



PERÚ

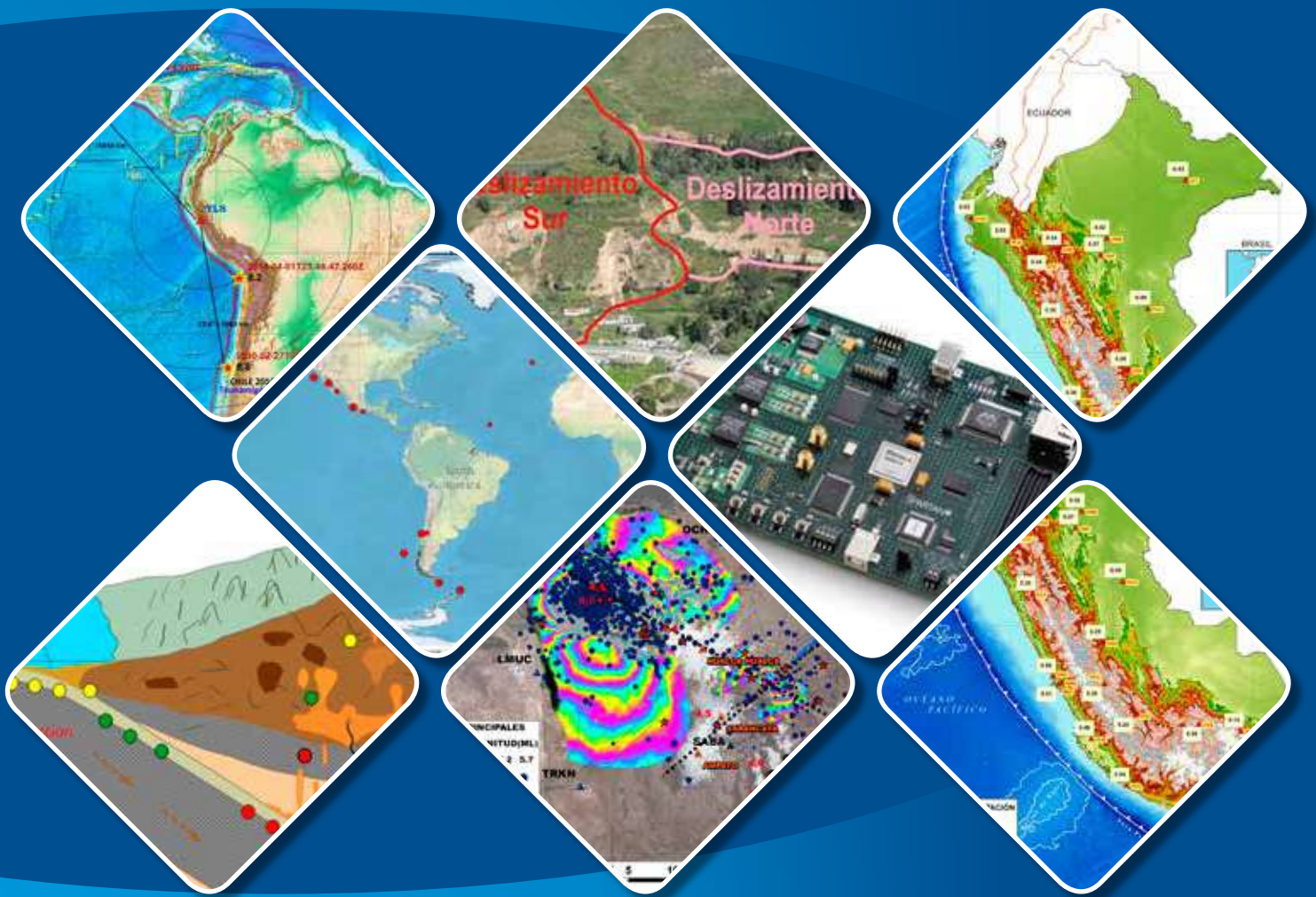
Ministerio
del Ambiente

Instituto
Geofísico del Perú



Compendio de Trabajos de Investigación realizados por estudiantes

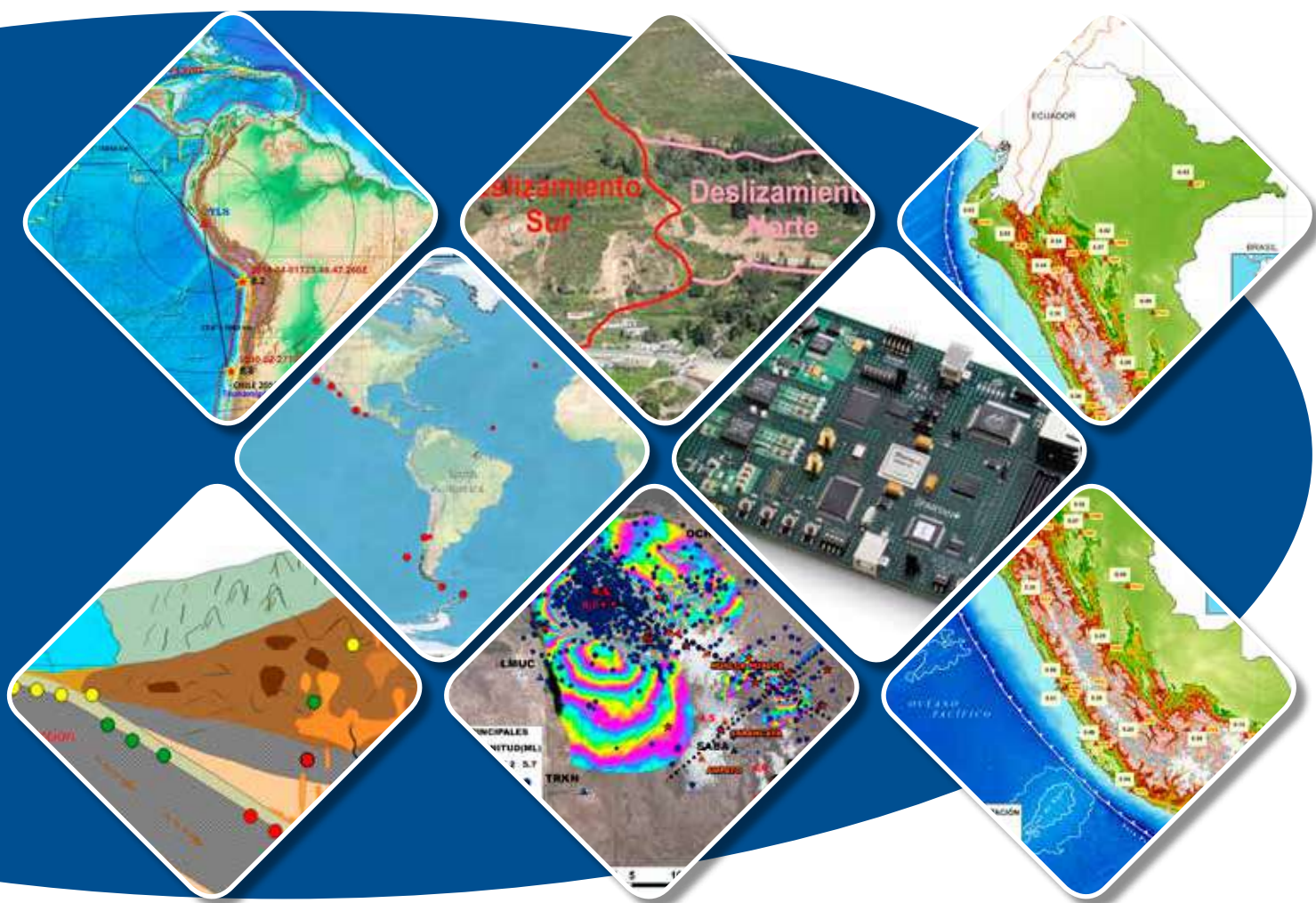
Durante los años 2013-2014



Volumen 15

Compendio de Trabajos de Investigación realizados por estudiantes

Durante los años 2013-2014



Volumen 15

Título: Compendio de trabajos de investigación realizados por estudiantes durante los años 2013-2014

Título clave abreviado: Compend. trab. investig realiz. estud. 2013-2014

Volumen: 15

ISSN: 2079-696X

Lima, diciembre del 2014

Hecho el depósito legal en la Biblioteca Nacional del Perú Nro. 2015-14059

Editores: Hernando Tavera, Ken Takahashi y Marco Milla

Instituto Geofísico del Perú
Calle Badajoz 169, Urb. Mayorazgo, IV Etapa, Ate Vitarte

Impreso en:
EDITORIAL SUPER GRAFICA E.I.R.L.
Av. Naciones Unidas 1830 LIMA 01
Telf 51 1: 715-0315 715-0314

Índice

Prólogo	5
De los editores	6
Sección 1. Ciencias de la Tierra Sólida	
Propuesta de una metodología para la identificación de eventos sísmicos generadores de tsunamis a distancias regionales <i>Proposed methodology the identification of seismic events that generate tsunamis at regional distances</i> Wilfredo Sulla Huillca	8
Evaluación del comportamiento geofísico del cerro Pucruchacra <i>Evaluation of the geophysical behavior in Cerro Pucruchacra</i> Miriam Eliana Vizcarra Zúñiga	24
Evaluación de las anomalías de ondas P en Perú y su correlación con la estructura de la cordillera andina <i>Evaluation of P waves anomalies in Peru and its correlation with the Andes structure</i> Martha Añazco Condori	22
Parámetros de la fuente sísmica a partir del análisis espectral: Aplicación a las réplicas del terremoto de Arequipa del 23 de Junio del 2001 <i>Seismic source parameters from spectral analysis: Application to aftershocks of Arequipa earthquake of June 23, 2001</i> María Lourdes Delgado Nahui	27
Estudio sísmico-geotécnico para la zonificación de suelos en el distrito de Santa Rosa (Lima) <i>Geotechnical seismic-zoning study of soils in the district of Santa Rosa (Lima)</i> Luz Arredondo García	32
Determinación y análisis de Q_c en el borde suroccidental del Perú <i>Determination and analysis of Q_c in Southern Peru</i> Lizbeth Velarde Quispe	39
Propuesta de escenario de inundación del río Chili en el distrito de Sachaca (Arequipa) y zonificación de suelos <i>Proposed flood scenario in Chili in Sachaca (Arequipa, Peru)</i> Lisbeth Eliana Bejarano Pinto	45
Análisis de la dinámica de suelos en el área urbana de Huaycán (Lima) <i>Analysis of the soils dynamic in the urban area of Huaycán (Lima, Peru)</i> Kelly Amanda Pari Rendón	52
Evaluación de la actividad sismovolcánica asociada a la intranquilidad del volcán Sabancaya, periodo Enero - Julio 2013 <i>Evaluation of seismic volcano activity associated to the unrest of the Sabancaya volcano, January - July 2013</i> José Luis Torres Aguilar	59
Metodología para la alerta local de eventos tsunamigénicos a partir del análisis frecuencial de señales sísmicas en el borde occidental del Perú <i>Tsunami local alert methodology using the frequency analysis of seismic signals on the western edge of Peru</i> José Luis Guzmán Mendivil	66
Dinámica de flujos aluvionales en el centro poblado de Quincemil, subcuenca del río Araza <i>Alluvial flow dynamics in Quincemil village – Araza river sub-basin</i> Jhon Elvis Chagua Janampa	70
Caracterización geodinámica del deslizamiento – flujo Yanacolpa en el distrito de Parobamba, provincia de Pomabamba, Región Ancash <i>Characterization of Geodynamics in the Yacopalca landslide-flow, in Parobamba district, Pomabamba Province, Ancash Region, Peru</i> Cristhian Anderson Chiroque Herrera	76
Sección 2. Ciencias de la Atmósfera Hidrósfera	
Modelado numérico del campo de velocidades y niveles de marea en el Santuario Nacional los Manglares de Tumbes <i>Numerical modelling of the tidal velocity and levels in the Tumbes Mangroves National Sanctuary</i> Jeancarlo Manuel Fajardo Urbina	84

