudiar en ambas direcciones los valores de resistividad. La pila seleccionada para realizar la caracterización tenía 31 días de riego a la fecha de la primera prospección, y mostraba evidencia de capa de sulfato y apozamiento de solución en la parte superficial. Una vez que se levantaron los datos geoeléctricos en el primer escenario (previo a la remoción de capa sulfatada), se procedió a remover la capa superficial de sulfato utilizando maquinaria pesada y posteriormente se volvió a regar la pila por 4 días, con el fin de que se lograra humectar en su totalidad y recrear un escenario 2.

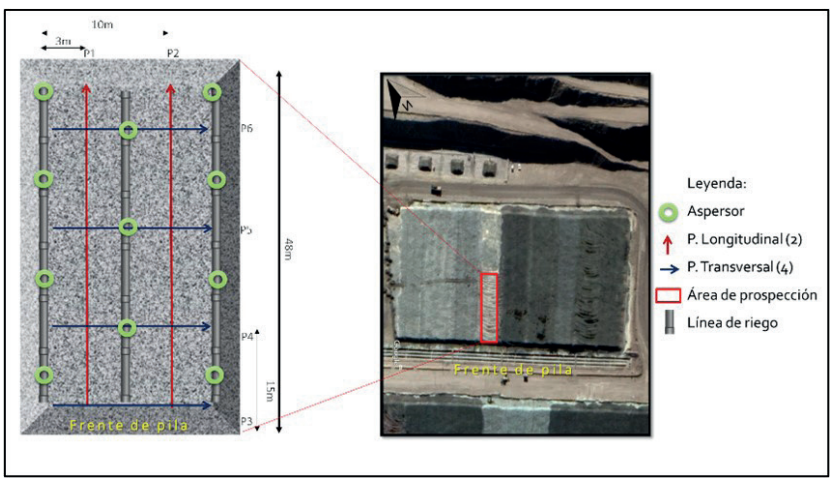

Figura 2. Disposición espacial de los perfiles de resistividad eléctrica y georradar sobre la pila estudiada..

Posterior a los 4 días de regado, se adquirieron nuevos perfiles de tomografía eléctrica utilizando los mismos parámetros preestablecidos de adquisición y las mismas configuraciones electródicas, lo que permitió evaluar como variaron las propiedades hidrodinámicas de la pila entre el escenario 1 y 2.

Resultados y discusión

Perfiles de resistividad eléctrica

Los perfiles longitudinales presentan una mayor profundidad de prospección con el método de resistividad eléctrica, debido a su mayor extensión (28,2 metros), y sirven para evaluar la profundidad de la carpeta, posibles rupturas y así tener una visión macro de cómo se comportan las propiedades geoeléctricas de los materiales que componen la pila. En la Figura3 se observa como las resistividades entre 1 ohm.m y 9 ohm.m responden al mineral que ha sido lixiviado, comprendido entre 0 metros y 2,4 metros, mientras que las resistividades mayores están respondiendo al material de sobre-revestimiento y capa de protección o geo-membrana. El comportamiento lineal de aumento de resistividades en la zona profunda de la pila descarta una posible ruptura de la carpeta, que pueda estar generando un foco de contaminación en el subsuelo.

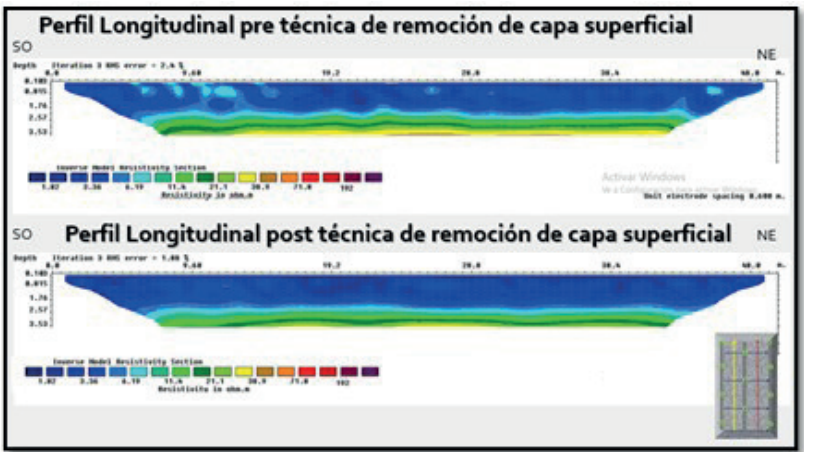

Figura 3. Comparación de perfiles de resistividades antes y después de aplicada la técnica de remoción de capa superficial.

Los perfiles transversales son los que se adquirieron a lo ancho de la pila. A pesar de que la distancia máxima del perfil fue 13,8 metros la separación entre electrodos fue de 0,6 metros para tener la misma resolución tanto longitudinal como transversalmente. La resistividad eléctrica en pilas de lixiviación está dominada por el porcentaje de humedad que ésta presente, esto quiere decir que a mayor humedad menor resistividad y viceversa. Los sedimentos lixiviados presentaron valores en un rango entre 1 ohm.m a 9 ohm.m. Lo que nos permite clasificar zonas donde el líquido lixiviante no ha tenido buen contacto con el mineral. En la Figura 4 se muestra la comparación de un perfil con datos adquiridos con la misma configuración antes y después de aplicada la técnica de remoción de la capa superficial sulfatada. Nótese como las resistividades disminuyen en

la zona media del perfil posterior a la aplicación de la técnica, lo que se podría interpretar como una humedad más constante, eliminando la barrera que se forma a los 20 centímetros de profundidad aproximadamente y por ende mejorando la permeabilidad y el flujo de solución a través de la pila.

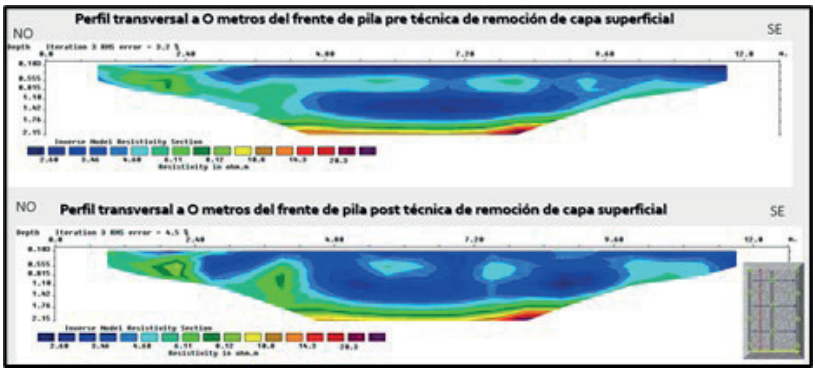

Figura 4. Comparación de perfiles transversales a 0 metros, antes y después de aplicada la técnica de remoción de capa superficial de sulfato.

Las zonas con acumulaciones de solución en la superficie de la pila son producto de bajas permeabilidades que se forman en los primeros centímetros de material (Figura 5); estás arrojan resistividades altas producto de un porcentaje de humedad bajo, sin embargo, una vez es aplicada la técnica de remoción de capa superficial en estas zonas los valores de resistividad disminuyen considerablemente. Es importante resaltar que todos los perfiles transversales muestran un hundimiento en la zona central, lo que puede estar causando un cambio de la compactación y un canal de flujo preferencial de la solución el cual pudiera estar afectando la recuperación de mineral de los sedimentos en los laterales de la pila.

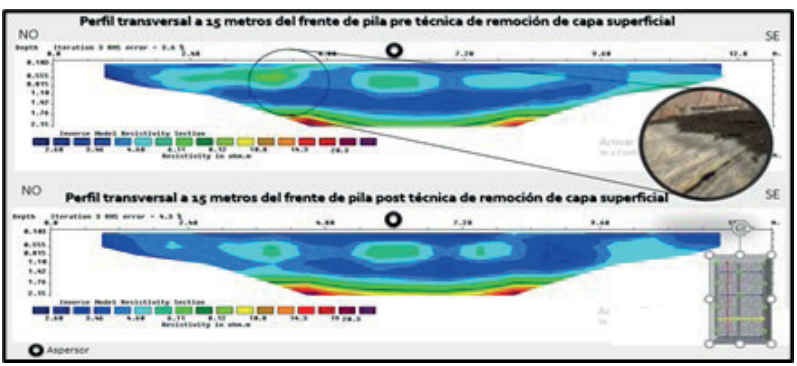

Figura 5. Comparación de perfiles transversales a 15 m, antes y después de aplicada la técnica de remoción de capa superficial de sulfato.

Haciendo un análisis cualitativo de las resistividades en ambos escenarios donde se aplicó la caracterización geoeléctrica 4D; con la ayuda de la intercepción de perfiles longitudinales y transversales se realizó un pseudo cubo para evaluar la efectividad de la técnica de remoción de la capa superficial de forma global (Figura 6). En esta se puede observar como en términos generales las resistividades son mucho más bajas después de aplicada la técnica, lo que indica que se tiene una pila con mayor porcentaje humedad por mejoras de la permeabilidad en la zona superficial.

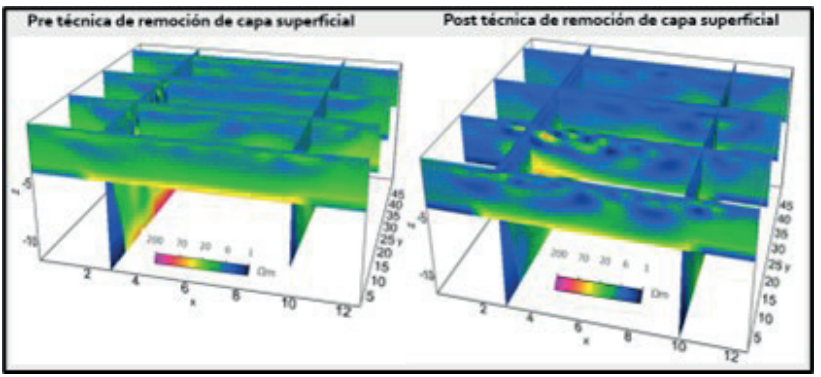

Figura 6. Comparación de resistividades antes y después de aplicada la técnica de remoción de capa superficial de sulfato.

Análisis geoestadístico

Para poder correlacionar los datos obtenidos con el método de tomografía de resistividad eléctrica, se seleccionaron zonas en ciertos perfiles para tomar muestras de los sedimentos que conforman la pila (Figura 7). Dichas muestras fueron extraídas entre los rangos de profundidad 0m-0,40m y 0,40m-0,80m. Es importante resaltar que sólo se pudieron obtener valores de porcentaje de humedad, ya que las muestras una vez que fueron secadas se generó una masa sulfatada del material, lo que imposibilitó realizar un estudio granulométrico.

Para establecer una relación entre propiedades físicas y parámetros geometalúrgicos de los sedimentos lixiviados, se realizó un gráfico cruzado entre la resistividad eléctrica y el porcentaje de humedad presente en las pilas (figura 8). En el gráfico cruzado se observa cómo se cumple la consideración teórica que establece que la resistividad eléctrica responde al contenido de humedad de los sedimentos, teniendo una relación inversamente proporcional y decreciente. El coeficiente de determinación de ajuste (R^2) entre las variables es de 0,94, lo que representa un valor bastante razonable, sin embargo, la poca cantidad de datos incluidos en el gráfico cruzado hace que pudiera existir un nivel de incertidumbre considerable.

