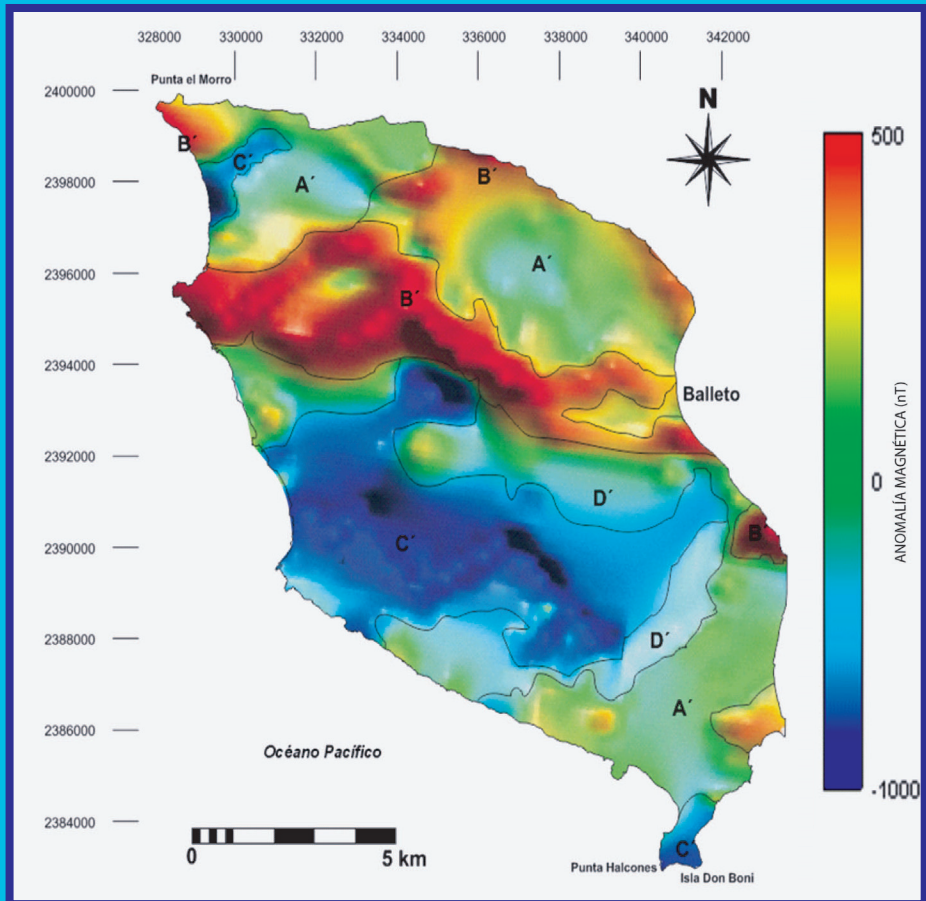


GEOFÍSICA



INSTITUTO PANAMERICANO DE GEOGRAFÍA E HISTORIA

PRESIDENTE Prof. Héctor O. J. Pena Argentina
VICEPRESIDENTE M. Sc. Bruce W. Presgrave EUA

SECRETARIO GENERAL
M. Sc. Santiago Borrero Mutis
Colombia

COMISIÓN DE CARTOGRAFÍA

(Chile)
Presidente:
Cart. Alejandra Coll Escanilla

Vicepresidente:
Ing. Rodrigo Barriga Vargas

COMISIÓN DE HISTORIA

(Brasil)
Presidente:
Dra. Maria Cristina Mineiro Scatamacchia
Vicepresidente:
Dr. Carlos de Almeida Prado Bacellar

COMISIÓN DE GEOGRAFÍA

(Argentina)
Presidente del IPGH,
a cargo de la Comisión
Prof. Héctor O. J. Pena

COMISIÓN DE GEOFÍSICA

(Costa Rica)
Presidente:
Dr. Walter Fernández Rojas
Vicepresidente:
M. Sc. Walter Montero Pohly

MIEMBROS NACIONALES DE LA COMISIÓN DE GEOFÍSICA

| | |
|-----------------|------------------------------------|
| Argentina | Ing. Alejandro Próspero Guiliano |
| Belize | Mr. Stanislaus Martinez |
| Bolivia | Dra. Estela Minaya |
| Brasil | Dr. Sergio Luis Fontes |
| Chile | Dr. Sergio Barrientos |
| Colombia | |
| Costa Rica | Dr. Mauricio Mora Fernández |
| Ecuador | Dr. Teofilos Toulkeridis |
| El Salvador | Ing. José Antonio Hernández Magaña |
| Estados Unidos | Dr. Christopher L. Castro |
| Guatemala | Sr. Eddy Hardie Sánchez Bennet |
| Haití | |
| Honduras | Ing. Manrique Yu Way |
| México | Dr. José Francisco Valdés Galicia |
| Nicaragua | M. Sc. Fabio Segura |
| Panamá | Magis. Eduardo Camacho |
| Paraguay | Prof. Genaro Coronel |
| Perú | Dr. Leonidas Ocola Aquise |
| Rep. Dominicana | Lic. Juan Payero |
| Uruguay | Sr. Norbertino Suárez |
| Venezuela | Ing. Gustavo Malavé |

COMITÉS DE LA COMISIÓN DE GEOFÍSICA

| | | |
|-------------------------------|---------------------------|-----------|
| Comité de Desastres Naturales | Dr. José Luis Vásquez | México |
| Comité de Cambio Climático | Dr. Christopher L. Castro | EUA |
| Comité de Geofísica Aplicada | Ing. María Inés Pastorino | Argentina |
| Comité de Estudios Especiales | Dr. Manuel Araneda | Chile |

INSTITUTO PANAMERICANO DE GEOGRAFÍA E HISTORIA

REVISTA GEOFÍSICA



NÚMERO 63

ENERO-DICIEMBRE 2011

**INSTITUTO PANAMERICANO DE GEOGRAFÍA E HISTORIA
COMISIÓN DE GEOFÍSICA**

Presidente: Dr. Walter Fernández Rojas
Escuela de Física, Universidad de Costa Rica

Vicepresidente: M. Sc. Walter Montero Pohly
Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica

REVISTA GEOFÍSICA

Publicación fundada en 1971

Indizada en PERIÓDICA

Es distribuida en canje a las instituciones científicas y culturales

Para correspondencia científica y técnica dirigirse a:

Editor de la *Revista Geofísica*

Esteban Hernández-Quintero

Instituto de Geofísica

Universidad Nacional Autónoma de México,

Circuito de la Investigación Científica s/n

Ciudad Universitaria, Deleg. Coyoacán, 04510 México, D.F.

Correo electrónico: geofisica_editor@ipgh.org

Comité Editorial

Claudia Arango, Gerardo Cifuentes y Manuel Mena (*Instituto de Geofísica, UNAM, México*)

Martha Angélica Elizondo (*Facultad de Estudios Superiores, Acatlán, UNAM, México*)

David Escobedo (*Facultad de Ingeniería, UNAM, México*)

Carlos Mendoza (*Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, México*)

José Luis Macías (*Instituto de Geofísica, UNAM, Campus Morelia, México*)

Ma. Inés Pastorino (*Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología, Universidad Nacional de Tucumán, Argentina*)

Rocío Zúñiga (*Halliburton, Inc., sede Villahermosa, México*)

Asistente Editorial

Ana Caccavari (*Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica UNAM, México*)

Canje, venta y distribución de publicaciones, escribir a:

Instituto Panamericano de Geografía e Historia

Secretaría General

Apartado Postal 18879, 11870 México, D.F.

Teléfonos: (5255) 5277-5888, 5277-5791 y 5515-1910

Fax: (5255) 5271-6172

Correo electrónico: publicaciones@ipgh.org / www.ipgh.org

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

Portada:

Distribución del campo magnético sobre la Isla María Madre, del archipiélago de las Islas Marías, México. La exploración geofísica sobre las partes insulares de las Américas ha llevado a realizar mapas del magnetismo y de la aceleración de la gravedad como en Isla de Pascua, Chile, o en este caso en el archipiélago de las Islas Marías, donde se logra correlacionar de manera relevante esta propiedad geofísica con la geología propia de la isla.

Material original del Departamento de Geomagnetismo y Exploración Geofísica. Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), Silvia Morales-Juárez.

Cover:

Distribution of the magnetic field over the María Madre Island on the Marías Islands Archipelago, Mexico. Geophysical exploration of the islands of the Americas has led to the drawing of maps indicating magnetism and acceleration of gravity as is the case of Easter Island, Chile or, in this case, the Archipelago of the Marías Islands where a relevant correlation is established between this geophysical property and the geology of the island.

Original material provided by the Geomagnetism and Geophysical Exploration Department, Geophysics Institute, National Autonomous University of Mexico (UNAM), Silvia Morales-Juárez

REVISTA GEOFÍSICA

NÚMERO 63

ENERO-DICIEMBRE 2011

Contenido

Nota Editorial 5

Artículos inéditos de investigación

Sondeos magnetotelúricos de banda ancha (BMT) para el estudio del acuífero transfronterizo de Zarumilla, Ecuador-Perú

Jorge A. Arzate

Fernando Corbo

Fernando Quirola

Jaime Otiniano

Luis Araguás

9

Aplicación de dos modelos de atenuación a la falla La Cal, Mendoza, Argentina

Roberto Aguiar Falconí

Magaly Quishpe

Daissy Quishpe

Carlos Frau

Miguel Tornello

37

Nuevos estándares en las correcciones de gravedad: estudio de caso para una red local en San Juan, Argentina

Silvia Miranda

Alfredo H. Herrada

María Cristina Pacino

59

Informes técnicos originales

Investigaciones gravimétricas en Isla de Pascua, Chile

Manuel Araneda C.

María Soledad Avendaño R.

81

Notas técnicas

Extensión de la red gravimétrica en el noroeste argentino

María Inés Pastorino

Sebastián Gutiérrez

Juan C. H. Jiménez Santillán

95

Reseñas

Mioara Manda and Monika Korte, Editors, *Geomagnetic Observations and Models*, IAGA Special Sopron Book Series, 2010

Ana Caccavari Garza

107

Nota Editorial

En este número de la *Revista Geofísica* se publican trabajos recibidos en 2011. Después del cambio de editor en enero de ese año y del ajuste de las políticas de mejoramiento de distribución de la información entre los países panamericanos, la revista se encuentra en la última etapa de regularización.

Este número, como el anterior, conserva la estructura de los trabajos publicados: i) Artículos inéditos de investigación, ii) Informes técnicos originales y iii) Notas técnicas. Se ha incluido una nueva sección dedicada a reseñas de libros relacionados con disciplinas de Geofísica, con la intención de captar el interés del público joven de las entidades académicas en América.

Foros como las Reuniones Técnicas del Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH), han demostrado ser eficaces en la motivación de colaboradores en las distintas etapas de una publicación. Autoridades, autores, revisores, traductores y editores de otras revistas pueden enriquecer y perfeccionar el proceso de publicación.

Sin descuidar el nivel de la revista, se ha invitado a estudiantes de posgrado de diversas universidades, a quienes consideramos autores potenciales, a publicar sus trabajos de tesis en un formato diferente. Asimismo los reportes técnicos de los responsables de proyectos del IPGH serán publicados, siendo esta última una política que deberá reforzarse.

En este número se publican artículos de autores de Argentina, Chile, Ecuador y México en cada una de las secciones citadas anteriormente.

Para el Comité Editorial es un logro muy importante haber iniciado con éxito esta nueva etapa de la revista. Sin el apoyo y la paciencia de Autoridades, revisores y autores, este número 63 no habría alcanzado esta meta. El objetivo inmediato es continuar con el excelente trabajo desempeñado por nuestro editor anterior.

*M. Sc. J. Esteban Hernández Quintero**
Editor Revista Geofísica

* Jefe del Servicio Geomagnético, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, correo electrónico: geofisica_editor@ipgh.org

Editorial Note

This issue of the *Revista Geofísica* includes works submitted in 2011. With the change of editor in January 2011 and the adjustments made to policies related to improving the distribution of information among Pan American countries, the journal is in the last stage of normalization.

As in the case of the previous issue, this one preserves the structure of the published works: i) Unpublished research articles, ii) Original technical reports and iii) Technical notes. A new section has been added to review books connected to geophysics disciplines so as to interest younger readers in the academic institutions of the Americas.

Forums such as the Technical Meetings of the Pan American Institute of Geography and History (PAIGH) have proven effective at motivating collaborators in different stages of a publication. Authorities, authors, proofreaders, translators and editors from other journals can enrich and perfect the publication process.

Without neglecting the quality of the journal, postgraduate students from several universities, whom we consider potential authors, have been invited to publish their Ph.D. theses in a different format. The technical reports of those responsible for PAIGH projects will also be published, as this is a policy worthy of reinforcing.

This issue includes articles by authors from Argentina, Chile, Ecuador and Mexico in each of the aforementioned sections.

It is a great achievement for the Editorial Committee to have successfully embarked on this new stage of the journal. Without the support and patience of the Officers, proofreaders and authors this issue 63 would not have been able to reach its goals. Our immediate objective is to continue with the excellent work carried out by the previous editor.

*J. Esteban Hernández Quintero, Masters in Science**
Editor, Revista Geofísica

* Head of the Geomagnetic Service, Geophysics Institute, National Autonomous University of Mexico, e-mail: geofisica_editor@ipgh.org

ARTÍCULOS INÉDITOS
DE INVESTIGACIÓN

Sondeos magnetotelúricos de banda ancha (BMT) para el estudio del acuífero transfronterizo de Zarumilla, Ecuador-Perú

Jorge A. Arzate*
Fernando Corbo**
Fernando Quirola***
Jaime Otiniano****
Luis Araguás*****

Abstract

This paper focuses on the cross - border aquifer of Zarumilla. The characteristics of this coastal aquifer with very high conductivity in the surface strata due to its marine sediment content, considerably limit the exploration depth of the controlled source geophysical techniques used in the past (VES and TDEM) to study the stratigraphic distribution and hydrological bed of the aquifer. A proposal was made to apply the magnetotelluric method which has the advantage of not depending on the dimension of an array, the electrode configuration nor the power supplied by a motor generator. All that is required is a small scale surface to conduct the sounding process with the possibility of reaching the depth of the bed in spite of the presence of superficial conductor layers.

The objective of this paper is to establish a model of the cross- border aquifer of Zarumilla based on the interpretation of broadband magnetotellurics (BMT). To this end, the resistivities and phases of the invariance of the impedance for each sounding were estimated and they were subsequently both inverted using a smoothed layer algorithm and another discrete layer algorithm to obtain the corresponding depth models. Simultaneously, an analysis was undertaken of the frequencies at which the maximum tipper values occurred, which is a measure of lateral discontinuities of the site, in order to analyze said variations in terms of possible structural

* Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Querétaro, México, correo electrónico: arzatej@geociencias.unam.mx

** Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Querétaro, México.

*** Secretaría Nacional del Agua, Dirección de Articulación Territorial e Intersectorial, Machala, Ecuador.

**** Instituto Nacional de Desarrollo, Proyecto Binacional Puyango-Tumbes, Perú.

***** International Atomic Energy Agency, Section of Isotope Hydrology, Vienna, Austria.

limits. Lastly, three representative profiles were selected for interpretation in terms of geology, using the results of the inverted two-dimensional TE and TM modes and integrating information available from previous studies. A block model was also made based on the interpolation of the layer models obtained to have a general idea of the subsoil in the area of interest. This geological model is the starting point for the creation of a robust, reliable hydrological model for the sustainable use of the hydrological resources in the zone.

Key words: *Magnetotelluric soundings, Aquifer exploration.*

Resumen

El presente estudio se enfoca al acuífero transfronterizo de Zarumilla. Las características particulares de este acuífero costero que presenta conductividades muy altas en los estratos superficiales debido a su contenido de sedimentos marinos, limitan considerablemente la profundidad de exploración de las técnicas geofísicas de fuente controlada que han sido utilizadas con anterioridad (SEVs y TDEM) para estudiar la distribución estratigráfica y el basamento hidrológico del acuífero. Por ésta razón, se propuso la aplicación del método magnetotelúrico el cual tiene la ventaja de no depender ni de la dimensión de un arreglo o configuración eléctrica, ni de la energía suministrada a través de un motogenerador, siendo necesaria solamente una pequeña superficie para realizar un sondeo con posibilidades de alcanzar la profundidad del basamento aún en presencia de capas conductoras superficiales.

El objetivo del presente estudio es establecer un modelo del sistema acuífero transfronterizo de Zarumilla a partir de la interpretación de sondeos MT de banda ancha (BMT). Para este propósito se calcularon las resistividades y fases del invariante de la impedancia para cada sondeo y posteriormente fueron ambas invertidas utilizando un algoritmo de capas suavizadas y otro de capas discretas para obtener los modelos de profundidad respectivos. Simultáneamente se analizaron las frecuencias a las que ocurren los valores máximos del *tipper*, que es una medida de discontinuidades laterales en el terreno, con el objeto de analizar dichas variaciones en términos de los posibles límites estructurales. Finalmente se seleccionaron tres perfiles representativos para interpretarlos en términos de la geología usando los resultados de las inversiones bidimensionales de los modos TE y TM e integrando la información disponible de estudios previos. Al mismo tiempo se elaboró un modelo de bloque a partir de la interpolación de los modelos de capas obtenidos para proporcionar una idea general del subsuelo en la zona de interés. La obtención de este modelo geológico es el punto de partida para la elaboración de un modelo hidrológico robusto y confiable para el uso sustentable de los recursos hidrológicos de la zona.

Palabras clave: *sondeos magnetotelúricos, exploración de acuíferos.*

Introducción

Existen varios estudios geológicos en la zona acerca de la evolución tectónica a lo largo de la trinchera Perú-Ecuador, así como del origen de las cuencas Terciarias en las costas de ambos países (p.e. Steimann *et al.*, 1999; Jaillard *et al.*, 1995; Marocco *et al.*, 1995; Bourgeois *et al.*, 1990). Entre los resultados relevantes que se pueden encontrar en dichos estudios es que las cuencas sedimentarias del sur de Ecuador y norte de Perú se desarrollaron en dos etapas.

La primera fue la Etapa de la costa Pacífica, en la que la sedimentación ocurrió sobre una gran superficie cercana al nivel del mar entre los 15 y 9.5Ma y cuya fuente predominante fue la cordillera al Este. La segunda etapa inicia a partir de los 9.5Ma (Mioceno tardío) en la que la sedimentación se restringe a pequeñas cuencas remanentes de cuencas más extensas. La sedimentación en este caso es de origen continental cuya fuente predominante se encuentra al Oeste, en las cordilleras andinas. A esta fase se le conoce como la Etapa intramontaña. Estas fases se asocian con periodos de deformación compresional, con simultáneos periodos de erosión y enfriamiento. Se estima que el levantamiento que han experimentado algunas cuencas por efecto de la compresión inducida por la subducción de la placa de Nazca es de más de 2.5km.

La Figura 1 muestra de manera simplificada la configuración tectónica actual de la zona, de donde se deduce que la complejidad estructural en la parte continental es debida a la subducción de una corteza oceánica heterogénea. Como se puede observar, la dirección de la estructura principal de carácter regional en la corteza oceánica (Zona de fractura de Grijalva) es SO-NE, la cual se traslada a la corteza continental como la zona de megacizalla Guayaquil-Caracas, relacionada con la abertura del Golfo de Guayaquil. Por otro lado, la dirección de convergencia de la placa oceánica ha favorecido la exhumación de terrenos marinos que ahora forman reservorios hidrológicos, y que ha sido simultánea al levantamiento de la corteza en la región del litoral Ecuatoriano-Peruano, fuente de sedimentos para los acuíferos costeros superficiales. La Figura 2 muestra con mayor detalle la geología de la zona del entorno del Golfo de Guayaquil en donde se observan las principales cuencas Terciarias de la región asociadas al proceso tectónico descrito.

A partir de una paleo-reconstrucción continental, Steinmann (1997) y Hungerbuhler (1997) sugieren que en tiempos pre-miocénicos existieron en la zona frontera dos bahías, llamadas por ellos bahías de Cuenca y Loja, formadas como consecuencia de la interacción (convergencia y divergencia) entre las placas oceánica y continental. A esta etapa del Mioceno se le conoce como Etapa de la Costa durante la cual hubo una incursión oceánica en la región de Zarumilla al mismo tiempo que ocurrió un periodo de abundante sedimentación de origen aluvial. Posteriormente, durante el Mioceno Medio se iniciaron los esfuerzos de compresión

tectónica en el sur de Ecuador que provocaron la inversión de las cuencas, al mismo tiempo que ocurría el levantamiento de la Cordillera Occidental lo que resultó en las disconformidades sedimentarias observadas entre los depósitos de la costa y los de las cuencas inter-montañas. A esta se le conoce como Etapa Intermontaña. Esta etapa coincidió con la abertura de la cuenca Jambelí-Tumbez que se formó presumiblemente como producto de una estructura *pull-apart* con desplazamiento de 100km hacia el norte del bloque marino a lo largo de la mega-cizalla Dolores-Guayaquil (DGM).

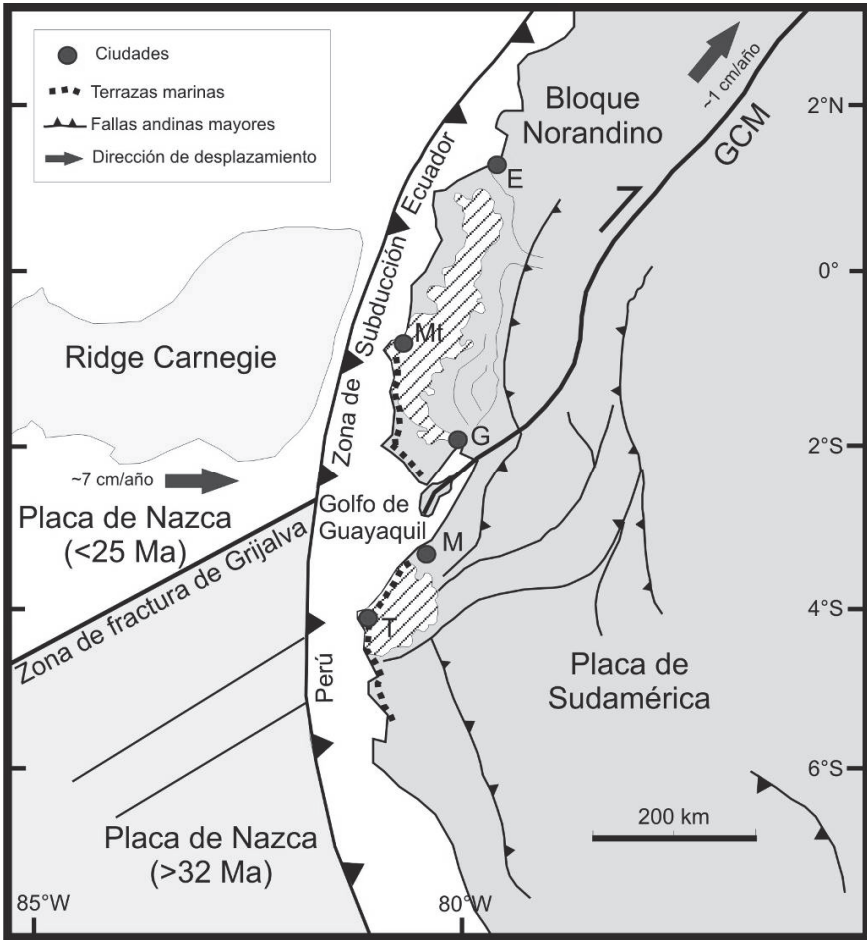


Figura 1. Marco tectónico regional de la zona de estudio (modificado de Gutscher *et al.*, 1999). GCM: Megacizalla Guayaquil-Caracas, G: Guayaquil, T: Talara, M: Machala, Mt: Manta, E: Esmeralda. El recuadro indica de forma aproximada el área de estudio.

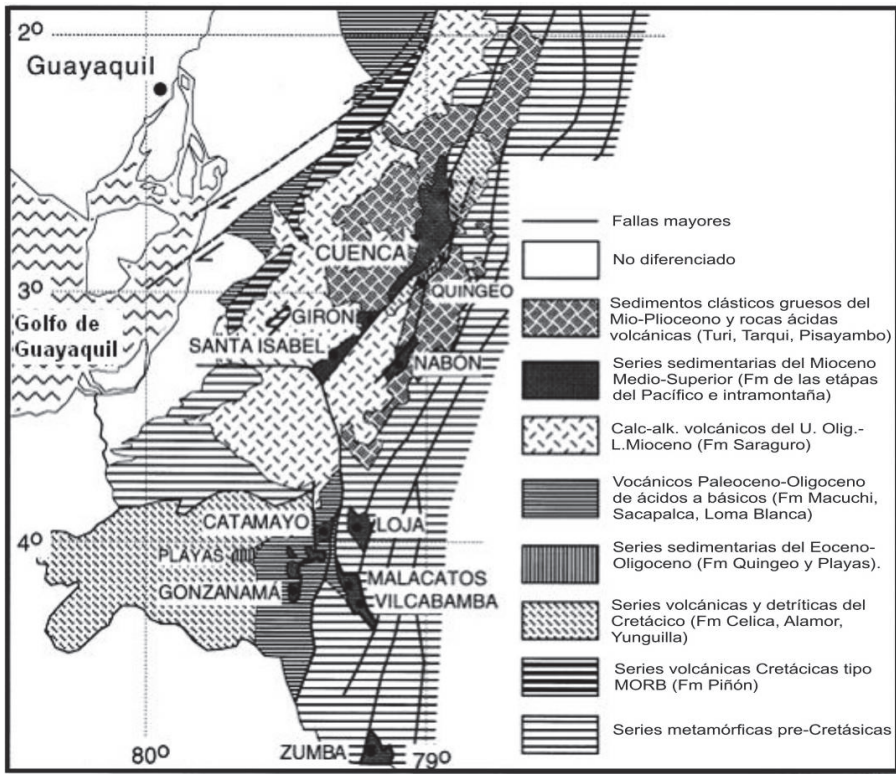


Figura 2. Principales cuencas terciarias de la zona fronteriza Peruano-Ecuatoriana y las principales estructuras tectónicas (modificado de Steinmann *et al.*, 1999).

La relevancia de esta revisión de los procesos regionales que han ocurrido a lo largo de la historia geológica de la zona radica en el hecho de que algunas de las estructuras que se formaron durante el Mioceno, pueden seguir jugando un papel importante en la distribución de los recursos hidrológicos en el área. Tal puede ser el caso de la paleo bahía de Cuenca, cuyos límites podrían sugerir alguna relación espacial con la hidrología actual sobre todo por las características marinas de los depósitos sedimentarios en dicha etapa.

Estudios previos

El reporte sobre la revisión de la información geofísica en Tumbes, Perú (Vásquez, 2005) menciona la existencia de doce informes técnicos de la zona acuífera de Zarumilla, seis de ellos realizados en el lado peruano y otros seis en el lado ecuatoriano. Los estudios del lado ecuatoriano son principalmente geofísicos, enfocados a

la prospección de agua subterránea del acuífero somero, en tanto que los estudios provenientes del lado peruano son principalmente geológicos e hidrológicos enfocados a caracterizar el acuífero de Zarumilla. Aunque no se tuvo acceso a ellos, sí a los resultados sintetizados en el reporte de la revisión de Vásquez (2005) mencionado anteriormente. En dicho trabajo se concluye que las rocas pre-Cretácicas (Triásicas y del Paleozoico) constituyen el basamento hidrológico en la zona, en tanto que las rocas del Cenozoico (Paleógeno y Neógeno), incluyendo a los depósitos Cuaternarios, constituirían los materiales de interés hidrológico en la zona. Es decir, que los acuíferos potenciales comprenden prácticamente toda la columna estratigráfica desde el Cretácico al presente, aunque a la formación de éste último periodo se le considere de menor importancia hidrológica. Por otro lado, Steinmann (1997) y Steinmann *et al.* (1999) llevaron a cabo fechamientos de la estratigrafía en diferentes cuencas Terciarias e investigaron las relaciones generales de fases ambientales (o facies) de sedimentación también en la zona costera del sur de Ecuador, la secuencia estratigráfica se muestra en la Figura 3, en donde se observa la estratigrafía de las principales cuencas Terciarias de la zona.

De acuerdo con la descripción de la Figura 3, el basamento pre-Cretácico en la zona fronteriza de Zarumilla está constituido por rocas metamórficas continentales a las que le sobreyacen depósitos Cretácicos de rocas volcánicas básicas de origen marino, sobre las cuales se encuentran en relación discordante, depósitos de turbiditas y otras series sedimentarias de talud a su vez cubiertas por más depósitos de basaltos marinos de básicos a intermedios. Según esta información, la unidad de mayor interés hidrológico se encontraría en los depósitos de una fase fluvial que corresponde al Eoceno temprano a medio (en vez del rango más amplio que comprende el Paleógeno) la cual se encuentra ubicada sobre los depósitos volcánicos de origen marino.

Del Eoceno medio al Oligoceno define una secuencia de productos volcánicos como piroclastos y depósitos de rocas ácidas a intermedias aparentemente de origen continental, que en principio, constituyen también reservorios hidrológicos potenciales, en tanto que la unidad de turbiditas por otro lado, jugaría el papel de acuitarado o basamento hidrológico, separando probablemente dos tipos de acuíferos independientes. La parte más superficial de la secuencia, la constituyen depósitos cuaternarios continentales separados por un *hiatus* de los depósitos volcánicos de caída.

Por otro lado, Coello (2003) define las principales formaciones hidrológicas en la cuenca del río Zarumilla a partir de información litológica proveniente de pozos. Según dicha información, las formaciones del Cuaternario Q1 y Q2 correspondientes a depósitos fluviales y marinos respectivamente, y los depósitos del Neógeno, o Ng, que de acuerdo a Steinmann *et al.* (1999) serían más bien del Paleógeno identificadas por lo tanto con productos de origen continental como piroclastos y depósi-

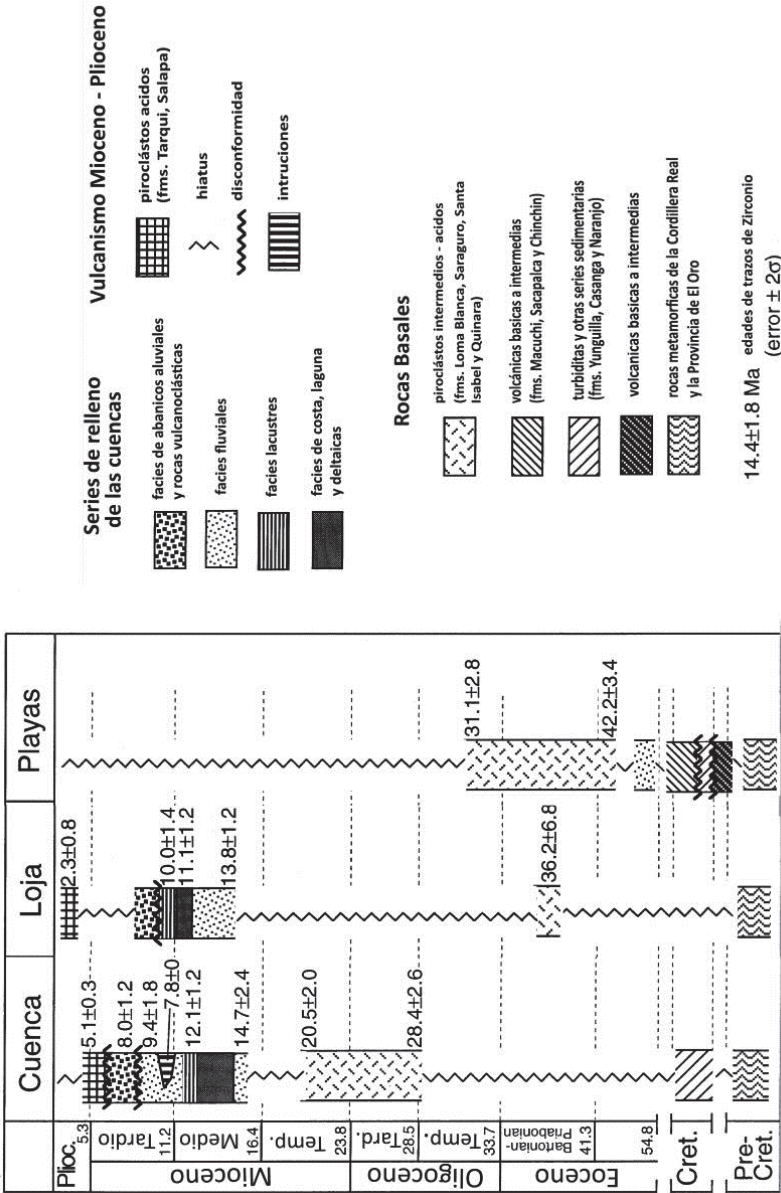


Figura 3. Estratigrafía y relaciones de facies de algunas cuencas del sur de Ecuador (modificada de Steinmann *et al.*, 1999).

tos de rocas ácidas a intermedias, serían las principales unidades acuíferas de la zona de estudio. Las profundidades de extracción de estas formaciones varían entre 10 y 15m, 30 y 130m, y 150 a 180m para Q1, Q2 y Ng respectivamente cuyos rangos de conductividad hidráulica varían entre 8.6 y 26.2m/d para Q1; 1.5 y 4.7m/d para Q2; 0.2 y 2.5m/d para Ng de acuerdo a 19 pruebas de bombeo reportadas. El autor proporciona también las resistividades de los diferentes tipos de agua medidas en dichos acuíferos las cuales se reproducen en la Tabla 1.

Tabla 1
Resistividad de las formaciones acuíferas en la zona de estudio

| <i>Litología</i> | <i>Tipo de agua</i> | <i>Resistividad (ohm-m)</i> |
|-----------------------|---------------------|-----------------------------|
| Arena, arcilla, grava | salada, salobre | 0 a 2 |
| Arena, arcilla, grava | salobre | 2 a 8 |
| Arena y grava | semi-dulce | 8 a 14 |
| Arena y grava | dulce | 14 a 64 |
| Rocas metamórficas | dulce | >64 |

Fuente: Coello-Rubio, 2003.

Sondeos audio-magnetotelúricos

El método magnetotelúrico se basa en la interpretación de mediciones en superficie de los campos eléctrico y magnético generados por corrientes terrestres naturales que fluyen por el subsuelo. La medición de estos campos eléctrico y magnético naturales permite estimar la resistividad eléctrica del subsuelo en función de la frecuencia y posteriormente en función de la profundidad a través de algoritmos de inversión de datos.

Los sondeos audio-magnetotelúricos (AMT) y magnetotelúricos (MT) se usan en general para diferentes propósitos separadamente. Los sondeos AMT se utilizan para la prospección de objetivos a profundidades medias, por ejemplo de origen mineral o más recientemente en la prospección de acuíferos someros o profundos (>400m), en tanto que los sondeos MT se utilizan para objetivos que rebasan los 1000m, originalmente en estudios relacionados con la exploración de recursos petroleros pero mayormente para estudios de corteza superior e intermedia. En el presente trabajo, hemos realizado sondeos coincidentes AMT+MT para abarcar un espectro de frecuencias de campo natural que va de 10^4 a 10^{-1} hz, lo cual garantiza la profundidad de exploración necesaria para alcanzar el basamento hidrológico de la zona de interés, además de que se obtiene el detalle del subsuelo desde los estratos más superficiales.