Análisis de evapotranspiración en la cuenca amazónica usando datos satelitales y de torres de flujo <i>Analysis of evapotranspiration in the Amazon basin using satellite data set and flux tower data</i> Hans Mikhail Segura Cajachagua.....	92
Patrones diarios de precipitación y su relación con la circulación atmosférica durante eventos extremos El Niño en la costa norte peruana <i>Daily rainfall patterns and its relation to atmospheric circulation during extreme El Niño events in the Northern Peruvian coast</i> Karen Beatriz León Altuna.....	99
Estimación de la velocidad del aire en la zona de convergencia intertropical en el Pacífico Oriental a partir de datos de radar de precipitación TRMM <i>Retrieval of vertical air velocity in the intertropical convergence zone in the eastern pacific from TRMM precipitation radar data</i> Lidia Huaman Chuquihuaccha.....	106
Regímenes de circulación atmosférica y su relación con la precipitación en la región amazónica <i>Atmospheric circulation regimes and its relationship with precipitation in the amazon region</i> Victor Raúl Chávez Mayta.....	112
Estimación del efecto del cambio climático en la precipitación en la costa norte del Perú usando simulaciones globales - CMIP5 <i>Estimating the effect of climate change for precipitation in the northern coast of Peru using global simulations - CMIP5</i> Yakelyn Ramos Jauregui.....	118
Sección 3. Ciencias de la Alta Atmósfera	
Manejo del analizador de redes agilent como radar de apertura sintética <i>Configuration of Network Analyzer as Synthetic Aperture Radar</i> César Whesly Segura Del Río.....	124
Cluster rocks sobre infiniband <i>Cluster ROCKS over InfiniBand</i> Edson Ticona Zegarra.....	130
Automatización y monitoreo del control de encendido del transmisor del radar Sousy en el radio observatorio de Jicamarca <i>Automation and supervision of the starting up control system of the Sousy radar transmitter at the Jicamarca Radio Observatory</i> Jorge André Florentino Collado.....	136
Mapas 3d de vientos ionosféricos <i>3D maps of ionospheric winds</i> José U. Gamboa Sánchez.....	141
Comunicación de dispositivos de radar por Ethernet <i>Radar devices Ethernet communication</i> José Alberto Mayaute Gutty.....	147
Modelo empírico de vertical drift <i>Empirical model of Empirical Drift</i> Julio J. Balbin Arias.....	152
Implementación de algoritmos para la estimación de vientos en un radar perfilador de vientos <i>Implementation of wind estimation algorithms for a wind profiler radar</i> Julio A. Oscanoa Aida.....	158
Open core ethernet para jars v2.0 <i>Ethernet Open Core for JARS 2.0</i> Sammy Cériida Rengifo.....	164

Prólogo

Hace exactamente quince años, el “Compendio de trabajos de investigación realizados por estudiantes del IGP” fue creado con el propósito de presentar y difundir los trabajos de investigación de los estudiantes y pasantes del Instituto Geofísico del Perú (IGP) a las universidades, centros e investigación y a la comunidad científica en general. La publicación ininterrumpida de este compendio nos llena de satisfacción, y no podemos dejar de reconocer el esfuerzo que demanda la inquietud de difundir el conocimiento sobre Geofísica y ciencias afines que han nutrido estos volúmenes.

Como iniciador de este compendio, regresan a mi memoria los recuerdos de la preparación y publicación del primer volumen, con los trajines de la recolección de los trabajos, y la corrección de la estructura de cada artículo junto a los respectivos asesores de investigación. Muchos de los trabajos publicados en estos quince años fueron preparados por estudiantes que con el pasar del tiempo se han consolidado como investigadores y actualmente laboran tanto en el IGP como en otras importantes entidades nacionales e internacionales.

Un punto aparte merece el apoyo incondicional del personal a mi cargo – entonces del área de Sismología, actualmente subdirección de Ciencias de la Tierra Sólida –, para la diagramación, así como en la búsqueda de imprentas de bajo costo que finalmente permitieron que el primer número viera la luz. Los comentarios y sugerencias del Ing. Alberto Giesecke (Director del Centro Regional de Sismología para América del Sur - CERESIS) ayudaron a consolidar la presentación – y el título – del compendio.

Actualmente el diseño y la estructura del compendio se realiza a través del uso de nuevos programas y metodologías, sin embargo su objetivo inicial se ha mantenido intacto, así como el entusiasmo con que cada año los estudiantes del IGP y sus asesores participan en la preparación de los artículos.

Profesores y alumnos universitarios, así como profesionales que trabajan en Geofísica y ciencias afines podrán encontrar en este compendio los temas de investigación que se han venido desarrollando en los dos últimos años en el IGP, y esperamos que sirvan de ejemplo y estímulo para que otros jóvenes estudiantes se involucren en el fascinante mundo de la investigación.

Finalmente, quiero expresar un agradecimiento a todos aquellos involucrados en la preparación de este compendio, así como a todos los colegas y amigos convencidos de la importancia de hacer ciencia – y difundirla - en el país.

Hernando Tavera

De los editores



Dr. Hernando Tavera

Ph. D. en Ciencias Físicas – Mención Sismología de la Universidad Complutense Madrid, España y Geofísico de la Universidad San Agustín de Arequipa. Actualmente es investigador científico en el Instituto Geofísico del Perú, donde está a cargo de la Subdirección de Ciencias de la Tierra Sólida, y Director Ejecutivo del Centro Regional de Sismología para América del Sur. Además, es investigador principal del proyecto “Escenarios de Sismos y Tsunamis en el Borde Occidental del Perú”. Recientemente su investigación está a proponer escenarios del comportamiento dinámico de los suelos a la ocurrencia de sismos de gran magnitud e intensidad. Participa activamente en los comités Técnicos de la PCM, Indeci y Cenepred.

Dr. Ken Takahashi

Ph. D. en Ciencias Atmosféricas de la University of Washington, Seattle, EEUU y Físico de la Pontificia Universidad Católica del Perú (PUCP). Actualmente es investigador científico en el Instituto Geofísico del Perú, donde está a cargo de la Subdirección de Ciencias de la Atmósfera e Hidrosfera, y representa al IGP en el Comité Técnico del ENFEN. Además, es investigador principal del proyecto “Impacto de la Variabilidad y Cambio Climático en el Ecosistema de Manglares de Tumbes”. Recientemente su investigación está enfocada en entender las condiciones que favorecen la ocurrencia de eventos El Niño extremos, los procesos de interacción entre el océano y atmósfera, identificar la variabilidad a escala decadal en el Pacífico sureste.



Dr. Marco Milla

Ph. D. en Ingeniería eléctrica y de computadoras de la Universidad de la Universidad de Illinois en Urbana-Champaign, EE.UU e Ingeniero Electrónico de la Pontificia Universidad Católica del Perú (PUCP). Actualmente, es investigador científico del Instituto Geofísico del Perú y tiene a su cargo la dirección del Radio Observatorio de Jicamarca, sede científica del IGP dedicado al estudio de la alta atmósfera y ionosfera ecuatorial. Su investigación involucra el desarrollo de técnicas de radar de dispersión incoherente para la medición de parámetros físicos de la ionósfera de forma remota. En particular, se ha dedicado al estudio de los efectos de colisiones de Coulomb y efectos de propagación magneto-iónica en las mediciones que realiza con el radar ionosférico de Jicamarca.

Sección 1

Ciencias de la
Tierra Sólida

PROPUESTA DE UNA METODOLOGÍA PARA LA IDENTIFICACIÓN DE EVENTOS SÍSMICOS GENERADORES DE TSUNAMIS A DISTANCIAS REGIONALES

PROPOSAL FOR A METHODOLOGY FOR IDENTIFICATION OF SEISMIC EVENTS TSUNAMI GENERATORS TO REGIONAL DISTANCE

WILFREDO SULLA HUILLCA

Universidad Nacional San Agustín de Arequipa
Facultad de Geología, Geofísica y Minas
wsulla@igp.gob.pe

Asesor: Dr. Hernando Tavera

Unidad de Sismología

Resumen

Históricamente el borde occidental del Perú ha sido afectado por sismos de magnitud elevada que han causado grandes desastres: Nazca en 1996 (7.6 Mw), Arequipa en 2001 (8.2 Mw) y Pisco en 2007 (8.0 Mw). Todos estos eventos generaron tsunamis que arribaron a la línea de costa en un promedio de tiempo de 15 minutos post-sismo, siendo en muchos casos tiempo insuficiente para alertas y actividades prevención. En general, existen 2 tipos de tsunamis, aquellos generados por eventos sísmicos locales y otros regionales, siendo estos últimos los que permiten disponer de mayor tiempo, de ahí el interés de prever su ocurrencia. En este estudio, se propone una metodología para identificar sismos tsunamigénicos regionales a partir del análisis del sismograma en el dominio tiempo-frecuencia, utilizando la Transformada de Wavelet.

La aplicación de esta metodología permite considerar que los sismos tsunamigénicos se caracterizan por presentar alto contenido de bajas frecuencias, debido a la lentitud de los procesos de ruptura sobre el plano de falla. Para identificar estos eventos se ha desarrollado un algoritmo que permite el análisis de registros sísmicos en tiempo real, a fin de emitir alertas y el desarrollo de medidas de prevención. Esta metodología es aplicada a terremotos tsunamigenicos regionales que afectaron la zona costera del Perú.