Figura 7. Testigos o muestras de material lixiviado en ambas profundidades de interés.

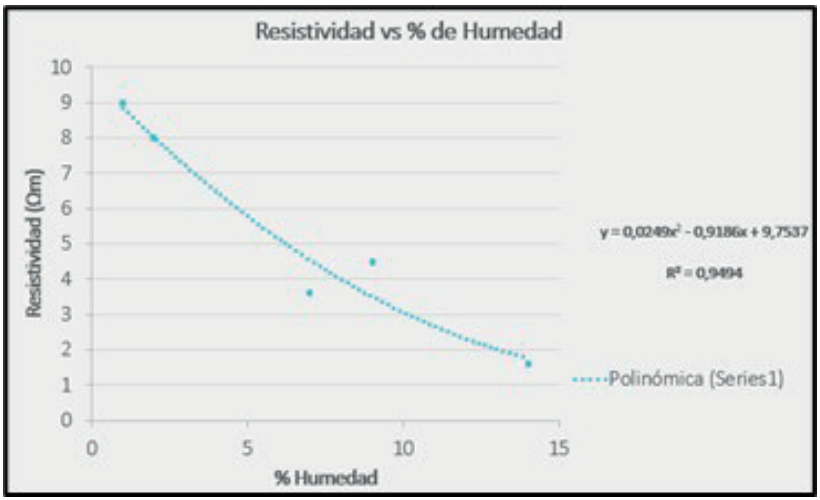

Figura 8. Gráfico cruzado entre resistividad eléctrica y porcentaje de humedad. Nótese que el coeficiente de determinación de ajuste (R^2) es 0,94.

Los resultados de la caracterización geoeléctrica 4D pueden ser validados cuantitativamente a través de un análisis de datos que comparen ambos escenarios. Un ejemplo de ello se muestra en la Figura 9, donde se representan las variaciones de la resistividad, en el mismo perfil a diferentes profundidades. Nótese como la curva de resistividades después de aplicada la técnica de remoción de capa superficial de sulfato presenta en su mayoría valores de menor resistividad, siendo esto indicativo de que los porcentajes de humedad incrementan posterior a la técnica.

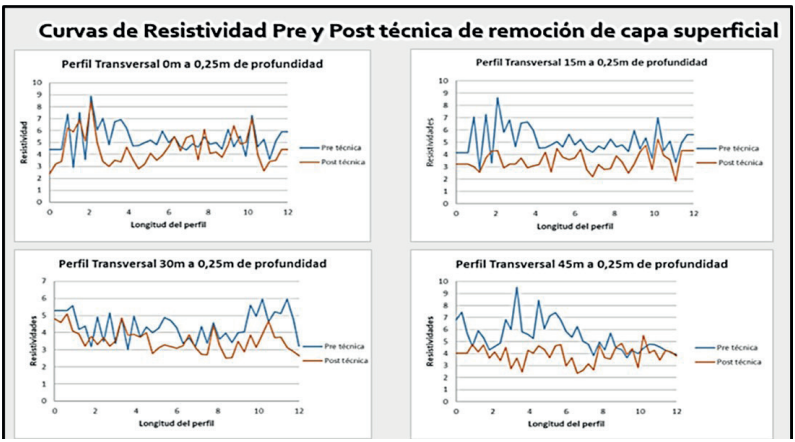

Figura 9. Curvas comparativas de resistividad por escenario.

Haciendo un análisis de todos los datos de la pila que se lograron obtener a diferentes profundidades utilizando la técnica de boxplot o diagrama de caja y bigote, se puede evaluar como varía la efectividad de la técnica a medida que se profundiza. Como se ha mencionado, esta técnica logra remover la capa superficial que se forma en los primeros 30 centímetros de la pila, es por esto que su efectividad debería ir disminuyendo en profundidad. En la Figura 10 se observa como en el primer metro de profundidad los porcentajes de humedad mejoran en su totalidad, mientras que a medida que se profundiza el efecto de la técnica va disminuyendo. Esto quiere decir que se logra mejorar la permeabilidad de la zona más somera, sin embargo, en la zona más profunda no se ve un cambio considerable del porcentaje de humedad.

Figura 10. Comparación de resistividades utilizando Boxplot para ambos escenarios a distintas profundidades.

Discusión

La operación y mantenimiento eficiente de una pila de lixiviación son procesos complejos que involucran una serie de variables operacionales que deben ser controladas para poder optimizar la extracción de cobre, entre estas variables encontramos la distribución uniforme del riego en la superficie de la pila, variaciones del nivel freático, uniformidad de la superficie, tipo de yacimiento mineral, entre otras. En el proceso de riego, estos factores cambian en el tiempo de acuerdo a requerimientos metalúrgicos del mineral tratado, deterioro del mineral y generación de apozamientos, canalizaciones, mineralizaciones y variaciones de presión que se traducen en generación de áreas en el interior de la pila sin regar o secas. De esta forma, para que las compañías mineras aumenten la eficiencia metalúrgica de las pilas de lixiviación, se requiere monitorear y manejar estas variables operativas de forma oportuna, de modo que se pueda maximizar el uso eficiente de sus recursos y lograr una extracción de cobre óptima.

Con la caracterización geoeléctrica 4D en las pilas de lixiviación fue posible comparar las diferencias en la dinámica interna de las pilas, en cuanto a comportamiento de la solución dentro del material rocoso y propiedades geometalúrgicas.

Fue posible validar la eficiencia de la técnica operacional que consiste en remover con maquinaria pesada la capa superficial de sulfato de cobre que se forma en pilas para mejorar la permeabilidad de la pila y por ende el porcentaje de humedad de los sedimentos.

A través de un análisis geoestadístico se observó cómo los porcentajes de humedad aumentan posterior a la técnica operacional, lo que quiere decir que se genera un aumento de las permeabilidades en la zona superior, eliminando las zonas apozadas en superficie y los flujos preferenciales de solución. Sin embargo, debido a que la penetración de la maquinaria es hasta aproximadamente 30 centímetros, la técnica tiene una alta efectividad hasta los primeros 50 centímetros y a medida que se profundiza en la pila, los porcentajes de humedad presentan respuestas similares de resistividad, lo que indica una disminución en la efectividad de la técnica.

También, fue posible identificar algunos problemas operacionales relacionados con la construcción de las pilas, como es la distribución del riego que no es uniforme y se identificaron zonas secas en el interior de la pila que pudieran estar asociadas a irregularidades en la superficie de la pila, generando una menor humedad en las zonas que presentan elevaciones del material lixiviado. Por otra parte, se validó que no existe rupturas de la geo-membrana que esté generando un foco de contaminación en el subsuelo.

Para trabajos futuros, sería de gran importancia poder realizar estudios granulométricos completos de los testigos y lograr establecer relaciones a partir de análisis geoestadísticos entre la resistividad eléctrica y parámetros geometalúrgicos (porosidad, permeabilidad, contenido de mineral, tamaño de grano, arcillosidad, entre otros), esto con el fin de poder generar un modelamiento

predictivo de estas propiedades utilizando inteligencia artificial y que permita representar de manera óptima el comportamiento de estas variables, para posteriormente tomar las decisiones operacionales correctas que aumenten la recuperación de cobre y disminuyan gastos asociados.

Referencias

Beckel, J. (2000). El proceso hidrometalúrgico de lixiviación en pilas y el desarrollo de la minería Cuprífera en Chile. Red de Reestructiración y Competitividad, División de Desarrollo Productivo y Empresarial, Santiago de Chile, Chile.

Codelco (2019). *Lixiviación "El Riego"*. Codelco Educa, Santiago de Chile.

Carballo, O. (2007). *Resistividad eléctrica aparente: una nueva definición*. Instituto de Geología y Paleontología, Vía Blanca y Línea F.F.C.C. III Congreso de Geofísica GEF1-P1, Ciudad de La Habana, Cuba.

P. Pérez Cutillas, P. Martínez-Pagán, T. Rodríguez Estrella, C. Conesa García, F. Navarro H., (2015). *La tomografía eléctrica como técnica de apoyo para la identificación y reconocimiento de meandros abandonados: caso de estudio de La Vega Media del Segura (Murcia). Análisis espacial y representación geográfica: innovación y aplicación: 1833-1842*, Universidad de Zaragoza-AGE.

Universidad de Chile (2014). *Método y sistema de detección de zonas de saturación o zonas no irrigadas, en pilas de lixiviación, con el fin de asistir en la gestión y el control de riego en pilas de lixiviación*. Chile.

Reporte **técnico**

Revista Geofísica • 70 • 2020 • Reporte Técnico • 85-103
ISSN (impresa): 0252-9769 • ISSN (en línea): 2663-4015
DOI: https://doi.org/10.35424/rgf.i70.5813
Este es un artículo de acceso abierto bajo la licencia CC BY-NC-SA 4.0

Potencial sismogénico de fallas de rumbo dextrales en zonas de trasarco e intrarco de los Andes del sur: los casos de fallas El Tigre (Argentina) y el Sistema Liquiñe-ofqui (Chile)

Participantes:
Joaquín Cortés Aranda, Universidad de Concepción, Chile
Luis Astudillo Sotomayor, Universidad de Concepción, Chile
Laura Perucca, Universidad Nacional de San Juan-CONICET, Argentina
Juan Manuel Alcacer, UNSJ, Argentina
Martín Rothis, UNSJ-CONICET, Argentina
Romina Onorato, UNSJ-CONICET-Argentina
Bruno Colavitto, CONICET, Argentina

Introducción

En este informe se presentan antecedentes y los resultados de distintas metodologías aplicadas sumadas a las campañas de campo efectuadas respecto de la evaluación neotectónica del Sistema de Fallas El Tigre y la Zona de Fallas Liquiñe-Ofqui, ubicadas respectivamente en los Andes Centrales en Argentina y los Andes Patagónicos (región norte) en Chile, en el marco del proyecto GEOF 03-2020 del Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH). En general, este proyecto apunta a conocer de forma más precisa la actividad cuaternaria de ambos sistemas, abordando aspectos relativos a deformación acumulada (tasa de deslizamiento a escala de milenios), y a deformación discreta debido a paleoterremotos históricos y prehistóricos (e.g. desplazamiento cosísmico, magnitud, intervalo de recurrencia, etc.); por su parte, el proyecto pretende discutir la asociación sismotectónica de los sismos históricos en ambas regiones.

En los Andes Centrales en Argentina, el valle de Iglesia (~30-31° S y 69° O) se sitúa al oeste de la provincia de San Juan (Argentina) y constituye el sector septentrional de la depresión intermontana regional Iglesia-Calingasta-Uspallata, limitada tanto por el este como por el oeste por importantes cordones montañosos que adoptan un rumbo dominantemente meridional, Precordillera Occidental al este y Cordillera Frontal al oeste.

