

ISSN en trámite



# Geofísica Internacional

Revista Trimestral Publicada por el Instituto de Geofísica de la  
Universidad Nacional Autónoma de México



México

Volume 58 Number 3  
July - September  
2019

# — Geofísica Internacional —

Dr. Hugo Delgado Granados  
**Director of Instituto de Geofísica**

Dra. Ligia Pérez Cruz  
**President of Unión Geofísica Mexicana**

## **Editor Chief**

Dr. Servando De la Cruz-Reyna  
Instituto de Geofísica, UNAM  
[sdelacrr@geofisica.unam.mx](mailto:sdelacrr@geofisica.unam.mx)

## **Technical Editor**

Mtra. Andrea Rostan Robledo  
Instituto de Geofísica, UNAM  
[arostan@igeofisica.unam.mx](mailto:arostan@igeofisica.unam.mx)

## **Editorial Board**

Donald Bruce Dingwell  
**Earth and Environment**  
Ludwig Maximilian University of Munich,  
Germany

Eric Desmond Barton  
**Departamento de Oceanografía**  
Instituto de Investigaciones Marinas, Spain

Jorge Clavero  
Amawta Consultores, Chile

Gerhardt Jentzsch  
**Institut für Geowissenschaften**  
Friedrich-Schiller-Universität Jena, Germany

Peter Malischewsky  
**Institut für Geowissenschaften**  
Friedrich-Schiller-Universität Jena, Germany

François Michaud  
**Géosciences Azur**  
Université Pierre et Marie Curie, France

Olga Borisovna Popovicheva  
**Scobeltzine Institute of Nuclear Physics**  
Moscow State University, Rusia

Jaime Pous  
**Facultad de Geología**  
Universidad de Barcelona, Spain

Joaquín Rui  
**UA Science**  
University of Arizona, United States

Angelos Vourlidas  
**Solar Physics Branch**  
NASA Goddard Space Flight Center, United States

Théophile Ndougsa Mbarga  
**Department of Physics**  
University of Yaounde I, Cameroon

Associate Editors  
José Agustín García Reynoso  
Atmospheric Science Centro de Ciencias de la  
Atmósfera UNAM, Mexico

Tereza Cavazos  
**Atmospheric Science**  
Departamento de Oceanografía Física CICESE,  
Mexico

Dante Jaime Morán-Zenteno  
**Geochemistry**  
Instituto de Geología, UNAM, Mexico

Margarita López  
**Geochemistry**  
Instituto de Geología UNAM, Mexico

Avto Gogichaisvili  
**Geomagnetism And Paleomagnetism**  
Instituto de Geofísica UNAM, Mexico

Jaime Urrutia-Fucugauchi  
**Geomagnetism And Paleomagnetism**  
Instituto de Geofísica, UNAM, Mexico

Felipe I. Arreguín Cortés  
**Hydrology**  
Instituto Mexicano de Tecnología del Agua IMTA,  
Mexico

William Lee Bandy  
**Marine Geology And Geophysics**  
Instituto de Geofísica UNAM, Mexico

Fabian García-Nocetti  
**Mathematical And Computational  
Modeling**  
Instituto de Investigaciones en Matemáticas  
Aplicadas y en Sistemas UNAM, Mexico

Graciela Herrera-Zamarrón  
**Mathematical Modeling**  
Instituto de Geofísica, UNAM, Mexico

Ismael Herrera Revilla  
**Mathematical And Computational  
Modeling**  
Instituto de Geofísica UNAM, Mexico

Rene Chávez Segura  
**Near-Surface Geophysics**  
Instituto de Geofísica UNAM, Mexico

Juan García-Abdeslem  
**Near-Surface Geophysics**  
División de Ciencias de la Tierra CICESE, Mexico

Alec Torres-Freyermuth  
**Oceanography**  
Instituto de Ingeniería, UNAM, Mexico

Jorge Zavala Hidalgo  
**Oceanography**  
Centro de Ciencias de la Atmósfera UNAM,  
Mexico

Shri Krishna Singh  
**Seismology**  
Instituto de Geofísica, UNAM, Mexico

Xyoli Pérez-Campos  
**Seismology**  
Servicio Sismológico Nacional, UNAM, Mexico

Blanca Mendoza Ortega  
**Space Physics**  
Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM,  
Mexico

Inez Staciari Batista  
**Space Physics**  
Pesquisador Senior Instituto Nacional de Pesquisas  
Espaciais, Brazil

Roberto Carniel  
**Volcanology**  
Laboratorio di misure e trattamento dei segnali  
DPIA - Università di Udine, Italy

Miguel Moctezuma-Flores  
**Satellite Geophysics**  
Facultad de Ingeniería, UNAM, Mexico

## **Assistance**

Elizabeth Morales Hernández,  
**Management**  
[eliedit@igeofisica.unam.mx](mailto:eliedit@igeofisica.unam.mx)



**GEOFÍSICA INTERNACIONAL**, Año 58, Vol. 58, Núm. 3, julio - septiembre de 2019 es una publicación trimestral, editada por la Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Alcaldía Coyoacán, C.P. 04150, Ciudad de México, a través del Instituto de Geofísica, Circuito de la Investigación Científica s/n, Ciudad Universitaria, Alcaldía Coyoacán, C.P. 04150, Ciudad de México, Tel. (55)56 22 41 15. URL: <http://revistagi.geofisica.unam.mx>, correo electrónico: [revistagi@igeofisica.unam.mx](mailto:revistagi@igeofisica.unam.mx). Editora responsable: Andrea Rostan Robledo. Certificado de Reserva de Derechos al uso Exclusivo del Título: 04-2022-081610251200-102, ISSN: en trámite, otorgados por el Instituto Nacional del Derecho de Autor (INDAUTOR). Responsable de la última actualización Saúl Armendáriz Sánchez, Editor Técnico. Fecha de la última modificación: 30 de junio 2019, Circuito de la Investigación Científica s/n, Ciudad Universitaria, Alcaldía Coyoacán, C.P. 04150, Ciudad de México.

El contenido de los artículos es responsabilidad de los autores y no refleja el punto de vista de los árbitros, del Editor o de la UNAM. Se autoriza la reproducción total o parcial de los textos siempre y cuando se cite la fuente completa y la dirección electrónica de la publicación.



Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons Atribución-NoComercial-SinDerivadas 4.0 Internacional.

## Contents

Generator of genetic seismic signals.

**Silvia García, Leonardo Alcántara**

179

---

Metodología para el cálculo de acelerogramas sintéticos utilizando funciones de transferencia empíricas y el método estocástico de Boore, en la ciudad de Tapachula, Chiapas.

**René Solano Bahena, Jorge Aguirre González**

189

---

Subsidence and Morphologic Variations in Mexico City Generated by the Earthquakes of September 2017.

**Jorge Lira, Marisol Nuñez**

211

---

Consideraciones sobre el sistema geotérmico de San Bartolomé de los Baños, Guanajuato (México), desde un análisis de la alteración hidrotermal y las inclusiones fluidas.

**Carles Canet, Augusto A. Rodríguez-Díaz, Indra Daniela Bernal, Teresa Pi, María M. Sánchez-Córdova, Fernando Núñez-Useche, Ruth Villanueva-Estrada, Gabriel Molina, Martin Reich, Berenice Peláez, Esteban Jiménez Salgado, Eduardo González-Partida, Fernando Sandoval Medina, Cinthya B. Carrillo-Sánchez**

229

---

## Generator of genetic seismic signals

Silvia García\* and Leonardo Alcántara

Received: September 27, 2017; accepted: March 22, 2019; published on line: July 01, 2019

### Resumen

En este trabajo se presenta un método original para el ensamblado de acelerogramas compatibles con un espectro objetivo preestablecido. El procedimiento se basa en un generador de señales sísmicas, el cual toma en consideración las características del evento sísmico y las condiciones del subsuelo para hacer una representación realista de los movimientos del terreno. Se utilizan operadores genéticos para transformar en forma iterativa los acelerogramas, imitando los procesos de apareamiento, selección natural y mutación. El generador de señales sísmicas genéticas, modifica los componentes de aceleración de los registros considerados buenos padres para producir individuos exitosos o nuevas señales óptimas que mejor se ajustan a las condiciones objetivo. El procedimiento es inmediato y consistente con resultados notables en registros que coinciden con una amplia variedad de espectros objetivo, con una desviación mínima y conservando las cualidades geotécnicas y sismológicas inherentes de los padres (acelerogramas registrados).

Palabras clave: algoritmos genéticos, cómputo evolutivo, generación de señales sísmicas, sismos sintéticos, espectro de respuesta, simulación sísmica.

### Abstract

In this paper, an original approach for assembling time series of accelerations compatible with a prescribed target spectrum is presented. This generator of seismic signals takes into consideration earthquake and soil characteristics for a realistic depiction of ground motions. The proposed methodology uses genetic operators to transform the time series iteratively. Mimicking mating, natural selection, and mutation, the generator of genetic seismic signals, modifies the accelerations components of records considered good parents for producing successful individuals or new optimal signals that best fit the target conditions. The procedure is immediate and consistent with remarkable results in records that match a broad variety of target spectra with minimal deviation while conserving the geotechnical and seismological inherent qualities of the parents (recorded accelerograms)..

Key words: genetic algorithms, evolutionary computing, seismic signals generation, synthetic earthquakes, target spectrum, seismic simulation.

---

S. García\*  
Coordinación de Geotecnia  
Instituto de Ingeniería  
Universidad Nacional Autónoma de México  
Ciudad Universitaria, 04510  
Coyoacán, CDMX, Mexico  
\*Corresponding author: [sgab@pumas.iingen.unam.mx](mailto:sgab@pumas.iingen.unam.mx)

L. Alcántara  
Coordinación de Geotecnia  
Instituto de Ingeniería  
Universidad Nacional Autónoma de México  
Ciudad Universitaria, 04510  
Coyoacán CDMX, Mexico

## Introduction

Nonlinear time-history analysis is becoming an everyday demand in seismic analysis and design of structures. To specify time-series input excitations to structural models it is necessary to generate signals (artificial accelerograms) having compatible characteristics with modern evaluation guidelines. Since traditionally the seismic hazard at a site for design purposes has been represented by design spectra, virtually all seismic design codes and guidelines require scaling of selected ground motion time histories so that they match or exceed the controlling design spectrum within a period range of interest (ICC, 2000; ASCE, 2000; NEHRP 2011).

The techniques of scaling time histories can be classified as i) the frequency-domain methods, where the frequency content of the recorded ground motions are manipulated (Gasparini and Vanmarcke, 1976; Silva and Lee, 1987; Bolt and Gregor, 1993; Department of the Army, 2000; Carballo and Cornell, 2000) and ii) the time-domain methods, which limit themselves to control the amplitude of recorded ground motions (Kircher, 1993; Naeim and Kelly, 1999). Regardless of the method domain, the processes of selecting the "initial" ground motions and their scaling to match the design spectrum are separate and distinct.

The procedure presented in this paper involves a comprehensive search for time histories based on seismological and geotechnical characteristics and a genetic adjustment of the selected series for matching a target spectrum. The genetic routine proposed here considers the variability in the characteristics of the recorded strong-motions under similar geotechnical and seismic specifications and produces shaking time series using an ensemble of accelerograms rather than just one or two "typical" records for matching target spectra.

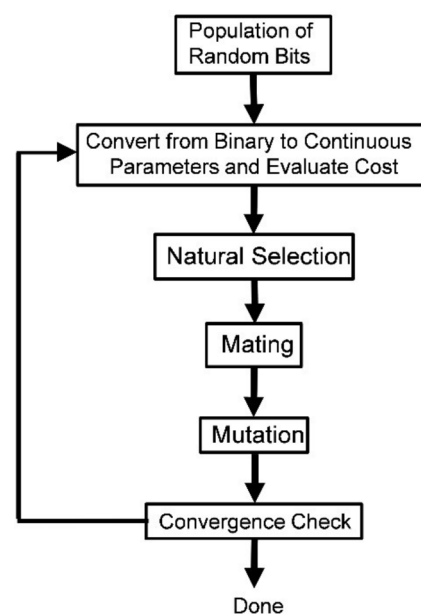
In structural and earthquake engineering, during the past decade, genetic algorithms have been used in design optimization of nonlinear structures (Pezeshk *et al.*, 1999 and Pezeshk *et al.*, 2000), active structural control (Alimoradi, 2001), and performance-based design (Matouš *et al.*, 2000; Foley and Schinler, 2001; Foley *et al.*, 2003; Shaw *et al.*, 2004). Therefore, using genetic algorithms to scale earthquake ground motions for design is but a natural continuation of such applications and parallels the attractive use of neural networks to achieve the same task (Ghaboussi and Lin, 1998; Kim and Ghaboussi, 1999).

## Genetic Algorithms

In order to make this article self-contained, some of the design considerations involved in implementing a GA to solve the particular problem are discussed briefly. To the interested reader, deeper theoretical explanations by Mitchell (1996) and Michalewicz (1996) are recommended. The application of GA in engineering contexts is described in Rani and Moreira (2009).

In the computer science field of artificial intelligence, genetic algorithms GA is a searching heuristic tool that mimics the process of natural selection (Mitchell, 1996). This heuristic (also sometimes called a metaheuristic) is routinely used to produce useful solutions to optimization problems. Genetic algorithms (Holland, 1975; Goldberg, 1989) belong to the larger class of evolutionary algorithms EA, which generate solutions to optimization problems using techniques inspired by natural evolution, such as *inheritance, mutation, selection, and crossover*.

*Algorithm basics.* This concise explanation tails the flow chart in Figure 1. The first step is defining an objective function with inputs and outputs and the binary GA encodes the value of each input parameter (e.g.  $q, r, s, t$ ) as a binary number (Figure 2). If the variable of the parameter space of an optimization problem is continuous, a real coded GA is indicated. The parameter values are then placed side-by-side in an array known as a *chromosome*. A *population* is a matrix with each row representing a *chromosome*.



**Figure 1.** Flow chart of Binary Genetic Algorithm.

A population consisting of random ones and zeros will be used as an example for describing the algorithm steps (Figures 1 and 2). These random binary digits translate into guesses of values of the input parameters. Next, the binary *chromosomes* are converted to continuous values, which are evaluated by the objective function. *Mating* takes place between selected *chromosomes*. Mates are randomly selected with a probability of selection greater for those chromosomes yielding desirable output from the objective function (tournament or roulette wheel selection). *Offspring* (new chromosomes) produced from mating inherit binary codes from both parents (Figure 3a). A simple *crossover* scheme randomly picks a crossover point in the *chromosome*.

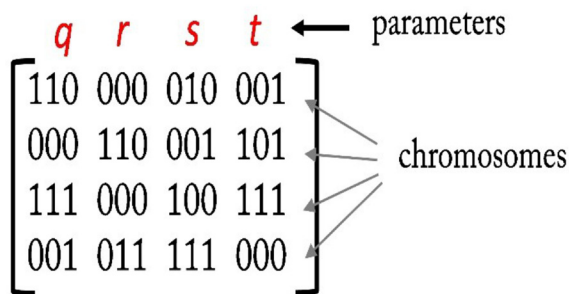


Figure 2. Initial population of binary coded parameters.

An *offspring* results by keeping the binary strings to the left of the crossover point for each parent and swapping the binary strings to the right of the crossover point. *Crossover* mimics sexual recombination in nature, where two parent solutions are chosen and parts of their subtree are swapped and because each function exhibits the property 'closure' (each tree member is able to process all possible argument values), every crossover operation should result in the formation of a legal structure. *Mutation* (Figure 3b) causes random changes in an individual before it is introduced into the subsequent population. Unlike crossover, mutation is asexual and thus only operates on one individual; during mutation all functions and all terminals are removed beneath an arbitrarily determined node and a new branch is randomly created, or a single node is swapped for another. Stronger individuals will have greater chance to survive across epochs and to reproduce than weaker individuals, which will tend to perish (Figure 3c).

The objective function outputs associated with the new population are calculated and the process repeated. The algorithm stops

after finding an acceptable solution or after completing a set number of iterations. Selecting the best population size, mating scheme and mutation rate is still an area of controversy. Since the GA is a random search, a certain population size and mutation rate can give considerably different answers for different independent runs (Haupt and Haupt, 1998 and 2000; Haupt, 2003; Ursem, 2003).

Some advantages of genetic over conventional numerical optimization algorithms are i) optimizing with continuous or discrete parameters, ii) do not require derivative information, iii) simultaneously search from a wide sampling of the objective function surface, iv) deal with a large number of parameters, v) optimize parameters with extremely complex objective function surfaces, vi) provide a list of semi-optimum parameters, not just a single solution, and vii) works with numerically generated data, experimental data, or analytical functions. These advantages outweigh the GAs' lack of rigorous convergence proofs. For thorough discussion on this subject, the interested reader is referred to Goldberg (1989), Michalewicz (1992) and Beasley *et al.* (1993).

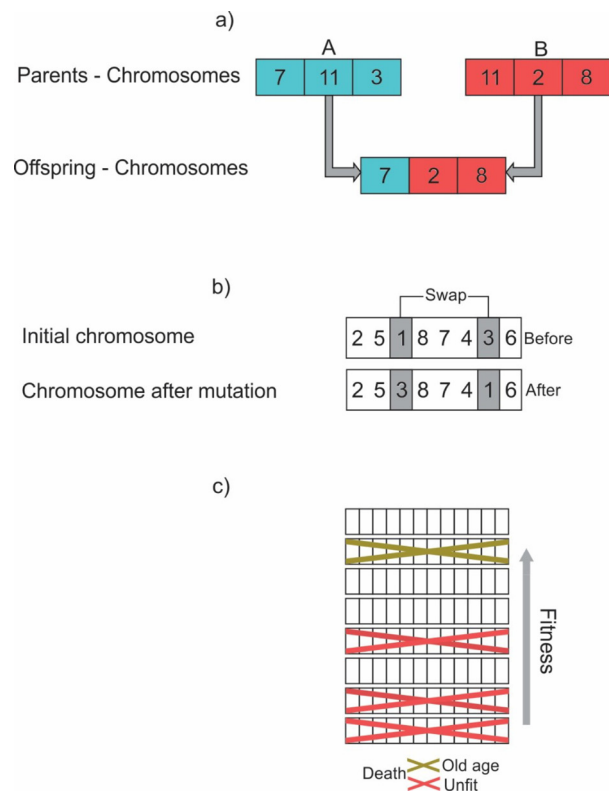


Figure 3. Genetic algorithms operations. a) Crossover, b) Mutation and c) Death.

**Genetic accelerograms: the underlying idea**

A certain number of inputs (set of recorded accelerograms), say  $x_1, x_2, \dots, x_n$ , belonging to the input space  $X$  is selected. Using GA terminology, each accelerogram is called an *organism* or *chromosome* and the set of *chromosomes* is designated as a *colony* or *population*. To each *chromosome*  $x_i$  a fitness value  $f(x_i)$  is assigned.

The objective of using  $f(x_i)$  when generating genetic accelerograms is to find the best combination of time series that minimizes the difference between a given target spectrum and the one obtained from the genetically generated accelerograms. The deviation from the target is measured by the mean square of error between the genetic spectrum (estimated from the genetic accelerograms) and the target spectrum (Figure 4). The problem is formulated as the minimization of the error function,  $Z$ , between the averaged scaled spectra and the target spectrum in a range of  $T_i$  to  $T_f$ :

$$Z = \min \left\{ \frac{1}{T_f - T_i} \sum_{i=1}^f ([SA_{gi}(T)] - [SA_i(T)])^2 \right\}$$

in which

$T$  = the vibration period

$SA_{gi}(T)$  = spectral acceleration of genetic number at period

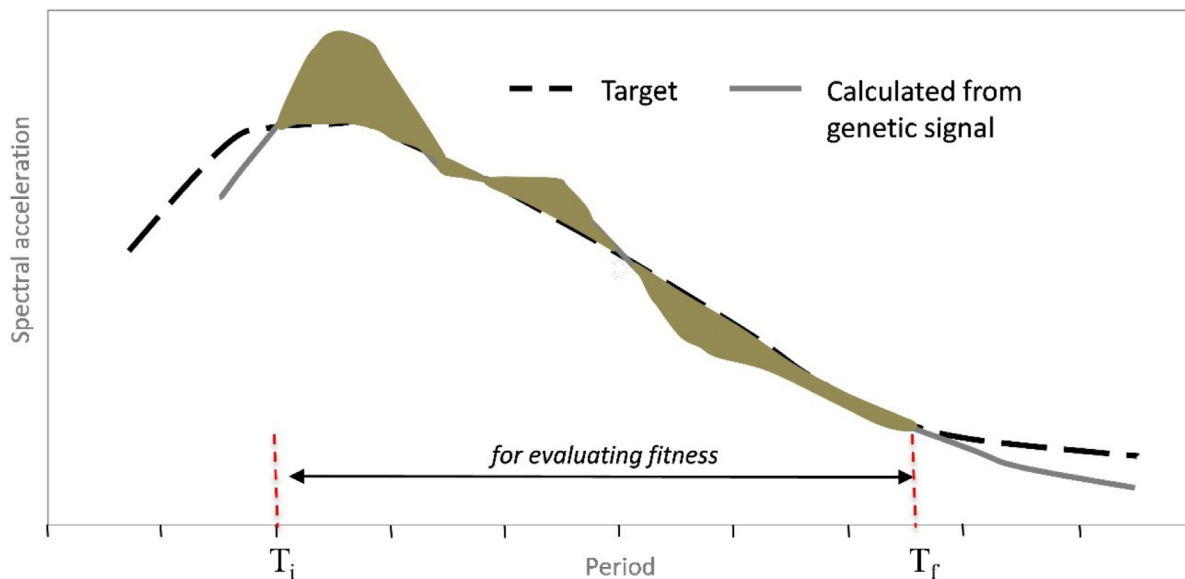
$SA_i(T)$  = spectral acceleration of target record number at period

$T_i$  = initial period to consider

$T_f$  = final period to consider

This formulation does not guarantee that the final solution would not fall below the target in the period range under consideration; instead, it would merely attempt to minimize the deviation of the solution from the target.

The algorithm will tend to keep accelerograms (*organisms*) closer to the optimal in the set of inputs (the colony) and to discard those that under-perform, analogous to *natural selection*. The crucial step in this routine is the *reproduction* or *breeding* that occurs once per epoch. The genetic information of the two accelerograms participating in reproduction are literally merged together to form a new *chromosome* (a *child* accelerogram generated by *crossover*). This heuristic allows the possibility to combine the best of both individuals to yield a better one (*evolution*). During each epoch, a given fraction of the *organisms* is allowed to *mutate*, providing

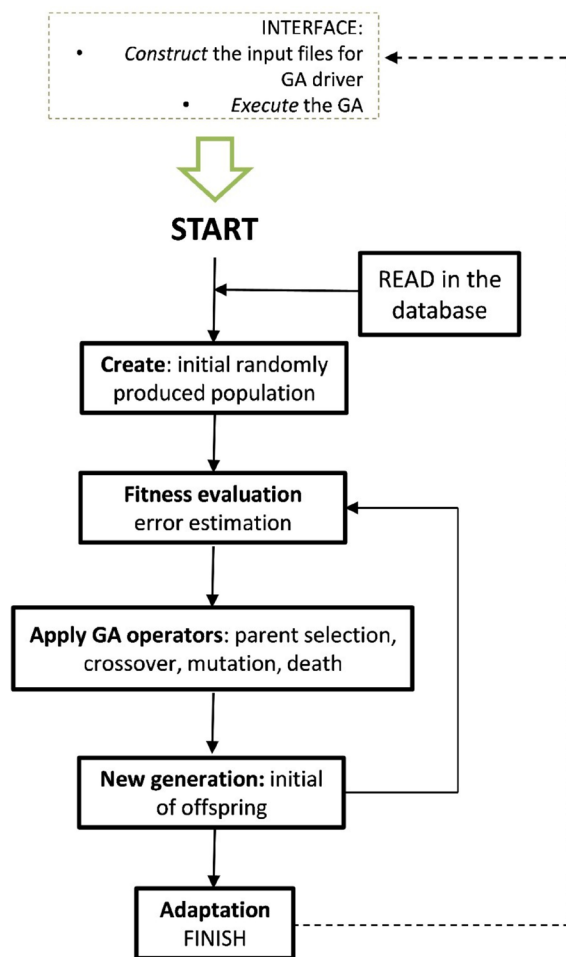


**Figure 4.** Fitness value: spectra representation.



randomness for spanning the whole input space and generating individuals with random genes. Worst individuals in the *population* have a high probability of dying at the end of each epoch, old chromosomes can also be eliminated and the highest performer is immune from old-age death (Figure 3c).

In this investigation, the backbone genetic algorithm routines from the GaNetXL code placed in public domain by Savić *et al.* (2011), were adapted and modified. An overall flow chart of the program operation is presented in Figure 5. For starting, additional data are required: i) the time series  $\Delta t$ , ii) the number of components of time series, iii) the ordinates, i.e. spectral acceleration, of the target acceleration design spectrum, iv) the matching period, v) the maximum values of differences, and vi) the set of GA parameters. The GA parameters are population size, number of generations, and crossover and mutation ratios.



**Figure 5.** The program flow chart.

One of the advantages of the proposed model is that the original *chromosomes* can be selected according to geotechnical and seismic characteristics. The entire *population* is contained in the Mexican strong motion database (*Base Mexicana de datos de Sismos Fuertes* in original language) which includes more than 13 000 ground motion records (SMIS, 2000). Obviously, this population is suitable for studying seismogenesis at the Mexican subduction zone, but for different applications, any appropriately categorized set of records could be used.

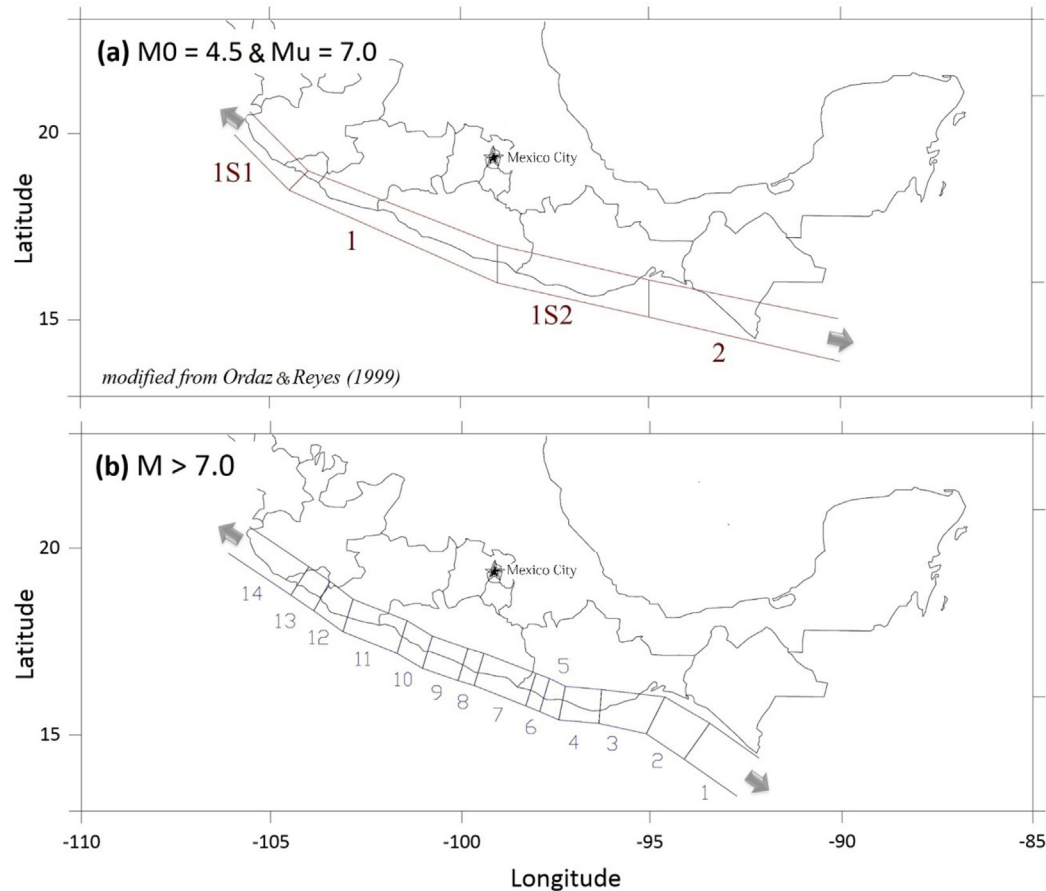
The user can define from the vast universe of parents, which conditions are more relevant for a particular analysis. The system meets the request from i) one of the predefined seismic environments (Ordaz and Reyes, 1999) based on two dynamic maps of México (Figure 6), ii) magnitude  $M_w$ , iii) focal depth  $FD$  and iv) soil type in the recording station  $ST$ . Soils are classified as "Type A" for soft materials with high plastic index, high compressibility, high water content, and low to very-low shear wave velocities, and as "Type B" for deposits made up of stiff materials with high strength, high to very-high shear wave velocities and low to very-low compressibility potential. If the user does not have a priori seismic or geotechnical preferences, the genetic generator selects the initial population randomly.

### Application examples

In the following, several examples are used to demonstrate the proposed method. First, three cases are presented in order to generate signals which match a given target spectrum without a priori preferences. These instances also illustrate the stability of the genetic algorithm in adapting itself to peculiar spectrum shapes. The second description demonstrates the kind of signals that are developed from preselected earthquake environment and soil types, condition especially important for detailed seismic hazard analyses. Examples are presented for two different types of soil.

*Earthquake signals generated from random population in order to match prescribed spectrum shapes*

The target spectra for this example are shown in Figure 7a (dashed line). The period range of 0.10 to 3.0 seconds was assumed for matching the targets. A genetic search of a 300-individual population (designated randomly) over 500 generations with a crossover ratio of 60.0% and a mutation probability of 2.0% was utilized. Figure 7b shows the fitness curve as a function



**Figure 6.** Predefined seismic environments for Mexican subduction.

of successive generations. After completing the iterations, the signals recovered following this procedure are samples that illustrate the application of the genetic methodology to create accelerations time series that match a smooth, of the type included in building codes or steep spectrum shapes.

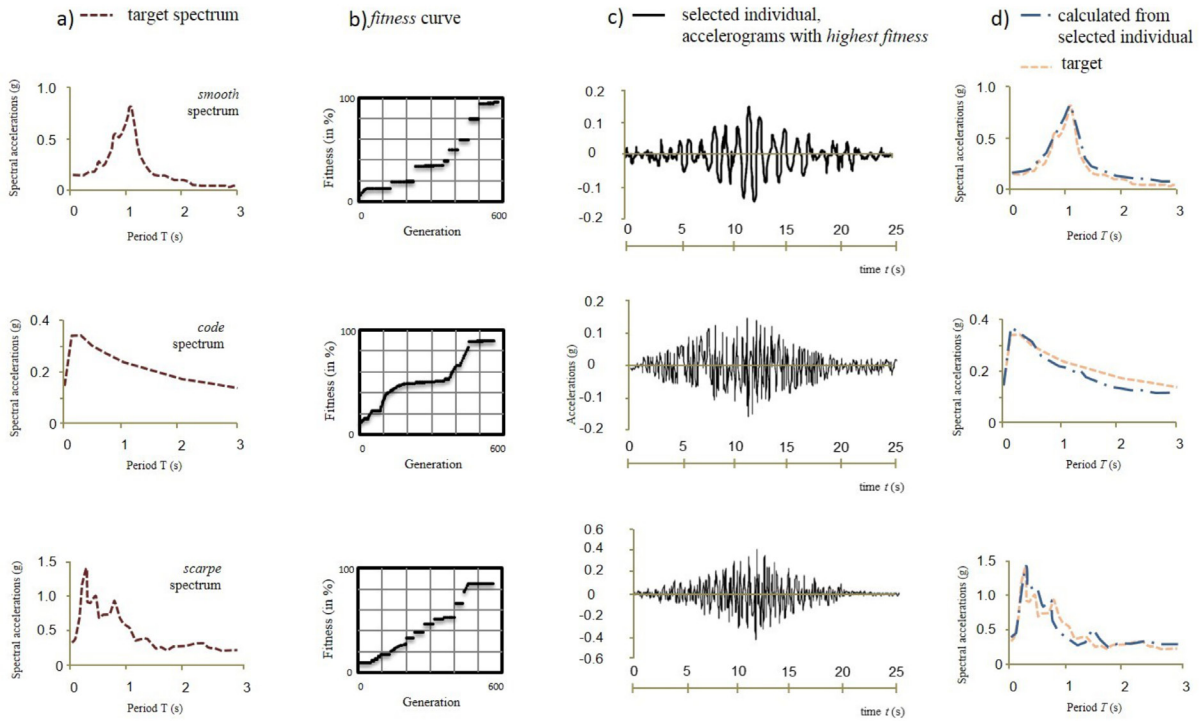
The genetic algorithm generates three records representing the best match to the target spectra and have the highest fitness levels (Figure 7c). As can be seen in Figure 7d, the differences between the spectra from the genetically generated records and the target spectra in the range of 0.1 to 3.0 seconds are minor. The genetic signals resemble the target curve with remarkable accuracy.

*Earthquake signals generated from population constrained by prescribed source and soil-type*

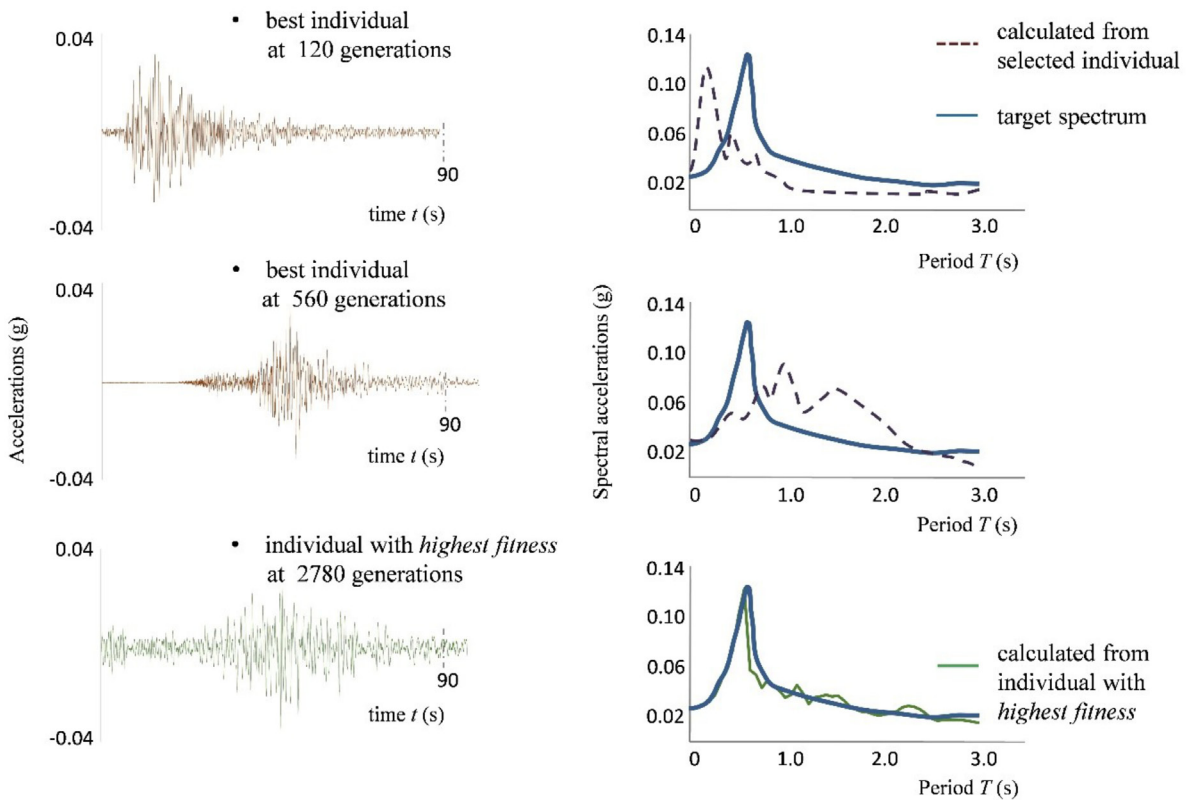
In this case, seismic and geotechnical conditions are specified. These conditions are Type B soils (deposits of very dense sand, gravel, or very stiff clay-ground), seismicity

from Zone 1 (see selected zone in Figure 6a), records with magnitudes between  $6 < M < 7$  and *undefined* focal depth (no restrictions). The initial population was set at 100 individuals. The target peak ground acceleration PGA has been set equal to 0.028g. After 2780 generations, the stop criteria is achieved and the spectra from the *offspring* can be evaluated. The response spectra of the simulated artificial earthquakes are compared with the target response spectrum in Figure 8. The good match shows the accuracy of the proposed procedure and the suitability of the generated artificial accelerograms for precise design purposes.

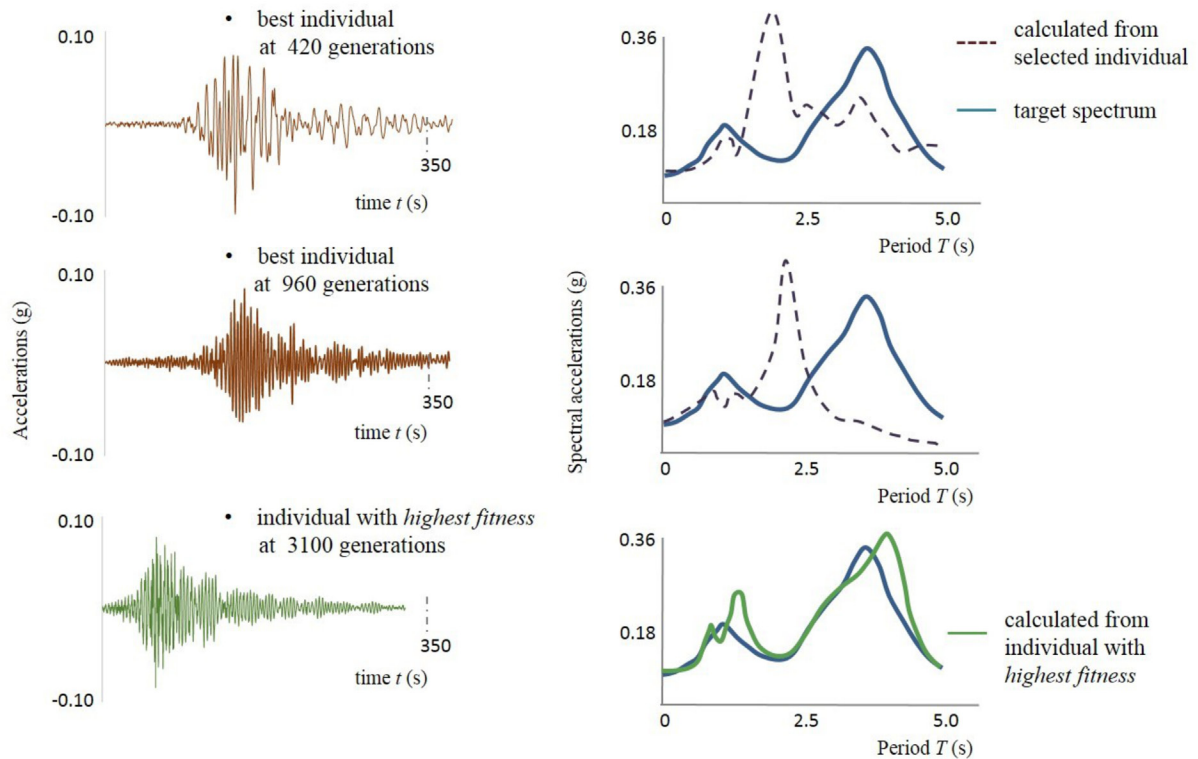
The next example has the following restrictions: Type A (soft clays), seismicity from Zone 2,  $5 < M < 6.5$ ,  $10 < FD < 35$  km and initial population of 50 individuals. For this requirement, and after 3100 generations, the genetically generated spectral accelerations attain slightly higher values than the target spectrum at some frequencies. The genetically generated spectral accelerations, however, lies very near the target around the natural frequency (Figure 9).