Palabras clave: Tsunami, sismos tsunamigenicos, Wavelet, frecuencia.

Abstract

Historically the western of Peru has been affected by high magnitude earthquakes causing major disasters: Nazca in 1996 (7.6 Mw), Arequipa in 2001 (8.2 Mw) and Pisco in 2007 (8.0 Mw). All generated tsunamis that arrived at the waterfront in an average time of 15 minutes post-earthquake, and in many cases insufficient for warning and risk management activities time. There are generally 2 types of tsunamis, those generated by local seismic events and other regional, the latter being those that allow to have more time, hence the interest to predict its occurrence. In this study, to identify regional tsunamigenic earthquakes using the method of analysis of seismogram in time-frequency domain is done using Wavelet Transform.

The application of this methodology can be considered to tsunamigenic earthquakes are characterized by high content of low frequencies, due to the slow processes of rupture on the fault plane. To identify these events has developed an algorithm that allows the analysis of seismic signal of real-time recording, to provide warnings and the development of risk management measures. This methodology is applied to regional tsunamigenic earthquakes that struck the coast of Peru

Keywords: Tsunami, tsunamigenic earthquakes, Wavelet, frequency.

1. Introducción

Todos los países que se encuentran ubicados dentro del denominado “Cinturón de Fuego del Pacífico”, se encuentran expuestos a grandes sismos, en algunos casos generadores de tsunamis que causan daños catastróficos en zonas costeras. Estos eventos sísmicos, denominados “sismos tsunamigénicos” se generan en zonas de subducción.

Un tsunami, es un fenómeno difícil de entender y su complejidad se encuentra en todas sus etapas, es decir, generación, propagación e inundación. Hay varios métodos disponibles para detectar tsunamis y su impacto en campo local y regional, pero estos requieren de tiempo, siendo difícil de aplicar en la práctica y en situaciones reales.

En la actualidad, existen investigaciones sobre el análisis de los registros de terremotos en el dominio espectral que ha permitido un rápido desarrollo de metodologías para las alertas de tsunami. La transformada Wavelet (TW), introducido por primera vez por Morlet et al. (1982), es considerado como una potente herramienta de análisis de señales sísmicas, en la determinación de los parámetros de terremotos y también en investigaciones para la **alerta de tsunami**. A la ocurrencia de terremotos, el desplazamiento lento del proceso de ruptura fue propuesto como mecanismo para la generación de sismos tsunamigénicos (Kanamori y Kikuchi, 1993). Lockwood y Kanamori (2006) utilizó la TW para identificar la fase W (período largo de fase) que caracteriza a los sismos tsunamigénicos. Por otro lado, Chew y Kuenza (2009) indican que los sismos no tsunamigenicos presentan alto contenido de frecuencias, a lo largo de todo su registro. Asimismo, Chamoli y Swaroopa, (2010) proponen que el contenido de energía de eventos sísmicos tsunamigénicos debe ser analizado, en los primeros 5 minutos del registro sísmico. En general, estos han permitido generar procedimientos más robustos para la alerta de tsunami.

En este estudio, se desarrolla una metodología para distinguir eventos tsunamigénicos basados en el análisis del contenido de frecuencia utilizando la transformada de Wavelet. La metodología es parte de un algoritmo que facilita el análisis de los eventos de manera automática.

2. Método de análisis

La Transformada Continua Wavelet (TW) expresa el contenido frecuencial de la señal en función de escala y tiempo, tal como se muestra en la Figura 1.

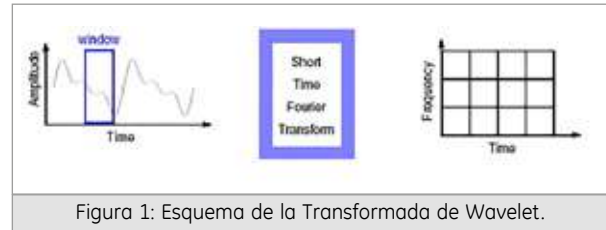


Figura 1: Esquema de la Transformada de Wavelet.

La TW de una función $f(t)$ y es matemáticamente representado como:

$$W_{\psi}(f)(a,b) = \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{1}{\sqrt{a}} \psi^* \left(\frac{t-b}{a} \right) f(t) dt, \quad a,b \in \mathbb{R}, a > 0 \quad (1)$$

donde ψ^* es un conjugado complejo del análisis de wavelet $\psi(t)$, que también se conoce como wavelet madre, “a” es el parámetro de la escala, que es inversamente proporcional a la frecuencia y “b” es el parámetro de traslación. A medida que el valor de “a” aumenta se produce un efecto de dilatación en tiempo y por tanto, una contracción en el caso inverso.

Nótese que para una Wavelet $\psi(t)$ de frecuencia fundamental ω_0 existe una relación entre la escala y la frecuencia dada por:

$$a = \frac{\omega_0}{\omega}$$

Entonces, se obtiene un espectro en tiempo-frecuencia, tal como se muestra en la Figura 2.

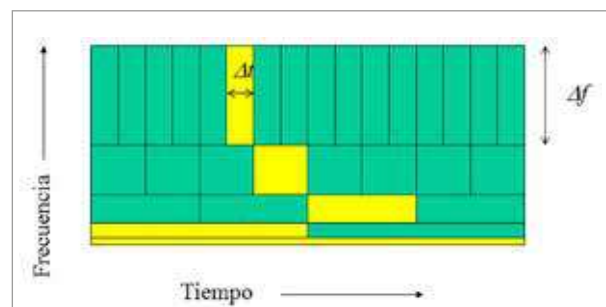


Figura 2: Eventos de baja frecuencia suelen durar en el tiempo, mientras que los eventos de frecuencia alta suelen ser breves.

En este estudio se ha utilizado el Wavelet de Morlet, debido a que permite mejorar el análisis en tiempo y frecuencia; por lo tanto, actúa como un microscopio en el análisis espectral.

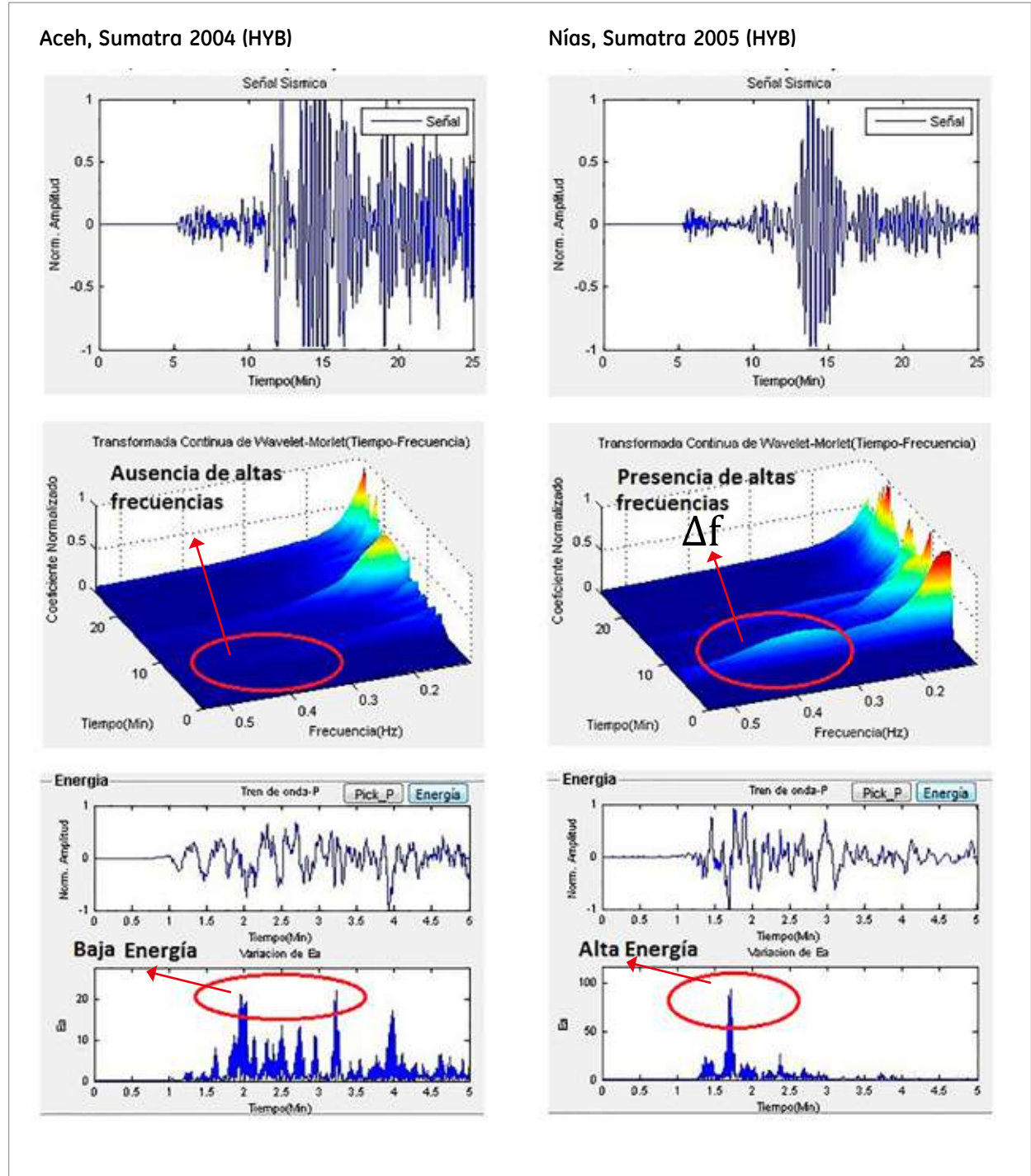
La energía total (E_a) se calcula para la caracterización de eventos generadores de tsunami. El parámetro utilizado para distinguir es “maxEa”, o valor máximo de E_a entre todo el tiempo de registro. A menor E_a , se espera que corresponda a los eventos tsunamigénicos.

La E_a es evaluada en primeros 5 minutos del tren de ondas primarias de la señal sísmica en diferentes tiempos, puede ser representado como:

$$E_a = \sum_a |W|^2$$

El análisis de TW es aplicado a los registros del sismo de Aceh (2004) que genero tsunami y Nías (2005),

que no genero tsunami. En la Figura 3, se hace una comparación de los resultados obtenidos para cada terremoto. En el caso del terremoto de Aceh (9.1 Mw), se observa la ausencia de altas frecuencias y bajos valores de E_a ; es decir propio de valores tsunamigénicos. Para el sismo de Nías (8.6 Mw), se observa la presencia de altas frecuencias y altos valores de E_a , ambos valores son características propias de sismos no tsunamigénicos.