En el piedemonte occidental de Precordillera se ubica el Sistema de Falla El Tigre, (SFET), definido por Bastías (1985), con más de 120 km de extensión y rumbo N-S (~N7° E) (Peri *et al.,* 2017). Esta estructura presenta a lo largo de su trazo escarpas a contrapendiente y evidencia de desplazamiento horizontal dextral. Afecta varios niveles de abanicos aluviales cuyas edades varían entre 700 ka y 21 ka (Siame *et al.,* 1997) aunque se estima también depósitos afectados por la

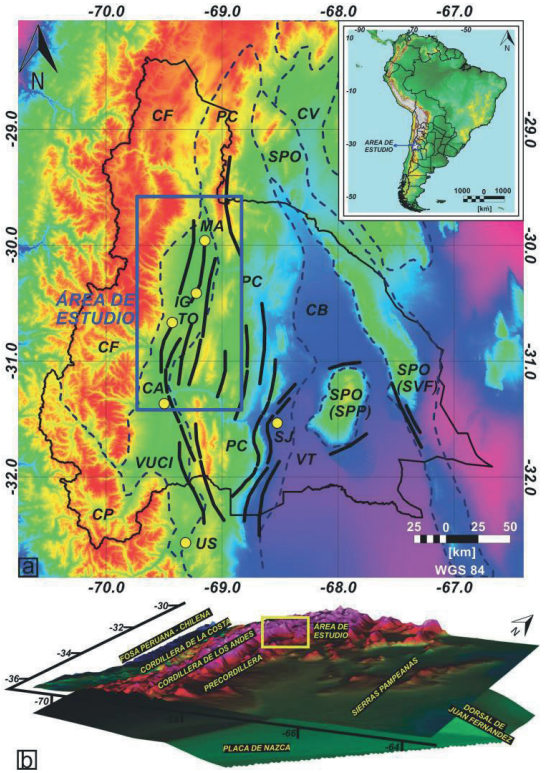

Figura 1. a) Modelo de elevación digital de la provincia de San Juan, Argentina (cuyo límite político se indica en trazo blanco) y alrededores. El recuadro indica el área de estudio. Las líneas negras indican las principales estructuras con evidencia de actividad tectónica cuaternaria. CF: Cordillera Frontal; CP: Cordillera Principal; PC: Precordillera, SPO: Sierras Pampeanas Occidentales (SVF: Sierra de Valle Fértil; SPP: Sierra de Pie de Palo); VUCI: Valle de Uspallata – Calingasta – Iglesia; VT: Valle del Tulum; CV Cuenca de Vinchina; CB: Cuenca de Bermejo; Con círculos amarillos se indican las principales localidades, US: Uspallata; CA: Calingasta; MA: Malimán; IG: Iglesia; TO: Tocota, b) Modelo 3D del segmento de subducción plana pampeana en el que se indican las unidades morfotectónicas que caracterizan al segmento andino. El recuadro amarillo indica el área de estudio.

falla de edad holocena, al encontrarse evidencia de deformación en los cauces actuales. La falla es de alto ángulo y alterna tramos transtensivos y transpresivos, bajo un régimen regional transpresivo durante el Cuaternario (Fazzito, 2011). Su trazado es discontinuo, con tramos de 1 a 7 km de longitud y se disponen en saltos en escalón hacia el oeste o sugieren un diseño en cola de caballo hacia el norte y oeste (Perucca y Martos, 2012).

La Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) es un rasgo morfotectónico actual de primer orden en el intraarco entre los 37° y 46° S. Corresponde a una estructura transpresiva dextral (e.g. Lavenu and Cembrano, 1999), que absorbe parcialmente la componente de la convergencia paralela al margen (Cembrano, Hervé y Lavenu,

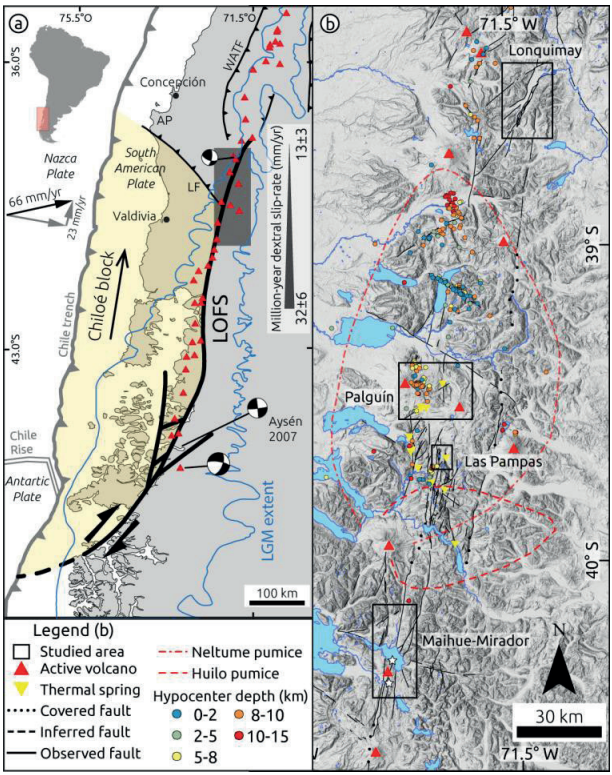

Figura 2. a) Contexto tectónico del ZFLO. b) Trazas compiladas del ZFLO en el Catálogo CHAF (Maldonado *et al.*, 2021). Los rectángulos en negro indican los cuatro sitios de interés neotectónico identificados a la fecha. Estos son, de norte a sur, Lonquimay (A), Palguín (B), Liquiñe (C) y Maihue (D). Se indica la sismicidad de Sielfeld *et al.* (2019). Las curvas isópacas de Rawson *et al.* (2015) corresponden a la extensión máxima de pómez post glaciales datadas numéricamente.

1996). Para el largo plazo (últimos 6 Ma; Rosenau *et al.,* 2006), modelos cinemáticos sugieren tasas de desplazamiento de 32+6 mm/año para su parte norte (46° S-42° S) y 13+3 mm/año para su parte sur (42°S-38° S). Para el corto plazo (años; Wang *et al.*, 2007), datos de GPS indicarían tasas de desplazamiento de 6.5 mm/año para la parte sur de LOFZ, las cuales decrecen progresivamente hasta 0 en sur terminación norte. Si bien existen datos de terremotos históricos a lo largo de LOFZ, su potencial sismogénico quedó más claramente demostrado por la crisis sísmica de Aysén; este evento, involucró dos sismos de Mw 6,1 y 6,2 a lo largo de fallas de este sistema a los 45° S (Legrand *et al.*, 2011). A pesar de su confirmado potencial de generar terremotos, no se han definido, a la fecha, segmentos a lo largo y ancho de LOFZ que puedan ser considerados sismogénicos. Esto, es una tarea fundamental en la parte norte de la estructura (38° S-40,5° S), donde existen datos (sísmicos y paleomagnéticos) que sugieren que la deformación acomodada

por LOFZ es, al menos parcialmente, de naturaleza sísmica (Hernández-Moreno *et al.*, 2014, Sielfeld *et al.*, 2019).

Considerando el vacío investigativo relativo al potencial sismogénico de SFET y ZFLO, se planteó como hipótesis que ambas estructuras, durante el Cuaternario, han acomodado deformación, al menos parcialmente, de manera sísmica. Considerando los antecedentes prehistóricos, históricos e instrumentales disponibles para ambos casos, se considera que ambas estructuras tienen la capacidad de generar terremotos de Mw~7.

Si bien el primer objetivo del proyecto era potenciar la formación e intercambio de estudiantes e investigadores de las Ciencias de la Tierra de la Universidad Nacional de San Juan (Argentina) y la Universidad de Concepción (Chile), el contexto de pandemia que se vivió desde el mes de marzo 2020 hasta 2022, hizo imposible esa permuta.

El segundo objetivo fue analizar y comparar la actividad neotectónica y paleosismología de fallas corticales en dos diferentes ambientes tectono-estructurales (Intraarco-Trasarco) de los Andes australes de América del Sur: el sistema de fallamiento El Tigre, en la Precordillera de San Juan en Argentina, y el Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui, en la región austral de Chile. Se intenta evaluar el potencial de estas estructuras como fuentes sismogénicas pasadas y futuras. Dentro de este objetivo científico general, se determinaron en gabinete las geometrías de las fallas analizadas y se identificaron, en base a lo anterior, potenciales sitios con evidencia de actividad neotectónica. En el caso de SFET, se efectuó en el campo el muestreo de niveles aluviales deformados, a fin de obtener la edad numérica de los mismos y de esta manera estimar las tasas de deformación cuaternaria. Se identificaron exposiciones naturales en el tramo norte del sistema, en donde fueron analizadas estructuras principalmente compresivas con componente de rumbo que afectan los depósitos aluviales asignados tentativamente al Pleistoceno tardío. Se espera corroborar estas edades con los resultados de las dataciones numéricas enviadas al laboratorio de OSL.

En una segunda etapa se muestreó también niveles deformados por ramales de ZFLO. De esta manera, se apunta a discutir la naturaleza, sísmica y/o asísmica, de la deformación acomodada por ambos sistemas. Se pondrá especial énfasis en establecer, mediante el estudio de exposiciones naturales, la edad de los paleoterremotos, su recurrencia y Mw, y, para finalmente discutir el papel de estas grandes estructuras corticales en la sismicidad regional y en el peligro sísmico de ambas áreas.

2. Metodología

Las tareas durante la primera etapa consistieron:

1. Recopilación bibliográfica de la información existente (archivos históricos, publicaciones específicas y /o generales, diarios, manuscritos, mapas, registros.
2. Análisis de la sismicidad histórica e instrumental.
3. Análisis en imágenes satelitales y DEMs.

4. Reconocimiento en el campo de exposiciones naturales que permitieran identificar la cinemática de las estructuras (SFET).
5. Muestreo de depósitos para dataciones (SFET).
6. Preparación y envío al laboratorio de Datação, Comércio e Prestação de Serviços LTDA (San Pablo, Brasil) de las 13 muestras recolectadas para su datación numérica.

3. Formación de recursos humanos

Además de los investigadores formados de la UNSJ y Universidad de Concepción, participan del proyecto de investigación dos becarios de CONICET (licenciados Federico Haro y Flavia Tejada) y un becario de CONICYT (Luis Astudillo Sotomayor). Estos investigadores efectuaron las campañas de campo y utilizaron distintas metodologías en ambos sistemas de falla.

4. Actividades

Las actividades de campo de la primera etapa del proyecto no pudieron ser ejecutadas debido al contexto de pandemia en ambos países, que en los primeros meses prohibió la salida de los hogares (cuarentena) y que aún restringe determinadas actividades como salidas al campo por más de un día. Sin embargo, en la segunda etapa se efectuó una campaña de varios días al sector norte del SFET en el que se identificaron exposiciones naturales de la estructura en las que se determinó su cinemática y unidades estratigráficas desplazadas, y se tomaron las 13 muestras para análisis OSL de depósitos deformados por SFET, para ser datadas en el laboratorio de San Pablo (Brasil).