**Figure 7.** Some examples of genetic earthquake signals matching prescribed spectra.



**Figure 8.** Evolution of offsprings matching prescribed seismic and geotechnical conditions for Type B soils.



**Figure 9.** Evolution of offsprings matching prescribed seismic and geotechnical conditions for Type A soils.

## Conclusions

A new method for transformation of earthquake ground motions for matching a specific response spectrum was presented. Given a target spectrum, a processes inspired in Darwin's theory about evolution is used to generate artificial time histories from recordings. The procedure is fast and reliable and produces records matching the target spectrum with minimal deviation. The method uses a search engine for selecting a first generation of individuals, and a genetic routine for modifying the initial population through the processes that mimic *mating*, *natural selection*, and *mutation*. The process continues until an optimum individual (best *fitness*) is obtained.

## References

Alimoradi, A., 2001. Performance Study of a GA-Based Active/Hybrid Control System Under Near Source Strong Ground Motion, *2001: A Structural Engineering Odyssey, Proceedings of the 2001 Structures Congress and Exposition*, Washington, D.C., ASCE.

American Society of Civil Engineers (ASCE), 2000. Prestandard and Commentary for the Seismic Rehabilitation of Buildings, prepared

for the SAC Joint Venture, published by the Federal Emergency Management Agency, FEMA-356, Washington, D.C.

Beasley, D., Bull, D.R., Martin, R.R. 1993. An overview of genetic algorithms: Part 1, fundamentals *University Comput.*, 15 (2), pp. 58–69.

Bolt, B. A., and Gregor, N. J., 1993. Synthesized strong ground motions for the seismic condition assessment of the eastern portion of the San Francisco Bay Bridge, Report UCB/EERC- 93/12, University of California, Earthquake Engineering Research Center, Berkeley, CA.

Carballo, J. E., and Cornell, C. A., 2000. Probabilistic Seismic Demand Analysis: Spectrum Matching and Design, Department of Civil and Environmental Engineering, Stanford University, Report No. RMS-41.

Department of the Army, 2000. Dynamic Analysis of Concrete Hydraulic Structures, Circular No. EC 1110-2-6051, Washington, D.C.

Foley, C. M., and Schinler D., 2001. Optimized Design of Partially and fully-Restrained

- Steel Frames Using Distributed Plasticity, *2001: A Structural Engineering Odyssey: Proceedings of the 2001 Structures Congress and Exposition*, Washington, D.C., ASCE.
- Foley, C. M., Pezeshk, S., and Alimoradi, A., 2003. State of the Art in Performance-Based Design Optimization, *2003: Proceedings of the ASCE Structures Congress*, Seattle, Washington, ASCE.
- Gasparini, D., and Vanmarcke, E. H., 1976. SIMQKE: A Program for Artificial Motion Generation, Department of Civil Engineering, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA.
- Ghaboussi, J., and Lin, C.J., 1998. New Method of Generating Spectrum Compatible Accelerograms using Neural Networks, *Earthquake Engineering & Structural Dynamics*, 27(4): 377-396.
- Goldberg, D. E., 1989. *Genetic Algorithms in Search, Optimization, and Machine Learning*, Addison-Wesley.
- Haupt, R. L., and Haupt, S. E., 1998. *Practical Genetic Algorithms*, John Wiley and Sons, New York.
- Haupt, R. L., and Haupt, S. E., 2000. Optimum population size and mutation rate for a simple real genetic algorithm that optimizes array factors, *Appl. Computat. Electromagnet. Soc. J.*, 15(2): 1034-1037.
- Haupt, S. E., 2003. Genetic Algorithms in Geophysical Fluid Dynamics, AMS Conference on Artificial Intelligence, P1.7
- Holland, J. H. *Adaptation in Natural and Artificial Systems*, Ann Arbor, MI: University of Michigan Press 1975.
- International Code Council (ICC), 2000. *International Building Code*, Falls Church, Virginia.
- Kim, Y., and Ghaboussi, J., 1999. A New Method of Reduced-Order Feedback Control Using Genetic Algorithms, *Earthquake Engineering & Structural Dynamics*, 28(3): 235-254.
- Kircher, C., 1993. Personal communication with Farzad Naeim and Marshall Lew. Levy, S., 1992. *Artificial Life*, Vintage Books, New York.
- Matouš, K., Lepš, M., Zeman J., Šejnoha M., 2000. Applying genetic algorithms to selected topics commonly encountered in engineering practice, *Comput. Methods Appl. Mech. Engrg.* 190: 1629-1650.
- Michalewicz, Z., 1992. *Genetic Algorithms + Data Structures=Evolution Programs*, 1<sup>st</sup> ed., Springer, Berlin.
- Michalewicz, Z., 1996. *Genetic Algorithms + Data Structures=Evolution Programs*, 3<sup>rd</sup> ed., Springer, Berlin.
- Mitchell, M., 1996. *An Introduction to Genetic Algorithms*, MIT Press, London.
- Naeim, F., and Kelly, J. M., 1999. *Design of Seismic Isolated Structures—From Theory to Practice*, John Wiley and Sons, New York.
- National Earthquake Hazards Reduction Program (NEHRP), 2011. *Earthquake-Resistant Design Concepts: An Introduction to the NEHRP Recommended Seismic Provisions for New Buildings and Other Structures*, FEMA P-749.
- Ordaz, M and C Reyes (1999), "Earthquake hazard in Mexico City: Observations versus computations", *Bulletin of the Seismic Society of America*, 89(5): 1379-1383.
- Pezeshk, S., Camp, C. V., and Chen, D., 1999. Genetic Algorithm for Design of Nonlinear Framed Structures, *Proceedings of the 1999 Structures Congress*, New Orleans, Louisiana, ASCE.
- Pezeshk, S., Camp, C. V., and Chen, D., 2000. Design of Framed Structures by Genetic Optimization, *ASCE Journal of Structural Engineering*, 126(3), Paper No. 19107, 382-388.
- Rani, D., Moreira, M. M., 2009. Simulation-Optimization Modeling: A survey and potential application in reservoir systems operation. *Water Resources Management*, 24(6): 1107-1138.
- Savić, D. A., Bicić, J., & Morley, M. S. 2011. A DSS Generator for Multiobjective Optimization of Spreadsheet-Based Models. *Environmental Modelling and Software*, 26(5): 551-561. <http://dx.doi.org/10.1016/j.envsoft.2010.11.004>.
- Shaw, D., Miles, J., Grey, A., Genetic programming within Civil Engineering organization of the adaptive computing in design and manufacture 2004 Conference, Engineers House, Clifton, Bristol, U.K.

Silva, W., and Lee, K. 1987. State-of-the-art for assessing earthquake hazards in the United States, Report 24, ES RASCAL Code for Synthesizing Earthquake Ground Motions, Miscellaneous Paper S-73-1, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.

Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica (SMIS), 2000. Mexican strong motion database CD-Rom, vol 2.

Ursem, R. K., 2003. Models for evolutionary algorithms and their applications in system identification and control optimization, BRICS Dissertation Series DS-03-6, ISSN 1396-7002.

# Metodología para el cálculo de acelerogramas sintéticos utilizando funciones de transferencia empíricas y el método estocástico de Boore, en la ciudad de Tapachula, Chiapas

René Solano Bahena\* y Jorge Aguirre González

Received: January 08, 2018; accepted: May 08, 2019; published on line: July 01, 2019

## Resumen

El principal objetivo de este artículo es estimar los acelerogramas sintéticos de un sismo de magnitud 7.3 en la Ciudad de Tapachula, Chiapas, ocurrido el 7 de noviembre de 2012 en las costas de Guatemala. En este trabajo, se combinaron los métodos de las Funciones de Transferencia Empíricas y el Método Estocástico de Boore (1983, 2003), que es útil para simular los movimientos del terreno de alta frecuencia ( $f > 0.1$  Hz), lo cual es de mucho interés en el campo de la ingeniería (Boore, 2003).

Para comprobar el grado de ajuste entre los acelerogramas obtenidos con el método utilizado en este artículo, se utilizaron las métricas propuestas por Anderson (2004). Para ello, se realizaron pruebas con acelerogramas conocidos registrados en una red temporal (instalada durante el periodo del 15 de junio al 29 de julio de 2011, en la Ciudad de Tapachula), y se compararon con los resultados sintéticos obtenidos tras aplicar el método mencionado. Para la simulación de un sismo de  $M=4.7$ , ambas componentes horizontales muestran buenos ajustes en la mayoría de las estaciones donde fue registrando. Es decir, el método aquí propuesto logra aproximarse mucho a los datos reales grabados en cada una de las estaciones. Esto respalda la confianza que tenemos en la gran utilidad que este método tiene para generar aplicaciones de interés en la ingeniería sísmica.

Palabras clave: acelerogramas sintéticos, funciones de transferencia, métricas de ajuste y método estocástico.

## Abstract

The main objective of this article is to estimate the synthetic accelerograms of an earthquake with a magnitude of 7.3 in the City of Tapachula, Chiapas, which occurred on november 7, 2012 on the coasts of Guatemala. In this paper, the methods of the Empirical Transfer Functions and the Boore's Stochastic Method (1983, 2003), which is useful to simulate the high frequency ground motions ( $f > 0.1$  Hz), were combined. This is of great interest in the field of engineering (Boore, 2003).

The accelerograms were obtained through the method used in this work. In order to verify the degree of adjustment between them, the metrics proposed by Anderson (2004) were used. To accomplish this, tests were performed with known accelerograms recorder in a temporary network. These were installed from June 15 to July 29, 2011, in the City of Tapachula, and were compared later with the synthetic results obtained after applying the mentioned method. For the simulation of a magnitude 4.7 earthquake, both horizontal components showed good adjustment in most of the stations where they were registered. In other words, the method proposed manages to closely approximate the real data recorded in each of the stations. This fact supports the confidence we have in this method, in how particularly useful it is to generate applications of interest in seismic engineering.

Key words: synthetic accelerograms, transfer functions, fitting metrics and stochastic method.

---

R. Solano Bahena\*  
J. Aguirre González  
Instituto de Ingeniería  
Universidad Nacional Autónoma de México  
Coordinación de Ingeniería Sismológica  
\*Corresponding author: [resolanoba@gmail.com](mailto:resolanoba@gmail.com)

## Introducción

Chiapas es uno de los estados de la República Mexicana que se encuentra en un ambiente geológico y tectónico complejo, debido en gran medida a la convergencia de tres placas tectónicas (Norteamericana, Cocos y Caribe), las cuales cubren una amplia zona de deformación en Chiapas y el oeste de Guatemala (Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000). Además, se tienen varios sistemas de fallas continentales y locales que atraviesan el territorio chiapaneco, provocando que varias entidades del sureste del país se vean afectadas por sismos de pequeña y gran magnitud.

A pesar de la gran actividad sísmica que ocurre en el estado de Chiapas, hay ciudades que no cuentan con la suficiente instrumentación para tener una oportuna respuesta y/o prevención de los riesgos sísmicos. Un ejemplo es la Ciudad de Tapachula con el sismo que ocurrió el 7 de noviembre de 2012 cerca de las costas de Guatemala, que tuvo una magnitud de 7.3 reportada por el Servicio Sismológico Nacional (SSN), y del cual no se pudieron tener registros sísmicos de aceleración. En este artículo nos enfocaremos en la Ciudad de Tapachula, que es la segunda ciudad con mayor número de habitantes del estado de Chiapas, únicamente por debajo de Tuxtla Gutiérrez. Tapachula concentra el 70% de su población en la zona urbana, con 348 156 habitantes aproximadamente (INEGI, 2015). Por ello, en este trabajo se estimaron acelerogramas sintéticos producidos por el sismo del 7 de noviembre de 2012, en 6 sitios de la mancha urbana.

Los registros de aceleración utilizados, pertenecieron a una red temporal, instalada en el periodo del 15 de junio al 29 de julio de 2011, estos acelerogramas fueron usados para calcular las Funciones de Transferencia Empíricas Promedio (Solano, 2016), y para las pruebas de ajuste entre acelerogramas observados y sintéticos. Además, se contaron con registros de la red del Complejo Volcánico del Tacaná (CVT), donde se grabó el sismo de Guatemala. La combinación del Método Estocástico de Boore y las Funciones de Transferencia Empíricas Promedio, hicieron posible el cálculo de los acelerogramas sintéticos, que posteriormente fueron evaluados con las métricas de Anderson (2004), con el objetivo de evaluar de forma cuantitativa el ajuste de acelerogramas con el método planteado en este artículo. Finalmente, se simuló el evento del 7 de noviembre de 2012 cerca de las costas de Guatemala, se obtuvieron los acelerogramas sintéticos y se realizaron mapas de aceleraciones máximas en la Ciudad de Tapachula, Chiapas.

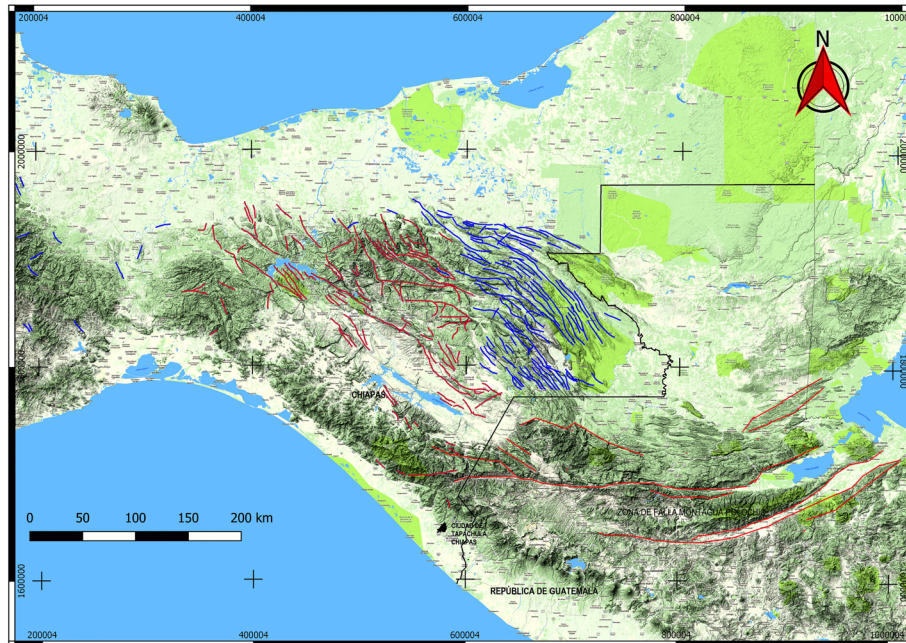
## Tectónica y sismicidad

La actividad sísmica en la región chiapaneca, se deriva en gran medida de la interacción de la placa de Cocos que se desplaza de occidente a oriente subduciéndose bajo la Placa Norteamericana y la del Caribe (Guzmán-Speziale *et al.*, 1989), esta zona se extiende 3000 km con dirección a Centroamérica y es conocida como Trinchera Mesoamericana. Guzmán-Speziale (2010), proponen una tasa de subducción promedio de la placa de Cocos bajo la placa Norteamericana de 6.6 cm/año y un desplazamiento promedio de 1.8 cm/año de la placa del Caribe en dirección oriental con respecto a la placa Norteamericana. El resultado es que se tengan varios sistemas de fallas continentales y locales que atraviesan todo el territorio chiapaneco. Los sistemas más importantes, según el Plan Operativo de Protección Civil por Riesgo Sísmico del Estado de Chiapas (IPCMIRD, 2010), son: a) Sistema de fallas Montagua Polochic, b) Provincia de fallas Inversas, c) Provincia de fallas de transcurrancia (Figura 1).

La evolución tectónica de la región está relacionada también con el vulcanismo del Cinturón Volcánico Centroamericano, donde se encuentra el Complejo Volcánico del Tacaná (CVT), el cual es un volcán que se considera activo y que mostró actividad por última vez en 1986. Algunos autores como González-Herrera *et al.* (2012), clasifica cinco fuentes sismogénicas que han afectado al estado de Chiapas:

- Los procesos de subducción de las placas Cocos, Norteamericana y Caribe, que dan origen a sismos de gran magnitud.
- Deformación interna de la placa subducida, produce sismos de mediana o gran profundidad. Por ejemplo, el sismo de Villaflores del 21 de octubre de 1995, con magnitud 7.2, el cual tuvo una profundidad focal de 165 km y área de ruptura de 30 km x 10 km (Rebollar *et al.*, 1999).
- Deformación cortical, debida a fallas superficiales, las cuales originan temblores de pequeña profundidad (menos de 40 km).
- Volcanes activos en el estado de Chiapas: Tacaná y el Chichonal.
- La falla lateral izquierda Montagua-Polochic, entre la placa Norteamericana y del Caribe (Figura 1).





**Figura 1.** Mapa con los complejos estructurales del área de estudio. En color rojo se muestran las fallas de tipo transcurrente y en azul las fallas inversas, (mapa generado en QGIS 2.18.9, fallas geológicas modificadas de INEGI).

En el estado de Chiapas han ocurrido sismos históricos con magnitudes mayores a 6.0 que han provocado daños importantes en la región. El sismo más fuerte en el estado de Chiapas ( $M=7.7$ ), ocurrió el 23 de septiembre de 1902. Causo serios daños en San Cristóbal de las Casas, Tuxtla Gutiérrez, Chiapa de Corzo y en la Ciudad de México, provocó desperfectos en las cañerías del agua. Además, fue destructor de San Bartolomé de los Llanos (hoy Venustiano Carranza). En el documento de Peligros Naturales y Tecnológicos relevantes durante el periodo 1810-2010 (SEGOB, 2013), se enlistan algunos otros sismos importantes que han ocurrido en la región Chiapaneca:

- El sismo del 14 de diciembre de 1935 ( $M=7.3$ ), ocasiono daños materiales en Tuxtla Gutiérrez, Chiapa de Corzo, San Cristóbal de las Casas, pero no hubo registro de víctimas.
- El sismo del 25 de septiembre de 1968 ( $M=6.3$ ), afecto el Soconusco y en el municipio de Acapetahua hubo pérdidas materiales considerables, ya que provocó flexión de vías férreas, derrumbes de caminos y comunicaciones interrumpidas, se estimaron 20 muertes y más de 300 heridos.
- El sismo ocurrido el 29 de abril de 1970 ( $M=7.3$ ), provocó daños importantes en los municipios de Mazapán de Madero,

Motozintla, Huixtla, Ciudad Madero y Tapachula.

- Finalmente, los dos recientes sismos que ocurrieron en el 2017. El primero ocurrido el 14 de junio con Magnitud de 6.9, localizado en las cercanías de Cd. Hidalgo, SSN. Dicho sismo provocó aceleraciones de 152.8 gales en la estación TAJN perteneciente al Instituto de Ingeniería de la UNAM, no se reportaron personas fallecidas, sin embargo, sí algunos daños materiales. El segundo ocurrió el 7 de septiembre ( $M=8.2$ ), localizado en las cercanías de Pijijiapan a una profundidad de 58 km, SSN. Este sismo, tuvo aceleraciones de 110.7 gales en la estación TAJN y provocó alrededor de 32 muertes en los estados de Oaxaca, Chiapas y Tabasco, además de grandes afectaciones a inmuebles.

Dada la magnitud que tuvieron y los daños que ocasionaron los sismos históricos, en este trabajo se hizo el estudio de un sismo con magnitud similar a los anteriores, dicho sismo ocurrió el 7 de noviembre de 2012, localizado a 74 km al sur de Cd. Hidalgo, en el estado de Chiapas, cerca de las costas de Guatemala (SSN).

#### Datos

En la Ciudad de Tapachula existen dos estaciones permanentes de registro sísmico. Una de ellas TAJN corresponde a una estación

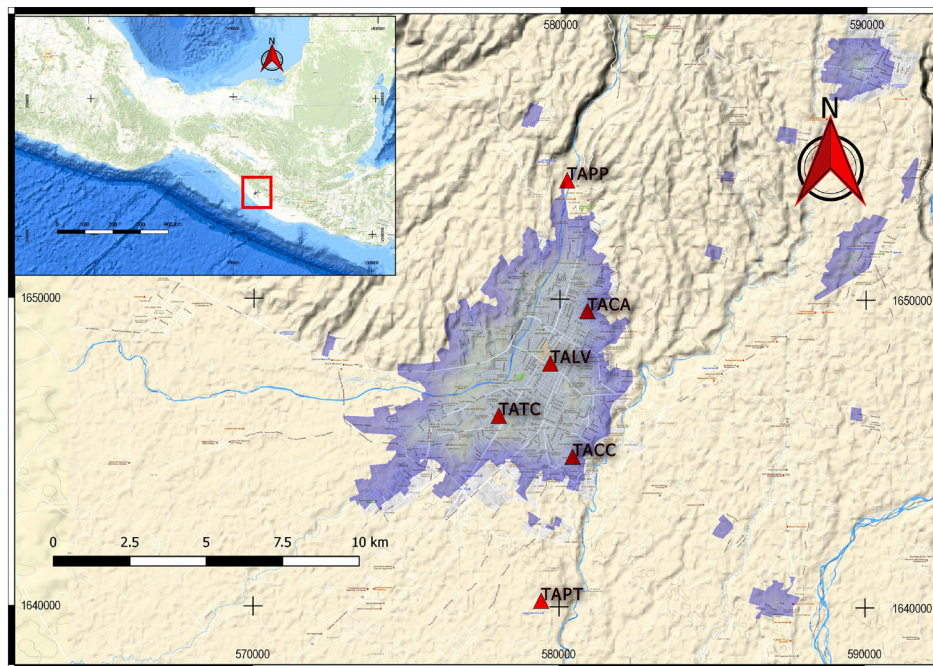
acelerográfica y es operada por el Instituto de Ingeniería, UNAM. Otra es la estación THIG que corresponde a una estación sísmológica con sensor de velocidad de banda ancha operada por el SSN. Desgraciadamente, las dos estaciones no estaban operando cuando ocurrió el sismo de Guatemala. Sin embargo, dicho evento fue registrado por la red del CVT del SSN. Por otro lado, se usaron registros del Catálogo de Registros Sísmicos de la Red Temporal, Tapachula, Chiapas (Aguirre *et al.*, 2011). Esta red estuvo instalada en el periodo del 15 de junio al 29 de julio de 2011 por el Instituto de Ingeniería y el Instituto de Geofísica de la UNAM, las estaciones sísmicas utilizadas para este trabajo se enlistan en la tabla 1, cuya distribución sobre la mancha

urbana se ilustran en la Figura 2. Los registros se utilizaron tanto para obtener las Funciones de Transferencia Empíricas Promedio (Solano, 2016), como para las pruebas de ajuste entre acelerogramas sintéticos y observados.

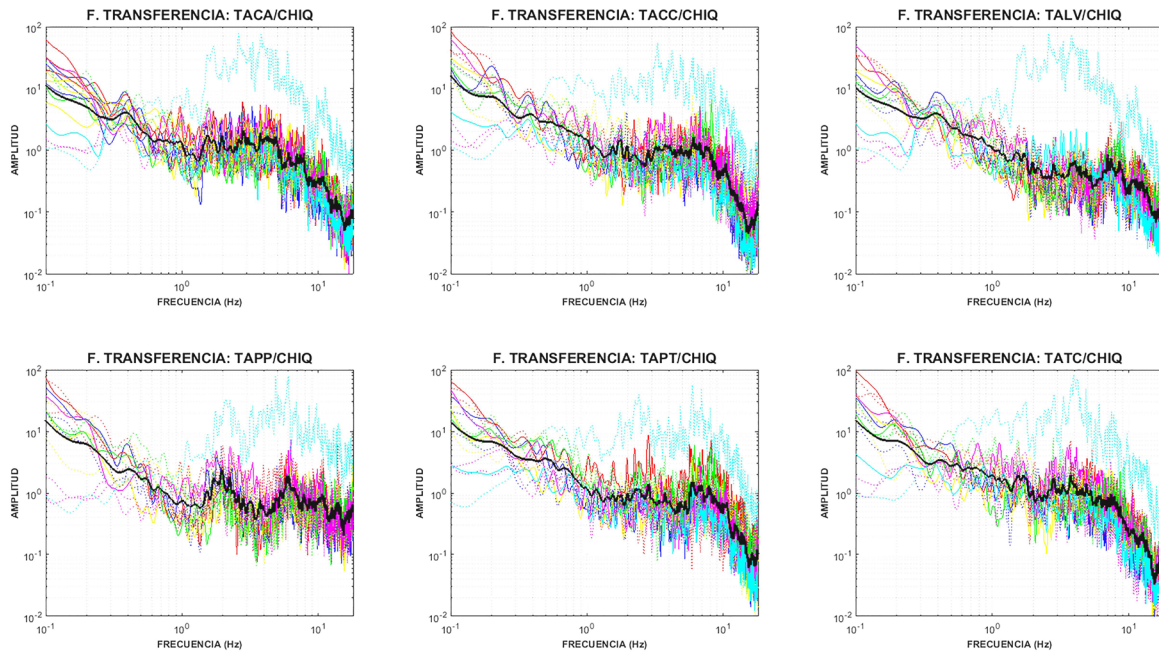
Las *Funciones de Transferencia Empíricas Promedio (FTEP ( $\omega$ ))*, fueron calculadas entre las seis estaciones de la red temporal con respecto a la estación de referencia CHIQ (Figura 3). La estación CHIQ pertenece a la red CVT del SSN, (Figura 4). El promedio de las funciones de transferencia se realizó con 17 eventos (tabla 2), los cuales fueron registrados en las 6 estaciones de aceleración de la red temporal.

**Tabla 1.** Clave, nombre, institución y coordenadas UTM (región 15P) de las estaciones de la red temporal y del SSN.

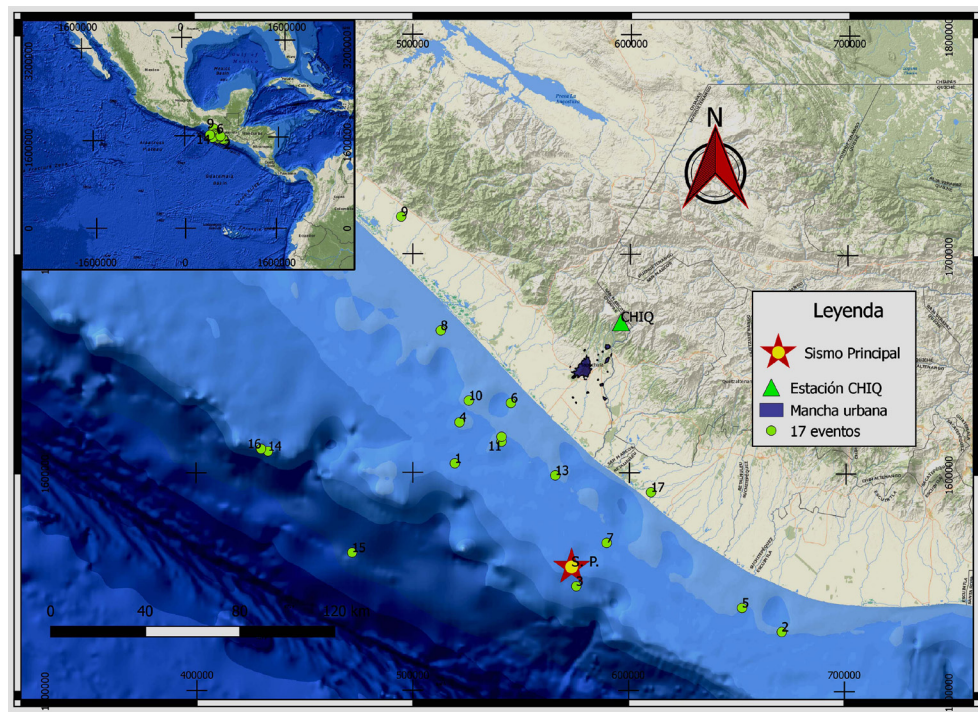
ESTACIÓN	NOMBRE	INSTITUCIÓN	LATITUD (UTM)	LONGITUD (UTM)
TACA	Colegio de Arquitectos	IINGEN	580897.33	1649617.99
TACC	Colegio de Ingenieros Civiles	IINGEN	580430.57	1644884.23
TALV	Lavanderia	IINGEN	579693.3	1647906.92
TAPP	Planta Potabilizadora	IINGEN	580222.33	1653859.67
TAPT	Planta de Tratamiento	IINGEN	579417.61	1640196.32
TATC	Tecnologico de Tapachula	IINGEN	578013.31	1646205.33
CHIQ	Población Chiquihuites	SSN	595822.34	1668880.15



**Figura 2.** Localización de las estaciones sísmicas de la Red Temporal en la Ciudad de Tapachula, Chiapas.



**Figura 3.** Funciones de Transferencia Empíricas de 17 sismos grabados en las 6 estaciones de la red temporal de Tapachula, con respecto a la estación de referencia CHIQ del SSN. La línea en color negro representa el promedio.



**Figura 4.** Localización de los 17 eventos con los que se realizaron las funciones de transferencia. Sismo principal (lat: 14.02° y long:-92.31°), estación de referencia CHIQ del SSN y mancha urbana de la Ciudad de Tapachula, Chiapas.

**Tabla 2.** Eventos sísmicos de baja magnitud, registrados en las 6 estaciones de la red temporal. Tomados del Catálogo de Registros Sísmicos de la Red Temporal en Tapachula, Chiapas (2011).

No. de Sismo	FECHA	HORA GMT	LATITUD	LONGITUD	MAGNITUD	PROF. [Km]	ZONA
1	19/06/11	07:33:38	14.51	-92.82	3.6	16	75 km al suroeste de CD Hidalgo, Chiapas.
2	28/06/11	15:13:37	13.81	-91.42	4	80	124 km al sureste de CD Hidalgo, Chiapas.
3	01/07/11	07:14:24	14	-92.3	4.1	20	76 km al sur de CD Hidalgo, Chiapas.
4	01/07/11	08:38:07	14.68	-92.8	3.8	4	62 km al suroeste de Huixtla, Chiapas.
5	01/07/11	10:07:12	13.91	-91.59	3.9	82	104 km al suroeste de CD Hidalgo, Chiapas.
6	01/07/11	17:35:30	14.76	-92.58	3.3	78	62 km al suroeste de CD Hidalgo, Chiapas.
7	05/07/11	09:25:35	14.18	-92.17	4.1	24	55 km al sur de CD Hidalgo, Chiapas.
8	07/07/11	14:24:10	15.06	-92.88	3.7	89	42 km al sur Mapastepec, Chiapas.
9	11/07/11	16:02:43	15.53	-93.05	4.4	72	20 km al noroeste de Mapastepec, Chiapas.
10	12/07/11	10:06:29	14.77	-92.76	4	77	51 km al suroeste de Huixtla, Chiapas.
11	14/07/11	09:32:58	14.6	-92.62	3.8	76	51 km al oeste de CD Hidalgo, Chiapas.
12	14/07/11	09:37:13	14.64	-92.62	4.1	60	49 km al suroeste de Tapachula, Chiapas.
13	18/07/11	22:57:58	14.46	-92.39	3.7	28	35 km al suroeste de CD Hidalgo, Chiapas.
14	22/07/11	06:38:53	14.56	-93.62	4.6	23	125 km al suroeste de Mapastepec, Chiapas.
15	22/07/11	10:07:39	14.14	-93.26	4.7	22	133 km al suroeste de CD Hidalgo, Chiapas.
16	23/07/11	06:27:12	14.57	-93.65	4	24	126 km al suroeste de Mapastepec, Chiapas.
17	27/07/11	05:59:00	14.39	-91.98	4.5	93	37 km al sureste de CD Hidalgo, Chiapas.

### Método estocástico de Boore y las $FTEP(\omega)$

A lo largo de los años se han realizado estudios en los cuales se proponen métodos para el cálculo de sismogramas o acelerogramas sintéticos, con la finalidad de hacer una evaluación del sitio y la respuesta estructural en alguna zona de interés. En este artículo, se combinan dos métodos para simular los movimientos de la tierra, el objetivo principal es obtener acelerogramas de un sismo de gran magnitud (evento principal), en un área que por falta de instrumentación no se tuvieron registros.

Uno de los métodos usados en este trabajo es el de las Funciones de Transferencia Empíricas, las cuales tienen la finalidad de determinar la respuesta del suelo en una determinada zona, nosotros las usaremos para transferir el efecto del sismo principal de una estación de referencia a la zona de interés, la Ciudad de Tapachula. A continuación, explicaremos de manera breve como obtenerlas. El cálculo de las  $FTEP(\omega)$ , requiere de registros grabados en dos estaciones sísmicas (zona de referencia y zona de interés), y deben corresponder a un promedio de las distintas funciones de transferencia calculadas para distintos sismos que se tengan registrados en ambas estaciones (Valdés, 2008).

Para calcular las  $FTEP(\omega)$ , se realiza el cociente espectral de las componentes horizontales de varios acelerogramas registrados en las estaciones del sitio de interés  $\langle EF_{HSI}(\omega) \rangle$  con respecto al sitio de referencia  $\langle EF_{HSR}(\omega) \rangle$  y después obtenemos

un promedio (ecuación 1). En nuestro caso, se realizó con el promedio de 17 acelerogramas de eventos sísmicos (tabla 2), grabados en la estación de referencia CHIQ (suelo duro), y en las seis estaciones de la red temporal de Tapachula, que es nuestra zona de interés y que consideramos como las de suelo blando.

$$FTEP(\omega) = \frac{\langle EF_{HSI}(\omega) \rangle}{\langle EF_{HSR}(\omega) \rangle} \quad (1)$$

Lo siguiente es obtener el espectro de aceleraciones del evento principal en las estaciones de Tapachula. Esto se logra multiplicando en el dominio de las frecuencias el evento principal grabado en la estación CHIQ, con las  $FTEP(\omega)$ , obtenidas en la ecuación 1, para las 6 estaciones de Tapachula. Lo anterior da como resultado los espectros de amplitudes de la aceleración en cada estación. Sin embargo, estamos interesados en realizar una estimación de los registros de aceleración en el dominio del tiempo en cada sitio y con el espectro de amplitud no es posible definirlos de manera única.

En este artículo usaremos un segundo método, el cual servirá para simular los movimientos del terreno en el dominio del tiempo, a menudo se le conoce como "método estocástico" y consiste en combinar el espectro de amplitudes del movimiento del terreno con un espectro de fase aleatorio modificado, de modo que haya una relación con la magnitud del terremoto y la distancia fuente-estación (Boore, 2003). El método de simulación estocástico presentado por Boore, hace uso de los dominios del tiempo y frecuencia; se

basa en conceptos de ingeniería y modelos sismológicos del movimiento del suelo en el dominio espectral, donde los movimientos de alta frecuencia son básicamente aleatorios (Hanks, 1979; Hanks y Mcguire,1981).

Una de las características esenciales del método estocástico es que toma en cuenta diversos factores que afectan los movimientos del suelo (fuente, trayectoria y sitio) en formas funcionales simples. La forma de aplicar el método estocástico, comienza con un ventaneo de una secuencia temporal de ruido gaussiano aleatorio, con media esperada cero y varianza elegida para dar la unidad de la amplitud espectral en el promedio. El espectro de las series de tiempo con ventanas generado con el ruido gaussiano aleatorio, se multiplica con el espectro de amplitudes de la aceleración, el cual fue estimado a partir de diversos parámetros de la fuente. Por último, se transforma de nuevo al dominio del tiempo para producir la serie temporal final. La parte fundamental para el método estocástico de Boore, es el cálculo del *espectro de aceleración del suelo de las ondas de cizalla* a una determinada distancia de la falla la cual tiene una magnitud de momento dada (Boore, 1983; Boore, 2003).

La variante que se propone en este artículo al método estocástico original propuesto por Boore es que, para generar el *espectro de aceleraciones del suelo*, lo hacemos calculando en primer lugar las  $FTEP(\omega)$  (ecuación 1), las cuales ya contendrán información sobre el medio por donde se propagan las ondas sísmicas. Posteriormente, para transferir el efecto del sismo principal a la zona de interés (Tapachula, Chiapas), es necesario que este sismo haya sido grabado en la estación que se tomó como referencia cuando se calcularon las  $FTEP(\omega)$ , en este trabajo fue la estación CHIQ perteneciente a la red del CVT, SSN.