Una vez expuesto el fundamento físico y la formulación matemática en el que se sustenta la metodología propuesta, se ha desarrollado un algoritmo usando como aplicativo el paquete computacional Matlab 10.0, a fin de obtener resultados en tiempo real.

En la Figura 4, muestra el interfaz del algoritmo diseñado para el análisis de señales de eventos sísmicos. El algoritmo calcula el espectro de frecuencias y la energía E_a de manera automática, siendo los resultados mostrados en gráficas de 2 y 3 dimensiones. El cálculo de la energía (E_a) corresponde a los primeros minutos de la señal. El algoritmo es denominado Aler-Tsun.

Al final el algoritmo, realiza la correlación de los parámetros obtenidos a través del análisis de Wavelet (frecuencia y energía máxima). Un parámetro externo que aporta información es la duración de ruptura, cuyo valor es obtenido de la CMT (Global Centroid-Moment Tensor).

3. Aplicación en el Perú

Para la aplicación de la metodología expuesta en el Perú, se analiza la componente vertical de los registros de dos eventos regionales; el sismo de Chile del año 2010 (8.8Mw) que generó un tsunami que afectó la zona costera del Perú, y el sismo de México del año 2014 (7.2Mw), que no generó tsunamis. Los registros sísmicos corresponden a la estación sísmica de Huaylas (YLS), ubicada en el departamento de Ancash. El epicentro del sismo de Chile está a 3850 km al sur de la estación de YLS y del sismo de México a 3060 km al norte.

En la Tabla 1, se muestra los parámetros hipocentrales de cada evento sísmico, así como la duración de su proceso de ruptura (Fuente CMT) y en la Figura 5, su ubicación epicentral con respecto a la estación de YLS.

Tabla 1: Parámetros hipocentrales de los sismos utilizados en este estudio.

Fecha	UTC	Región	Lat	Long	Mw	Prof. (m)	Duración de Ruptura (s)	Estación Usada
27/02/2010	06:34:11	Maule, Chile	-36.12	-72.89	8.8	23	120	YLS
18/04/2014	14:27:24	México, Gerrero	17.39	-100.97	7.2	24	21.0	

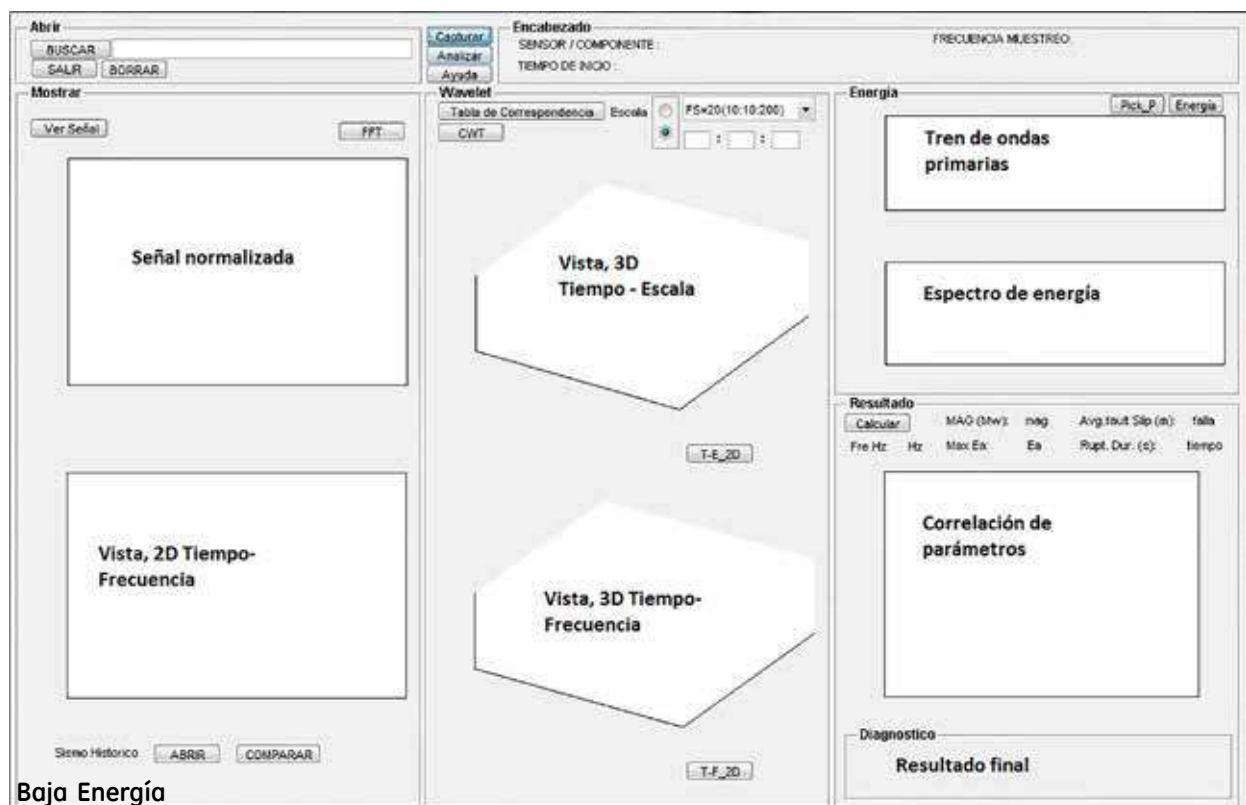


Figura 4: Interfaz del algoritmo "AlerTsun".

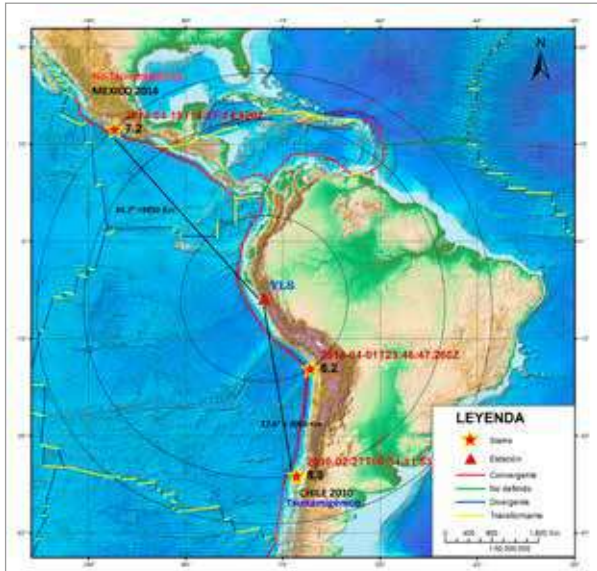


Figura 3: Análisis de Wavelet para los terremotos de Aceh 26/12/2004 (Izquierda) y Nías, 28/03/2005 (Derecha).

En la Figura 6, se muestra el análisis de Wavelet para el sismo de Chile 2010, obsérvese que la señal sísmica se caracteriza por presentar bajas frecuencias y bajos contenidos de energía. La correlación entre los parámetros obtenidos con la TW (Ver Tabla 2), así como su duración de ruptura, permite considerar al sismo de Chile como un evento tsunamigénico; es decir, generador de tsunami.

El análisis de la señal sísmica para el evento de México es mostrado en la Figura 7. El mismo que se caracteriza por presentar altas frecuencias (>0.3Hz) y en particular baja energía, esto debido a la magnitud pequeña del evento sísmico. Por sus características (Ver Tabla 2), el evento es considerado como no tsunamigénico.

Tabla 2: Parámetros encontrados con el análisis de Wavelet para los eventos de Chile y México.

Fecha	Región	Duración de Ruptura (s)	Frecuencia Max (Hz)	maxEa	Resultado
27/02/2010	Chile	120	0.28	9.29	Tsunamigénico
18/04/2014	Gerrero	21	0.5	1.4	No-Tsunamigénico