4.1. Sistema de Fallas El Tigre

Se realizó un análisis de imágenes satelitales que permitieron identificar y localizar evidencias geomórficas de fallamiento activo cuaternario. Además, se analizaron las cuencas que drenan longitudinalmente (N-S) el valle intermontano de Iglesia. La delimitación de las cuencas y obtención de la red de drenaje se realizó según el concepto de línea divisoria de aguas, a partir de Modelos Digitales de Elevación (MDE) SRTM de 30 m de resolución obtenidos del Instituto Geográfico Nacional (IGN) con la ayuda de la interpretación de imágenes satelitales de alta resolución adquiridas a partir de *Google Earth*™. El pre-procesamiento del MDE y la extracción de los parámetros del terreno analizados se realizó a partir de sistemas de información geográfica (SIG) así como la georeferenciación de las imágenes en coordenadas geográficas (WGS84).

Las cuencas fueron delimitadas automáticamente utilizando los algoritmos de dirección y acumulación del flujo usando el modelo de flujo de dirección ocho (D8) de acuerdo al método de O'Callaghan y Mark (1984). Para el análisis morfotectónico de las tres cuencas fluviales que drenan el valle de Iglesia, se

efectuó la determinación de la asimetría de las cuencas, sus perfiles de equilibrio e índices de concavidad.

Los resultados conseguidos fueron sistematizados a través de mapas, cuadros y diagramas, mediante el uso de software específico tal como QGis y SAGA GIS.

El índice de asimetría de una cuenca intenta cuantificar la ausencia o existencia de basculamiento mediante una relación porcentual entre las áreas ocupadas por las dos márgenes del cauce principal (Keller y Pinter, 2012). Cuando el valor obtenido se aproxima al 50%, menor será la influencia de la actividad tectónica en la cuenca; cuanto más se diferencie del 50% mayor influencia tuvo o tiene la actividad tectónica indicando una mayor intensidad de basculamiento (Keller y Pinter, 2012).

El índice de concavidad es un parámetro que permite la estimación del grado de curvatura del perfil longitudinal de un río. Para ello el área por debajo del perfil longitudinal se substrae del total del área por debajo de la recta que une los dos extremos del perfil (Goldrick y Bishop, 2007). Una recta tendrá un valor 0, cuanto más cercanos a 1, los valores serán más cóncavos, y los negativos serán convexos. Así, los ríos más evolucionados tendrían un perfil más cóncavo que los de juveniles o controlados por actividad tectónica reciente (Radoane *et al.*, 2003).

Según Scotti *et al.* (2014), a escala regional las características topográficas de un área se pueden describir mediante la variación espacial de elevaciones mínimas, promedio y máximas. La máxima topografía es representada por una superficie conocida como la envolvente que conecta los picos y muestra una topografía sin incisión. La topografía mínima es descrita como una sub-envolvente que corresponde a las elevaciones del fondo de los valles, y el promedio de la topografía tiende a representar el patrón general del paisaje a escala regional.

El relieve local es calculado entre la sustracción de la topografía máxima y mínima y cuantifica la incisión fluvial en un área dada. En paisajes tectónicamente activos, regiones con valores anómalamente altos del relieve local comúnmente coinciden con zonas con fuerte incisión por corrientes activas en respuesta a un ascenso de la región (Molin *et al.*, 2004). La variación del relieve local en un área donde el clima es casi constante en toda la región y no hay contrastes litológicos, indica que los ríos responden a diferentes pulsos tectónicos (Scotti *et al.,* 2014, Azañón *et al.,* 2015). Así, los perfiles en franja o *swath profiles* fueron realizados mediante el *software* SAGA GIS para cuatro sectores del valle (transversales al mismo) y para los tres ríos colectores principales elaborados a partir de SRTM 12,5 (DEM) y un ancho de franja de 1 km. El ancho de la franja para los perfiles topográficos y para los ríos se seleccionó de modo que permitiera evaluar variaciones en la topografía tales como longitud de los piedemontes, incisión fluvial, posición de las principales escarpas de falla y cambios de pendiente en los perfiles longitudinales.

Las actividades de campaña se concentraron el extremo norte de la estructura, en las proximidades de la localidad de Rodeo (Departamento Iglesia). En este sector se mapearon y describieron las escarpas a contrapendiente, con alturas variables entre 1 y 5 m que afectan los depósitos aluviales provenientes de los cordones

montañosos ubicados por el este (Precordillera Occidental). En los sectores de interés se tomaron muestras en tubos de PVC de arenas pertenecientes a las unidades aluviales afectadas por fallas para su datación por OSL en un laboratorio de Brasil. Las muestras ya se encuentran en proceso de determinación de la edad en dicho laboratorio. Estos depósitos se asignan tentativamente al Pleistoceno tardío-Holoceno y están conformados aglomerados constituidos por clastos de grauvaca muy angulosos en una matriz arenosa y por limos y arenas finas que en algunos sectores alcanzan los 3 m de espesor, con una importante distribución a lo largo del tramo de falla analizado. En algunos casos, estas vertientes aún se encuentran activas, con salida de agua y abundante vegetación asociada.

4.2. Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui

El trabajo realizado en la SFLO consistió en una campaña de terreno cuyo objetivo principal fue la recolección de materia orgánica para realizar dataciones radiométricas, y depósitos piroclásticos para establecer correlaciones tefrocronológicas. Se tomaron medidas estructurales en planos de fallas, y fracturas, asociadas a deformación reciente. La construcción de columnas estratigráficas permitió establecer la relación temporal entre los depósitos observados y/o muestreados con la actividad de las fallas. El reconocimiento de marcadores de desplazamiento, estratigráficos y/o morfológicos, permitieron estimar desplazamientos acumulados a lo largo de fallas específicas. En este respecto, se tomaron fotografías de afloramientos y de áreas de estudio utilizando un dron (DJI Mavic 2 Pro) para posteriormente construir modelos digitales de superficie (DSM) y ortomosaicos con la finalidad de realizar mediciones de desplazamiento y análisis morfométricos de estos lugares. De este análisis se espera identificar rasgos del relieve asociados a la actividad reciente de las fallas.

5. Resultados

5.1. Sistema de Fallas El Tigre

Existe notable evidencia de actividad tectónica cuaternaria en la zona de estudio. En el piedemonte occidental de Precordillera se ubica el Sistema de fallas El Tigre (SFET), definido por Bastías (1985), con más de 120 km de extensión y rumbo N-S (~N7° E) (Peri *et al.*, 2017). Esta estructura presenta a lo largo de su trazo escarpas a contrapendiente y evidencia de desplazamiento horizontal dextral. Afecta seis niveles de abanicos aluviales cuyas edades varían entre 700 ka y 21 ka (Siame *et al.*, 1997) aunque en el presente trabajo se estima una edad holocena, al encontrarse evidencia de deformación en los cauces actuales. La falla es de alto ángulo y alterna tramos transtensivos y transpresivos, bajo un régimen regional transpresivo durante el Cuaternario (Fazzito, 2011). Su trazado es discontinuo, con tramos de 1

a 7 km de longitud y se disponen en saltos en escalón hacia el oeste o sugieren un diseño en cola de caballo hacia el norte y oeste (Perucca y Martos, 2012).

En las proximidades a la localidad de Iglesia se identificó en una exposición natural, un plano de falla con una inclinación de aproximadamente 70° al oeste con rumbo N-S. La falla coloca rocas del Neógeno sobre depósitos aluviales cuaternarios. Para el segmento sur del sistema, se estimaron tasas de desplazamiento horizontal de 1 mm/año y vertical de 0,3 mm/año, desde el Pleistoceno tardío. El desplazamiento horizontal acumulado por desvíos de canales fue estimado en 260 ± 20 m durante el Cuaternario tardío (Siame *et al.,* 1997, 2006). La transcurrencia dextral se manifiesta mediante canales desviados (Bastías, 1985; Siame *et al.*, 1997) en el segmento sur y en su segmento central mediante curvaturas transtensivas que originan ciénagas de falla y curvaturas transpresivas que originan dorsos de presión (*pressure ridges*) (Bastías *et al.*, 1984; Fazzito *et al.*, 2013).

Costa *et al.* (2000) determinaron para el SFET una inclinación promedio medida en una trinchera de 75º-80º E y señalaron un ramal de falla paralelo denominado falla Cántaro de Oro.

Si bien la sismicidad instrumental e histórica en la región es baja, Alcacer Sánchez y Perucca (2017) realizaron un análisis paleosismológico en exposiciones naturales identificadas en secciones del Sistema de fallas Colangüil y sugirieron la ocurrencia de al menos dos eventos sísmicos en la región relacionados a estas estructuras durante el Pleistoceno tardío-Holoceno. Estimaron magnitudes entre Mw 6,5 y Ms 7,0 para los sistemas de fallas del piedemonte de Cordillera Frontal. Por otro lado, Siame *et al*. (1997) sugirieron sismos entre Mw 6,5 a 7,5 para el SFET en el ámbito de Precordillera

5.1.1. Descripción de las cuencas de drenaje

En el valle de Iglesia se analizaron tres cuencas de drenaje principales: la del río Blanco por el norte, río Seco de Los Tambillos-Arroyo Iglesia en su porción central y río de Los Tambillos al sur.

El río Blanco nace en la Cordillera del Límite a los 27º 35' S (fuera del área de estudio) a una altura de aproximadamente 4000 m.s.n.m. Su cuenca posee un área total de 20,306 km^2 y un régimen principalmente nival. El río Blanco escurre de norte a sur recibiendo a numerosos afluentes por la margen derecha provenientes de Cordillera Frontal, todos alimentados principalmente por precipitaciones níveas y también por tributarios menores provenientes de Precordillera, en su mayoría de carácter efímero. Es una cuenca marcadamente asimétrica (72,6%), ya que los tributarios más importantes y de mayor longitud provienen del oeste, en los cordones montañosos de Cordillera Frontal, cuyas elevaciones superan los 5000 m.s.n.m. y son en su mayoría de régimen permanente. Por el contrario, los tributarios que provienen del este son de corto recorrido, carácter efímero y menor desnivel entre sus cabeceras y desembocadura. El diseño de drenaje de la cuenca es dendrítico, uniforme, con densidad media, siendo su caudal máximo medio de 33,4 m^3/seg, durante el verano, con un mínimo medio de 4,4 m^3/seg (Fuente:

Departamento Hidráulica). El río Blanco desemboca en el embalse de Cuesta del Viento, a 1530 m.s.n.m, a partir del cual recibe el nombre de río Jáchal (Figura 4). En ambos piedemontes se aprecia un control estructural de los tributarios que descienden por los mismos, los cuales muestran patrones en rastrillo, cauces deflectados, etc., al interceptar las estructuras cuaternarias del sector analizado.

La cuenca del río Seco de Los Tambillos-Arroyo Iglesia posee un área de 4335 km^2 y características similares a la anterior en cuanto a su asimetría (38,3%) y posee una densidad media a alta. El colector principal, ubicado en el depocentro del valle es efímero aguas arriba y permanente cerca de su desembocadura, donde recibe el aporte de algunas vertientes ubicadas en su margen izquierda. Su diseño es subdendrítico, con ángulos de confluencia agudos en las cabeceras de los tributarios y prácticamente rectos al desembocar en el colector principal del valle. En su tramo superior posee un rumbo SO para torcer suavemente con rumbo N-S en sus tramos medio-inferior. Su cabecera se encuentra a 2430 m.s.n.m. y su desembocadura en el embalse, a 1530 m.s.n.m. También se aprecia el control tectónico de los tributarios de ambas márgenes que atraviesan las estructuras cuaternarias N-S, principalmente en el piedemonte occidental de la Precordillera, los cuales muestran un diseño en rastrillo.