Finalmente, se hace la multiplicación espectral entre el acelerograma del evento principal grabado en la estación de referencia CHIQ ( $EFSP_{SR}(\omega)$  con la  $FTEP(\omega)$ ), (ecuación 2). Donde,  $EFSP_{SR}(\omega)$  representa el espectro de amplitudes de la aceleración para el sismo principal en la zona de interés, (para este trabajo, son las 6 estaciones localizadas en la Ciudad de Tapachula).

$$EFSP_{SI}(\omega) = FTEP(\omega) \cdot EFSP_{SR}(\omega) = \frac{\langle EF_{HSI}(\omega) \rangle}{\langle EF_{HSR}(\omega) \rangle} \cdot EFSP_{SR}(\omega) \quad (2)$$

Sin embargo, para generar una serie temporal es necesario regresar al dominio del tiempo. Para ello, se debe contar con el espectro de amplitudes (ecuación 2) y la parte compleja, correspondiente al espectro de fase,

el cual se calculó de manera similar a como lo realizó Boore. Se elige un valor de semilla para generar una matriz con ruido aleatorio en el dominio del tiempo, después se usa una ventana que represente la envolvente promedio de la serie temporal. Saragoni y Hart (1974) propusieron una ventana de conformación que representa lo que es un acelerograma (ecuación 3).

$$w(t) = \alpha t^b e^{-ct} H(t) \quad (3)$$

$H(t)$  es la función de escalón unitario. Los parámetros  $b$  y  $c$  son definidos por las ecuaciones:

$$b = -\frac{\epsilon \ln \eta}{1 + \epsilon(\ln \epsilon - 1)} \quad (4)$$

$$c = \frac{b}{\epsilon T_\omega} \quad (5)$$

$$T_\omega = 2T_D \quad (6)$$

$$T_D = \frac{1}{f_c} \quad (7)$$

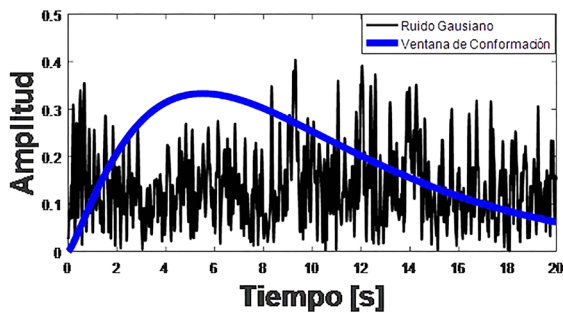
La longitud de la ventana de conformación estará controlada por la duración de la fuente  $T_D$ , la cual está relacionada con la frecuencia de esquina. El espectro para diferentes terremotos es controlado por dos parámetros: 1) Momento sísmico, para el evento principal fue de  $M_0 = 1.45 \times 10^{27}$  dina-cm (Ekström *et al.*, 2012, CMT de Harvard) y 2) Frecuencia de esquina. Éstos pueden ser relacionados con la caída de esfuerzos, mediante la relación de Brune:

$$f_c = 4.9 \times 10^6 \beta \left( \frac{\Delta \sigma}{M_0} \right)^{1/3} \quad (8)$$

Donde  $f_c$  está en Hertz,  $\beta$  en km/s,  $\Delta \sigma$  en bars y  $M_0$  en dina-cm, (Brune, 1970). Debe considerarse que, el pico de la envolvente se produce en alguna fracción  $\epsilon$  de una duración especificada como  $T_\omega$  (la cual, no es necesariamente el final de la serie temporal); además, la amplitud en el tiempo  $T_\omega$  se reduce a una fracción  $\eta$  de la máxima amplitud. El factor de normalización  $\alpha$  da como resultado una envolvente con unidad de área cuadrada (ecuación 9).  $\Gamma$  es la función gamma. Para generar la ventana, usamos los valores de  $\eta = 0.05$  y  $X = 0.05$  y (Boore, 1983).

$$\alpha = \frac{(2c)^{2b+1} \frac{1}{2}}{\Gamma(2b+1)} \quad (9)$$

Posteriormente, se corta la matriz de ruido gaussiano a manera que el resultado obtenido represente la parte compleja del acelerograma principal (Figura 5), después aplicamos la Transformada de Fourier para pasar al dominio de las frecuencias y se multiplica con el espectro de amplitudes del sismo principal (ecuación 2), lo que da como resultado el espectro de aceleración completo. Finalmente, transformamos al dominio del tiempo y obtenemos la serie temporal final de la aceleración para el sismo principal en el sitio de interés. En el diagrama de la Figura 6, se resume como se aplicaron los métodos usados en este trabajo para generar acelerogramas sintéticos en la Ciudad de Tapachula, Chiapas.

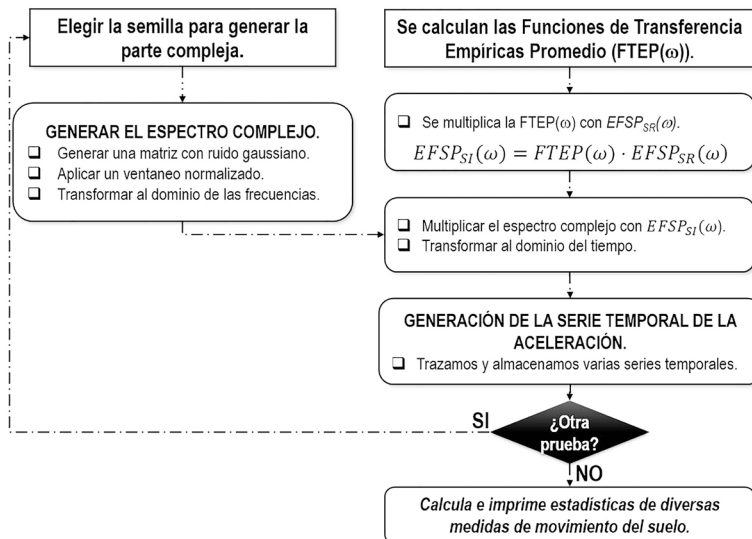


**Figura 5.** Color negro: ruido Gaussiano generado con una semilla de 6. Color azul: ventana de conformación que representa la envolvente promedio de la serie temporal, (Saragoni y Hart, 1974).

### Resultados de la simulación de acelerogramas

Para verificar la confiabilidad de los acelerogramas sintéticos en aplicaciones de ingeniería, existe la necesidad de cuantificar o caracterizar el grado de adecuación que tienen con los registros observados. En este trabajo, se realizaron algunas pruebas comparando acelerogramas sintéticos con acelerogramas observados (sismos prueba), los cuales fueron grabados por la red temporal en el sitio de interés, durante el periodo del 15 de junio al 29 de julio de 2011 (tabla 3). Para escoger los sismos prueba, se tomó en cuenta la magnitud de cada evento, debido a que el sismo que pretendíamos estimar fue de 7.3, se quería observar que tanto variaba el ajuste conforme la magnitud aumentaba.

Debido a que los movimientos fuertes en el subsuelo, son series temporales muy complejas, cualquier medida que se base en un único parámetro para la comparación de sintéticos y observados, es seriamente incompleta (Anderson, 2004). Por ello, Anderson propuso diez métricas, basadas en: la aceleración máxima, la velocidad pico, el desplazamiento máximo, intensidad y duración de Arias, la integral y duración de energía, el espectro de Fourier, el espectro de respuesta y finalmente la correlación cruzada. Cada característica se compara en una escala de 0 a 10, siendo 10 el ajuste perfecto. Las puntuaciones para cada parámetro se promedian para obtener una calidad de ajuste total o general. Una puntuación por debajo de 4 es un mal ajuste, una puntuación de 4 a <6 es un ajuste regular, una puntuación de 6 a 8 es un buen ajuste y una puntuación de más de 8 es un excelente ajuste, (Tabla 4).



**Figura 6.** Metodología propuesta para este trabajo usando las Funciones de Transferencia Empíricas y el método estocástico de Boore.

**Tabla 3.** Datos de los acelerogramas observados, tomados para las pruebas con la metodología propuesta. Catálogo de Registros Sísmicos de la Red Temporal en Tapachula, Chiapas (2011).

NO. PRUEBA	FECHA	HORA (GMT)	LATITUD	LONGITUD	MAGNITUD	PROF. [km]
1	01/07/2011	17:35:30	14.76	-92.58	3.3	78
2	28/06/2011	15:13:37	13.81	-91.42	4	80
3	22/07/2011	10:07:39	14.14	-93.26	4.7	22

**Tabla 4.** Puntaje y calidad de ajuste entre acelerogramas observados y sintéticos, (Anderson, 2004).

PUNTAJE	CALIDAD DE AJUSTE
10	Perfecto ajuste
8 - <10	Excelente ajuste
6 - <8	Buen ajuste
4 - <6	Ajuste regular
Menor a 4	Ajuste pobre

Los acelerogramas sintéticos generados con la metodología propuesta en este artículo, se compararon con los acelerogramas observados de los sismos prueba (tabla 3). Posteriormente, se evaluaron con 9 de las 10 métricas propuestas por Anderson (2004), dejando fuera la correlación cruzada, debido a que es muy sensible a los tiempos de inicio relativos y en algunos casos los registros de movimientos fuertes no tienen tiempos de

inicio conocidos, por lo que puede haber cierta incertidumbre sobre el tiempo de inicio del terremoto. De esta forma, para cada prueba se realizaron estimaciones con 20 semillas diferentes, obteniendo un promedio de las métricas en cada estación de la red temporal.

En la tabla 5, se tienen los resultados obtenidos en la prueba 1, para el sismo ocurrido el 01/07/2011 con  $M=3.3$ . Mostramos los valores de las 20 semillas utilizadas de manera aleatoria, además de los resultados promedio de las métricas de Anderson para las 6 estaciones (componentes horizontales). Para determinar que estaciones tienen mejor ajuste general, en la parte inferior de la tabla, tenemos un promedio ( $\mu$ ) que incluye los resultados de las 20 semillas, así como la varianza ( $\sigma^2$ ), desviación estándar ( $\sigma$ ) y coeficiente de variación (Cv).

En la prueba 1, la estación TALV es la que tiene los peores ajustes generales con un valor de 2.01 y 1.66 para la componente EW y NS,

**Tabla 5.** Resultados de las métricas de Anderson en las estaciones de la red temporal de Tapachula, para 20 semillas diferentes. Sismo del 01/07/2011,  $M=3.3$ . a) Componente EW. b) Componente (NS).

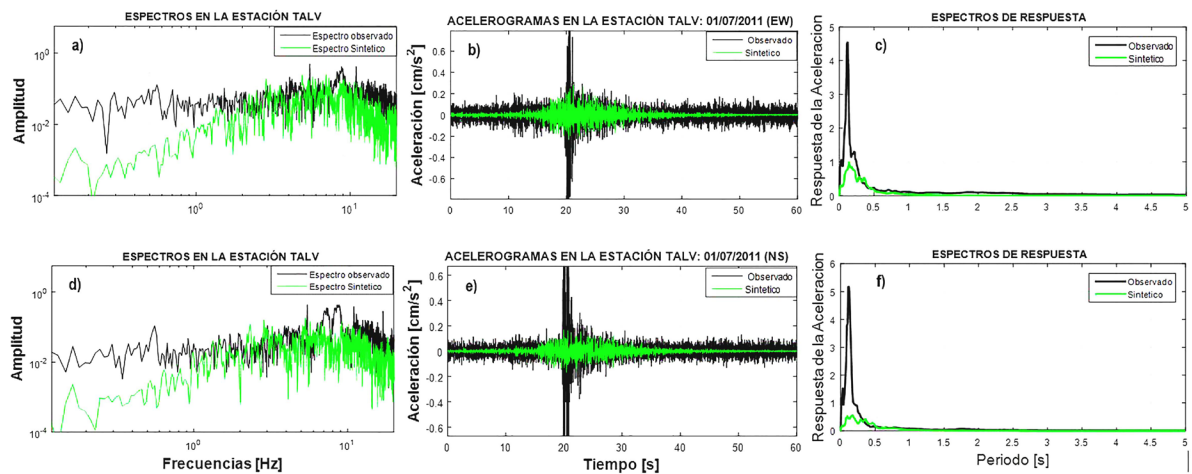
a)METRICAS DE ANDERSON (2004)							b)METRICAS DE ANDERSON (2004)						
SEMILLAS (EW)	ESTACION TACA	ESTACION TACC	ESTACION TALV	ESTACION TAPP	ESTACION TAPT	ESTACION TATC	SEMILLAS (NS)	ESTACION TACA	ESTACION TACC	ESTACION TALV	ESTACION TAPP	ESTACION TAPT	ESTACION TATC
0	7.75	6.80	1.91	3.63	6.49	7.12	0	5.44	4.72	1.70	1.84	6.02	5.10
2	8.18	6.78	1.94	3.65	6.77	7.54	2	4.89	4.25	1.66	1.85	5.86	4.47
4	7.14	7.21	2.05	3.60	6.04	6.49	4	5.36	5.65	1.78	1.85	6.66	4.92
6	8.21	7.38	2.26	4.58	5.92	7.55	6	5.70	4.63	1.70	1.96	5.67	5.18
16	8.22	7.32	2.14	3.65	6.23	7.56	16	5.05	5.00	1.79	1.79	6.25	4.90
18	7.73	7.23	1.76	4.22	6.02	6.80	18	4.59	4.36	1.59	1.87	5.34	3.78
24	7.20	7.31	1.91	3.52	6.10	6.32	24	3.91	3.84	1.60	1.82	5.61	3.36
48	7.18	6.69	2.16	4.15	6.71	6.29	48	4.43	3.82	1.64	1.74	4.92	3.69
60	7.72	7.49	2.22	4.67	5.17	7.19	60	4.98	4.32	1.65	1.78	6.08	4.26
80	6.95	6.64	2.20	3.71	6.34	6.39	80	5.06	4.90	1.68	1.96	6.50	4.67
102	7.79	7.21	1.89	3.81	6.04	6.61	102	4.81	4.02	1.60	2.35	5.80	3.97
112	7.68	7.26	2.03	4.03	5.79	7.06	112	6.24	5.19	1.81	1.85	6.58	5.67
130	6.02	6.16	1.94	3.44	6.43	5.54	130	4.25	3.98	1.61	1.88	6.16	3.83
148	8.18	6.99	1.85	3.80	6.65	7.37	148	5.75	4.41	1.60	1.73	5.16	4.58
155	8.03	7.30	2.16	4.41	5.78	6.98	155	4.85	4.57	1.62	1.83	5.74	4.24
174	7.06	7.08	1.95	4.19	6.14	5.90	174	4.36	4.43	1.62	1.89	5.92	3.62
193	7.28	6.49	1.87	3.57	6.76	6.14	193	4.27	3.66	1.62	1.78	5.07	3.81
216	7.12	7.27	1.95	3.59	6.14	6.57	216	4.70	4.79	1.68	1.74	5.80	4.19
252	7.48	6.98	1.85	3.77	6.36	6.53	252	4.80	4.50	1.60	1.94	5.62	4.43
268	6.89	7.08	2.13	3.96	6.20	6.45	268	4.01	4.16	1.64	2.03	5.53	3.95
$\mu =$	7.49	7.03	2.01	3.90	6.20	6.72	$\mu =$	4.87	4.46	1.66	1.87	5.81	4.33
$\sigma^2 =$	0.30	0.11	0.02	0.12	0.14	0.31	$\sigma^2 =$	0.35	0.23	0.00	0.02	0.22	0.35
$\sigma =$	0.55	0.33	0.14	0.35	0.38	0.55	$\sigma =$	0.59	0.48	0.07	0.13	0.47	0.59
Cv=	7.36	4.73	7.10	9.07	6.11	8.23	Cv=	12.13	10.83	3.97	7.20	8.08	13.64

respectivamente. Comparando los puntajes anteriores, con lo que propone Anderson (tabla 4), la calidad de ajuste es pobre. Por otro lado, los mejores ajustes generales los mostraron la estación TACA (para la componente EW) y TAPT (para la componente NS), con puntajes de 7.49 (buen ajuste) y 5.81 (ajuste regular), respectivamente.

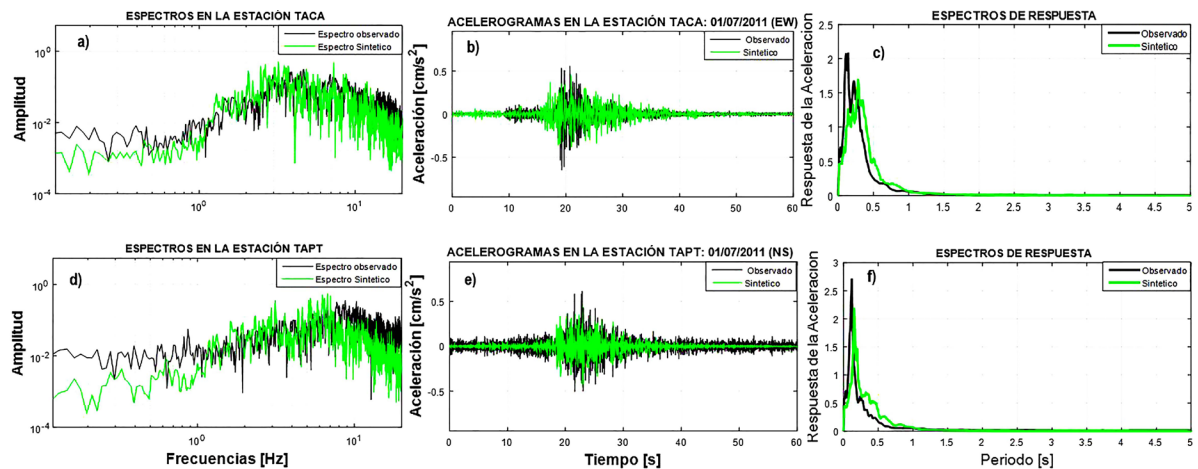
Tomando como base lo anterior, en la Figura 7 se tiene la comparación del peor ajuste simulado para el evento 01/07/2011 en la estación TALV. El resultado en la componente EW, corresponde a una semilla de 18 con un puntaje de 1.76, mientras que para la

componente NS fue de 1.59, en ambos casos la calidad de ajuste es pobre. De manera similar, en la Figura 8 se tienen los mejores ajustes para la componente EW y NS, correspondiente a la estación TACA y TAPT, respectivamente. Los puntajes fueron de 8.22 (EW) con una semilla de 16 y de 6.66 (NS) con una semilla de 4.

En la tabla 6, tenemos los resultados para la prueba 2, sismo ocurrido el 28/06/2011 con  $M=4$ . Se muestran los mismos parámetros que para la prueba 1 y 3, en las dos componentes horizontales de las 6 estaciones de Tapachula. En la prueba 2, la estación TALV sigue teniendo



**Figura 7.** Los peores ajustes para el sismo del 01/07/2011 en la estación TALV. Observado (negro) y sintético (verde). Espectros de Fourier (Izquierda). Acelerogramas (centro). Espectros de Respuesta (derecha). Componente EW (a, b y c): semilla=18 y promedio de Anderson= 1.76. Componente NS (d, e y f): semilla=18 y promedio de Anderson=1.59.



**Figura 8.** Los mejores ajustes para el sismo del 01/07/2011 estación TACA (EW) y TAPT (NS). Observado (negro) y sintético (verde). Espectros de Fourier (Izquierda). Acelerogramas (centro). Espectros de Respuesta (derecha). Componente EW (a, b y c): semilla=16 y promedio de Anderson= 8.22. Componente NS (d, e y f): semilla=4 y promedio de Anderson=6.66.



**Tabla 6.** Resultados de las métricas de Anderson en las estaciones de la red temporal de Tapachula, para 20 semillas diferentes. Sismo del 28/06/2011, M=4.0. a) Componente EW. b) Componente (NS).

a)METRICAS DE ANDERSON (2004)							b)METRICAS DE ANDERSON (2004)						
SEMILLAS (EW)	ESTACION TACA	ESTACION TACC	ESTACION TALV	ESTACION TAPP	ESTACION TAPT	ESTACION TATC	SEMILLAS (NS)	ESTACION TACA	ESTACION TACC	ESTACION TALV	ESTACION TAPP	ESTACION TAPT	ESTACION TATC
0	7.52	6.08	2.81	7.12	8.40	8.21	0	6.37	5.27	4.16	6.83	5.38	6.90
2	7.81	5.74	2.78	5.76	6.61	7.13	2	7.34	5.41	4.26	4.72	5.81	7.47
4	6.99	7.29	3.37	8.14	8.20	8.94	4	6.90	6.34	4.73	7.01	6.01	7.13
6	7.21	7.60	3.22	6.77	6.84	8.70	6	7.49	7.71	4.78	6.25	6.29	7.52
16	5.86	7.42	3.00	6.30	6.73	8.43	16	7.04	7.59	4.44	5.80	5.92	7.47
18	6.30	7.89	2.72	7.72	6.65	8.39	18	6.95	5.86	4.14	7.34	5.99	7.24
24	6.66	6.91	3.15	7.97	8.03	8.69	24	5.83	6.30	4.30	6.67	5.83	6.65
48	6.79	5.75	2.82	6.27	8.58	7.61	48	6.81	5.65	4.96	5.59	5.94	7.29
60	5.78	8.18	3.00	7.32	7.26	8.91	60	6.98	6.44	4.78	7.34	5.63	7.15
80	6.28	6.54	2.80	7.72	8.71	8.88	80	6.30	5.92	4.27	6.67	5.63	6.70
102	5.55	7.99	2.86	7.31	7.73	8.93	102	6.80	6.80	4.61	7.46	5.97	6.99
112	6.23	7.04	3.08	6.36	5.58	7.55	112	6.77	8.08	4.36	5.26	5.86	7.18
130	5.92	6.53	2.82	7.63	8.75	9.05	130	5.04	5.69	3.73	5.99	5.31	6.30
148	6.19	7.62	2.56	6.65	7.06	8.91	148	7.58	6.69	4.05	6.38	5.50	7.51
155	6.17	7.66	2.69	8.09	8.34	9.25	155	5.94	6.04	3.73	7.10	5.24	6.30
174	6.89	7.48	2.96	7.97	7.96	8.96	174	6.93	5.68	4.51	7.28	5.90	7.23
193	6.14	8.03	2.83	7.50	7.64	8.71	193	6.59	6.35	4.16	6.59	5.64	7.01
216	6.73	7.46	3.28	8.12	7.93	8.91	216	6.80	6.54	4.88	7.07	6.38	7.20
252	6.04	6.61	2.89	8.24	8.18	9.00	252	6.73	6.12	4.31	7.21	5.58	7.52
268	5.13	6.96	2.94	6.25	6.55	8.11	268	5.81	7.54	4.22	5.58	5.29	6.70
$\mu =$	6.41	7.14	2.93	7.26	7.59	8.56	$\mu =$	6.65	6.40	4.37	6.51	5.76	7.07
$\sigma^2 =$	0.42	0.51	0.04	0.57	0.73	0.31	$\sigma^2 =$	0.37	0.61	0.11	0.59	0.09	0.14
$\sigma =$	0.65	0.72	0.20	0.76	0.86	0.56	$\sigma =$	0.60	0.78	0.34	0.77	0.31	0.37
Cv=	10.11	10.05	6.87	10.40	11.27	6.50	Cv=	9.09	12.16	7.71	11.79	5.35	5.23

los peores ajustes generales en ambas componentes horizontales, con valores de 2.93 para la componente EW y 4.37 para la componente NS. Los resultados anteriores mejoraron en comparación con los puntajes obtenidos en la prueba 1, aunque no de forma significativa. Por otro lado, los mejores ajustes generales los mostraron la estación TATC para la componente EW, con un puntaje de 7.73 y 7.07 para la NS, en ambos casos se considera un buen ajuste.

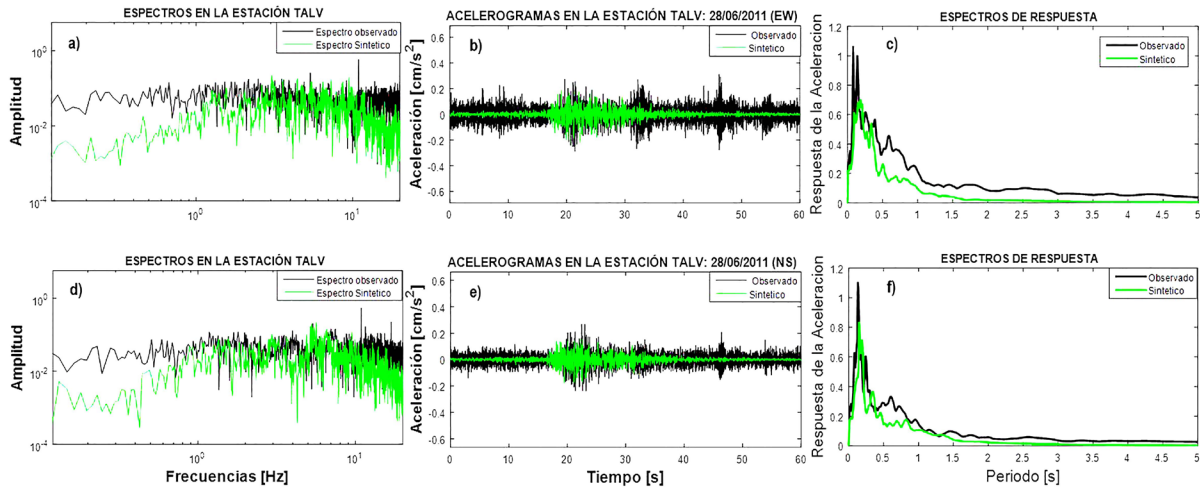
En la Figura 9, se tiene la comparación de los peores ajustes simulados para la prueba 2 en ambas componentes horizontales (estación TALV). El resultado en la componente EW, corresponde a una semilla de 148, con un puntaje de 2.56. Mientras que para la componente NS fue 3.73 con una semilla de 130, en ambos casos la calidad de ajuste es pobre. De manera similar, en la Figura 10 se tienen los mejores ajustes simulados para la componente EW y NS, correspondiente a la estación TATC. Los puntajes fueron de 9.25 (EW) con una semilla de 155, lo que representa un excelente ajuste y de 7.52 (NS) con una semilla de 6, buen ajuste.

Finalmente, en la tabla 7 tenemos los resultados para la prueba 3, del sismo ocurrido el 22/07/2011 con M=4.7. En esta prueba los peores ajustes se encuentran en la estación TAPT, caso contrario a las dos primeras pruebas, donde el peor ajuste en las dos componentes horizontales lo presentaba la estación TALV.

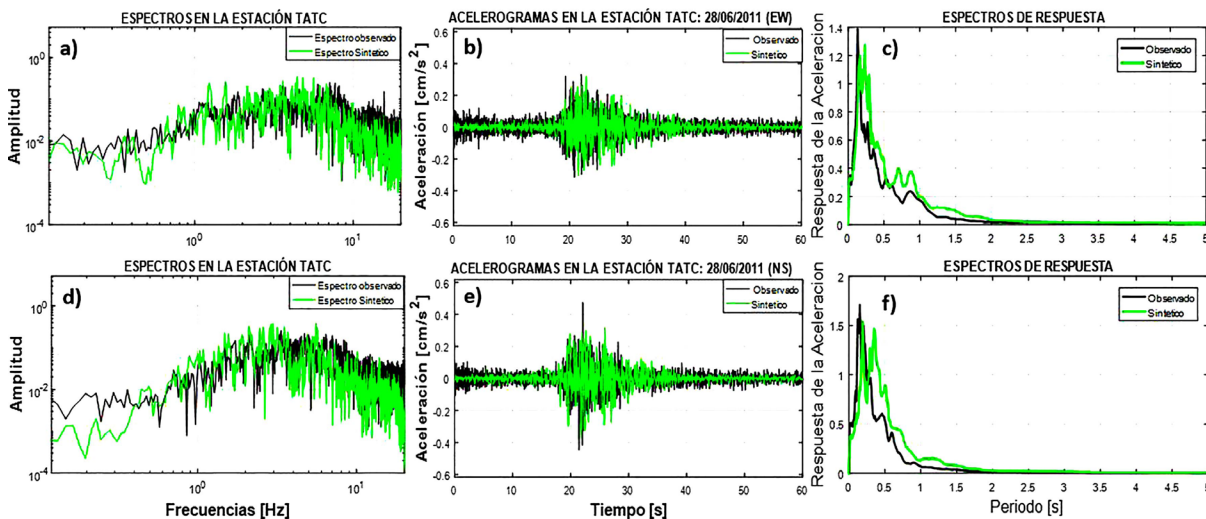
Además, hay una mejora significativa para el caso de las componentes NS, ya que todos los resultados de puntajes generales por estación, se encuentran en el rango de buen a excelente ajuste. La estación TAPT presenta los peores ajustes, con un puntaje general de 4.24 para la componente EW (ajuste regular). Sin embargo, para la componente NS el peor ajuste es de 7.21, que a pesar de ser el peor para esta componente, sigue teniendo un puntaje alto, que equivale a un buen ajuste.

En la Figura 11, se tiene la comparación de los peores ajustes simulados para la prueba 3 en ambas componentes horizontales (estación TAPT). Para la componente EW, el resultado corresponde a un ajuste de 3.47 (ajuste pobre) con una semilla de 2. Mientras que para la componente NS, el peor ajuste es de 6.23 con una semilla de 18, lo cual es un buen ajuste. Cabe señalar que, a diferencia de las dos primeras pruebas, en esta última, las amplitudes de los acelerogramas sintéticos (Figuras 11b y 11e) sobrepasan de manera significativa a los acelerogramas observados, esto también se muestra claramente en los espectros de respuesta obtenidos (Figuras 11c y 11f).

En la Figura 12, se muestran las mejores simulaciones para la prueba 3. El mejor resultado de la simulación en la estación TALV (componente EW), tiene un puntaje de 8.84 y semilla 174. Mientras que para la componente NS, el mejor ajuste se observa en la estación



**Figura 9.** Los peores ajustes para el sismo del 28/06/2011 estación TALV. Observado (negro) y sintético (verde). Espectros de Fourier (Izquierda). Acelerogramas (centro). Espectros de Respuesta (derecha). Componente EW (a, b y c): semilla=148 y promedio de Anderson= 2.56. Componente NS (d, e y f): semilla=130 y promedio de Anderson=3.73.



**Figura 10.** Los mejores ajustes para el sismo del 28/06/2011 estación TATC. Observado (negro) y sintético (verde). Espectros de Fourier (Izquierda). Acelerogramas (centro). Espectros de Respuesta (derecha). Componente EW (a, b y c): semilla=155 y promedio de Anderson= 9.35. Componente NS (d, e y f): semilla=6 y promedio de Anderson=7.52.

TACA, cuyo puntaje fue de 9.30 con una semilla de 80. En ambos casos, los resultados están en el rango de excelente ajuste. Notamos que, los espectros de respuesta sintéticos (Figuras 12c y 12f), tienen una amplitud y forma muy parecida a la de los datos observados, lo que nos da una idea del porque son los mejores ajustes simulados.

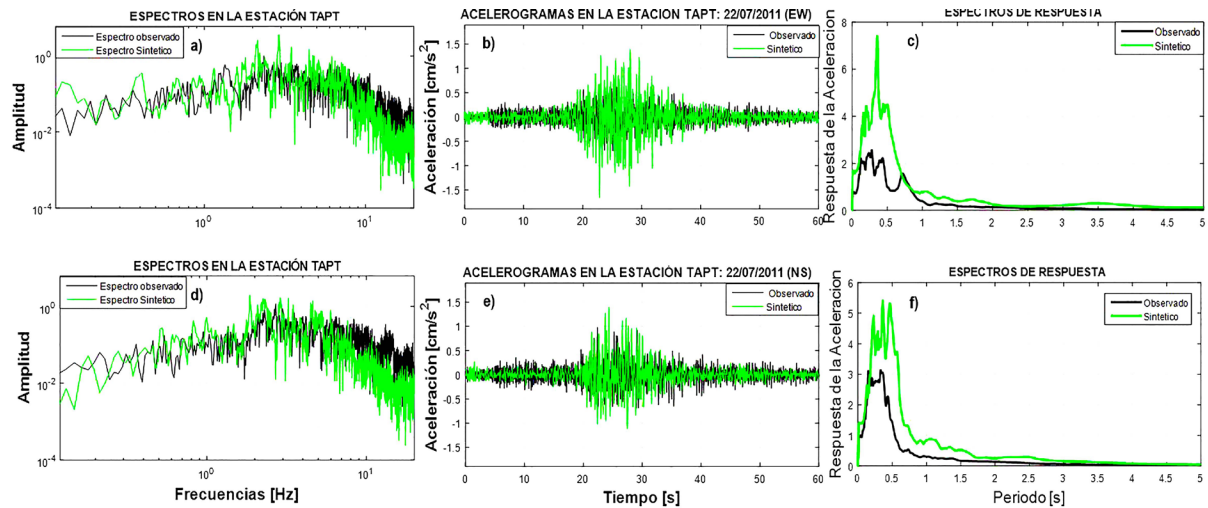
Después de haber realizado las 3 pruebas anteriores, podemos decir que las mayores discrepancias en los ajustes promedio por estación, las tenemos en la prueba 1 (M=3.3, tabla 6). Posteriormente, al aumentar la magnitud del sismo (M=4, prueba 2), los

ajustes por estación mejoraron, dejando solo el puntaje general promedio de la estación TALV (EW) con un pobre ajuste y para las estaciones TALV (NS) y TAPT (NS), con un ajuste regular. Por último, la prueba 3 (M=4.7, tabla 7) tuvo mejoras significativas, debido a que todas las estaciones presentaron un buen ajuste, excepto las estaciones TAPT (EW) y TACA (NS), con un ajuste regular y excelente, respectivamente.

Con base en lo anterior y bajo la hipótesis que las simulaciones mejoran conforme la magnitud del evento en cuestión aumenta,

**Tabla 7.** Resultados de las métricas de Anderson en las estaciones de la red temporal de Tapachula, para 20 semillas diferentes. Sismo del 22/07/2011, M=4.7. a) Componente EW. b) Componente (NS).

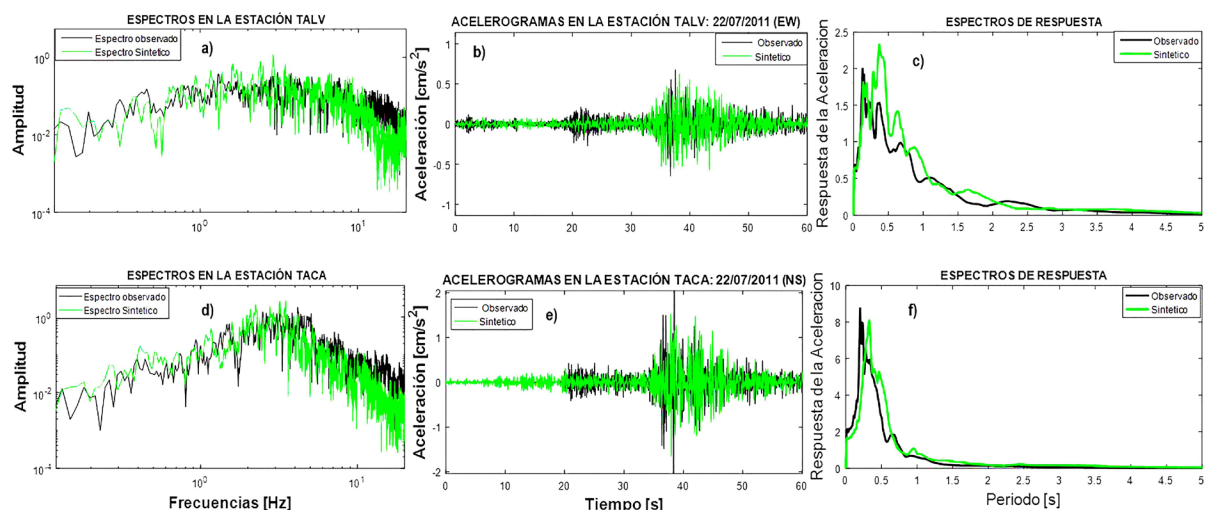
a)METRICAS DE ANDERSON (2004)							b)METRICAS DE ANDERSON (2004)						
SEMILLAS (EW)	ESTACION TACA	ESTACION TACC	ESTACION TALV	ESTACION TAPP	ESTACION TAPT	ESTACION TATC	SEMILLAS (NS)	ESTACION TACA	ESTACION TACC	ESTACION TALV	ESTACION TAPP	ESTACION TAPT	ESTACION TATC
0	7.10	5.71	7.35	6.91	4.52	5.79	0	8.88	6.85	6.94	7.75	7.21	8.33
2	5.04	4.88	5.42	7.07	3.47	6.78	2	7.07	6.52	7.27	6.65	6.35	8.92
4	6.59	5.96	7.71	7.39	3.55	6.83	4	8.98	8.17	7.94	7.96	7.25	8.02
6	6.66	6.14	7.54	8.45	3.88	8.49	6	8.07	7.53	7.40	7.89	6.25	7.99
16	7.43	7.04	7.87	9.04	4.57	7.83	16	8.71	7.86	8.11	6.96	7.68	8.03
18	6.06	5.09	7.67	7.54	3.52	8.04	18	7.66	6.99	7.03	8.08	6.23	8.27
24	6.73	5.77	8.25	7.49	4.06	6.13	24	8.95	7.86	8.10	7.93	7.95	8.15
48	7.54	6.26	7.23	7.22	5.43	4.41	48	9.18	7.61	7.76	7.38	7.84	7.84
60	5.95	5.66	8.15	7.50	3.67	7.96	60	7.93	7.74	8.06	7.17	7.52	7.66
80	7.53	6.42	8.17	7.50	4.51	5.44	80	9.30	7.86	8.15	7.78	7.78	7.75
102	7.65	6.61	8.80	7.99	4.80	6.80	102	7.75	7.33	7.52	6.89	6.81	7.75
112	6.52	6.47	6.84	8.89	3.68	8.33	112	7.47	7.01	6.71	7.75	6.27	8.84
130	8.48	6.96	8.76	7.55	4.85	4.96	130	8.78	8.59	8.38	7.13	7.87	6.30
148	6.74	6.52	7.80	8.43	4.06	8.55	148	7.97	7.58	7.83	7.72	6.67	9.15
155	6.56	6.18	8.37	7.57	4.40	6.42	155	9.27	8.51	8.54	7.70	8.55	7.72
174	7.53	6.33	8.84	7.36	4.86	5.18	174	8.66	8.10	8.22	7.41	7.36	6.57
193	5.67	5.60	7.61	7.72	3.59	7.50	193	7.97	7.13	6.94	7.60	6.36	8.96
216	7.10	6.38	8.67	7.57	4.47	6.26	216	8.61	8.08	8.30	7.92	7.37	8.55
252	7.14	6.17	8.01	7.55	4.11	6.98	252	8.83	7.39	7.24	7.73	6.70	8.48
268	8.56	7.84	8.11	9.20	4.78	6.69	268	8.54	8.21	8.26	7.48	8.21	6.38
$\mu =$	6.93	6.20	7.86	7.80	4.24	6.77	$\mu =$	8.43	7.65	7.74	7.54	7.21	7.98
$\sigma^2 =$	0.72	0.43	0.59	0.41	0.30	1.41	$\sigma^2 =$	0.39	0.30	0.30	0.15	0.49	0.62
$\sigma =$	0.85	0.65	0.77	0.64	0.55	1.19	$\sigma =$	0.63	0.55	0.54	0.39	0.70	0.79
Cv=	12.27	10.54	9.80	8.18	12.90	17.55	Cv=	7.45	7.13	7.04	5.17	9.71	9.87



**Figura 11.** Los peores ajustes para el sismo del 22/07/2011 estación TAPT. Observado (negro) y sintético (verde). Espectros de Fourier (Izquierda). Acelerogramas (centro). Espectros de Respuesta (derecha). Componente EW (a, b y c): semilla=2 y promedio de Anderson= 3.47. Componente NS (d, e y f): semilla=18 y promedio de Anderson=6.23.

para el sismo principal (M=7.3) se estimaron 20 acelerogramas sintéticos con distintas semillas (como se ha hecho con anterioridad), y se obtuvieron los promedios ( $\mu$ ) de los valores pico de la aceleración (PGA), velocidad (PGV) y la máxima amplitud del espectro de respuesta (RMAX). Además, con la finalidad de comparar la dispersión entre los resultados obtenidos, se calculó la desviación estándar ( $\sigma$ ) y el porcentaje del coeficiente de variación (Cv). Lo anterior, se realizó para las 6 estaciones de la red temporal en Tapachula, en las dos componentes horizontales (tabla 8).