Este tipo de sondeos requiere la medición de las componentes horizontales E_x , E_y del campo eléctrico y H_x , H_y del campo magnético naturales en el rango de frecuencias mencionado. A partir de los valores medidos en campo durante un periodo que va de 2 horas (rango AMT) hasta 24 horas o más (rango MT) se obtienen series de tiempo de las variaciones de estos campos que una vez transformadas al dominio de la frecuencia se relacionan entre sí a través del tensor de impedancia Z , de la siguiente forma:

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \tag{1}$$

El tensor de impedancia Z proporciona información del subsuelo en función de la frecuencia por lo cual se le considera como la función respuesta del medio. A partir de sus elementos Z_{ij} es posible definir las resistividades aparentes y las diferencias de fase entre E y H . Estrictamente hablando, los cuatro elementos complejos del tensor definen igual número de resistividades aparentes y fases para un medio estructuralmente complejo. Sin embargo, es posible simplificar Z cuando el medio geológico se puede aproximar a un medio bidimensional (2D) o unidimensional (1D). El primer caso correspondería a un ambiente geológico en el que prevaleciera una estructura de carácter regional con una orientación preferencial (p.e. un contacto geológico) mientras que el segundo a un medio estratificado. Para ambos casos los elementos de la diagonal de Z son nulos mientras que $Z_{xy} \neq Z_{yx}$ para el caso 2D y $Z_{xy} = Z_{yx}$ para el medio estratificado. Es decir, para el caso 2D se definen dos resistividades aparentes y dos fases, cuando uno de los ejes del sistema coordinado de medición de Z coincide con la dirección de la estructura regional, dadas por las expresiones (Vozoff, 1991):

$$\rho_{xy}(\omega) = \frac{C_1}{\omega\mu_0} |Z_{xy}(\omega)|^2 \quad \phi_{xy}(\omega) = \tan^{-1} \frac{\text{Im} Z_{xy}(\omega)}{\text{Re} Z_{xy}(\omega)} \tag{2a}$$

$$\rho_{yx}(\omega) = \frac{C_2}{\omega\mu_0} |Z_{yx}(\omega)|^2 \quad \phi_{yx}(\omega) = \tan^{-1} \left[\frac{\text{Im} Z_{yx}(\omega)}{\text{Re} Z_{yx}(\omega)} \right] \tag{2b}$$

en donde C_1 y C_2 son constantes que representan factores de corrimiento estático de las curvas de resistividad por efecto de diferencias en la resistencia de contacto de los dipolos eléctricos utilizados para medir el campo eléctrico. Las unidades de la resistividad aparente ρ_{ij} y de la fase ϕ_{ij} son ohm-m y grados respectivamente. En las ecuaciones 2a y 2b, $\omega = 2\pi f$, en donde f es la frecuencia de exploración en hertz y

μ_0 es la permeabilidad magnética cuyo valor constante es igual a $4\pi \times 10^{-7}$ H/m. En el caso de un medio predominantemente estratificado sin mayores complicaciones estructurales tanto la resistividad aparente como la fase son las mismas en cualquier dirección horizontal y por lo tanto estarán dadas por solo una de estas ecuaciones, sin embargo, es más conveniente utilizar las expresiones promedio (Berchichevsky y Dmitriev, 1976):

$$\rho_{\text{det}}(\omega) = \frac{C}{\omega\mu_0} \text{Det } Z(\omega) \quad (3)$$

$$\phi_{\text{det}}(\omega) = \frac{1}{2} \tan^{-1} \text{Det } Z(\omega)$$

en donde $\text{Det } Z(\omega) = Z_{xx} Z_{yy} - Z_{xy} Z_{yx}$, debido a que los datos pueden tener variaciones locales que son promediadas utilizando el determinante además de que estas expresiones son invariantes a las rotaciones, es decir, no dependen del sistema de referencia de medición.

Adquisición de datos

Se midieron un total de 13 sondeos magnetotelúricos realizados en cada uno de los sitios previamente seleccionados. La ubicación de los sondeos se muestra en la Figura 4. Los sitios fueron escogidos de tal forma que los datos adquiridos proporcionarían la mayor información posible de la zona acuífera de Zarumilla, particularmente del área en la que ocurre la mayor explotación del acuífero y su entorno. Cada sondeo se llevó a cabo en dos partes, la primera corresponde a la adquisición en el rango de alta frecuencia (10^4 a 1 Hz) en tanto que la segunda se llevó a cabo en el rango de frecuencias medias y bajas (10 a 10^{-1} Hz). Previo a la medición y sólo al inicio del trabajo de campo se realizó una calibración del instrumento así como del conjunto de sensores magnéticos utilizados. El equipo utilizado fue un Phoenix modelo MTU-2000, que se complementa con seis sensores magnéticos (tres para AMT y tres para MT) y cuatro tazas porosas que forman dos dipolos eléctricos y otra para conexión a tierra del instrumento. El trabajo de adquisición de datos se realizó en dos etapas. La primera se llevó a cabo en territorio ecuatoriano, principalmente dentro de una reserva ecológica, por lo que la vegetación es frondosa y los lugares disponibles se localizaron fundamentalmente en el entorno de los campamentos e instalaciones militares que existen. La segunda etapa se realizó en territorio peruano en una zona que se localiza al oeste de la ciudad de Tumbes, entre esta ciudad y la frontera con Ecuador.

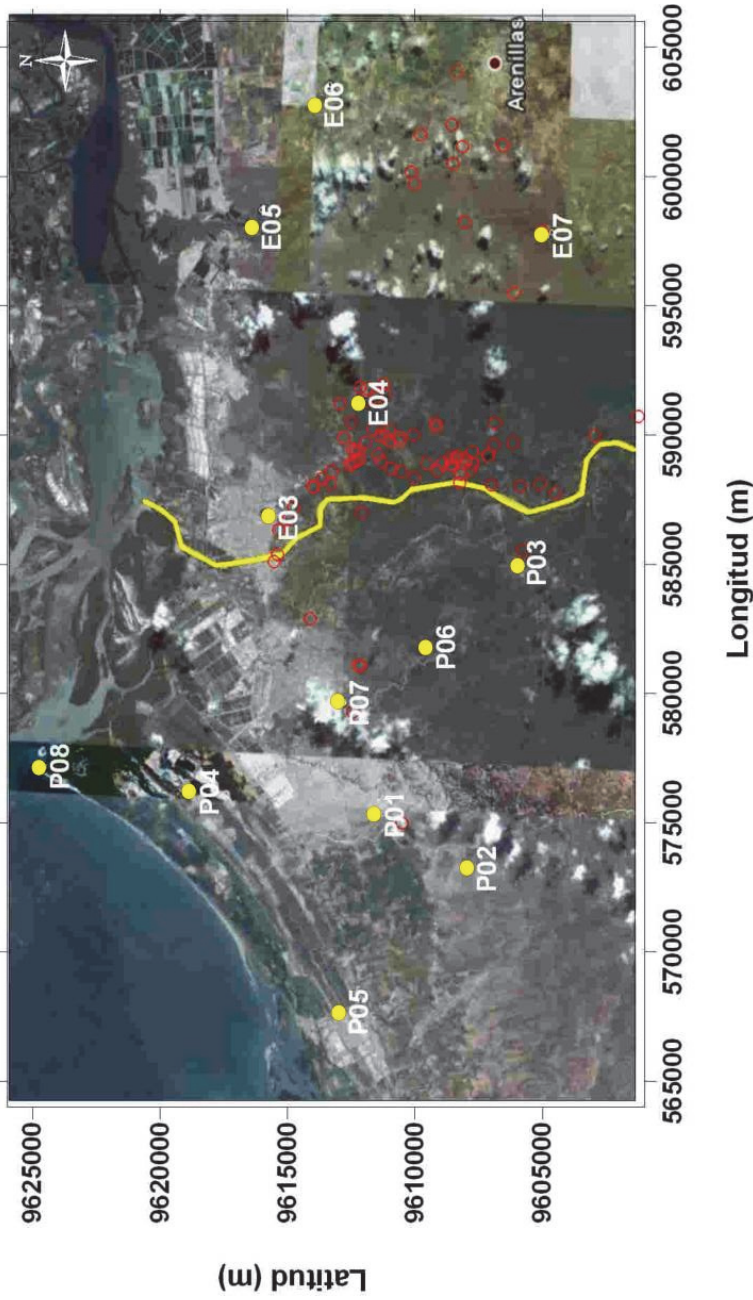


Figura 4. Ubicación de los sondeos magnetotéluricos de espectro amplio realizados en la zona de estudio (círculos amarillos). La línea amarilla representa la frontera entre Ecuador y Perú que corresponde parcialmente a la trayectoria del río Zarumilla. Los círculos rojos representan la ubicación de pozos de suministro de agua perforados en la zona. La escala vertical y horizontal es en metros.

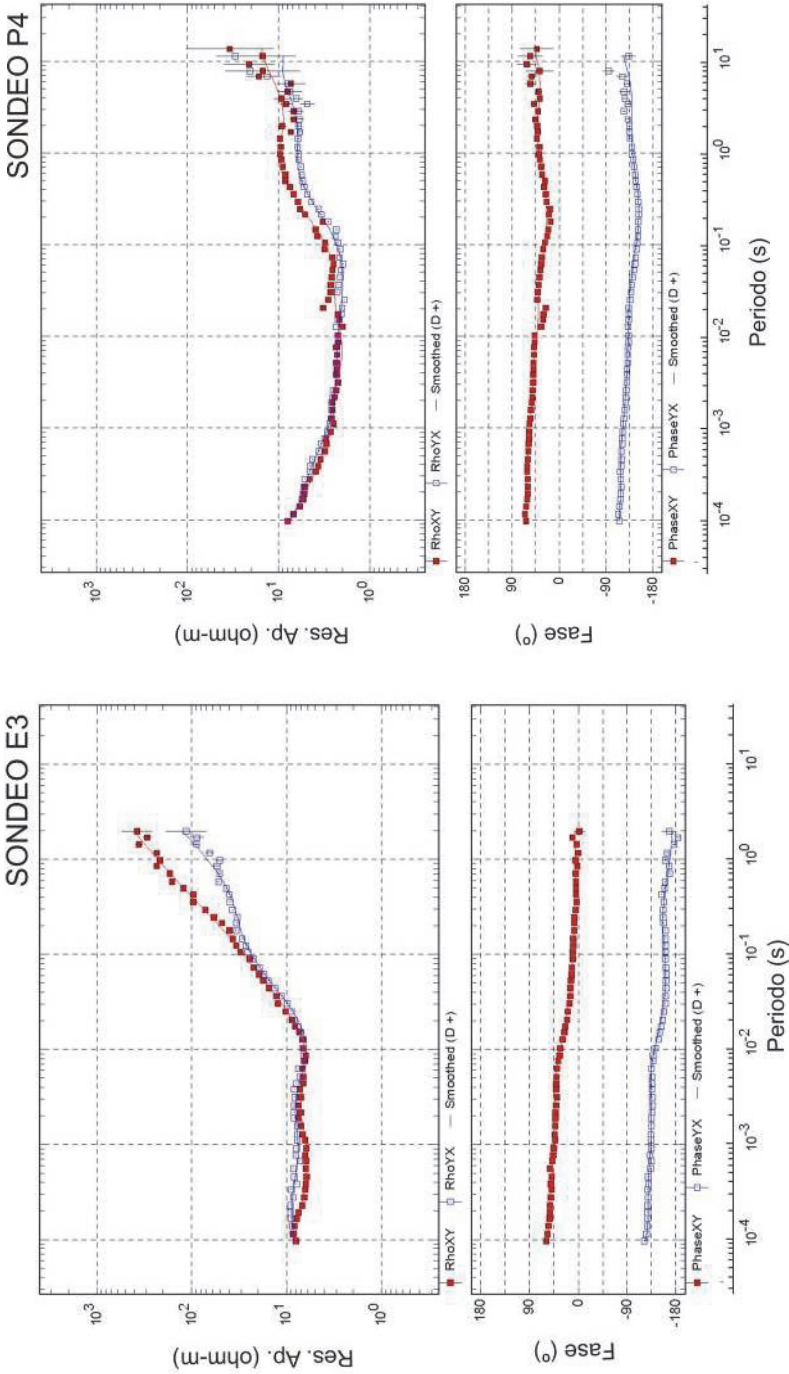


Figura 5. Ejemplo de curvas de resistividad aparente (parte superior) y fase (parte inferior) de los sondeos E3 y P4. Las curvas rojas están asociadas a la dirección NS y la azules a la EW.

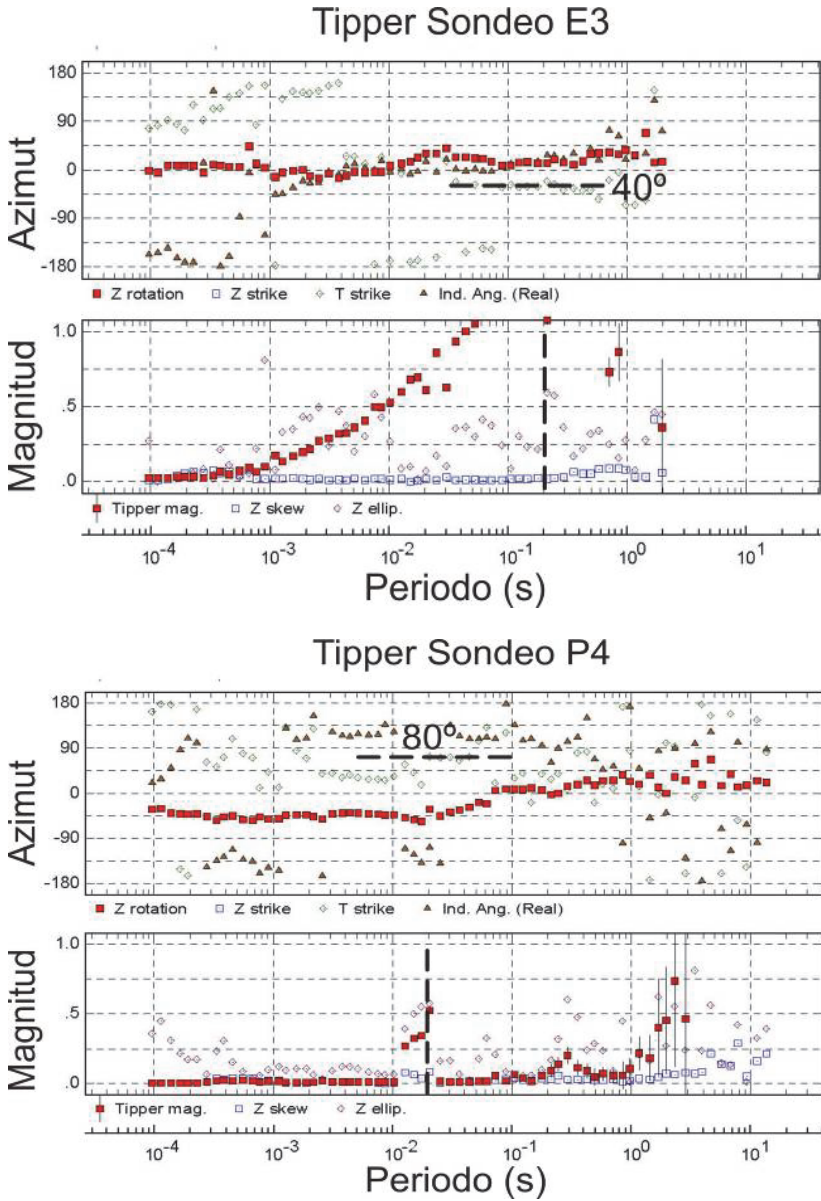


Figura 6. Ejemplo de curvas de azimut (arriba) y magnitud (abajo) del *tipper* en los sitios E3 y P4. Las líneas punteadas horizontales representan el azimut promedio de la máxima amplitud del *tipper* en los respectivos sondeos. A partir de la frecuencia a la cual ocurren se estimó la profundidad aproximada de las discontinuidades.

Curvas de resistividad y fase

El procesado de los datos previo a la obtención de las gráficas de resistividad y fase consiste en la transformación al dominio de las frecuencias de las series de tiempo registradas en el instrumento y en la estimación del tensor de impedancia a partir de criterios estadísticos de minimización y de promedios en multi-ventanas previamente seleccionadas. De acuerdo a las ecuaciones (2a) y (2b), en cada sitio de medición se obtienen dos curvas de resistividad y dos de fase en función de la frecuencia, las cuales representan dos direcciones de conducción mutuamente perpendiculares. La Figura 5 muestra como ejemplo de las gráficas de resistividad (recuadros superiores) y fase (recuadros inferiores) que corresponden a los sondeos E3 y P4, en donde los puntos rojos representan la respuesta eléctrica en la dirección NS en tanto que los puntos azules representan la respuesta en la dirección EW. Cuando una zona es geológicamente o estructuralmente simple, las respuestas eléctricas suelen ser semejantes, en caso contrario éstas pueden ser muy diferentes entre sí. De los 13 sondeos realizados, solamente uno de ellos (P3) muestra respuestas eléctricas muy diferentes en las dos direcciones perpendiculares, claramente afectadas por la distorsión EM como consecuencia de la presencia de una estructura geológica en el entorno del sitio. El resto de los sondeos tiene un comportamiento más regular, que refleja relativamente poca distorsión EM del subsuelo por lo que se puede considerar que la zona de estudio proporciona una respuesta de un medio unidimensional estratificado. Este resultado se apoya además en valores bajos de skew y determinaciones inestables del *strike* eléctrico regional (Bahr, 1991).

Magnitud y dirección del tipper

Además de las gráficas de resistividad y fase, se obtuvo el tipper en función de la frecuencia para cada sitio, el cual proporciona información independiente del subsuelo a partir de la relación entre la componente vertical del campo magnético H_z y las componentes horizontales relacionadas por la expresión:

$$H_z = A \cdot H_x + B \cdot H_y \quad (4)$$

donde A y B son parámetros complejos de los cuales se obtienen expresiones para la magnitud (I) y dirección (β) de los vectores de inducción o *tipper* dadas por (Vozoff, 1991):

$$I = (A^2 + B^2)^{1/2} \quad \beta \quad \tan^{-1} B/A \quad (5)$$

Las variaciones de la magnitud y dirección del tipper se relacionan a la presencia de cambios laterales de conductividad y por lo tanto a la posición y extensión de conductores en rangos de frecuencia específicos. Los vectores, según la convención de Parkinson (1959) apuntan hacia los conductores y su magnitud es mayor cuanto mayor sean sus dimensiones o más cercanos se encuentren del punto de medición. Si no existen conductores laterales, la magnitud de H_z es cero, lo cual es un criterio adicional para definir si un medio es o no unidimensional en un rango de frecuencias específico. En el caso de la zona estudiada, varios sondeos presentan variaciones significativas en la magnitud del tipper aunque en solo uno de ellos (E3) dicha variación ocurre en un rango amplio de frecuencias. En el resto de los sondeos solo se manifiesta en frecuencias específicas. La Figura 6 muestra un ejemplo de la variación del azimut (T strike) y magnitud de éste parámetro (cuadros rojos en gráficas inferiores) en los sitios de los sondeos E3 y P4. Las líneas punteadas horizontales de las gráficas de azimut corresponden al promedio de la dirección de máxima amplitud del tipper. En este caso, la dirección de máxima amplitud en los sitios de los sondeos E3 y P4 apunta a -40° y 80° con respecto al norte y ocurre para periodos de 0.2 y 0.02s respectivamente. Los resultados del análisis del resto de los sondeos se muestran en la Tabla 2, en la cual se incluye también el resumen de varios parámetros calculados para cada uno de los sondeos medidos. Entre otros, se estimó la profundidad de investigación en cada sitio obtenida a partir de la expresión de *skin depth* (Vozoff, 1972), que depende de la conductividad superficial y de la más baja frecuencia de la siguiente manera:

$$\delta = \left(\frac{2\rho_{prom}}{\mu_0\omega} \right)^{1/2} \cong 503 \left(\frac{\rho_{prom}}{f} \right)^{1/2} \quad (6)$$

donde $\omega=2\pi f$ es la frecuencia angular, μ_0 es la permeabilidad magnética y ρ_{prom} es la resistividad aparente promedio del subsuelo. La Figura 7 muestra las direcciones del tipper correspondientes a profundidades mayores a los 700 metros, cuya dirección apunta hacia posibles estructuras conductoras orientadas perpendicularmente a estos y representadas por líneas punteadas color rojo en la misma figura. La ausencia de vectores en varios sondeos indica que su magnitud es cero a los periodos correspondientes a 700 metros de profundidad o mayores. Se asume que las estructuras interpretadas con las líneas punteadas corresponden a contactos geológicos cuya dirección es consistente con la dirección de las estructuras regionales (p.e. Figura 1), y probablemente tengan influencia en la dirección del flujo subterráneo del acuífero.

Tabla 2
Síntesis de los resultados obtenidos del análisis del tipper de los sondeos realizados.
Adicionalmente, se incluyen las profundidades máximas de investigación
para cada sondeo a partir de la ecuación (6) utilizando las resistividades promedio
de la 5a columna. P1 y P7 no tienen tipper

| <i>Sondeo</i> | <i>Dimensionalidad</i> | <i>Prof. Max. (km)</i> | <i>Tipper Max. T(s)</i> | <i>Rho prom. (ohm-m)</i> | <i>Prof. Tipper Max. (m)</i> | <i>Azimet Tipper (°)</i> |
|---------------|------------------------|------------------------|-------------------------|--------------------------|------------------------------|--------------------------|
| E3 | 1D /2D | 14.0 | 0.2 | 20 | 700 | -40 |
| E4 | 1D/2D | 6.5 | 0.02 | 5 | 160 | -45 |
| E5 | 1D | 1.5 | 0.0007 | 8 | 40 | 100 |
| E6 | 1D | 4.0 | 0.001 | 6 | 40 | 35 |
| E7 | 1D/2D | 6.5 | 1) 0.001 2) 3.0 | 7 20 | 40 3800 | -40 130 |
| P1 | 1D | 2.5 | — | — | — | — |
| P2 | 1D | 6.0 | 3 | 4 | 1700 | 135 |
| P3 | 2D | 12 | 1) 0.01 2) 0.3 | 10 20 | 160 1200 | 0 -40 |
| P4 | 1D | 3.5 | 0.02 | 4 | 140 | 80 |
| P5 | 1D/2D | 14.0 | 1) 0.02 2) 0.25 | 10 20 | 220 1100 | 135 100 |
| P6 | 1D | 2.5 | 3.0 | 3 | 1500 | 130 |
| P7 | 1D | 6.5 | — | — | — | — |
| P8 | 1D | 1.5 | 2.0 | 5 | 1580 | 135 |

Inversiones 1d y diagramas de bloques

Los modelos unidimensionales de los sondeos fueron obtenidos a partir de la inversión del invariante de la resistividad y de la fase (Ec. 3) que se caracteriza por ser independiente de la dirección de la estructura regional y proporcionan un promedio de las dos respuestas eléctricas perpendiculares (o modos de polarización). La Figura 8 muestra los modelos de profundidad de los sondeos E3 y P4 y el ajuste a las curvas de resistividad y fase del invariante. Adicionalmente, se calculó el modelo de profundidad suavizado para cada sondeo utilizando un algoritmo tipo Occam (Constable *et al.*, 1987) que consta de un número mayor de capas. Entre los rasgos que sobresalen de las curvas de campo es una capa superficial conductora (~10ohm-m) presente en toda la zona de estudio, que en algunos casos es aún más conductiva a profundidad (E5, P1, P2, P4, P6, P7 y P8) para luego incrementarse por efecto de la presencia de un estrato más resistivo. En algunos de los sondeos la presencia del basamento es clara (E3, E4, E6, E7, P1, P3, P4 y P5) pero no en otros (P2, P6, P8 y E5). Por otro lado, en la mayor parte de las curvas es posible distinguir una secuencia de estratos que alterna de resistivos a conductivos y luego a moderadamente resistivos pasando a conductivos o muy conductivos y finalmente a resistivos. Esta alternancia se asocia cualitativamente a la secuencia sedimentaria del Cuaternario-Neógeno-Paleógeno y basamento respectivamente que se reproduce

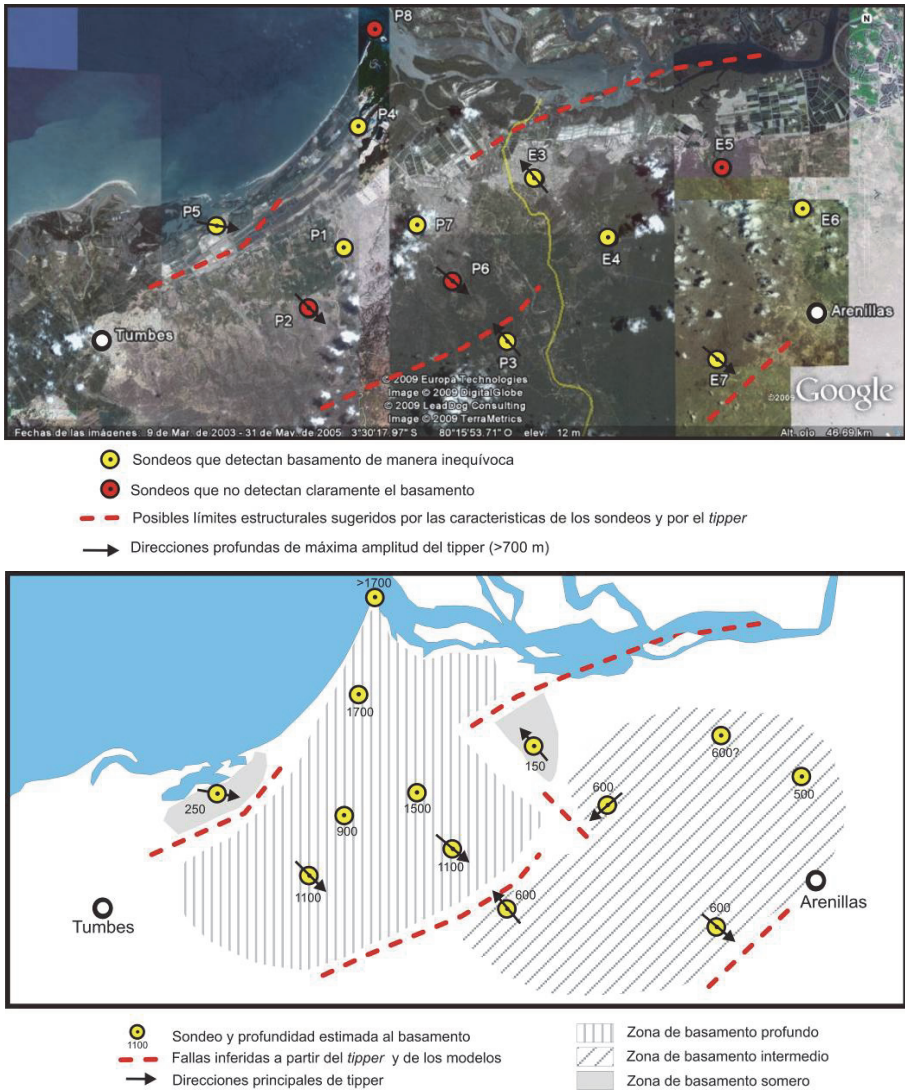


Figura 7. Arriba: estructuras deducidas a partir del azimut del *tipper* a profundidades mayores a 700m. Los vectores, según la convención de Parkinson (1959) son perpendiculares a dichas estructuras y apuntan hacia ellas. Los sondeos que no tienen flechas de *tipper* indican que su magnitud es nula. Abajo: distribución de profundidades del basamento obtenida de los modelos de profundidad de los sondeos.

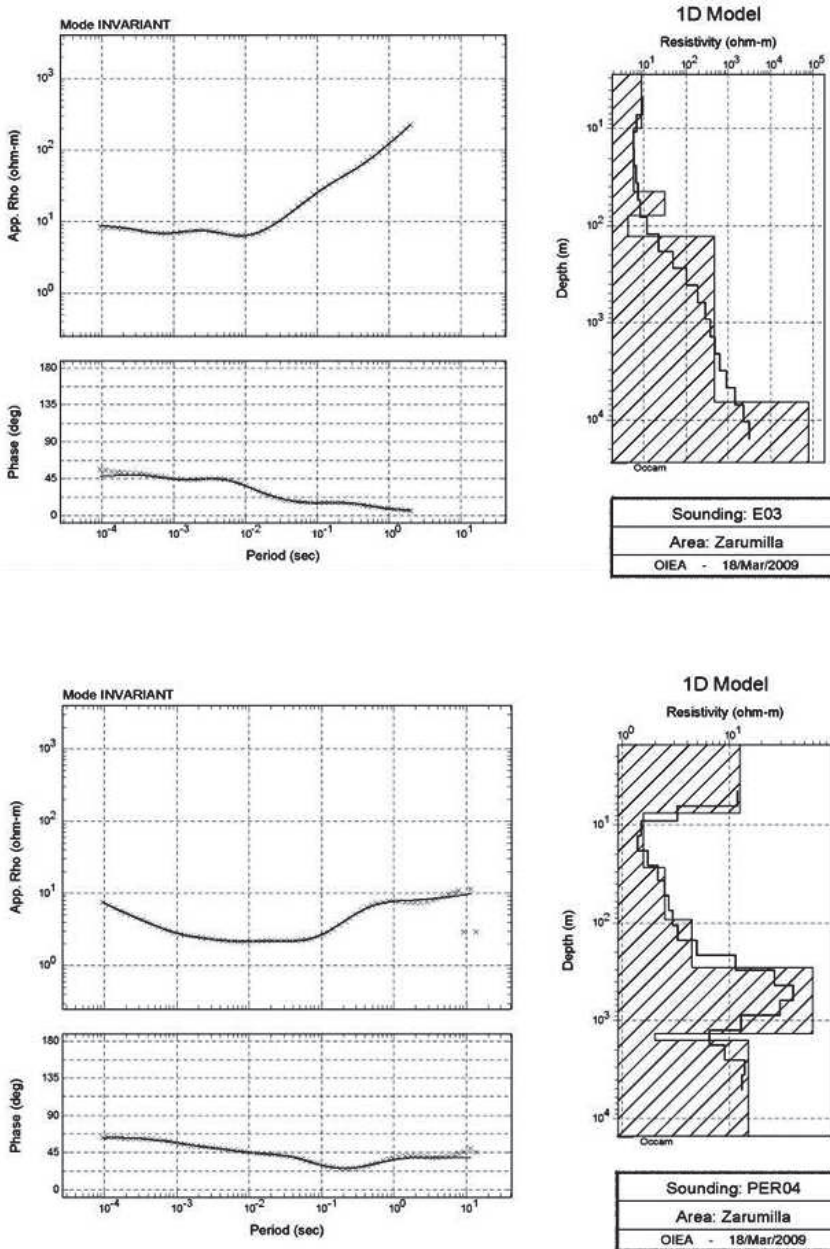


Figura 8. Ejemplos de modelos de profundidad (derecha) de los sondeos E3 y P4. Las gráficas de la izquierda muestran los ajustes entre los datos de resistividad y fase del invariante (cruces) con los datos estimados (línea continua).

en los modelos de profundidad deducidos de las inversiones del invariante realizadas a los 13 sondeos, de donde se obtuvieron los resultados que se muestran en forma resumida en la Tabla 3.

Tabla 3
Síntesis de resultados obtenidos de la inversión unidimensional de los sondeos realizados. La 2a y 3a columnas proporcionan respectivamente la dimensionalidad de cada sondeo y la profundidad teórica máxima alcanzada. Las siguientes tres columnas proporcionan los espesores de las formaciones Ng y Pg, así como la profundidad al techo del basamento

| <i>Sondeo</i> | <i>Dim.</i> | <i>Prof. teo. max. de exploración (km)</i> | <i>Prof./res. "Ng" m (ohm-m)</i> | <i>Prof./res. "Pg" m (ohm-m)</i> | <i>Prof. / res. Basamento m (ohm-m)</i> |
|-----------------|-------------|--|----------------------------------|----------------------------------|---|
| E3 | 1D /2D | 14.0 | 55-80 (35) | 80-150 (4) | 150 (400) |
| E4 | 1D/2D | 6.5 | 20-200 (6) | 200-600 (1.5) | 600 (1000) |
| E5 ^a | 1D | 1.5 | 120-? (20) | — | — |
| E6 | 1D | 4.0 | 15-400 (10) | 400-500 (3) | 500 (400) |
| E7 | 1D/2D | 6.5 | 40-350 (20) | 350-600 (6) | 600 (>40) |
| P1 | 1D | 2.5 | 60-500 (8) | 500-850 (6) | 850 (70) |
| P2 | 1D | 6.0 | 35-600 (6) | 600-1100 (<1) | 1100 (35) |
| P3 ^b | 2D | 12.0 | 40-500 (20) | — | 500 (40) |
| P4 ^c | 1D | 3.5 | 300-1500 (60) | 1500-1700 (2.5) | >1700 (20) |
| P5 | 1D/2D | 14.0 | 70-250 (20) | — | 250 (>1000) |
| P6 ^d | 1D | 2.5 | 20-500 (4) | 500-700 (<1) | — |
| P7 | 1D | 6.5 | 100-900 (10) | 900-1500 (2) | 1500 (>20) |
| P8 | 1D | 1.5 | 180-200 (10) | 200-? (5) | — |

^a Profundidad máxima limitada por cuestiones técnicas.
^b Sondeo afectado por la cercanía de una falla sepultada, por lo cual la interpretación 1D no es una buena aproximación.
^c Importante espesor de sedimentos superficiales (Q) muy conductivos.
^d El Ng es conductor.

En la Tabla 3 se han puesto entre comillas las formaciones del Neógeno (Ng) y Paleógeno (Pg) debido a que no necesariamente corresponden a los límites temporales de estas formaciones geológicas. Lo que las caracteriza y distingue son los valores de resistividad, mayores en la unidad Ng, los cuales pueden estar vinculados a cambios de facies que no necesariamente corresponden a dichos límites. En este contexto, lo que aquí se ha llamado la formación Ng de hecho se puede asociar a un sistema acuífero que por los valores de resistividad moderada podría sugerir que la calidad del agua es razonablemente buena y por lo tanto una fuente potencial de suministro. En contraste, el estrato Pg sugiere que esta unidad que se encuentra subyaciendo al acuífero Ng, está probablemente saturada con agua de origen marino ya que presenta consistentemente valores muy bajos de la resistividad eléctrica.

Por otro lado, de los resultados de las inversiones se hacen evidentes las irregularidades que existen en el basamento de la zona estudiada que no pueden ser atribuidas a corrimiento estático debido a que éste resultó prácticamente inexistente. Las variaciones de la profundidad al techo de esta unidad que se considera de edad cretácica, van desde los 150 a los más de 1700 metros. La Figura 9 muestra el modelo estructural del basamento en diferentes perspectivas deducido de dichas inversiones junto con los datos de pozos disponibles (Vásquez, 2005). Como se puede observar de la Figura 9, es posible diferenciar la geometría de las principales formaciones interpretadas que constituyen el subsuelo de la zona de estudio. Por ejemplo, la Figura 9a muestra un mayor espesor de la formación Pg y por lo tanto mayor profundidad al basamento en dirección NW, es decir hacia la costa. Las irregularidades observadas se explican en términos de desplazamientos verticales ocurridos durante la historia tectónica en esta región e implica que existen fallas geológicas que en algún periodo fueron activas, las cuales se encuentran limitando a los diferentes bloques interpretados. En general las interfaces son irregulares y en particular, se aprecia una depresión del basamento en el entorno de los sondeos P1 y P7 que parece extenderse hacia la costa, en los alrededores del sondeo P8 en donde alcanza sus valores máximos. Es en esta región en donde los espesores de los depósitos sedimentarios del Neógeno y del Paleógeno son mayores, sin embargo es precisamente en esta zona en donde se observan valores de resistividad muy bajos asociados a dichas formaciones, lo que es un indicio de la invasión de agua de origen marino. Estos contactos dividen en tres áreas distintas la zona estudiada: la zona SE en donde el basamento es relativamente somero (500-600m); la zona NW que corresponde a la más profunda de las tres, alcanzando valores mayores a los 1700m; los altos estructurales en donde el basamento se encuentra más próximo a la superficie y que parecen ser el límite de una cuenca de rellenos sedimentarios considerables (Figura 10).