Finalmente, la cuenca del río de Los Tambillos, tributario del río Castaño (perteneciente a la cuenca del río San Juan) posee un área notablemente menor a las otras dos cuencas que drenan el valle de Iglesia (966 km^2). Su colector principal es efímero en todo su recorrido y tiene rumbo NNE. La cuenca es prácticamente simétrica (51%) aunque con forma anómala, elongada en dirección ONO, transversal al flujo general de la cuenca, que es hacia el sur hasta confluir en el río Castaño. Solamente un par de afluentes de cierta importancia provenientes de Cordillera Frontal aporta, sus aguas a la misma. Por el este se ubica también un único tributario principal que desciende de la sierra del Tigre. El diseño de la red es dendrítico y la densidad media-alta. Su cabecera se encuentra a unos 2400 m.s.n.m. y su confluencia en el río Castaño a 1550 m s.n.m., en el cual deposita el material que arrastra y forma un pequeño abanico en la planicie aluvial de este río colector. Esta cuenca muestra un marcado control estructural de sus tributarios, con redes en rastrillo en ambos piedemontes, debido al control estructural del SFET por el este y por el oeste por una estructura de rumbo NO paralela al río Castaño, que condiciona la geometría de la cuenca.

5.1.2. Descripción tramo norte SFET

El tramo norte del SFET posee unos 10 km de longitud, un azimut 198° y un trazado marcadamente rectilíneo, con escarpa a contrapendiente que afecta rocas del Neógeno y depósitos aluviales cuaternarios. En esta sección, los rasgos morfotectónicos tales como las escarpas a contrapendiente, drenajes desviados, obturados, en rastrillo (*shape broom drainage*), vertientes alineadas (*aligned springs*), barreales de falla (*sag ponds*), abras de viento, pendientes anómalas (contrarias a la regional) etc., se encuentran muy bien preservados y son indicadores de actividad tectónica durante el Cuaternario (Figuras 3 y 4a, b, c, d).

En las tareas de campaña se ubicaron tres exposiciones naturales que permitieron identificar la cinemática de la estructura y los depósitos afectados por falla. Se trata de aglomerados constituidos por clastos de grauvacas angulosas (Figura 4c). Una de las exposiciones identificadas al sur del tramo analizado muestra una falla inversa buzante al oeste que afecta aglomerados constituidos por clastos de grauvacas angulosos matriz sostén que se encuentran fuertemente deformados (Figura 4e y f).

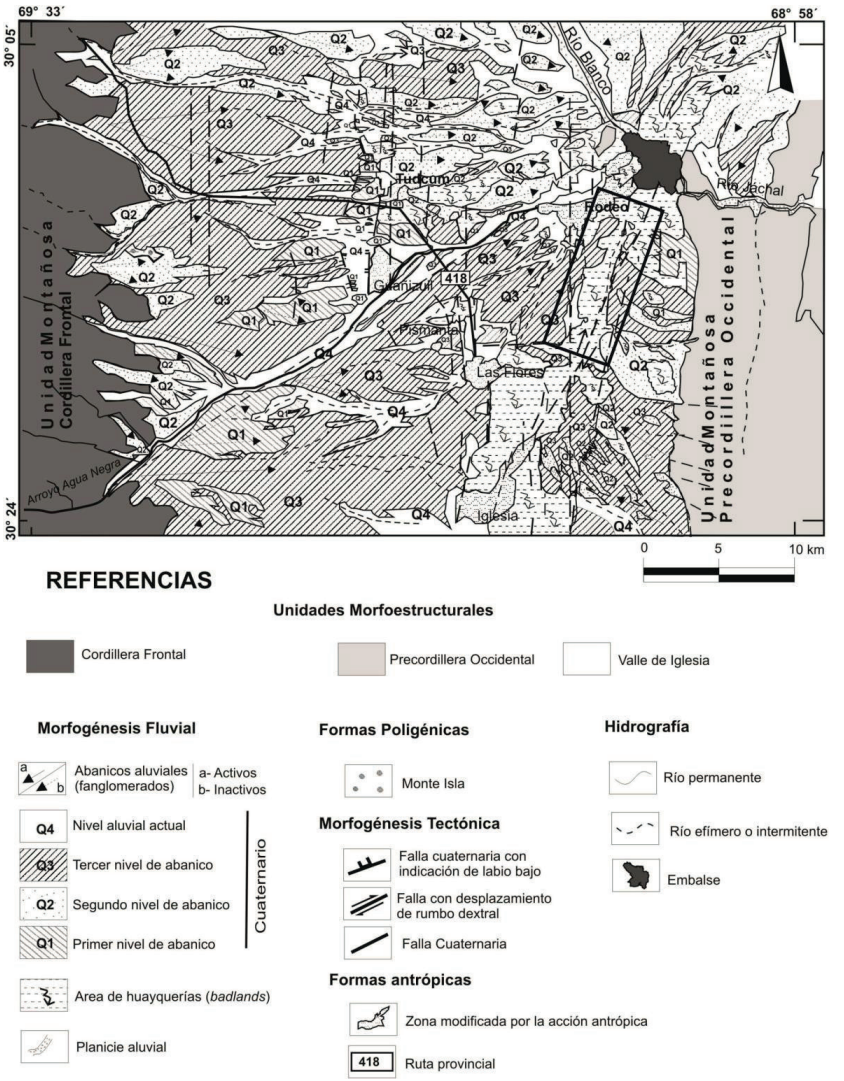

Figura 3. Mapa geomorfológico del área de estudio. El recuadro muestra el sector analizado y muestreado.

Figura 4. a) Vista al sur de la escarpa de falla a contrapendiente con la cara libre al este. Se aprecian en colores claro los depósitos finos de vertientes a lo largo de la escarpa, b) primer plano de los depósitos finos y toma de muestra para datación numérica por OSL, c) vista al norte de la escarpa de falla y discordancia entre los depósitos aluviales cuaternarios y las rocas del Neógeno, inclinada hacia el oeste por la presencia de la falla, d) vista al oeste de los depósitos de barreal (*sag pond*) al pie de la escarpa y abra de viento (el círculo señala una persona a modo de escala), e) exposición natural que muestra los depósitos aluviales desplazados por la falla inversa buzante al oeste y deformados por la falla. El recuadro amarillo señala la ubicación de la figura f) en la que se aprecia la intensa deformación de los depósitos aluviales.

5.2. Zona de Falla Liquiñe Ofqui.

El sitio denominado Lonquimay (Figura 5b), se caracteriza por fallas transtensionales de orientación NE-ENE (Melnick *et al.*, 2006) (Figura 5a) que controlan el desarrollo del valle del río Lonquimay. En el borde este del valle, el basamento intrusivo mesozoico está cubierto por conglomerados aluviales de edad cuaternaria (Figura 5c) (Suárez y Emparán, 1997). En este lugar, fallas dextrales transtensivas controlan el desarrollo de que un rasgo topográfico alargado con orientación NE interpretado como un shutter ridge (Figura 5a), el cual ha deformado las unidades mencionadas anteriormente. En una cantera se

pueden observar fallas y fracturas, de orientación NE-NW, afectando a rocas del basamento y depósitos aluviales (Figura 5b). Estrías desarrolladas en las rocas intrusivas sugieren una cinemática predominantemente transcurrente (inset Figura 5b). La actividad de las fallas a desarrollado una serie de terrazas (Figuras 5a y 5d), y los drenajes que originalmente desaguaban hacia el NW ahora se encuentran deflectados alcanzando desplazamientos de hasta 250 m (Figura 5a). Estos drenajes se desarrollan sobre la superficie aluvial, la cual también se encuentra presente en las terrazas del *shutter ridge* inferimos que el desarrollo del *shutter ridge* ocurrió después de la deposición de las unidades aluviales.

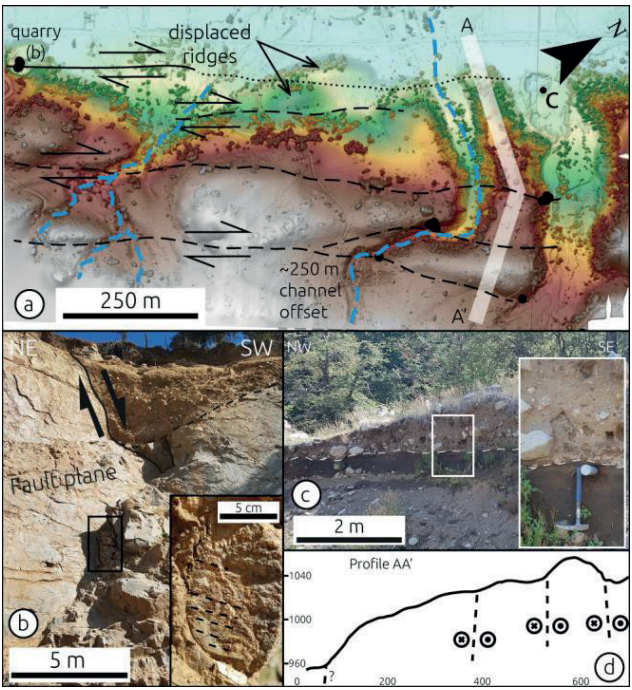

Figura 5. a) Distribución de las fallas en el área de Lonquimay. Los drenajes desplazados son consistentes con la ubicación de las estructuras. La línea blanca gruesa indica la traza del perfil en d. La ubicación del afloramiento en c y de la cantera también son entregados, b) afloramiento en la cantera que muestra fallas normales afectando tanto al basamento como a los depósitos aluviales. Notar el inset con estrías subhorizontales, c) afloramiento que muestra parte de la secuencia aluvial, d) perfil AA' mostrando la ubicación de las fallas descritas.

En el sitio denominado Palguín (Figura 2b y 6a), anteriormente, en el marco de la tesis doctoral de Luis Astudillo, se reconoció un afloramiento donde se expone una falla inversa N60E cortando depósitos piroclásticos con edades máximas de 14 ka (Figura 6b; Moreno Roa and Lara, 2008). Edades radiométricas de la parte superior de la secuencia indican una edad mínima de 8.4 ka BP (muestras en Figura 6c). El afloramiento expone una zona de daño de 2 m de ancho que consiste

en un grupo de estructuras con rumbo NE y manteo hacia el sur que acomodan deslizamientos inversos (Figura 6c), la falla principal ha producido 0.45 m de deslizamiento vertical en la porción inferior de la secuencia (Figura 6c). También se observan estructuras secundarias acomodando deslizamientos inversos. Sin embargo, considerando la geometría de la zona de falla y cambios en el grosor

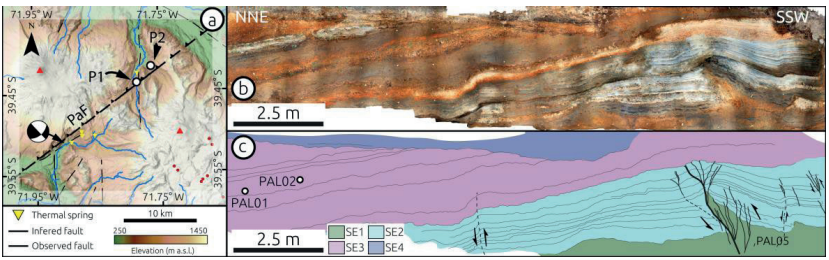

Figura 6. a) Mapa de ubicación del sector Palguín. La línea segmentada negra corresponde a la falla que se expresaría localmente, b) se presenta el mecanismo focal de Sielfeld *et al.* (2019), b) exposición de falla inversa cortando depósitos volcánicos post glaciales, c) esquema de la secuencia piroclástica expuesta en el afloramiento y distribución de las muestras de carbón recolectadas (PAL01 y PAL02). Se presentan las fallas identificadas y la cinemática propuesta para las estructuras.