A pesar de que se generaron 20 acelerogramas sintéticos para ambas componentes horizontales en las 6 estaciones de la Ciudad de Tapachula, en este artículo solo mostraremos un resultado por cada componente horizontal. Se utilizó la PGA como indicador para elegir el acelerograma que mejor representara al evento principal, debido a que en la mayoría de los casos los coeficientes de variación (Cv, que son los que dan una idea de la dispersión de los datos), tienen el menor valor en comparación con los obtenidos para PGV y RMAX. Posteriormente, elegimos los acelerogramas sintéticos cuya PGA fuera la más cercana al



**Figura 12.** Los mejores ajustes para el sismo del 22/07/2011 estación TALV (EW) y TACA (NS). Observado (negro) y sintético (verde). Espectros de Fourier (Izquierda). Acelerogramas (centro). Espectros de Respuesta (derecha). Componente EW (a, b y c): semilla=174 y promedio de Anderson= 8.84. Componente NS (d, e y f): semilla=80 y promedio de Anderson=9.30.

**Tabla 8.** Resultados para el sismo de Guatemala (7/11/2012, M=7.3). Promedio y desviación estándar de las 20 simulaciones para PGA, PGV y amplitud máxima del espectro de respuesta (RMAX), en las dos componentes horizontales. Dónde:  $\mu$ ,  $\sigma$  y Cv, son: el promedio, la desviación estándar y el coeficiente de variación, respectivamente.

RESULTADOS PARA EL ACELEROGRAMA DEL EVENTO PRINCIPAL																		
	ESTACION TACA			ESTACION TACC			ESTACION TALV			ESTACION TAPP			ESTACION TAPT			ESTACION TATC		
	PGA	PGV	RMAX	PGA	PGV	RMAX	PGA	PGV	RMAX	PGA	PGV	RMAX	PGA	PGV	RMAX	PGA	PGV	RMAX
EW	$\mu=$ 21.17	1.45	90.22	18.05	1.10	81.83	9.97	0.69	41.87	17.96	1.13	78.32	18.44	1.14	87.27	18.84	1.37	74.51
	$\sigma=$ 3.15	0.23	17.77	1.95	0.17	15.20	1.18	0.09	6.56	2.10	0.20	12.20	2.17	0.19	14.39	2.39	0.23	11.97
%	Cv= 14.88	16.17	19.70	10.80	15.16	18.58	11.80	13.80	15.67	11.67	17.65	15.58	11.76	16.78	16.49	12.71	16.70	16.06
NS	$\mu=$ 21.60	1.59	88.58	18.81	1.32	81.87	9.85	0.83	40.54	20.21	1.42	87.05	18.90	1.29	81.98	19.90	1.54	78.47
	$\sigma=$ 2.94	0.24	12.49	2.18	0.15	14.36	1.10	0.11	5.72	3.08	0.25	15.49	2.11	0.18	12.11	2.27	0.19	11.41
%	Cv= 13.62	15.35	14.10	11.57	11.43	17.53	11.15	13.64	14.10	15.26	17.39	17.80	11.17	14.25	14.77	11.39	12.53	14.54

promedio ( $\mu$ ). A continuación, en las figuras 13 a 18 se muestran los resultados sintéticos que representan el sismo ocurrido el 07 noviembre de 2012 cerca de las costas de Guatemala (evento principal), obtenidos para las 6 estaciones de la Ciudad de Tapachula, Chiapas.

Finalmente, tomando los resultados de los sintéticos que se ilustraron en las figuras anteriores (figuras 13 a 18), se hicieron mapas de aceleraciones máximas (PGA) para el evento principal, en la Ciudad de Tapachula (Figura 20a y Figura 20b). El valor máximo de aceleración se tuvo en la estación TACA en sus dos componentes horizontales, mientras que la estación que presentó menor amplificación fue la estación TALV, con las aceleraciones menores en sus dos componentes horizontales. Los valores de las PGA, en las componentes EW y NS, se resumen en la tabla 9.

Los resultados de las aceleraciones máximas (PGA) obtenidas para el sismo principal, (Figura 20a y Figura 20b), se correlacionaron con la escala de Intensidades de Mercalli Modificada (IMM), la cual se basa en medir el daño ocasionado al hombre y a los materiales en general debido al sismo, (sus valores van de I a XII, tabla 10). Los valores de las PGA en cinco de las estaciones, se encuentran en un rango de 18 [cm/s<sup>2</sup>] a 22 [cm/s<sup>2</sup>], lo que corresponde a una intensidad IV y ningún daño potencial. Por otro lado, la estación que mostró la menor amplificación en el terreno, fue la estación que se encuentra en el centro de la mancha urbana (TALV), con valores de PGA de 9.92 [cm/s<sup>2</sup>] y 9.85 [cm/s<sup>2</sup>], para las componentes EW y NS, respectivamente, lo que corresponde a una intensidad de II-III.

**Tabla 9.** Valores de las aceleraciones máximas (PGA) para las estaciones de la Ciudad de Tapachula, Chiapas.

VALORES DE PGA [cm/s <sup>2</sup> ]		
ESTACION	COMPONENTE (EW)	COMPONENTE (NS)
TACA	21.21	21.60
TACC	18.04	18.49
TALV	9.92	9.85
TAPP	18.23	20.11
TAPT	18.42	18.88
TATC	19.00	20.10

### Discusión

En aplicaciones de ingeniería se tienen dificultades para evaluar que tan satisfactorios son los resultados que se obtienen cuando se intentan simular movimientos fuertes, ya que son variables en su duración, arribos de energía, forma y amplitud espectral, por lo que pueden tener apariencias diferentes. Los puntajes de las métricas que propone Anderson se basan en promedios que miden la calidad de ajuste de estas características, van desde las medidas integrales (potencialmente las más fáciles de ajustar), hasta los valores pico, luego a las amplitudes espectrales y finalmente a la correlación cruzada (la cual no se tomó como métrica, para este trabajo).

Las métricas donde se obtuvieron los mayores problemas de ajuste, por ende, los menores puntajes, fue en la integral de energía y en el desplazamiento pico. Las siete métricas restantes no penalizaban demasiado las pequeñas diferencias que pudo haber entre los dos acelerogramas comparados. Los resultados de las simulaciones obtenidas en las 3 pruebas realizadas, muestran que los ajustes mejoraron conforme la magnitud del evento aumenta, con lo cual tuvimos mejoras significativas en ambas componentes horizontales. Analizando los peores ajustes para la prueba 1 y 2 (estación TALV), podemos decir que el pobre ajuste obtenido en la prueba 1, fue debido a que la forma del acelerograma observado,

elegido en ambas componentes horizontales (Figura 7b y 7e), presentaba un pulso de gran amplitud a los 20 segundos, lo que provocó que nuestra metodología no pudiera reproducir adecuadamente esa liberación abrupta de energía.

Por otro lado, la prueba 2 nos volvió a dar ajustes pobres en la estación TALV para ambas componentes horizontales. La estación TALV, se encuentra en la zona centro de la mancha urbana, por lo que el registro observado presentaba mucho ruido (Figura 9b y 9e). Un sismo de pequeña magnitud no tiene mucha diferencia en amplitud con respecto al ruido ambiental que se genera en esta estación. Por lo que nuestro método, el cual utiliza una ventana para representar la envolvente de un acelerograma (Figura 5), tiene dificultades al tratar de reproducir cambios variables a lo largo de la serie temporal.

El método planteado en este artículo también tiene dificultades al tratar de reproducir la fase de la onda P, esto se observa en la prueba 3, las mejores simulaciones obtenidas (Figura 12b y 12e), no muestran con claridad este arribo. Sin embargo, para fines de ingeniería lo que nos interesa es la fase intensa asociada a las ondas S, en cuyo caso nuestro método logra aproximarse mucho a los datos reales grabados por las estaciones en la ciudad de Tapachula, lo que nos puede dar una buena idea de cómo fueron los registros de aceleración debidos al evento principal mostrados en las Figuras 13-18.

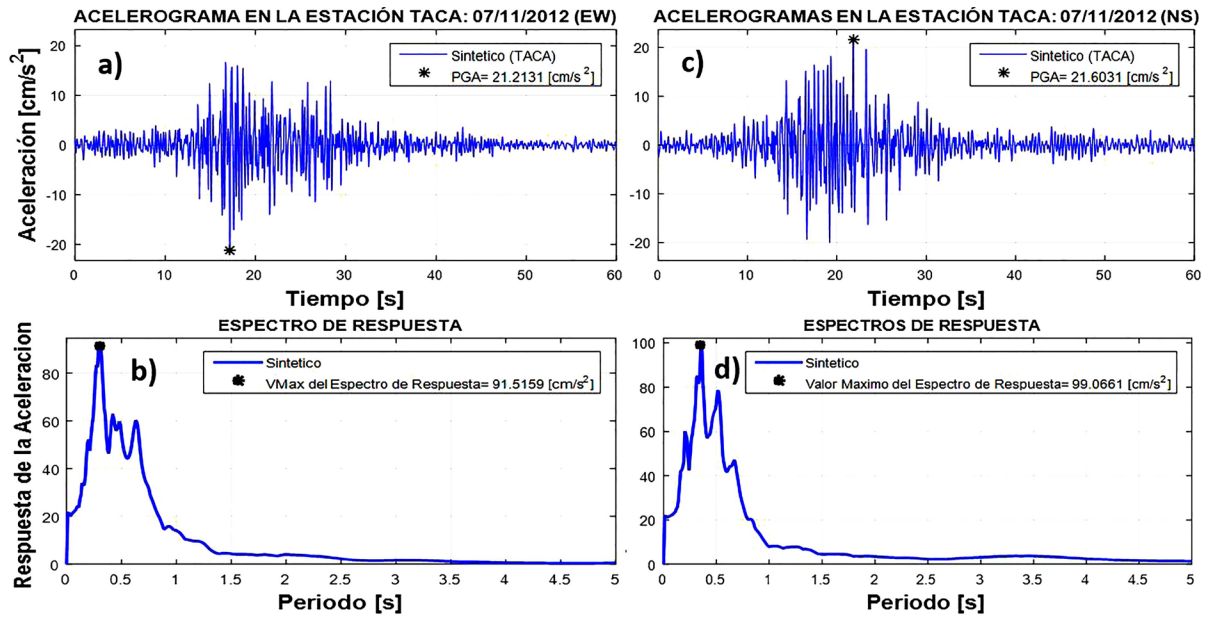
Finalmente, con los acelerogramas sintéticos estimados para el evento principal se generaron mapas de aceleraciones máximas para las 6 estaciones en la Ciudad de Tapachula, Chiapas. El Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS) estimó mapas de intensidades para el sismo principal (7 de noviembre de 2012, Figura 19), los valores que obtuvieron se encontraban en un rango de intensidades de V a VI según la escala de MMI, lo que corresponde a un daño potencial de muy ligero a ligero, esto difiere de los resultados que nosotros obtuvimos con unas intensidades equivalentes máximas de IV.

**Tabla 10.** Rangos y relaciones de movimiento de terreno, IMM. Modificada de Wald, 1999.

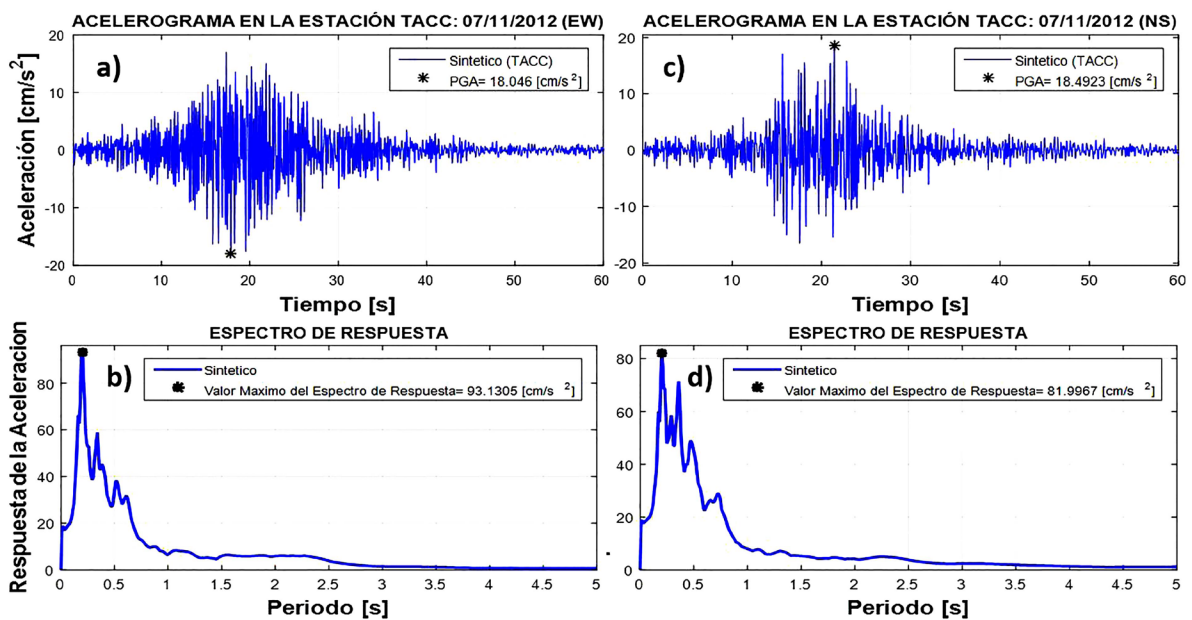
Movimiento percibido	No sentido	Leve	Ligero	Moderado	Fuerte	Muy fuerte	Severo	Violento	Extremo
Daño potencial	Ninguno	Ninguno	Ninguno	Muy ligero	Ligero	Moderado	Moderado/Fuerte	Fuerte	Muy fuerte
PGA (%g)	< 0.17	0.17 - 1.4	1.4 - 3.9	3.9 - 9.2	9.2 - 18	18 - 34	34 - 65	65 - 124	> 124
PGV (cm/s)	<0.1	0.1 - 1.1	1.1 - 3.4	3.4 - 8.1	8.1 - 16	16 - 31	31 - 60	60 - 116	> 116
Intensidad	I	II - III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X +

Sin embargo, debemos tomar en cuenta que los datos proporcionados por el USGS pueden tener un sesgo, debido a que dependen de los informes y/o reportes colectados por internet

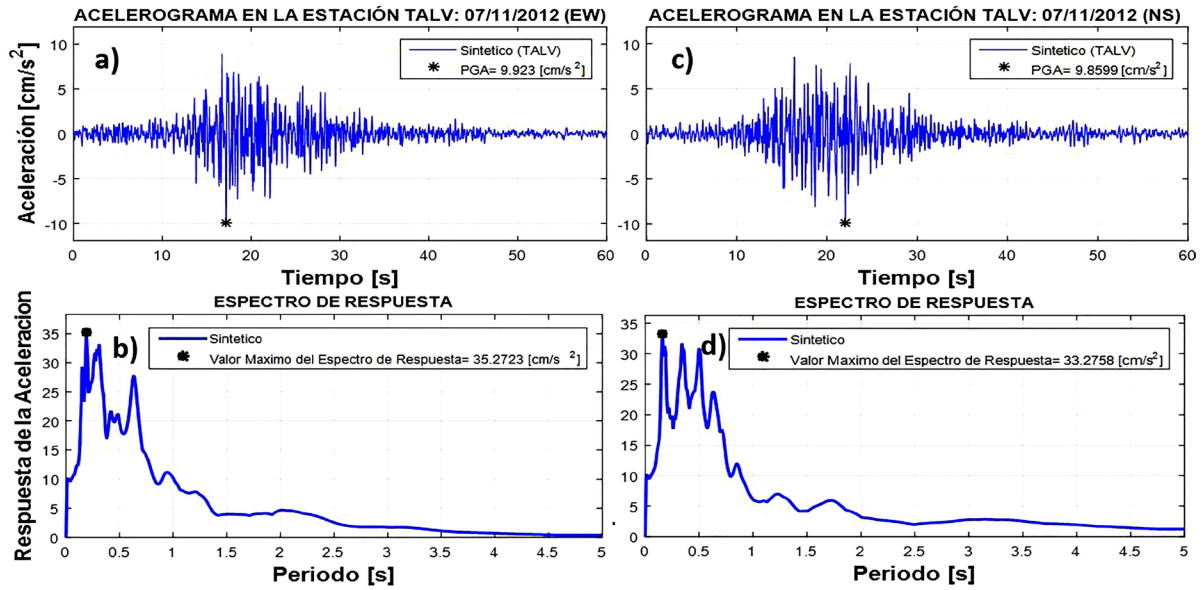
de la comunidad que se van adquiriendo para dicho evento. Por tal motivo, si tenemos pocos reportes, la muestra estadística no sería lo suficientemente representativa.



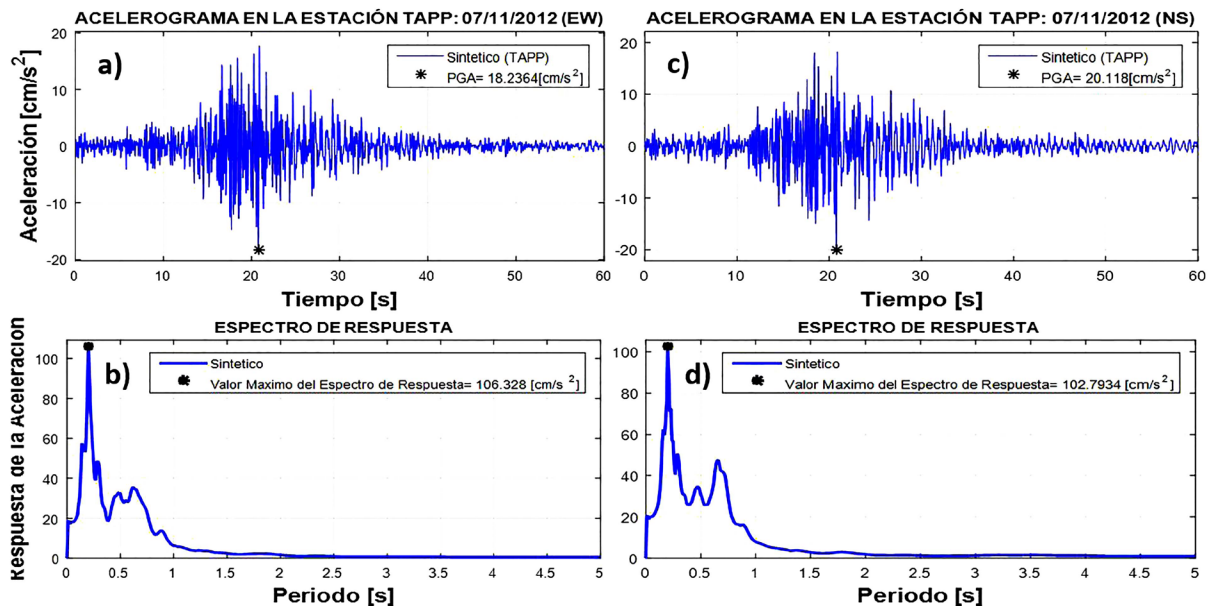
**Figura 13.** Estación TACA. a) Acelerograma sintético (EW), con semilla=252 y PGA=21.21 [cm/s<sup>2</sup>]. b) Espectro de respuesta (EW), valor maximo=91.51 [cm/s<sup>2</sup>]. c) Acelerograma sintético (NS), con semilla=2 y PGA=21.6 [cm/s<sup>2</sup>]. d) Espectro de respuesta (NS), valor maximo=99.06 [cm/s<sup>2</sup>].



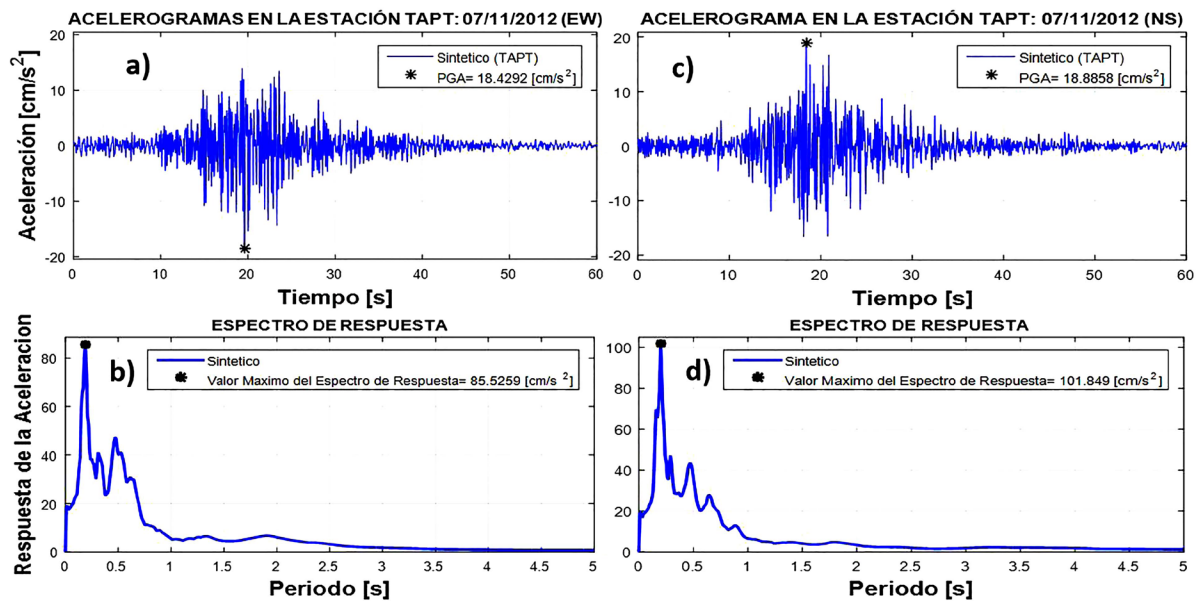
**Figura 14.** Estación TACC. a) Acelerograma sintético (EW), con semilla=112 y PGA=18.04 [cm/s<sup>2</sup>]. b) Espectro de respuesta (EW), valor maximo=93.13 [cm/s<sup>2</sup>]. c) Acelerograma sintético (NS), con semilla=18 y PGA=18.49 [cm/s<sup>2</sup>]. d) Espectro de respuesta (NS), valor maximo=81.99 [cm/s<sup>2</sup>].



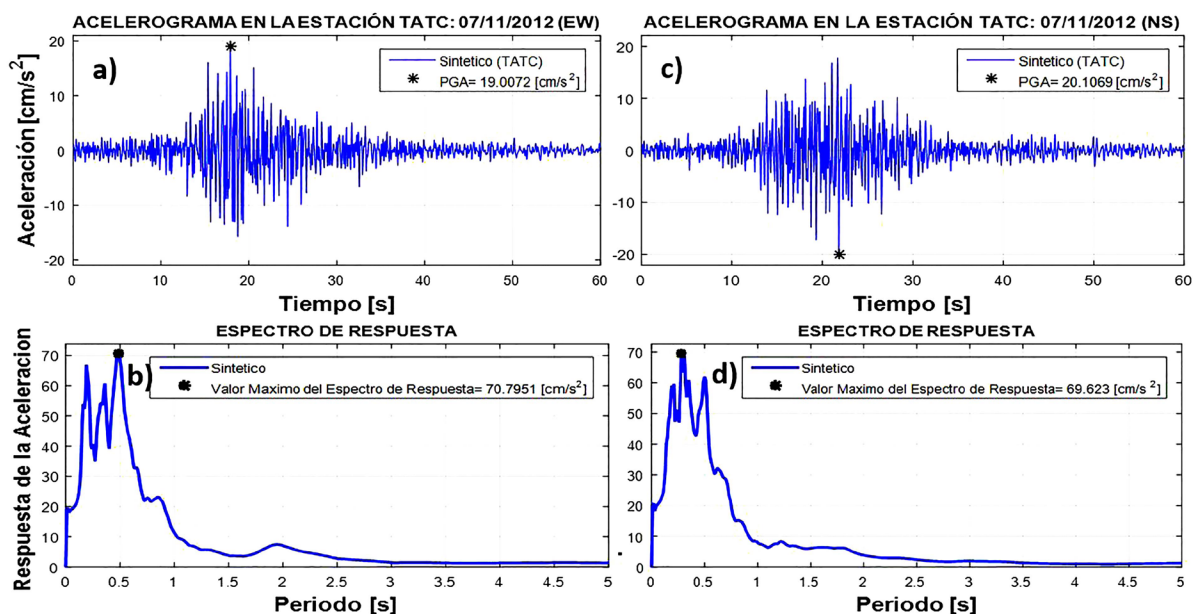
**Figura 15.** Estación TALV. a) Acelerograma sintético (EW), con semilla=252 y PGA=9.92 [cm/s<sup>2</sup>]. b) Espectro de respuesta (EW), valor maximo=35.27 [cm/s<sup>2</sup>]. c) Acelerograma sintético (NS), con semilla=193 y PGA=9.85 [cm/s<sup>2</sup>]. d) Espectro de respuesta (NS), valor maximo=33.27 [cm/s<sup>2</sup>].



**Figura 16.** Estación TAPP. a) Acelerograma sintético (EW), con semilla=155 y PGA=18.23 [cm/s<sup>2</sup>]. b) Espectro de respuesta (EW), valor maximo=106.32 [cm/s<sup>2</sup>]. c) Acelerograma sintético (NS), con semilla=155 y PGA=20.11 [cm/s<sup>2</sup>]. d) Espectro de respuesta (NS), valor maximo=102.79 [cm/s<sup>2</sup>].



**Figura 17.** Estación TAPT. a) Acelerograma sintético (EW), con semilla=102 y PGA=18.42 [cm/s<sup>2</sup>]. b) Espectro de respuesta (EW), valor maximo=85.52 [cm/s<sup>2</sup>]. c) Acelerograma sintético (NS), con semilla=155 y PGA=18.88 [cm/s<sup>2</sup>]. d) Espectro de respuesta (NS), valor maximo=101.84 [cm/s<sup>2</sup>].



**Figura 18.** Estación TATC. a) Acelerograma sintético (EW), con semilla=4 y PGA=19.00 [cm/s<sup>2</sup>]. b) Espectro de respuesta (EW), valor maximo=70.79 [cm/s<sup>2</sup>]. c) Acelerograma sintético (NS), con semilla=60 y PGA=20.1 [cm/s<sup>2</sup>]. d) Espectro de respuesta (NS), valor maximo=69.62 [cm/s<sup>2</sup>].





Figura 19. Mapa de intensidades para el sismo del 7 de noviembre de 2012. Fuente: USGS, actualizado 11/10/2017, 20:17:50 (UTC).

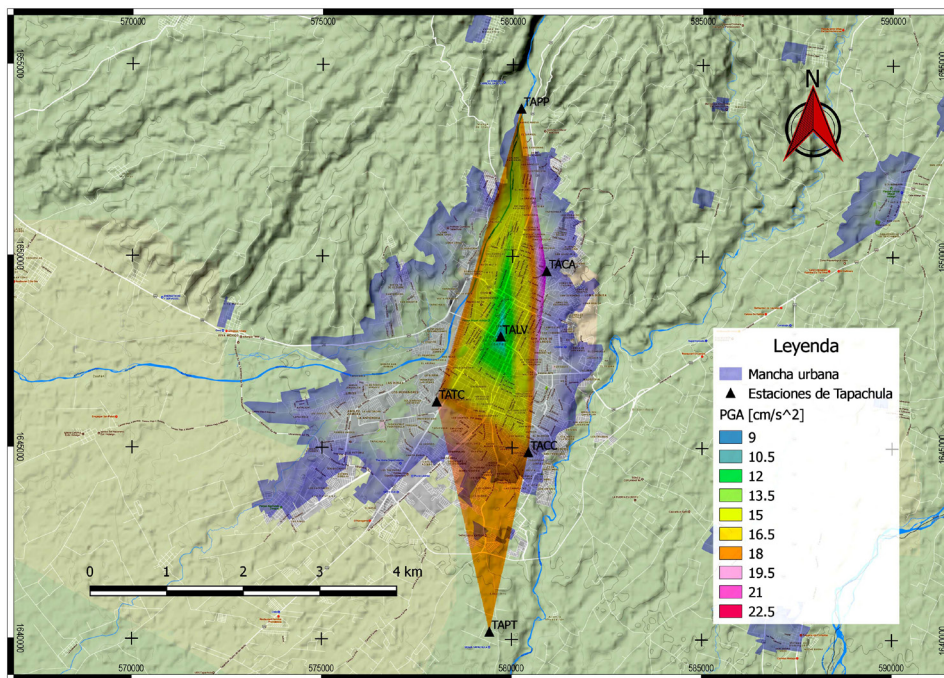
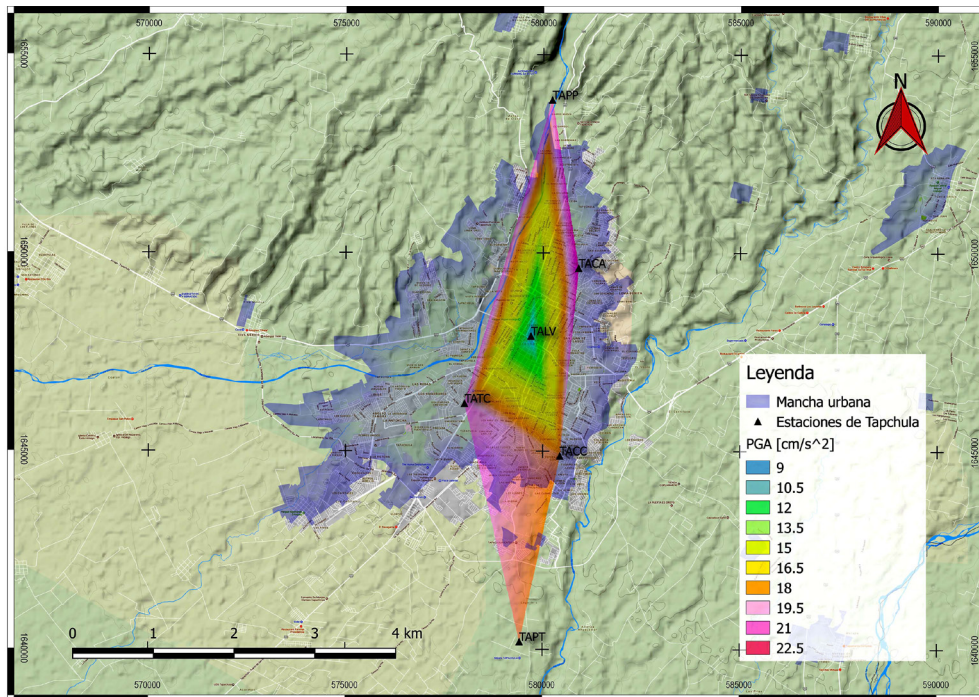


Figura 20a. Mapas de aceleraciones máximas (PGA) en la Ciudad Tapachula, Chiapas, para el sismo principal del 7 de noviembre de 2012. a) Componente EW.



**Figura 20b.** Mapas de aceleraciones máximas (PGA) en la Ciudad Tapachula, Chiapas, para el sismo principal del 7 de noviembre de 2012. b) Componente NS.

## Conclusiones

Se generaron acelerogramas sintéticos haciendo uso de la combinación de dos métodos: Funciones de Transferencia Empíricas y el Método Estocástico de Boore. Para ello, se siguió el proceso que se muestra en la Figura 6. Para validar si la metodología que se usó en este trabajo y si los acelerogramas que se obtenían eran confiables, se usaron las métricas propuestas por Anderson en 2004. Se realizaron tres pruebas con acelerogramas conocidos (observados) y se compararon con los sintéticos obtenidos en este trabajo, los acelerogramas observados de los eventos prueba, constaron de tres magnitudes distintas, (prueba 1,  $M=3.3$ ; prueba 2,  $M=4$ ; prueba 3,  $M=4.7$ ).

En cada una de las pruebas se obtuvieron 20 acelerogramas sintéticos, debido a que se usaron 20 valores de semillas aleatorios, y se evaluó el ajuste entre cada sismograma con las métricas de Anderson. Los resultados muestran que el sismo de menor magnitud presenta los peores ajustes generales por estación y a medida que aumentaba la magnitud, la calidad del ajuste mejoraba. Tal fue el caso de los resultados para la prueba 3 ( $M=4.7$ ), donde

se tiene que en la mayoría de las estaciones tenemos buenos ajustes para el caso de ambas componentes horizontales.

Posteriormente, se generaron los acelerogramas sintéticos en la Ciudad de Tapachula que representan al evento principal del sismo del 7 de noviembre de 2012. De los veinte sintéticos generados se tomó el que tenía la PGA más cercana al promedio para generar los mapas de aceleraciones máximas (Figura 20a y Figura 20b), debido a que los coeficientes de variación tienen el menor porcentaje de error en comparación con los valores de PGV y la respuesta máxima de aceleración ( $R_{max}$ ). Cabe señalar que a pesar de que el método planteado en este artículo tiene dificultades al tratar de reproducir la fase de la onda P, para fines de ingeniería lo que nos interesa es la fase intensa asociada a las ondas S, en cuyo caso nuestro método logra aproximarse mucho a los datos reales grabados en cada una de las estaciones, lo que se puede considerar con gran utilidad para generar aplicaciones muy útiles en la ingeniería sísmica de nuestro país, con la combinación de los métodos que utilizan en este artículo.

## Referencias

- Aguirre J., Mora Chaparro J. C., González R., Reyes M, Robles A., Piña J., Mijares H. y Gutiérrez C. (2011). "Catálogo de Registros Sísmicos de la Red Temporal, Tapachula, Chiapas". Instituto de Ingeniería UNAM e Instituto de Geofísica UNAM.
- Anderson J. (2004). "Quantitative measure of the goodness-of-fit of synthetic seismograms". In *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering*. Vancouver, B.C., Canada. August 1-6, 2004. Earthquake Engineering Research Institute.
- Boore D. M, (1983). "Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra". *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol 73, No 6, pp. 1865-1894, December 1983.
- Boore D. M, (2003). "Simulation of Ground Motion Using the Stochastic Method". *Pure appl. geophysics*. 160 (2003) 635-676.
- Brune, J. N. (1970), Tectonic Stress and the Spectra of Seismic Shear Waves from Earthquakes, *J. Geophysics. Res.* 75, 4997-5009.
- Ekström G., M. Nettles, and A. M. Dziewonski, (2012). "The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes". *Phys. Earth Planet. Inter.*, 200-201, 1-9. Enlace de consulta, CMT de Harvard: <https://www.globalcmt.org/cgi-bin/globalcmt-cgi-bin/CMT5/form?type=y&ymd&yr=2012&mo=11&day=7&otype=y&ymd&oymr=2012&omo=11&oday=7&jyr=1976&jday=1&ojyr=1976&ojday=1&nday=1&lmw=7&umw=10&lms=0&ums=10&mb=0&umb=10&llat=-90&ulat=90&llon=-180&ulon=180&lhd=0&uhd=1000&lts=-9999&uts=9999&lpe1=0&upe1=90&lpe2=0&upe2=90&list=0>
- González Herrera R, Aguilar-Carboney J.A., Mora-Chaparro J.C., Palacios-Silva R.J., Figueroa Gallegos J.A (2012). "Análisis estadístico del peligro e inferencia del riesgo sísmico en el norte del estado de Chiapas".
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía) (2015). Encuesta Intercensal 2015. <http://cuentame.inegi.org.mx/monografias/informacion/chis/poblacion/> [fecha de consulta febrero, 2019]
- Ingeniería-Revista Académica de la Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Yucatán. Vol. 16, No. 1, 2012, ISSN 1665-529X.
- Guzmán-Speziale M., Pennington W.D., Matumoto T. (1989), The triple junction of the North America, Cocos and Caribbean plates: Sismicity and Tectonics, *Tectonics*, 8, 981-997.
- Guzmán-Speziale, M. y Meneses-Rocha, (2000). "The North America-Caribbean plate boundary west of the Motagua-Polochic fault system: a fault jog in southeastern Mexico". *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 13, 459-468.
- Guzmán-Speziale, (2010). "Beyond the Montagua and Polochic faults: Active strike-slip faulting along the Western North America-Caribbean plate boundary zone". *Tectonophysics*. Vol. 496. 17-27.
- Hanks, T. C. (1979). "b Values and w<sup>9</sup> Seismic Source Models: Implications for Tectonic Stress Variations along Active Crustal Fault Zones and the Estimation of High-frequency Strong Ground Motion, *J. Geophys. Res.* 84, 2235-2242.
- Hanks, T. C. y Mcguire, R. K. (1981). "The Character of High-frequency Strong Ground Motion". *Bull. Seismol. Soc. Am.* 71, 2071-2095.
- IPCMIRD (Instituto de Protección Civil para el Manejo Integral de Riesgos de Desastres), 2010. "Plan Operativo de Protección Civil por Riesgo Sísmico". Protección Civil, Gobierno del estado de Chiapas, México.
- Rebollar C., Quintanar L., Yamamoto J., Uribe A. (1999). "Source process of the Chiapas, Mexico, Intermediate Depth Earthquake of 21 October 1995". *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89 (2) 348-358.
- Saragoni, G. R. and G. C. Hart (1974). Simulation of artificial earthquakes, *Earthquake Eng. Structural Dyn* 2,249-267.
- SEGOB (Secretaría de Gobernación), (2013). "Peligros Naturales y Tecnológicos relevantes durante el periodo 1810-2010". México 200 años. Información documental sobre los eventos significativos de 1810-2010.
- Servicio Sismológico Nacional (SSN), Instituto de Geofísica. Universidad Nacional Autónoma

de México (UNAM). Ciudad Universitaria, Ciudad de México.

Solano B. R. (2016). "Generación de Mapas de Aceleraciones Máximas en la Ciudad de Tapachula, Chiapas. Aplicando Funciones de Transferencia". Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería. Universidad Nacional Autónoma de México.