Secciones de profundidad

Con el objeto de visualizar de manera más clara las variaciones del basamento a lo largo y ancho de la zona acuífera de Zarumilla, se seleccionaron tres perfiles representativos para llevar a cabo una modelación bidimensional a lo largo de los mismos utilizando el algoritmo de Rodi y Mackie (2001). Las inversiones se realizaron utilizando las curvas de resistividad y fase rotadas a los ejes principales e incorporando los modelos unidimensionales obtenidos previamente como modelos iniciales. Las dimensiones de las mallas de los modelos 2D fueron de 7x45 nodos para el Perfil 1, de 5x45 nodos para el Perfil 2 y de 4x45 nodos para el Perfil 3 y el número de iteraciones se fijó en 100 para los tres perfiles. La Figura 10 muestra la ubicación de dichos perfiles. El Perfil 1 incluye 7 sondeos y tiene una orientación aproximadamente Oeste-Este. El Perfil 2 comprende 5 sondeos, tiene una orienta-

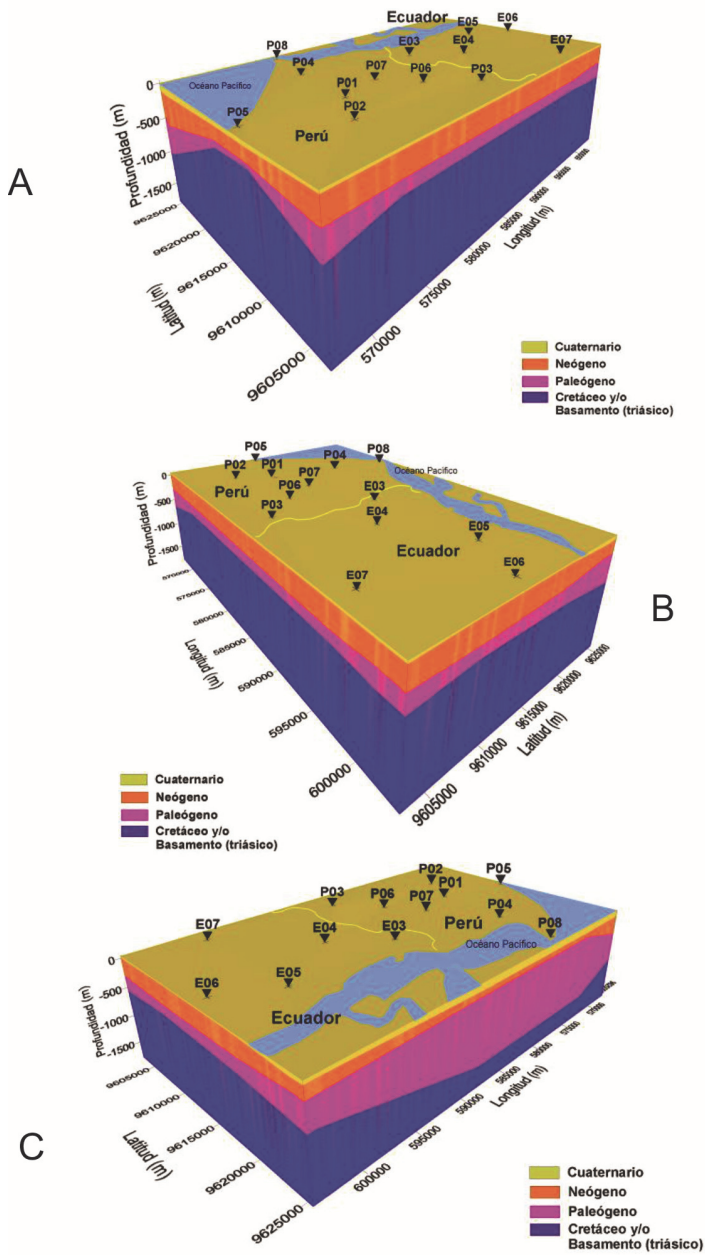


Figura 9. Modelo de bloque de la interpolación de los modelos 1D de los sondeos AMT-MT, mostrando tres perspectivas diferentes del subsuelo de la zona de estudio. A) inclinación de 30 grados mirando hacia el SW; B) misma inclinación mirando hacia el NW; C) misma inclinación mirando hacia el NE.

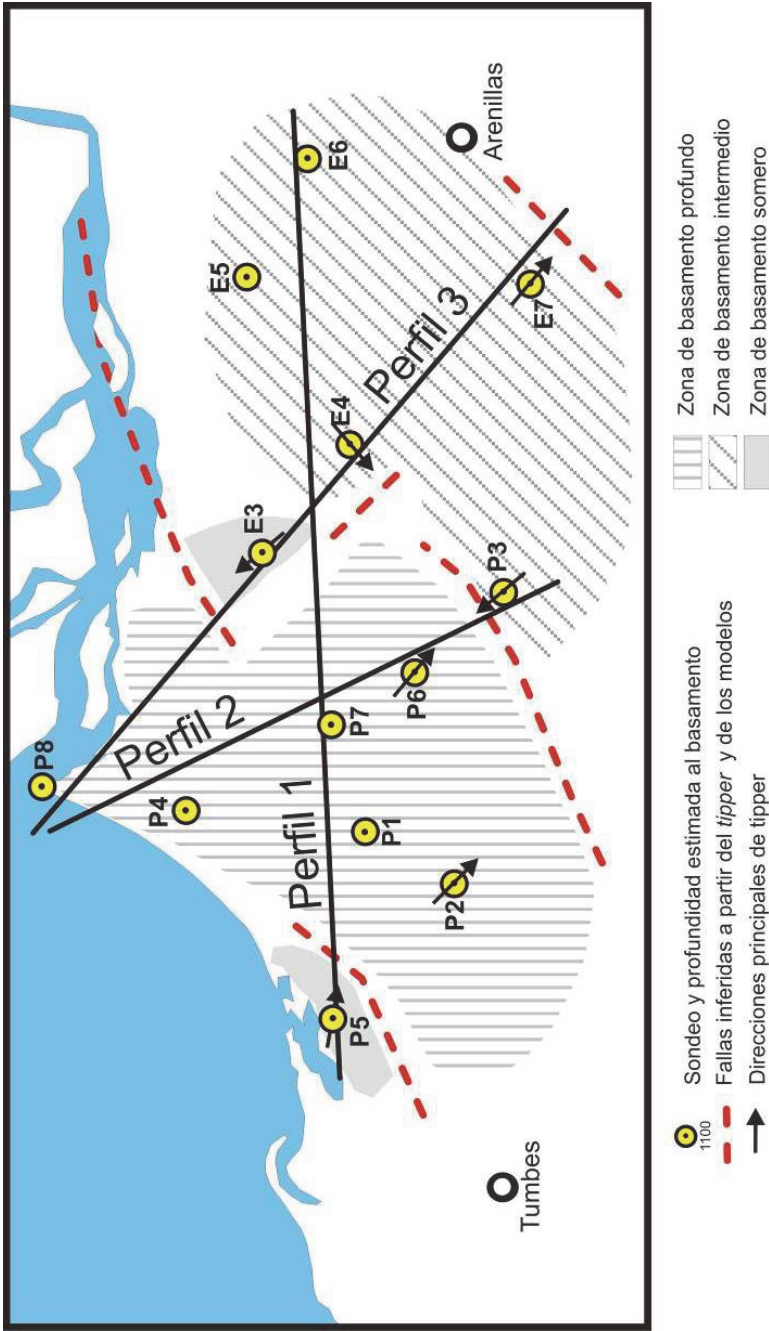


Figura 10 Ubicación de los perfiles seleccionados para la inversión 2D (líneas continuas negras).

ción aproximada Noroeste-Sureste y se ubica del lado peruano de la frontera. Por último, el Perfil 3 incluye 4 sondeos y también tiene una orientación Noroeste-Sureste pero comprende sondeos principalmente del lado ecuatoriano.

Los resultados obtenidos se muestran en la Figura 11, en donde se aprecia la ubicación de las fallas inferidas a partir de la interpretación del tipper y de los modelos de profundidad 1D del invariante. La exageración vertical aproximada es 1:5. En la Figura se puede apreciar en el Perfil 1 una especie de depresión del basamento (en color azul oscuro), que corresponde a valores de más de 70 ohm-m, y que ocurre entre la ubicación de los sondeos P5 y E3 con profundidades de más de 2000 m. Al Este del Río Zarumilla, en territorio ecuatoriano, también se observa una depresión del basamento a lo largo de este mismo perfil, aunque menos pronunciada que la que se encuentra al Oeste del río. La profundidad máxima interpretada del basamento en este sector es de alrededor de 1200 metros desde la superficie lo cual implica un potente espesor de sedimentos Cenozoicos preponderantemente conductivos. La posición del sondeo E3 sugiere un alto estructural del basamento que a pesar de estar definido por un solo punto, la buena calidad de este sondeo proporciona confianza acerca de la veracidad de este resultado.

De acuerdo a la interpretación de los datos del tipper, entre los sondeos P5 y P1 existe una falla geológica que es consistente con los resultados que se obtienen de la inversión 2D de los datos a lo largo de este perfil que muestra un desplazamiento vertical importante entre ambos sondeos. El resultado del Perfil 2 sugiere que en esta zona el basamento es más conductivo, sin embargo el relleno sedimentario del Paleógeno presenta valores relativamente más resistivos a profundidades mayores a los 300 metros aproximadamente bajo los sondeos P4 y P8, lo cual puede ser indicio de un acuífero no salobre en este sector. En particular, el sondeo P3, que detecta el basamento a una profundidad relativamente somera (~500m), parece estar afectado por la presencia de una falla muy cercana al sitio de medición que resulta en un sondeo claramente afectado por distorsión EM. Tanto el modelo 2D como la interpretación del tipper son consistentes en la existencia de dicha estructura. En este perfil los sondeos P6 y P8 muestran límites de penetración de exploración de 2500 y 1500 metros respectivamente. Por otro lado, el resultado del Perfil 3 muestra un basamento relativamente más resistivo y buzando hacia la costa de manera más suave que a lo largo del Perfil 2 y con un alto estructural alrededor del sondeo E3. El sondeo P8 a pesar de encontrarse en una zona limítrofe con el océano muestra la existencia de una capa de resistividad intermedia y de un espesor considerable (>500m) que puede ser de interés hidrológico. A pesar de que los modelos bidimensionales representados en los perfiles de la Figura 11 proporcionar menos detalle que los obtenidos a partir de las inversiones unidimensionales (líneas continuas negras en Figura 10) dan una clara idea de la variación litológica y vienen a confirmar los resultados de los modelos de capas, sobre todo el de la profundidad del basamento.

Conclusiones

El acuífero transfronterizo de Zarumilla presenta variaciones importantes tanto en la profundidad al basamento como en los espesores de las unidades potencialmente productivas. Entre los resultados más relevantes que se deducen de este trabajo desde el punto de vista geohidrológico se encuentran los siguientes:

En la zona de estudio existe una familia de fallas en dirección SW-NE que puede estar condicionando la dirección de flujo subterráneo del sistema acuífero en su conjunto. Las fallas no tienen expresión superficial y aparentemente afectan al basamento que muestra importantes desplazamientos en el área de estudio, así como a los rellenos del Paleógeno. Su origen se asocia a los esfuerzos de compresión y de extensión tectónica en el sur de Ecuador que ocurrieron durante el Mioceno. Los resultados muestran que el basamento es más somero hacia el Sureste, en donde se localiza a profundidades de entre 500 y 600 metros entre las poblaciones de Arenillas y Huaquillas. Las profundidades máximas detectadas se encuentran alrededor de los 1500 metros en el entorno del sitio P4, sin embargo en algunos puntos la profundidad puede ser incluso mayor (p.e. P8). Adicionalmente, existen dos altos estructurales detectados en el entorno de los sondeos E3 (150m) y P5 (250m) que definen una cuenca de potentes espesores de rellenos sedimentarios. De acuerdo con la información disponible, el basamento pre-Cretácico en la zona de estudio está constituido por rocas metamórficas continentales y depósitos Cretácicos de rocas volcánicas básicas de origen marino.

La formación acuífera de mayor interés, identificada aquí como formación “Ng” la cual correspondería al acuífero intermedio de Zarumilla (AIZ), ha sido caracterizado principalmente por los valores moderados de resistividad eléctrica a partir de los modelos de profundidad de los sondeos. Esta unidad se encuentra ubicada entre dos estratos más conductivos: uno superficial, que se identifica con los rellenos del Cuaternario, y otro que le subyace y que se asocia a depósitos probablemente del Paleógeno inferior o del Cretácico superior. Según los datos de Steinmann *et al.* (1999) el acuífero AIZ sería del Eoceno y estaría hospedado en una secuencia de productos volcánicos como piroclastos y depósitos de rocas ácidas a intermedias de origen continental y en depósitos de origen fluvial. La interface eléctrica que separa al acuífero intermedio de Zarumilla de la unidad conductora que le subyace no necesariamente corresponde a la interfase entre dos interfaces geológicas o a una probable disconformidad sino más probablemente obedece a un límite entre dos tipos de agua de calidades y niveles de saturación diferentes. Es decir, se especula que en esta región costera en donde han ocurrido regresiones y transgresiones, la calidad del agua y la porosidad de las rocas del subsuelo controlan la estratigrafía eléctrica observada.

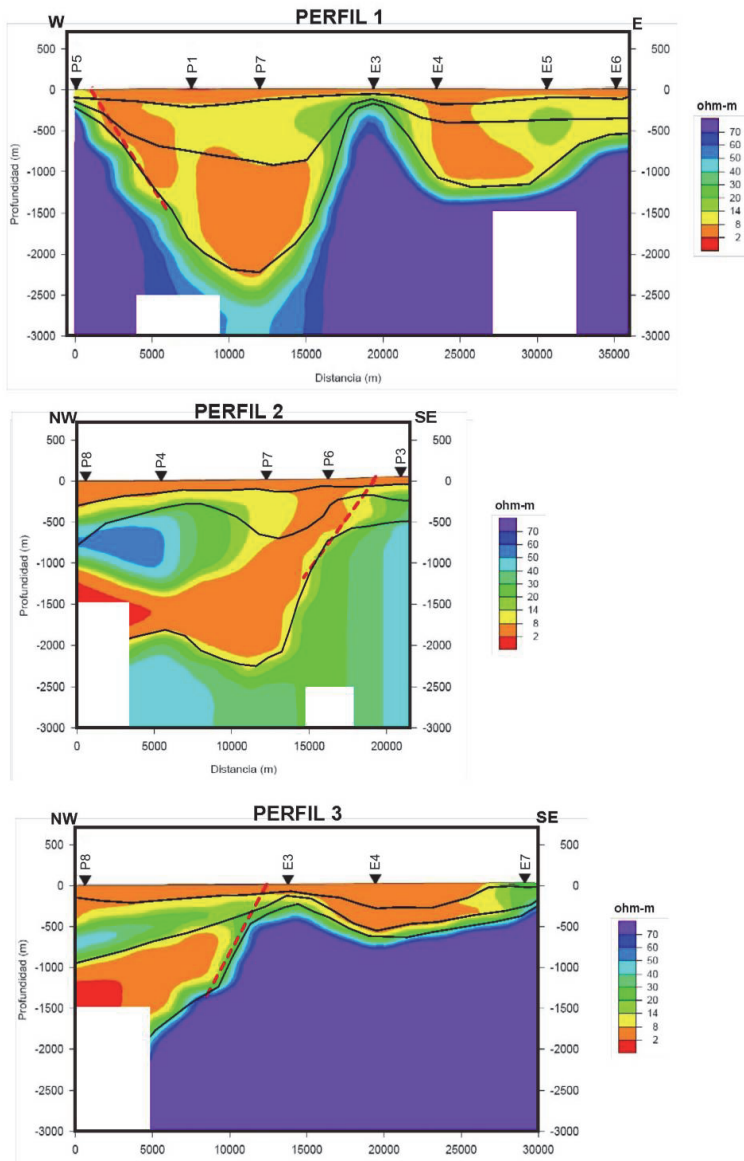


Figura 11. Resultados de la inversión 2D de las curvas de resistividad y fase rotadas a los ejes principales. La ubicación de los perfiles se encuentra en la Figura 11. Las líneas rojas punteadas representan estructuras inferidas a partir de la interpretación del *tipper*. Las líneas negras continuas representan la interpretación 1D extrapolada obtenida de los sondeos individuales. Exageración vertical 1:5. Los rectángulos blancos indican el límite de penetración de los sondeos en esos sitios.

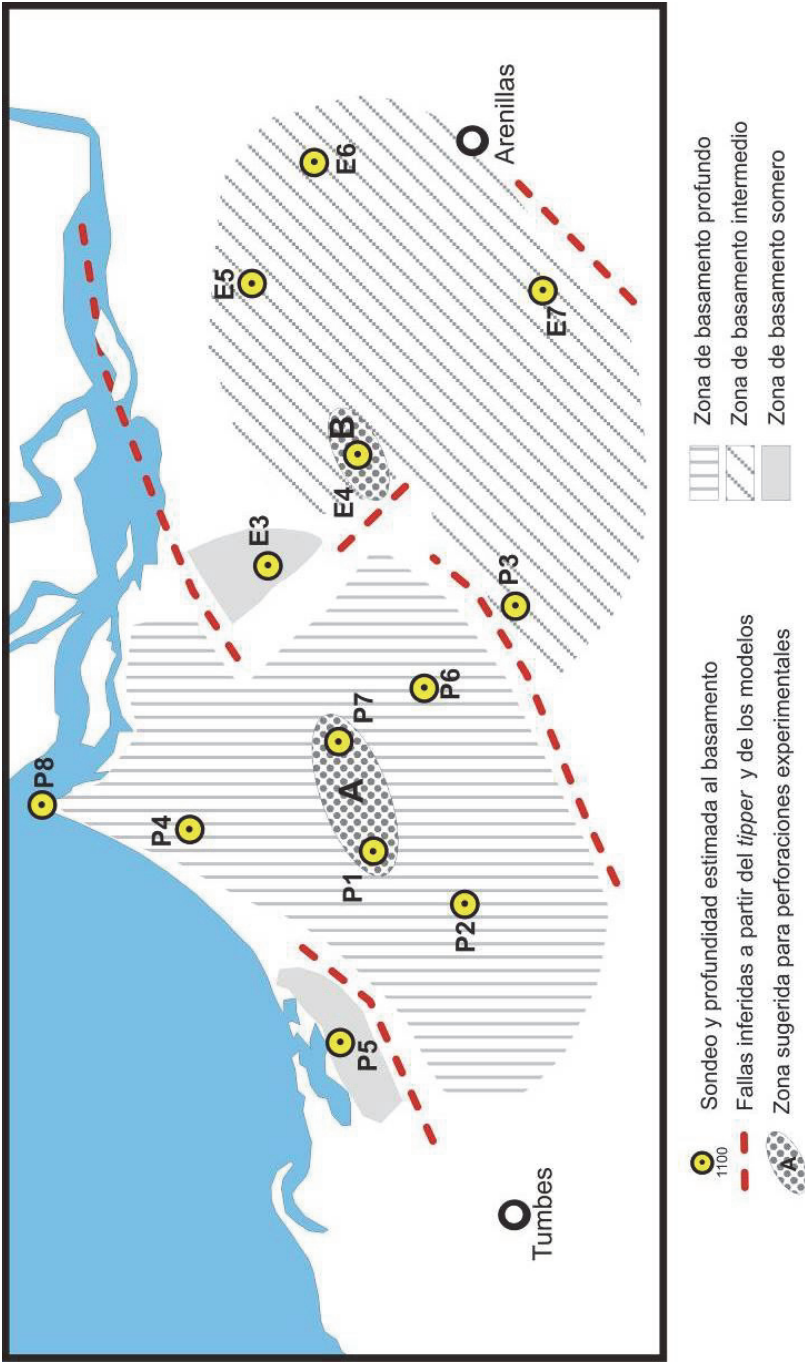


Figura 12. Zonas sugeridas para la exploración detallada para posibles perforaciones profundas.

La profundidad del acuífero intermedio (AIZ) varía entre los 20 y 300 metros y su espesor varía desde unas cuantas decenas de metros (en E3) hasta varias centenas de metros, presentando los mayores espesores en la zona en donde la profundidad del basamento es mayor, es decir en el sector NW del área de estudio. En base a lo anterior, se recomienda llevar a cabo la perforación experimental de un pozo profundo (>300m) que permita explorar tanto la calidad del agua como los niveles de saturación del sistema acuífero intermedio (o AIZ) en un punto propicio. Independientemente de que para la localización específica del punto de perforación se requiera llevar a cabo un estudio geofísico-geohidrológico detallado que permita determinar el sitio con las mejores características, se sugieren dos zonas propicias para este propósito (Figura 12): Zona A: Ubicada en el entorno de los sondeos P7 y P1. Esta zona se caracteriza por presentar importantes espesores de sedimentos (>500m) no conductores, lo cual es un indicio de probables niveles de saturación de agua de buena calidad. Zona B: Ubicada en el entorno del sondeo E4. Aunque esta zona presenta menos potencia de espesores no conductivos (~200m) el acuífero es más superficial. Adicionalmente, la cercanía de la zona de falla sugiere buenas posibilidades de recarga natural.

Bibliografía

- Bahr, K., 1991. Geological noise in magnetotelluric data: a classification of distortion types. *Phys. Earth planet. Inter.*, 66, pp. 24-38.
- Berchichevsky, M.N. y Dmitriev, V.I., 1976. Basic principles of interpretation of magnetotelluric curves. *Geoelectric and Geothermal Studies*, pp. 165-221, ed. Adam A., KAPG Geophysical Monograph, Budapest.
- Bourgeois, J., Eguez, A., Butterlin, J., De Wever, P., 1990. Evolution géodynamique de la Cordille`re occidentale des Andes e`quateur; la de`couverte de la formation eoce`ne d'Apagua, *C. R. Acad. Sci. Ser. 311 (I)*, pp. 173-180.
- Coello-Rubio X., 2003. *Characterization of the Zarumilla transboundary aquifer between Peru and Ecuador*, UNESCO-IHE, IAEA-WRP, PEBPT-Perú y PREDESUR-Ecuador, Presentación PPT.
- Constable, S.C., Parker R.L. y Constable C.G., 1987. Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data, *Geophysics*, 52, pp. 289-300.
- Gutscher, M.A., Malavielle, J., Lallemand, S., Collot, J.Y., 1999. Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision, *Earth and Planetary Science Letters* 168, pp. 255-270.
- Hungerbuhler, D., 1997. Tertiary basins in the Andes of southern Ecuador (3°00'–4°20'): sedimentary evolution, deformation and regional tectonic implications. Tesis Doctoral, Institute of Geology, ETH Zurich, 182 pp.

- Jaillard, E., Ordoñez, M., Benitez, S., Berrones, G., Jiménez, N., Montenegro, G., Zambrano, I., 1995a. Basin development in an accretionary, oceanic-floored fore-arc setting: southern coastal Ecuador during Late Cretaceous–Late Eocene time, *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, 62, pp. 615-631.
- Marocco, R., Lavenu, A., Baudino, R., 1995. Intermontane Late Paleogene–Neogene basins of the Andes of Ecuador and Peru: sedimentologic and tectonic characteristics. In: Tankard, A.J., Suarez, R., Welsink, H.J. (Eds.), *Petroleum Basins of South America*, *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, 62, pp. 597-613.
- Parkinson, W.D., 1959, Direction of rapid geomagnetic fluctuations, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 2, 1-14.
- Rodi, W.L. y Mackie, L.R., 2001. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion, *Geophysics* 66, pp. 174-187
- Steinmann, M., 1997. The Cuenca Basin of Southern Ecuador: Tectono-Sedimentary History and the Tertiary Andean Evolution. Doctoral Thesis, Institute of Geology, ETH Zurich, p. 176.
- Steinmann M., Hungerbuhler D., Seward D., y Winkler W., 1999. Neogene tectonic evolution and exhumation of the southern Ecuadorian Andes: a combined stratigraphy and fission-track approach, *Tectonophysics*, 307, pp. 255-276.
- Vásquez L.E., 2005. Revisión de información geofísica, Tumbes, Perú, Acuífero Zarumilla. End off Misión Report, IAEA-RLA/8/031 50 01. Internacional Atomic Energy Agency.
- Vozoff, K., 1972. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins, *Geophysics*, 37, pp. 98-141.
- , 1991. The magnetotelluric method, *Electromagnetic methods in Applied Geophysics*, vol. 2. Applications. Soc. Exp. Geophys.

Aplicación de dos modelos de atenuación a la falla La Cal, Mendoza, Argentina

Roberto Aguiar Falconí*
Magaly Quishpe*
Daissy Quishpe*
Carlos Frau**
Miguel Tornello**

Abstract

A fundamental element of probabilistic, as well as deterministic, seismic risk analysis is the capacity to estimate, for an established site, the movement of the terrain that could take place in future earthquakes based on a set of seismological parameters. This estimate is obtained by using attenuation relations or laws. The Next Generation Attenuation of Ground Motion (NGA) Project was a research initiative of the Pacific Earthquake Engineering Research Center-Lifelines Program (PEER-LL) together with the USGS and the Southern California Earthquake Center (SCEC), whose objective was to develop updated empirical attenuation models by means of an exhaustive and highly interactive research program. This paper uses two of the NGA models to evaluate the response spectra in the proximity of the La Cal seismic fault, very close to the urban center known as Gran Mendoza in the Republic of Argentina. The models used are Abrahamson and Silva, as well as Campbell and Bozorgnia, published in 2008. Results obtained were compared to the design spectra of the Argentinean norm, and reached the conclusion that the Campbell and Bozorgnia model present a better fit. This study also infers that design spectra of the Argentinean norm are appropriate for the case under study.

Key words: *Attenuation models, acceleration spectra, La Cal fault.*

Resumen

Un elemento esencial, tanto para los análisis de riesgo sísmico probabilísticos como determinísticos es la capacidad para estimar en un sitio establecido el movimiento del terreno que puede ocurrir en futuros terremotos a partir de un conjunto de pará-

* Centro de Investigaciones Científicas, Escuela Politécnica del Ejército Sangolquí, Ecuador, correo electrónico: raguiar@espe.edu.ec

** Centro Regional de Desarrollos Tecnológicos para la Construcción, Sismología e Ingeniería Sísmica (CeReDeTec), Facultad Regional Mendoza, Universidad Tecnológica Nacional, correo electrónico: cdfrau@frm.utn.edu.ar

metros sismológicos. Esta estimación se realiza usando relaciones o leyes de atenuación. El *Next Generation Attenuation of Ground Motion (NGA) Project* fue una iniciativa de investigación del *Pacific Earthquake Engineering Research Center-Lifelines Program (PEER-LL)* en conjunto con el USGS y el *Southern California Earthquake Center (SCEC)*, cuyo objetivo fue desarrollar modelos de atenuación empíricos actualizados mediante un exhaustivo y altamente interactivo programa de investigación. En el presente trabajo se utilizan dos de los modelos NGA para evaluar los espectros de respuesta en la proximidad de la falla sísmica La Cal, muy próxima al conglomerado urbano denominado Gran Mendoza en la República Argentina. Los modelos utilizados son el de Abrahamson y Silva y el de Campbell y Bozorgnia publicados en 2008. Los resultados obtenidos se comparan con los espectros de diseño de la norma argentina con la conclusión de que el Modelo de Campbell y Bozorgnia presenta un mejor ajuste. Se desprende también del presente estudio que los espectros de diseño de la norma argentina resultan adecuados para el caso estudiado.

Palabras claves: *modelos de atenuación, espectros de aceleraciones, falla La Cal.*

Introducción

Un elemento esencial, tanto para los análisis de riesgo sísmico probabilísticos como determinísticos es la estimación en un sitio establecido del movimiento del terreno que puede ocurrir en futuros terremotos. Esta estimación se realiza usando relaciones de movimiento, también conocidas como “relaciones o leyes de atenuación”. Una relación de atenuación es una ecuación matemática que relaciona un parámetro del movimiento del suelo a uno o más parámetros de la fuente sísmica, al camino que recorren las ondas y a las condiciones locales del sitio. Así, se distinguen por un lado los parámetros del movimiento del suelo que asumen la función de variable dependiente, es decir son el resultado de la aplicación de una relación de atenuación y por el otro los parámetros de la fuente sísmica, la distancia y las condiciones locales del suelo que son referidos colectivamente como “parámetros sismológicos” y variables independientes.

El Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) utiliza relaciones de atenuación para confeccionar sus mapas de riesgo sísmico. Para actualizar los mapas de diseño sísmico en la edición 2009 del National Earthquake Hazards Reduction Program (NEHRP): *Recommended Provisions for Seismic Regulations for New Buildings and Other Structures* utilizó las relaciones de Boore and Atkinson (2008), Campbell and Bozorgnia (2008) y Chiou and Youngs (2008), tanto para los análisis de riesgo sísmico probabilístico como para establecer límites determinísticos de la demanda sísmica en regiones *near-fault* (Huang *et al.*,

2008). Para obtener nuevas y confiables relaciones de atenuación llevó adelante el proyecto *Next Generation Attenuation of Ground Motion (NGA) Project* el cual fue una iniciativa de investigación del *Pacific Earthquake Engineering Research Center-Lifelines Program* (PEER-LL) en conjunto con el USGS y el *Southern California Earthquake Center* (SCEC), cuyo objetivo fue desarrollar modelos de atenuación empíricos actualizados mediante un exhaustivo y altamente interactivo programa de investigación.

Dentro del marco descrito, nuevos y mejores modelos de atenuación fueron desarrollados sobre una expandida y actualizada base de datos de registros, incluyendo simulaciones teóricas del 189 movimiento en roca, respuesta del sitio en suelo, efectos de cuenca y así, dar mejores bases científicas para la evaluación de formas funcionales y restricciones sobre los modelos de atenuación del movimiento del suelo debida a terremotos. En el proyecto participaron cinco equipos de investigadores que habían desarrollado relaciones de atenuación previas al proyecto: Abrahamson, Silva, Boore, Campbell-Bozorgnia y Youngs-Idris (representando a Sadigh). Para cubrir las necesidades de la práctica de diseño en ingeniería sísmica los modelos debían contemplar: a) parámetros del movimiento del suelo tales como la aceleración, la velocidad y el desplazamiento máximos del suelo (PGA, PGV, PGD), aceleración espectral para respuesta elástica con 5% de razón de amortiguamiento dentro de un rango de periodo comprendido entre 0 y 10 segundos; b) terremotos corticales superficiales provenientes de fallas transcurrentes, inversas, normales, c) magnitud momento con rango entre 5.0 y 8.5, d) distancia a la fuente con rango entre 0 y 200km y e) esquema de clasificación de suelos usada más frecuentemente, incluyendo la clasificación del NEHRP.

Los principales aspectos técnicos incorporados en los modelos fueron: a) efecto de bloque levantado (*hanging wall*) y bloque deprimido (*foot wall*) presente en fallas del tipo normal o inversa, b) estilo del fallamiento sismogénico según sean fallas transcurrentes, inversas, normales u oblicuas, c) profundidad del fallamiento contemplando ruptura con afloramiento superficial y subterránea, d) salto de tensión estático computado a través del área de ruptura, e) efectos de amplificación debida a las condiciones locales del suelo en relación a la condición "roca", f) amplificaciones debidas a la profundidad del basamento rocoso (efecto cuenca 3D) o bien a la presencia de roca superficial. Para el análisis de los datos los autores consideraron aspectos tales como la incertidumbre en las variables predictivas; la falta de datos en las variables predictivas y la dependencia de los errores estándares sobre la magnitud, distancia y tipo de suelo. Los resultados del proyecto NGA fueron una serie de relaciones de atenuación que cada grupo de investigadores desarrolló separadamente.

De los cinco modelos desarrollados, para el presente estudio se adoptaron dos modelos: a) Abrahamson y Silva (A-S), 2008 y b) Campbell y Bozorgnia (C-B),

2008. Los motivos que llevaron a esta elección fueron en primer lugar que los autores seleccionados llevan adelante desde antes de 1997 líneas de investigación orientadas al estudio de los efectos en zonas cercanas a la fuente sísmica (*near-fault*). Por lo tanto se considera que el conocimiento en este campo se encuentra reflejado en dichos modelos resultando más adecuados para estudios centrados en la demanda sísmica de sitio muy próximos a la fuente sísmica. Así mismo, sus variables predictivas presentan mayor similitud con los datos disponibles del caso que trata el presente trabajo debido a que la base de datos de registros utilizadas se adecuaban mejor a los objetivos buscados por los autores. Sobre este último aspecto se puede citar que las bases de datos utilizadas por A-S y C-B sólo contienen registros de terremotos corticales (superficiales) ocurridos en regiones tectónicamente activas; no consideraron registros en los que no se contara con información sobre la velocidad de la onda de corte en los primeros 30m o se desconociera el mecanismo focal. Se descartaron los registros que mostraban la presencia de efectos especiales (p.e. efecto de cuenca) o bien que contaban con una sola componente horizontal. Por último, no se incluyeron aquéllos registros que no fueran de campo libre. En cuanto a las diferencias entre ambas bases de datos resultó de interés contrastar los modelos de atenuación de C-B que no utilizó registros de sismos premonitores ni de réplicas, en tanto que A-S sí lo hizo.

La sismicidad de la República Argentina presenta en las zonas de mayor peligrosidad sísmica una distribución de fallas activas muy próximas a grandes centros urbanos. Por sus antecedentes sísmicos y por sus características geotectónicas regionales, la zona del centro-oeste argentino es la de mayor peligro, especialmente la provincia de San Juan y el norte de la provincia de Mendoza. Surge la necesidad de investigar y cuantificar los niveles de acciones sísmicas para potenciales terremotos en las inmediaciones de aquellas fallas sismogénicas que tienen asociados altos niveles de riesgo debido a la presencia muy cercana de centros o conglomerados urbanos. En esta dirección, el presente trabajo se focaliza en el caso particular de la falla La Cal en la Provincia de Mendoza de la República Argentina.

Una de las herramientas más utilizadas para el proyecto de estructuras sismorresistente son los espectros de respuesta elástica o de diseño, asociados a una razón de amortiguamiento de 5% respecto del amortiguamiento crítico. Es por tanto que se propone en este estudio obtener, para el entorno a la falla La Cal, espectros de respuesta de pseudo-aceleración elástica mediante las metodologías propuestas por Abrahamson y Silva, 2008 y la de Campbell y Borzognia, 2008. Refuerza el interés en llevar adelante la presente investigación el hecho de que la normativa sísmica argentina dividen al país en sólo cinco extensas zonas sísmicas (0, 1, 2, 3 y 4) siendo la zona 4 de muy elevada peligrosidad sísmica. Para cada zona sísmica se definen espectros de respuesta sin tener en cuenta las condiciones particulares que pueden generar la presencia de fallas sísmicas en cada sitio. Así, los resultados

obtenidos pueden ser de utilidad a fin de contrastarlos con los espectros de diseño que establece la norma argentina para la zona geográfica de la Ciudad de Mendoza que es afectada por la falla La Cal.

Métodología de Abrahamson y Silva (a-s)

La base de datos con la cual trabajaron (A-S) para determinar las leyes de atenuación contempló 135 terremotos entre los años 1952 y 2002, con 2,754 registros de sismos premonitores, principales y réplicas; la mayor parte corresponde al área de California (Estados Unidos) sin embargo, hay un número importantes de registros sísmicos ocurridos en otras regiones del mundo. Los sismos seleccionados corresponden a terremotos superficiales, también denominados corticales, es decir que se generan en la corteza terrestre. Los mecanismos focales corresponden a los distintos tipos de fallas presentes en este tipo de ambientes tectónicos: fallas transcurrentes (*strike-slip fault*), inversas (*reverse fault*), normales (*normal fault*) o una combinación de las transcurrentes con las otras dos (*oblique fault*) cuya profundidad focal no supera los 30km (Lay and Wallace, 1995).

Puede llamar la atención que en la base de datos no se informen eventos sísmicos que hayan ocurrido en América del Sur; esto puede ser posible debido a la escasez de registros en Sudamérica que cumplieran con la condiciones adoptadas por Abrahamson y Silva, es decir, pertenecer a un evento sísmico del tipo cortical (no subductivo), tener magnitud moderada, ubicarse la estación registradora a menos de 200km del epicentro, contar con todas las componentes, disponer del registro completo que permita su adecuado procesamiento.

La ecuación general propuesta por (A-S) para encontrar el espectro de aceleración como una fracción de la gravedad $Sa(g)$ se indica en la ecuación (1). El valor que arroja la ecuación corresponde a la media geométrica según Boore *et al.* (2006).

$$\ln Sa(g) = f_1(M, R_{rup}) + a_{12}F_{RV} + a_{13}F_{NM} + a_{15}F_{AS} + f_5(PGA_{1130}, V_{530}) + F_{HW}f_4(R_{jb}, R_{rup}, R_s, W, \delta, Z_{TOR}, M) + f_6(Z_{TOR}) + f_8(R_{rup}, M) + f_{10}(Z_{1.0}, V_{530}) \quad (1)$$

Donde:

$f_1(M, R_{rup})$ función que depende de la magnitud y la distancia.

F_{RV} variable indicadora que representa fallas inversas e inversas-oblicuas con ángulo Rake entre 30 y 150 grados.