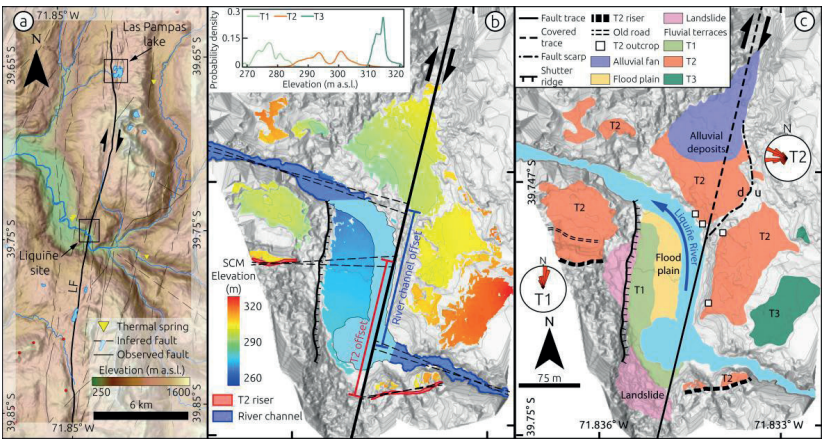

Figura 7. a) Mapa del área Liquiñe-Las Pampas, la línea negra gruesa indica la traza de la Falla Liquiñe (LF). Los rectángulos negros indican la ubicación de los sitios Liquiñe y Las Pampas. b) Modelo de Clasificación de Superficies (SCM) utilizado para delimitar las terrazas fluviales en el área, se incluyen los marcadores de desplazamiento identificados en terreno. Línea negra gruesa indica la traza de la Falla Liquiñe. El inset muestra la distribución de elevaciones en las diferentes terrazas identificadas. c) Distribución de las unidades geomorfológicas identificadas en el sitio Liquiñe. Diagramas de rosa muestran la imbricación de los clastos medidos en la llanura de inundación y en los depósitos de T2.

de las capas (Rockwell y Ben-Zion, 2007) se infiere una componente de rumbo. La traza de esta estructura se puede seguir por 20 a 25 km y es consistente con el mecanismo focal de un terremoto que sugiere la ocurrencia de una falla transpresiva-sinestral con rumbo NE (Figura 6a; Sielfeld *et al.*, 2019).

El sitio Liquiñe se encuentra aproximadamente 2 km al este de la localidad homónima (Figura 7a). En este lugar una traza del SFLO de rumbo NNE y manteo subvertical, identificada como la Falla Liquiñe, ha producido una deflexión dextral del cañón del río Liquiñe (Figura 7b). La actividad de esta falla también ha desplazado el riser de una terraza fluvial (T2 en Figura 7c). Al comparar la imbricación de los clastos de la llanura de inundación actual, con los clastos expuestos en el riser de la terraza T2 se infiere que T2 se desarrolló antes del desplazamiento (diagramas de rosa en Figura 7c). Mediante dataciones radiométricas, correlaciones tefrocronológicas y edades publicadas se acoto la edad de abandono de la terraza, considerada como marcador temporal para el inicio de la deformación observada en el lugar. Utilizando topografía de alta resolución se delimito el borde de la terraza y el cañón del río para poder estimar la magnitud de los desplazamientos observados (Figura 7b). Los resultados sugieren que la Falla Liquiñe ha conducido desplazamientos dextrales a una velocidad de 18.8 mm/año durante los últimos 9 ka. Teniendo en cuenta la ausencia de actividad sísmica de Mw moderada en el registro histórico, y la alta tasa de deslizamiento estimada se sugiere que la Falla Liquiñe debe presentar una componente de deslizamiento asísmico considerable.

En el área Las Pampas, ubicada al norte del sitio Liquiñe (Figura 8a), un río tributario al río Liquiñe es dextralmente desplazado por la Falla Liquiñe (Figura 8b). La deflexión del río es consistente con un quiebre mayor en el perfil longitudinal del río (inset Figura 8a) y con exposiciones de planos de falla en el basamento intrusivo mesozoico (Figura 8d). El basamento está cubierto por una capa de pómez muy meteorizada, la cual puede ser correlacionada con la pómez Neltume (Rawson *et al.*, 2015). Estimaciones de desplazamiento del río usando topografía de alta resolución sugieren un desplazamiento de 162.8 +4.2/-2.4 m (Figura 8c). El desplazamiento estimado es consistente con las estimaciones realizadas en el sitio Liquiñe (Astudillo-Sotomayor *et al.*, 2021), sugiriendo que podrían ser contemporáneos.

En el sitio Maihue, se reconocieron, en las inmediaciones del lago homónimo, lineamientos N-NNE que parecen estar relacionados con el desarrollo de valles fluvio-glaciales (Figura 9a). En el borde sur del lago encontramos evidencia de fallamiento activo asociado a deflexiones decamétricas del borde del lago y a depósitos de remoción en masa (MA1 en Figura 9a). En el afloramiento identificamos una secuencia de varvas lacustres cuaternarias sobreyacidas por depósitos morrénicos (Campos *et al.*, 1998) holocenos la cual es afectada por un lineamiento de orientación N-S interpretado como la Falla Los Guindos (Maldonado *et al.*, 2021)(Figura 7a), la cual pone en contacto a ambas unidades (Figura 9c).

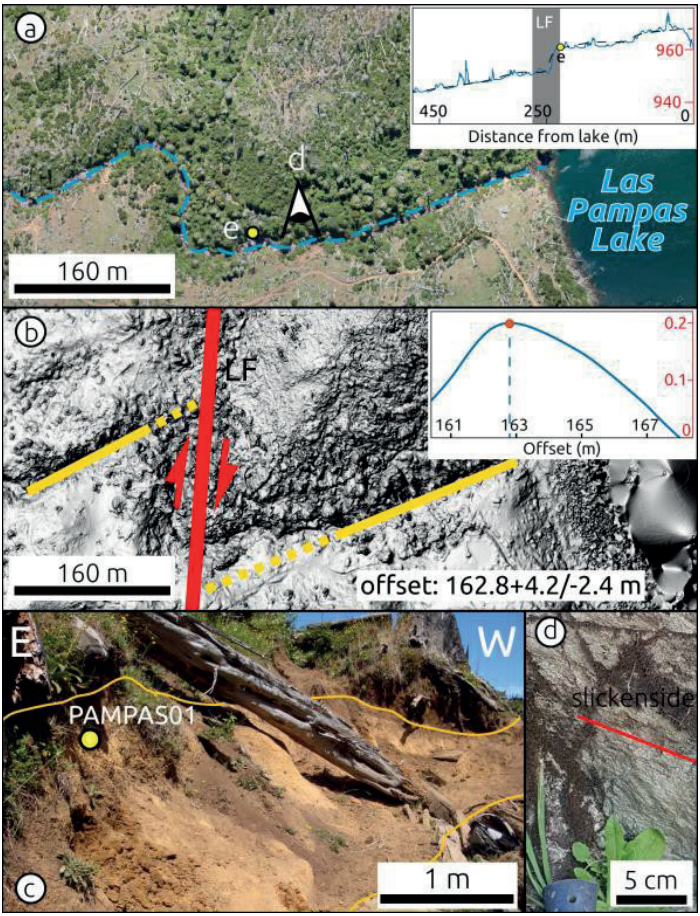

Figura 8. a) Drenaje desplazado dextralmente, inset muestra el perfil longitudinal del río. b) Traza de la Falla Liquiñe y marcadores de desplazamiento utilizados, inset muestra PDF del offset estimado. C) Afloramiento de la pómez Neltume en el área. d) Plano de falla con estrías desarrollado en rocas del basamento mesozoico.

Al sur del lago, en las inmediaciones del volcán Mirador (MA2 en Figura 9a) depósitos piroclásticos holocenos del Grupo Volcánico Carrán-Los Venados (CLVG en Figura 9a) son deformados por una falla normal de orientación NE, la actividad de esta falla a producido desplazamientos de hasta 25 cm a lo largo de la secuencia. Esta estructura es paralela a la Falla Maihue (Maldonado *et al.*, 2021). En poco más al sur del sitio MA2, en el sitio MA3, encontramos evidencia de fallamiento inverso asociado a una estructura de orientación NW responsable de desplazamientos centimétricos sobre la misma secuencia piroclástica, esta estructura no se puede asociar a ninguna falla mapeada en el área.

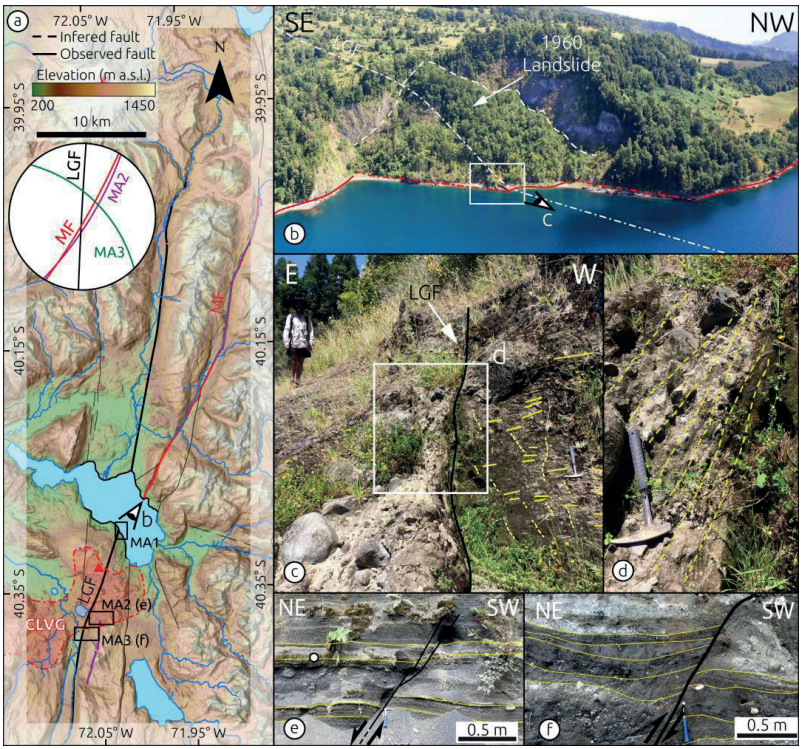

Figura 9. a) Mapa del área Lago Maihue indicando las principales estructuras y los sitios estudiados. b) Vista aérea oblicua del afloramiento MA1. Las líneas rojas destacan el borde del lago deflectado consistente con trazas mapeadas con líneas blancas. c) Contacto por falla entre las unidades lacustres y morrénicas. La laminación de la unidad fluvial se encuentra deformada por grietas. d) Detalle de la unidad de morrenas, notar los clastos alineados en el plano de falla. e) Afloramiento MA2, secuencia piroclástica deformada por una falla normal de orientación NE. f) Afloramiento MA3, misma secuencia piroclástica de MA2 deformada por una estructura inversa de rumbo NW.