United States Geological Survey (USGS). Department of the Interior. United States. Geological Survey 12201 Sunrise Valley Dr. Reston, VA 20192. Enlace de consulta: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usp000jv5f#map?ShakeMap%20Stations=true&shakemapSource=atlas&shakemapCode=atlas20121107163546>

Valdés González., (2008). "Metodología para la estimación del peligro sísmico con base en la teoría de vibraciones aleatorias". *Ciencia Ergo*, vol. 15, num1, marzo-junio, 2008, pp73-82. Universidad Autónoma del Estado de México.

Wald, D. J., Quiriano, V., Heaton, T. H. y Kanamori, H, (1999). "Relationships between Peak Ground Acceleration, Peak Ground Velocity, and Modified Mercalli Intensity in California". *Earthquake Spectra*. Vol. 15, 557-564.

# Subsidence and Morphologic Variations in Mexico City Generated by the Earthquakes of September 2017

Jorge Lira\* and Marisol Nuñez

Received: August 27, 2018; accepted: May 22, 2019; published on line: July 01, 2019

## Resumen

Dos terremotos ocurridos en el suroeste de México generaron hundimientos y cambios morfológicos en el área de la Ciudad de México. Para estudiar la subsidencia, se llevó a cabo un procedimiento interferométrico utilizando cuatro pares interferométricos adquiridos del radar del satélite Sentinel-1 en modo IW (Amplia Banda Interferométrica) TOPS (Observación del terreno mediante exploración progresiva) SLC (Complejo de aspecto simple). Se generaron cuatro interferogramas y cuatro mapas de desplazamiento. Para cuantificar los cambios morfológicos, se consideró un sinergismo de las bandas de radar Sentinel-1 en el modo IW GRD (Rango de Tierra Detectado) considerando las bandas ópticas SPOT 6/7. El sinergismo consiste en una imagen híbrida formada por las bandas de radar y las bandas ópticas. El análisis de componentes principales se aplicó a las bandas de la imagen híbrida. Los primeros tres componentes se retuvieron, y luego se aplicó un operador de divergencia al campo vectorial formado por estos componentes, produciendo un mapa de textura. El mapa de textura se evaluó junto con el interferograma y el mapa de desplazamiento para los terremotos de septiembre de 2017. Los resultados indicaron un patrón complejo de hundimientos y cambios morfológicos. El interferograma y la subsidencia de septiembre de 2017 se correlacionaron con un mapa de daños por terremotos.

Palabras clave: interferometría, subsidencia, sinergismo, México.

## Abstract

Two earthquakes that occurred in southwest Mexico generated subsidence and morphologic changes in the area of Mexico City. To study the subsidence, an interferometric procedure was carried out using four interferometric pairs acquired from the radar satellite Sentinel-1 in IW (Interferometric Wide Swath) TOPS (Terrain Observation by Progressive Scan) SLC (Single Look Complex) mode. Four interferograms and four displacement maps were generated. To quantify the morphologic changes, a synergism of the Sentinel-1 radar bands in IW GRD (Ground Range Detected) mode and the SPOT 6/7 optical bands was considered. The synergism consists of a hybrid image formed by the radar bands and the optical bands. Principal component analysis was applied to the bands of the hybrid image. The first three components were retained, and a divergence operator was then applied to the vector field formed by these components, producing a texture map. The texture map was evaluated in conjunction with the interferogram and displacement map for the September 2017 earthquakes. Results indicated a complex pattern of subsidence and morphologic changes. The interferogram and subsidence of September 2017 correlated with a map of earthquake damages.

Key words: interferometry, subsidence, synergism, texture, Mexico City.

---

J. Lira\*  
Instituto de Geofísica  
Universidad Nacional Autónoma de México  
04510 CDMX, México  
*\*Corresponding author: jlira@geofisica.unam.mx*

M. Nuñez  
Departamento de Geomática  
Comisión Federal de Electricidad  
03720 CDMX, México

**Introduction**

Two recent earthquakes in the Mexican Republic generated subsidence and morphologic modifications in Mexico City and its environs. The earthquakes occurred on September 8, 2017 with a magnitude of  $M_w$  8.1 and on September 19, 2017 with a magnitude of  $M_w$  7.1. A project was then undertaken to study and quantify the resulting responses. In particular, interest in the subsidence and morphologic modifications was identified associated with the construction of a new airport in the northeast part of Mexico City. Subsidence is the sudden sinking or gradual downward settling of the ground's surface with little or no horizontal motion. The definition of subsidence is not restricted by the rate, magnitude, or area involved in the downward movement. It may be caused by natural processes or by human activities.

To investigate this, a set of Sentinel satellite radar images for the performance of interferometric synthetic aperture radar (InSAR) analysis was considered. Four sets of interferometric pairs were used: one pair before the earthquakes, one pair spanning the earthquake of September 19 and two pairs after the earthquakes (Table 1). In addition, two SPOT (Satellite Pour l'Observation de la Terre) 6/7 images captured in November were used in conjunction with a Sentinel-1 IW GRD radar image to quantify the texture and spectral modifications in the study area (Table 2). The joint use of radar and optical images was dubbed radar/optic synergism.

Studies of subsidence in the Mexico City area and at several airports and cities have been published in the scientific literature (Du *et al.*, 2018). To study the regional-scale deformation

of Pudong international airport in China, Persistent Scatterer SAR Interferometry (PSI) was applied to high resolution TerraSAR-X radar images (Jiang *et al.*, 2016). An assessment of the spatial and temporal deformation in the area of the airport was conducted. This assessment confirmed that PSI is a reliable method for obtaining deformation patterns due to subsidence phenomenon. In Jassar and Rao (Jassar and Rao, 2011; Kampes, 2006), the PSI technique was applied to overcome the limitations introduced by decorrelations and atmospheric interference. This technique has proved to be particularly useful whenever highly reflective, stable structures exist in the area of interest, such as an airport or a city.

To study the temporal variations of deformations, a time-series interferometric analysis must be considered. A time series using TerraSAR-X radar images to study ground subsidence in Hong Kong international airport was performed by Sun and coworkers (Sun *et al.*, 2016) who employed a non-local interferogram estimation to improve the differential interferogram and to derive a map of the deformation rate in the area of the airport.

A set of Radarsat-2 radar images was used by Short and coworkers (Short *et al.*, 2014) to derive the spatial patterns of seasonal ground displacement in the area of the Iqaluit Airport on Baffin Island, Canada. Comparison with ground data indicated a good agreement with the interferometric results for dry areas. However, for wet zones with saturation and flooding, the interferometric results underestimated the true settlement, and the coherence resulted in low values making the interferometric procedure unreliable.

**Table 1.** Technical characteristics of Sentinel-1 radar images.

Pair	Date	Polarization	Mode	Rg, Az (m)	Base Line (m)	Doppler (Hz)
1	August 12, 2017	VV, VH	Descending	5 × 20	14.88	1.17
	August 24, 2017	VV, VH	Descending	5 × 20		
2	September 11, 2017	VV, VH	Descending	5 × 20	32.7	-1.47
	September 23, 2017	VV, VH	Descending	5 × 20		
3	October 5, 2017	VV, VH	Descending	5 × 20	30.21	-0.19
	October 17, 2017	VV, VH	Descending	5 × 20		
4	November 16, 2017	VV, VH	Descending	5 × 20	-5.96	1.28
	November 28, 2017	VV, VH	Descending	5 × 20		

Rg - Range. Az - Azimuth. The acquisition mode is IW TOPS, SLC. The acquisition time difference is 12 days for all pairs.

Mexico City is located on a lacustrine basin formed by highly compressible clays. The basin was the site of seven lakes that were desiccated as the city grew from Spanish colonial times up to the present. The extraction of ground water by means of artesian wells has caused an important subsidence phenomenon, in some spots reaching up to nine meters in the 20th century.

Land subsidence in the area of Mexico City has been studied by several authors (Strozzi and Wegmüller, 1999; Osmanoğlu *et al.*, 2011; Chaussard *et al.*, 2014; Sowter *et al.*, 2016). Strozzi and Wegmüller (Strozzi and Wegmüller, 1999) prepared a map of the subsidence rate by means of interferometric processing of a stack of ERS1/2 radar images. Ground water extraction in the area of Mexico City for human consumption has generated a variable spatial pattern of subsidence. Using a set of 23 radar images captured by the ENVISAT/ASAR Satellite, a PSI study of subsidence in Mexico City was conducted by Osmanoğlu and coworkers (Osmanoğlu *et al.*, 2011). The results of this study confirmed the earlier results of Strozzi and Wegmüller (Strozzi and Wegmüller, 1999). Data from field work acquired by means of GPS (Global Positioning System) were also in good agreement with the interferometric results (Osmanoğlu *et al.*, 2011). The spatial patterns derived from the work of Osmanoğlu and co-workers indicated that ground water extraction greatly exceeded aquifer recharge during the rainy season.

The Sentinel constellation has provided high quality radar images in a timely fashion for extended regions of Earth's surface, and the PSI technique has provided accurate deformation rates for urban areas since buildings and street structures generate stable scatterers over time (Osmanoğlu *et al.*, 2011). However, the PSI technique has failed to produce reliable results for rural areas and agricultural farmlands. The Intermittent Small Baseline Subset (ISBAS) method has been demonstrated to be well-

suitable for analyzing wide-areas with a broad range of land classes. An ISBAS time-series analysis of 18 interferometric radar images in Mexico City and its environs was used to calculate subsidence velocities (Sowter *et al.*, 2016).

Subsidence was generated in the Mexico City area due to the earthquakes that occurred in the south-central area of Mexico in September of 2017. In particular, at the construction site for the new airport, a complex pattern of subsidence was observed. In addition to the subsidence, the texture of the Mexico City area shows a change in pattern related to modifications of the surface. To evaluate the subsidence of the study area, four interferometric pairs and four displacement maps derived from Sentinel-1 radar images were considered. Interferometric pairs were selected from before and after the earthquake. To obtain the texture, a synergism of Sentinel-1 radar images and SPOT 6/7 optical images was considered. Technical data of acquired images are given in Section 2.1. Details about the interferometric procedure are provided in Sections 2.2.1 and 2.2.2. The synergism is explained in detail in Section 2.2.3. A detailed discussion of the results is provided in Section 3.

## 2. Materials and methods

### 2.1 Materials

A set of radar images from the Sentinel-1 sensor were acquired from the Copernicus Hub. The acquisition mode was IW, TOPS and SLC. The basic technical characteristics of such images are given in Table 1. Four interferometric pairs of these images were considered (Table 1). In addition to the Sentinel-1 radar images, two optical images captured by the SPOT 6/7 satellite were acquired. Both the radar images and the optical images cover the area of study (Figure 1). The basic technical characteristics of the optical images are provided in Table 2. For the synergism task, the radar and optical

**Table 2.** Basic technical details of the SPOT 6/7 and Sentinel-1 images for synergism.

Dimension (pixels)	Pixel (m <sup>2</sup> )	Date	Sensor
9,650 × 8,260	5 × 5	November 12, 2017	SPOT 6
9,651 × 10,193	5 × 5	November 20, 2017	SPOT 7
25,261 × 16,772	20 × 20	November 16, 2017	Sentinel-1

Level 1A - Correction of radiometric anomalies for SPOT images. Cartographic projection UTM, WGS84 for all images.

images were coregistered and resampled to have the same pixel size. A subset covering most of Mexico City was extracted from the intersection of the images (Figure 1).

The study area comprises the Valley of Mexico (Figure 1). The Valley of Mexico is located between 19° 40' 0" N - 19° 10' 0" N and 99° 05' 0" - 98° 50' 0" W. The Valley of Mexico is a basin with an average elevation of 2,240 meters above sea level and a surface area of 1,958,201 km<sup>2</sup>. The Valley is formed by intermountain valleys, plateaus, and canyons as well as plains and was once occupied by the Texcoco, Xochimilco, and Chalco Lakes. The metropolitan urban area of Mexico City is located within the Valley. The area of urban buildup is 16,150 km<sup>2</sup>, located at the center of Figure 1, and the new airport is visible to the center of the area of study.

## 2.2 Methods

### 2.2.1 Basic principles

An interferometric pair is a set of two radar images of the same scene acquired from two different locations (Figure 2). The distance from location 1 to the ground is  $R_1$  and from location

2 to the ground is  $R_2$ . The distance from any location to the ground is called the range. The distance between locations 1 and 2 is  $B$  and is called the base line. The height of the radar satellite orbit is  $h$ . The elevation of the ground is  $\Delta z$  with respect to an arbitrary datum level. The radar images acquired from locations 1 and 2 are complex quantities written as

$$f_1 = A_1 e^{j\phi_1} \text{ and } f_2 = A_2 e^{j\phi_2} \quad (1)$$

where  $A_i$  is the amplitude and  $\phi_i$  is the phase of the back-scattered radar signal from the ground. The elevation change  $\Delta z$  of the ground is written as

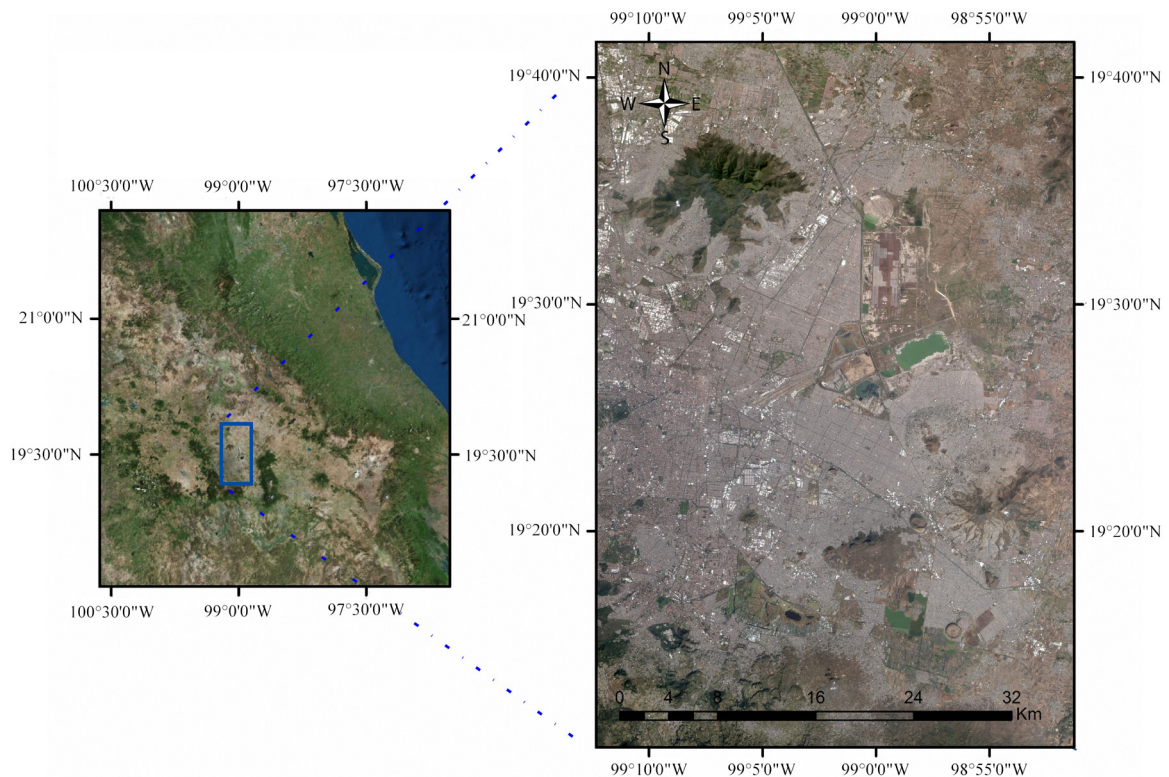
$$\Delta z = h - R_1 \sqrt{1 - \cos^2 \beta} \quad (2)$$

where  $\beta$  is the angle of observation and

$$\cos \beta = \frac{\lambda \Delta \phi}{2\pi B} \quad (3)$$

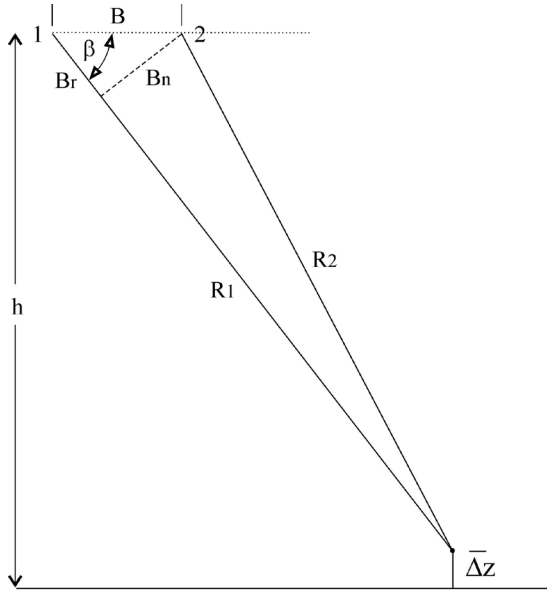
and

$$\Delta \phi = \Delta R \frac{2\pi}{\lambda} \quad (4)$$



**Figure 1.** Area of study located in the center of the Mexican Republic. Regional image is shown on the left. The area within the blue box is shown in greater detail in the image on the right. The new airport lies at the center of this image. (Image from GoogleEarth).





B - Base line    h - Height of radar satellite  
 Ri - Range    Δz - Height of ground from datum  
 β - Angle of observation  
 Br, Bn - Components of base line B

**Figure 2.** Acquisition scheme for an interferometric pair.

With  $\Delta R = |R_1 - R_2|$  and the wavelength of the radar signal represented by  $\lambda$ .

The phase difference  $\Delta\phi$  from the interferometric images  $f_1$  and  $f_2$  is proportional to changes in the topography  $\Delta z$  of the scene (equation 2). None the less, the phase difference is modified by several factors pertaining to the scene and the atmosphere. The contributions to the phase difference  $\Delta\phi$ , besides the ground height, are written as

$$\Delta\phi = \Delta\phi_{\text{flat}} + \Delta\phi_{\text{elevation}} + \Delta\phi_{\text{displacement}} + \Delta\phi_{\text{atmosphere}} + \Delta\phi_{\text{noise}} \quad (5)$$

where:

$\Delta\phi_{\text{flat}}$  - Contribution from Earth curvature.

$\Delta\phi_{\text{elevation}}$  - Contribution from scene topography.

$\Delta\phi_{\text{displacement}}$  - Contribution from surface deformation of the scene.

$\Delta\phi_{\text{atmosphere}}$  - Contribution from changes in atmospheric features such as humidity, temperature, and pressure.

$\Delta\phi_{\text{noise}}$  - Contribution from temporal changes in scatterers: different look angle and different volume scattering.

The  $\Delta\phi_{\text{flat}}$  and  $\Delta\phi_{\text{elevation}}$  contributions can be determined. The  $\Delta\phi_{\text{atmosphere}}$  contribution cannot be determined unless the atmospheric conditions are known at the time of the acquisition of images  $f_1$  and  $f_2$ . The  $\Delta\phi_{\text{noise}}$  contribution cannot be determined unless the conditions of the scene are known. It is assumed that atmospheric conditions and temporal changes in the scatterers do not vary significantly between the acquisition times of images  $f_1$  and  $f_2$ . Once the above assumptions are met, the  $\Delta\phi_{\text{displacement}}$  contribution can be obtained from equation (5). The changes in the topography of the scene generated by the earthquakes are measured by the  $\Delta\phi_{\text{displacement}}$  contribution. The final product derived from equation (2) is referred to as the displacement map.

The atmospheric effects in the interferometric procedure have been discussed in detail by Al Jassar and Rao (Jassar and Rao, 2011). The displacement maps shown by these authors indicate a number of fringes associated with the phase shift due to atmospheric interference. To apply a proper atmospheric correction, pressure, humidity, and temperature values are required for the time of acquisition of the radar images. Such values are not available for the area of Mexico City. From a visual inspection of the displacement maps generated in this research, no observable fringes associated with atmospheric effects are present. Therefore, no atmospheric correction was applied.

### 2.2.2 Interferometric analysis

The Sentinel-1 radar images were analyzed using the SNAP 6.0 and Snaphu packages. The radar images were imported into SNAP, and the deburst procedure was applied. The Sentinel-1 IW SLC products consist of three sub-swaths: IW1, IW2, and IW3. Thus, the next step was to select the sub-swath that covers the study area. To derive an extraction of the phase shift  $\Delta\phi$ , a precise coregistration of the interferometric pair is required. In this step, SNAP uses a precise orbit file and performs a DEM-assisted back-geocoding registration. A one-second (Shuttle Radar Topography Mission) SRTM-DEM was selected to perform the back-geocoding registration.

The quantity

$$f_1 f_2^* = A_1 A_2 e^{j[\phi_1 - \phi_2]} = A e^{j\Delta\phi} \quad (6)$$

is called the interferogram, and  $|f_1 f_2| = A$  is the magnitude of the interferogram. The phase difference is given by equation (5). In the interferometric procedure, the Flat-Earth Phase is removed; this eliminates the contribution  $\Delta\phi_{\text{flat}}$  from  $\Delta\phi$  (equation 5). Figure 3 depicts a block diagram of the interferometric analysis.

The coherence is defined as

$$C_{f_1, f_2}(k, l) = \frac{\langle c_1 c_2^* \rangle}{\langle c_1 c_1^* \rangle \langle c_2 c_2^* \rangle} \quad (7)$$

Where the complex multiplication between brackets is written as

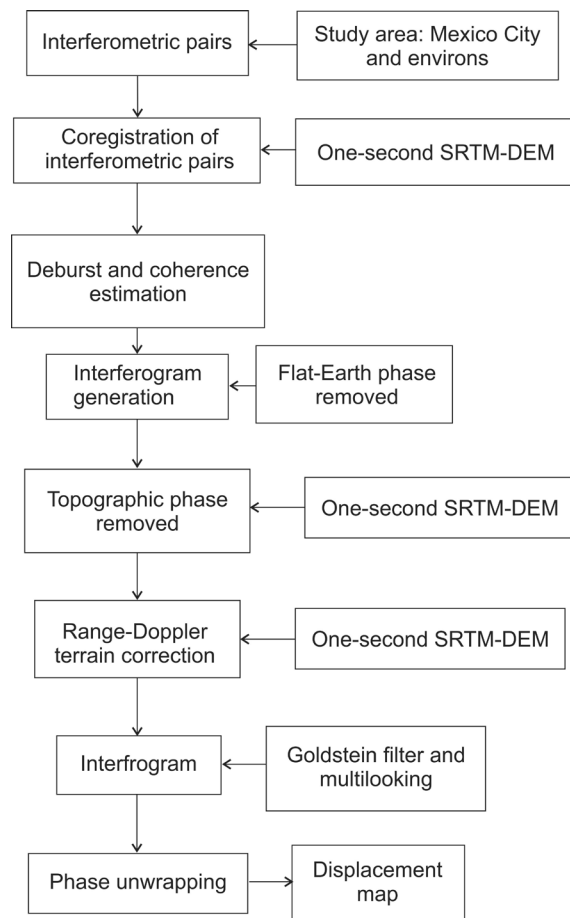
$$\langle c_i c_j^* \rangle = \sum_{v=-(n-1)/2}^{v=(n-1)/2} \sum_{u=-(m-1)/2}^{u=(m-1)/2} p_i(k+u, l+v) p_j^*(k-u, l-v) \quad (8)$$

Where  $p_i$  and  $p_j$  are the pixel values of the radar images  $f_1$  and  $f_2$  and \* signifies the complex conjugate.

The coherence is a measure of the similarity between the  $f_1$  and  $f_2$  images. The values of coherence in the range [0.5 – 1.0] are acceptable whereas the range [0.3 – 0.5] indicates poor coherence and may lead to unreliable interferometric results. Coherence may be lost by changes that the scene experiences during the time period between the acquisition of images  $f_1$  and  $f_2$ . Coherence may also be lost by modifications in vegetation and by errors in the orbit file.

The next step was to remove the topographic phase associated with the topography of the scene. This eliminates the  $\Delta\phi_{\text{elevation}}$  contribution to  $\Delta\phi$  (Equation 3). The interferogram may be contaminated by noise due to temporal decorrelation, geometric decorrelation from orbit file errors, and volume scattering from changes in vegetation. Thus, the Goldstein filter was applied to the interferogram (Goldstein and Werner, 1998) to reduce the  $\Delta j_{\text{noise}}$  contribution (Figure 3).

To obtain the absolute value of the displacement, an unwrapping of the phase must be applied. Before the unwrapping task, a multilooking procedure was applied to generate an interferogram with a square pixel of 20 x 20 m<sup>2</sup>. Then the interferogram was exported to Snaphu where the unwrapping of the phase was carried out. The results were in turn imported to SNAP and a phase was applied to the displacement. Finally, a Range-Doppler terrain correction was applied to derive the displacement map (Figure 3).



**Figure 3.** Block diagram of the interferometric analysis.

Geometric distortion in the radar image is introduced by two aspects of radar operation: the side-looking operation of the radar sensor and the topographic variations of the scene under observation. Such distortion increases as the distance from the radar sensor to the scene surface increases from the local Nadir. The Range-Doppler terrain correction introduces an orthorectification using a DEM to derive a precise geocoding of the radar image. The final products are a corrected interferogram and a displacement image map geocoded to a pixel size of 20 ´ 20 m<sup>2</sup>.

### 2.2.3 Synergism of radar and optical images

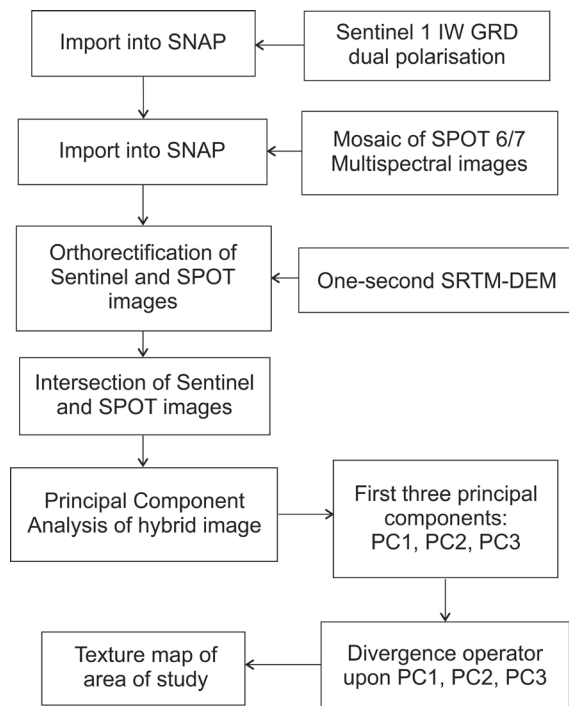
The Sentinel-1 IW GRD dual polarization image of November 16, 2017 was considered for the synergism scheme (Table 2). This image carries a two-band amplitude with VV and VH polarizations. Both bands of the GRD radar image were taken into account. The speckle of the image bands was reduced using the enhanced Lee filter (Lee and *et al.*, 1991).

An orthorectification procedure was applied to the SPOT 6/7 images and a mosaic was prepared to cover the study area. Even though the SPOT 6/7 images differ by one week in time, no significant variations of the scene are observed. Therefore, the mosaic shows no border in the union of the images. The four bands of the mosaic with a pixel size of 5 x 5 m<sup>2</sup> were considered. Figure 4 shows a block diagram of the synergism procedure.

The bands of the radar image and the optical mosaic image were resampled to a pixel size of 20 x 20 m<sup>2</sup>. Both images were coregistered using a one second-arc SRTM-DEM. An intersection of the images that cover the study area was obtained. A hybrid image of the radar bands and optical bands was formed by the two bands of the radar image and the four bands of the optical image. Principal component analysis (PCA) was applied to the hybrid image, and only the first three components were retained.

Principal component analysis is defined as

$$g_i(k,l) = \sum_{j=1}^{\gamma} f_j(k,l) \mathcal{A}(i,j), \forall i = 1, 2, \dots, n \quad (9)$$



**Figure 4.** Block diagram for the synergism of Sentinel and SPOT satellite images.

Where  $f_j$  are the bands of the hybrid image,  $(k,l)$  are the coordinates of the pixels of such image and  $\mathcal{A}$  satisfy the eigenvalue and eigenvector equation

$$\lambda_i \mathcal{A}(i,j) = \sum_{k=1}^{\gamma} K_f(i,k) \mathcal{A}(i,k), \forall i, j = 1, 2, \dots, n \quad (10)$$

Where  $\lambda_i$  represents the eigenvalues of the covariance function  $K_f$  and  $\mathcal{A}(i,k)$  are the components of the eigenvectors of the covariance function.

A divergence operator was applied to the three-dimensional vector field formed by the first three components PC1, PC2, PC3 of the hybrid image. The divergence operator of the n-dimensional vector field  $\mathbf{U}$  is defined as (Lira and Rodriguez, 2006).

$$\nabla \cdot \mathbf{U} = \sum_{i=1}^n \frac{\partial u_{x_i}}{\partial x_i} \quad (11)$$

Where  $x_i$  is the  $i^{\text{th}}$  coordinate of a Cartesian coordinate system of an Euclidian space, and  $u_{x_i}$  is the component of the vector field  $\mathbf{U} = \mathbf{u}(x_1, x_2, \dots, x_n)$  along the direction defined by  $x_i$ . The derivatives involved in equation (11) cannot be obtained in analytic form for a digital image; hence, a finite difference approximation was introduced (Lira and Rodriguez, 2006). In our research  $x_i = \text{PC}_i, i = 1, 2, 3,$

The divergence operator produced the texture map taking into account the spatial and radiometric contributions from the radar and optical images. Using control points, the texture map was coregistered to the interferogram and the displacement map of November 2017. An RGB (Red, Blue, Green) false color composite image with the texture map, the interferogram, and the displacement map of September was prepared.

### 3. Results and discussion

Four interferometric pairs and one synergism were processed (Tables 1, 2). The final products of this research were the interferograms and the displacement maps derived from the interferometric pairs. A texture map was obtained from the synergism of radar and optical images. The texture map was prepared by means of the divergence operator. These products were intended to study the morphologic changes in the area of Mexico City generated by the two earthquakes of September 2017.

All four interferometric pairs were of descending mode (Table 1). From visual inspection, an assessment of the interferometry procedure shows that better results were obtained using descending mode rather than ascending mode pairs. In addition, results were better using the VV polarization than VH polarization (Table 1).

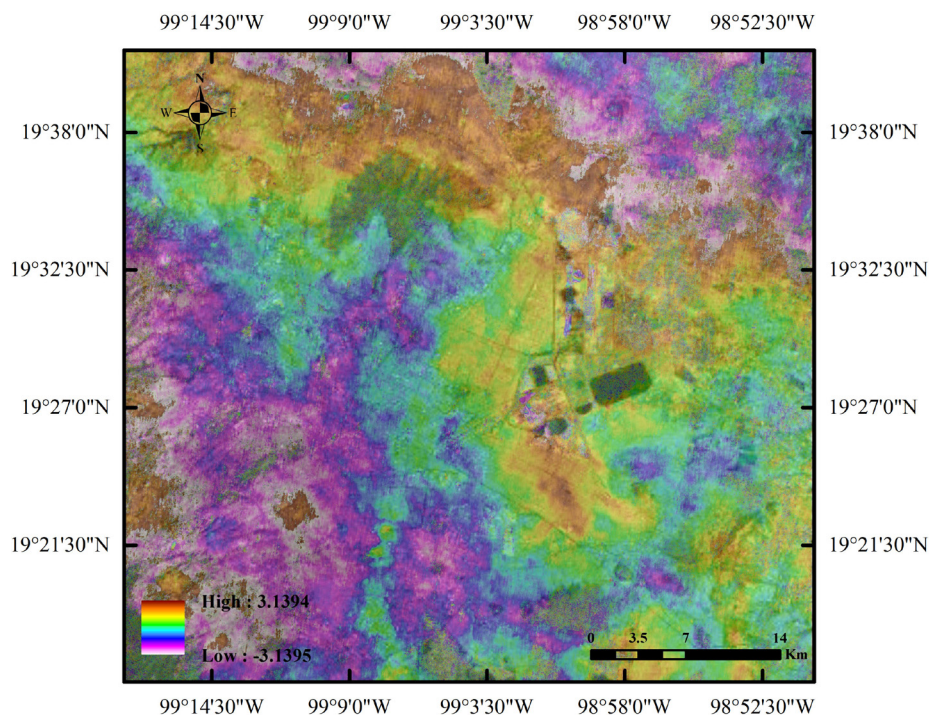
Figures 5 – 8 show the interferograms for the radar images considered in this research. Figure 9 shows a plot of coherence values of a transect of the water body Nabor-Carrillo. Figures 10 – 13 show the corresponding displacement maps. Figure 14 shows a mosaic of an enlarged section of the interferograms of August, September, October and November. Figure 15 shows a mosaic of an enlarged section of the displacement maps of August, September, October and November. Figure 16 shows the texture map. Figure 17 shows an RGB false color composite of the interferogram, the texture and the displacement of November 2017. Figure 18 shows an RGB false color composite of the displacement map, the location of damage produced by the earthquake, and the DEM of September 2017. Figure 19 shows the accumulation of displacement from August to November, 2017. In the following sections, a detailed discussion of each type of product is provided.

### 3.1. Interferometric analysis

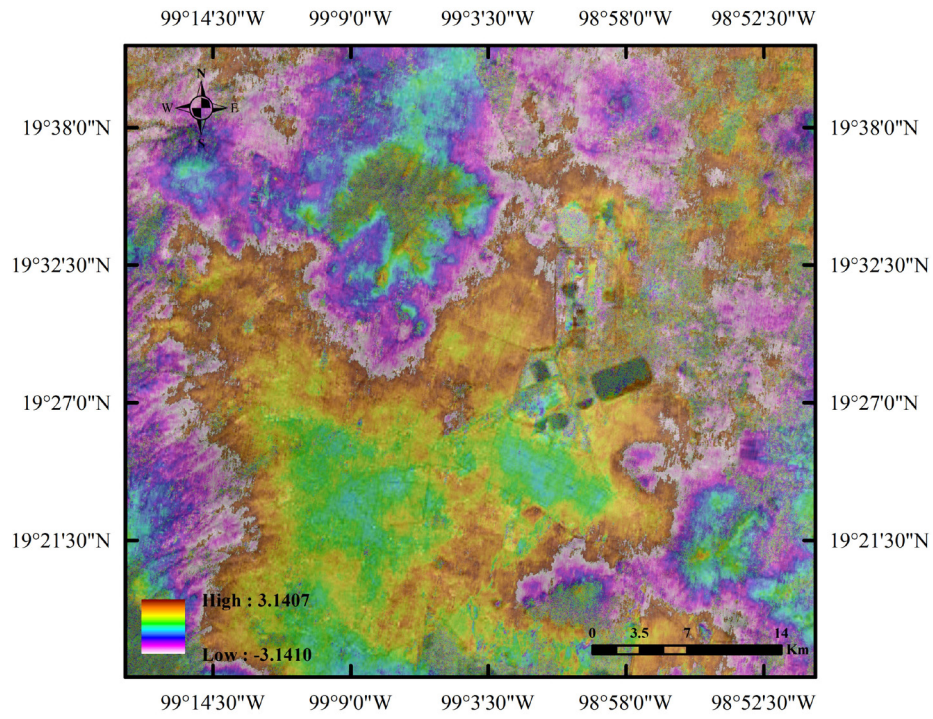
The interferograms of August (Figure 5), September (Figure 6), October (Figure 7), and November (Figure 8) show a complex pattern related to changes in the scene. Due to the rainy season, the vegetation located in the northeast experienced visible modifications associated with the growth and disposition of the foliage (Brancato and Hajnesk, 2018). The intensive construction works at the new airport, in the landing strips and terminal sites are represented by small spots and a complex pattern of changes in the interferogram.

The interferograms of August, October, and November appear with varying fringes due to changes in the disposition of vegetation and minor displacements of the ground. In contrast, the interferogram of September depicts the modifications that occurred in the urban area located in the center. The central fringe of this interferogram coincides with the urban area modified by the earthquake. The scale located at the lower left indicates the range of the interferogram fringes from  $-\pi$  to  $\pi$ .

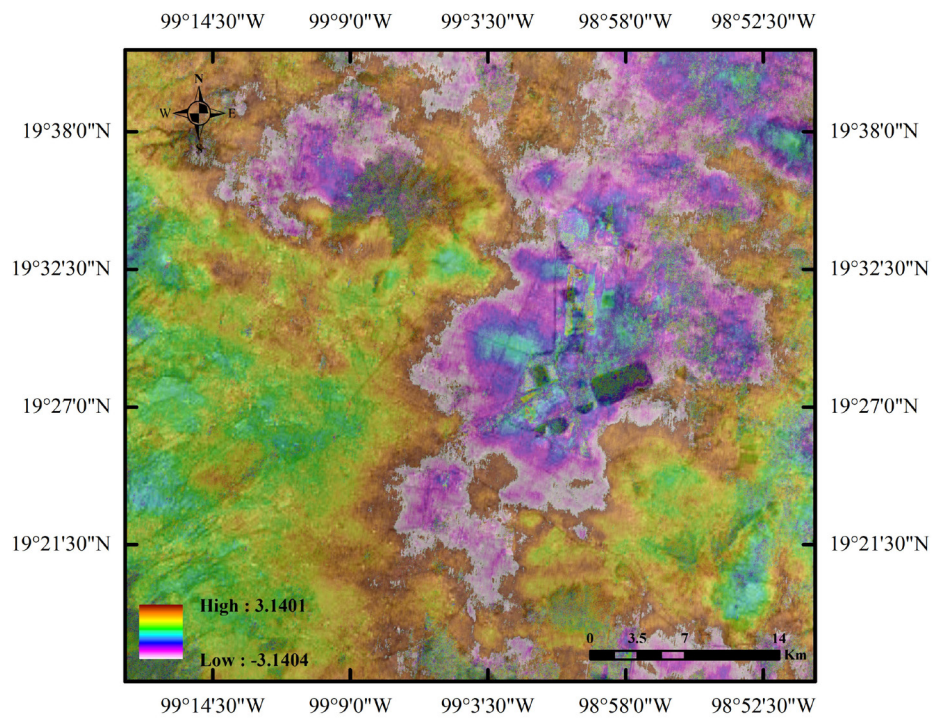
No atmospheric nor topographic artifacts are visible in any interferogram. However, a set of faint parallel strips, in the direction of the satellite orbit can be appreciated. Such strips are a remnant of the deburst procedure (Figure 3).