F_{NN} variable indicadora para fallas normales y normales-oblicuas con ángulo *rake* entre -150 y -30.

F_{AS} variable idicadora de una réplica o del evento sísmico principal.

$f_5(PGA_{1100}, V_{S30})$ es una función que toma en cuenta las condiciones lineales y no lineales del suelo superficial. Los autores adoptaron el modelo de comportamiento no lineal propuesto por Walling *et al.* (2008).

F_{HW} variable indicadora para sitios sobre el bloque levantado (*hanging wall*) (Figura 2).

$f_4(R_{JB}, R_{rup}, R_x, W, \delta, Z_{TOR}, M)$ función que toma en cuenta el efecto de bloque levantado (*hanging wall*).

$f_6(Z_{TOR})$ función que toma en cuenta la profundidad del techo de la ruptura cósmica (Figura 1).

$f_8(R_{rup}, M)$ función de escalamiento para grandes distancias a la falla.

$f_{10}(Z_{1.0}, V_{S30})$ función que toma en cuenta el tipo de suelo del sitio de interés.

Siendo M la magnitud momento; R_{rup} la distancia más cercana al plano de ruptura en km (Figura 2); PGA_{1100} , la aceleración máxima del suelo en roca con $V_{1.0} = 1100 \text{ m/s}$ y V_{S30} la velocidad media de la onda de corte en los primeros 30 metros de profundidad del sitio de interés en m/s; R_{JB} la distancia mínima horizontal a la proyección horizontal del área de ruptura en km; R_x la distancia horizontal desde el borde de la ruptura al sitio de interés (Figura 1); W el ancho del área de ruptura; δ ángulo de inclinación o buzamiento del plano de falla; Z_{TOR} profundidad del techo de la ruptura cósmica (Figura 1); $Z_{1.0}$ la profundidad en la cual se tiene una velocidad de onda de corte de $V_2 = 1000 \text{ m/s}$; V_{S30} la velocidad media de la onda de corte en los primeros 30m de profundidad; en tanto que el ángulo *rake* es el ángulo entre la dirección del vector de deslizamiento sobre el plano de falla y el rumbo de la traza de la falla. Los coeficientes a_{ij} son los coeficientes de ajuste del modelo que son función del parámetro a calcular y para el caso de ordenadas espectrales varían para cada uno de los periodos seleccionados. Para más detalles del modelo se remite a Abrahamson and Silva (2008).

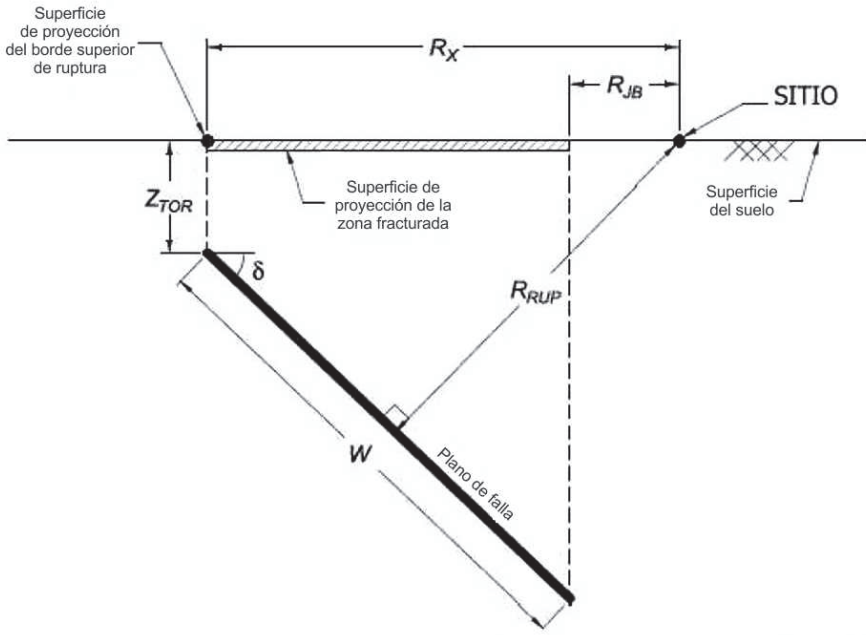


Figura 1. Variables de distancia y angular que intervienen en los modelos de A-S y C-B.

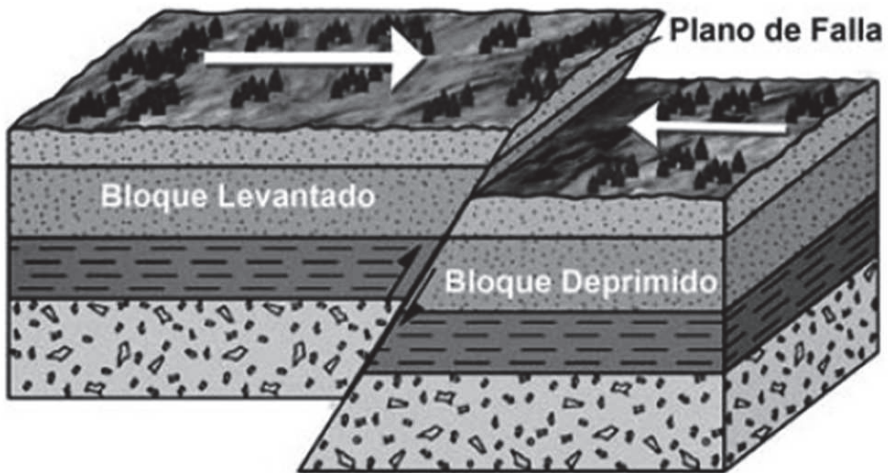


Figura 2. Bloque levantado (*hanging wall*) y deprimido (*foot wall*). Yeats *et al.* (1997).

Métodología de Campbell y Bozorgnia (c-b)

La base de datos considerada por C-B coincide en su mayor parte con la base de datos de A-S, pero solo considera los eventos principales excluyendo los premonitores y replicas. La ecuación general propuesta por (A-S) para encontrar el espectro de aceleración como una fracción de la gravedad $Sa(g)$ se indica en la ecuación (2). El valor que arroja la ecuación corresponde a la media geométrica según Boore *et al.* (2006).

$$\ln Sa(g) = f_{mag} + f_{dis} + f_{flt} + f_{hng} + f_{site} + f_{sed} \quad (2)$$

Donde:

- f_{mag} función dependiente de la magnitud.
- f_{dis} función dependiente de la distancia de la fuente al sitio.
- f_{flt} función dependiente del tipo de falla.
- f_{hng} función dependiente del efecto bloque levantado (*hanging wall*).
- f_{site} función dependiente de las condiciones lineales y no lineales del suelo.
- f_{sed} función es dependiente del sedimento superficial y efecto de cuenca 3D.

Los parámetros que intervienen en las distintas funciones son: M la magnitud momento; R_{rup} la distancia más cercana al plano de ruptura en km (Figura 2); A_{1100} , la aceleración máxima del suelo en roca con $V_{100} = 1100$ m/s; V_{s30} la velocidad media de la onda de corte en los primeros 30 metros de profundidad del sitio de interés en m/s; R_{jb} la distancia mínima horizontal a la proyección horizontal del área de ruptura en km; F_{RV} variable indicadora que representa fallas inversas e inversas-oblicuas con ángulo Rake entre 30 y 150 grados; F_{NM} variable para fallas normales y normales oblicuas con ángulo Rake entre 150^0 y 0^0 ; W el ancho del área de ruptura; δ ángulo de inclinación o buzamiento del plano de falla; Z_{TOR} profundidad del techo de la ruptura cosísmica (Figura 1); $Z_{1.0}$ es la profundidad en la cual se tiene una velocidad de onda de corte de $V_s = 1000$ m/s; $Z_{2.5}$ profundidad del horizonte rocoso que presenta una velocidad de la onda de corte de 2.5km/s; en tanto que el ángulo *rake* es el ángulo entre la dirección del vector de deslizamiento sobre el plano de falla y el rumbo de la traza de la falla. El modelos presenta coeficientes a_{ij} y k_i que son coeficientes de ajuste del modelo. Para más detalles del modelo se remite a Campbell y Bozorgnia (2008).

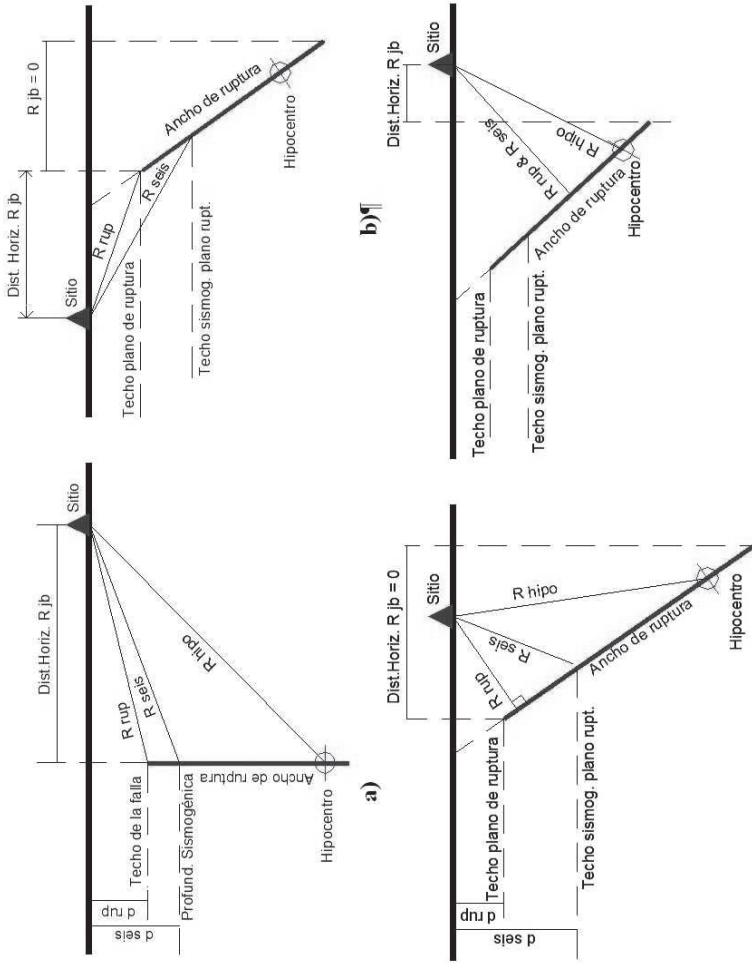


Figura 3. Medidas de distancia a la fuente finita más frecuentemente usadas en relaciones de atenuación: a) sitio próximo a falla con inclinación de 90° (plano de falla vertical), b) sitio ubicado en el bloque deprimido (*foot wall*) de falla inversa, c) sitio sobre la proyección del plano de falla y d) sitio en el bloque levantado (*hanging wall*) de falla inversa y fuera de la proyección del plano de falla.

En la Figura 1 se encuentra el significado de R_{RUP} , R_{1B} , Z_{TOR} , luego en la Figura 3 se presentan estas variables relacionadas con cuatro casos de interés y tipos de falla. La Figura 3 tiene un carácter más específico y puede ofrecer una mejor ayuda, en ella se ha denominado A_{RUP} a la variable Z_{TOR} .

En ambos modelos (ecuación 1 y 2) en lugar de $Sa(g)$ se podría haber escrito \ddot{Y} . En este caso \ddot{Y} puede representar la aceleración máxima horizontal del suelo (PGA), o bien la máxima velocidad horizontal del suelo (PGV) o el máximo desplazamiento horizontal del suelo (PGD); para cada caso se dispone de un conjunto de coeficientes específicos.

$$f_{tsd} = \begin{cases} c_{11}(Z_{23} - 1); & \Rightarrow Z_{23} < 1 \\ 0; & \Rightarrow 1 \leq Z_{23} \leq 3 \\ c_{12} K_2 e^{-0.73} [1 - e^{0.23(Z_{23}-3)}] & \Rightarrow Z_{23} > 3 \end{cases}$$

Falla La Cal

En la República Argentina las zonas de fallamiento geológico se manifiestan claramente con desplazamientos de cadenas montañosas, alineaciones de centros volcánicos y formación de valles transversales a las estructuras de fallas (Costa *et al.*, 2000). A la luz de la teoría de la tectónica de placas, se ha considerado generalmente al borde continental oeste de Sudamérica como parte de la zona de subducción correspondiente a la placa de Nazca en su encuentro con la placa Sudamericana. El proceso en el cual la corteza oceánica, ubicada inmediatamente bajo el Océano Pacífico, se desplaza debajo de las rocas continentales de Sudamérica, ha dado lugar a los principales rasgos estructurales como el complejo de fallamientos, plegamientos y ascensos de rocas del basamento denominado Cordillera de Los Andes.

El desplazamiento horizontal de la placa de Nazca a una tasa de corrimiento promedio de 63mm/año frente a los 13mm/año que lo hacen puntos interiores de la placa Sudamericana, es la principal causa de la deformación cuaternaria en Argentina. El resultado es un esquema compresivo con elevación de la mayoría de las estructuras cuaternarias conocidas en el país. La cordillera de Los Andes, la cual se extiende por más de 4000km; constituye la columna vertebral tectónica y es aquí donde se concentran las principales deformaciones más recientes.

La provincia de Mendoza se ubica en el centro-oeste de la República Argentina, al pie de la cordillera de Los Andes. Pertenece a la unidad geológica denominada “Precordillera” que se caracteriza por pliegues elevados por empuje que constituyen las estribaciones de Los Andes entre los paralelos 29°S y 33°S. Al sur del paralelo 32°S las deformaciones cuaternarias están representadas principalmente por bloques compresionales ciegos y emergentes provenientes de fallas inversas que pueden

presentar alto ángulo en superficie pero tienden a horizontalizarse en profundidad. Este fenómeno se supone ocurre entre los 6 y 8km bajo la superficie. El terremoto mendocino del 20 de marzo de 1861, con la falla La Cal como fuente sismogénica (Mingorance, 2001) marca el inicio de una serie de eventos sísmicos que afectaron a las provincias de San Juan y Mendoza.

La falla La Cal se ubica al norte de la provincia de Mendoza, su extremo sur penetra francamente en la Ciudad Capital, la cual está rodeada por los Departamentos de Guaymallén, Las Heras, Godoy Cruz, Maipú y Luján de Cuyo; este conglomerado urbano se lo denomina “Gran Mendoza” y alberga a más de un millón de habitantes.

La Figura 4 muestra la traza y ubicación de la falla La Cal. De acuerdo con Mingorance (2001) la falla La Cal fue la generadora del terremoto de Mendoza del 20 de marzo de 1861 con una intensidad máxima estimada que alcanzó los IX grados en la escala Mercalli Modificada; estudios de sismicidad histórica le asignan una magnitud de 7.0 Richter.

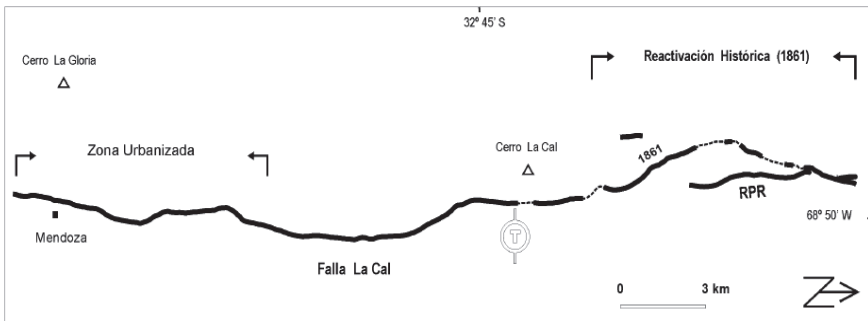


Figura 4. Falla La Cal (Mingorance, 2001).

Valiosos relatos de la época fueron recopilados por la Junta de Estudios Históricos de Mendoza en su revista de 1938, vol. X titulada “El terremoto del 20 de marzo de 1861”; estos relatos aportan interesantes datos, dando cuenta del carácter impulsivo y de la polarización del movimiento en la dirección oeste-este que presentó este terremoto. A continuación extractamos un relato por demás elocuente.

La tierra se movía como mecida por una mano poderosa. Los edificios oscilaban de este a oeste... una estampa pendiente de un clavo en la pared, que estaba de oriente a poniente, oscilaba en esa dirección. Lo que no se habría verificado si el movimiento hubiera sido en otro sentido, porque la estampa hacia las veces de péndulo que sólo podía oscilar en una sola manera... los que pudimos fijar nuestra atención en los

muebles que saltaban sobre el pavimento de las habitaciones. La ola terrestre, haciendo pasar la superficie plana del terreno a la curva, desplomó primero hacia el Este los edificios y después los movió horizontalmente en la misma dirección, pero elevándolos. Las murallas perpendiculares a la dirección del movimiento cayeron alternativamente al Oeste y al Este, mientras que las que se hallaban colocadas paralelamente, o en el sentido del movimiento, se rasgaron de alto abajo. Advertiré que las calles de Norte a Sur..., fuesen las que más se obstruyesen por los escombros, porque sus murallas laterales eran casi perpendiculares a la dirección del movimiento. He tenido después la satisfacción de ver comprobada esta conclusión, por las observaciones simétricas,... que practiqué durante ocho meses de mi residencia en la ciudad destruida. Todos los temblores notables fueron de movimiento oscilatorio u ondulatorio de Oeste-Suroeste a Este Noreste” (Franklin Villanueva).

Para el presente trabajo resulta de gran relevancia la determinación del Terremoto Potencial Máximo (TPM) que puede presentarse en torno a la falla La Cal. El TPM se define como el mayor terremoto que es capaz de generar una fuente sismogénica; es evaluado en términos de magnitud que en este caso se la designa como Magnitud Máxima Capaz (MMC). Las definiciones de TPM o MMC dadas precedentemente no involucran un periodo de tiempo determinado, por lo que se dice que son valores determinísticos que responden a la potencialidad física de la falla para generar terremotos y no a su recurrencia.

En este estudio, la determinación de la MMC se realizó mediante la aplicación de relaciones empíricas que vinculan parámetros geométricos de las fallas con la magnitud y tomando como límite inferior el mayor terremoto histórico conocido asociado a la falla en estudio. Para ello se aplicaron las relaciones empíricas de Wells y Coppersmith (1994) en función de la longitud de ruptura superficial (ecuación 3); donde M es la magnitud momento, y L_{RS} es la longitud de ruptura sub-superficial. La medida en profundidad del área de ruptura, perpendicular a la longitud es el ancho de ruptura W . El largo y ancho de la falla conforman el área de ruptura y reviste gran interés para cuantificar los espectros de respuesta. Para determinar W se aplicó la ecuación 4 de Wells and Coppersmith (1994) donde M es la magnitud momento y W es el ancho de ruptura en km. Los demás parámetros geológicos se resumen en la Tabla 1.

$$M = 5.0 + 1.22 \cdot \log L_{RS} \quad (3)$$

$$\log W = -1.61 + 0.41M \quad (4)$$

De acuerdo a los datos de la Tabla 1, los parámetros a emplear en los modelos descritos son los siguientes: $F_{RV} = 1$; $F_{NW} = 0$; $Z_{TOR} = 0.5 \text{ km}$; $Z_{2.5} = 0.2 \text{ km}$; $Z_{0.1} = 0.2 \text{ km}$.

Tabla 1
Parámetros sismológicos de la falla La Cal (Costa *et al.*, 2000; Frau, 2009)

Falla La Cal

| | | | | |
|---|---------------------|--|--|-------------------|
| Ubicación: Cerro La Cal, Dpto. Las Heras, Prov. Mendoza | | | | |
| Long. Acum. 30.7 km | Mag=f(L) 6.8 | Terremoto Histórico 20-03-1861# M=7.0 | | Mmáx Adop. 6.8 |
| Ancho W 15.4km | | | | |
| Ambiente Geológico: Localizada en el piedemonte del sector más austral de la Precordillera | | | | |
| | | | | |
| Intervalo de recurrencia | 1300 años | Tasa de Movimiento: | | 1-5 mm/año |
| Clasificación Importancia: | A | Tipo de Falla: | | Inversa |
| Rumbo: N8°E | Inclinación δ: 45°W | Rake λ: | | 90° |
| Observaciones: (*) Dado que la estimación de la magnitud histórica está basada exclusivamente en relatos históricos se adoptó la obtenida s/Wells y Coppersmith. #Según Mingorance, 2001. | | | | |

En cuanto a los sitios en donde se calcularán los espectros se remite a la Figura 5 (Frau, 2009). La parte superior muestra un esquema de la sección transversal de la falla La Cal, mostrando el plano de falla y el horizonte terrestre. En primer lugar, se identifica una zona denominada “Distancia Cero” (S0) que coincide con la proyección sobre la superficie terrestre del plano de ruptura hasta una profundidad de 10 km (UBC-97). A partir de los límites de la zona S0 se definen 3 nuevas distancias separadas 5km cada una. En la parte inferior de la Figura 5 se representa la traza de la falla vista en planta y la línea que delimita la zona de “Distancia Cero” y a continuación las líneas “paralelas” a la traza correspondientes a distancias 5, 10 y 15km, estas últimas referidas a la zona “Distancia Cero”. De esta manera, se generan tres nuevas zonas S1, S2 y S3 sobre el lado del “Bloque levantado” y otras tres sobre el lado del “bloque deprimido”.

A los fines de este estudio se determinaron los espectros de respuesta de pseudo-aceleración elástica de acuerdo a los modelos descritos en sitios ubicados en coincidencia con las líneas que separan entre si las zonas S0, S1, S2 y S3 que se corresponden con distancias: D=0; D=5; D=10 y D=15km Figura 5. En la Tabla 2, se indican los datos de distancia y PGA que surgen o se requieren para encontrar los espectros en los sitios seleccionados. Para el caso del modelo de A-S, el valor de R_x se halla aplicando la ecuación $R_x = 10.89 + R_{T2}$.

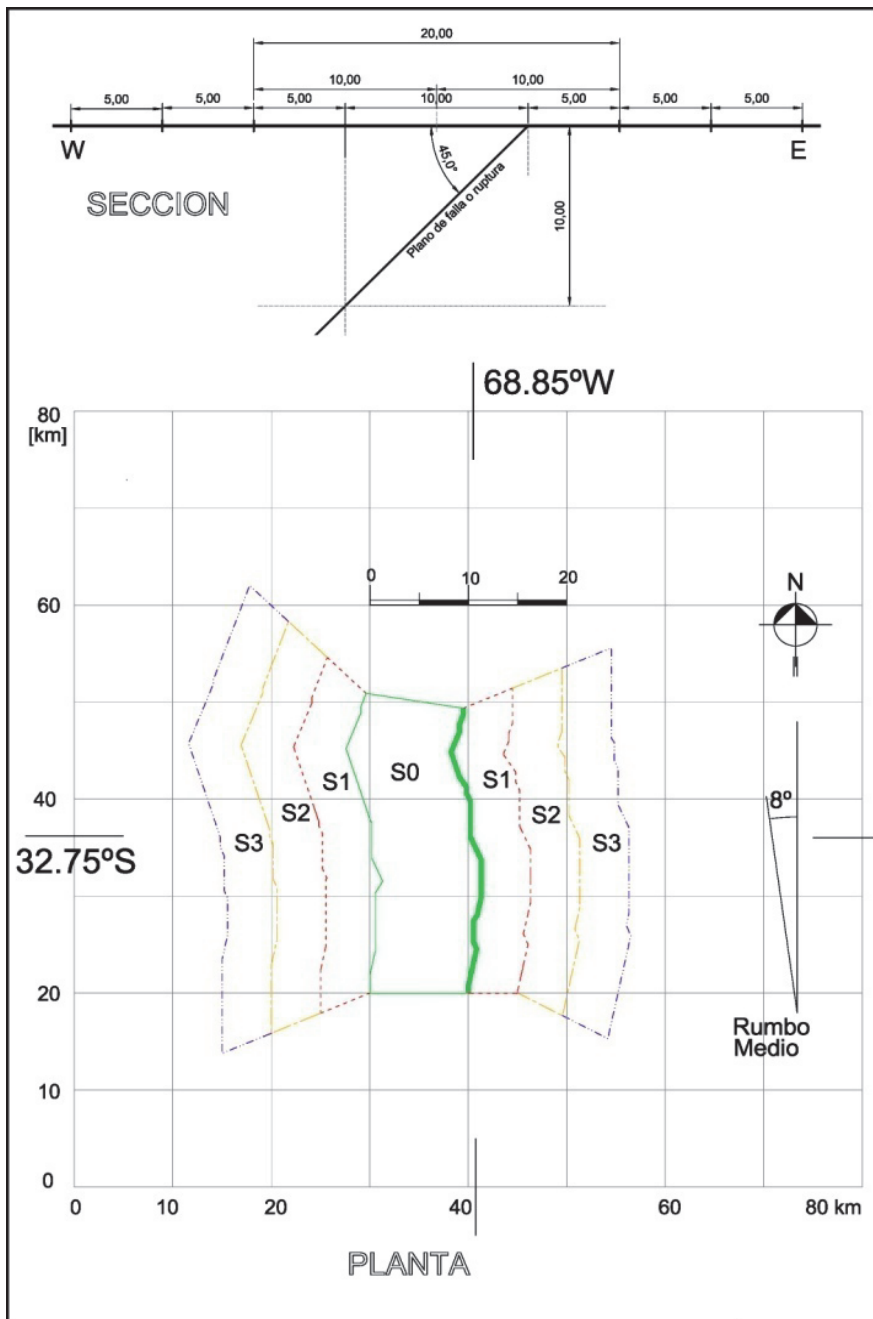


Figura 5. Traza de la falla La Cal y delimitación de distintas zonas próximas a la falla.

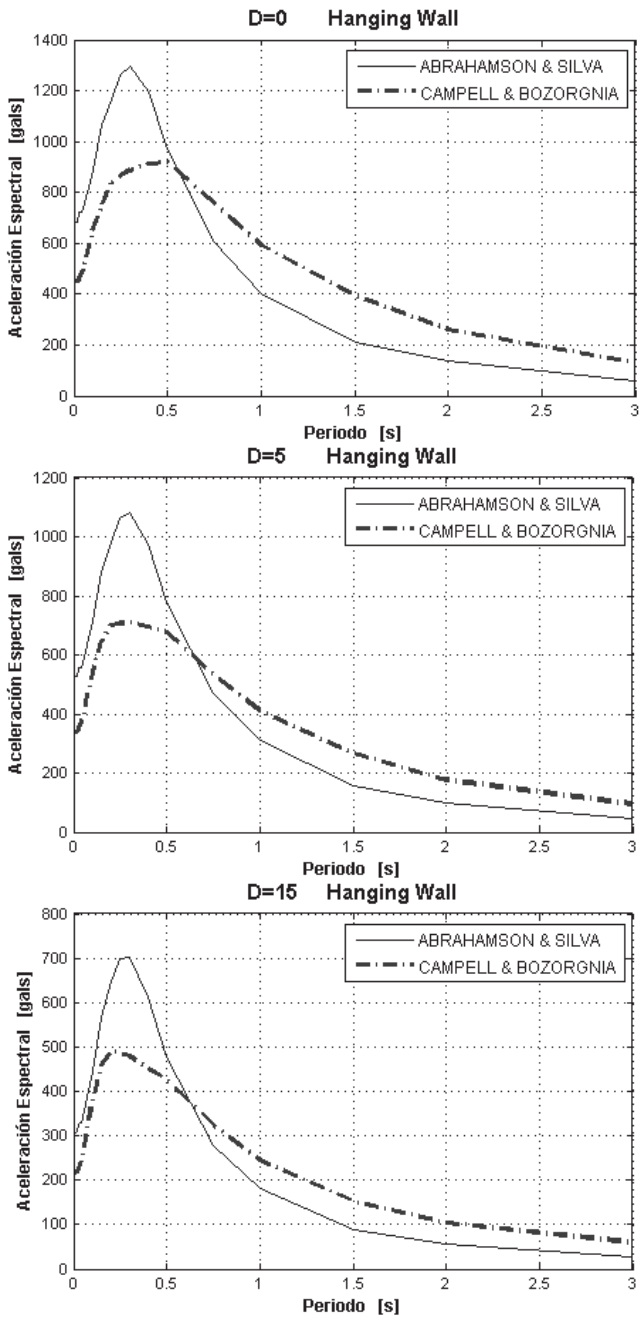


Figura 6. Espectros hallados para sitios que se encuentran en *hanging wall*.

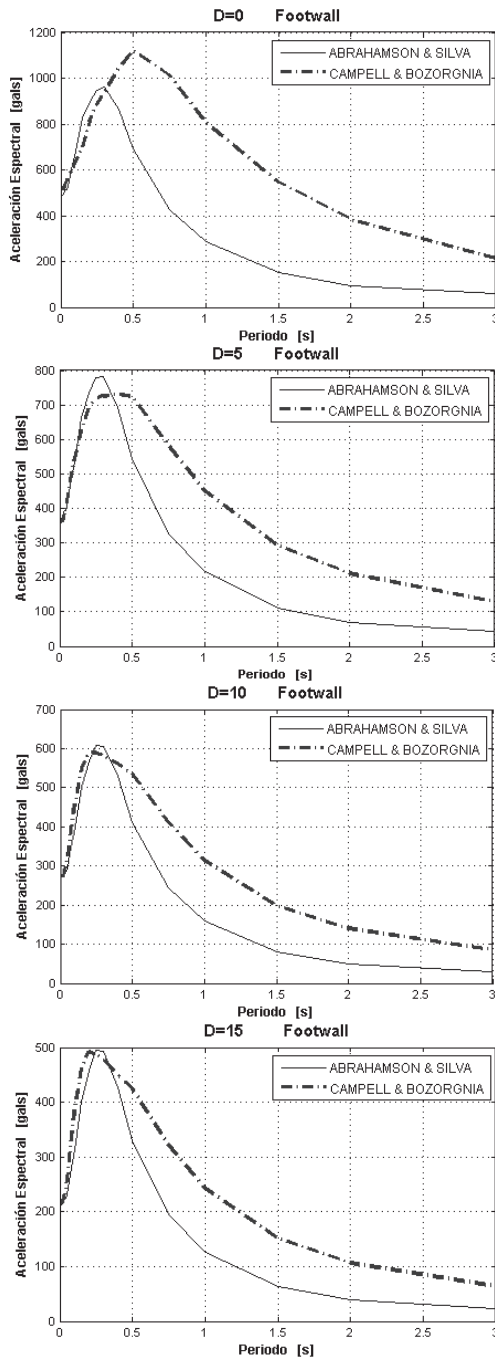


Figura 7. Espectros hallados para sitios que se encuentran en *foot wall*.

Tabla 2
Datos complementarios para hallar espectros en diferentes zonas

| | <i>Bloque levantado (hanging wall)</i> | | | | <i>Bloque deprimido (foot wall)</i> | | | |
|-----------------------|--|-------|-------|-------|-------------------------------------|-------|-------|-------|
| | D=0 | D=5 | D=10 | D=15 | D=0 | D=5 | D=10 | D=15 |
| D (km) | | | | | | | | |
| PGA (g) Abrahamson | 0.756 | 0.498 | 0.331 | 0.229 | 0.445 | 0.297 | 0.194 | 0.142 |
| PGA (g) Campbell | 0.508 | 0.331 | 0.234 | 0.180 | 0.633 | 0.360 | 0.244 | 0.180 |
| R _{RUP} (km) | 7.06 | 10.60 | 14.14 | 17.74 | 0.71 | 5.52 | 10.51 | 15.51 |
| R _{JB} (km) | 0.00 | 3.61 | 8.61 | 13.61 | 0.50 | 5.50 | 10.50 | 15.50 |

Resultados

En la Figura 6 se presentan los espectros encontrados para los sitios que se encuentran en el bloque levantado (*hanging wall*). En la Figura 7 se muestran los espectros para los puntos que se hallan sobre el bloque deprimido (*foot wall*).

Se destaca que el r de PGA que se obtiene con el modelo de (A-S), en la mayor parte de los casos analizados tiene valores más altos a los que se encuentran con el modelo de (C-B), por lo tanto es de esperarse espectros diferentes. Es probable que el modelo de A-S al incorporar datos provenientes de réplicas y premonitores pueden haber llevado a obtener regresiones con valores más altos de PGA. Esto ultimo puede deberse a que las magnitudes bajas mantienen al suelo en comportamiento lineal con posibilidad de resonancia. Cabe aclarar que lo dicho precedentemente es una hipótesis a confirmar y requiere de estudios específicos que exceden el presente trabajo.

En los casos estudiados se verifica una fuerte atenuación de las ordenadas espectrales en cortas distancias; se aprecia que para toda la banda del espectro, las ordenadas se reducen prácticamente a la mitad al pasar de sitios con D=0 a sitios con D=15km.

Si fijamos la atención en los sitios con D=0 sobre el bloque levantado (*hanging wall*) que se muestran en la Figura 6, el modelo de A-S describe una curva con un pico muy pronunciado de grandes ordenadas en la banda de periodo que va de 0.2 a 0.4seg. La forma de la curva que se obtiene del modelo de C-B parece más realista con picos de aceleración menos pronunciados e insinuando la clásica “meseta” de aceleración constante. Se aprecia que el modelo de A-S arroja mayores aceleraciones (del orden del 40-50%) para la región espectral correspondiente a periodos bajos; en tanto que para periodos mayores a 0.6s la situación se invierte y el modelo se C-B presenta mayores ordenadas con incrementos que llegan en algunos casos al 100%.

Para los sitios ubicados sobre el bloque deprimido (Figura 7) los modelos de A-S y C-B mantienen sus formas respectivas pero dentro de la banda 0.2-0.4 arrojan niveles similares. Solo para sitios ubicados en $D=0$ sobre el bloque deprimido, el modelo de C-B se ubica por encima del de A-S alrededor de $T=0.5s$. Para periodos mayores a 0.6 s el modelo se C-B acentúa más la diferencia con mayores ordenadas espectrales.

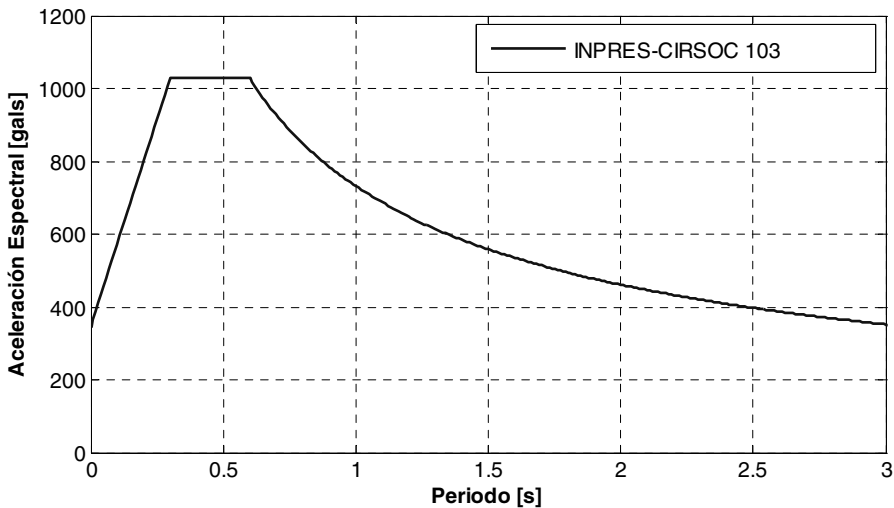


Figura 8. Espectros de pseudo-aceleración elástica de la norma argentina INPRES-CIRSO 103 para la zona sísmica que incluye a la falla La Cal.

En la Figura 8, se muestra el espectro de diseño de la norma argentina INPRES-CIRSO 103 (1991) actualmente vigente para la zona sísmica donde se encuentra la falla La Cal. El espectro tiene una aceleración de anclaje de 0.35g y presenta una meseta a 1.05g entre los periodos 0.3 y 0.6s, la rama descendente lo hace con una ley de S_a elevado a la $(-2/3)$.

Si comparamos los resultados obtenidos con los espectros de diseño que propone la norma argentina (Tabla 3), vemos que el modelo de C-B arroja un espectro por debajo de espectro de norma para el caso del bloque levantado, en tanto que ajusta bien para sitios en el bloque deprimido. El modelo de A-S se aproxima a los valores de norma en la región de periodos bajos y queda significativamente por debajo en el resto del espectro.