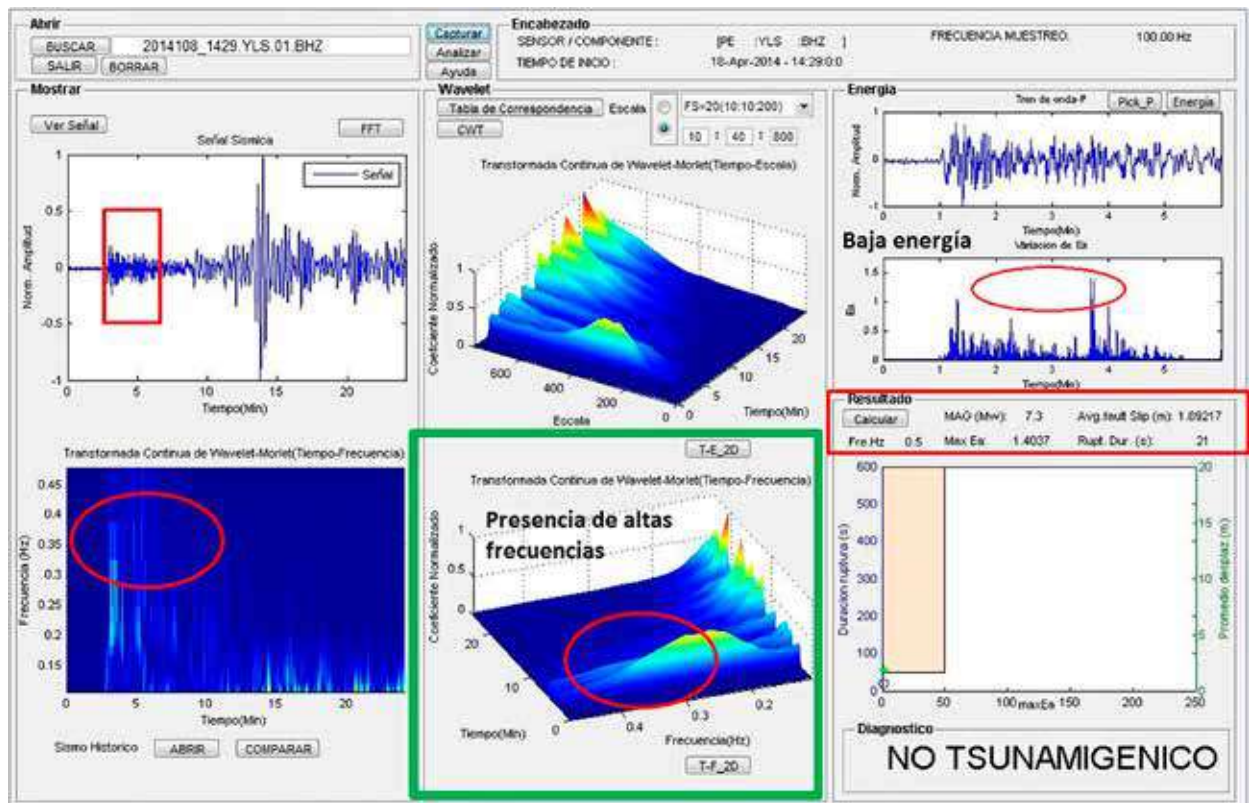
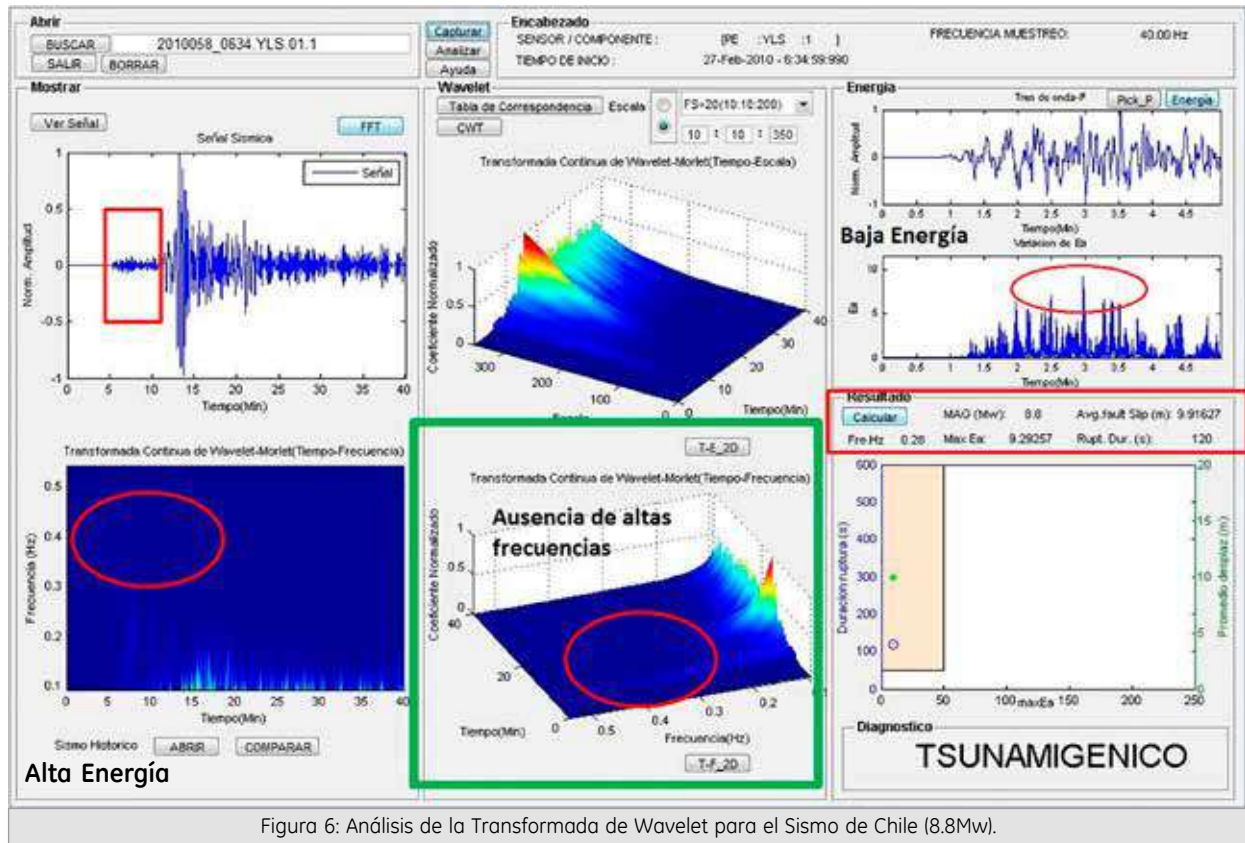


Figura 5: Ubicación de los epicentros de los terremotos de Chile y México con respecto a la estación de YLS.



4. Conclusiones

A partir del análisis de señales sísmicas aplicando la Transformada de Wavelet es posible determinar la ocurrencia de eventos tsunamigénicos y no tsunamigénicos a distancias regionales. Los primeros presenta bajas frecuencias y baja energía, valores que caracterizan a eventos generadores de tsunami.

La aplicación del método a los sismos de Aceh, Nías, Chile y México muestra la potencialidad del método.

El desarrollo del algoritmo Aler-Tsun es un aporte importante para la alerta temprana de tsunamis regionales en el Perú.

5. Agradecimientos

Al Instituto Geofísico del Perú por brindarme las facilidades para desarrollar mi tema de tesis.

Al Dr. Hernando Tavera por toda la paciencia que ha tenido en los últimos meses.

6. Bibliografía

Chamoli, A., Swaroopa Rani, V., Srivastava, K., Srinagesh, D., and Dimri, V. P. (2010), Wavelet analysis of the seismograms for tsunami warning, *Nonlin. Processes Geophys.*, 17, 569–574.

Chew, S. H. and Kuenza, K. (2009), Detecting tsunamigenesis from undersea earthquake signals, *Journal Asian Earth Sciences*, 36, 84–92.

Cortes, J and Medina, F. (2007), Del análisis de Fourier a las Wavelets, Universidad Tecnológica de Pereira, 34, ISSN 0122-1701.

Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina de Guerra del Perú. Tsunamis. Revista de tsunamis, v. 2010.

Lockwood, O. G. and Kanamori, H. (2006), Wavelet analysis of the seismograms of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake and its application to tsunami early warning, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7(9), Q09013(1–10), doi:10.1029/2006GC001272.

Mitsui, Y. and Yagy, Y. (2013), An interpretation of tsunami earthquake based on a simple dynamic model: Failure of shallow megathrust earthquake, *Geophysical Research Letters*, Vol. 40, 1523–1527, doi:10.1002/grl.50266.

Morlet, J., Arens, G., Fargeau, E., and Giard, D. (1982), Wave propagation and sampling theory – part 1: complex signal and scattering in multilayered media, *Geophysics*, 47(2), 203–221.

Wells, D. L. and Coppersmith, K. J. (1994), New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement, *Bull. Seismol. Soci. Am.*, 84(4), 974–1002.

EVALUACION DEL COMPORTAMIENTO GEOFISICO DEL CERRO PUCRUCHACRA

EVALUATION OF THE GEOPHYSICAL BEHAVIOIR IN CERRO PUCRUCHACRA

MIRIAM ELIANA VIZCARRA ZUÑIGA

Universidad Nacional de San Agustín
Facultad de Geología, Geofísica y Minas, Escuela
profesional de Ingeniería Geofísica
elimahav@hotmail.com

Asesor: Dr. Hernando Tavera

Unidad de Sismología

Resumen

La ladera del cerro Pucruachaca se encuentra ubicada entre el km 92 al km 93 de la carretera central y aledaña al pueblo de San Mateo, distrito de San Mateo, provincia de Huarochirí y departamento de Lima. La ladera es propensa a movimientos en masa (deslizamientos y reptación de suelos), afectando la seguridad física de los habitantes de la zona e interrumpiendo el tránsito vehicular y por ende, la comunicación. En el presente estudio se analiza y evalúa el comportamiento dinámico del suelo a través de la aplicación de 3 técnicas geofísicas. La primera considera el método de Nakamura (H/V) a fin de determinar la frecuencia predominante del suelo; la segunda técnica, el método MASW (Análisis Multicanal de Ondas Superficiales) para conocer la distribución vertical de las velocidades de las ondas de corte (V_s) del suelo y la tercera, el método de espectros de amplitud a fin de evaluar la cantidad de energía inducida a la estructura y el efecto que se genera en esta. Los resultados muestran que la capa sedimentaria no consolidada (suelo coluvial) presenta espesores variables entre 18 y 25 metros en toda el área y define un volumen de material susceptible a algún tipo de deslizamiento (movimiento en masa) de 1.5 millones de metros cúbicos. En el área de estudio existen elementos detonadores naturales (sismos y lluvias) y antrópicos (regadíos) que facilitarían el desarrollo de cualquiera de estos procesos dinámicos.

Palabras clave: deslizamiento, H/V, MASW, espectros, coluvial.

1. Introducción

En los últimos años, en la ladera del Cerro Pucruachaca se ha registrado la ocurrencia de procesos dinámicos como deslizamientos a poca escala y la aparición de grietas de diferente longitud y orientación (Figura 1), todos puestos en evidencia y reportados en informes técnicos de INDECI, INGEMMET, SVS INGENIEROS y el Gobierno Regional de Lima. Durante el periodo de lluvias del año 2011 (Enero-Marzo) se incrementó la aparición de grietas en superficie hasta producirse en agosto del mismo año, el deslizamiento del extremo inferior de la zona sur de la ladera provocando el bloqueo de la Carretera Central y el inicio de acciones preventivas. El análisis de la estabilidad y las características de las grietas indican que la ladera, en la zona norte, estaría en estabilidad precaria y podría colapsar.

A pesar de haberse producido considerables deformaciones y desplazamientos en la ladera del cerro Pucruachaca, como la ejecución de distintos

estudios, aun no se ha definido la geometría de la masa deslizante (suelo coluvial) distribuida en toda la ladera.

El presente estudio tiene como propósito analizar y evaluar el comportamiento geodinámico de la ladera aplicando métodos geofísicos como el de Nakamura (H/V), el método MASW (Análisis Multicanal de Ondas Superficiales) y el de espectros de amplitud a fin de identificar el espesor y las propiedades físicas de la capa deslizante (suelo coluvial) así como las posibles zonas donde podría producirse un deslizamiento teniendo como factor detonante algún evento sísmico cercano a la zona de estudio.

2. Ubicación del Área de Estudio

La ladera del cerro Pucruachaca se encuentra ubicada en el flanco derecho del valle del Río Rímac, distrito de San Mateo, provincia de Huarochirí y departamento de Lima (Figura 1). Limita por el norte con los distritos de Carampoma y Chicla y por el oeste con Matucana.

3. Objetivos

Analizar y evaluar el comportamiento geodinámico y geofísico de la ladera Este del Cerro Pucruchacra ante la posibilidad de presentarse un deslizamiento de gran volumen. Para tal objetivo se aplica métodos geofísicos, geológicos y geotécnicos.