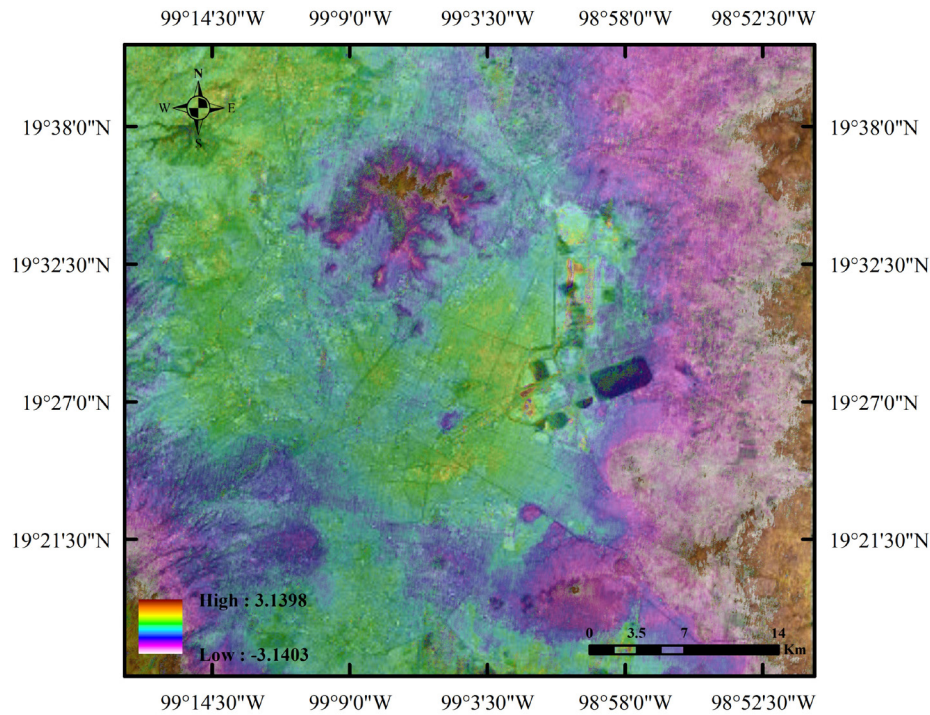
**Figure 5.** Interferogram for August 2017.



**Figure 6.** Interferogram for September 2017.

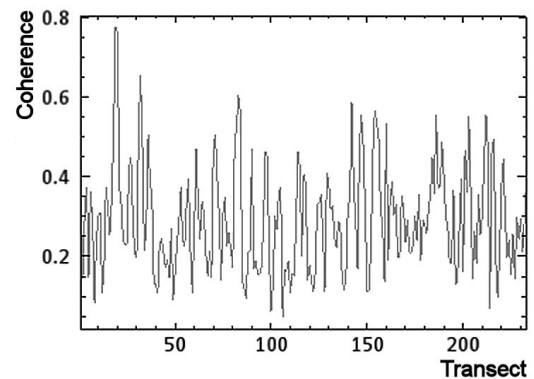


**Figure 7.** Interferogram for October 2017.



**Figure 8.** Interferogram for November 2017.

An artificial water body of rectangular form is located southwest to the new airport. This body is named Nabor-Carrillo. A clear water body produces specular scattering of incoming radiation and hence the backscattering signal to the radar antenna is very weak. In the interferometric analysis, this generates a low coherence. However, the Nabor-Carrillo body is contaminated by sediments and organic matter clearly visible in the Spot images (Figure 1). Such sediments produce a backscattering signal of medium strength. The consequence of this, is a medium level of coherence values (Figure 9) which generates a pattern in the interferogram. Since the sediments evolve in time, a modification of the interferogram pattern is visible in figures 5 - 8.

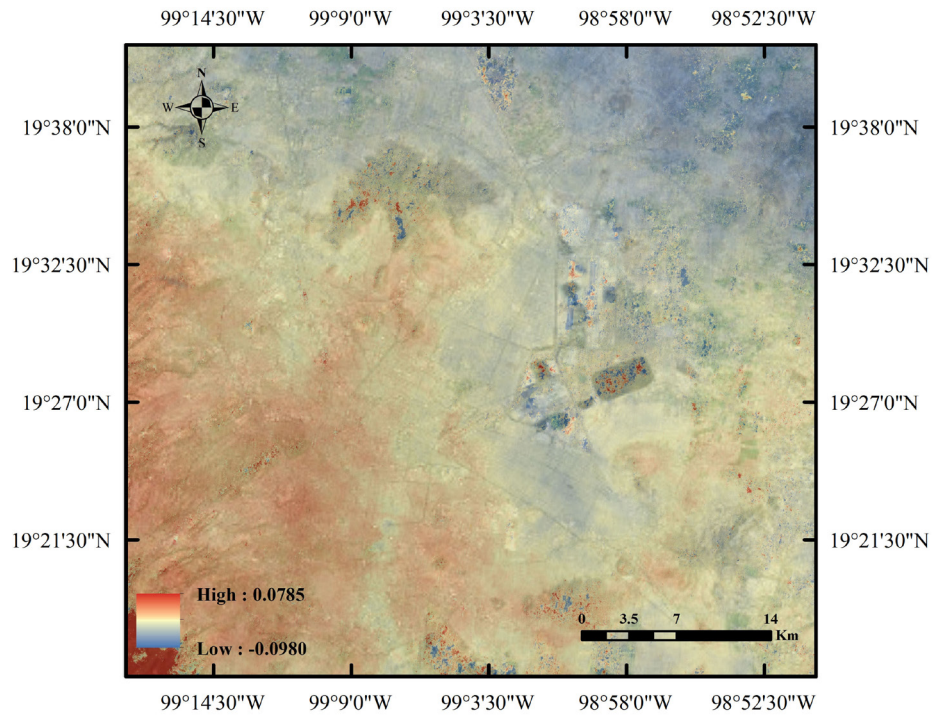


**Figure 9.** Plot of coherence values of a transect of the water body Nabor-Carrillo.

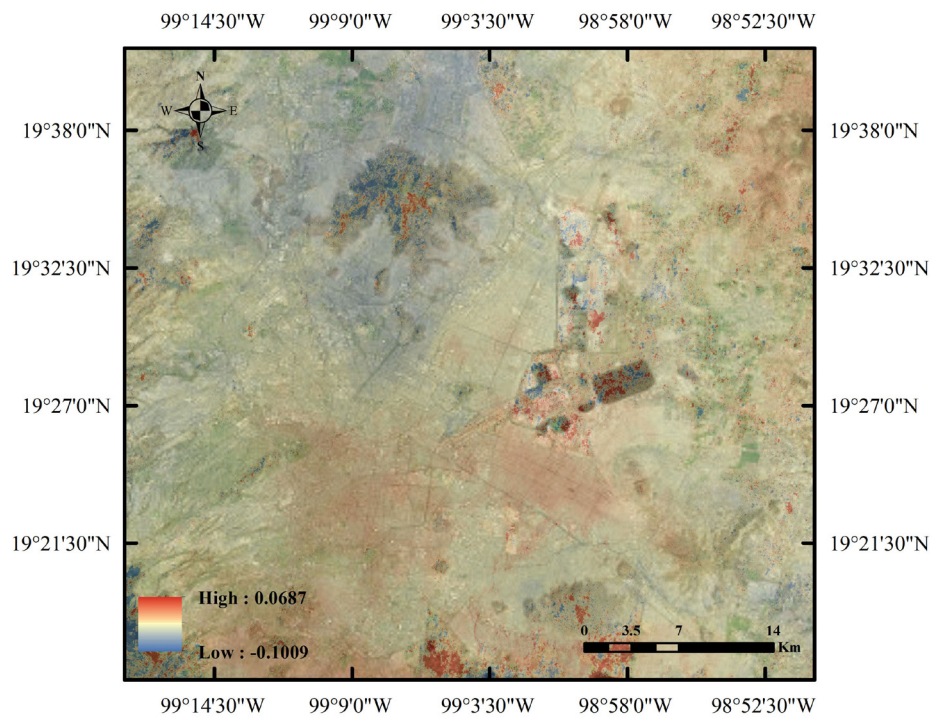
### 3.2. Displacement maps

The displacement maps of August (Figure 10), September (Figure 11), October (Figure 12), and November (Figure 13) show slight elevation changes of the scene that amount to a few centimeters. The scale at the lower left indicates the color code associated with modifications of elevation, the precision of which is on the order of a few millimeters. Positive elevation changes are depicted in blue - gray tones, whereas negative changes are depicted in yellow-red. A complex pattern of elevation

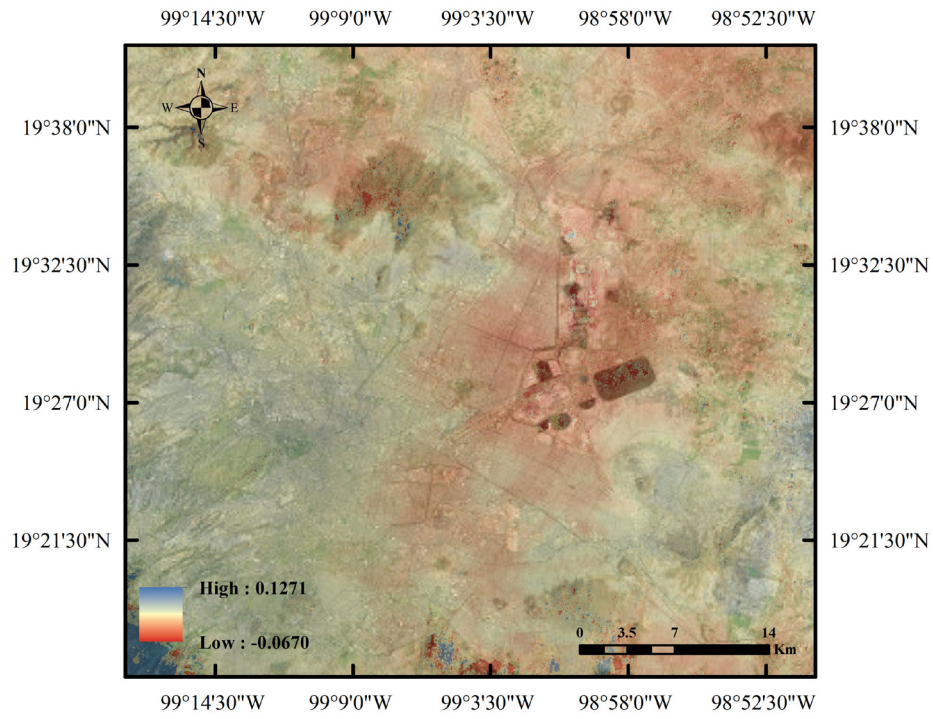
changes is visible in the area of the new airport due to the construction work on the landing strips, the control tower, and the terminal. The dates for the displacement maps include the second half of the rainy season. The elevation modifications in zones outside the urban area are generated by vegetation growth and soil erosion due to the rain. In the September displacement map, the elevation changes are mostly noticeable in the northern part and the urban area. The elevation modifications in the urban area are related to the earthquakes of September 2017.



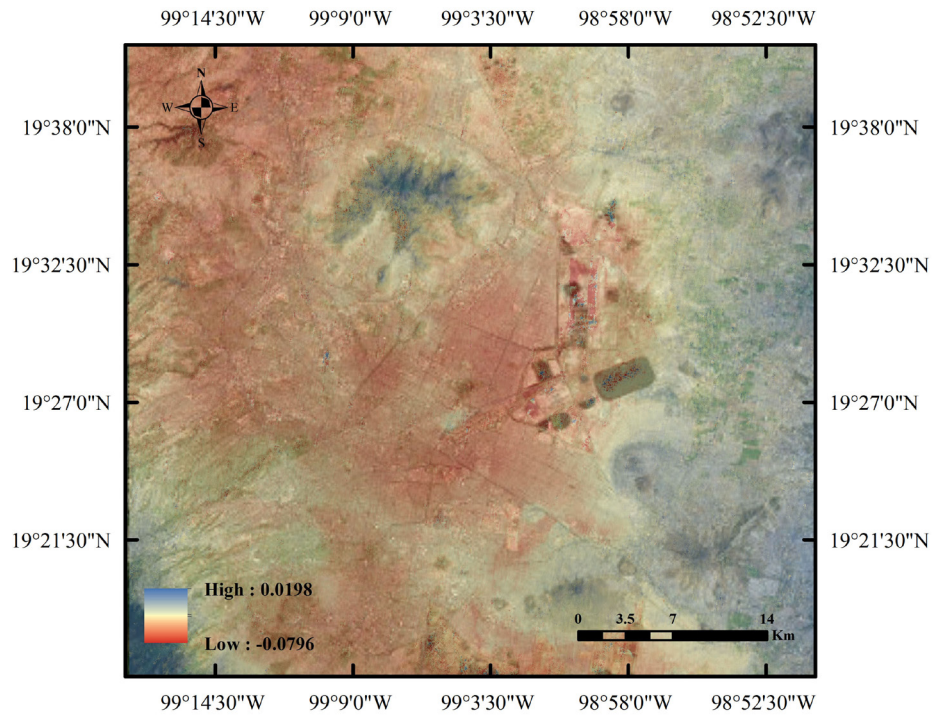
**Figure 10.** Displacement map for August 2017.



**Figure 11.** Displacement map for September 2017.

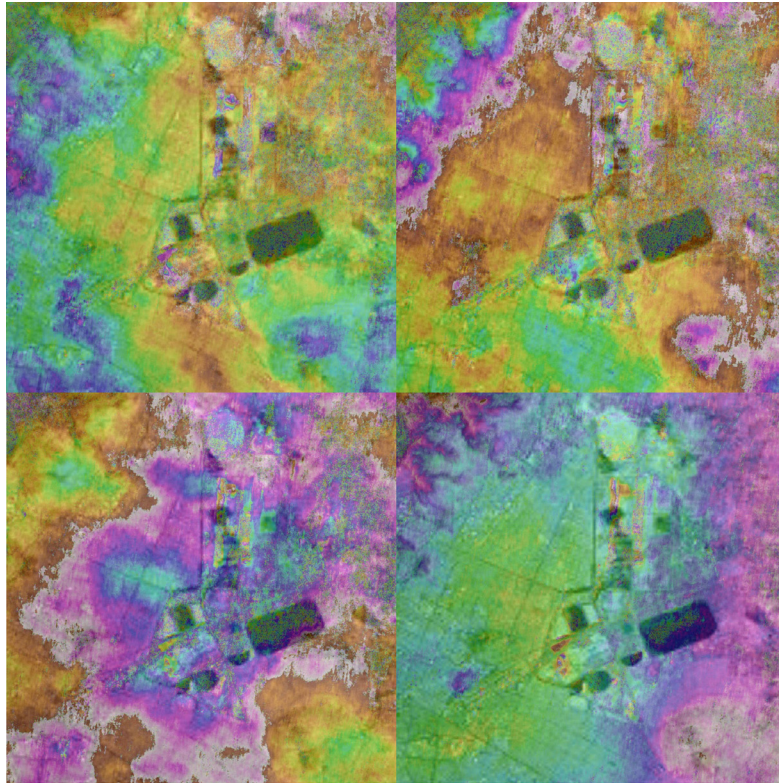


**Figure 12.** Displacement map for October 2017.

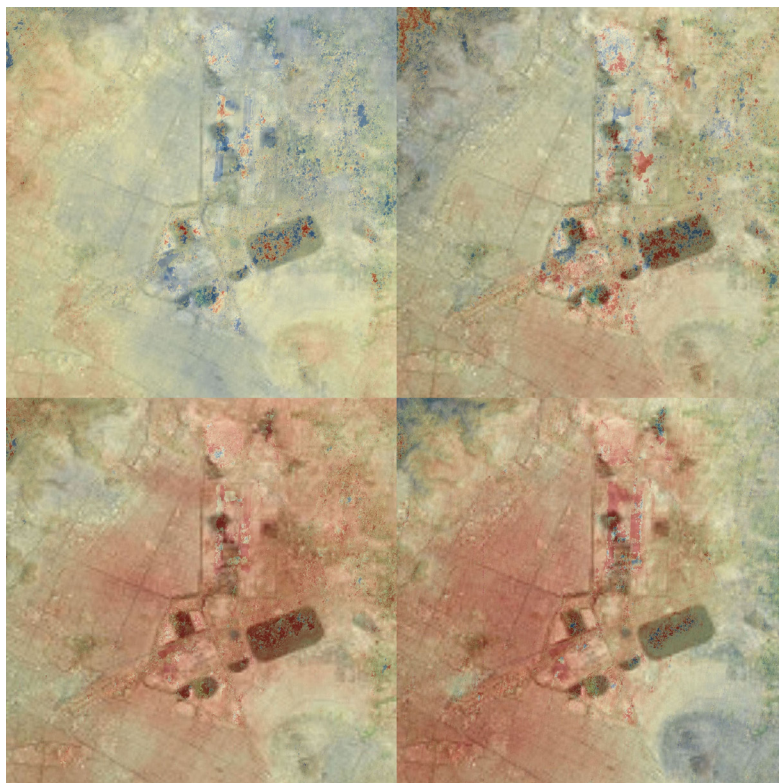


**Figure 13.** Displacement map for November 2017.

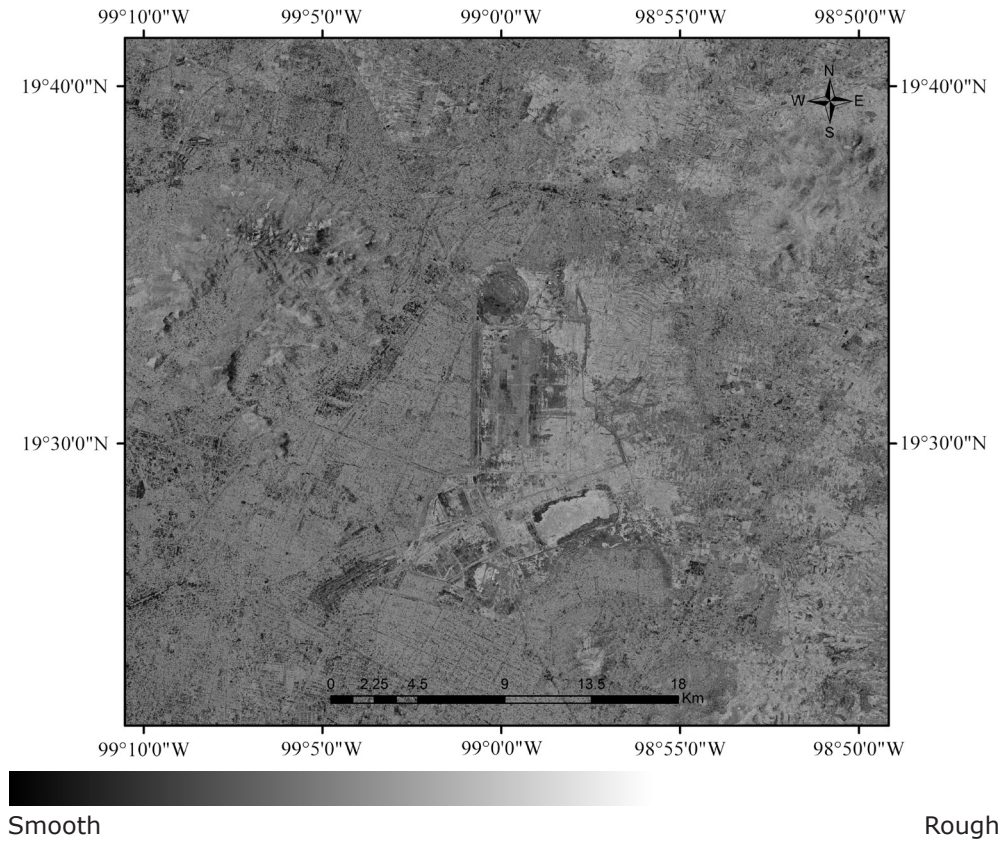




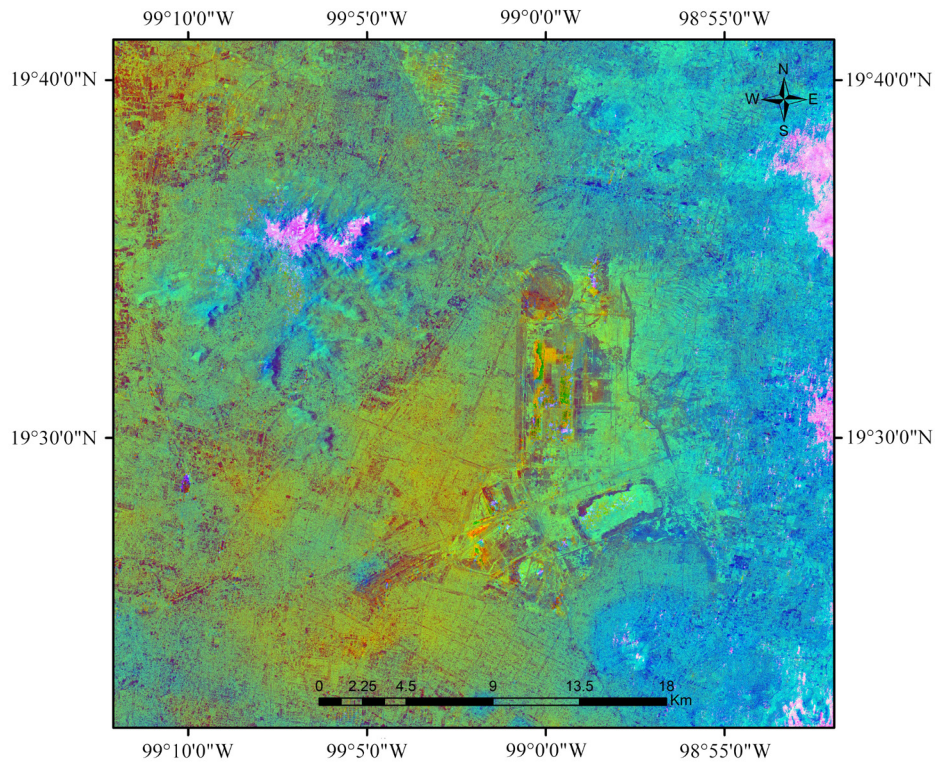
**Figure 14.** Mosaic of enlarged section of the interferogram of August, September, October and November. The new airport lies at the center of the image.



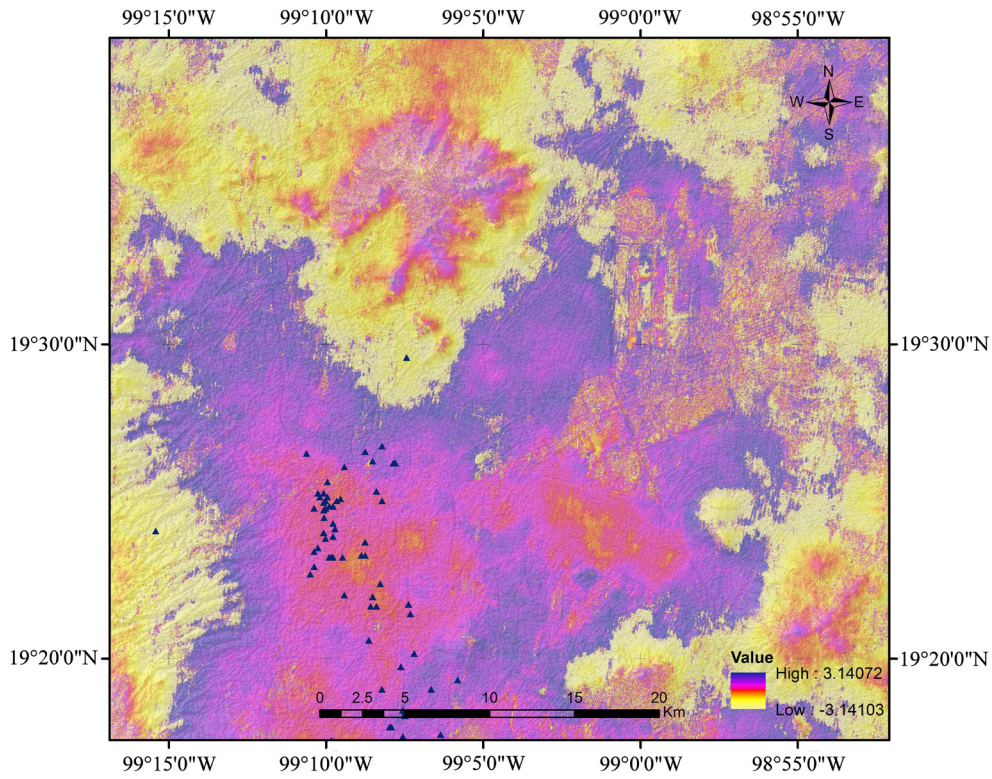
**Figure 15.** Mosaic of enlarged section of the displacement map of August, September, October and November. The new airport lies at the center of the image.



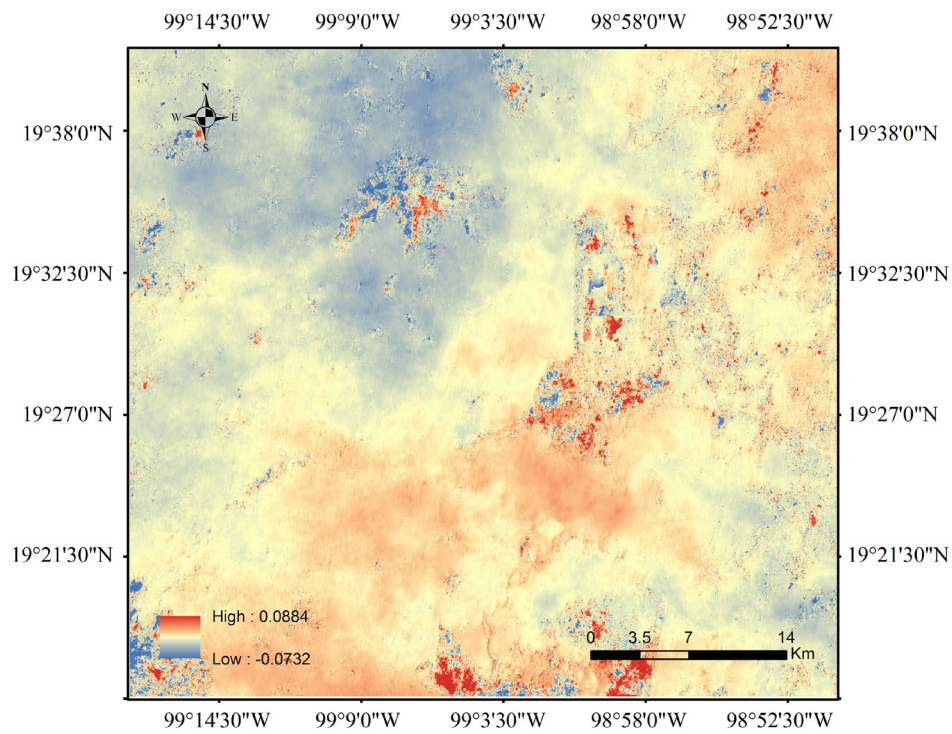
**Figure 16.** Texture map for November 2017.



**Figure 17.** RGB = [Interferogram, Texture, Displacement] for November 2017.



**Figure 18.** RGB = [Displacement, Damage, DEM] for September 2017. Black triangles indicate the accumulated damages due to the earthquake of September, 2017.



**Figure 19.** Accumulation of displacement from August to November, 2017.

### 3.3. Texture map

The texture map shows the roughness of the surface (Figure 16) using a gray scale to depict the variations in roughness. Smooth roughness is shown in dark gray while rougher textures appear in increasingly brighter gray tones. The false color composite RGB = [Interferogram, Texture, Displacement] of November 2017 shows a pattern of interesting features (Figure 17). The bright area to the northwest is the texture associated with dense vegetation at the top of a mountain. The urban area is observed in yellow–orange where the greatest displacement occurred due to the earthquake of September. At the center, a complex pattern of changes in various tones of blue to orange and dark brown is associated with the intense work at the new airport. The shades of blue to the east are related to scarce vegetation.

### 3.4. Damage pattern

A map of the damage generated by the earthquakes of September 2017 was considered along with the interferogram and DEM (CENAPRED, 2018). The false color composite RGB = [Interferogram, Damage, DEM] of September 2017 shows a correlation between the spatial pattern of the interferogram, the location of damage, and the elevation model in the urban area (Figure 18). The buildings damaged by the September earthquake are identified as dark triangles. The location of damage is mostly concentrated in the areas of greatest displacement identified by the interferogram. The DEM provides the context of the elevations in the area of study. The urban buildup is in flat terrain surrounded by moderate changes in terrain slope. A mountain is located in the north where the changes are related to modifications in vegetation. Figure 19 shows the accumulation of displacement from August to November, 2017.

## 4. Conclusions

A project was developed to study and quantify the morphologic changes that occurred in the area of Mexico City over the time period spanning the months of August, September, October, and November 2017. The study was conducted employing interferometric techniques using radar satellite images of Sentinel-1. Interferometric and displacement maps were derived for the mentioned months. Two optical images from the SPOT satellite were considered to undertake a synergism procedure that considered optical and radar images. As a result of the synergism procedure, a texture map was derived. The

RGB false color composite of the texture map, the interferogram, and the displacement map shows interesting morphologic features of the study area, and the interferometric and displacement maps show a complex pattern of morphologic changes in the area of study. In particular, the maps for September depict the modifications generated by the earthquakes that occurred in this month. The displacement maps are very precise showing millimeter-scale changes in the area of study. The intense construction works at the new airport introduce particular modifications that can be appreciated in the all of the maps.

## Acknowledgment

The authors thanks the ERMEX NG satellite receiving station for the free delivery of the SPOT 6/7 images.

## References

- Brancato, V., and Hajnesk, I., (2018). Analyzing the influence of wet biomass changes in polarimetric differential SAR interferometry at L-band, *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, Vol. 11, 1494 - 1508.
- CENAPRED (2018). *Centro Nacional de Prevención de Desastres* (CENAPRED). [www.cenapred.gob.mx](http://www.cenapred.gob.mx)
- Chaussard, E., Wdowinski, S., Cabral-Cano, E., and Amelung, F., (2014). Land subsidence in central Mexico detected by ALOS InSAR time-series, *Remote Sensing of Environment*, 140, 94 - 106.
- Du, Z., Ge, L., Ng, A.H.M., Xiaojing, L., and Li, L., (2018). Mapping land subsidence over the eastern Beijing city using satellite radar interferometry, *International Journal of Digital Earth*, 11, 504 - 519.
- Goldstein, R.M., and Werner, C.L., (1998) Radar interferogram phase filtering for geophysical applications, *Geophysical Research Letters*, 25, 4035 - 4038.
- Al Jassar, H.K., and Rao, K.S., (2011). Observation of atmospheric effects on repeat-pass interferometric synthetic aperture radar over the Kuwait desert, *International Journal of Remote Sensing*, 32, 7613 - 7629.
- Jiang, Y., Liao, M., Wang, H., Zhang, L., and Balz, T., (2016). Deformation monitoring and analysis of the geological environment of Pudong international airport with persistent

- scatterer SAR interferometry, *Remote Sensing*, 8, 1021, doi:10.3390/rs8121021.
- Kampes, B.M., (2006). *Radar Interferometry: Persistent Scatterer Technique*; Springer: Dordrecht, The Netherlands.
- Lee, J., Member, S., Grunes, M.R., and Mango S.A., (1991). Speckle reduction in multipolarization, multifrequency SAR imagery, *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*, 29, 535 - 544.
- Lira, J., and Rodriguez, A., (2006). A divergence operator to quantify texture from multi-spectral satellite images, *International Journal of Remote Sensing*, 27, 2683 - 2702.
- Osmanoğlu, B., Dixon, T.H., Wdowinski, S., Cabral-Cano, E., and Jiang, Y., (2011). *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 13, 1 - 12.
- Short, N., LeBlanc, A.M., Sladen, W., and Oldenberg, G., (2014). Radarsat-2 D-InSAR for ground deformation in permafrost terrain, validation from Iqaluit Airport, Baffin Island, Canada, *Remote Sensing of Environment*, 141, 40 - 51.
- Sowter, A., Amat, M.B.C., Cigna, F., Marsh, S., and Athab, A., (2016). Mexico City land subsidence in 2014 - 2015 with Sentinel-1 IW TOPS: Results using the Intermittent SBAS (ISBAS) technique, *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 52, 230 - 242.
- Strozzi, T., and Wegmüller, U., (1999). Land subsidence in Mexico City mapped by ERS differential SAR interferometry, *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS'99)*, Proceedings, 1939 - 1942.
- Sun, Q., Jiang, L., Sun, Y., Bai, L., and Wang, H., (2016). Monitoring ground deformation in Hong Kong international airport with NL-Insar filtering, *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS'16)*, Proceedings, 5978 - 5981.

## Consideraciones sobre el sistema geotérmico de San Bartolomé de los Baños, Guanajuato (México), desde un análisis de la alteración hidrotermal y las inclusiones fluidas

Carles Canet\*, Augusto A. Rodríguez-Díaz, Indra Daniela Bernal, Teresa Pi, María M. Sánchez-Córdova, Fernando Núñez-Useche, Ruth Villanueva-Estrada, Gabriel Molina, Martin Reich, Berenice Peláez, Esteban Jiménez Salgado, Eduardo González-Partida, Fernando Sandoval Medina y Cinthya B. Carrillo-Sánchez

Received: November 13, 2018; accepted: March 06, 2019; published on line: July 01, 2019

### Resumen

La zona geotérmica de San Bartolomé de los Baños, al SE del estado de Guanajuato (México), contiene alrededor de 150 manifestaciones termales, con temperaturas de descarga de hasta 92 °C y pH de 6.0–9.2. Los manantiales termales y las zonas de alteración hidrotermal asociadas se distribuyen a lo largo de la falla de San Bartolomé, de dirección N–S y ~100 m de desplazamiento. Esta falla corta una secuencia volcánica calcoalcalina del Mioceno superior, que consiste en una unidad piroclástica basal sobreyacida por lavas basálticas. Se identificaron tres tipos de alteración hidrotermal (en superficie): (a) silicificación; (b) argílica; y (c) argílica avanzada. Otros productos de la actividad hidrotermal son: (d) sínter silíceo; (e) geysirita rica en sílice y sulfatos; y (f) vetillas de cuarzo, calcita, fluorita y barita. Mediante microtermometría se analizaron inclusiones fluidas en las vetillas, obteniéndose temperaturas de homogenización (Th) entre

62 y 139 °C (moda: ~110 °C), y salinidades entre 2.4 y 10.4 % (en peso equivalente de NaCl). Los valores de Th y de salinidad muestran una correspondencia que sugiere un proceso de dilución del fluido hidrotermal con agua meteórica superficial, lo cual debe ocurrir a profundidades de hasta 50 m. Las alteraciones superficiales indican temperaturas del fluido de ~100 °C y pH moderadamente ácido, mientras que el sínter silíceo sugiere que la temperatura del reservorio debe ser >200 °C. La alteración hidrotermal y las manifestaciones geotérmicas están espacialmente confinadas al trazado de la falla de San Bartolomé; esto, aunado a la ausencia aparente de vulcanismo reciente, indica que el sistema geotérmico es de tipo convectivo controlado por fallas.

Palabras clave: Sistemas geotérmicos controlados por fallas; aguas calentadas por vapor; sínter silíceo; caolinita; microtermometría de inclusiones fluidas.

C. Canet\*  
Centro de Ciencias de la Atmósfera  
Universidad Nacional Autónoma de México  
Ciudad Universitaria, Coyoacán 04510  
Ciudad de México, México  
\*Corresponding author: ccanet@atmosfera.unam.mx

C. Canet  
A. A. Rodríguez-Díaz  
I. Daniela Bernal  
R. Villanueva-Estrada  
Instituto de Geofísica  
Universidad Nacional Autónoma de México,  
Ciudad Universitaria, Coyoacán 04510  
Ciudad de México, México

I. Daniela Bernal  
M. Reich  
Department of Geology  
Andean Geothermal Center of Excellence (CEGA)  
and Millennium Nucleus for Metal Tracing Along  
Subduction  
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas  
Universidad de Chile, Santiago  
Plaza Ercilla 803, Chile

T. Pi  
F. Núñez-Useche  
Instituto de Geología & LANGEM  
Universidad Nacional Autónoma de México

Ciudad Universitaria, Coyoacán 04510  
Ciudad de México, México

M. M. Sánchez-Córdova  
B. Peláez  
C. B. Carrillo-Sánchez  
Posgrado en Ciencias de la Tierra  
Universidad Nacional Autónoma de México  
Ciudad Universitaria, Coyoacán 04510, Ciudad de  
México, México

G. Molina  
C. B. Carrillo-Sánchez  
Facultad de Ingeniería  
Universidad Nacional Autónoma de México  
Ciudad Universitaria, Coyoacán 04510  
Ciudad de México, México

E. Jiménez Salgado  
F. Sandoval Medina  
Gerencia de Proyectos Geotermoelectrónicos  
Comisión Federal de Electricidad  
Alejandro Volta 655, 58290 Morelia  
Michoacán, México

E. González-Partida  
Centro de Geociencias  
Universidad Nacional Autónoma de México  
Campus Juriquilla, 76230  
Santiago de Querétaro, México

## Abstract

San Bartolomé de los Baños is a geothermal zone located in the southeast of the Guanajuato state in Mexico, and hosts near 150 thermal surface manifestations (hot springs), with discharge temperatures up to 92 °C and pH of 6.0–9.2. These manifestations, as well as surface hydrothermal alteration patches, are distributed along the N–S San Bartolomé fault, which in the study area has a displacement of ~100 m. This fault crosscuts a calc-alkaline volcanic sequence of Upper Miocene age that consists of a basal pyroclastic unit overlaid by basaltic lavas. Three suites of hydrothermal alteration occur at the surface: (a) silicification; (b) argillic; and (c) advanced argillic. Other hydrothermally-derived mineral assemblages are: (d) silica sinter; (e) silica- and sulfate-rich geysirite; and (f) quartz-calcite-fluorite-barite veinlets. Fluid inclusion microthermometry analysis of the veinlets show homogenization

## Introduction

Altamente dinámicos y complejos, los sistemas geotérmicos evolucionan a lo largo de periodos que van desde miles hasta millones de años, modificándose paulatina o bruscamente las propiedades físicas y químicas de los fluidos, la permeabilidad de las rocas e inclusive el régimen de transferencia de calor (*e.g.* Norton y Knight, 1977; Dalrymple *et al.*, 1999; Canet *et al.*, 2015a).

Las alteraciones minerales, como producto directo de los procesos de interacción agua-roca, constituyen la evidencia preservada de la evolución del sistema hidrotermal; de esta suerte, la mineralogía y distribución espacial de las alteraciones proveen información indirecta pero en ocasiones insustituible para conocer algunas de las características más importantes de los fluidos hidrotermales y su reservorio, tales como (a) temperatura y acidez, y (b) permeabilidad, respectivamente (*e.g.* Browne, 1970; Canet *et al.*, 2015b). Específicamente la mineralogía de las alteraciones constituye una herramienta muy poderosa en el proceso de evaluación inicial de zonas de interés geotérmico, dado que ayuda a delimitar las unidades geológicas productivas y permite determinar si la actividad hidrotermal se encuentra o no en una etapa de declive (*e.g.* Weissberg y Wodzicki, 1970).