Por otro lado salvo para el caso de C-B y sitios sobre $D=0$ para el resto de los casos ($D=5, 10$ y $15k$) y para ambos modelos, los espectros encontrados están significativamente por debajo del espectro de norma.

Tabla 3
Ordenadas espectrales características para sitios con D = 0

| <i>T</i> [seg.] | <i>IC 103</i> [g] | <i>Bloque levantado</i> | | <i>Bloque deprimido</i> | |
|--------------------|----------------------|-------------------------|------------------------|-------------------------|------------------------|
| | | <i>Mod. C-B</i> [g] | <i>Mod. A-S</i> [g] | <i>Mod. C-B</i> [g] | <i>Mod. A-S</i> [g] |
| Máx. Ord. | 1.05 | 0.92 | 1.30 | 1.10 | 0.95 |
| 0.5 | 1.05 | 0.90 | 1.00 | 1.10 | 0.70 |
| 1.0 | 0.75 | 0.60 | 0.40 | 0.80 | 0.30 |
| 1.5 | 0.55 | 0.40 | 0.20 | 0.55 | 0.15 |
| 2.0 | 0.45 | 0.25 | 0.17 | 0.40 | 0.10 |
| 2.5 | 0.40 | 0.20 | 0.10 | 0.30 | 0.08 |
| 3.0 | 0.35 | 0.17 | 0.08 | 0.22 | 0.04 |

Conclusiones

Se han identificado los parámetros sismológicos de la falla sismogénica La Cal ubicada en la provincia de Mendoza, Argentina que da lugar a un riesgo sísmico de gran importancia debido a que su extremo sur penetra francamente en la Ciudad de Mendoza y afecta al conglomerado urbano denominado “Gran Mendoza” con más de un millón de habitantes.

Para la falla La Cal, a partir de datos geológicos, se han obtenido espectros de respuesta elástica para una razón de amortiguamiento del 5% mediante dos modelos de atenuación recientemente desarrollados: a) el modelo de Abrahamson y Silva y b) el modelo de Campbell y Bozorgnia. Para ambos casos se eligieron sitios próximos a la traza de la falla y se contrastaron con las ordenadas espectrales que fija la norma argentina vigente para la zona donde se emplaza la falla en estudio.

Los resultados muestran que el modelo de A-S presenta ordenadas entre un 40 a 50% mayores a las de C-B para la aceleración espectral máxima que se corresponde con periodos comprendidos entre 0.2 y 0.3s. Para periodos mayores a 0.6s el modelo de C-B se ubica por encima del de A-S con incrementos que llegan al 100%.

El modelo de C-B alcanza ordenadas espectrales similares a las estipuladas por la norma solo en correspondencia con sitios sobre la traza de la falla (D=0 sobre el bloque deprimido). El modelo de A-S solo supera al espectro de norma en correspondencia con el pico máximo (T=0.2-0.3s), para todos los otros casos sus ordenadas son significativamente menores.

A la luz de los resultados obtenidos el modelo de C-B se presenta como más adecuado para utilizar en sitios muy próximos a la fuente sísmica (menores a 20km).

De acuerdo al presente estudio, el espectro de diseño de la norma argentina resulta adecuado para altas demandas sísmica ($M=7$) a muy cortas distancias de la fuente. En tanto que, arroja valores conservadores para sitios a cierta distancia de las fuentes sísmicas.

Referencias

- Abrahamson N. and W. Silva, 2008, Summary of the Abrahamson & Silva NGA Ground-Motion relations. *Earthquake Spectra*, EERI, 24(1), 67-97.
- Beyer, K., and J. J. Bommer, 2006, Relationships between median values and between aleatory variabilities for different definitions of the horizontal component of motion. *Bulletin of the Seismological Society America*, vol. 96.
- Boore D., J. Watson-Lamprey and N. Abrahamson, 2006, Orientation-independent measures of ground motion. *Bulletin of the Seismological Society America*, vol. 96, no. 4A, 1502-1511.
- Campbell K., and Y. Bozorgnia, 2008, NGA Ground Motion Model for the Geometric Mean Horizontal Component of PGA, PGV, PGD and 5% Damped linear elastic response spectra for periods ranking from 0.01 to 10 s. *Earthquake Spectra*, EERI, 24 (1), 139-171.
- Costa, C., M. N. Machete, R. L. Dart, H. E. Bastías, J. D. Paredes, L. P. Perucca, G. E. Tello and K. M. Haller, 2000, *Map and database of quaternary faults and folds in Argentina*, USGS, International, Lithosphere Program, Report 00-0108, February, 2000.
- Frau C., 2009, *Demanda sísmica incluyendo efectos de directividad en zonas near-fault de Argentina*, tesis para obtener el título de Doctor, Universidad Tecnológica Nacional, Regional Mendoza, 371 pp., Mendoza, Argentina.
- Frau, C. D. y G. R. Saragoni, 2005, Demanda sísmica de fuente cercana. Situación del Oeste Argentino, *Cong. Chileno de Sismología e Ingeniería Antisísmica*, IX Jornadas, Concepción, Chile.
- , 2010, Espectros de diseño incluyendo efectos de directividad de la ruptura para la falla La Cal en la Ciudad de Mendoza, Argentina. *Congreso Chileno de Sismología e Ingeniería Antisísmica. X Jornadas*. Santiago de Chile, 22 al 27 mayo 2010.
- Huang, Y., A. S. Whittaker and N. Luco, 2008, Maximum spectral demands in the near-fault region, *Earthquake Spectra*, vol. 24, no. 1, 319-341, February 2008.

- International Conference of Building Officials (ICBO), Código Uniforme de la Edificación-1997, 1º Edición en Español, 1999, Basada en la 4º Edición del Uniform Building Code, 1997, EEUU.
- Lay, T. and T. C. Wallace, 1995, *Modern Global Seismology*, San Diego, Academic Press.
- Mingorance F., 2001, "Parámetros geológicos de la deformación cosísmica asociada al terremoto de Mendoza de 1861, (M=7) Argentina", *7th Congress of the Brazilian Geophysical Society, Soil Earth Geophysics*, Actas TS27, 1316-1319, Salvador, Brasil.
- Tornello M. and C. Frau, 2010, Experiencias sobre aislamiento sísmico en Mendoza, Argentina, Diseño, Modelación y Construcción, *Revista Internacional de Ingeniería de Estructuras*, 15(1), 1-47, Ecuador.
- Walling, M., W. J. Silva and N. Abrahamson, 2008, Nonlinear site amplification factors for constraining the NGA models, *Earthquake Spectra* 24, 243-255.
- Wells, D. L. and K. J. Coppersmith, 1994, New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement, *Bulletin of the Seismological Society America*, vol. 84, no. 4, 974-1002.
- Yeats R., K. Sieh and C. Allen, 1997, *The geology of earthquakes*, Oxford University Press, 499 p., New York.

Nuevos estándares en las correcciones de gravedad: estudio de caso para una red local en San Juan, Argentina

Silvia Miranda*
Alfredo H. Herrada**
María Cristina Pacino***

Abstract

Gravity databases are being updated to match the precisions now routinely achievable in the calculation of gravity anomalies. To attain this objective, the diverse corrections involved in the determination of an anomaly must ensure accuracies consistent with each other and with the gravity survey. Another important aspect is the kind of height used in these corrections, which is shown by the widespread use of satellite positioning as a technique to establish the location and heights of gravity stations. This paper examines the suitability and impact of using the new recommended standards taking as a case study a local network of gravity located in San Juan (Argentina). The new values of anomalies can be used both geodetic and geophysical applications.

Key words: *Ellipsoidal Gravity Anomalies, Gravity Network Adjustment.*

Resumen

Las bases de datos de gravedad están siendo actualizadas para adaptarlas a las precisiones hoy rutinariamente accesibles en el cálculo de anomalías de gravedad. Para alcanzar este objetivo las diversas correcciones que intervienen en la determinación de una anomalía deben asegurar exactitudes consistentes entre sí y con el levantamiento gravimétrico. Otro aspecto relevante es el tipo de altura a utilizar en estas correcciones, el cual es puesto de manifiesto por el uso extendido del posiciona-

* Instituto Geofísico Sismológico Volponi, FCFN, Universidad Nacional de San Juan, Meglioli (Sur) 1160, 5400 Rivadavia, San Juan, Argentina, correo electrónico: smiranda@unsj-cuim.edu.ar

** Departamento de Ingeniería en Agrimensura, FI, Universidad Nacional de San Juan, Av. Libertador San Martín (Oeste) 1109, 5400, San Juan, Argentina, correo electrónico: aherrada@uolsinectis.com.ar

*** CONICET, Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura, Universidad Nacional de Rosario, Pellegrini 250, 2000 Rosario, Santa Fe, Argentina, correo electrónico: mpacino@fceia.unr.edu.ar

miento satelital como técnica para el relevamiento planialtimétrico. En este trabajo se analiza la conveniencia y el impacto del uso de los nuevos estándares recomendados tomando como estudio de caso una red local de gravedad ubicada en San Juan (Argentina). Los nuevos valores de anomalías pueden ser utilizados tanto en aplicaciones geodésicas como geofísicas.

Palabras clave: *anomalías de gravedad elipsoidales, ajuste de redes de gravedad.*

Introducción

En años recientes, los avances tecnológicos han conducido a alcanzar mayores exactitudes en la determinación de anomalías de gravedad, lo cual puede lograrse prácticamente sin necesidad de incrementar los costos de medición y de cálculo. Entre las mejoras más importantes podemos mencionar: i) la georreferenciación de las estaciones (x, y, z) usando técnicas de posicionamiento satelital global (*e.g.*, GNSS), ii) la disponibilidad de información detallada del terreno a escala global, a través de modelos de elevación (*e.g.*, SRTM) o, en el área cercana a la estación la facilidad de reconstruir el terreno usando equipos láser scanner o la técnica de GPS cinemático, iii) la evolución en programas de procesamiento y la mayor potencia de las computadoras.

Desde el punto de vista de la adquisición en si misma del dato de gravedad (g_{obs}) sobre terreno, los progresos en las últimas décadas han sido notables, tanto en gravimetría absoluta como en relativa. Los gravímetros absolutos portátiles (*e.g.*, A 10) o transportables (*e.g.*, Figura 5) están proveyendo cada vez más valores de fuerza de la gravedad con exactitudes nominales de 10 a $1\mu\text{Gal}$, los cuales están siendo usados para la optimización de las redes fundamentales de gravedad de distintos países (*e.g.*, Kenyeres *et al.*, 2002). En gravimetría relativa la automatización de las lecturas de gravedad y el almacenamiento y registro digital de los datos, ya sea mediante la incorporación interna o externa de una unidad de procesamiento automático y la opción de realizar en tiempo reducido lecturas múltiples en cada estación, han producido mejoras en la calidad del dato de gravedad sobre terreno (*e.g.*, para equipos geodésicos, exactitudes nominales de hasta $5\mu\text{Gal}$). Sumado a ello, la incorporación de sistemas electrónicos de lectura en los gravímetros más modernos reducen los errores atribuibles al observador, permitiendo también lecturas más exactas. Con respecto a la medición de altitudes, la eficiencia de la técnica GPS cinemático ha producido una significativa reducción en los costos de relevamientos gravialtimétricos ($\cong 50\%$).

Otra mejora importante en el conocimiento del campo de gravedad de la Tierra se debe al aumento de las precisiones asequibles en mediciones aéreas y marinas, nuevamente a través del aporte de las técnicas de posicionamiento satelital

global, que ayudarían no sólo posicionar el vehículo sino también cuantificar las aceleraciones no gravitacionales (Forsberg and Olesen, 2010). Por otro lado, las misiones satelitales de gravedad (*i.e.*, CHAMP, GRACE, GOCE) han provisto cobertura prácticamente global de información de gravedad con una resolución y precisión cada vez mayor (*e.g.*, Ramillien *et al.*, 2008; Gruber *et al.*, 2011). La evolución descrita del método gravimétrico ha conducido a renovadas aplicaciones (*e.g.*, en la exploración de hidrocarburos donde también ha sido crítica la accesibilidad al modelado 3D mediante software comercial) y nuevas aplicaciones de ésta técnica geofísica en problemas de ingeniería o medio ambiente (Burger *et al.*, 2006).

Todos estos cambios han encaminado la modernización de las redes fundamentales de gravedad y las bases de datos nacionales para adaptarlas a las necesidades de usuarios provenientes de distintas ramas de las geociencias. Agregado a ello, en el cálculo de las anomalías de gravedad, las precisiones hoy realizables desde el punto de vista del dato en sí mismo (g_{obs} , x , y , z , tiempo) requieren también de un acompañamiento de la precisión alcanzada en las reducciones por altura y masa.

Un último aspecto es la compatibilidad, tanto en los *datums* como en las precisiones, de información adquirida en distintas partes del mundo, de modo que puedan incorporarse consistentemente en bases de datos mundiales. En este contexto, han sido formulados una serie de nuevos estándares (*e.g.*, Hinze *et al.*, 2005) para el cálculo de anomalías de gravedad. Las actualizaciones están produciéndose en distintas partes del mundo, con diferentes grados de avance.

En este trabajo se analiza el uso y se cuantifican los nuevos estándares para las reducciones de gravedad, tomando como estudio de caso el impacto sobre las anomalías calculadas en los vértices de una red de gravedad local medida en la Provincia de San Juan. Disciplinas tales como geofísica, geodesia, ingeniería, geología, o geodinámica están requiriendo en forma creciente la implementación de redes de gravedad lo suficientemente densas, precisas, homogéneas y confiables, necesarias para abordar objetivos cada vez más específicos.

Red de Gravedad Local

La Red de Gravedad Local está constituida por 22 puntos diseminados en los departamentos más poblados y económicamente activos de la Provincia de San Juan (Figura 1). Una de estas estaciones (PV), situada en dependencias del Instituto Geofísico Sismológico Fernando Volponi (Universidad Nacional de San Juan) cuenta con una determinación de gravedad absoluta, medida con un gravímetro absoluto del tipo interferométrico JILAG-3 (Torge *et al.*, 1994).

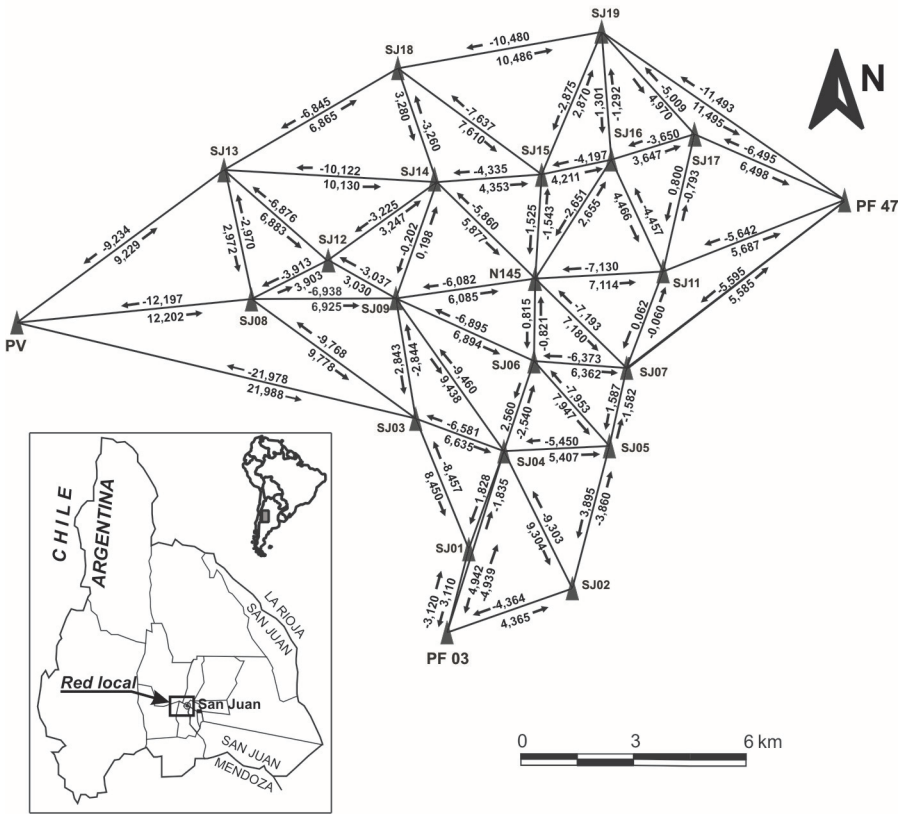


Figura 1. La Red de Gravedad Local: diseño y ubicación. Los vértices que conforman la Red se identifican con símbolo de triángulo relleno. También, se indican los desniveles gravimétricos crudos (en miligal) medidos para cada lado.

Los vértices que conforman la red (Tabla 1) tienen coordenadas en el Marco de Referencia Geodésico Argentino POSGAR 07 que materializa a WGS84 en Argentina. Las coordenadas provienen de mediciones efectuadas con receptores GPS de frecuencia dual y bicódigo, y altura sobre el nivel medio del mar resultante de nivelación geométrica con una tolerancia especificada de $10\text{mm}[L(\text{Km})]^{1/2}$. La precisión planimétrica y altimétrica de los puntos se estima en $\pm 1\text{cm}$ y $\pm 1.5\text{cm}$, respectivamente. Estos vértices están materializados en terreno mediante pilares de hormigón con bulón y chapa de identificación insertos en el coronamiento. Su emplazamiento fue elegido con el criterio de cumplir con condiciones convenientes de accesibilidad, estabilidad y permanencia. A los efectos de poder reubicar un punto en caso de destrucción parcial o total, cada una de las estaciones está vinculada a tres marcas testigo y consta de la monografía correspondiente. Esto posibilita

futuras remediciones, así como el uso de las estaciones para arranque, vínculo o control de otras determinaciones independientes.

Las pautas de medición de la red de gravedad se definieron atendiendo factores logísticos, económicos y de fiabilidad. Las premisas seguidas (*e.g.*, Torge, 1989) contemplan que: cada estación se conecte al menos con tres adyacentes, sea ocupada en dos o más ocasiones bajo condiciones disímiles (para identificar errores graves), y cada desnivel gravimétrico entre estaciones resulte medido en dos oportunidades en sentido opuesto. De este modo, conforme al esquema de la Figura 1, 22 puntos constituyen la red local de 31 mallas, con lados variables de entre 3 y 6km de longitud y una extensión total de aproximadamente 22km en la dirección Este-Oeste y 17km en sentido Norte-Sur.

La red es completa (todos los pares de puntos están vinculados) y cercanamente homogénea (todas las estaciones están apareadas con al menos tres vértices), lo cual asegura que los errores aleatorios se distribuyan uniformemente a través de la red.

La medición de las diferencias gravimétricas se realizó con un gravímetro automático Scintrex CG-3 (Seigel, 1995). Este gravímetro automático incorpora software específico que remueve de las lecturas de gravedad la deriva instrumental estática y el efecto lunisolar utilizando la fórmula desarrollada por Longman (1959). El registro gravimétrico en cada estación consistió de un ciclo de lectura de 270 segundos.

Cálculo y compensación

El gravímetro Scintrex remueve automáticamente la deriva estática, supuesta como lineal, determinada previamente en condiciones de gabinete. Sin embargo, durante la medición se pueden producir una variedad de errores accidentales de difícil modelado tales como: cambios ocasionales en el voltaje de alimentación, variaciones de temperatura y presión que no son compensados por los controladores del gravímetro, efectos de transporte, microsismicidad, entre otros. En el proceso de la compensación pueden eliminarse y/o ajustarse estos errores utilizando, por ejemplo, el método de mínimos cuadrados (*e.g.*, Hwang *et al.*, 2002).

Para la compensación de la red se utilizó el programa GRADJ del paquete GRAVSOFT desarrollado por Rene Forsberg (DanishNational Space Center). El código fuente de este programa está escrito en lenguaje FORTRAN 77. Las lecturas de gravedad reducidas (*e.g.*, corregidas por marea lunisolar) se introducen en el modelo funcional como lecturas independientes. La ventaja de usar las lecturas reducidas, en vez de las diferencias entre sucesivas de lecturas de gravedad, es que las observaciones se pueden asumir como no correlacionadas (Schüler, 1999). El sistema de ecuaciones de todas las observaciones efectuadas se puede expresar en forma matricial como:

$$Ax = b - r, \tag{1}$$

donde x es el vector de parámetros incógnita, A es la matriz de coeficientes conocidos, b es el vector de observaciones y r el vector de residuales.

Tabla 1
Coordenadas POSGAR 07 de los vértices que conforman la red local (Figura 1)
y valores de gravedad y error determinados luego del ajuste de la red.
H: altura nivelada, h: altura elipsoidal

| <i>Punto</i> | <i>Latitud (grados)</i> | <i>Longitud (grados)</i> | <i>H (m)</i> | <i>h (m)</i> | <i>g_{obs} (mGal)</i> |
|--------------|-------------------------|--------------------------|--------------|--------------|-------------------------------|
| SJ01 | -31.59693 | -68.55763 | 640.956 | 665.887 | 979172.066 ± 0.012 |
| SJ02 | -31.60576 | -68.52861 | 618.235 | 643.017 | 979179.552 ± 0.012 |
| SJ03 | -31.56715 | -68.57258 | 661.953 | 687.020 | 979163.629 ± 0.010 |
| SJ04 | -31.57451 | -68.54791 | 642.357 | 667.282 | 979170.244 ± 0.010 |
| SJ05 | -31.57325 | -68.51841 | 624.956 | 649.750 | 979175.663 ± 0.010 |
| SJ06 | -31.55385 | -68.53957 | 646.446 | 671.393 | 979167.705 ± 0.010 |
| SJ07 | -31.55532 | -68.51360 | 625.928 | 650.775 | 979174.079 ± 0.010 |
| SJ08 | -31.53992 | -68.61877 | 700.781 | 726.156 | 979153.852 ± 0.010 |
| SJ09 | -31.53954 | -68.57830 | 667.375 | 692.532 | 979160.796 ± 0.010 |
| SJ11 | -31.53317 | -68.50347 | 621.656 | 646.524 | 979174.004 ± 0.010 |
| SJ12 | -31.53096 | -68.59721 | 681.546 | 706.805 | 979157.759 ± 0.011 |
| SJ13 | -31.51037 | -68.62661 | 701.086 | 726.592 | 979150.874 ± 0.010 |
| SJ14 | -31.51299 | -68.56695 | 661.352 | 686.519 | 979160.996 ± 0.011 |
| SJ15 | -31.51114 | -68.53774 | 644.276 | 669.318 | 979165.331 ± 0.011 |
| SJ16 | -31.50760 | -68.51814 | 630.692 | 655.681 | 979169.525 ± 0.011 |
| SJ17 | -31.50172 | -68.49490 | 618.847 | 643.773 | 979173.183 ± 0.011 |
| SJ18 | -31.48695 | -68.57793 | 669.034 | 694.346 | 979157.709 ± 0.011 |
| SJ19 | -31.47842 | -68.52109 | 628.520 | 653.617 | 979168.196 ± 0.011 |
| PV | -31.54545 | -68.68426 | 739.457 | 764.759 | 979141.649 ± 0.010 |
| N145 | -31.53500 | -68.53933 | 642.504 | 666.957 | 979166.882 ± 0.010 |
| PF47 | -31.53300 | -68.42747 | 596.141 | 620.158 | 979179.689 ± 0.011 |
| PF3 | -31.61583 | -68.53333 | 633.046 | 657.237 | 979175.183 ± 0.012 |

La resolución es por el método de mínimos cuadrados para obtener la estimación óptima no sesgada de x:

$$x = (A^T W_b A)^{-1} A^T W_b b \tag{2}$$

W_b es la matriz de peso de b. Las estimaciones del error esperado para los parámetros ajustados son obtenidas a partir de la matriz de (co)varianza de x:

$$\Sigma_x = \sigma^2 (A^T W_b A)^{-1}, \tag{3}$$

W_b es una matriz diagonal (y por defecto identidad) en el ajuste. Los elementos de la diagonal de W_b pueden representar los pesos de un día de observación, el peso de un gravímetro (si se usan varios gravímetros simultáneamente) o incluso una sola lectura.

El procesamiento incluyó los pasos siguientes: primero las funciones de *drift* y las taras se analizaron y se removieron los *outliers*. Luego, el algoritmo de compensación automáticamente estimó los valores de peso a partir de la desviación estándar de las lecturas mediante el ajuste del conjunto de datos, todo ello en un esquema iterativo. Durante el proceso se debieron tomar decisiones acerca del tiempo máximo permitido entre mediciones o si se pone límite al valor deriva instrumental, por lo cual se hicieron varias corridas de prueba. En el ajuste como red vinculada, para los datos de 22 estaciones intervinieron 114 observaciones y se determinaron 29 incógnitas. El punto tomado como fijo en la compensación fue el denominado como PV (Figura 1), que cuenta con gravedad absoluta ($g_{PV} = 979141,649 \pm 0,01 \text{mGal}$). Los valores de aceleración de gravedad ajustados (Tabla 1) exhibieron desviaciones estándar de entre 10 y $12 \mu\text{Gal}$ ($\sigma_{\text{apriori}} = 14 \mu\text{Gal}$).

Correcciones recomendadas para calcular anomalías de gravedad

Las anomalías de gravedad son definidas como un residuo entre los valores de gravedad observada (g_{obs}) y la gravedad teórica (g_{t}) calculada de acuerdo a la latitud de la estación y sobre un elipsoide teórico o normal (Figura 2). Ambas cantidades deben estar definidas sobre la misma superficie: tradicionalmente la superficie de medición en geofísica y el geoide en geodesia. Puesto que la superficie de medición en general no coincide con la superficie del elipsoide (o con la del geoide) es que deben realizarse las denominadas correcciones de gravedad: aire libre, Bouguer y topográfica. La primera se debe únicamente a la diferencia de altura entre ambas superficies, mientras que las dos segundas a la masa de terreno involucrada. En aplicaciones geofísicas estas correcciones son normalmente determinadas usando fórmulas aproximadas que en general conllevan simplificaciones (*e.g.*, Burger *et al.*, 2006), las cuales fueron enunciadas en épocas en que no existían las herramientas computacionales y la información (*e.g.*, modelos digitales de elevación) actuales.

En base a los progresos tecnológicos más arriba detallados y la creciente demanda de anomalías cada vez más exactas, es que se recomienda el uso de nuevos estándares para el cálculo de las anomalías de gravedad y sus correcciones (Hinze *et al.*, 2005). Además, se sugiere la conveniencia del adoptar como nivel de referencia para las alturas al elipsoide WGS84, de modo que se propone trabajar directamente con las alturas geométricas h derivadas de GPS. También, se incluyen otra serie de

correcciones (*e.g.*, atmosférica, de Honkasalo) con el fin de completar la estandarización de las anomalías. Adicionalmente, se incluye a las anomalías isostáticas dentro de los valores a informar en las bases de datos de gravedad.

En párrafos subsiguientes se describen sucintamente los estándares recomendados, y se analiza cómo se comparan con las correspondientes aproximaciones clásicas, todo ello con énfasis en el impacto sobre las anomalías computadas en la red de gravedad local situada en San Juan.

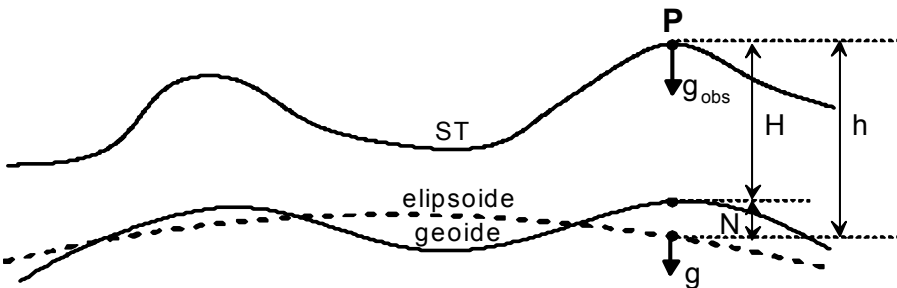


Figura 2. Se muestra esquemáticamente las superficies importantes en gravimetría: superficie terrestre (ST), geode y elipsoide. Se indican las alturas ortométrica (H) y elipsoidal (h), y su separación N (ondulación del geode). Estrictamente la altura física H debería seguir la dirección de la gravedad local. En geofísica, la gravedad observada (g_{obs}) y la gravedad teórica (g_{ϕ}) se definen sobre la superficie terrestre para determinar las anomalías de gravedad.

Gravedad Teórica

La fórmula de la gravedad teórica permite calcular el efecto de gravedad, como una función de la latitud, en cada punto de la superficie de un elipsoide debido a la masa, forma y rotación de la Tierra. Se recomienda usar la Fórmula Internacional de la Gravedad (en inglés IGF) en la fórmula cerrada de Somigliana para el elipsoide terrestre medio de 1980 (Geodetic Reference System 1980 o GRS80) adoptado por la Asociación Internacional de Geodesia (Moritz, 1980):

$$g_{\phi} = 978032.67715 \frac{(1 + 0.001931851353 \text{sen}^2 \phi)}{\sqrt{1 - 0.0066943802290 \text{sen}^2 \phi}} \tag{4}$$

siendo: g_{ϕ} la gravedad teórica expresada en miligals y ϕ la latitud geodésica con respecto al elipsoide terrestre medio geocéntrico, compatible con las coordenadas geocéntricas provistas por GPS (*e.g.*, Featherstone and Dentith, 1997).

Debe notarse que en general en geofísica de exploración se recurre a fórmulas aproximadas de segundo orden para el cálculo de la gravedad teórica en la forma:

$$g_{\varphi} = g_E(1 + \beta_1 \text{seno}^2\varphi - \beta_2 \text{seno}^22\varphi), \tag{5}$$

donde g_E es la gravedad en el Ecuador, β_1 y β_2 son coeficientes que incluyen términos del orden de f^2 (f : achatamiento geométrico). β_1 y β_2 toman valores de acuerdo al elipsoide considerado, por ejemplo GRS67, GRS80 (Torge, 1989). La exactitud relativa de estas fórmulas es del orden 0.1mGal (Moritz, 1980), y por lo tanto, para las precisiones actuales su uso no sería apropiado (Featherstone and Dentith, 1997). Por ejemplo, para las latitudes de la red local las diferencias entre la gravedad teórica calculada usando la fórmula cerrada (4) y la aproximación de segundo orden, ambas usando coeficientes GRS80, son de alrededor de 50 μ Gal.

Corrección atmosférica

Los parámetros de GRS80 se determinaron principalmente a partir de datos satelitales, y por consiguiente la fórmula contiene una componente atribuible al efecto de la masa atmosférica terrestre (Torge, 1989). Sin embargo, esta componente no está presente en las observaciones de gravedad medidas en o cerca de la superficie del terreno, y por lo tanto debe ser restituida en las anomalías de gravedad. Hinze *et al.* (2005) recomiendan que la corrección de gravedad atmosférica (δg_A) se modele, en forma aproximada, para una atmósfera terrestre esférica homogénea o elipsoidal compuesta por capas encima de la superficie del elipsoide de referencia, de acuerdo a la expresión siguiente:

$$\delta g_A = 0,874 - 9,9 \times 10^{-5} h + 3,56 \times 10^{-9} h^2, \tag{6}$$

δg_A está expresada en miligales y h , la altura elipsoidal de la estación, en metros. Esta corrección se torna más importante en determinaciones precisas que abarcan un rango amplio de altitudes (Hinze *et al.*, 2005). La Tabla 2 presenta los valores de esta corrección para la red local, sobre la cual varía entre 0.800mGal $\leq \delta g_A \leq$ 0.814mGal.

Sin embargo, Tenzer *et al.* (2010) señalan que esta fórmula no considera a la topografía como límite inferior de la atmósfera, conduciendo a errores en la determinación de δg_A de \sim 0.02mGal para puntos en el nivel medio del mar, incrementándose con la elevación de modo que excede +0.1mGal para alturas mayores a 2.5km. Estas inexactitudes sugieren que la aproximación propuesta por Hinze *et al.* (2005) y la Asociación Internacional de Geodesia no sería adecuada para el caso de mediciones gravimétricas de precisión (*e.g.*, Tenzer *et al.*, 2009).

Corrección de Honkasalo

La corrección de Honkasalo evalúa la deformación permanente por marea en el valor de fuerza de la gravedad vinculada a la red global IGSN1971 (International Gravity Standardisation Network 1971; Moritz, 1980). Los nuevos estándares encienden remover de dicho valor la corrección de Honkasalo (Hinze *et al.*, 2005). Morelli *et al.* (1974) proveen el término de Honkasalo como sigue:

$$g_H = 0,0371 (1 - 3 \text{ seno}^2 \varphi) [mGal], \tag{7}$$

φ es la latitud geocéntrica. g_H varía desde +0.04 en el Ecuador hasta -0.07mGal en los polos (Uotila, 1980). En el área bajo estudio la corrección es de aproximadamente 0.0065mGal. Sin embargo, para los vértices de la red local no fue necesario remover su valor puesto que la red se encuentra vinculada a un punto de gravedad absoluta (PV en Tablas 1 y 2 y Figura 1) que no contiene el término de Honkasalo (Torge *et al.*, 1994).

Corrección por Altura o de Aire Libre

En geofísica tradicionalmente se ha calculado la variación de la gravedad con respecto a la altura nivelada o prácticamente ortométrica (H) medida desde geoido (nivel medio del mar). Los nuevos estándares sugieren utilizar la altura elipsoidal (h) referida al elipsoide. Además, para mejorar la exactitud se recomienda usar la fórmula de aproximación de segundo orden (Heiskanen and Moritz, 1967):

$$\delta g_h = -\frac{2 g_e}{a} \left[1 + f + m + \left(-3 f + \frac{5}{2} m \right) \text{ seno}^2 \varphi \right] h + \frac{3 g_e}{a^2} h^2 \tag{8}$$

El elipsoide GRS80 tiene los valores parámetros siguientes (Torge, 1980): a=6378137m (semieje mayor), b=6356752.3141m (semieje menor); f=0.003352810681 (achatamiento); $g_e=978032.67715mGal$ (gravedad en el Ecuador), y $m=0.00344978600308[m=\omega^2 a^2 b^2/GM]$, donde ω es la velocidad angular (7292115×10^{-11} rad/s) y GM es una constante gravitacional geocéntrica ($3986005 \times 10^8 m^3/s^2$). Con estos valores para GRS80 la fórmula de segundo orden es:

$$\delta g_h = (0,3087691 - 0,0004398 \text{ seno}^2 \varphi) h - 7,2125 \times 10^{-8} h^2, \tag{9}$$

h es la altura elipsoidal en metros y δg_h se expresa en miligales.

La aproximación clásica, de primer orden, para la corrección por altura surge al considerar en la expresión para δg_h sólo hasta el primer orden de f y calcularla para una latitud de $\varphi=45^\circ$ (Heiskanen and Moritz, 1967), de modo que:

$$\delta g_h = 0.3086 h \tag{10}$$

Dependiendo de la latitud y de la altura, las diferencias entre las aproximaciones de segundo y de primer orden alcanzan varios miligales (Li and Götze, 2001). La Figura 3 muestra las diferencias entre ambas aproximaciones con respecto a la altura, calculadas para la latitud media de la red ($\varphi=-31.5^\circ$). En este caso las diferencias llegan hasta 2.5mGal para las mayores altitudes sobre la zona de Cordillera de Los Andes al oeste de la Provincia de San Juan. Para la red local, las diferencias son de alrededor de 0.001mGal, esto es del orden de la precisión de la red.

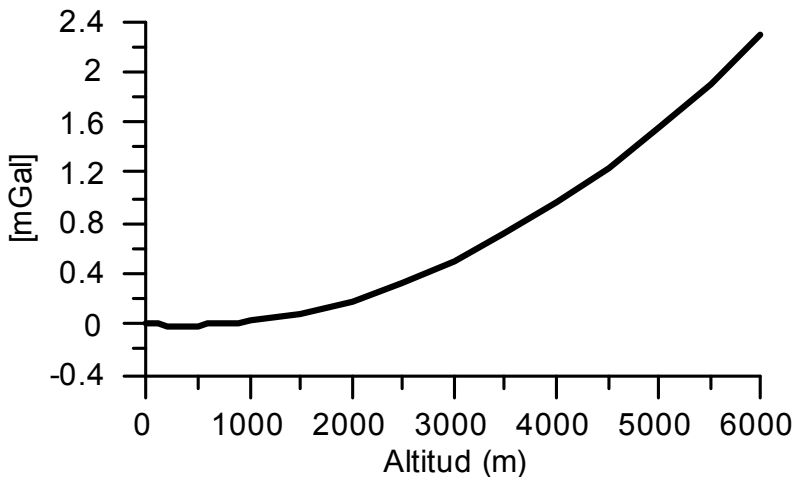


Figura 3. Diferencias entre las aproximaciones de segundo (calculada para una latitud de $31^\circ 30'$) y de primer orden de la corrección por altura. Nótese que para altitudes mayores de 900m las diferencias superan la centésima de miligal.