6. Referencias

Alcacer Sánchez y Perucca, L. (2017). Análisis neotectónico en el piedemonte oriental de Cordillera Frontal, Andes Centrales, San Juan, Argentina. *Revista Geociencias,* 36, 691-702.

Astudillo-Sotomayor, L., Jara-Muñoz, J., Melnick, D., Cortés-Aranda, J., Tassara, A., and Strecker, M. R. (2021). Fast Holocene slip and localized strain along the Liquiñe-Ofqui strike-slip fault system, Chile. *Scientific Reports*, 11, 1-10, http://doi.org/10.1038/s41598- 021-85036-5.

Azañón, J., Galve, J., Pérez-Peña, J., Giaconia, F., Carvajal, R., Booth-Rea, G., Jabaloy, A., Vázquez, M., Azor, A. y Roldán, F. (2015). Relief and drainage evolution during

the exhumation of the Sierra Nevada (SE Spain): Is denudation keeping pace with uplift? *Tectonophysics* 663, 19-32.

Bastías, H. E. (1985). Fallamiento cuaternario en la región sismotectónica de Precordillera. Tesis Doctoral (inédita), Universidad Nacional de San Juan, 160 pp., San Juan.

Bastías, H. E., Weidmann, N. E. y Pérez, A. M. (1984). Dos zonas de fallamiento Pliocuaternario en la Precordillera de San Juan. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2*, 329-341, San Carlos de Bariloche.

Bastías, H. E., Uliarte, E., Paredes, J. de D., Sánchez, A., Bastías, J. A., Ruzycki, L. y Perucca, P. (1990) Neotectónica de la provincia de San Juan. *11° Congreso Geológico Argentino, Relatorio de geología y recursos naturales de la Provincia de San Juan 1*, 228-244.

Campos, A., Moreno, H., Muñoz, J., Antinao, J. L., Clayton, J. and Martin, M. (1998) *Area de Futrono-Lago Ranco, Región de Los Lagos*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos No. 8, escala 1:100.000, Santiago:

Cembrano, J., Hervé, F. & Lavenu, A. (1996). The Liquiñe Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, 259 (1-3), 55-66.

Costa, C., Machette, M. N., Dart, R. L., Bastías, E., Paredes, N. D., Perucca, L. P., Tello, G. E. y Haller, K. M. (2000) Map and database of Quaternary Faults and Folds in Argentina, *United States Geological Survey Open-File Reports 00-108*, 75p.

Fazzito, S. Y. (2011). Estudios geofísicos aplicados a la neotectónica de la falla El Tigre, Precordillera de San Juan. Tesis doctoral (inédita). Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires.

Fazzito, S. Y., Cortés, J. M., Rapalini, A. E. y Terrizzano, C. M. (2013). The geometry of the active strike-slip El Tigre Fault, Precordillera of San Juan, Central–Western Argentina: integrating resistivity surveys with structural and geomorphological data. *International Journal of Earth Sciences,* 102, 1447-1466.

Fontijn, K., Rawson, H., Van Daele, M., Moernaut, J., Abarzúa, A. M., Heirman, K., Bertrand, S., Pyle, D. M., Mather, T. A., De Batist, M. and Naranjo, J. A. (2016) Synchronisation of sedimentary records using tephra: A postglacial tephrochronological model for the Chilean Lake District. *Quaternary Science Reviews*, 137, 234-254.

Goldrick, G. y Bishop P. (2007). Regional analysis of bedrock stream long profiles: Evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative (the DS form). *Earth Surficial Processes and Landforms 32*, 649-671.

Keller, E. y Pinter, N. (2002). *Active tectonics: Earthquakes, uplift and landscape*. Prentice Hall, Inc. Segunda edición. Upper Saddle River, N.J, 362 pp.

Lavenu, A. & Cembrano, J. (1999). Compressional-and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology*, 21 (12), 1669-1691.

Legrand, D., Barrientos, S., Bataille, K., Cembrano, J., & Pavez, A. (2011). The fluid- driven tectonic swarm of Aysen Fjord, Chile (2007) associated with two earthquakes

(Mw= 6.1 and Mw= 6.2) within the Liquiñe-Ofqui Fault Zone. *Continental Shelf Research*, 31 (3-4), 154-161.

Maldonado, V., Contreras, M., and Melnick, D. (2021). A comprehensive database of active and potentially-active continental faults in Chile at 1:25,000 scale. *Scientific Data*, v. 8, 20, DOI:10.1038/s41597-021-00802-4.

Melnick, D., Rosenau, M., Folguera, A., & Echtler, H. (2006). Neogene tectonic evolution of the Neuquen Andes western flank (37-39^ oS). *Special Papers-Geological Society of America*, 407, 73.

Molin, P., Pazzaglia, F.J. y Dramis, F. (2004). Rapidly-deforming forearc, Sila massif, Calabria, Southern Italy. *American Journal of Science,* 304, 559-589.

Moreno Roa, H. and Lara, L. E. (2008). *Geología del Área Pucón-Curarrehue, Regiones de La Araucanía y de Los Ríos*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 115 (36), 1 mapa escala 1:100.000

O'Callaghan, J. F. y Mark, D. M. (1984). The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision, Graphics and Image Processing,* 28, 323-344.

Peri, G., Fazzito, S., Bello Camilleti, G., Rapalini, A. y Cortés, J. (2017). Estudios geoeléctricos de subsuelo sobre estructuras vinculadas a la falla El Tigre, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina,* 74, 468-484.

Perucca L. P. y Martos, L. M. (2012). Geomorphology, tectonism and Quaternary Landscape Evolution of the central Andes (30° S-69° W) of San Juan, Argentina. *Quaternary International,* 253, 80-90.

Radoane, M., Radoane, N. y Dumitriu, D. (2003). Geomorphological evolution of longitudinal river profiles in the Carpathians. *Geomorphology,* 50, 293-309.

Rawson, H., Naranjo, J. A., Smith, V. C., Fontijn, K., Pyle, D. M., Mather, T. A. and Moreno, H. (2015). The frequency and magnitude of post-glacial explosive eruptions at Volcán Mocho-Choshuenco, southern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (299), p. 103–129, DOI:10.1016/j.jvolgeores.2015.04.003.

Rockwell, T. K., and Ben-Zion, Y. (2007). High localization of primary slip zones in large earthquakes from paleoseismic trenches: Observations and implications for earthquake physics. *J. Geophys. Res.*, 112, 10304, DOI:10.1029/2006JB004764.

Rosenau, M., Melnick, D. & Echtler, H. (2006). Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38 S and 42 S latitude. *Tectonics*, 25 (4).

Scotti, V. N., Molin, P., Faccenna, C., Soligo, M. y Casas-Sainz, A. (2014). The influence of surface and tectonic processes on landscape evolution of the Iberian Chain (Spain): Quantitative geomorphological analysis. *Geomorphology,* 206, 37-57.

Siame, L. L., Bourles, D. L., Sebrier, M., Bellier, O., Castano, J. C., Araujo, M., Pérez, M., Raisbeck, G. M. y Yiou, F. (1997). Cosmogenic dating ranging from 20 to 700 ka of a series of alluvial fan surfaces affected by the El Tigre Fault, Argentina. *Geology* 25, 975-978.

Siame, L. L., Bellier, O. y Sebrier, M. (2006). Active tectonics in the Argentine Precordillera and western Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina,* 61, 604-619.

Sielfeld, G., Ruz, J., Brogi, A., Cembrano, J., Stanton-Yonge, A., Pérez-Flores, P. & Iturrieta, P. (2019). Oblique-slip tectonics in an active volcanic chain: A case study from the Southern Andes. *Tectonophysics*, 770, 228221.

Sielfeld, G., Lange, D. and Cembrano, J. (2019). Intra-Arc Crustal Seismicity: Seismotectonic Implications for the Southern Andes Volcanic Zone, Chile. *Tectonics*, (38), 552–578. DOI:http://doi.org/10.1029/2018TC004985.

Wang, K., Hu, Y., Bevis, M., Kendrick, E., Smalley Jr, R., Vargas, R. B., & Lauría, E. (2007). Crustal motion in the zone of the 1960 Chile earthquake: Detangling earthquake-cycle deformation and forearc-sliver translation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8 (10).

Reseñas

Revista Geofísica • 70 • 2020 • Reseñas • 105-106
ISSN (impresa): 0252-9769 • ISSN (en línea): 2663-4015
DOI: https://doi.org/10.35424/rgf.i70.5814
Este es un artículo de acceso abierto bajo la licencia CC BY-NC-SA 4.0

Exploraciones del Mundo Subterráneo. Un acercamiento al Gran Acuífero Maya, Guillermo de Anda (editor)

Ana Caccavari Garza

En los últimos años se ha visto un incremento en la atención sobre la península de Yucatán, México: un área de por sí interesante debido, a la herencia de la cultura maya, que se ve reflejada en su actual sociedad y lugares arqueológicos emblemáticos, y que ahora, relacionado con la construcción de nuevas vías de comunicación, ha puesto al descubierto el poco conocido mundo subterráneo de esta área de México.

En la obra del editor Guillermo de Anda acerca del Gran Acuífero Maya, se conjugan la historia, el arte, la naturaleza y la ciencia, con la aventura y la convivencia en esta porción privilegiada de nuestro territorio, según explica Juan Ramón de la Fuente en su introducción. Es un proyecto interinstitucional que combina ideas y disciplinas, lo que lo vuelve original por los resultados que presenta. La Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), el Instituto Nacional de Antropología e Historia (INAH), la Universidad Tecnológica de la Riviera Maya y la *National Geographic Society* combinaron sus esfuerzos a través del Aspen Institute México para lograr la publicación de tan interesante obra.

Guillermo de Anda ha sido un gran explorador de este acuífero dentro de cuevas, cenotes, ríos subterráneos desde hace algunos años. Ha reportado hallazgos originales, relacionados con la cosmovisión de nuestros antepasados. Se ha caracterizado por su respeto a la vida y a la muerte de culturas que tuvieron su auge entre los 100 y los 300 A.C. y hasta 1200 y 1550 D.C. Esta obra, tiene por objetivo final la preservación de este gran mundo sumergido; se recopilan con detalle, las investigaciones y los resultados obtenidos en inmersiones complejas y reveladoras. Generando hipótesis tanto en el plano histórico, como antropológico.