Por otro lado, la microtermometría de inclusiones fluidas (IF) es una técnica ampliamente usada en la exploración de los sistemas hidrotermales, incluyendo los

temperaturas (Th) between 62 and 139 °C (with modal value at ~110 °C), and salinity between 2.4 and 10.4 % (weight NaCl equivalent). A rough correspondence between Th and salinity suggests that hydrothermal fluid mixed with meteoric surface water close to the discharge (at depths lesser than 50 m). Hydrothermal alteration assemblages indicate fluid temperature near the surface of ~100 °C and slightly alkaline pH, whereas silica sinter suggests a reservoir temperature >200 °C. Both hydrothermal alteration and hot springs are spatially restricted to the San Bartolome fault, which, along with the apparent absence of modern volcanic activity, indicates that the geothermal system is non-magmatic and fault controlled (extensional domain type).

Key words: Fault-controlled geothermal system; steam-heated water; silica sinter; kaolinite; fluid inclusion microthermometry.

sistemas activos —de interés geotérmico (*e.g.* Moore y Gunderson, 1995). Esta técnica permite lo siguiente (Camprubí, 2010): (a) estimar (paleo-) temperaturas de los fluidos hidrotermales; (b) identificar los solutos mayores y medir el contenido total de sales (salinidad) en los mismos; (c) conocer la variación espacial y evolución de la temperatura y la salinidad; y (d) detectar la ocurrencia de procesos como mezcla de fluidos y ebullición. Este último fenómeno, comúnmente relacionado con la descompresión del fluido durante su ascenso (Canet *et al.*, 2011), determina la razón líquido/vapor y las entalpías de descarga en los sistemas geotérmicos (Scott *et al.*, 2014).

En los alrededores de San Bartolomé de los Baños (SBB), entre los municipios de Apaseo el Grande y Apaseo el Alto, Guanajuato, México, la presencia de abundantes manantiales termales con temperaturas de descarga que superan los 90 °C (Hiriart Le Bert, 2011; Leal *et al.*, 1979) revela el interés geotérmico a la zona (Figuras. 1 y 2). La Comisión Federal de Electricidad (empresa productiva del Estado Mexicano), con el fin de determinar su potencial para la generación de energía geotérmica, ha promovido diversos estudios exploratorios en SBB (sondeos eléctricos verticales, magnetometría, termometría, potencial natural y gravimetría; López Hernández, 1996). De acuerdo con Hiriart Le Bert (2011), el potencial del sistema geotérmico de SBB es de 7 MW (desviación estándar = 3 MW) estimado con el método volumétrico-Montecarlo, o de hasta 9 MW con el método de descompresión gradual.

El presente artículo expone un estudio detallado de las alteraciones hidrotermales superficiales de la zona geotérmica de SBB, basado en la combinación de dos técnicas de caracterización mineral: (a) espectroscopia de reflectancia en el infrarrojo de onda corta, y (b) difracción de rayos X. La información paragenética que de esta manera se ha obtenido, complementada por datos microtermométricos de IF, permite obtener el patrón de distribución en superficie de las alteraciones y las temperaturas (que se asumen contemporáneas al proceso de interacción agua-roca) en SBB. Esta información contribuye a un mejor entendimiento del sistema geotérmico, su naturaleza y evolución, así como su tipología básica en relación con el marco geotectónico, lo cual, a su vez, deberá ser tomado en cuenta para una eventual perforación de exploración.

### Descripción de la zona de estudio

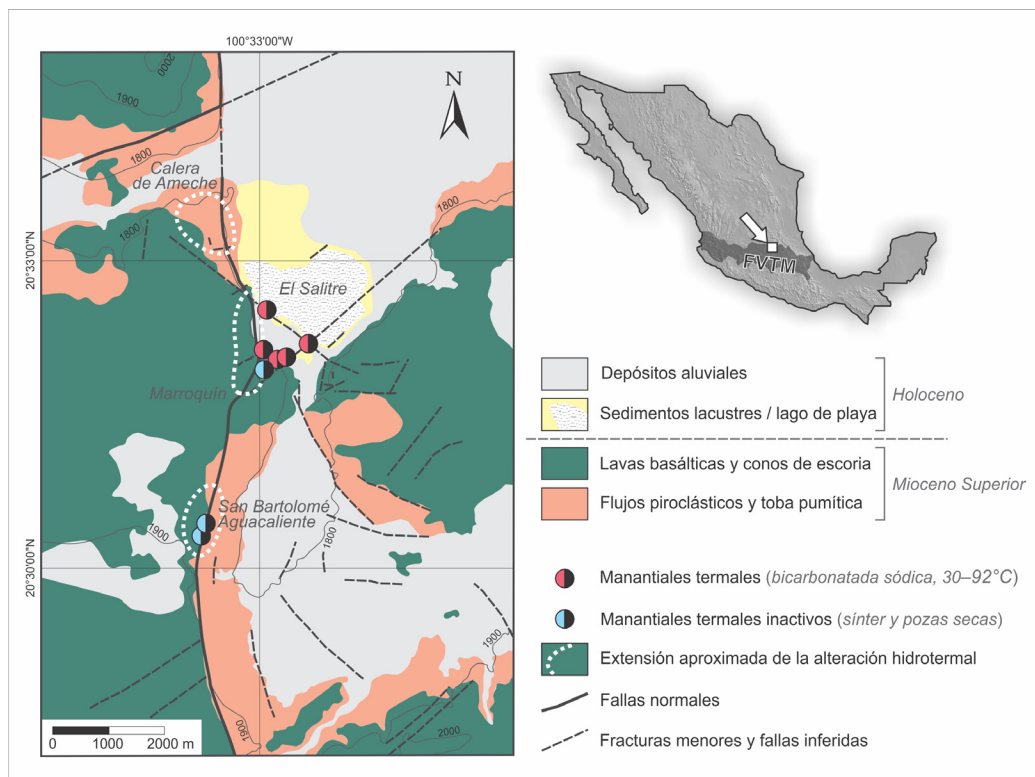
#### Marco geológico

La zona geotérmica de SBB se encuentra al sureste del estado de Guanajuato, en la proximidad del límite estatal con Querétaro. Geológicamente se halla en el sector oriental

de la Faja Volcánica Transmexicana (de acuerdo con la división de Ferrari *et al.*, 2012), cerca del límite de ésta con la provincia fisiográfica de la Mesa Central (definida por Raisz, 1959).

Con una variación hipsométrica moderada, entre ~1750 y 2250 msnm, el relieve en SBB es poco accidentado, el propio de las mesetas volcánicas; se caracteriza por las planicies bordeadas por taludes de pendiente suave, e interrumpidas por conos y otras geoformas volcánicas, de escasa elevación y con un grado avanzado de erosión. Otro elemento distintivo del paisaje de la zona de estudio es una depresión endorreica ocupada por el lago de playa conocido como El Salitre (Figura 1).

Atravesando la zona de SBB de norte a sur, el escarpe de la falla de San Bartolomé, con desniveles de entre 50 y 100 m, constituye un rasgo conspicuo del relieve (Figura 1). La falla de San Bartolomé, de carácter normal, sigue un trazado N-S y se extiende por al menos 25 km (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001; Aguirre-Díaz *et al.*, 2005). Esta falla pertenece al sistema de fallas extensionales de San Miguel de Allende-Querétaro y su edad (5–7 Ma; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001) está alrededor del límite entre el



**Figura 1.** Mapa geológico esquemático del sistema geotérmico de San Bartolomé de los Baños (modificado de Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001). Se muestra la ubicación de las manifestaciones termales actuales y fósiles, así como la extensión aproximada de las zonas de alteración hidrotermal. FVTM, Faja Volcánica Transmexicana.



Mioceno y el Plioceno. En la región limítrofe entre Guanajuato y Querétaro hay, además, fallas normales de dirección ENE–OSO que son cortadas por las de dirección N–S y que se asocian al sistema de fallas de Chapala–Tula (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001); en la zona de SBB, la intersección entre ambos sistemas de fallas ocurre en las inmediaciones del poblado de Calera de Ameche (Figura 1).

Tanto en el bloque levantado (oeste) como en las zonas montuosas al este de la falla de San Bartolomé aflora una secuencia volcánica continental calcoalcalina, cuya edad va del Mioceno al Plioceno, y que consiste en dos unidades: (a) una unidad piroclástica basal, y (b) una unidad de lavas basálticas que sobreyace a la anterior (Figura 1). La primera, nombrada como «Volcaniclastico Querétaro» por Alaniz-Álvarez *et al.* (2001), se compone esencialmente por tobas y depósitos de tefra (ceniza y lapilli), con composiciones intermedias a ácidas; localmente, hay tobas riolíticas con pómez emplazadas en diques (N–S) que cortan estos depósitos piroclásticos (Figura 3B). Además, de acuerdo con Alaniz-Álvarez *et al.* (2001), en la unidad piroclástica hay horizontes intercalados de sedimentos lacustres y aluviales, así como depósitos de lahar. Esta unidad tiene un espesor máximo de 100 m y se le atribuye una edad Mioceno superior (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001). La unidad sobreyacente, denominada «Basalto Querétaro» por López-Hernández (1996) y por Alaniz-Álvarez *et al.* (2001), había sido incluida por Pasquare *et al.* (1991) en la Secuencia Máfica de Querétaro, con la cual se correlaciona y, por ello, puede ser asignada al Mioceno superior (López-Hernández, 1996). El vulcanismo al que se asocia esta unidad produjo, además de derrames basálticos asociados a aparatos centrales de tipo escudo, vulcanismo fisural y monogenético; este último está representado por conos de escoria muy erosionados (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001).

#### *Manifestaciones geotérmicas*

Las manifestaciones geotérmicas de SBB son conocidas desde la antigüedad; muestra de ello son los vestigios del Antiguo Hospital de Baños Termales de San Bartolomé. Este hospital fue construido a finales del siglo XVIII, aunque el aprovechamiento balneológico data de inicios de la colonia (Arredondo, 2012). Desde el año 2000 los manantiales y pozas termales alrededor de estas edificaciones están secos (Cañada, 2015), quedando como única evidencia del hidrotermalismo algunos depósitos de sínter y geysirita, así como depresiones circulares de hasta 2 m de diámetro y 40 cm de

profundidad (Figura 2B). Las manifestaciones activas, conocidas localmente como los «Hervideros» (Figura 2A), se concentran en la orillas occidental y meridional de la laguna El Salitre (Figura 1), y son frecuentadas por visitantes de los alrededores. Sin embargo, no hay ninguna gestión ni ordenamiento de las actividades recreativas, por lo que el lugar está completamente descuidado y rodeado de basura.

Las pozas termales activas de SBB, 146 en total, se concentran en un área inferior a 20 ha. La temperatura del agua varía entre 30 y 92 °C (Hiriart Le Bert, 2011; Leal *et al.*, 1979), el pH es cercano al neutro a alcalino (6.0 a 9.2) y el tipo de agua descargada es sódica-bicarbonatada. Las alteraciones hidrotermales se encuentran en tres áreas principales de modesta extensión (de ~0.5 km<sup>2</sup> cada una), distribuidas sobre el trazado de la falla de San Bartolomé (Figura 1).

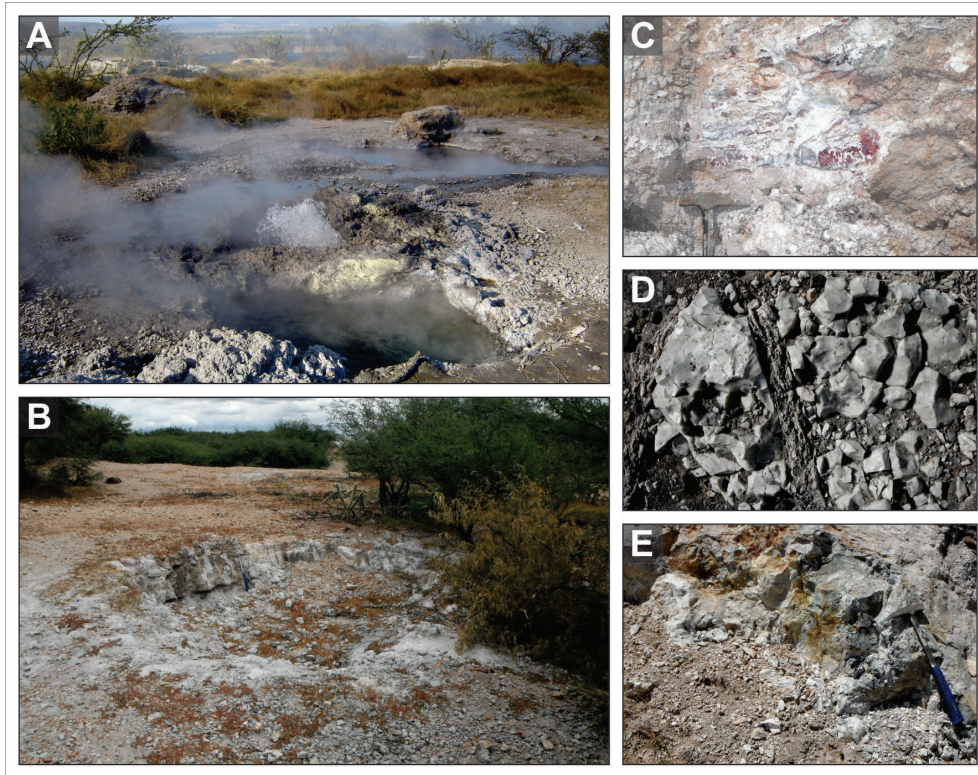
### **Métodos de estudio**

#### *Cartografía y muestreo*

Previo al trabajo de campo, se descargaron imágenes satelitales de alta resolución de Google Earth Pro. A partir de ellas se trazó el mapa base de la zona de estudio, estableciéndose un polígono de ~15 km en latitud por ~10 km en longitud para planear el muestreo de alteraciones. Se usó el sistema de coordenadas WGS84. A partir del mapa base se hizo en gabinete una selección de puntos de interés, para su posterior muestreo y caracterización, cuya apariencia (elevada reflectancia, de manifiesto por las coloraciones más claras) sugiriera que afloran rocas con alteración hidrotermal. En campo se hizo el reconocimiento de 36 afloramientos rocosos; el total de muestras recolectadas en dichos sitios es de 39. Las claves y coordenadas de los sitios de muestreo (y sus correspondientes muestras) se hallan en la Tabla 1, mientras que en la Figura 2 se presentan fotografías de campo de algunos de los sitios más representativos de la zona geotérmica.

#### *Caracterización mineralógica*

Todas las muestras de roca fueron analizadas por el método de espectroscopia de reflectancia en el infrarrojo de onda corta (SWIR, por sus iniciales en inglés), al cual, de aquí en adelante, nos referiremos como espectroscopia SWIR. Para ello se utilizó un equipo portátil LabSpec Pro Spectrophotometer (Analytical Spectral Devices, Inc.) ubicado en el Laboratorio de Petrografía y Microtermometría del Instituto de



**Figura 2.** Manifestaciones superficiales de actividad hidrotermal actual y fósil en sistema geotérmico de San Bartolomé de los Baños. (A) Manantial termal burbujeante de agua caliente ( $T$ :  $<92$  °C) de tipo bicarbonatada sódica, en la zona conocida como «Los Hervideros», adyacente a la laguna del Salitre (ubicación en Fig. 1). (B) Poza termal inactiva de la zona de los antiguos baños de San Bartolomé Aguacaliente (ubicación en Fig. 1). (C) Alteración argílica avanzada desarrollada de manera *pervasiva* en lavas, con caolinita y ópalo secundarios (APA-1a). (D) Ópalo lechoso producto de un proceso de silicificación *pervasiva* de una lava, con desarrollo de stockwork (APA-19). (E) Toba de lapilli y ceniza silicificada, con ópalo y cuarzo secundarios (APA-8). La notación entre paréntesis corresponde a los números de muestra —y ubicaciones— indicados en la Tabla 1.

Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Las muestras se analizaron en el laboratorio, sin someterlas a ningún tratamiento previo; únicamente se tuvo la precaución de medir la reflectancia sobre superficies totalmente secas y limpias de polvo o material del suelo. Los espectros de reflexión se adquirieron para un rango de longitudes de onda de 350 a 2500 nm, con un intervalo de muestreo de 2 nm cada 0.1 s por escaneo, y utilizando una fuente interna de radiación y un detector óptico. Para este estudio, sin embargo, se seleccionó un rango más restringido, de 1300 a 2500 nm, el cual corresponde a la región SWIR del espectro. El motivo es que la radiación SWIR es particularmente sensible a los enlaces de las moléculas de  $\text{CO}_3$ ,  $\text{SO}_4$ ,  $\text{NH}_4$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ , OH (y OH-catión) (Thompson *et al.*, 1999). Muchos minerales que se forman por alteración hidrotermal, como aquellos pertenecientes a los filosilicatos, sulfatos y carbonatos, contienen dichas moléculas; por otro lado, los minerales que carecen de ellas, como el cuarzo,

no muestran rasgos claros de absorción en la zona SWIR del espectro y, por lo tanto, no se pueden detectar mediante esta técnica. La identificación de los minerales activos ante la radiación SWIR se realizó de forma manual, comparando la posición (en longitud de onda) y forma de los rasgos de absorción con librerías de espectros y tablas (Spectral International Inc., 1994; USGS Spectroscopy Lab de Clark *et al.*, 2007), y siguiendo los criterios de Canet *et al.* (2010 y 2015b). En la Figura 4 se muestran los espectros de reflectancia SWIR más representativos de las paragénesis de alteración de SBB.

En función de los resultados de espectroscopia SWIR, así como de las observaciones realizadas en muestra de mano, se seleccionaron 12 muestras para su análisis por difracción de rayos X (DRX). La cantidad de muestra separada para el análisis por DRX osciló entre 0.5 y 1.0 g. Las muestras fueron molidas en un mortero de ágata,

**Tabla 1.** Composición mineral de las alteraciones y los depósitos hidrotermales (ambos superficiales) del sistema geotérmico de San Bartolomé de los Baños. Los análisis se realizaron mediante difracción de rayos X (DRX) y espectroscopia de reflectancia en el infrarrojo de onda corta (SWIR, por sus siglas en inglés).

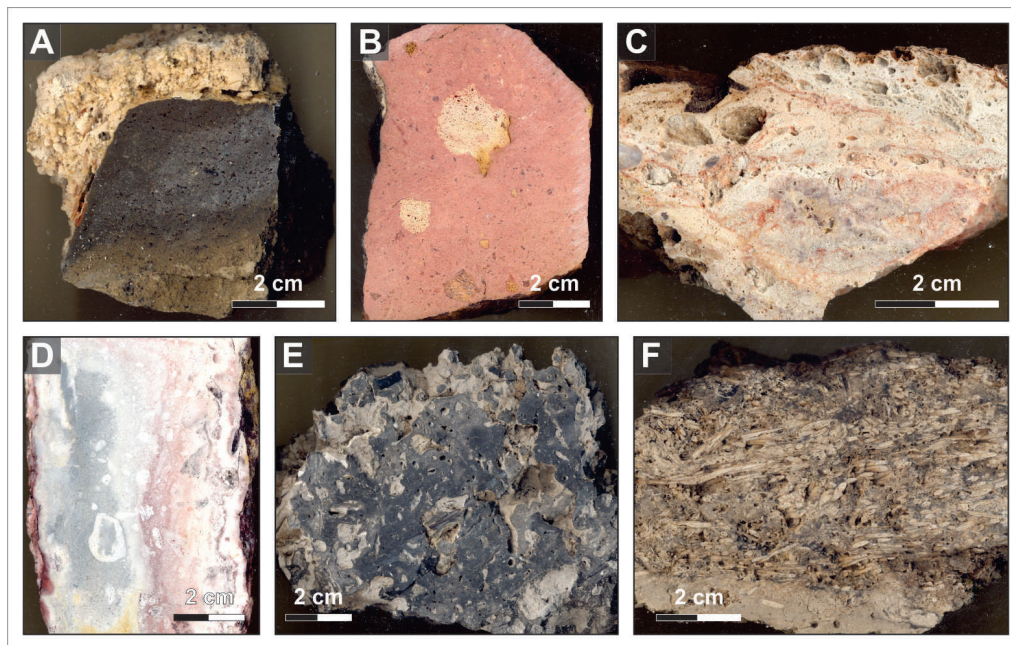
#	Muestra	Ubicación longitud	Ubicación latitud	Descripción macroscópica	Minerales identificados SWIR	Minerales identificados DRX	Tipo de alteración
1	APA-1a	100° 33.128'W	20° 32.007'N	Lava con alteración <i>pervasiva</i>	Cao, Op	Qz, Cao, Op, Tr, Esm	argílica avanzada
2	APA-1b	100° 33.121'W	20° 31.998'N	Toba de lapilli con alteración <i>pervasiva</i>	Op, Esm?	<i>n.a.</i>	argílica
3	APA-2	100° 33.184'W	20° 31.912'N	Sínter silíceo	Op	Pl, Op, Tr, Cr (Esm?)	-
4	APA-3	100° 33.127'W	20° 31.926'N	Costra criptocristalina	Cc, Op	Cc	-
5	APA-4	100° 33.083'W	20° 31.944'N	Costra criptocristalina	Op, Cc	<i>n.a.</i>	-
6	APA-5	100° 33.058'W	20° 31.956'N	Costra criptocristalina	Op (Cc)	<i>n.a.</i>	-
7	APA-6	100° 33.071'W	20° 32.054'N	Toba de ceniza con alteración <i>pervasiva</i>	Op (Cao, Esm)	Q	silicificación
8	APA-7	100° 33.065'W	20° 32.068'N	Toba de lapilli y ceniza con alteración <i>pervasiva</i> y porosidad secundaria	Op	<i>n.a.</i>	silicificación (vuggy)
9	APA-8	100° 33.063'W	20° 32.079'N	Toba de lapilli y ceniza con alteración <i>pervasiva</i>	Op, Qz?	Q (Pl, S, Alu)	silicificación
10	APA-9	100° 33.070'W	20° 32.112'N	Toba de ceniza con alteración <i>pervasiva</i>	Op, Ys	<i>n.a.</i>	silicificación / intemperismo
11	APA-10	100° 33.085'W	20° 32.158'N	Toba de ceniza con alteración <i>pervasiva</i> / eflorescencias fibrosas	Op (Cao, Esm) / Ys	<i>n.a.</i>	silicificación / intemperismo
12	APA-11	100° 33.110'W	20° 32.220'N	Toba de ceniza con alteración <i>pervasiva</i>	Cao (Op)	<i>n.a.</i>	argílica avanzada
13	APA-12	100° 33.120'W	20° 32.214'N	Toba de lapilli con alteración <i>pervasiva</i> , con oxihidróxidos de Fe	Op	Q (Alu, Cao?)	silicificación
14	APA-13	100° 33.116'W	20° 32.417'N	Lava basáltica sin alteración	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	-
15	APA-14	100° 33.081'W	20° 32.566'N	Lava basáltica sin alteración	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	-
16	APA-15	100° 33.117'W	20° 32.659'N	Toba de lapilli y ceniza con alteración <i>pervasiva</i>	Op	<i>n.a.</i>	silicificación
17	APA-16	100° 33.404'W	20° 33.116'N	Tefra de lapilli y ceniza	Op	FK, Cc, Op, Tr, Esm	argílica

18	APA-17	100° 33.439'W	20° 33.099'N	Cinerita	Op	n.a.	(desvitrificación)
19	APA-18	100° 33.658'W	20° 33.079'N	Toba de lapilli (con líticos) y ceniza, sin alteración	Op	n.a.	(desvitrificación)
20	APA-19	100° 33.509'W	20° 33.229'N	Ópalo lechoso	Op	n.a.	silicificación
21	APA-20	100° 33.445'W	20° 33.299'N	Ópalo menillita	Op	n.a.	silicificación
22	APA-21	100° 33.768'W	20° 36.249'N	Tefra lítica (lapilli) sin alteración	Op	n.a.	(desvitrificación)
23	APA-22	100° 33.479'W	20° 29.882'N	Toba de ceniza con alteración <i>pervasiva</i>	Op (Esm?)	Op, Tri, Zl, FK, Esm	argílica
24	APA-23	100° 33.486'W	20° 29.909'N	Eflorescencias de yeso fibroso	Ys	n.a.	-
25	APA-24	100° 33.496'W	20° 29.992'N	Sínter silíceo con restos de plantas vasculares	Op, Ys?	Op, Tri, Ys	-
26	APA-25	100° 33.513'W	20° 29.999'N	Sínter silíceo	Op	n.a.	-
27	APA-26	100° 33.609'W	20° 30.011'N	Veta crustiforme	Op	Fl, Q, Esm, Brt	-
28	APA-27	100° 33.615'W	20° 30.015'N	Costra criptocristalina	Cc, Op	n.a.	-
29	APA-28	100° 33.644'W	20° 30.035'N	Toba riolítica de ceniza con lapilli (pómez)	Op	n.a.	(desvitrificación)
30	APA-29	100° 33.673'W	20° 35.470'N	Toba de lapilli con alteración selectiva	Op, Cao (Esm)	Q, Esm? (Alu)	argílica avanzada
31	APA-30	100° 33.557'W	20° 30.220'N	Lava con alteración <i>pervasiva</i>	Cao, Op	n.a.	argílica avanzada
32	APA-32	100° 33.554'W	20° 30.273'N	Sínter silíceo	Op	n.a.	-
33	APA-33a	100° 33.506'W	20° 30.050'N	Sínter silíceo	Op	n.a.	-
34	APA-33b	100° 33.500'W	20° 30.054'N	Geyserita criptocristalina	Ys	Op, Tr	-
35	APA-33c	100° 33.500'W	20° 30.054'N	Geyserita criptocristalina	Op	n.a.	-
36	GS-5	100° 33.121'W	20° 31.998'N	Vetillas de cuarzo (10 vetillas)	n.a.	n.a.	-
39	GSBB-04100°	33.484'W	20° 29.910'N	Yeso selenítico	Ys	n.a.	-

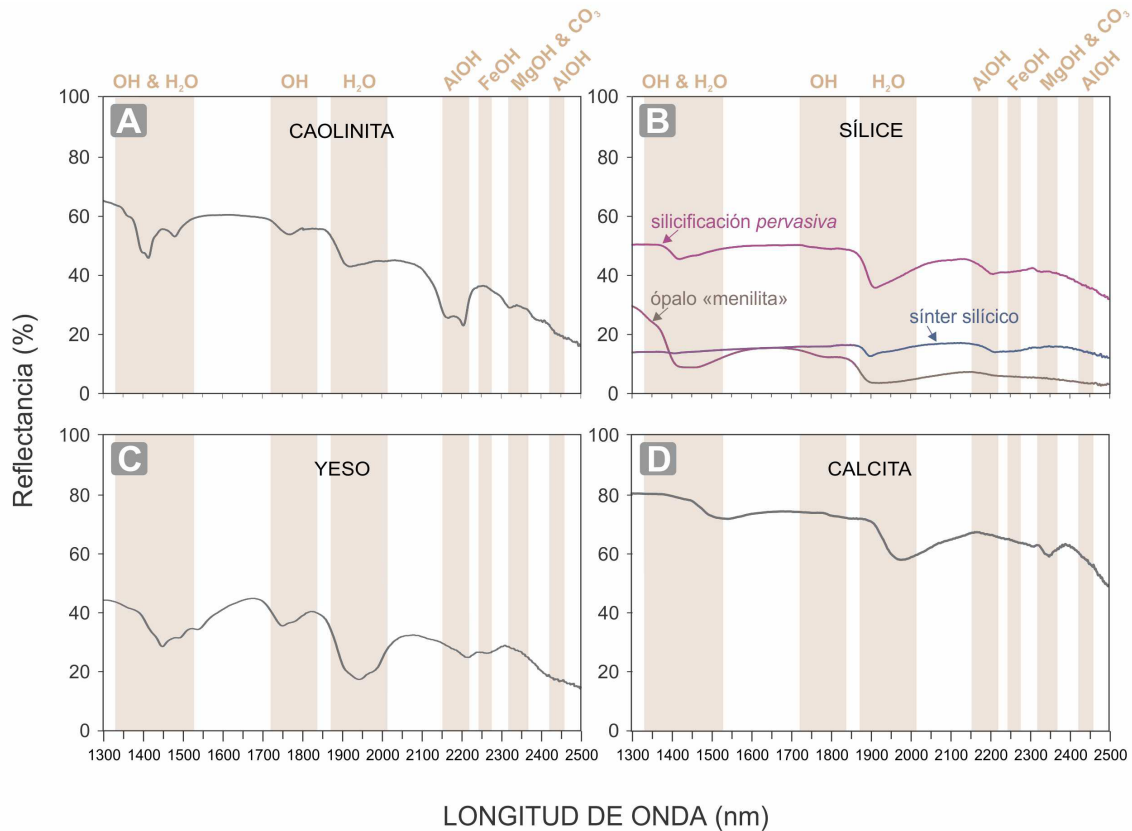
Minerales (abreviaturas): Alu, alunita; Brt, barita; Cao, caolinita; Cc, calcita; Cr, cristobalita; Esm, esmectitas; FK, feldspatos potásicos; Fl, fluorita; Op, ópalo; Pl, plagioclasas; Qz, cuarzo; S, azufre nativo; Tr, tridimita; Ys, yeso; Zl, zeolitas.  
 Clave: n.a. = no analizado; - = no es una alteración.

tamizadas a malla 200 ( $<75 \mu\text{m}$ ) y montadas en un portamuestras de aluminio de doble carga. Los análisis se efectuaron mediante un difractómetro Shimadzu XRD-6000 equipado con un tubo con ánodo de Cu como fuente de rayos X, y direccionando el colimador de radiación  $\text{CuK}\alpha_{1,2}$  (longitud de onda  $\lambda=0.15405$ ) hacia una muestra orientada al azar, siguiendo el método del polvo cristalino. Los escaneos se registraron de  $4^\circ$  a  $70^\circ$  ( $2\theta$ ), con un tamaño de paso de  $0.02^\circ$  y un tiempo de integración de 2 s por paso. El equipo utilizado se localiza en el Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM) de la UNAM. La identificación de las fases minerales se llevó a cabo con la base de datos PDF-2, mediante el programa de evaluación EVA de Shimadzu y el programa Highscore 4.5 de PANalytical. Una única muestra (APA-1a de la Tabla 1) fue analizada por el método de los agregados orientados, con el objetivo de caracterizar en detalle los minerales arcillosos (cf. Moore y Reynolds, 1997). Este análisis se realizó en la fracción arcilla ( $<2 \mu\text{m}$ ), la cual se separó y preparó con el procedimiento que de manera resumida se describe a continuación. En primer lugar, la muestra original se disgregó

(sin triturar) suavemente utilizando un mortero de porcelana. El material disgregado se tamizó utilizando una malla de 1 mm de apertura y se introdujo en tubos de centrifuga con agua destilada para su agitación durante 24 horas, favoreciendo de esta forma la suspensión de la arcilla. En una segunda etapa y en base a los cálculos obtenidos al aplicar la ley de Stokes, las muestras se centrifugaron con una centrifuga Rotanta 46 a 600 rpm durante 5 minutos. Utilizando porta-muestras de vidrio se pipeteó la fracción en suspensión de la muestra centrifugada, depositándose en tres alícuotas, de las cuales una no recibió ningún tratamiento, otra se calentó a  $550^\circ\text{C}$  durante una hora, y la tercera se saturó con etilenglicol, de acuerdo con el procedimiento descrito en Moore y Reynolds (1997). Las tres alícuotas se midieron en el difractómetro Shimadzu XRD-6000 utilizando una rutina lenta ( $1^\circ/\text{minuto}$ ) de escaneo continuo en un rango de  $4^\circ$  a  $30^\circ$  ( $2\theta$ ). La interpretación se basó en el diagrama de flujo de Poppe *et al.* (2001) para la identificación de minerales arcillosos. Los difractogramas interpretados se presentan la Figura 5.

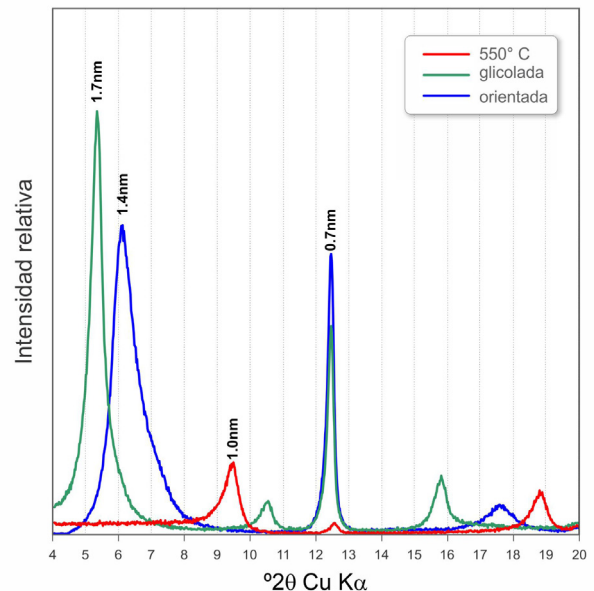


**Figura 3.** Fotografías representativas de muestras de roca del sistema geotérmico de San Bartolomé de los Baños. (A) Costra de ópalo y calcita criptocristalina, con textura laminar-botroidal, sobre una lava basáltica sin alteración (APA-4). (B) Toba riolítica de ceniza con lapilli (pómez), emplazada en un dique piroclástico; no presenta alteración hidrotermal (APA-28). (C) Toba de lapilli con silicificación *pervasiva* (ópalo, con cantidades subordinadas de esmectitas y caolinita) (APA-7). (D) Toba de ceniza afectada por alteración argílica avanzada, compuesta de caolinita y ópalo, con pirita diseminada (APA-11). (E) y (F) Sínter silíceo (ópalo y tridimita) con abundantes restos silicificados de plantas vasculares, y porosidad macroscópica recubierta por yeso (APA-24); procedentes de los manantiales termales activos de «Los Hervideros» (Figs. 1 y 2A). La notación entre paréntesis corresponde a los números de muestra —y ubicaciones— indicados en la Tabla 1.



**Figura 4.** Espectros de reflectancia en el infrarrojo de onda corta (SWIR, por sus siglas en inglés), representativos de las paragénesis de alteración descritas en el sistema geotérmico de San Bartolomé de los Baños. Los rasgos de absorción usados para la identificación de las fases minerales (barras verticales) se obtuvieron de Spectral International Inc. (1994). (A) Caolinita,  $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$  (APA-11). (B) Fases del grupo de la sílice,  $\text{SiO}_2$  (ópalo: APA-19; silicificación: APA-12; sínter: APA-32). (C) Yeso,  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  (APA-10, eflorescencias). (D) Calcita  $\text{CaCO}_3$  (APA-3). La notación entre paréntesis corresponde a los números de muestra —y ubicaciones— indicados en la Tabla 1.

**Figura 5.** Análisis de agregados orientados por difracción de rayos X de la alteración argílica (muestra APA-1a, en la Tabla 1). Se muestran tres difractogramas obtenidos para la misma muestra pero bajo distintas condiciones (de arriba abajo): sin tratamiento, con etilenglicol, y calentada a 550°C. Se confirma la presencia de caolinita (Cao) y esmectita (Esm) como fases puras en la muestra, descartándose así la presencia de interestratificados.



### Microtermometría de inclusiones fluidas

El estudio microtermométrico de IF se realizó en 9 muestras de vetillas, en particular en cristales de calcita, cuarzo, fluorita, barita y yeso. Las muestras se prepararon como secciones doblemente pulidas a un grosor de 100–150  $\mu\text{m}$ , siguiendo los procedimientos descritos por Roedder (1984); también se analizaron algunas IF directamente en fragmentos de cristales obtenidos por exfoliación. Se analizaron exclusivamente aquellas IF que, de acuerdo con los criterios de Bodnar *et al.* (1985), Sander y Black (1988) y Van den Kerhof y Hein (2001), pudieron considerarse primarias, descartándose las secundarias o las que mostraban indicios de haber sido afectadas por procesos post-atrapamiento.

Las mediciones microtermométricas se realizaron por medio de la platina térmica Linkam THMSG 600, en el Centro de Geociencias de la UNAM, la cual está montada sobre un microscopio óptico Olympus con objetivos de hasta 100 $\times$ . Dicha platina tiene la capacidad de enfriar las muestras hasta alrededor de  $-196\text{ }^{\circ}\text{C}$  y calentarlas hasta  $\sim 600\text{ }^{\circ}\text{C}$ . La reproducibilidad de las mediciones fue de  $\pm 0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$  por debajo de los  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  (temperatura de fusión del hielo;  $T_m$ ) y de  $\pm 2\text{ }^{\circ}\text{C}$  por encima de los  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  (temperatura de homogenización;  $T_h$ ). La mayoría de las muestras fueron enfriadas a  $-196\text{ }^{\circ}\text{C}$ , y, una vez descartada la presencia de  $\text{CO}_2$  y  $\text{CH}_4$ , se enfriaron las restantes a  $-80\text{ }^{\circ}\text{C}$ . El cálculo de la salinidad se realizó a partir de  $T_m$ , mediante la ecuación propuesta por Bodnar (1993) para el sistema  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ :

$$\text{salinidad} = 0.00 + 1.78\theta - 0.0442\theta^2 + 0.000557\theta^3$$

siendo  $\theta$  el abatimiento del punto de congelación en grados Celsius. Dado que el sistema utilizado ( $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ ) es una simplificación razonable que permite modelar el comportamiento de las soluciones hidrotermales naturales (que contienen otros cationes como Ca y K), la salinidad así obtenida es de hecho una aproximación, que se expresa en términos de porcentaje en peso equivalente de NaCl (de aquí en adelante, simplemente: %).