Corrección de Bouguer

Esta corrección evalúa la atracción gravitacional de la capa terrestre comprendida entre el datum vertical (ahora el elipsoide) y la estación. Tradicionalmente (*e.g.*, Burger *et al.*, 2006) la aproximación es a través de una losa plana indefinida, cuyo efecto de gravedad se evalúa como $CB=2\pi G\sigma h$ (G : constante de Gravitación Universal; σ : densidad de la topografía). En el procedimiento revisado se tiene en cuen-

ta la curvatura de la Tierra: la losa plana es reemplazada por la fórmula cerrada para una capa esférica de ~167km de radio (LaFehr, 1991a). En la Figura 4 se muestra la relación entre ambos conceptos.

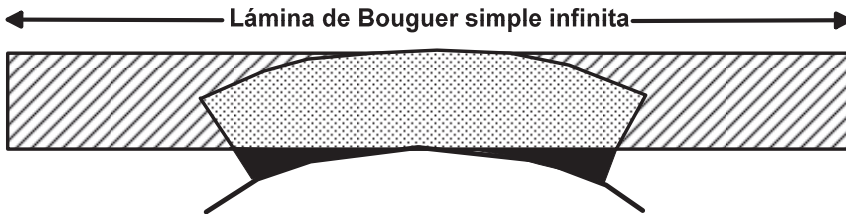


Figura 4. Geometría del casquete esférico con relación a la losa infinita. La suma de la zona de punteado y la zona en negro constituye el casquete esférico entero. (Modificada de LaFehr, 1991b).

La corrección de Bouguer de LaFehr (1991b) tiene dos partes: i) la losa plana indefinida de altura igual a la elevación h de la estación o corrección Bullard A ($BA=2\pi G \sigma h$); ii) la corrección por curvatura o corrección Bullard B:

$$BB = 2\pi G \sigma (\mu h - \lambda R) \text{ [mGal]} \tag{11}$$

En esta expresión (11), BB: es la corrección de Bullard zona B o por curvatura terrestre; μ y λ son parámetros adimensionales definidos por LaFehr (1991b), R es el radio de la tierra (R_0+h) en la estación, R_0 es el radio terrestre medio y h es la altura elipsoidal, σ es la densidad del material que forma la capa esférica. También, LaFehr tabuló los valores para BB, para alturas h entre 0 y 6300m (véase LaFehr, 1991b, Tabla 1, p. 1180), y para una densidad $\sigma=2.67\text{g/cm}^3$. En síntesis, la corrección de Bouguer para capa esférica se calcula como:

$$\delta g_{sc} = 2\pi G \sigma [(1 + \mu) h - \lambda R] \text{ [mGal]} \tag{12}$$

Agregada a estas reducciones está la corrección de terreno o Bullard C que se detalla en el apartado siguiente.

Las diferencias entre ambas aproximaciones, losa plana y casquete esférico, dependen de la altura de la estación y alcanzan valores de ~1.5mGal para una altitud de 2100m, ~-1.5mGal para $h=5000\text{m}$ (LaFehr, 1991b). Hinze *et al.* (2005) señalan que el efecto de la capa esférica es menor que el de la losa convencional porque está truncada hasta 166.7km, y es mayor debido a la curvatura hacia abajo de losa esférica en comparación con la losa horizontal. El último predomina hasta $h=4150\text{m}$ cuando los efectos de curvatura y truncamiento son iguales.

Para las alturas involucradas en la red local la diferencia media entre el efecto aproximado mediante un casquete esférico y el correspondiente a la losa plana de Bouguer es de alrededor de $\sim 0.8\text{mGal}$.

Corrección de terreno

La corrección de terreno, que puede alcanzar decenas de miligales, computa el efecto de gravedad de los apartamientos de la topografía (o la batimetría de los cuerpos de agua) de la capa esférica (o la losa horizontal) usada al realizar la corrección de Bouguer. El cálculo eficiente de esta corrección requiere del uso de modelos digitales de elevación detallados y computadoras potentes, medios de los que actualmente se dispone sin gran dificultad.

Hinze *et al.* (2005) resumen el procesamiento utilizado en la base de datos de gravedad para Estados Unidos y Norteamérica para calcular la corrección de terreno. Consiste en tres etapas, que a su vez se identifican con tres escalas de datos de elevación: i) zona cercana a la estación (hasta 100m), la cual estaría a cargo del usuario; ii) zona intermedia (entre 100m y 895m) para la cual se requiere un modelo de elevación de alta resolución; 3) zona lejana (entre 895m y 166.7km), se precisa de grillas topográficas de distinta resolución (*e.g.*, $\sim 450\text{m}$, $\sim 2\text{km}$, $\sim 5\text{km}$).

En nuestro caso, computamos la corrección topográfica (C_T) para una zona intermedia (hasta 12km) y una lejana (12km–166.7km), usando datos de elevación provistos por el modelo digital global SRTM3 de 3 segundos de resolución (Farr *et al.*, 2007) El efecto gravimétrico del terreno fue calculado usando el programa TC diseñado por René Forsberg en código Fortran. El cálculo se basa en representar el terreno por medio de dos grillas: una detallada (*e.g.*, 2km) y la otra con mayor espaciamiento (*e.g.*, 10km), ambas reconstruidas a partir de los datos SRTM3, que para el cómputo del efecto de gravedad son aproximadas mediante prismas rectangulares. Las elevaciones de SRTM3 fueron en primer lugar transformadas a alturas elipsoidales h , a través de las ondulaciones derivadas del modelo global de campo de gravedad EGM96, el cual es consistente con los valores SRTM3.

Sobre los vértices de la red local la corrección topográfica (Tabla 2), calculada para una densidad estándar de 2.67g/cm^3 , C_T varía entre $\sim 0.2\text{mGal}$ y $\sim 4.7\text{mGal}$.

Efecto indirecto

El efecto indirecto en geofísica es una componente de las anomalías gravitacionales convencionales, el cual es producido por el uso de diferentes datums verticales para establecer la altura de la estación y para especificar la gravedad teórica. De esta manera, el efecto indirecto δg_{EI} combina las diferencias de altura ortométrica (H) y

elipsoidal (h) de la estación (véase Figura 2), que es la ondulación del geoido ($N=h-H$), con el efecto de gravedad de la masa de espesor N . Para estaciones en continente, suponiendo una capa horizontal de espesor N (en metros) y densidad $\sigma=2.67\text{g/cm}^3$, el efecto indirecto expresado en miligales, se calcula para las anomalías de Bouguer como sigue:

$$\delta g_{2i} = (0.3086 - 2\pi G\sigma)N = 0.1967 N \quad (13)$$

Puesto que la ondulación del geoido alcanza valores de $\sim 100\text{m}$ en áreas continentales, el valor máximo del efecto indirecto es de unos 20mGal . Para las ondulaciones de geoido en la zona de la red local ($N\sim 25\text{m}$), el efecto indirecto sería de unos 5mGal . Hinze *et al.* (2005) remarcan que el efecto indirecto, que es siempre de igual signo que N , varía muy suavemente con la distancia: para distancias menores que 10km los cambios de ondulación son en general de menos de 10cm , y mucho menores que 1metro para distancias de 100km . Es por ello que esta corrección puede ser omitida en estudios geofísicos a escala local. No obstante, para anomalías de larga de longitud de onda este efecto indirecto debería ser tenido en cuenta.

Corrección isostática

A escala regional y de acuerdo a la teoría isostática existe un nivel de compensación a partir del cual las presiones son hidrostáticas. En la hipótesis de equilibrio isostático local de Airy, la compensación es a nivel de fondo de corteza (Moho), de tal manera que la interfase corteza inferior-manto superior predicha es una imagen especular de la topografía, y en consecuencia se observa una fuerte correlación inversa entre la topografía y las anomalías de Bouguer. La conveniencia de aportar el valor de esta corrección en exploración geofísica en particular, se relaciona con el uso de las anomalías residuales isostáticas (Δg_{ri}) en el modelado de datos de gravedad, ya que en regiones en las cuales predomina el estado de balance isostático estas anomalías (Δg_{ri}) pueden ser interpretadas en términos de la geología local, sin importar su elevación relativa (*e.g.*, Chapin, 1996).

Para computar esta corrección en este trabajo, se siguieron procedimientos usuales a estas latitudes (*e.g.*, Introcaso *et al.*, 2000): se construyó una grilla topográfica de 30 minutos de lado (datos SRTM3) entre las latitudes de 30°S y 32°S y longitudes de 69°O y 67°O , a partir de las cuales se calcularon las profundidades de Moho isostático (M_i):

$$M_i [km] = \frac{\sigma_t}{(\sigma_m - \sigma_c)} h + T = 6,675 h + 33 \quad (14)$$

siendo: $\sigma_t=2.67\text{g/cm}^3$ (densidad de la topografía), $\sigma_m=3.27\text{g/cm}^3$ (densidad del manto superior), $\sigma_c=2.9\text{g/cm}^3$ (densidad de la corteza inferior), $T=33\text{km}$ (espesor de la corteza normal o referencia), h : altura elipsoidal (km).

El efecto de gravedad 3D de las raíces (entre T y M_i) se calculó mediante software específico basado en el método de Parker (1973). Por último, están corrección isostática (C_i) fue adicionada a las anomalías de Bouguer (AB) para determinar las anomalías isostáticas en los puntos de la red local (Tabla 2).

Anomalías de gravedad vs anomalías de gravedad elipsoidales

En diversos trabajos (e.g., Featherstone and Dentith, 1997; Li and Goetze, 2001; Fairhead *et al.*, 2003) se ha discutido y recomendado el uso de alturas elipsoidales para el cálculo de las correcciones de gravedad, definiendo así las denominadas anomalías de gravedad elipsoidales (Hinze *et al.*, 2005). Puesto que: i) los gradientes horizontales de la ondulación del geoide N son en general suaves, ii) en geofísica de exploración la interpretación cuantitativa o el modelado se realizan directamente a partir de las anomalías residuales (e.g., se elimina la componente regional usando alguna técnica de filtrado), es que en términos prácticos no existiría diferencia entre las anomalías residuales clásicas y las elipsoidales.

Por otro lado, podrían surgir inconvenientes en la integración de datos de anomalías de distintas fuentes, en el caso en que se hubieran usado en su cálculo diferentes superficies de referencia (geoide o elipsoide), y no se hubiera realizado la corrección por efecto indirecto, como es práctica corriente.

En la Argentina, un país con altitudes de hasta unos 7000m y cobertura irregular de datos de gravedad terrestre, los modelos de geoide regionales (Tocho *et al.*, 2007; Corchete and Pacino, 2007) o globales (e.g., EGM2008, véase Pacino and Tocho, 2009) disponibles muestran desviaciones estándar que alcanzan hasta unos 80cm. Por ello, consideramos que en especial en zonas de gran altitud, el cálculo de anomalías de gravedad elipsoidales brindaría mayores exactitudes, particularmente en estudios a escala regional.

Las fórmulas siguientes son las que se usaron para calcular las anomalías de gravedad elipsoidales en los vértices de la red (Tabla 2):

$$AAL_e = g_{obs} - (g_{\phi}^{GRS80} - C_{atm} - g_h) \quad \text{Anomalía de Aire Libre elipsoidal} \quad (15)$$

$$AB_e = g_{obs} - (g_{\phi}^{GRS80} - C_{atm} - g_h + \delta g_{SC} - C_T) \quad \text{Anomalía de Bouguer elipsoidal completa} \quad (16)$$

$$AI_e = AB_e + C_i \quad \text{Anomalía Isostática elipsoidal} \quad (17)$$

Siendo:

- g_{obs} : gravedad observada o medida
- g_{geo} : gravedad teórica o normal (ecuación 4)
- C_{atm} : corrección atmosférica (ecuación 6)
- g_h : corrección por altura (ecuación 9)
- δ_{sc} : corrección de Bouguer aproximación esférica (ecuación 12)
- C_T : corrección topográfica
- C_I : corrección isostática

Tabla 2

Anomalías de gravedad elipsoidales calculadas para cada uno de los vértices de la red local de gravedad (Tabla 1), usando los estándares detallados en párrafos previos.

g_h : corrección por altura; δ_{sc} : corrección de Bouguer (aproximación casquete esférico); C_T : corrección topográfica; C_I : corrección isostática; AAL_e : anomalía de aire libre elipsoidal; AB_e : anomalía de Bouguer elipsoidal; AI_e : anomalía isostática elipsoidal. Todos estos valores se expresan en miligales

| | g_h | δ_{sc} | C_T | C_I | AAL_e | AB_e | AI_e |
|------|----------|---------------|-------|----------|---------|----------|---------|
| SJ01 | -205.493 | 75.362 | 0.913 | -112.608 | -73.359 | -147.807 | -35.199 |
| SJ02 | -198.436 | 72.778 | 0.266 | -111.867 | -73.640 | -146.152 | -34.285 |
| SJ03 | -212.014 | 77.749 | 1.869 | -113.096 | -72.877 | -148.756 | -35.660 |
| SJ04 | -205.923 | 75.519 | 1.210 | -112.447 | -72.943 | -147.252 | -34.805 |
| SJ05 | -200.514 | 73.539 | 0.643 | -111.773 | -72.830 | -145.726 | -33.954 |
| SJ06 | -207.192 | 75.984 | 1.263 | -112.354 | -72.549 | -147.269 | -34.915 |
| SJ07 | -200.830 | 73.655 | 0.655 | -111.777 | -72.653 | -145.653 | -33.877 |
| SJ08 | -224.089 | 82.167 | 3.061 | -114.410 | -68.389 | -147.495 | -33.085 |
| SJ09 | -213.715 | 78.371 | 1.975 | -113.378 | -71.785 | -148.182 | -34.804 |
| SJ11 | -199.519 | 73.174 | 0.454 | -111.745 | -72.256 | -144.976 | -33.231 |
| SJ12 | -218.119 | 79.983 | 2.386 | -113.906 | -69.729 | -147.326 | -33.420 |
| SJ13 | -224.224 | 82.216 | 3.058 | -114.789 | -68.853 | -148.011 | -33.223 |
| SJ14 | -211.859 | 77.692 | 1.711 | -113.288 | -71.302 | -147.283 | -33.995 |
| SJ15 | -206.552 | 75.749 | 1.210 | -112.635 | -72.124 | -146.663 | -34.028 |
| SJ16 | -202.344 | 74.209 | 0.701 | -112.258 | -71.851 | -145.360 | -33.101 |
| SJ17 | -198.670 | 72.864 | 0.323 | -111.871 | -71.393 | -143.934 | -32.063 |
| SJ18 | -214.275 | 78.576 | 1.865 | -113.779 | -70.079 | -146.790 | -33.011 |
| SJ19 | -201.708 | 73.976 | 0.774 | -112.608 | -71.469 | -144.671 | -32.063 |
| PV | -236.000 | 86.525 | 4.753 | -116.049 | -69.130 | -150.902 | -34.853 |
| N145 | -205.823 | 75.482 | 1.162 | -112.475 | -73.222 | -147.543 | -35.067 |
| PF47 | -191.383 | 70.196 | 0.521 | -110.634 | -74.691 | -144.366 | -33.732 |
| PF3 | -202.824 | 74.384 | 0.331 | -111.949 | -74.434 | -148.488 | -36.539 |

Conclusiones

- 1) Los 22 vértices de la red de gravedad local de precisión ajustados exhiben una precisión interna mejor que 0.012mGal. Estos resultados fueron obtenidos a través del diseño de una red robusta, con fuerte redundancia de determinaciones y el posterior ajuste por el método de mínimos cuadrados. Mayores exactitudes podrían obtenerse midiendo con al menos dos gravímetros en paralelo.
- 2) Las anomalías de gravedad para cada vértice fueron calculadas de acuerdo a los nuevos estándares recomendados para realizar las correcciones. Las fórmulas empleadas producen, con respecto a las aproximaciones clásicas, anomalías más exactas con diferencias que dependen de la altura y/o latitud de las estaciones. La principal variación se da en el uso de la altura elipsoidal, de modo que no se requiere realizar la corrección por la separación geoide-elipsoide (efecto indirecto), o eventualmente la transformación de alturas geométricas a alturas sobre el nivel medio del mar vía un modelo de geoide regional o global, que en nuestro país todavía muestra errores compatibles con exactitudes medias de unos 0.15mGal en el cálculo de anomalías de Bouguer.
- 3) Especial cuidado se debe tener al reunir en bases de datos, valores anomalías clásicas (*e.g.*, anomalías calculadas con correcciones clásicas o calculadas tomando como nivel de referencia al geoide. No obstante, cualquier usuario que así lo desee puede realizar las transformaciones correspondientes entre anomalías clásicas y elipsoidales (o viceversa), ya que se consignan los valores de cada una de las alturas (H , h), y se especifican las fórmulas usadas para cada una de las correcciones.
- 4) Las anomalías de gravedad elipsoidales calculadas son factibles de ser utilizadas tanto en trabajos con enfoques geofísicos o geodésicos, en virtud de la exactitud de las correcciones. Enfatizamos que el uso de anomalías elipsoidales en exploración no afecta el proceso de modelado, y es particularmente más exacto en estudios regionales.

Bibliografía

- Burger, H., C. Jones and A. F. Sheehan, 2006. *Introduction to Applied Geophysics: Exploring the Shallow Subsurface*, Editor W.W. Norton & Company, New York, 600 pp.
- Chapin, D. A., 1996. A deterministic approach toward isostatic gravity residuals—A case study from South America, *Geophysics*, 61(4), 1022-1033.
- Corchete, V. and M. C. Pacino, 2007. The first high-resolution gravimetric geoid for Argentina: GAR. *Phys. E. Plann. Int.*, 161, 177-183.

- Fairhead, J. D., Green, C. M. and D. Blitzkow, 2003. The use of GPS in gravity surveys. *The Leading Edge*, 22(10), 954-959.
- Farr, T. G., P. A. Rosen, E. Caro, R. Crippen, R. Duren, S. Hensley, M. Kobrick, M. Paller, E. Rodriguez, L. Roth, D. Seal, S. Shaffer, J. Shimada, J. Umland, M. Werner, M. Oskin, D. Burbank, and D. Alsdorf, 2007. The Shuttle Radar Topography Mission. *Rev. Geophys.*, 45, 1-33.
- Featherstone, W. E. and M. C. Dentith, 1997. A geodetic approach to gravity data reduction for geophysics. *Comp. Geosci.*, 23, 1063-1070.
- Forsberg, R. and A. Olesen, A., 2010. Airborne Gravity Field Determination. *Sciences of Geodesy*, Chapter 3. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 83-104.
- Gruber, Th., P. N. A. M. Visser, Ch. Ackermann and M. Hosse, 2011. Validation of Goce Gravity Field Models by Means of Orbit Residuals and Geoid Comparisons. *J. Geod.*, 85, 845-860.
- Heiskanen W. A. and H. Moritz, 1967. *Physical geodesy.*, W. H. Freeman & Co. Ltd., San Francisco, 364 pp.
- Hinze, W., C. Aiken, J. Brozena, B. Coakley, D. Dater, G. Flanagan, R., Forsberg, T. Hildenbrand, R. Keller, J. Kellogg, R. Kucks, X. Li, A. Mainville, R. Morin, M. Pilkington, D. Plouff, D. Ravat, D. Roman, J. Urrita-Fucugauchi, M. Véronneau, M. Webring and D. Winester, 2005. New Standards for Reducing Gravity Data: The North American Gravity Database. *Geophysics*, 70(4), 25-32.
- Hwang, C., C. G. Wang and L. H. Lee, 2002. Adjustment of relative gravity measurements using weighted and datum-free constraints, *Comp. Geosci.*, 28(9), 1005-1015.
- Introcaso, A., M.C. Pacino and F. Guspi, 2000. The Andes of Argentina and Chile: Crustal configuration, Isostasy and Shortening and Tectonic Features from gravity Data. *Temas de Geociencias*, (5). UNR Editora. Rosario, Argentina. 31 pp.
- Kenyeres, A., G. Boedecker and O. Francis, 2002. Unified European Gravity Reference Network 2002 (UEGN2002): a status report. *Proceedings of the GG2002 Symposium*, Thessaloniki, Grecia, 26-30 agosto, 2002, 26-29.
- LaFehr, T.R., 1991a. Standardisation in gravity reduction. *Geophysics*, 56, 1170-1178.
- , 1991b. An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction. *Geophysics*, 56(8), 1179-1184.
- Li, X. and H. J.Götze, 2001. Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy and geophysics. *Geophysics*, 66, 1660-1668.
- Longman, I. M., 1959. Formulas for computing the tidal acceleration due to the moon and the sun. *J. Geophys. Res.*, 64, 2351-2355.

- Morelli, C., C. Gantar, T. Honkasalo, R. K. McConnell, I. G. Tanner, B. Szabo, U. Uotila and C. T. Whalen, 1974. The International Gravity Standardization Net 1971. *International Association of Geodesy, Special Publication*, 4, 194 pp.
- Moritz, H., 1980. Geodetic Reference System 1980. *J. Geod.*, 54, 395-405.
- Pacino, M. C. and C. Tocho, 2009. Validation of the EGM08 over Argentina. *Newton's bulletin*, 4, Special Issue: "External Quality Evaluation Reports of EGM08", 90-98.
- Parker, R. L., 1973. The rapid calculation of potential anomalies. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 31, 447-455.
- Ramillien, G., J. Famiglietti and J. M. Wahr, 2008. Detection of Continental Hydrology and Glaciology Signals from GRACE: A Review. *S. Geophys.*, 29, 361-374.
- Seigel, H. O., 1995. *A guide to high precision land gravimeter surveys*, Scintrex Ltd., Concord, Ontario, Canadá. 122 pp.
- Schüler, T., 1999. *Introduction to Gravimetry: Conducting and Processing Relative Gravity Surveys. A brief tutorial*, Institute of Geodesy and Navigation, University FAF Munich, 15 pp.
- Tenzer, R., J. Mikuška, I. Marušiak, R. Pašteka, R. Karcol, P. Vajda and P. Sirguyev, 2010. Computation of the atmospheric gravity correction in New Zealand. *New Zealand J. Geol. & Geophys.*, 53(4):333-340.
- Tenzer, R. and P. Vajda, Hamayun, 2009. Global atmospheric effects on the gravity field quantities. *Contrib, Geophys. & Geod.*, 39(3):221-236.
- Tocho, C., G. Font and M. G. Sideris, 2007. *A new high precision gravimetric geoid model for Argentina*, Dynamic Planet, International Association of Geodesy Symposia, 130, 416-423.
- Torge W., 1989. *Gravimetry*, W. de Gruyter, Berlin and New York. 465 pp.
- Torge W., L. Timmen, R. H. Röder and M. Schnull, 1994. *The IFE Absolute Gravity Program "South America" 1988-1991*, Deutsche Geodatische Kommission. 44 pp.
- Uotila, U. A., 1980. Note to the users of International Gravity Standardization net 1971. *Bull. Géod.*, 54(3):407-408.

INFORMES TÉCNICOS
ORIGINALES

Investigaciones gravimétricas en Isla de Pascua, Chile

Manuel Araneda C.*
María Soledad Avendaño R.*

Abstract

Gravimetric data taken from the largest volcanic island in Chile were analyzed and interpreted together with geological and geochronological data with the goal of defining the structural patterns of the island.

In the interpretation two important positive anomalies were defined in connection with the eruptive centers of Poike and Rano-Kau. Said centers evidence similar 14mGal anomalies at both ends of the island, separated by a distance of 14km.

The anomalous centers coincide with ancient basaltic rock according to radiometric information that indicates high densities. From the aforementioned observations it can be postulated that, in the beginning, Easter Island was formed by the Poike and Rano-Kau volcanic centers. Its lava flows have differential densities which confirm significant fissures in the central zone where the Maunga-Terevaka volcanic centers are located. This structure coincides with a large negative anomaly which leads to the belief that the central part of the island, in the SE-NW direction, could consist of lower density rock from lava flows from the Poike and Rano-Kau volcanic centers.

Key words: *Volcanic structure, gravity, volcanic island.*

Resumen

Datos gravimétricos tomados en la isla volcánica más grande de Chile fueron analizados e interpretados junto a los antecedentes geológicos y geocronológicos con el objeto de definir los patrones estructurales de la isla.

En la interpretación se definieron dos importantes anomalías positivas asociadas a los centros eruptivos del Poike y Rano-Kau. Estos centros muestran anomalías similares de 14mGal en los extremos de la isla, los cuales están separados por 14km.

Los centros anómalos coinciden con antiguas rocas basálticas de acuerdo con antecedentes radiométricos que muestran altas densidades. De las observaciones citadas se postula que la Isla de Pascua en sus inicios fue formada por los centros

* SEGMI, correo electrónico: segmi@netexpress.cl

volcánicos del Poike y Rano-Kau. Sus flujos de lavas poseen densidades diferenciales las cuales confirman importantes fisuras en la zona central donde se ubican los centros volcánicos Maunga-Terevaka. Esta estructura coincide con una gran anomalía negativa que puede inducir a pensar que la parte central de la isla con dirección SE-NO podría estar formada por rocas de menor densidad provenientes de coladas de lavas de los centros volcánicos Poike y Rano-Kau.

Palabras claves: *estructura volcánica, gravedad, isla volcánica.*

Introducción

Isla de Pascua ($27^{\circ}07'S$, $109^{\circ}22'O$) está situada al Sur-Este del océano Pacífico a unos 3,700km de Chile continental y a unos 500km al Este del eje de la dorsal del Pacífico oriental. Está constituida por un edificio volcánico aislado con una superficie de 173km^2 y una elevación máxima de 511m, donde las profundidades oceánicas alcanzan los 3,000 metros de profundidad. La base de la isla bajo la superficie del agua tiene forma trapezoidal, Mammerickx *et al.* (1975) alcanzando dimensiones aproximadas de 210km Norte-Sur y 100km Este-Oeste aproximadamente, Figura 1.

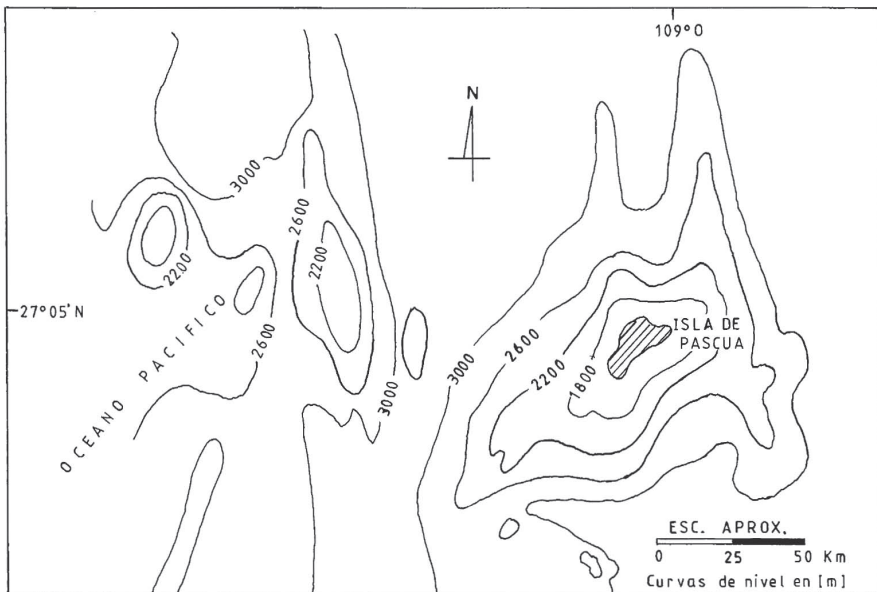


Figura 1. Carta batimétrica de la cadena volcánica de Isla de Pascua según Mammerickx *et al.* (1975).

Antecedentes históricos

Las primeras expediciones científicas desde su descubrimiento fueron las realizadas por Mammerickx *et al.* (1975), las cuales tuvieron, principalmente carácter arqueológico, antropológico, lingüísticos, etc., estas inquietudes se deben básicamente al interés que muestra la cultura de los antiguos habitantes de la isla, que se manifiesta por la gran cantidad de “ahu” o altares donde se alinean los “moais” estructuras de piedras de grandes dimensiones con la figura del torso y la cara humana y por petroglifos en casi toda la isla.

A partir de 1922 se pueden encontrar algunos antecedentes de estudios asociados a las ciencias de la tierra, aunque aislados dieron a conocer algunos antecedentes petrográficos.

Posteriormente contribuciones a la geología de Isla de Pascua pueden encontrarse en Chubb (1933), Bandy (1937) y Lacroix (1936). Finalmente estudios más completos que describen la evolución geológica-volcánica se pueden encontrar en Baker (1967a), González-Ferrán y Baker (1974), Baker *et al.* (1974), Clarx y Dymond (1974), Bonatti *et al.* (1977), Paskoff (1978) y González-Ferrán (1987).

Antecedentes geológicos estructurales

Isla de Pascua corresponde a una isla volcánica del tipo oceánico cuyas edades absolutas potasio-argón oscilan entre 3 millones de años y menos de 300, estructurada por un ciclo efusivo diferencial y procesos de erosión marina. Los rasgos geomorfológicos actuales la presentan en forma triangular, con tres volcanes principales responsables de su formación ubicados en los vértices del triángulo, Baker *et al.* (1974), estos y otros rasgos se muestran en la Figura 2, adicionalmente a estos tres principales centros eruptivos se pueden distinguir al menos 70 centros subsidiarios.

Cada uno de los tres principales volcanes tienen estructuras diferentes: a) Poike ubicado en el vértice este es un estrato volcánico simple con un pequeño cráter conocido como Pu-akatiki que alcanza una altura de 370m sobre el nivel del mar. Está compuesto principalmente por lujos de lavas basálticas, estas formaciones se encuentran expuestas en sus acantilados por lo que han sido severamente reducidos por la fuerte erosión marina, b) el volcán Rano-Kau está formado por un ancho promontorio en el vértice oeste de isla de Pascua, su estructura también ha sido reducida por efectos de la erosión marina alcanzando una altura de 324 metros sobre el nivel del mar. Está formado por una sucesión de flujos de lavas basálticas de altas densidades y por un cráter de 1,600 metros de diámetro con una profundidad interior de 200 metros y c) el volcán Maunga-Terevaka representa un complejo fisural controlado por un sistema de fracturas de dirección N-S, González-Ferrán (1987) cuya altura máxima es de 511 metros.

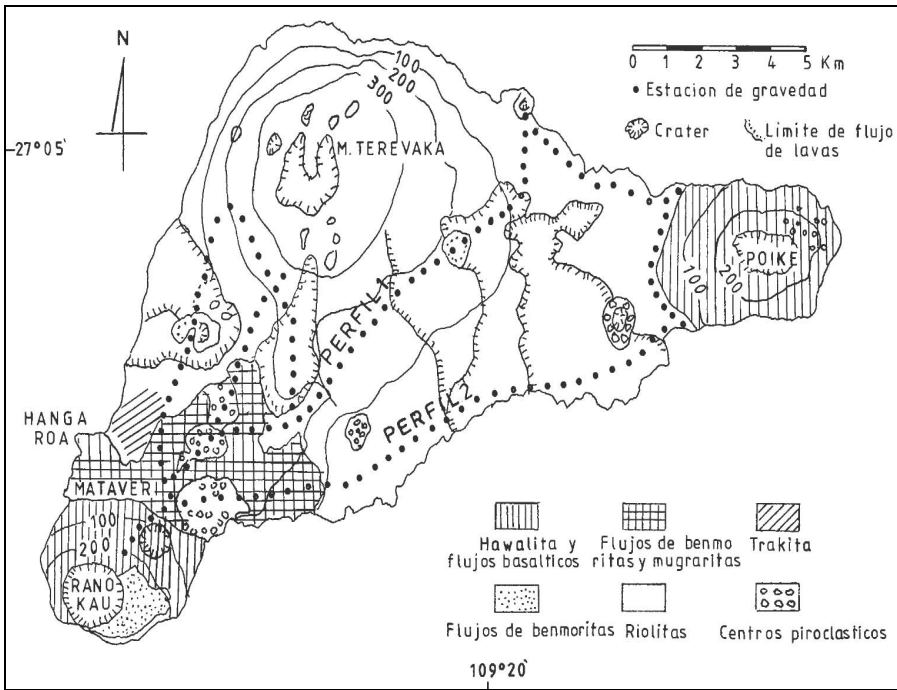


Figura 2. Mapa geológico de Isla de Pascua de Baker *et al.* (1974).

Estos sistemas fisurados controlan una serie de cráteres distribuidos a lo largo de ellos. La mayoría de los centros secundarios corresponden al volcán M. Terevaka los cuales están compuestos por escorias y conos de cenizas, algunos de los cuales han emitido flujos de lavas, una de las excepciones Baker *et al.* (1974) es el antiguo centro Hanga-Roa cerca de la costa norte el cual fue formado principalmente por pequeños flujos de lavas basálticas, que actualmente están parcialmente ocultas por flujos más recientes del M. Terevaka. Otra excepción es el cono de tobas formadas por el centro parásito del volcán Rano-Raraku que según González-Ferrán (1987) se habría formado por una erupción subacuática.

Conviene señalar finalmente dentro del marco de la tectónica global de placas Bonatti *et al.* (1977) que Isla de Pascua se encuentra asociada a una línea de alto flujo calórico que tiene dirección Este-Oeste en la latitud de 27°S aproximadamente, en el Pacífico Sur y es conocida como *Eastern Hot Line*. Forman esta línea otras islas volcánicas como Salas y Gómez, San Félix y San Ambrosio y numerosos volcanes submarinos que le dan continuidad a la estructura Mammerickx *et al.* (1975), Figura 3.

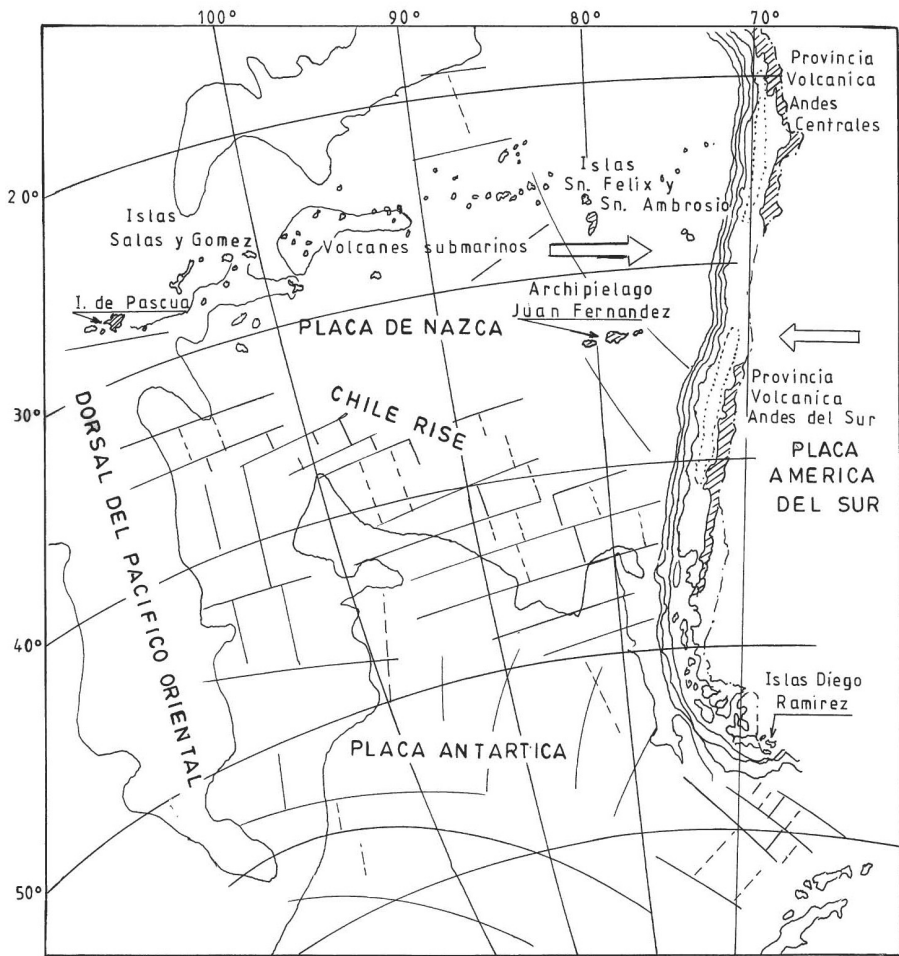


Figura 3. Ubicación general de las Islas Oceánicas y su relación con la placa oceánica de Nazca de González-Ferrán (1987).