4. Metodología

Las diferentes técnicas geofísicas empleadas en este estudio son:

4.1 Método de Nakamura (H/V):

La técnica de H/V, permite determinar la frecuencia predominante del suelo de manera puntual considerando como hipótesis de base, que las vibraciones ambientales (VA) se deben principalmente a la excitación de las ondas superficiales tipo Rayleigh en las capas superficiales debidas a la actividad humana y medio natural. La información recolectada y su interpretación, definen la frecuencia predominante del suelo y por ende, su periodo natural de vibración, parámetro que permite conocer el espesor del sedimento y su comportamiento dinámico ante la ocurrencia de un evento sísmico y/o fuerzas dinámicas.

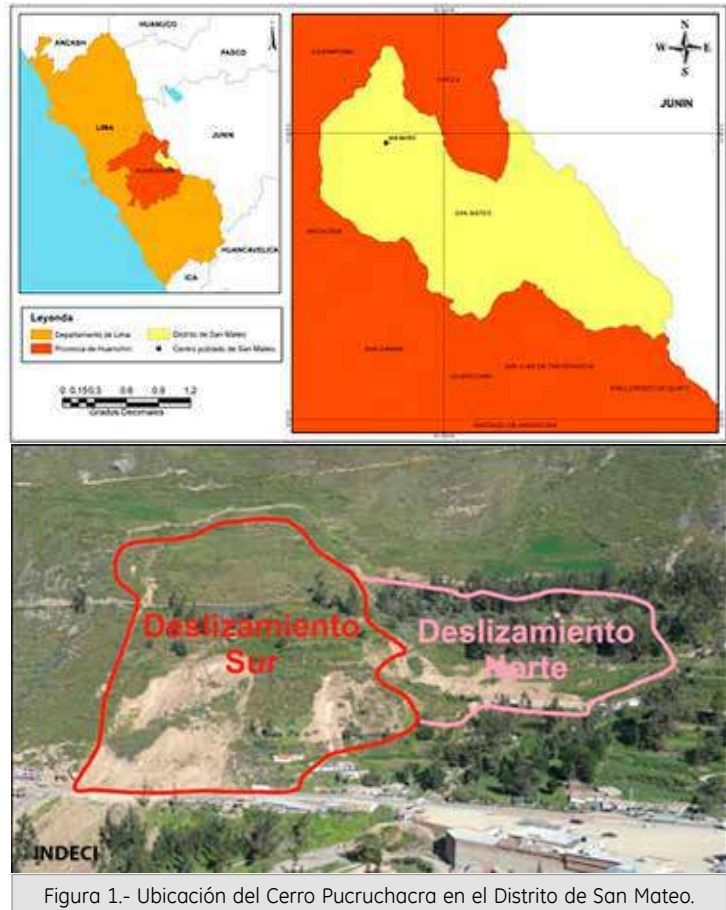


Figura 1.- Ubicación del Cerro Pucruchacra en el Distrito de San Mateo.

a) **Adquisición de datos:** El registro de señales de VA se ha obtenido de manera puntual siguiendo una malla de 142 puntos construida de acuerdo a la geomorfología del área de estudio (Figura 2).

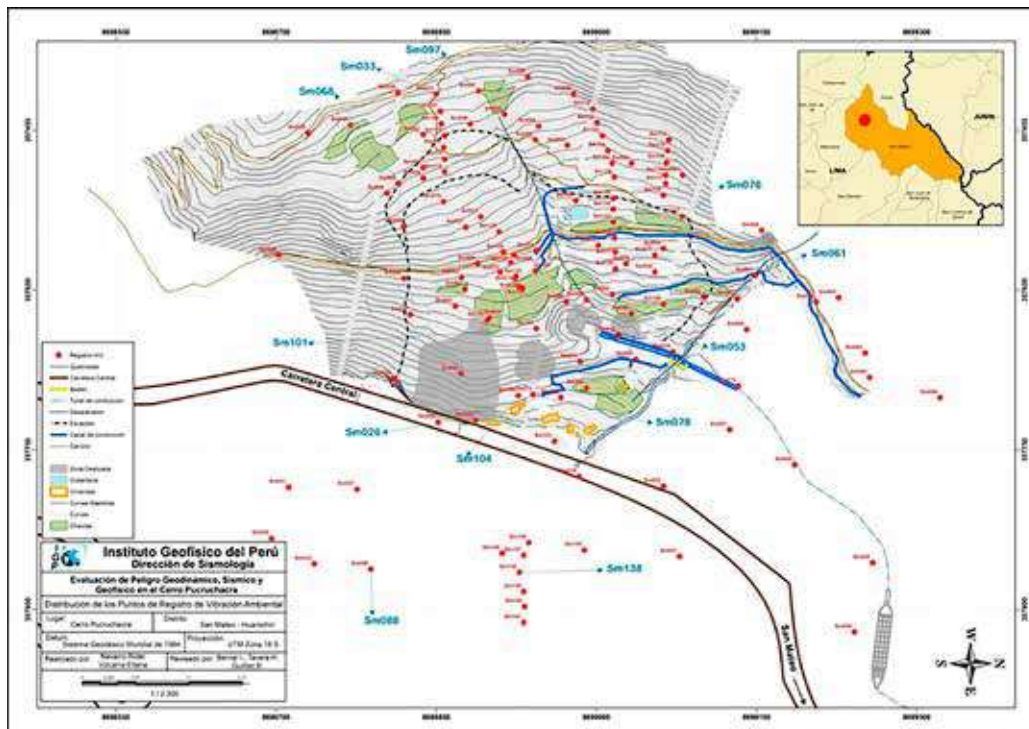


Figura 2. Mapa del Cerro de Pucruchacra y distribución de puntos donde se registró señales de vibración ambiental.

El equipo de medición utilizado es un sismómetro de tres componentes ortogonales (vertical, Norte-Sur, Este-Oeste) Lennartz, Modelo LE-3D/5s conectados a una estación de adquisición City Shark II de Marca LEAS, especialmente diseñado para grabaciones de vibración ambiental en sitio dinámico (Figura 3).



Figura 3. Equipo sísmico utilizado para el registro de vibración ambiental: sensores Lennartz (2N) y registrador CityShark.

b) Procesamiento de la Información: De las señales registradas se procede a seleccionar varias ventanas de 15 a 25 segundos de señal no perturbada por el ruido de fondo y lo más estacionaria posible. Posteriormente, se calcula y suaviza los espectros de Fourier para cada ventana seleccionada y finalmente, se calcula la relación H/V obteniéndose la frecuencia fundamental para cada punto medido (Figura 4).

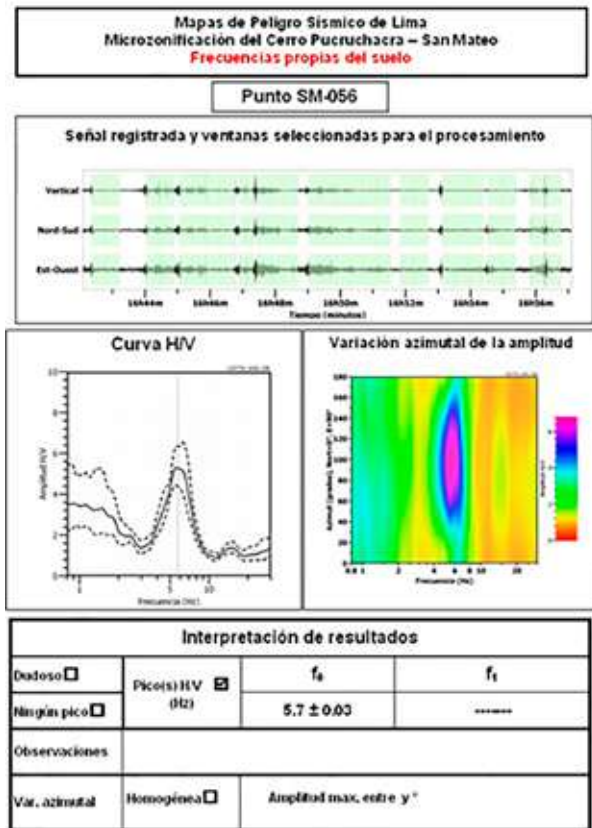


Figura 4. Ejemplo de la ficha H/V en la cual se recopila la información registrada y analizada. Arriba, señal registrada; Medio; espectro H/V en línea gruesa y su desviación estándar en línea discontinua. Espectrograma y Abajo: resultados.

4.2 Método MASW (Análisis Multicanal de Ondas Superficiales):

La técnica MASW (Análisis Multicanal de Ondas Superficiales) permite conocer el perfil de velocidad de las ondas de corte (V_s) en el subsuelo en base a la propiedad de dispersión de las ondas superficiales (velocidad de fase). Luego, a través de un proceso de inversión no lineal, se obtiene el perfil teórico que se ajuste a la curva de dispersión experimental. Una de las ventajas de este método, frente a otras técnicas geofísicas tradicionales, es que permite detectar estratos de suelos más blandos, bajo otros más rígidos. El perfil de velocidades de ondas de corte es fundamental para la caracterización de un sitio y la evaluación de su respuesta dinámica.

a) Adquisición de Datos: Se ha realizado 14 líneas de MASW (1-D) en puntos estratégicos de acuerdo a la geomorfología del área de estudio, siete fueron tomadas paralelas a las curvas de nivel y seis relativamente perpendiculares a las mismas (Figura 5).

Para el registro de la data se ha utilizado un sismógrafo, modelo GEODE de 24 canales y geófonos verticales de 4.5 Hz con unas tasas de muestreo fueron de 0.125 ms durante 2 segundos. Como fuente de energía se utilizó un martillo de 20 lbs. Para eliminar el registro de ruido de fondo se realizaron entre 6 y 12 golpes en cada punto de disparo.

b) Procesamiento de la Información: De cada tendido MASW se ha obtenido registros en la componente vertical a fin de calcular la velocidad de fase de la onda superficial en función de su contenido de frecuencias y tomando en cuenta el tiempo de viaje de dicha fase, entre sensores. El procedimiento seguido tiene tres etapas (Figura 6):

- (1) Observación y registro de ondas superficiales.
- (2) Determinación de sus características dispersivas.
- (3) Inversión de la curva de dispersión y estimación del perfil de velocidad de ondas de corte (V_s).

4.3 Método de Espectros de Amplitud:

El análisis de los espectros de amplitud permite evaluar la cantidad de energía inducida a la estructura geológica y el efecto que se genera teniendo en cuenta la amplificación de ondas se pretende determinar las zonas en las cuales se producirían posibles efectos topográficos.