## Resultados

### Clasificación y mapeo de las alteraciones

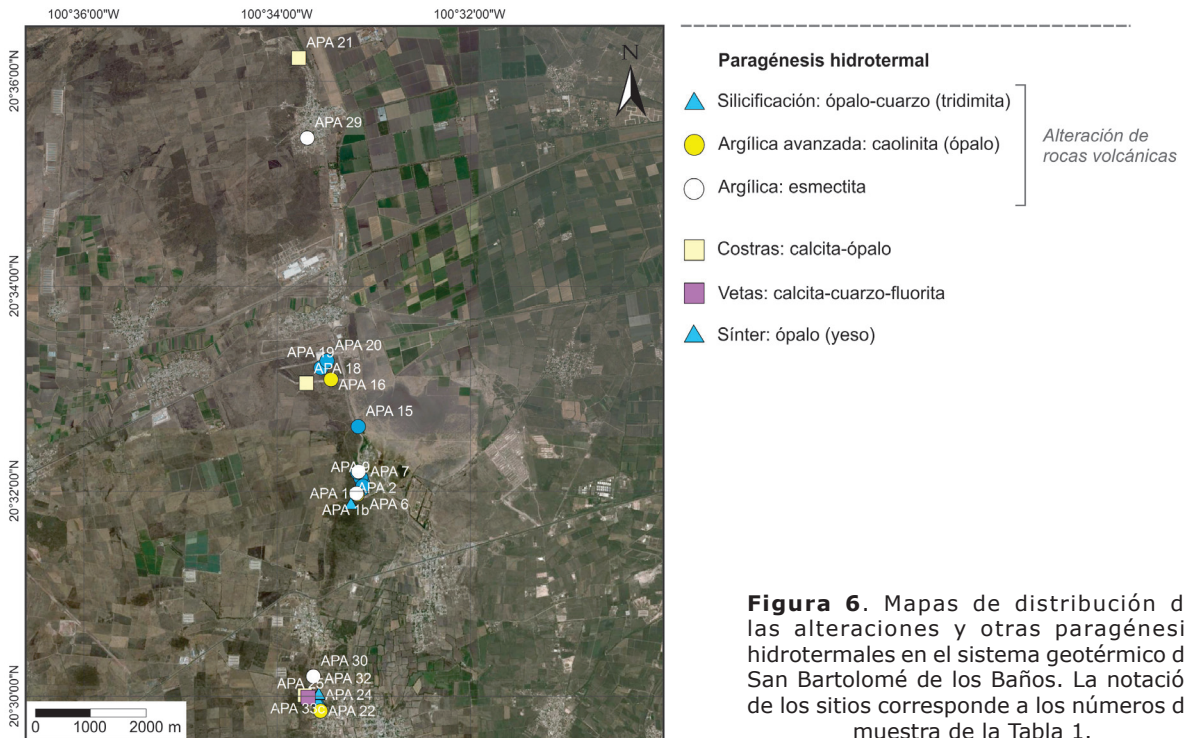
En la zona geotérmica de SBB se han reconocido tres tipos de alteración hidrotermal (a partir del muestreo en superficie): (a) silicificación, (b) argílica, y (c) argílica avanzada; además, se han encontrado y caracterizado otros productos de la actividad hidrotermal: (d) sínter silíceo, (e)

geyserita rica en sílice y sulfatos, y (f) vetillas de cuarzo, calcita, fluorita y barita. La Tabla 1 presenta las alteraciones y rocas mencionadas, junto con su caracterización mineralógica y descripción general; se incluyen, además, costras criptocristalinas de carbonato y sílice, así como rocas volcánicas sin alterar: lavas, y depósitos de tefra y cenizas (sin consolidar y con cierto grado de desvitrificación).

Los minerales detectados por espectroscopia SWIR son (Figura 4): ópalo ( $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ), caolinita ( $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ ), calcita ( $\text{CaCO}_3$ ) y yeso ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ). Algunos espectros sugieren la presencia de esmectitas (Ca,Na)  $(\text{Al,Mg,Fe,Zn})_2(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ; esto fue confirmado mediante el análisis por DRX de agregados orientados, que a la vez descartó la presencia de filosilicatos interestratificados (Figura 5). Además, el método de polvo cristalino permitió detectar otros minerales: cuarzo, cristobalita y tridimita ( $\text{SiO}_2$ ), plagioclasas (Na,Ca)  $(\text{Si,Al})_4\text{O}_8$ , feldespato potásico (K,Na)  $(\text{Si,Al})_4\text{O}_8$ , alunita ( $\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ ), fluorita ( $\text{CaF}_2$ ) y azufre nativo (S).

La alteración superficial más común en SBB es la silicificación, con nueve sitios en total (Tabla 1 y Figura 6). En muestra de mano esta alteración se observa como un reemplazamiento *pervasivo* de las rocas volcánicas por fases del grupo de la sílice (ópalo y cuarzo), con coloraciones variables de gris a beige y rosado. En algunos casos se presenta macroporosidad secundaria, indicando la disolución selectiva de componentes de la roca como clastos. En dos sitios (APA-19 y APA-20 en Tabla 1 y Figura 6) se ha hallado ópalo masivo en sus variedades lechosa y "menilita" (*i.e.* de color pardo y brillo mate) (Figura 2D). Además de ópalo y cuarzo, la silicificación puede contener alunita y azufre nativo en cantidades subordinadas, así como cristales relictos de feldespatos de la roca volcánica original.

La alteración argílica avanzada se ha encontrado en cuatro sitios de muestreo en SBB (Tabla 1 y Figura 6). Macroscópicamente se caracteriza por los tonos claros (blanco a beige), por su aspecto pulverulento y por el tacto sedoso. Sin embargo, estas características sólo se presentan en las muestras más ricas en caolinita (Figura 2C). El mineral más característico de este tipo de alteración en SBB es la caolinita, la cual puede estar mezclada (no interestratificada) con esmectitas (Figura 5). Una fase que en todos los casos se ha encontrado asociada a la caolinita es el ópalo, mientras que la alunita sólo se detectó —y en cantidades subordinadas— en una muestra (APA-29 en Tabla 1 y Figura 6).



La alteración argílica se ha encontrado en tres sitios de SBB (Tabla 1 y Figura 6), donde se identifica por la presencia de esmectitas y ausencia de caolinita. La determinación de este tipo de alteración resulta ambigua en algunos casos, pues las esmectitas pueden tener su origen tanto en procesos hidrotermales como supergénicos (intemperismo) (*cf.* Thompson, y Thompson, 1996). Además de esmectitas, esta asociación de alteración presenta ópalo y, en un caso, zeolitas (APA-22 en Tabla 1).

Los depósitos de sínter se localizan en dos zonas separadas de SBB, que distan 4 km entre sí (Figura 1): (a) alrededor de la laguna de El Salitre, donde hay numerosos manantiales termales activos «Hervideros» (Figura 2A), y (b) al sur del área de estudio, en torno a los antiguos baños de San Bartolomé Aguacaliente, donde las manifestaciones geotérmicas están extintas pero quedan algunos vestigios de su aprovechamiento balneológico (Figura 2B). Macroscópicamente, el depósito de sínter muestra superficies irregulares y macroporosidad; su coloración es gris oscuro y en fractura muestran un brillo vítreo (Figuras 3E y F). Comúnmente las superficies (incluida la porosidad) están parcialmente tapizadas por costras claras de aspecto pulverulento (Figura 3E). El sínter contiene muchos fragmentos silicificados de plantas; en una muestra (APA-24

en Tabla 1) la proporción de dichos fragmentos es tan alta como en un travertino (Figura 3F). Los sínTERS de SBB están compuestos casi en su totalidad por ópalo, con cristobalita y tridimita asociadas; además, en cantidades subordinadas se ha identificado yeso (Tabla 1).

En los manantiales inactivos (antiguos baños de San Bartolomé Aguacaliente; Figura 1) se encuentra un material pulverulento gris que está compuesto básicamente por yeso, al que denominamos geyserrita por no poder catalogarse como sínter (Tabla 1). En la misma zona existe una veta de dirección N-S y espesor de 10 cm, y vetillas <5 cm de espesor. La veta se compone de cuarzo, calcita, fluorita y barita, con una textura bandeada (APA-26 en Tabla 1).

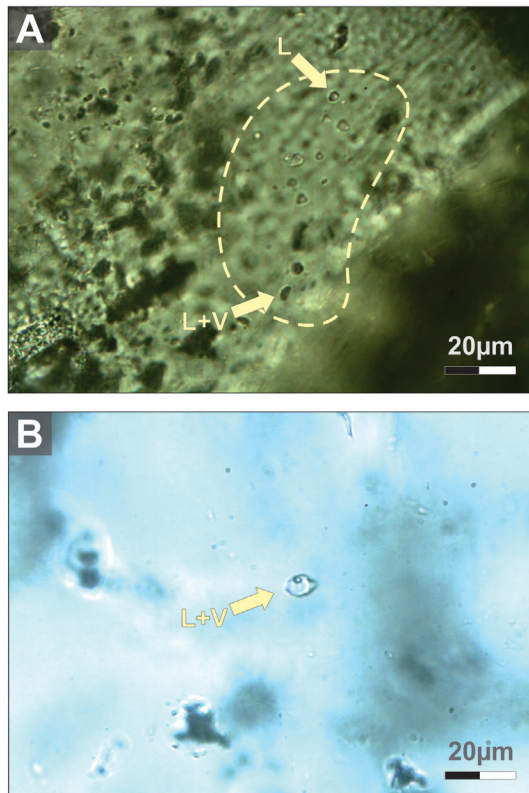
La distribución espacial de las alteraciones se presenta en la Figura 6. Las rocas alteradas se distribuyen a lo largo de la Falla de San Bartolomé, una falla normal de dirección N-S y ~100 m de desplazamiento (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001). Hay tres zonas que concentran la mayor parte de alteraciones, de sur a norte (Figuras 1 y 6): (a) zona de manifestaciones extintas cercanas a los antiguos baños de San Bartolomé Aguacaliente, (b) zona de manantiales activos «Hervideros» de la laguna El Salitre, y (c) zona inmediatamente al sur del



pueblo de Calera de Ameche. De estas zonas, únicamente la primera presenta todos los tipos de alteración, además de vetas hidrotermales y manifestaciones geotérmicas, aunque estas entraron en inactividad en épocas recientes.

#### *Inclusiones fluidas*

Todas las IF estudiadas pertenecen al sistema  $H_2O-NaCl$ , habiéndose observado el punto eutéctico entre  $-21$  y  $-22$  °C. En su mayoría las IF son monofásicas líquidas (menos frecuentemente bifásicas), concretamente L+V con predominio de la fase líquida ( $\sim 80\%$  vol.). El tamaño de las IF varía entre  $\sim 5$  y  $25$   $\mu m$  (Figura 7). La Th varía en las muestras estudiadas entre  $62$  y  $139$  °C, con un intervalo modal en  $100-110$  °C; por otro lado, el rango de salinidad va de  $2.4$  a  $10.4\%$ , mostrando una distribución bimodal con máximos alrededor de  $3$  y de  $7\%$  (Tabla 2 y Figura 8). En general, se observa una correspondencia entre ambos parámetros, tal que las IF con Th más elevada también presentan una mayor salinidad (Figura 8); éstas corresponden a cristales de



**Figura 7.** Fotomicrografías representativas de inclusiones fluidas primarias representativas, líquido-vapor (L+V) y líquido (L), hospedadas en (A) cuarzo, y (B) fluorita. Sistema geotérmico de San Bartolomé de los Baños.

fluorita y barita (APA-26 en las tablas 1 y 2) de la veta N-S que aflora cerca de San Bartolomé Aguacaliente.

Mediante el método estadístico de clasificación natural de Jenks (1967) se establecieron tres categorías de Th, las cuales se representan cartográficamente en la Figura 9. La categoría de mayor temperatura (Th  $> 109$  °C) únicamente se encuentra en San Bartolomé Aguacaliente.

## Discusión

### *Consideraciones generales*

Para la realización de este estudio en SBB, con una orientación hacia a la exploración geotérmica, se ha combinado la caracterización de las alteraciones hidrotermales con la microtermometría de IF. El tratamiento cartográfico de los resultados, presentado en las Figuras 6 y 9 sugiere, a primera vista, que hay una conexión entre la distribución de las alteraciones y los valores de Th. Un examen más detallado de la correspondencia geográfica observable entre ambos atributos permite inquirir la zona de estudio en cuanto a las propiedades y naturaleza de los fluidos, así como a las condiciones geológicas particulares del sistema geotérmico.

Las alteraciones hidrotermales caracterizadas en el presente estudio, así como las manifestaciones termales, tanto activas como inactivas, se asocian a la falla de San Bartolomé, distribuyéndose sobre el bloque hundido, adyacentes al trazado de la misma (Figura 1). Esta peculiaridad, aunada a la ausencia de evidencias de vulcanismo reciente (Cuaternario) cerca del área de estudio, permite clasificar a SBB como un sistema geotérmico convectivo controlado por fallas (*non-magmatic, extensional domain type*; de acuerdo con la clasificación de Moeck, 2014). Dentro de esta tipología se incluyen diversos sistemas geotérmicos de baja y mediana entalpía (según la clasificación de Lee, 2001) de la Faja Volcánica Transmexicana, por ejemplo, Atotonilco El Alto, Jalisco (Pérez-Martínez *et al.*, 2018), y Amajac, en el Geoparque Comarca Minera, Hidalgo (Cruz Pérez *et al.*, 2018). Según este modelo de sistema geotérmico, la energía es transportada hacia la superficie mediante fluidos que ascienden a través de fallas normales, esto en ausencia de una fuente magmática de calor; el movimiento de las fallas es lo que ocasiona que las alteraciones y zonas permeables queden expuestas (*e.g.* Kissling y Weir, 2005; Faulds y Hinz, 2009).

**Tabla 2.** Resumen estadístico descriptivo de los resultados microtermométricos de inclusiones fluidas en el sistema geotérmico de San Bartolomé de los Baños.

Muestra	Mineral	n	Th (°C)			Tm (°C)			Salinidad (% en peso eq. de NaCl)		
			Mín.	Prom.	Máx.	Mín.	Prom.	Máx.	Mín.	Prom.	Máx.
GS-5-03	cuarzo	6	98	102	106	-1.7	-1.6	-1.4	2.4	2.7	2.9
GS-5-06	cuarzo	9	97	101	107	-1.8	-1.7	-1.5	2.6	2.9	3.1
GS-5-10	cuarzo	8	102	104	109	-1.9	-1.7	-1.5	2.6	2.8	3.2
APA-10	cuarzo	4	99	100	102	-1.8	-1.6	-1.5	2.6	2.8	3.1
APA-26	fluorita	15	97	118	136	-6.9	-4.6	-3.8	6.2	7.2	10.4
	barita	17	121	130	139	-4.9	-4.2	-3.7	6.0	6.8	7.7
GSBB-04	yeso	1	-	62*	-	-	-2.0*	-	-	3.4*	-

\*Valor único.

Clave: Th = temperatura de homogenización; Tm = temperatura de fusión del hielo (abatimiento del punto de congelación); n = número de inclusiones analizadas; Mín.= valor mínimo; Prom. = media aritmética; Máx. = valor máximo.

Nota: La ubicación (coordenadas) de los sitios de muestreo se proporciona en la Tabla 1.

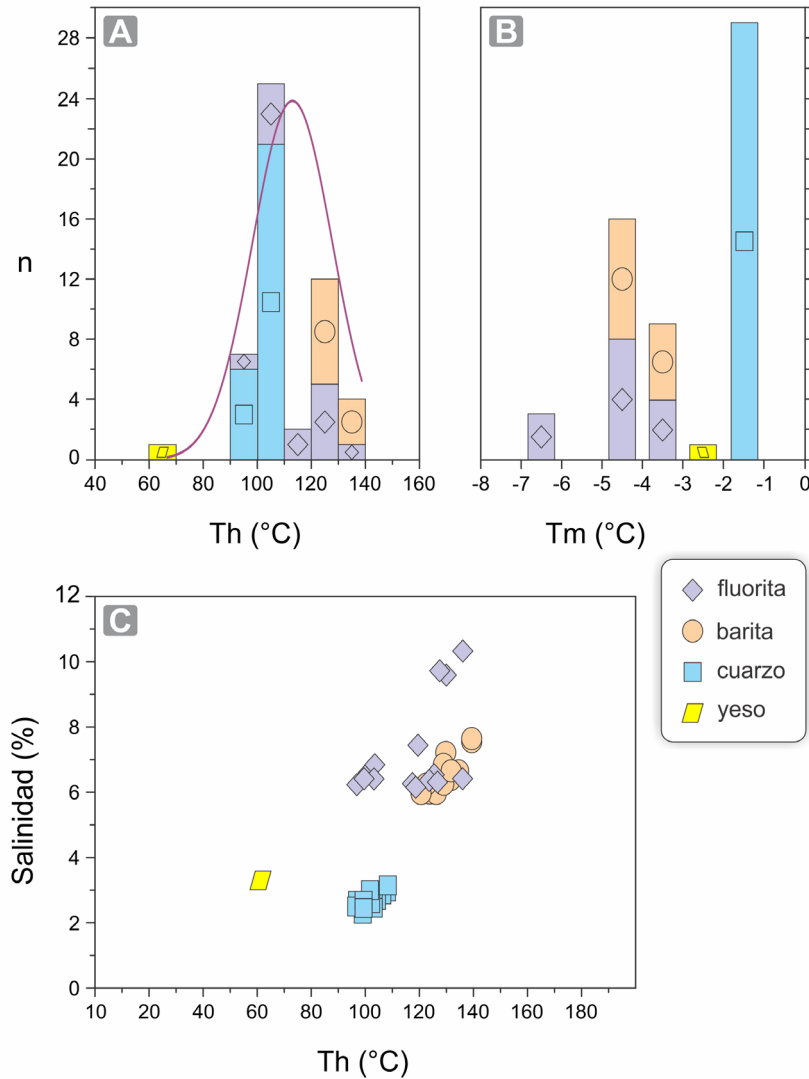
#### *Modelo de alteración y naturaleza de los fluidos geotérmicos*

Los depósitos de sínter en SBB se forman alrededor de los manantiales termales de la laguna El Salitre, cuya temperatura de descarga oscila entre 30 y 92 °C; además, se encuentran en la zona actualmente inactiva de los antiguos baños de San Bartolomé Aguacaliente (Figura 6). La precipitación de ópalo (principal componente del sínter; Tabla 1) en las descargas sugiere que las temperaturas del reservorio están por encima de los 200 °C (e.g. Prol-Ledesma *et al.*, 2004), y se debe a una sobresaturación de sílice por enfriamiento del fluido (cf. Canet *et al.*, 2005). Destaca la presencia de yeso en los depósitos de manantial termal, en particular, tapizando las oquedades (macroporosidad) del sínter, lo cual indica la presencia de sulfato en el agua.

La silicificación (con cantidades accesorias de caolinita y alunita) de las rocas volcánicas está presente en las tres principales zonas de alteración (Figura 6), sugiriendo temperaturas de alrededor de 100 °C y condiciones de pH moderadamente ácidas (cf. White y Hedenquist, 1995; Corbett y Leach, 1998). En los sistemas geotérmicos generalmente la silicificación se desarrolla en formaciones permeables a escasa profundidad, justo por debajo de la zona de condensación de vapor (e.g. Thompson y Thompson, 1996; Canet *et al.*, 2015b); en SBB, la falla de San Bartolomé proporciona la permeabilidad necesaria para el desarrollo de la esta alteración.

La alteración característica de zonas de condensación de vapor en sistemas geotérmicos es la argílica avanzada (e.g. González-Partida *et al.*, 2005). Este tipo de alteración en SBB se localiza en las tres principales zonas de alteración de la falla de San Bartolomé (Figura 6), y se caracteriza por la paragénesis caolinita-cuarzo-ópalo±alunita (Figura 5; Tabla 1). La alteración argílica avanzada en sistemas geotérmicos se desarrolla por encima del nivel freático, debido a la disolución y oxidación del H<sub>2</sub>S, el cual condensa como resultado de la interacción entre el vapor y el acuífero; las condiciones son un pH muy ácido (2–3) y temperaturas cercanas a los 100 °C (White y Hedenquist, 1995; Thompson y Thompson, 1996). Esta alteración puede tener un desarrollo lateral y ocurrir junto con una disolución parcial de la roca (Hedenquist y Taran, 2013). Por último, la alteración argílica, indicada en SBB por las esmectitas, podría estar indicando temperaturas inferiores a 100 °C y pH neutro (cf. Corbett y Leach, 1998).

Las Th medidas en las inclusiones fluidas oscilan entre 62 y 139 °C, con un máximo para la función de densidad de probabilidad en 113 °C (Figura 8A). Este valor es compatible con las condiciones indicadas por las asociaciones de alteración antes discutidas; además, es cercano al valor límite para la categoría más alta (109 °C; para tres clases) al aplicar el método estadístico de clasificación natural (Figura 9). Los valores de Th dentro de la categoría más alta (por arriba de 109 °C) se obtuvieron exclusivamente en cristales



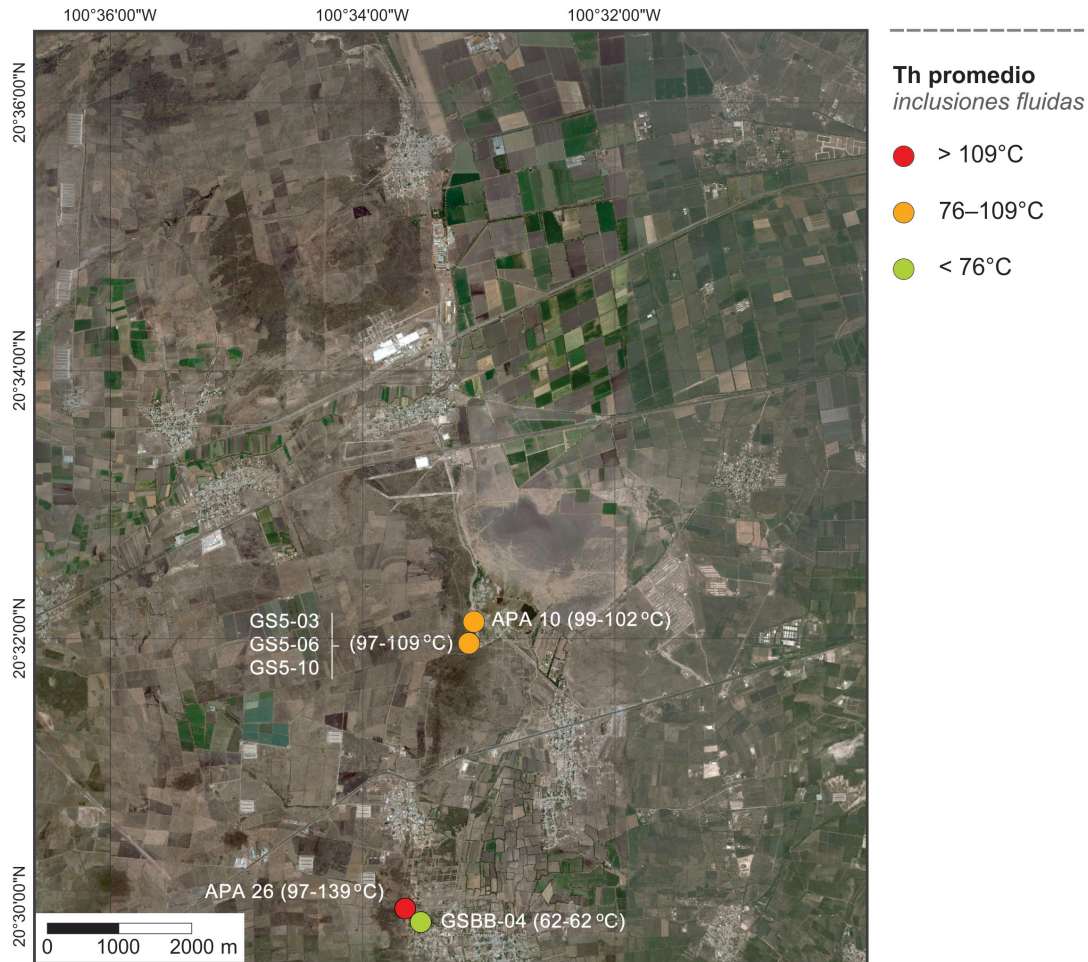
**Figura 8.** Representación gráfica de los resultados de microtermometría de inclusiones fluidas del sistema geotérmico de San Bartolomé de los Baños. (A) Histograma de distribución de valores de temperatura de homogenización (Th); la curva representa la función de densidad de probabilidad (moda = 113). (B) Histograma de distribución de valores de temperatura de fusión del hielo (Tm, por sus siglas en inglés) —o abatimiento del punto de congelación—. (C) Diagrama de dispersión, con la Th y la salinidad (en porcentaje en peso equivalente de NaCl) como variables.

de barita y de fluorita de una veta localizada en zona de manifestaciones inactivas de los antiguos baños de San Bartolomé Aguacaliente (Tabla 2).

La Th promedio por muestra más elevada es de 130 °C; se obtuvo en un cristal de barita y le corresponde una salinidad promedio de 6.8% (APA-26 en Tabla 2). Utilizando el modelo de ebullición de salinidad variable de Cruz-Pérez *et al.* (2016), esta muestra se debió haber formado al menos ~50 m por debajo del nivel freático. Esta profundidad es similar al salto de la falla de San Bartolomé estimado a partir

del desnivel del talud, siendo dicha fractura, por lo tanto, la causante de su exposición a la superficie.

La correspondencia entre Th y salinidad (Figura 8C), con una correlación positiva baja ( $R^2 = 0.58$ ), podría reflejar un proceso de dilución —del fluido hidrotermal (de circulación profunda, con temperatura y salinidad elevadas) con agua meteórica superficial (fría y pobre en sales); este proceso debe suceder a escasa profundidad, por arriba del nivel de ebullición antes estimado.



**Figura 9.** Mapa de distribución de la temperatura de homogenización ( $T_H$ ) de inclusiones fluidas en el sistema geotérmico de San Bartolomé de los Baños. La notación de los sitios corresponde a las claves de las muestras en la Tabla 1.

La presencia de la veta bandeada de cuarzo-fluorita-barita y los depósitos de sínter con diagénesis de fases de sílice (e.g. transformación de ópalo-A a tridimita; Lynne y Campbell, 2003) sugieren una actividad hidrotermal longeva, relacionada con la falla de San Bartolomé, cuya actividad extensional se remonta al límite entre Mioceno-Plioceno (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001). La longevidad y diversidad de pulsos hidrotermales de sistemas geotérmicos ha sido observada en otros sistemas extensionales, donde la actividad de estructuras extensionales regula la actividad hidrotermal (e.g. graben de Bahía Concepción, en la Península de Baja California; Rodríguez-Díaz *et al.*, 2018).

### Conclusiones

En SBB tanto la alteración hidrotermal como la actividad geotérmica actual y reciente

están restringidas al trazado de la falla de San Bartolomé, de tipo normal y dirección N–S; esto, aunado a la ausencia de vulcanismo reciente, indica que el sistema geotérmico es de tipo convectivo controlado por fallas, característico de un régimen tectónico extensional.

Los depósitos silíceos superficiales (sínter) formados alrededor de los manantiales termales sugieren que la temperatura de reservorio está por arriba de 200 °C.

Las alteraciones predominantes en la superficie son (a) silícica y (b) argílica avanzada, indicando temperaturas de los fluidos de alrededor de 100 °C y pH moderadamente ácido. Las mediciones microtermométricas de IF arrojan temperaturas acordes, con un valor central de  $T_H$  cercano a 110°C. La ocurrencia de una veta de cuarzo, fluorita y barita, así como la diagénesis incipiente del ópalo en el

sínter sugieren que el sistema hidrotermal es de vida larga, pudiendo haber iniciado a finales del Mioceno con temperaturas ligeramente más elevadas que las actuales (hasta  $\sim 140$  °C).

La distribución de los valores de Th y salinidad medidos en las IF sugiere un proceso de dilución del fluido hidrotermal con agua meteórica superficial, el cual debe suceder a escasa profundidad (hasta 50 m), mientras que a más profundidad el fluido eventualmente puede experimentar procesos de ebullición.

### Agradecimientos

Esta investigación fue financiada por la Comisión Federal de Electricidad (Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos), a través del proyecto titulado «Estudio geocientífico para el desarrollo geotérmico de las zonas de San Bartolomé de los Baños, Guanajuato y San Agustín del Maíz, Michoacán» firmado por dicha agencia gubernamental y el Instituto de Geofísica de la UNAM. Expresamos un agradecimiento especial a los doctores Vala Hjörleifsdóttir, Denis Xavier François Legrand y José Luis Macías Vázquez, del Instituto de Geofísica de la UNAM, quienes mediante sus gestiones y labor académica lograron la obtención y consecución exitosa del proyecto. Los autores agradecemos la revisión y los comentarios realizados por la Dra. Rosa María Barragán Reyes y por un árbitro anónimo; asimismo, este trabajo se ha beneficiado del trabajo y apoyo editorial del Dr. Mahendra P. Verma y de la Mtra. Andrea Rostan Robledo.

### References

- Aguirre-Díaz G.J., Nieto-Obregón J., Zúniga F.R., 2005, Seismogenic basin and range and intra-arc normal faulting in the central Mexican Volcanic Belt, Querétaro, México. *Geological Journal*, 40, 215–243.
- Alaniz-Álvarez S.A., Nieto-Samaniego A.F., Reyes-Zaragoza M.A., Orozco-Esquivel M.T., Ojeda-García A.C., Vasallo-Morales L.F., 2001, Estratigrafía y deformación de la región San Miguel de Allende-Querétaro. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18, 129–148.
- Arredondo B., 2012, Los antiguos baños de San Bartolomé Aguas Calientes. Apaseo el Alto, Guanajuato, <http://vamonosalbable.blogspot.com/2012/03/los-antiguos-banos-de-san-bartolome.html> (consultado en octubre de 2018).
- Bodnar R.J., 1993, Revised equation and table for determining the freezing point depression of H<sub>2</sub>O–NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 683–684.
- Bodnar R.J., Reynolds T.J., Kuehn C.A., 1985, Fluid inclusion systematics in epithermal systems, en Berger B.R., Bethke P.M. (eds.), *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems*, Reviews in Economic Geology, 2, pp. 73–97.
- Browne P.R.L., 1970, Hydrothermal alteration as an aid in investigating geothermal fields. *Geothermics*, 2, 564–570.
- Camprubí, A., 2010, Criterios para la exploración minera mediante microtermometría de inclusiones fluidas. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, 62, 25–42.
- Canet C., Prol-Ledesma R.M., Torres-Alvarado I., Gilg H.A., Villanueva R.E., Lozano-Santa Cruz R., 2005, Silica-carbonate stromatolites related to coastal hydrothermal venting in Bahía Concepción, Baja California Sur, Mexico. *Sedimentary Geology*, 174, 97–113.
- Canet C., Arana L., González-Partida E., Pi T., Prol-Ledesma R.M., Franco S.I., Villanueva-Estrada R.E., Camprubí A., Ramírez-Silva G., López-Hernández A., 2010, A statistics-based method for the short-wave infrared spectral analysis of altered rocks: An example from the Acoculco Caldera, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *J. Geochem. Explor.*, 105, 1–10.
- Canet C., Franco S.I., Prol-Ledesma R.M., González-Partida E., Villanueva-Estrada R.E., 2011, A model of boiling for fluid inclusion studies: application to the Bolaños Ag-Au-Pb-Zn epithermal deposit, Western Mexico. *J. Geochem. Explor.*, 110, 118–125.
- Canet C., Trillaud F., Prol-Ledesma R.M., González-Hernández G., Peláez B., Hernández-Cruz B., Sánchez-Córdova M.M., 2015a, Thermal history of the Acoculco geothermal system, eastern Mexico: Insights from numerical modeling and radiocarbon dating. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 305, 56–62.
- Canet C., Hernández-Cruz B., Jiménez-Franco A., Pi T., Peláez B., Villanueva-Estrada R.E., Alfonso P., González-Partida E., Salinas S., 2015b, Combining ammonium mapping and short-wave infrared (SWIR) reflectance spectroscopy to constrain a

- model of hydrothermal alteration for the Aocolco geothermal zone, Eastern Mexico. *Geothermics*, 53, 154–165.
- Cañada B., 2015, Agoniza San Bartolomé Aguas Calientes. Periódico Correo, <https://periodicocorreo.com.mx/agoniza-san-bartolome-aguas-calientes/> (consultado en octubre de 2018).
- Clark R.N., Swayze G.A., Wise R.A., Livo K.E., Hoefen T.M., Kokaly R.F., Sutley S.J., 2007, USGS Digital Spectral Library splib06a, USGS Digital Data Series, 231, <http://speclab.cr.usgs.gov> (consultado en octubre de 2018).
- Corbett G.J., Leach T.M., 1998, Southwest Pacific rim gold-copper systems: Structure, alteration and mineralization. *Economic Geology*, Special Publication, 6, 238 pp.
- Cruz-Pérez M.A., Canet C., Franco S.I., Camprubí A., González-Partida E., Rajabi A., 2016, Boiling and depth calculations in active and fossil hydrothermal systems: A comparative approach based on fluid inclusion case studies from Mexico. *Ore Geology Reviews*, 72, 603–611.
- Cruz Pérez M.A., Canet Miquel C., Salgado Martínez E., Morelos-Rodríguez L., García Alonso E., 2018, Geositios, en Canet Miquel C. (coord.), Guía de campo del Geoparque de la Comarca Minera, 1ª edición, Instituto de Geofísica-Secretaría de Desarrollo Institucional, UNAM, pp. 150–221.
- Dalrymple G.B., Grove M., Lovera O.M., Harrison T.M., Hulen J.B., Lanphere M.A., 1999, Age and thermal history of the Geysers plutonic complex (felsite unit), Geysers geothermal field, California: a  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and U-Pb study. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 173, 285–298.
- Faulds J.E., Bouchot V., Moeck I., Oguz K., 2009, Structural controls of geothermal systems in Western Turkey: A preliminary report. *GRC Transactions*, 33, 375–383.
- Ferrari L., Orozco-Esquivel T., Manea V., Manea M., 2012, The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522–523, 122–149.
- González-Partida E., Carrillo-Chávez A., Levrès G., Tello-Hinojosa E., Venegas-Salgado S., Ramirez-Silva G., Pal-Verma M., Tritlla J., Camprubi A., 2005, Hydrogeochemical and isotopic fluid evolution of the Los Azufres geothermal field, Central Mexico. *Appl. Geochem.*, 20, 23–29.
- Hedenquist J.W., Taran Y.A., 2013, Modeling the formation of advanced argillic lithocaps: Volcanic vapor condensation above porphyry intrusions. *Economic Geology*, 108, 1523–1540.
- Hiriart Le Bert G., 2011, Evaluación de la energía geotérmica en México. Informe para el Banco Interamericano de Desarrollo y la Comisión Reguladora de Energía, 164 pp.
- Jenks G.F., 1967, The data model concept in statistical mapping. *Int. Yearb. Cartogr.*, 7, 186–190.
- Kissling W.M., Weir G.J., 2005, The spatial distribution of the geothermal fields in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 145, 136–150.
- Lee K.C., 2001, Classification of geothermal resources by exergy. *Geothermics*, 30, 431–42.
- Leal H.R., López H.A., Herrera L., 1979, Estudio geológico de la región de San Bartolomé de los Baños, Guanajuato. Comisión Federal de Electricidad.
- López-Hernández A., 1996, Modelo geológico de un sistema hidrotermal no volcánico; San Bartolomé de los Baños, Gto., México. *Geotermia*, 12, 19–32.
- Lynne B.Y., Campbell K.A., 2003, Diagenetic transformations (opal-A to quartz) of low- and mid-temperature microbial textures in siliceous hot-spring deposits, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40, 1679–1696.
- Moeck I.S., 2014, Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 37, 867–882.
- Moore J.N., Gunderson R.P., 1995, Fluid inclusion and isotopic systematics of an evolving magmatic-hydrothermal system. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 3887–3907.
- Moore D.M., Reynolds R.C. Jr., 1997, X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. Oxford University Press, Oxford, 378 pp.

- Norton D., Knight J., 1977, Transport phenomena in hydrothermal systems: cooling plutons. *Am. J. Sci.*, 277, 937–981.
- Pasquarè G., Ferrari L., Garduño V.H., Tibaldi A., Vezzoli L., 1991, Geology of the central sector of the Mexican Volcanic belt, States of Guanajuato and Michoacán. Geological Society of America, Map and Chart series, MCH072, 1 map and text, 22 pp.
- Pérez-Martínez I., Villanueva-Estrada R.E., Cardona-Benavides A., Rodríguez-Díaz A.A., Rodríguez-Salazar M.T., Guadalupe J. (2018) Preliminary reconnaissance of geothermal play in the northeastern Chapala graben in the state of Jalisco, Mexico. *Geothermics. Acepado*.
- Poppe L.J., Paskevich V.F., Hathaway J.C., Blackwood D.S., 2001, A laboratory manual for X-ray powder diffraction. U.S. Geological Survey Open-File Report 01-041A.
- Prol-Ledesma R.M., Canet C., Torres-Vera M.A., Forrest M.J., Armienta M.A., 2004, Vent fluid chemistry in Bahía Concepción coastal submarine hydrothermal system, Baja California Sur, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 137, 311–28.
- Raisz E., 1959, Landforms of Mexico, scale ca. 1:3,000,000: Cambridge, Massachusetts, U.S. Office of Naval Research, Geography Branch, 1 mapa.
- Rodríguez-Díaz A.A., Canet C., Villanueva-Estrada R.E., Chacón E., Gervilla F., Velasco-Tapia F., Cruz-Gómez E.M., González-Partida E., Casas-García R., Linares-López C., Pérez-Zárate, D., 2018, Recent Mn-Ag deposits in coastal hydrothermal springs in the Baja California Peninsula, Mexico. *Min. Deposita*, 1–18.
- Roedder E., 1984, Fluid inclusions, en Ribbe P.H. (ed.), Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy, vol. 12, 644 pp.
- Sander M.V., Black J.E., 1988, Crystallization and recrystallization of growth-zoned vein quartz crystals from epithermal systems—implications for fluid inclusion studies. *Economic Geology*, 83, 1052–1060.
- Scott S., Gunnarsson I., Arnórsson S., Stefánsson A., 2014, Gas chemistry, boiling and phase segregation in a geothermal system, Hellisheidi, Iceland. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 124, 170–189.
- Spectral International Inc., 1994, SWIR spectral mineral identification system and spectral database SPECMINTM, vol. II. Integrated Spectronics, CO, USA.
- Thompson A.J.B., Thompson F.J.H., 1996, Atlas of Alteration: A Field and Petrographic Guide to Hydrothermal Alteration Minerals. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, 120 pp.
- Thompson A.J.B., Hauff P.L., Robitaille A.J., 1999, Alteration mapping in exploration: application of short-wave infrared (SWIR) spectroscopy. *Soc. Econ. Geol. Newsl.*, 39, 16–27.
- Van den Kerkhof A.M., Hein U.F., 2001, Fluid inclusion petrography. *Lithos*, 55, 27–47.
- Weissberg B.G., Wodzicki A., 1970, Geochemistry of hydrothermal alteration at the Tui Mine, Te Aroha, New Zealand. *N. Z. J. Sci.*, 13, 36–60.
- White N.C., Hedenquist J.W., 1995, Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration. *Soc. Econ. Geol. Newsl.*, 23, 9–13.