Gravimetría

Con el objeto de conocer las variaciones de la gravedad en la isla de Pascua referida a la Red Internacional de Normalización de la gravedad 1971 (IGSN71) se utilizaron dos gravímetros LaCoste Romberg modelo G N°64 y 411. El punto de referencia en el continente fue el SCL K ubicado en el aeropuerto Pudahuel de Santiago de Chile, cuyo valor es 979,434.68mGal y la estación base determinada en el aeropuerto de Mataverí fue de 979,233.474mGal, el cual fue designado

PAAR 1. A partir de esta estación ajustada convenientemente se realizó el levantamiento gravimétrico de la isla. Los datos gravimétricos fueron tomados a través de los caminos accesibles y en algunos casos por huellas cada 500 metros, para la ubicación de las estaciones se utilizó el sistema GPS navegador de frecuencia simple apoyado por la cartografía 1:30,000 del Servicio Aerofotogramétrico de la Fuerza Aérea. Las estaciones gravimétricas fueron replanteadas a medida que se avanzó en el estudio. Para la obtención de las cotas de las estaciones se utilizó un altímetro Wallace Tierman con rango de lectura de 5,000 metros. Con el objeto de minimizar el error en la altimetría se realizaron cierres parciales de 3 horas y compensar linealmente el pequeño error que se producía. Adicionalmente se repiten las lecturas en las estaciones ya medidas con el objeto de minimizar el error por altura el cual nunca fue más de 2 metros, suficiente para el objetivo del estudio. El punto de calibración de altura fue la estación base del mareógrafo ubicado en la caleta Hanga-Pico de la Armada.

Análisis de los datos

La anomalía de Bouguer fue calculada para una densidad de 2.4g/cm^3 y 2.67g/cm^3 como se observa en las Figuras 4a y 4b, de ellas se puede concluir que en la forma no existe gran diferencia solamente se produce una diferencia en el valor de las curvas de Bouguer en aproximadamente 1mGal. La primera densidad fue elegida por los flujos de lavas que se encuentran en gran parte de la superficie de la isla. Posteriormente de acuerdo a antecedentes de la génesis de la isla se optó por modelar con densidad 2.67g/cm^3 .

El residuo de la anomalía se ha tratado como producto de haber restado un plano de primer grado a la anomalía de Bouguer, Figura 5. El análisis preliminar de estos resultados es tratar la estructura de la isla como si no tuviera una raíz y estuviese cabalgando a través de la placa de Nazca, es decir, no tiene un regional. De esta forma aparece en el residuo dos anomalías positivas de 8mGal en el extremo Este y Oeste y una gran depresión intermedia de -6mGal. Esto equivale a tener una diferencia de 14mGal entre la parte central (9km de ancho) y los vértices de la isla aproximadamente. De acuerdo a estas observaciones se postula que debido al fuerte gradiente observado en los extremos existirían dos grandes fallas o el lineamiento de dos fisuras de gran extensión.

El análisis preliminar contempla la modelación bidimensional de la estructura, estos perfiles se pueden ver en la Figura 6a y 6b junto con sus resultados. Las densidades utilizadas para el modelaje bidimensional fue de 2.4g/cm^3 para rocas muy porosas y 2.9g/cm^3 para los basaltos. Estos datos están de acuerdo con ensayos obtenidos de muestras representativas.

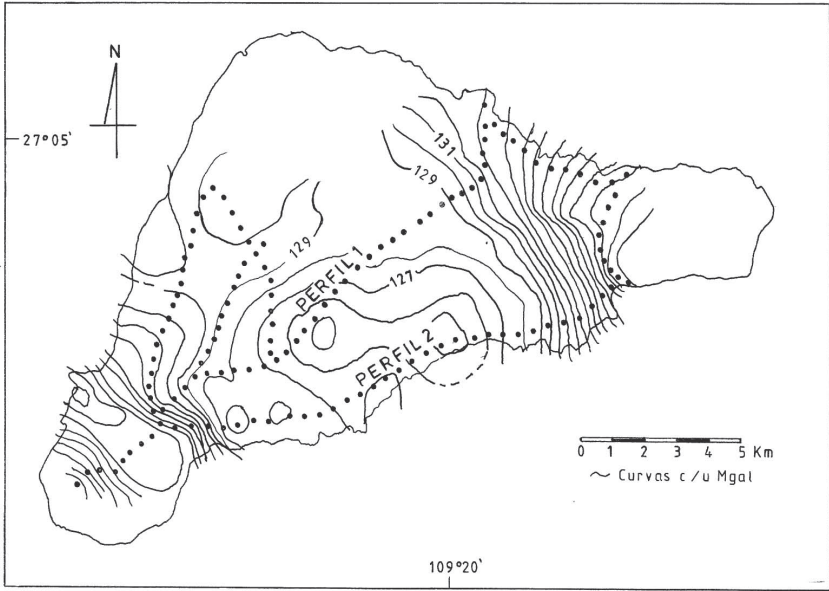


Figura 4a. Anomalia de Bouguer Isla de Pascua (2.4 g/cm^3).

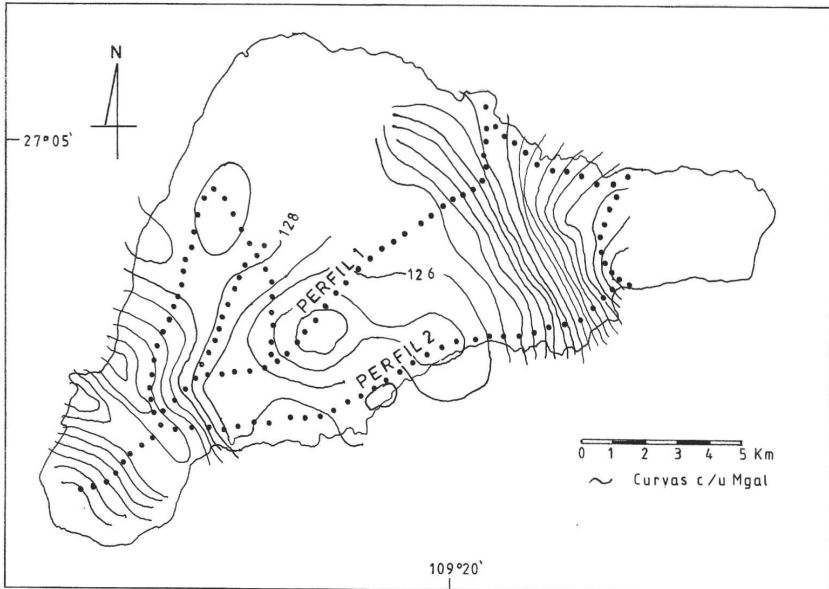


Figura 4b. Anomalia de Bouguer Isla de Pascua (2.67 g/cm^3).

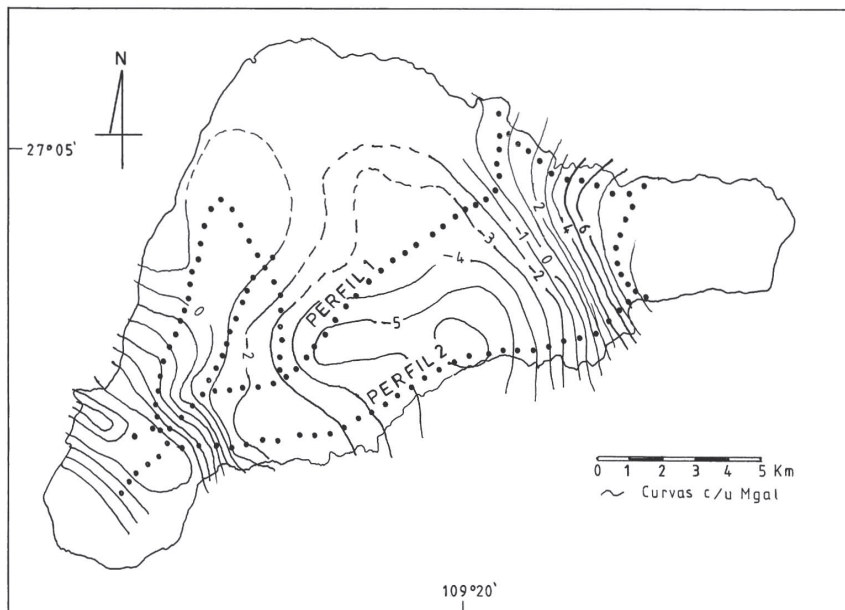


Figura 5. Residual Primer Grado Isla de Pascua.

Relación entre resultados geológicos estructurales y geofísicos

Se puede decir que existe una buena correlación entre los antecedentes geológicos estructurales y la anomalía de Bouguer que presenta el edificio volcánico de isla de Pascua.

En primer lugar los antecedentes del tiempo geológico y los tipos de flujos de lavas han sido los datos más importantes que se correlacionan con la información gravimétrica. Las edades radiométricas de las estructuras principales según González-Ferrán (1987) son las siguientes: Poike 3 millones de años principalmente lavas basálticas Rano-Kau 2.56 millones de años principalmente lavas basálticas y el Maunga-Terevaka con 360,000 años compuesto principalmente por flujos laminares de piroclastos, sedimentos, lavas basálticas muy fluidas, en conjunto darían una estructura de baja densidad. Las dos primeras estructuras nombradas coinciden aunque no exactamente en la posición geográfica con las anomalías gravimétricas positivas concordantes con las altas densidades que presentan los basaltos que las forman. Por otra parte el centro volcánico del Terevaka en conjunto con sus fisuras en las que se alinean a través de centros eruptivos en forma de cráteres y domos, González-Ferrán (1987) cubren una franja de 1km de ancho por 12km de longitud. Esta fractura de acuerdo a los antecedentes gravimétricos debiera tener un ancho

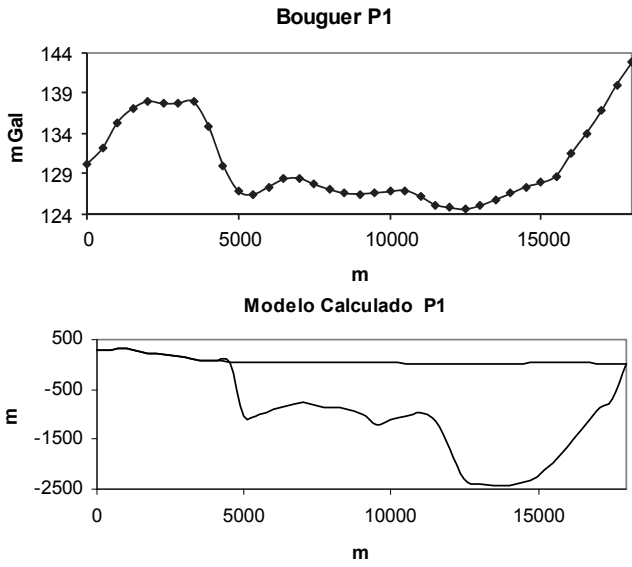


Figura 6a. Perfil 1.

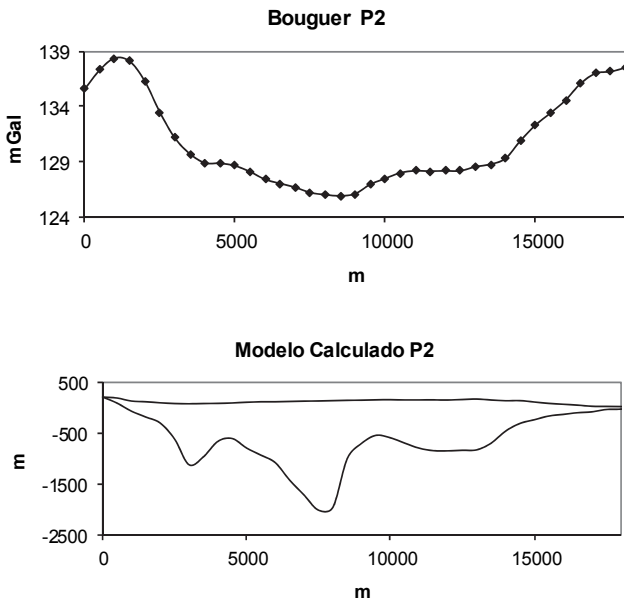


Figura 6b. Perfil 2.

mucho mayor como se puede observar en los perfiles analizados, además la gran fractura se extendería mucho más allá de los límites de la isla, la cual se manifiesta en superficie por un lineamiento de pequeños centros volcánicos y algunos rasgos morfológicos.

Conclusiones

Las anomalías positivas asociadas a las altas densidades que componen las estructuras del Poike y Rano-Kau coinciden con las edades más antiguas de las formaciones de la isla; es decir, 3 y 2.56 millones de años. Este antecedente induce a pensar que isla de Pascua se habría formado en sus inicios por dichos centros volcánicos los que posteriormente emergieron a la superficie. Posteriormente entre ambos se habría formado un estado fisural de grandes dimensiones donde habría emergido el centro eruptivo M. Terevaka (360,000 años) junto a este, de acuerdo a su formación aparecieron una serie de cráteres con una alineación principalmente aproximada N-S, que se presenta por una anomalía negativa de 8km de ancho y que se prolonga más allá de tierra firme. De acuerdo al análisis bidimensional realizado las profundidades de los materiales de densidad 2.4g/cm^3 la cual se asumió de una profundidad máxima de aproximadamente 2,500 metros de espesor como se muestra en las Figuras 6a y 6b.

Agradecimientos

Este trabajo contó con el patrocinio del Instituto de Estudios de Isla de Pascua y el Departamento de Geofísica, ambos de la Universidad de Chile. Además agradecemos la gentil cooperación en terreno del señor Roberto Izaurieta.

Referencias

- Araneda, M., y Avendaño, M. S., 1993. Evaluación del sitio de fundación en el proyecto del Ahu-Togariki, Isla de Pascua, *Memorias 3^{er} Congreso Chileno de Ingeniería Geotécnica*, La Serena, pp. 75-82.
- Baker, P. E., 1967a. "Preliminary account of recent geological investigation on Eastern Island", *Geol. Mag.*, vol. 104, pp. 116-122.
- Baker, P. E., Buckley, F. and Holland, J. G., 1974. "Petrology and Geochemistry of Eastern Island", *Cont. Mineral and Petrolo.*, vol. 44, pp. 85-100.
- Bonatti, E., Harrison, A., Fisher, E., Honnorez, J., Schilling, J. G., Stipp, J. and Zentil, M., 1977. "Easter Volcanic Chain (Southeast Pacific): A mantle hot line", *J. Geophys. Res.*, 82, pp. 2457-2478.

- Bandy, M. C., 1937. "Geology and Petrology of Eastern Island", *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 48, pp. 1589-1610.
- Chubb, L. J., 1933. "Geology of Galápagos, Cocos and Eastern Islands, with Petrology of Galápagos Islands", by C. Richardson, Honolulu, Bernice P. Bishop. *Museum Bull.*, 110, pp. 1-44.
- Clark, J. and Dymon, J., 1974. "Age chemistry and tectonic significance of Eastern Island", *Am. Geophys. Union Trans.*, pp. 55-300.
- González-Ferrán, O. y Baker, P., 1974. "Isla de Pascua. Eastern Island Guide Book-Excursion", *D-2 International Symposium on Volcanology*, Santiago, Chile, pp. 1-32.
- González-Ferrán, O., 1987. *Evolución geológica de las islas chilenas en el océano Pacífico en Islas Oceánicas Chilenas: conocimiento científico y necesidades de investigaciones*, J. C. Castilla (ed.) 1987, Ediciones Universidad Católica de Chile, pp. 37-54.
- Lacroix, A., 1936. "Composition chimique des laves de l' Ile de Pascua", *Comp. Rend. Acad. Scien.*, 202, pp. 601-605.
- Mammerickx, J., Anderson, R. N., Menard, H. W. and Smith, S. M., 1975. "Morphology and tectonic Evolution of the East Central Pacific", *Geological Soc. of Amer. Bull.*, vol. 26, pp. 111-118.
- Paskoff, R., 1978. "Aspect geomorphologiques de l'II de Pâques", *Bull. Assoc. Geogr. Franc.*, Paris, 452, 147-157.

NOTAS TÉCNICAS

Extensión de la red gravimétrica en el noroeste argentino

María Inés Pastorino*
Sebastián Gutiérrez*
Juan C. H. Jiménez Santillán*

Abstract

The goal of this paper is to continue with the task of establishing new base stations in the northwestern portion of the Republic of Argentina, building on those already existing in the Argentinean Gravimetric Network and the densification of gravimetric observations in zones which have none.

The new base stations are in response to the need to afterwards connect our network with the Chilean Network in the north of both countries: Paso de San Francisco and Paso de Jama. It is also being done to conduct surveys connected to the base stations for prospection studies in the northwestern portion of the Andes mountain range, between the aforementioned countries.

The task was divided into two stages. In the first, the value of the gravimetric station located at the San Francisco Church (Excenter of Absolute Gravimetry, refer to Monograph 1) was transferred to Node 219 (refer to Monograph 2), of the National Leveling Network located in Perico, Jujuy. In the second stage the value established in the Node was transferred to the Susques, Jujuy community on the monument recently implemented by the National Geographic Institute (IGN in Spanish, refer to Monography). Two additional stations were left as intermediate points with the same precision (refer to Monographies); one at the crossroad of national routes Ex40 and 52 and the other at the astronomical point of YPF (Yacimientos Petrolíferos Fiscales) in Susques.

During the campaign, measurements were taken with two Lacoste-Romberg gravimeters (models G-13 and G-57) and a GPS Garmin ETREX satellite positioner.

Key words: *Gravimetric network, base stations, connections, absolute stations.*

Resumen

El presente trabajo tiene como objetivo continuar con la tarea de establecer nuevas estaciones bases en el noroeste de la República Argentina, a partir de las ya exis-

- Laboratorio de Geofísica Aplicada y Ambiental (LAGAMA), Departamento de Geodesia y Topografía, Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología, Universidad Nacional de Tucumán, San Miguel Tucumán, República Argentina, correo electrónico: maines@unt.edu.ar

tentes en la Red Gravimétrica Argentina y con la densificación de observaciones gravimétricas, en zonas carentes de ellas.

Estas nuevas estaciones bases responden a la necesidad de vincular, posteriormente, nuestra red con la Red Chilena en el Norte de ambos países: Paso de San Francisco y Paso de Jama, como así también, poder realizar levantamientos, conectados con las estaciones bases, para estudios de prospección en la zona noroeste de la Cordillera de los Andes, entre los pasos nombrados.

La presente tarea fue dividida en dos etapas, en la primera se trasladó el valor de la estación gravimétrica, ubicada en la Iglesia de San Francisco (Estación Excentro de la Gravimétrica Absoluta de San Lorenzo, véase Monografía 1), Salta hasta el Nodal 219 (véase Monografía 2), de la Red de Nivelación Nacional, ubicado en Perico, Jujuy. En la segunda etapa, se traslada el valor establecido en el Nodal hasta la población Susques, Jujuy, sobre la monumentación recientemente implementada por el Instituto Geográfico Nacional (IGN, véase Monografía), quedando como puntos intermedios y con la misma precisión dos estaciones más (véase Monografías), una, en el cruce de las rutas nacionales Ex40 y 52, y la otra en el punto astronómico de YPF (Yacimientos Petrolíferos Fiscales) en Susques.

En dicha campaña se llevaron a cabo mediciones con dos gravímetros Lacoste-Romberg (modelos G-13 y G-57) y un posicionador satelital GPS Garmin ETREX.

Palabras claves: *red gravimétrica, estaciones bases, vinculaciones, estaciones absolutas.*

Introducción

Para dar continuidad a los objetivos planteados en el proyecto “Levantamiento, procesamiento e interpretación de datos gravimétricos”, aprobado y financiado por el Consejo de Investigaciones de la Universidad Nacional de Tucumán (CIUNT), bajo la dirección de Pastorino, se llevó a cabo la Campaña Gravimétrica en el Noroeste de Argentina, entre la Capital de Salta y la población de Susques (Jujuy).

Como punto de partida se escogió la estación base ubicada en la Iglesia San Francisco, de la ciudad de Salta, excentro de la estación gravimétrica absoluta San Lorenzo (Salta), trasladando este valor a Perico para luego establecer una base en Susques. Esta última permitirá en una futura campaña concretar una vinculación internacional con Chile en lo referente a las redes nacionales de gravedad de dicho país con el nuestro y por otro lado permitirnos la implementación de campañas de densificación gravimétrica en esta zona del Noroeste Argentino (NOA), que tiene una gran carencia de mediciones Gravimétricas.

Recordemos que, la estación excentro tiene valor de gravedad con el mismo nivel de precisión que la base gravimétrica a la cual está referida, en este caso, a la

estación absoluta de San Lorenzo, Salta. Característica que pudimos asignarle en esta campaña al resto de las 5 estaciones bases determinadas.

La campaña de mediciones se llevó a cabo sobre un total de cinco estaciones bases de gravedad, todas en la provincia de Jujuy, y sobre las rutas nacionales (9 y 52), que se dirigen al paso de Jama, teniendo la precaución de establecer una estación base en el cruce de las rutas nacionales Ex 40 y 52, con el objetivo de poder llevar a cabo posteriormente levantamientos hacia otras zonas desprovistas de valores, como por ejemplo la comprendida entre los paralelos 23°S – 26°S, desde la Cordillera hasta el meridiano de 66°W.

El área de estudio puede apreciarse en el mapa (Figura 1), esta comprendida entre los paralelos 23° 30'S y 24° 50'S y 65° 10'W y 66° 30'W, aproximadamente.

Las mediciones pertinentes se realizaron del 8 al 12 de setiembre del 2010, recorriendo un total de 3400 kilómetros, llevándose a cabo las mediciones con dos gravímetros Lacoste-Romberg, G-13 y G-57 y un posicionador satelital Garmin Etrex.

En todo momento se procuró cuidar la precisión propuesta para las cinco estaciones bases, según el modelo de medición bajo la secuencia ABCDEEDCBA (1 loop o 1 vuelta), la utilización de dos gravímetros y realizando el cálculo de optimización mediante una matriz de Varianza-Covarianza, nos permitió asegurar que las observaciones realizadas bajo las condiciones del citado modelo, nos brindarán resultados con una precisión de $\sigma = 0.01$ mgal, una vez compensados sus valores. De esta forma las rutinas establecidas nos aseguran homogeneidad tanto en los levantamientos como en el posterior cálculo. Cuidando en la ejecución de las observaciones, llevar a cabo los “loops” o vueltas de mediciones necesarias que nos permitan alcanzar la precisión deseada, en lo que se refiere a valores para una red gravimétrica.

Levantamiento gravimétrico

Salta Perico

En primer lugar se llevó a cabo el traslado de la estación excentro, ubicada en la vereda de la Iglesia San Francisco (1187m) de la ciudad de Salta (véase monografía 1), al Nodal 291 (942m), ubicado en la Plaza de Perico, Jujuy, debidamente monumentado, razón por la cual se eligió el Nodal como estación base, ya que está ubicado a 4.2 kilómetros de la estación perteneciente a la base de calibración de la República Argentina (BA.CA.RA., 1965), que se encontraba en el aeropuerto de Jujuy en Perico y que fuera destruido al realizar las reformas edilicias en dicho aeropuerto. El Nodal como todas las estaciones elegidas, cumplen con las condi-

ciones de “accesibilidad, estabilidad, permanencia, lugar público”, debido a su cimentación de concreto y que además son puntos altimétricos de primera categoría.

Las mediciones gravimétricas llevadas a cabo fueron realizadas según lo diseñado para preservar una precisión uniforme en todas las estaciones, como así también, los gravímetros fueron transportados en un vehículo utilitario, sobre los asientos traseros, perfectamente amarrados para evitar vibración mecánica y cualquier cambio brusco de temperatura. Se trató siempre de mantener en el vehículo temperatura similar a la de las estaciones a medir, mediante una adecuada apertura de las ventanillas, procurando de esta forma eliminar posibles errores ajenos a las lecturas. Todas las observaciones fueron ejecutadas con los gravímetros colocados sobre sus bases nivelantes de aluminio. Los tiempos para realizar estas “lecturas finas” después de la primera lectura, inmediatas al *unclamping*, estuvieron dentro de los dos minutos como lo aconseja Klingelé, E. Se realizaron 4 vueltas o loops, habiéndose recorrido 700 kilómetros.

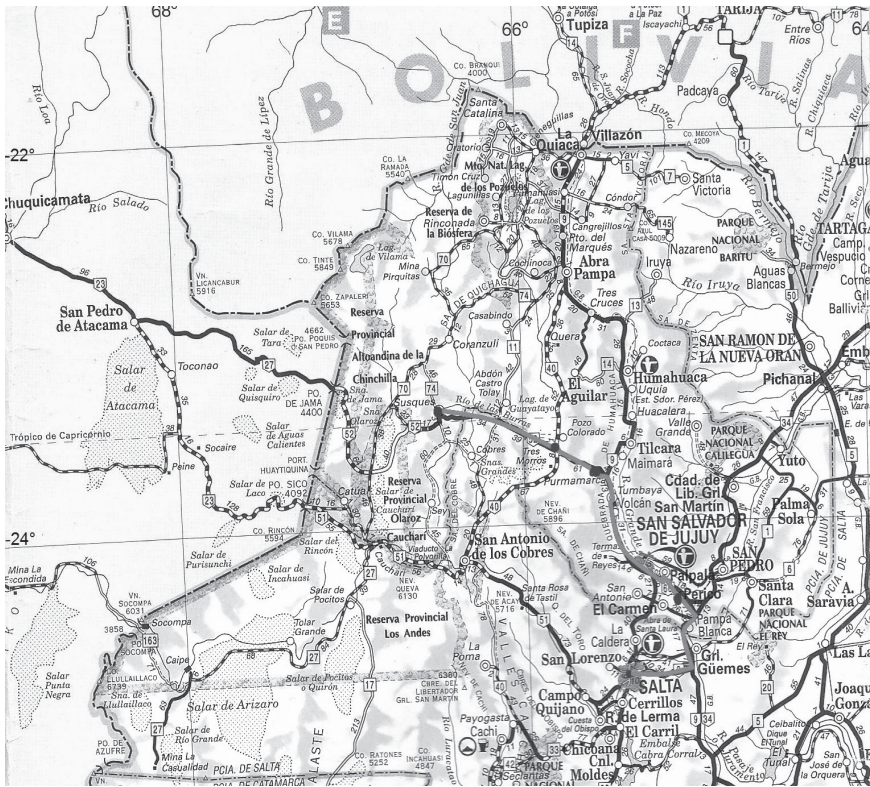


Figura 1. Mapa del Noroeste de Argentina: zona de estudio.

Perico-Susques

En esta segunda etapa se partió del Nodal 219 de Perico con la idea de llevar valor gravimétrico hasta Susques, como el lugar más cercano a la frontera con Chile, Paso de Jama (126 kilómetros) y centro para próximas campañas regionales. En esta etapa se recorrieron 2000 kilómetros.

En cuanto al levantamiento de las observaciones, se tuvieron los mismos cuidados que en la etapa anterior, tanto en el traslado del instrumental como en las lecturas.

Siempre con la idea de disponer de estaciones bases que nos permitan ir ampliando la red en zonas carentes de observaciones, como lo es, la zona de la Puna Jujeña, se establecieron bases estratégicas intermedias: en el Cristo a la entrada de la población de Palpalá (1140m), en la Iglesia de Purmamarca (2300m) y en especial, la estación ubicada en el cruce de las Rutas Nacionales Ex 40 y 52 (3450m). Esta última, nos permitirá a partir de ella, densificar la zona entre la Cordillera y el meridiano de 64° W, incluyendo el Paso Socompa.

En Susques se establecieron dos estaciones bases sobre puntos de notoriedad como lo son, el Punto Astronómico de YPF (3567m) y el recientemente instalado, punto de la red de nivelación (3596m), del Instituto Geográfico Nacional.

Una vez concluido el trabajo de campo de las 2 etapas y efectuada la carga de los datos se llevó a cabo el procesamiento mediante nuestro software, SI-GEO (Sistema Integral para el Procesamiento de Datos Geofísicos) en las instalaciones de Laboratorio de Geofísica Aplicada y Ambiental (LAGAMA), de la Universidad Nacional de Tucumán.

Modelo compensación

Para el procesamiento se utilizó software SI-GEO, mediante el cual, las observaciones fueron corregidas, tanto en lo que respecta a la transformación de las lecturas a miligales, según las tablas correspondientes a cada gravímetro utilizado en la campaña, como así también del efecto de atracción lunisolar y deriva. Se procedió luego al cálculo de compensación por mínimos cuadrados de la Red, cuyo modelo está definido por:

$$g_i - g_j = k_{1\ell}(R_i - R_j) + k_{2\ell}(R_i^2 - R_j^2) + d_\ell(T_i - T_j) + v_{ij} \quad (1)$$

donde:

g_i, g_j son los parámetros que representan valores de gravedad en dos estaciones i y j , sucesivamente observadas

- $k1l$ es el parámetro para la constante de calibración de primer orden para el gravímetro λ
- $k2l$ es el parámetro para la constante de calibración de segundo orden para el gravímetro λ
- Ri y Rj son las lecturas del gravímetro con el instrumento λ en las estaciones i y j corregidas respectivamente por las tablas de calibración del dial, mareas terrestres y posiblemente otros factores relacionados con la posición del punto
- dl es el parámetro de deriva para el intervalo de deriva λ , determinado por el usuario de acuerdo al número de gravímetros
- Ti y Tj son las lecturas de tiempo en las estaciones i y j
- vij es el error de observación.

Resultados

Los valores de gravedad compensados y sus respectivas desviaciones están expresados en unidades de miligal. Además se puede observar todas las estaciones están por debajo del $\sigma = 0.01$ mgal, excepto el valor de la Iglesia de Purmamarca que nos da algo mayor que el σ propuesto (Tabla 1).

Tabla 1
Valores de Gravedad Compensados en las Estaciones Bases medidas con sus respectivas Desviaciones Estándares y coordenadas Planialtimétricas

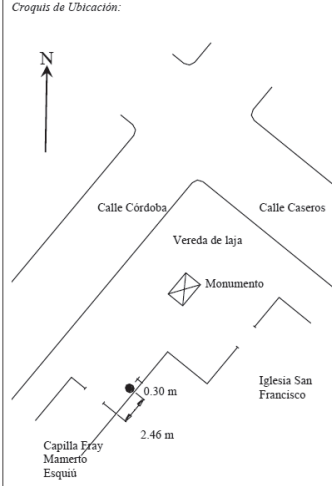
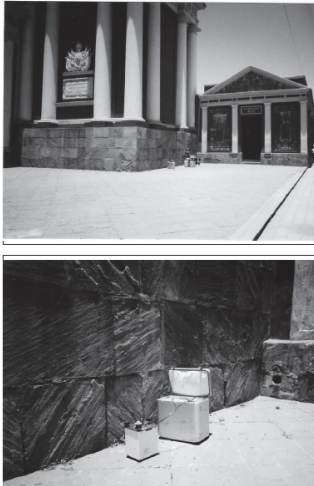
| <i>Estaciones bases</i> | <i>Valor gravedad [mgal]</i> | <i>σ [mgal]</i> | <i>Latitud</i> | <i>Longitud</i> | <i>Altura [m]</i> |
|-------------------------|------------------------------|-----------------------------------|----------------|-----------------|-------------------|
| Nodal 219 - Perico | 978563.370 | 0.009 | 24 22 33.1 | 65 07 05.5 | 974.64 |
| Iglesia Purmamarca | 978141.152 | 0.015 | 23 44 49.8 | 65 29 57.1 | 2295.02 |
| Gruta RP 79 y RN 52 | 977861.047 | 0.005 | 23 38 38.4 | 65 50 23.7 | 3363.74 |
| Pto. Astronómico YPF | 977797.651 | 0.002 | 23 23 52.0 | 66 22 02.6 | 3567.20 |
| Pto. Fijo IGN Plaza | 977799.289 | 0.001 | 23 23 57.1 | 66 21 56.3 | 3596.25 |

Se adjuntan las monografías de las estaciones bases implementadas permitiéndonos conocer la ubicación y descripción de cada estación.

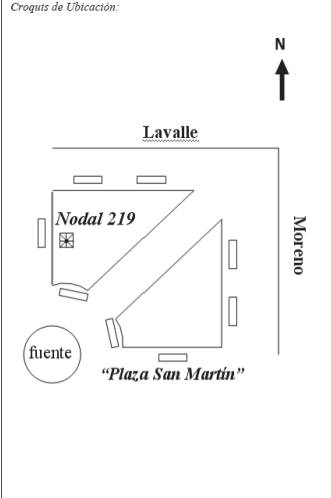

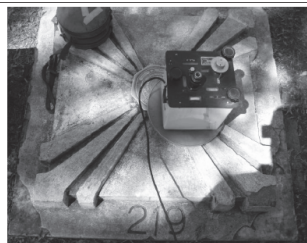
En las campañas trabajaron Raúl S Gutiérrez (recientemente recibido de Ingeniero Geodesta y Geofísico) y Rubén E. Sánchez (estudiante) ambos pasantes en formación dentro del Proyecto de Investigación del CIUNT, que dirige Pastorino.