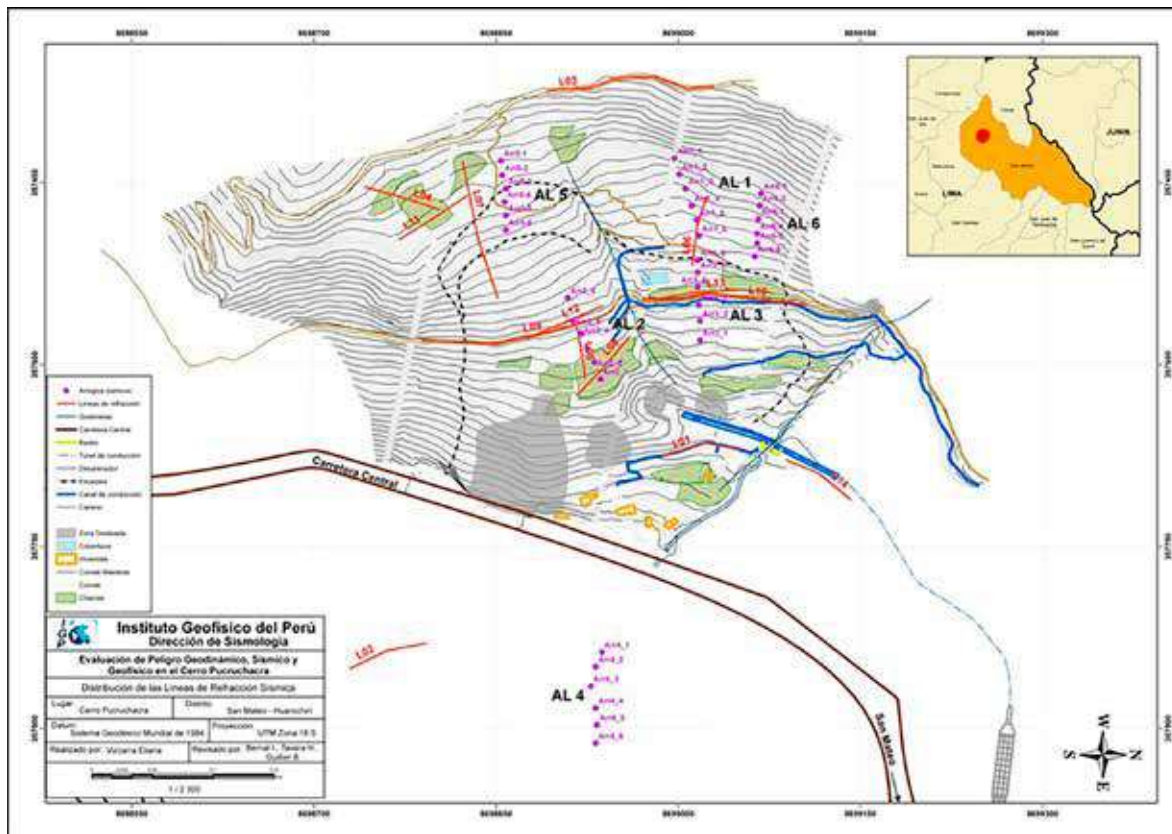


Figura 5. Mapa del Cerro Pucruchacra y distribución de las líneas de MASW 1-D (L01...L14) y distribución espacial de los seis arreglos sísmicos lineales construidos para la toma de datos de vibración ambiental.

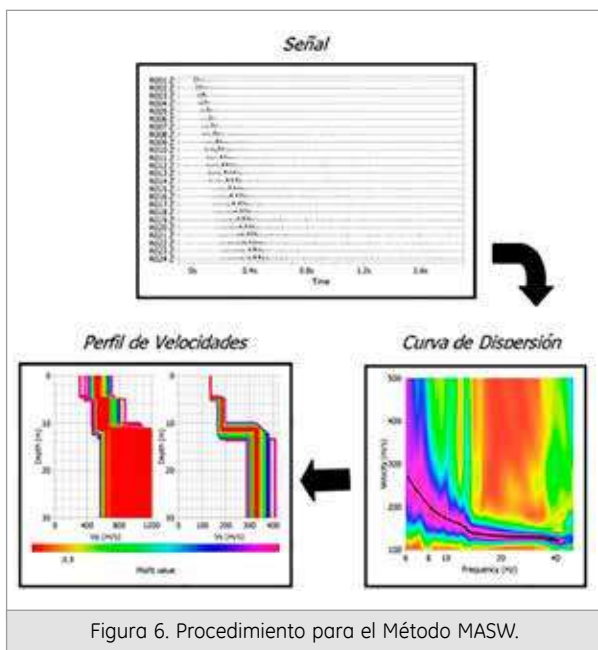


Figura 6. Procedimiento para el Método MASW.

a) Adquisición de datos: Se obtiene mediante arreglos sísmicos lineales (65 metros) registros de 15 minutos de vibración ambiental debidamente sincronizados. Los arreglos son perpendiculares a la topografía. Se ha utilizado las mismas estaciones sísmicas del método H/V.

Se ha considerado 6 arreglos sísmicos lineales (Figura 5) de longitud variable por depender de la geomorfología y la accesibilidad al área de estudio (75 a 100 metros).

b) Procesamiento de la Información: Se utiliza los mismos criterios del método H/V pero utilizando las componentes horizontales (asumiendo mediciones multi-estación), y tomando como referencia, la señal correspondiente a la base de la estructura geológica (primer punto de registro).

5. Resultados

A continuación se describen los resultados obtenidos con cada técnica aplicada al cerro Pucruchacra.

5.1 Método de Nakamura (H/V):

La distribución espacial de H/V permite diferenciar la presencia de cuatro áreas en donde las frecuencias presentan valores homogéneos (Figura 7).

Área A1: Predominan frecuencias que fluctúan entre 5.0 y 7.0 Hz.

Área A2: Predominan frecuencias que varían entre 4.0 y 6.0 Hz.

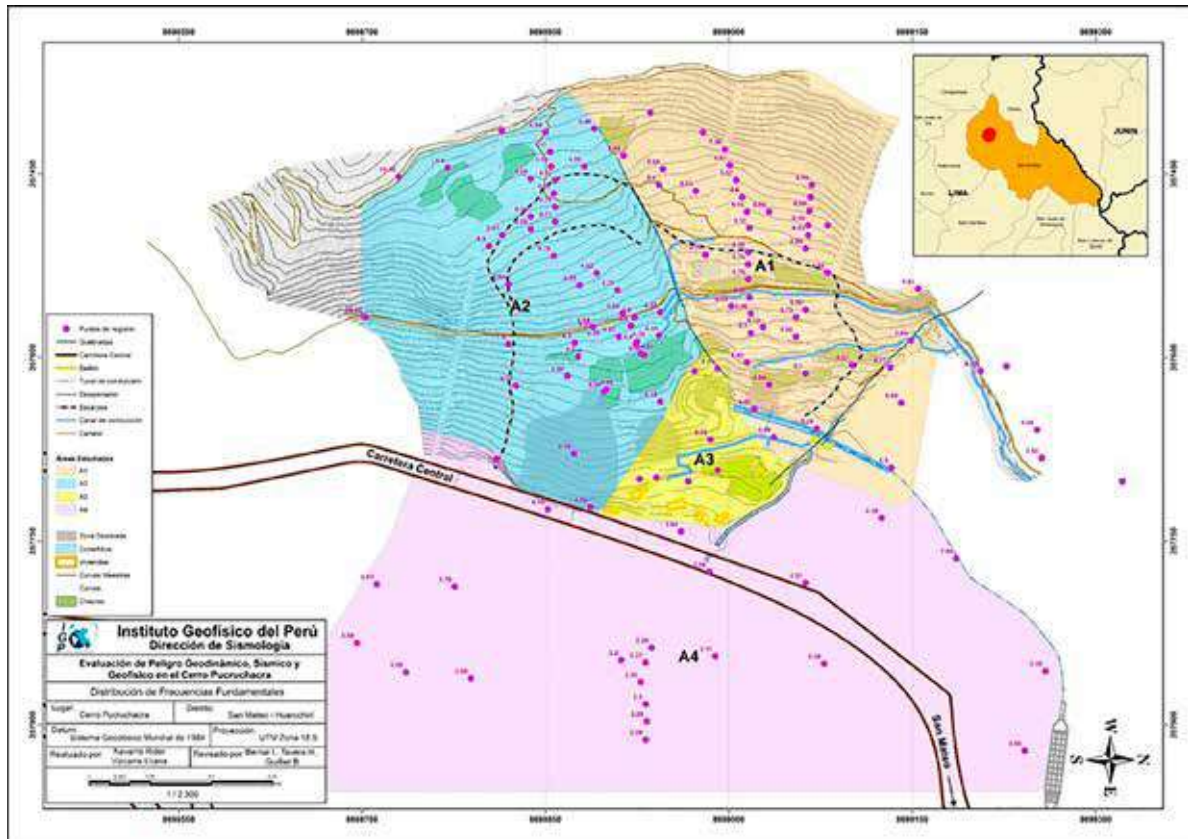


Figura 7. Mapa del área de estudio y distribución de frecuencias predominantes. Los colores delimitan las áreas donde las frecuencias presentan valores similares.

Área A3: Considera únicamente siete puntos de medición, valores de 6.0 Hz y 4.0 Hz. El resto de puntos no presentan valores.

Área A4: Predominan frecuencias que varían entre 2.0 y 4.0 Hz.

Los diferentes rangos de frecuencias sugieren diferentes espesores para la capa sedimentaria, mayor en el Area-2 y menor en el Area-1. En el Area-3, la capa presentaría espesores menores con la posible presencia de un afloramiento rocoso; mientras que, en el Area-4 el espesor del sedimento sería mucho mayor que en las otras áreas.

5.2 Método MASW (Análisis Multicanal de Ondas Superficiales):

Para el análisis de los resultados se considera la clasificación que la Norma E030 establece para las velocidades de las ondas de corte (V_s).