En su obra, De anda describe el *Cenote Holtún* (pozo que atraviesa la piedra), planteando conclusiones muy interesantes acerca de la plataforma donde se encontraron ofrendas relacionadas con rituales que incluían fuego, o los rituales de autosacrificio por las espinas de raya marina encontradas en el sitio. En otros apartados, encontramos uno que lleva por título "El Monte Sagrado dentro de la cueva". La elevación que describe, se relaciona con el hecho de que el acceso se encuentre en la parte más alta de la misma, lo que le da a la cueva el carácter particular de evocar poderosamente al concepto de *wits* (cueva-montaña), relacionada su vez, con el mito maya que refiere la creación del mundo originado en una cueva dentro de un cerro.

Como su nombre lo indica, el artículo de Brady describe, "La reconsideración de la connotación sexual de las cuevas: las implicaciones políticas del motivo sexual". En la participación de Ismael Arturo Montero García, "Observatorios del Inframundo", podemos ver plasmada la interesante relación significativa entre el cielo y la cultura materialasí como su correspondencia con las alineaciones que ciertos edificios y monumentos guardan con determinadas direcciones asociadas a sucesos celestes y calendáricos. Es impresionante como la arquitectura de los grandes centros ceremoniales del pasado ostentaban un discurso eminentemente religioso, era, de acuerdo a Montero, una manifestación de lo sagrado que seguía un orden cósmico, es decir, todo tenía una razón de estar en determinado lugar.

Por otro lado, en el artículo "Imágenes del Inframundo Maya", Roberto Romero Sandoval recaba testimonios coloniales en donde se pueden recuperar ideas alternativas de la cosmovisión maya, como la existencia de entradas simbólicas al inframundo, cuyo ejemplo es la cueva de Cobán, en el departamento de La Verapaz, Guatemala o los cenotes en Yucatán, como lo señalan Fray Bartolomé de las Casas y Fray Diego de Landa.

En un plano más relacionado con las ciencias, tal y como Brady y Coltman lo describen en su artículo "¿No hemos aprendido nada desde Seler?: un replanteamiento crítico del significado del murciélago en la iconografía maya clásica", la etnohistoria retrata al murciélago como un sirviente o mensajero. Asimismo, Arturo Bayona, aborda el tema de los "Estromatolitos en busca del origen de la vida", en donde describe aquellas estructuras constituidas principalmente por carbonatos, precipitados por la acción de bacterias y que representan el primer tipo de estructura producida por un organismo terrestre. Jaskoliski y De Anda desarrollan en su artículo "Cráneos, ofrendas y pixeles donde el pasado y el futuro se encuentran", los sistemas de modelado en 3D, con las cuales, es posible obtener imágenes extremadamente detalladas y en tercera dimensión con texturas que alcanzan resoluciones extraordinariamente altas, utilizando técnicas fotográficas computacionales.

En el ámbito de la geofísica, la aplicación de la ciencia cobra una importancia extraordinaria al ser métodos no invasivos, que no perturban el ambiente histórico ni las estructuras en los recintos arqueológico. En el artículo "Tomografía eléctrica 3D en la pirámide del Castillo, Chichen Itzá", el grupo de exploración geofísica de la UNAM, aplica una metodología desarrollada explícitamente con equipos de alta especialización para la adquisición y procesamiento de datos que han sido utilizados con éxito en diversos problemas de exploración geofísica.

Esta recopilación del editor Guillermo de Anda, es una obra enfocada para el lector interesado en abordar la cultura maya desde diferentes perspectivas. El objetivo de interrelacionar disciplinas aparentemente inconexas, se alcanza ampliamente.

Descripción de la *Revista Geofísica*

La *Revista Geofísica* es una publicación científica de periodicidad anual que contiene artículos originales principalmente de interés para la comunidad especializada en el área de geofísica. La Revista publica artículos de investigación, reportes técnicos de alta calidad, reseñas de libros acerca de Sismología, Vulcanología, Ciencias Espaciales, Hidrología y Exploración Paleomagnetismo y Tectónicas, Oceanografía Física.

Sistema de arbitraje

Los manuscritos recibidos por el Editor de la *Revista Geofísica* son evaluados por dos miembros de Comité Editorial, pudiendo requerirse la opinión de un tercer miembro si es el caso, para la aceptación definitiva del artículo.

Instructivo para autores

Los autores interesados en publicar en *la Revista Geofísica*, deberán registrase de forma correcta en el portal de las Revistas Científicas del IPGH: https://revistasipgh.org, para disponer de un nombre de usuario y una contraseña personal.

Los lineamientos generales para presentar trabajos para su publicación, son los siguientes:

- Todo artículo sometido debe ser original, y no publicado, ni considerado para publicación en otra revista.
- La extensión máxima de los artículos debe ser de 50 páginas formadas y las llamadas de nota de 10 páginas.
- Los artículos podrán ser escritos en cualquiera de los cuatro idiomas oficiales del Instituto: español, inglés, francés y portugués. En el caso de artículos escritos en inglés, francés o portugués, evitar corte de palabras.
- La adscripción de los autores comprenderá los siguientes datos que se incluirán a pie de página al inicio del artículo: Nombre del autor, institución a la que pertenece, dirección postal, país, dirección electrónica y ORCID.
- Cada artículo debe ser precedido por un resumen corto (máximo 110 palabras), el cual debe permitir al lector tener una idea de la importancia y campo que abarca el artículo, debe presentarse al menos en español e inglés. El resumen incluye el título del artículo en el idioma que corresponda.
- Después del resumen, se escribirán no más de seis palabras clave representativas del contenido general del artículo y características de la terminología usada dentro de un campo de estudio.
- Dentro del texto, si se trata de una cita textual que abarque como máximo dos líneas, se citará el autor, se transcribirá entre comillas y enseguida entre paréntesis se apuntará el año y número de página(s). Si la cita abarca más líneas, se transcribirá el párrafo o párrafos con una sangría, sin encomillar.
- Las fotografías, figuras, gráficas, cuadros y tablas deberán ser presentadas listas para ser reproducidas y su colocación dentro del texto se indicará claramente. Las imágenes, además deberán ser incluidas de manera separada en formato .png, .tiff o .jpg sin compresión y a color con su respectiva numeración y descripción o fuente.

- Los artículos deberán presentarse en formato Word, tamaño carta con márgenes normales, fuente Arial de 12 puntos, interlineado de 1.5.
- La sección de Referencias, deberá estas citada en formato APA. La lista de referencias al final del trabajo solo debe contener aquellas que se han citado en el cuerpo del texto. Se debe incluir enlace DOI o enlace web en todos los casos que sea posible.
  Ejemplo:

  Kikuchi M. and Kanamori H., 1982. Invertions of complex body waves. *Bull. Seis. Soc. Ame*., 72, 491-506.

  Somerville P., Irikura K. Sawanda S., Wald Smith N. and Kowada A., 1999.Characterizing crustal eartquake slip model for the prediction of strong ground motion. *Seis. Reis. Lett*., 70 (1), 59-79.

  Yépez E., Pineda, J.G., Peralta, J.A., Porta, A.V., Pavía-Millerm C.G. and Angulo- Brown, F., 1999. *Spectral Analysis of ULF Electric Signals Possibly Associated to Earthquakes. Atmospheric and Ionospheric Electromagnetic Phenomena Associated with Earthquakes*, Ed. M. Hayakawa (TERRAPUB), Tokyo, 115-121.

- El aviso del resultado a los autores será en un plazo no mayor de un año.
- Todos los autores deberán atenerse a estos lineamientos.

Los artículos deben enviarse al Editor de la Revista Geofísica:

Dr. Juan Esteban Hernández Quintero
Instituto de Geofísica
Universidad Nacional Autónoma de México
Ciudad de México
Correo electrónico: geofisica_editor@ipgh.org
Revista Geofísica (revistasipgh.org)

Función editorial del Instituto Panamericano de Geografía e Historia

El IPGH publica seis revistas, impresas y distribuidas desde México. Estas son: *Revista Cartográfica, Revista Geográfica, Revista de Historia de América, Revista de Arqueología Americana* y *Revista Geofísica*.

La Secretaría General invita a todos los estudiosos y profesionales de las áreas de interés del IPGH: cartografía, geografía, historia, geofísica y ciencias afines, a que presenten trabajos de investigación para publicarlos en nuestras revistas periódicas.

Mayor información, favor de comunicarse con:

Secretaría General del IPGH

Departamento de Comunicación Social
Ex-Arzobispado 29 | Colonia Observatorio | 11860 Ciudad de México
Tels.: (+52-55) 5277-5888 | 5277-5791 5515-1910
Correo electrónico: publicaciones@ipgh.org
https://ipgh.org
https://revistasipgh.org/

Edición del
Instituto Panamericano de Geografía e Historia
realizada en su Departamento de Comunicación Social,
Ex Arzobispado núm. 29, Col. Observatorio
11860, Ciudad de México, México
Tels.: 5277-5791 / 5277-5888 / 5515-1910
publicaciones@ipgh.org
2024

ESTADOS MIEMBROS
DEL
INSTITUTO PANAMERICANO DE GEOGRAFÍA E HISTORIA

Argentina

Belice

Bolivia

Brasil

Chile

Colombia

Costa Rica

Ecuador

El Salvador

Estados Unidos de América

Guatemala

Haití

Honduras

México

Nicaragua

Panamá

Paraguay

Perú

República Dominicana

Uruguay

Venezuela

EL IPGH, SUS FUNCIONES Y SU ORGANIZACIÓN

El Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH) fue fundado el 7 de febrero 1928 por resolución aprobada en la Sexta Conferencia Internacional Americana que se llevó a efecto en La Habana, Cuba. En 1930, el Gobierno de los Estados Unidos Mexicanos construyó para el uso del IPGH, el edificio de la calle Ex Arzobispado 29, Tacubaya, en la Ciudad de México.

En 1949, se firmó un convenio entre el Instituto y el Consejo de la Organización de los Estados Americanos y se constituyó en el primer organismo especializado de ella.

El *Estatuto Orgánico* del IPGH cita en su Capítulo II, artículo 2, su Misión:

1. Fomentar, coordinar y difundir los estudios pertenecientes a sus áreas de interés, las cuales son Cartografía, Geografía, Historia, Geofísica y las ciencias afines en beneficio de América;
2. Apoyar la iniciativa, innovación y generación de conocimiento en sus áreas de interés, a través de estudios, capacitaciones y trabajos de sus Comisiones;
3. Promover la cooperación interdisciplinaria entre los institutos de América y organizaciones internacionales afines.

Solamente los Estados Americanos pueden ser miembros del IPGH. Existe también la categoría de Observador Permanente, actualmente se encuentran bajo esta condición: España, Francia, Israel, Jamaica y República de Corea.

El IPGH se compone de los siguientes órganos panamericanos:

1. Asamblea General;
2. Autoridades;
3. Secretaría General; y
4. Comisiones.

Además, cada Estado Miembro designa y crea oficialmente una Sección Nacional, órgano establecido para el cumplimiento de la misión, visión y estrategia científica del IPGH en el ámbito nacional, contando para ello con el apoyo financiero de su gobierno.

Portal de Revistas Científicas del IPGH

www.revistasipgh.org

ISSN 0252-9769