Conclusiones

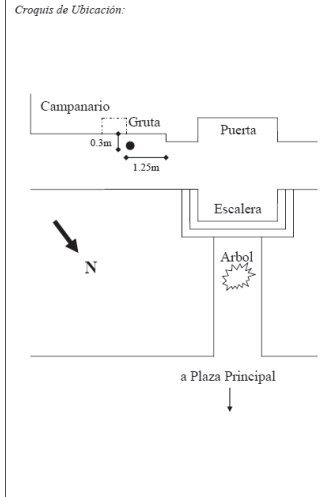

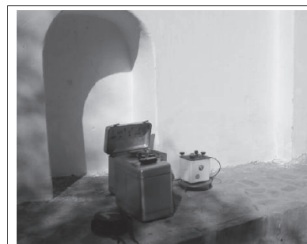
Con el establecimiento de estas nuevas estaciones damos la posibilidad a dar continuidad de diversos proyectos de índoles geodésicos, geodinámicos, geofísicos y geológicos, entre otros, aportando de este modo una gran gama de aplicaciones útiles a la investigación como así también a la comunidad en general. En primer lugar, podremos cumplir con nuestros objetivos inmediatos como lo son, la vinculación entre las Redes Gravimétricas de Argentina y Chile al Norte, la densificación de puntos gravimétricos para prospección en el Noroeste Argentino y realizar levantamientos para el estudio de la estructura de los Andes en la zona Norte entre los 22°S-32°S, como así también, la determinación de alturas ortométricas que, combinadas con alturas elipsoidales nos permitirán obtener una buena estimación del geoides; estudios de anomalías de la gravedad con respecto a un patrón normal en el terreno y su interpretación geofísica, permitiéndonos llevar a cabo el estudio de la distribución y composición de las masas en superficie. Se puede deducir también una interpretación de procesos tectónicos, investigación de terremotos (sismología y vulcanología), así como de la isostasia terrestre.

| | | |
|---|--|---|
| <i>Pais:</i> ARGENTINA | <i>Nombre de Estación:</i> IGLESIA SAN FRANCISCO | <i>Número de Estación:</i> AR-203 |
| <i>Provincia:</i> Salta <i>Localidad:</i> Salta <i>Latitud:</i> 24° 47' 23" S <i>Longitud:</i> 65° 24' 33" W <i>Altura:</i> 1187.00 m.s.n.m. <i>Fecha:</i> Noviembre 1999 | <i>Croquis de Ubicación:</i>  |  |
| <i>Descripción:</i> <i>La estación de gravedad se encuentra en la intersección de las calles Caseros y Córdoba, en la esquina de la iglesia San Francisco, en la ciudad de Salta. El punto se ubica sobre la vereda de la calle Córdoba y a nivel del suelo.</i> <i>Description:</i> <i>The gravity station is located on Caseros and Córdoba streets intersection, in the corner of San Francisco church, in Salta city. The point is on Córdoba street sidewalk and at ground level.</i> | | |

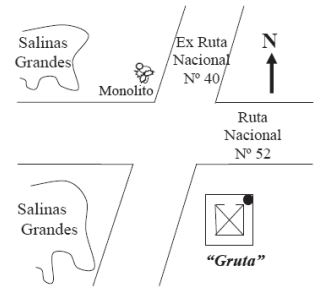
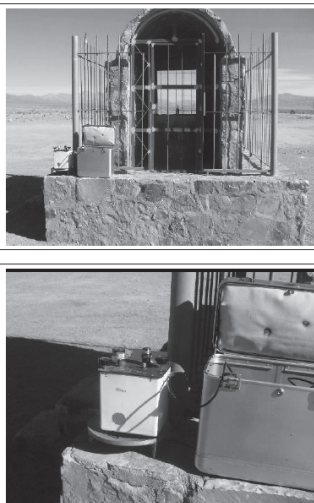
Monografía 1.

| | | |
|--|---|---|
| <p><i>País:</i> ARGENTINA</p> | <p><i>Nombre de Estación:</i> NODAL 219 - PERICO</p> | <p><i>Número de Estación:</i> AR-204</p> |
| <p><i>Provincia:</i> Jujuy <i>Ciudad:</i> Perico <i>Latitud:</i> 24° 22' 33.35" S <i>Longitud:</i> 65° 07' 06.45" W <i>Altura:</i> 974.64 m.s.n.m. <i>Fecha:</i> Septiembre 2010</p> | <p><i>Croquis de Ubicación:</i></p>  | |
| <p><i>Descripción:</i> La estación Gravimétrica se halla a la izquierda de la puerta de acceso a la Iglesia de Purmamarca. El punto está ubicado a 1,25 m de la esquina izquierda de la columna y separada 0,3 m de la fachada. Quedando situada a la derecha de una gruta a nivel del piso.</p> <p><i>Description:</i> Gravimetric station is to the left of the access door to the Church of Purmamarca. The Point is located at 1.25 m in the left corner of the column and separated 0.3 m front the façade. Staying on the right of a cave at ground level.</p> |  |  |

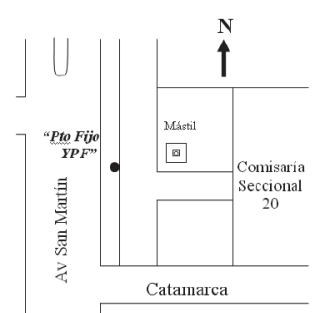

Monografía 2.

| | | |
|--|--|---|
| <p><i>País:</i> ARGENTINA</p> | <p><i>Nombre de Estación:</i> IGLESIA PURMAMARCA</p> | <p><i>Número de Estación:</i> AR-205</p> |
| <p><i>Provincia:</i> Jujuy <i>Ciudad:</i> Purmamarca <i>Latitud:</i> 23° 44' 49.8" S <i>Longitud:</i> 65° 29' 57.1" W <i>Altura:</i> 2295,02 m.s.n.m. <i>Fecha:</i> Septiembre 2010</p> | <p><i>Croquis de Ubicación:</i></p>  | |
| <p><i>Descripción:</i> La estación Gravimétrica se halla a la izquierda de la puerta de acceso a la Iglesia Santa Rosa de Lima de Purmamarca. El punto está ubicado a 1,25m de la esquina izquierda de la columna y separada 0,3m de la fachada. Quedando situado a la derecha de una gruta a nivel del piso.</p> <p><i>Description:</i> Gravimetric station is to the left of the access door to the Church Santa Rosa de Lima de Purmamarca. The point located at 1.25 m in the left corner of the column and separated 0.3 m of the front. Staying on the right of a groto at ground level.</p> |  |  |

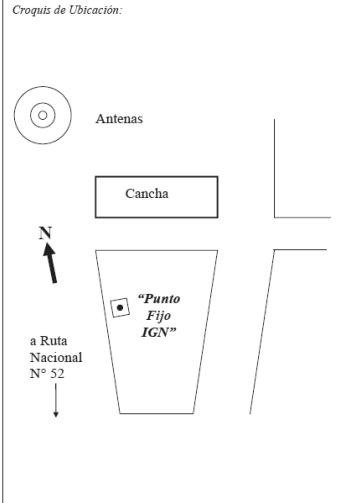


Monografía 3.

| | | |
|---|---|--|
| <p><i>País:</i> ARGENTINA</p> | <p><i>Nombre de Estación:</i> GRUTA CRUCE RUTAS 79 Y 52</p> | <p><i>Número de Estación:</i> AR-206</p> |
| <p><i>Provincia:</i> Jujuy <i>Ciudad:</i> Salinas Grandes <i>Latitud:</i> 23° 38' 38,4" S <i>Longitud:</i> 65° 50' 23,7" W <i>Altura:</i> 3363,74 m.s.n.m <i>Fecha:</i> Septiembre 2010</p> | <p><i>Croquis de Ubicación:</i></p>  |  |
| <p><i>Descripción:</i> La estación de gravedad se encuentra en la intercepción de las rutas nacionales Ex 40 y 52, camino a Susques. El punto está ubicado sobre la esquina Noreste de la gruta, a 76 cm del suelo.</p> <p><i>Description:</i> The gravity station is located in the interception of the national routes Ex-40 and 52. Susques way. The point is located on the North-east corner of the cave, to 76cm of the soil.</p> | | |

Monografía 4.

| | | |
|---|---|---|
| <p><i>País:</i> ARGENTINA</p> | <p><i>Nombre de Estación:</i> PUNTO ASTRONÓMICO YPF</p> | <p><i>Número de Estación:</i> AR-207</p> |
| <p><i>Provincia:</i> Jujuy <i>Ciudad:</i> Susques <i>Latitud:</i> 23° 23' 52,0" S <i>Longitud:</i> 66° 22' 02,6" W <i>Altura:</i> 3567,20 m.s.n.m. <i>Fecha:</i> Septiembre 2010</p> | <p><i>Croquis de Ubicación:</i></p>  |  |
| <p><i>Descripción:</i> La observación fue realizada en el punto astronómico existente en la vereda de la comisaría de Susques, el mismo perteneciente a YPF, sobre Av San Martín. La medición fue realizada al pie del pilar que materializa dicho punto, sobre el contrapiso de la vereda, a una altura de 0.1m respecto del suelo.</p> <p><i>Description:</i> The observation was made in the existing astronomical point in the village of Susques station, the same belonging to YPF, on Avenida San Martín. The measurement was performed at the foot of the pillar that embodies this point, on the subfloor of the sidewalk. At a height of 0.1m respect the ground.</p> | | |

Monografía 5.

| | | |
|--|--|---|
| País: ARGENTINA | Nombre de Estación: PUNTO FIJO IGN PLAZA SUSQUES | Número de Estación: AR-208 |
| Provincia: Jujuy Ciudad: Susques Latitud: 23° 23' 57,1'' S Longitud: 66° 21' 56,3'' W Altura: 3596,25 m.s.n.m. Fecha: Septiembre 2010 | Croquis de Ubicación:  | |
| Descripción: La estación Gravimétrica se halla en un punto fijo del Instituto Geográfico Nacional (IGN), situado en la plaza de Susques, lindante a la calle occidental de la misma. El punto se encuentra sobre el botón. Description: Gravimetric station is in a fixed point on the National Geographic Institute (IGN), located in the Plaza de Susques, bordering the western side of the street itself. The point is on the button. |  |  |

Monografía 6.

Referencias

Baarda, W., 1968. "A Testing Procedure for use in Geodetic Networks", Netherlands Geodetic Commission, *Publications on Geodesy*, vol. 2, number 5.

———, 1965. "Precision, Accuracy and Reliability of Observations", *Report I.A.G. Symposium*, Lisbon, Reprint, Delf.

Klinge, E.; Kahle, H. G. 1979. "Assessment of secular gravity changes in Fennoscandia", *The XVII General Assembly of the IUGG*, Canberra, December.

Kmenta, J., 1980. *Elementos de Econometría*, Ed. Vicens-Vives, S.A., España.

Sevilla, M. J., 1190. "Análisis Estadístico de Observaciones Geodésicas antes de la Compensación", *Física de la Tierra*, núm. 2, pp. 87-110, Ed. Univ. Compl, Madrid.

Werenitzky Curia, Ma. C.; Pastorino, Ma. I., 2009. *Sistema Integral para el Procesamiento de Datos Geofísicos (SI-GEO)*, 1ra. Ed. en CD, Tucumán, Argentina.

RESEÑAS

Mioara Manda and Monika Korte, Editors,
Geomagnetic Observations and Models, IAGA Special
Sopron Book Series, 2010

Ana Caccavari Garza*

El campo magnético es una de las propiedades de la Tierra que han sido observadas desde hace mucho tiempo. La primera componente del campo geomagnético que fue medida, fue la declinación, se relaciona con el uso de brújulas, y tiene su origen en la curiosidad del ser humano sobre de las características de los imanes que apuntaban al Norte. Desde comienzos del siglo XVI, las mediciones de las componentes del campo magnético de la Tierra experimentaron un gran desarrollo: al principio, se midió únicamente la declinación, posteriormente la inclinación y al final el vector completo. En la actualidad se han vuelto más sistemáticas y sofisticadas; y aún siguen consiguiendo perfeccionarse.

La observación, así como la modelación son prerequisites para describir el campo magnético terrestre y entender el proceso que lo genera. Para la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (International Association of Geomagnetism and Aeronomy-IAGA por sus siglas en inglés); y específicamente la División V), tiene a su cargo tres grupos de trabajo con objetivos muy específicos:

- i Coordinar los esfuerzos globales de medición del campo geomagnético y sus cambios a través de modelos de Variación Secular.
- ii Promover y fomentar los estándares comunes y de carácter global en la producción de datos.
- iii Producir modelos globales del campo magnético del núcleo y la litósfera.

El alcance de este libro esta acotado por las actividades de estos tres grupos de trabajo y abarca tres grandes temas: observación, datos y modelación geomagnética.

La red de observatorios geomagnéticos en la superficie de nuestro planeta forma la columna vertebral de la observación del campo magnético terrestre desde los tiempos de Alexander Von Humboldt en los inicios del siglo XIX. Actualmente estas estaciones de registro continuo son un complemento imprescindible para el valor de los datos obtenidos por satélites que miden el campo magnético terrestre desde sus orbitas bajas (entre cuatro y cinco mil kilómetros). En el primer

* Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México.

Capítulo, se realiza una revisión de la actual red de observatorios, con especial énfasis en los recientes esfuerzos para mejorar la cobertura global (islas y áreas pobremente cubiertas).

En la era espacial, los satélites observan la totalidad del vector magnético próximo a la Tierra; su inicio se remonta a 1979-1980, cuando el satélite MAGSAT estuvo en órbita por 6 meses. Sin embargo, el periodo más largo de monitoreo del campo magnético de este tipo, empezó 20 años después de esto, cuando el satélite danés Oersted, el alemán CHAMP y el argentino SAC-C fueron puestos en órbita casi simultáneamente. Tanto el Oersted como el CHAMP continuaron produciendo datos globales del campo magnético hasta el 2010. La misión Swarm a cargo de la Agencia Espacial Europea (en inglés ESA) consiste en una constelación de 3 satélites y se encuentra a punto de comenzar (septiembre 2012). Todos los aspectos sobre las misiones de satélites para monitoreo del campo geomagnético se discuten en el Capítulo 2.

Los satélites proveen una resolución limitada de la distribución del campo en la superficie de la Tierra debido a la altitud de sus órbitas. Las mediciones de las estaciones de repetición en la superficie terrestre, aportan —en intervalos de tiempo irregulares— posiciones complementarias para los registros de los observatorios, que están espacialmente dispersos en diversas partes del mundo. Las mediciones aeromagnéticas y marinas están enfocadas en mapear de manera detallada el campo magnético litosférico (regional). En los Capítulos 3 y 4 se proporciona información sobre los propósitos y técnicas de este tipo de observaciones, resaltando las actividades recientes.

El Capítulo 5 consiste en una revisión de los instrumentos utilizados comúnmente para medir el campo magnético, en especial los desarrollados recientemente para facilitar el registro de datos geomagnéticos de alta calidad y de manera automatizada.

Son de gran importancia la calidad, el respaldo y disponibilidad de los datos geomagnéticos globales para una interpretación apropiada y para lograr un entendimiento adecuado de todas las contribuciones del campo geomagnético así como de sus variaciones en el tiempo. Para datos de satélite, la correcta calibración de la medición precisa del vector magnético es una tarea compleja y desafiante. El procesamiento de datos, de cualquier modo, es generalmente hecho por la institución encargada de la misión, asegurando un formato fijo, una calidad homogénea y una buena disponibilidad de los datos. El resto de las observaciones, incluyendo las realizadas por observatorios geomagnéticos, provienen de instituciones diversas y agencias en diferentes países. Establecer estándares comunes para la calidad de los datos, formatos comunes y disponibilidad de datos globales, es un problema difícil. Los Capítulos 6 y 7 describen los esfuerzos realizados por la comunidad geo-

magnética, los grupos de trabajo de la IAGA y organizaciones como World Data Centers (Centros Mundiales de Datos) para mejorar la calidad y carácter global de los datos geomagnéticos.

Las mediciones magnéticas de cualquier tipo, aportan información conjunta de todas las contribuciones de las fuentes internas y externas de la Tierra. Una separación sencilla de las contribuciones es imposible y muchos científicos estudian diferentes aspectos de este problema. Descripciones aproximadas de la intensidad de diversas fuentes externas y su respectivo comportamiento, se han logrado gracias a los índices geomagnéticos. Estos son productos de datos especialmente regidos por normas estandarizadas, la mayoría provienen de registros de observatorios geomagnéticos. El índice de actividad geomagnética planetaria K_p es, probablemente el más conocido, pero existen otros más convenientes para diferentes aplicaciones y regiones activas desde el punto de vista geomagnético. El Capítulo 8 provee una revisión comprensible de los índices geomagnéticos y su relevancia.

Los modelos geomagnéticos obtenidos mediante técnicas de inversión de mediciones son muy usados para estudios de variación secular y los procesos del núcleo de la tierra. Incluso, puede proporcionar predicciones de la declinación magnética en la Tierra para propósitos de navegación. La técnica de modelación global más utilizada es el análisis de Armónicos Esféricos. Este método y otras técnicas utilizadas para obtener modelos globales y regionales del núcleo magnético o el campo litosférico son analizados en el Capítulo 9.

El siguiente Capítulo esta dedicado a un importante producto de la IAGA, del Campo Geomagnético Internacional de Referencia (International Geomagnetic Reference Field, IGRF por sus siglas en inglés). Este modelo consiste en descripciones estandarizadas del núcleo geomagnético, se actualiza cada 5 años con predicciones de la variación secular para los próximos 5 años, se puede obtener fácilmente y las predicciones para el campo hechas con este modelo pueden obtenerse de manera interactiva de diversos sitios web.

El IGRF es muy útil para todo tipo de aplicaciones donde un campo promedio (regional) es necesario, pero para aplicaciones científicas que requieren la mayor precisión posible o que incluyen descripciones de algunas contribuciones externas o litosféricas, se construyen otros modelos. Después de una breve revisión, tres ejemplos de las más recientes versiones de este tipo de modelos del núcleo, se discuten en el Capítulo 11. El siguiente Capítulo provee una revisión sobre los resultados importantes y descubrimientos acerca del proceso del geodinamo tales como los obtenidos en recientes modelos del núcleo. Más acerca de este tema se puede encontrar en el libro de División I de esta serie. Finalmente, el Capítulo 13 trata sobre el mapeo e interpretación del campo litosférico, incluyendo un breve resumen de los enormes esfuerzos realizados por varios grupos internacionales que

se involucraron en el primer mapa global digital de las anomalías magnéticas, WDMAM, en 2007. Se presentan numerosos ejemplos de interpretaciones geológicas y tectónicas.

Este libro presenta una buena aproximación al Geomagnetismo actual. Es recomendable para el investigador o el profesional que requiera una visión moderna de esta disciplina. El estudiante de posgrado tiene una buena oportunidad para abordar temas de consulta o bien datos más específicos en relación a los temas aquí tratados.

La Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía muestra en esta obra el gran esfuerzo que se viene desarrollando a nivel internacional para difundir acciones propias de su trabajo. Esta obra debe ser considerada seriamente para aquellas bibliotecas que estudian el tema.

Revista Geofísica

Instrucciones para autores

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

- Todo artículo sometido debe ser **original**, y no publicado, ni considerado para publicación en otra revista.
- La **extensión máxima** de los artículos debe ser de 50 páginas formadas y las llamadas de nota de 10 páginas.
- Los artículos podrán ser escritos en cualquiera de los cuatro idiomas oficiales del Instituto: **español, inglés, francés y portugués**. En el caso de artículos escritos en inglés, francés o portugués, evitar corte de palabras.
- El nombre de los autores, la institución a la que pertenecen, sus direcciones postal y electrónica se incluirán a pie de página al inicio del artículo.
- Cada artículo debe ser precedido por un **resumen** corto (máximo 110 palabras), el cual debe permitir al lector tener una idea de la importancia y campo que abarca el artículo, debe presentarse al menos en español e inglés.
- Inmediatamente después del resumen, se escribirán no más de seis **palabras clave** representativas del contenido general del artículo y características de la terminología usada dentro de un campo de estudio.
- Dentro del texto, si se trata de una cita textual que abarque como máximo dos líneas, se citará el autor, se transcribirá entre comillas y enseguida entre paréntesis se apuntará el año y número de página(s). Si la cita abarca más líneas, se transcribirá el párrafo o párrafos con una sangría, según se indica en la plantilla, sin encomillar.
- Las fotografías, figuras, gráficas, cuadros y tablas deberán ser presentadas listas para ser reproducidas y su colocación dentro del texto se indicará claramente.
- Los artículos deben ser colocados en la **plantilla** correspondiente la cual debe ser solicitada al editor responsable o al Departamento de Publicaciones en la Secretaría General.
- Se incluirá la **Bibliografía** consultada al final del artículo respetando el siguiente formato:

Apellido e inicial(es) del Nombre(s) de autor(es), año. Título del artículo. *Título del libro completo o de la revista abreviado*, vol. (núm.), páginas consultadas, en el caso de tesis o libros colocar aquí Editorial, Ciudad y el número de páginas total, para revistas las páginas consultadas incluirlas separadas por un guión. La etiqueta se denomina "Bibliografía".

Ejemplo:

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

Somerville P., Irikura K. Sawanda S., Wald D., Abrahamson N., Iwasaki Y., Smith N. and Kowada A., 1999. Characterizing crustal earthquake slip

models for the prediction of strong ground motion. *Seis. Reis. Lett.*, 70(1), 59-79.

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

- Todos los autores deberán atenerse a estos lineamientos.
- Los artículos deben enviarse al Editor de la *Revista Geofísica*, quien los someterá a dictamen anónimo de dos especialistas e informará el resultado a los autores en un plazo no mayor de un año:

M.Sc. J. Esteban Hernández-Quintero
Jefe del Servicio Geomagnético
Editor *Revista Geofísica*
Instituto de Geofísica
Universidad Nacional Autónoma de México
Ciudad Universitaria
Coyoacán, 04360, México, D.F.
E-mail: geofisica_editor@ipgh.org
Tel (+52-55) 5622-4149
Fax (+52-55) 5550-2486

- No se devolverá el material enviado.

Función editorial del Instituto Panamericano de Geografía e Historia

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

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

Si requiere mayor información, favor de comunicarse con:

Mtra. Julieta García Castelo
Departamento de Publicaciones
Secretaría General del IPGH
Ex-Arzobispado 29 / Colonia Observatorio / 11860 México, D. F. México
Tels.: (+52-55) 5277-5888 / (+52-55) 5277-5791 / (+52-55) 5515-1910
Fax: (+52-55) 5271-6172 / Correo electrónico: publicaciones@ipgh.org

Convocatoria

Premios del IPGH, 85 Aniversario 1928-2013

Premio de Historia Colonial de América "Silvio Zavala"

En el marco del 85 Aniversario del IPGH y los 103 años de existencia del ilustre historiador Silvio Zavala, lo invitamos a enviar publicaciones sobre Historia Colonial de América. Se busca premiar a las obras que contengan aportes al conocimiento histórico del continente.

Premio "Carlos A. Carvallo Yáñez"

Se concede a la obra original en el área de Cartografía. Los elementos a evaluar son: claridad y actualidad de los conceptos expuestos, desarrollo metodológico y tecnológico, posibilidades de implementación o uso en los Estados Miembros del IPGH independientemente de marcas específicas, equipos o software.

Premio "Luiz Muniz Barreto"

Es entregado por la Comisión de Geofísica a la obra que contribuya al desarrollo científico y que aporte mayor valor e importancia para el desarrollo de la Geofísica de América y sus ciencias afines.

Medalla Panamericana del IPGH

Galardona al científico de un Estado Miembro del IPGH que se destaque por su trayectoria en alguno de los campos de interés del Instituto: Cartografía, Geografía, Historia y Geofísica. Se podrá otorgar una Medalla por cada una de las cuatro Comisiones.

Premio Pensamiento de América "Leopoldo Zea"

Conmemorando el centenario del nacimiento del insigne filósofo Leopoldo Zea, convocamos para postular obras contemporáneas sobre Pensamiento de América relacionadas con el periodo independiente, nacional o republicano que constituyan una contribución a la investigación historiográfica americana.

Premio "Arch C. Gerlach"

Se entrega a la obra reconocida por el jurado como la de mayor valor e importancia para el desarrollo de la Geografía de América, que constituya un aporte relevante al desarrollo científico sin importar la temática abordada, siempre y cuando verse sobre las disciplinas englobadas en la Comisión de Geografía.

Premio "Wallace W. Atwood"

Se otorga al autor, menor de 35 años, de una obra inédita en cualquiera de las cuatro áreas básicas del IPGH: Cartografía, Geografía, Historia, Geofísica y ciencias afines. Podrán participar trabajos que se desarrollaron para obtener grados académicos de maestría o superior.



Las bases completas para cada premio se encuentran en:

<http://www.ipgh.org/premios/>

contacto: premios@ipgh.org

Ex Arzobispado No. 29, Colonia Observatorio, 11860 México, D.F.

Premio “Luiz Muniz Barreto”

Edición 2013

Este premio anteriormente denominado “Medalla Panamericana de Geofísica”, cambia su nombre en honor del científico brasileño Luiz Muniz Barreto (1925-2006) quien por décadas fuera colaborador de la Comisión de Geofísica del IPGH, galardonado con la Medalla Panamericana de Geofísica durante la X Reunión Técnica de Consulta celebrada en el marco de la XVIII Asamblea General del IPGH (Venezuela, 2005).

1. Méritos

El premio se otorga cada cuatro años a la obra original reconocida por el jurado como la de mayor valor e importancia para el desarrollo de la geofísica de América, que constituya un aporte relevante al desarrollo científico sin importar la temática abordada, siempre y cuando verse sobre las disciplinas englobadas en la Comisión de Geofísica. Los trabajos sometidos a evaluación deberán ser elaborados por personas o instituciones de los Estados Miembros del IPGH.

2. De la obra *

En los premios del IPGH sólo se aceptan trabajos originales que correspondan a la primera edición en el idioma original, no pudiéndose presentar reediciones, reimpressiones ni ediciones críticas de otras obras, podrán participar trabajos que se desarrollaron para obtener grados académicos correspondientes a maestría o superior publicados en cualquier formato en alguno de los Estados Miembros del IPGH y que cuenten con el número ISBN respectivo. No podrán concursar de manera independiente un artículo o artículos que formen parte de una obra, en cualquier caso, siempre debe concursar la obra completa. Cuando el mérito de la obra concursante se centre en una realización científica específica, el postulante deberá consignar este hecho en la nota dirigida al Secretario General del Instituto y presentar la información resumida pertinente a la investigación o al logro de que se trate, la fecha de su publicación deberá estar comprendida dentro del periodo 2010-2013.

* Es toda publicación unitaria que cuente con número ISBN, no periódica, de carácter científico, técnico, educativo o informativo, impresa en papel o en formato electrónico, cuya edición se haga en su totalidad de una sola vez en un volumen o a intervalos en varios volúmenes. Comprende también los materiales complementarios de la publicación impresa, en cualquier tipo de soporte, incluido el electrónico, que conformen, conjuntamente con la obra, un todo unitario que no pueda comercializarse separadamente. El Número Internacional Normalizado del Libro (ISBN por sus siglas en inglés, International Standard Book Number), es un identificador internacional que se designa a una publicación o edición monográfica de forma exclusiva, relacionado a un título y su editor.

Se deberá enviar a la Secretaría General del IPGH un ejemplar impreso e incluir en la nota remisoría dirigida al Secretario General del Instituto, de la cual se enviará copia informativa a la Sección Nacional del IPGH pertinente, el archivo o el vínculo electrónico en donde se encuentre integralmente el material correspondiente a la obra de que se trate. Asimismo se deberá incluir una breve reseña biográfica del autor. Pueden presentar obras los propios autores o terceros, tales como miembros de la Sección Nacional, instituciones patrocinadoras o casas editoriales pertenecientes a cualquiera de los Estados Miembros del IPGH.

La obra debe estar escrita en cualquiera de los idiomas oficiales del IPGH (español, inglés, francés y portugués). Podrán concursar obras de autoría múltiple y trabajos que formen parte de compilaciones; en caso de resultar ganadora una contribución de esta naturaleza el premio se entregará al autor o autores originales, que pertenezcan a cualquier Estado Miembro del Instituto y cuya participación sea ampliamente reconocida por los coautores, y no al editor o compilador responsable.

La Secretaría General informará durante la segunda quincena de julio de 2013, a través de su sitio web, sobre el número, título, autor y nacionalidad de las obras finalmente concursantes de acuerdo con las bases del premio.

Una vez entregada la documentación correspondiente, los postulantes no podrán retirarla, ni tampoco renunciar al certamen antes del fallo del jurado.

El material recibido no será devuelto.

3. Del jurado

El jurado tendrá una representación internacional y estará integrado por un número impar de al menos tres reconocidos especialistas de nacionalidad distinta a la de los postulantes, preservando siempre un número impar de miembros, quienes serán designados por el Secretario General en consulta con el Presidente del IPGH y el Presidente de la Comisión de Geofísica. Su composición será hecha pública durante la segunda quincena de julio de 2013 a través del sitio web del IPGH.

Una vez integrado, la Secretaría General tomará las previsiones del caso para que el jurado disponga del tiempo y las circunstancias necesarias para cumplir con su labor.

La decisión de cada miembro del jurado será dada a conocer mediante comunicación electrónica dirigida exclusivamente a la Secretaría General.

El premio será entregado con base en la decisión mayoritaria del jurado. El Secretario General del IPGH coordinará las labores relativas al veredicto por consenso o mayoría de miembros.

4. Del premio

El premio que se otorgue, conforme a la resolución del jurado, consistirá en:

- Un diploma
- Un reconocimiento en efectivo establecido para cada edición como parte del presupuesto de la Comisión de Geofísica
- Difusión del premio por los diferentes medios con que cuenta el Instituto

A juicio del jurado, el premio puede declararse desierto.

El premio será entregado en noviembre de 2013 durante la Sesión de Clausura de las Reuniones de Consulta en la ciudad de Montevideo, Uruguay en caso de encontrarse ausente el ganador, dicho premio será entregado al Jefe de la Delegación del país al que pertenezca, quien a su vez lo entregará al ganador en una ceremonia o acto especial convocado para tal fin.

Si las características del trabajo lo permiten, se publicará una síntesis de la obra ganadora en la *Revista Geofísica*, previo análisis del editor, así como de otros trabajos no ganadores.

5. Disposiciones generales

El hecho de presentarse a este concurso implica la aceptación de las presentes bases, de los miembros del jurado y del fallo que se adopte sin que haya lugar a apelación. Sobre los imprevistos, la Secretaría General del IPGH puede introducir cuantas decisiones estime pertinentes, contra las cuales los aspirantes no tendrán derecho a reclamación alguna.

La fecha límite para recibir las obras, únicamente en la Secretaría General del IPGH, será el 28 de junio de 2013 antes de las 24:00 horas tiempo de la ciudad de México (-6 GTM) en la siguiente dirección:

Instituto Panamericano de Geografía e Historia
Premio “Luiz Muniz Barreto”

Ex Arzobispado No. 29, Colonia Observatorio, 11860 México, D.F.
Tels.: (5255) 5515-1910, 5277-5888 y 5277-5791 / Fax: (5255) 5271-6172
Premios@ipgh.org y/o SecretariaGeneral@ipgh.org

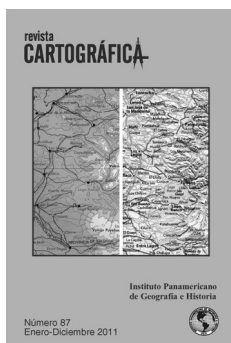
INSTITUTO PANAMERICANO DE GEOGRAFÍA E HISTORIA

Organismo Especializado de la Organización de los Estados Americanos



Publicaciones recientes

Revista Cartográfica núm. 87 enero-diciembre 2011



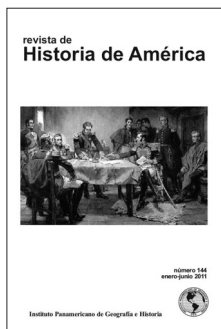
Cartografía Táctil Ambiental para la comprensión de la problemática del calentamiento global **Enrique Pérez de Prada** • Comparing the Advancement of the National Spatial Data Infrastructure in the Americas (2000-2008) **Jean W. Parcher, Mónica del Rocío Duque Cuasapaz y Rodrigo Guillermo Moreno Mora** • Cartografía de los espacios subjetivos para la comprensión de los riesgos delictuales urbanos **Jorge Espinoza Nanjarí, Reinaldo Rioseco Hormazábal y Juan Oscar Martínez Barajas** • Aplicaciones de la Teledetección en el seguimiento del peligro sísmico **José Ramón Chire Chira** • La problemática de la información territorial **Luis Andrés Valenzuela Olivares** • The Mountain Research Initiative (MRI) is Promoting Multidisciplinary Climate Change Research in the American Cordillera Transect **Pablo Lagos** • Implementación de una Geodatabase Corporativa para la producción de Cartografía Aeronáutica en el Servicio Aerofotogramétrico **Claudia Ibáñez Grass y Marcela Zúñiga Díaz** • Estado de conservación de la cobertura vegetal natural del Cantón Manta y su aprovechamiento para la generación de recursos ecosistémicos **Danilo Yáñez Cajo y Sandra Barriga** • Ampliación del perímetro urbano de la conurbación de Manta **Sandra Barriga Curillo y Rocío Rodríguez Hidalgo**

Revista Geográfica núm. 150 julio-diciembre 2011

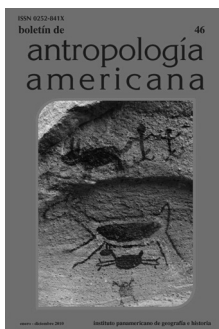


Clasificación de cuerpos de agua de una zona templada (Argentina): criterios geomorfológicos, climáticos y morfométricos **Vanesa Yael Bohn** • Los conos de deyección del valle de El General, Costa Rica **Jean Pierre Bergoeing** • Extensión glacial y nival durante el Riss/Illinoense y el Wurm/Wisconsiniano en las altas cumbres de Talamanca en el sector fronterizo Costa Rica-Panamá **Jean Pierre Bergoeing y Luis Guillermo Artavia R.** • Trees, Repeat Photography and Pathways to Landscape Transition in Honduras **Joby Bass** • El pueblo indígena maleku de Costa Rica y su patrón de asentamiento en la segunda mitad del siglo XIX **Roberto Castillo Vásquez** • La ciudad colombiana: inseguridad, incertidumbres y miedos **Hernando Uribe Castro** • Globalización, agricultura y desarrollo local en Chile y Argentina **Fernando Pino Silva** Integración sudamericana y desarrollo territorial. El Ferrocarril Transcontinental Atlántico-Pacífico Brasil-Perú, FETAB **Roberto Chiarella Quinhoes** • El doctor Javier Samuel Pulgar Vidal y su aporte al conocimiento del Perú **Hildegardo Córdova Aguilar** • Mariano Zamorano Diez (1920-2010), la herencia de un geógrafo singular **Héctor Oscar José Peña**

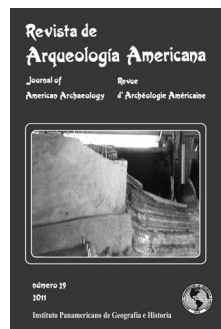
Revista de Historia de América núm. 144 enero-junio 2011



Boletín de Antropología núm. 46 enero-diciembre 2010



Revista de Arqueología Americana núm. 29 - 2011



Mayor información:

Instituto Panamericano de Geografía e Historia

Ex Arzobispado núm. 29, Colonia Observatorio, 11860 México, D.F.

Tels.: (5255) 5515-1910, 5277-5888 y 5277-5791 / Fax: (5255) 5271-6172

<http://www.ipgh.org/> / Correo electrónico: publicaciones@ipgh.org

Edición del
Instituto Panamericano de Geografía e Historia
realizada en su Centro de Reproducción
Impreso en **CARGRAPHICS**
RED DE IMPRESION DIGITAL
Calle Aztecas núm. 27
Col. Santa Cruz Acatlán
Naucalpan, C.P. 53150
Edo. de México
Tels: 5363-0090 5373-5529
2012

ESTADOS MIEMBROS DEL INSTITUTO PANAMERICANO DE GEOGRAFÍA E HISTORIA

Argentina

EL IPGH, SUS FUNCIONES Y SU ORGANIZACIÓN

Belice

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

Bolivia

Brasil

Chile

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

Colombia

Costa Rica

El Estatuto del IPGH cita en su artículo 1o. sus fines:

Ecuador

1) Fomentar, coordinar y difundir los estudios cartográficos, geofísicos, geográficos e históricos y los relativos a las ciencias afines de interés para América.

El Salvador

2) Promover y realizar estudios, trabajos y capacitaciones en esas disciplinas.

Estados Unidos de América

3) Promover la cooperación entre los Institutos de sus disciplinas en América y con las organizaciones internacionales afines.

Guatemala

Solamente los Estados Americanos pueden ser miembros del IPGH. Existen también las categorías de Observador Permanente y Socio Cooperador del IPGH. Actualmente son Observadores Permanentes: España, Francia, Israel y Jamaica.

Haití

Honduras

El IPGH se compone de los siguientes órganos panamericanos:

México

Nicaragua

1) Asamblea General

2) Consejo Directivo

Panamá

3) Comisión de:

Cartografía (Santiago, Chile)

Paraguay

Geografía (Buenos Aires, Argentina)

Perú

Historia (Sao Paulo, Brasil)

Geofísica (San José, Costa Rica)

República Dominicana

4) Reunión de Autoridades

5) Secretaría General (México, D.F., México)

Uruguay

Además, en cada Estado Miembro funciona una Sección Nacional cuyos componentes son nombrados por cada gobierno. Cuentan con su Presidente, Vicepresidente, Miembros Nacionales de Cartografía, Geografía, Historia y Geofísica.

Venezuela



Sondeos magnetoteléuricos de banda ancha (BMT) para el estudio del acuífero transfronterizo de Zarumilla, Ecuador-Perú *Jorge A. Arzate, Fernando Corbo, Fernando Quirola, Jaime Otiniano y Luis Araguás* • Aplicación de dos modelos de atenuación a la falla La Cal, Mendoza, Argentina *Roberto Aguiar Falconí, Magaly Quishpe, Daissy Quishpe, Carlos Frau y Miguel Tornello* • Nuevos estándares en las correcciones de gravedad: estudio de caso para una red local en San Juan, Argentina *Silvia Miranda, Alfredo H. Herrada y María Cristina Pacino* • Investigaciones gravimétricas en Isla de Pascua, Chile *Manuel Araneda C. y María Soledad Avendaño R.* • Extensión de la red gravimétrica en el noroeste argentino *María Inés Pastorino, Sebastián Gutiérrez y Juan C. H. Jiménez Santillán* • Reseña *Ana Caccavari Garza*

ISSN-0252-9769