El análisis de la información se realiza por áreas y los resultados se detallan en la Tabla 1:

Tabla 1. Tabla de Velocidades para las Líneas de MASW

Perfil	Estratos	V_s	Espesores	Norma E03
L01	1	300	4	suelos duros
	2	400	14	suelos muy duros o rocas blandas
	3	800	∞	rocas moderadamente duras
L02	1	310	7	suelos duros
	2	400	16	suelos muy duros
	3	800	∞	suelos duros o roca blanda
L03	1	320	12	suelos duros
	2	800	∞	rocas moderadamente duras
L04	1	220	8	suelos blandos-duros
	2	440	12	suelos muy duros
	3	800	∞	suelos muy duros o rocas blandas
L05	1	210	8	suelos blandos-duros
	2	380	12	suelos muy duros
	3	700	∞	suelos muy duros
L06	1	300	10	suelos duros
	2	700	∞	suelos muy duros
L07	1	370	4	suelos muy duros
	2	390	8	suelos muy duros
	3	800	∞	suelos duros o rocas blandas
L08	1	250	8	suelos blandos-duros
	2	490	18	suelos muy duros
	3	800	∞	suelos muy duros
L09	1	300	6	suelos duros
	2	400	12	suelos duros
	3	750	∞	suelos muy duros o rocas blandas
L10	1	200	6	suelos blandos
	2	300	4	suelos duros
L11	3	800	∞	rocas moderadamente duras
	1	220	4	suelos blandos-duros
	2	340	12	suelos muy duros
L12	3	800	∞	suelos muy duros o rocas blandas
	1	300	10	suelos duros
	2	400	12	suelos duros
L13	3	750	∞	suelos muy duros o rocas blandas
	1	200	6	suelos blandos
	2	320	4	suelos duros
L14	3	800	∞	rocas moderadamente duras
	1	340	8	suelos duros
	2	500	18	suelos muy duros o rocas blandas
	3	900	∞	rocas moderadamente duras

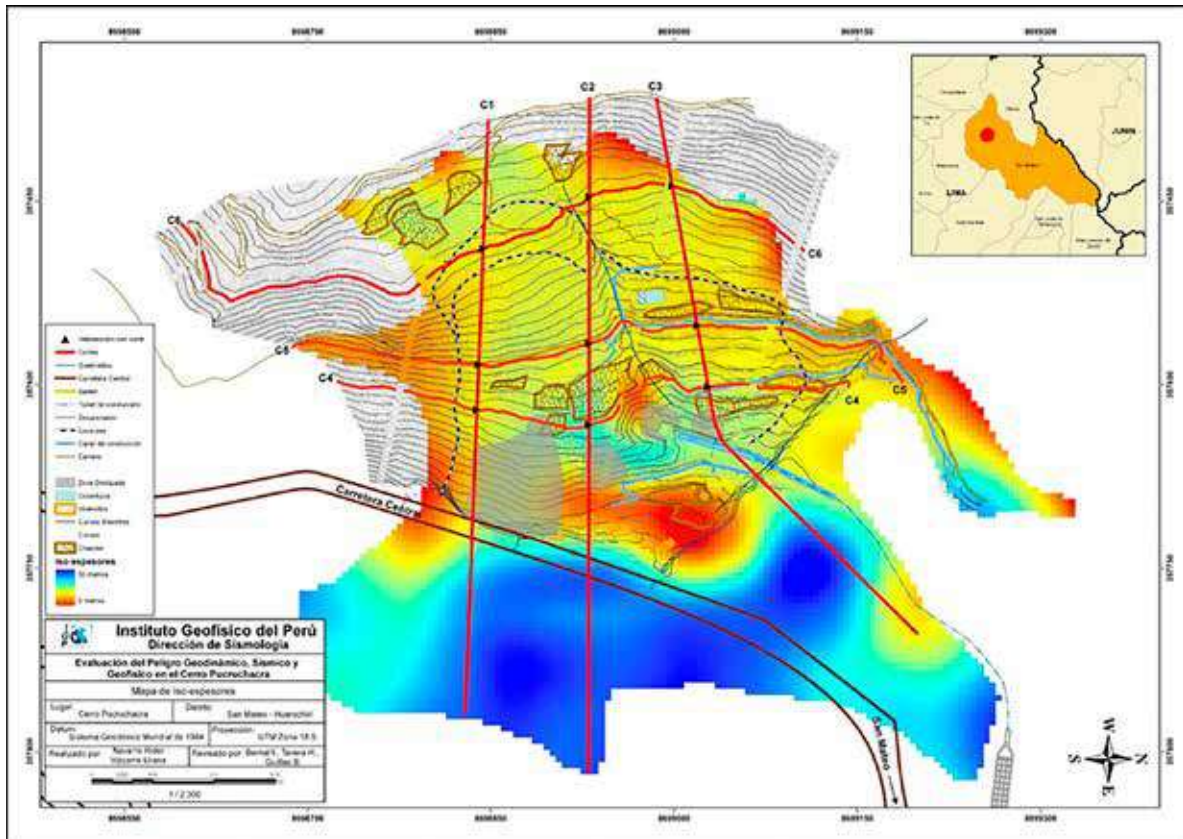


Figura 8. Mapa de iso-espesores de las diferentes capas sedimentarias presentes en el Cerro de Pucruchacra. Las líneas rojas indican la orientación de los cortes topográficos.

Posteriormente, se construye un modelo 3D para la profundidad de las capas superficiales no consolidadas aplicando el procedimiento de inversión de frecuencias predominantes (H/V) y velocidades V_s (MASW). El resultado permite disponer del mapa de iso-espesores presentado en la Figura 8.

Siguiendo la clasificación por áreas definida anteriormente (Figura 7) y los colores establecidos en la escala, se tiene los siguientes resultados:

- **Área 1** (extremo superior, Zona Norte ver Figura 1). Los espesores de la capa superficial varían entre 10 y 14 metros, llegándose a incrementar hasta 20 metros conforme se tiene hacia el Canal de Aducción (ver Figura 8).
- **Área 2** (extremo superior, Zona Sur ver Figura 1). El espesor de la capa sedimentaria varía entre 14 y 26 metros.
- **Área 3** (extremo inferior entre las Zonas Norte y Sur ver Figura 1). El espesor de la capa sedimentaria es mínima.
- **Área 4** (parte baja del área de estudio, por debajo de la Carretera Central). El espesor de la capa sedimentaria varía entre 25 a 50 metros.

A fin de realizar el análisis detallado, sobre el mapa de iso-espesores se procedió a elaborar 6 perfiles topográficos (Figura 8). En cada perfil, se indica la morfología de la capa superficial no consolidada y la interface.

- **Corte C1:** Zona sur, Área 2. El espesor de la capa sedimentaria superficial fluctúa alrededor de los 20 metros, en la parte media de la ladera sobre la proyección del canal de conducción y próximo al macizo rocoso, el espesor es relativamente menor; mientras que por debajo de la Carretera Central, el espesor es del orden de 40 metros (Figura 9).
- **Corte C2:** Zonas Sur, Área -2 y Norte, Área -1. El espesor de la capa sedimentaria se incrementa hasta 25 metros para luego disminuir rápidamente conforme tiende a la Carretera Central. Por debajo de la Carretera Central, la capa sedimentaria alcanza espesores del orden de 40 metros (Figura 9).
- **Corte C3:** Zona Norte, Área -1. La capa sedimentaria superficial presenta espesores que fluctúan alrededor de 18 metros y en su parte media, entre 18-20 metros. Por debajo de la Carretera Central,

el espesor de la capa sedimentaria es del orden de 40 metros.

- **Corte C4:** Se encuentra ubicada en la cota 3175m.s.n.m. (Figura 8), el espesor de la capa sedimentaria, en su extremo sur, es del orden de los 30 metros y hacia su extremo norte, de aproximadamente 20 metros.
- **Corte C5:** Se encuentra ubicada en la cota 3200m.s.n.m. (Figura 8), se observa que el espesor de la capa sedimentaria se incrementa de norte a sur. En el extremo norte del Área 1, cerca al canal de abducción, el espesor de la capa sedimentaria es mínima y actúa como límite entre la roca y la capa sedimentaria.
- **Corte C6:** Se encuentra ubicada en la cota 3255m.s.n.m. (Figura 8), se observa uniformidad en el espesor de la capa sedimentaria, llegando a fluctuar entre 15 a 20 metros.

Área A1: Arreglos lineales AL1, AL3 y AL6. Los resultados sugieren que no existe efectos de amplificación de ondas debidas a la topografía.

Área A2: Arreglos lineales AL2 y AL5. Solo en el arreglo AL5 se identifica picos a frecuencias entre 3.5 a 4.3 Hz, con amplificaciones mayores en la componente EO (Figura 10).

Área A3: En esta área no se realizaron arreglos por problemas de acceso y pendiente.

Área A4: Arreglo lineal AL4 no se observa amplificaciones por efectos topográficos (Figura 10).

Los resultados evidencian que sobre toda la ladera del Cerro Pucruyacra no existen efectos topográficos sobre la propagación de ondas generadas por fuentes naturales. Una excepción lo constituye la zona ubicada en la cabecera del Área A2, la cual indicaría que ante la ocurrencia de sismos se podría experimentar efectos de resonancia que facilitaría el desarrollo de cualquier proceso dinámico sobre las capas superficiales.

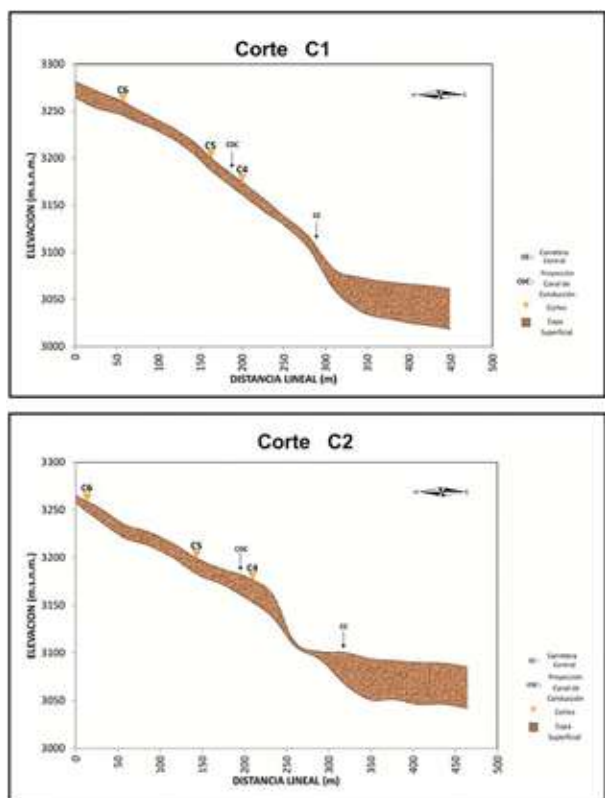


Figura 9. Cortes topográficos perpendiculares y paralelos a las cotas en el Cerro Pucruyacra. Para identificar C1 y C2, ver Figura 10.

5.3 Método de Espectros de Amplitud:

Para el análisis y discusión se considera tres arreglos para el Área A-1, dos para el Área A-2 y uno para el Área A-4 (Figura 10):

6. Conclusiones

Los resultados obtenidos en este estudio permiten llegar a las siguientes conclusiones:

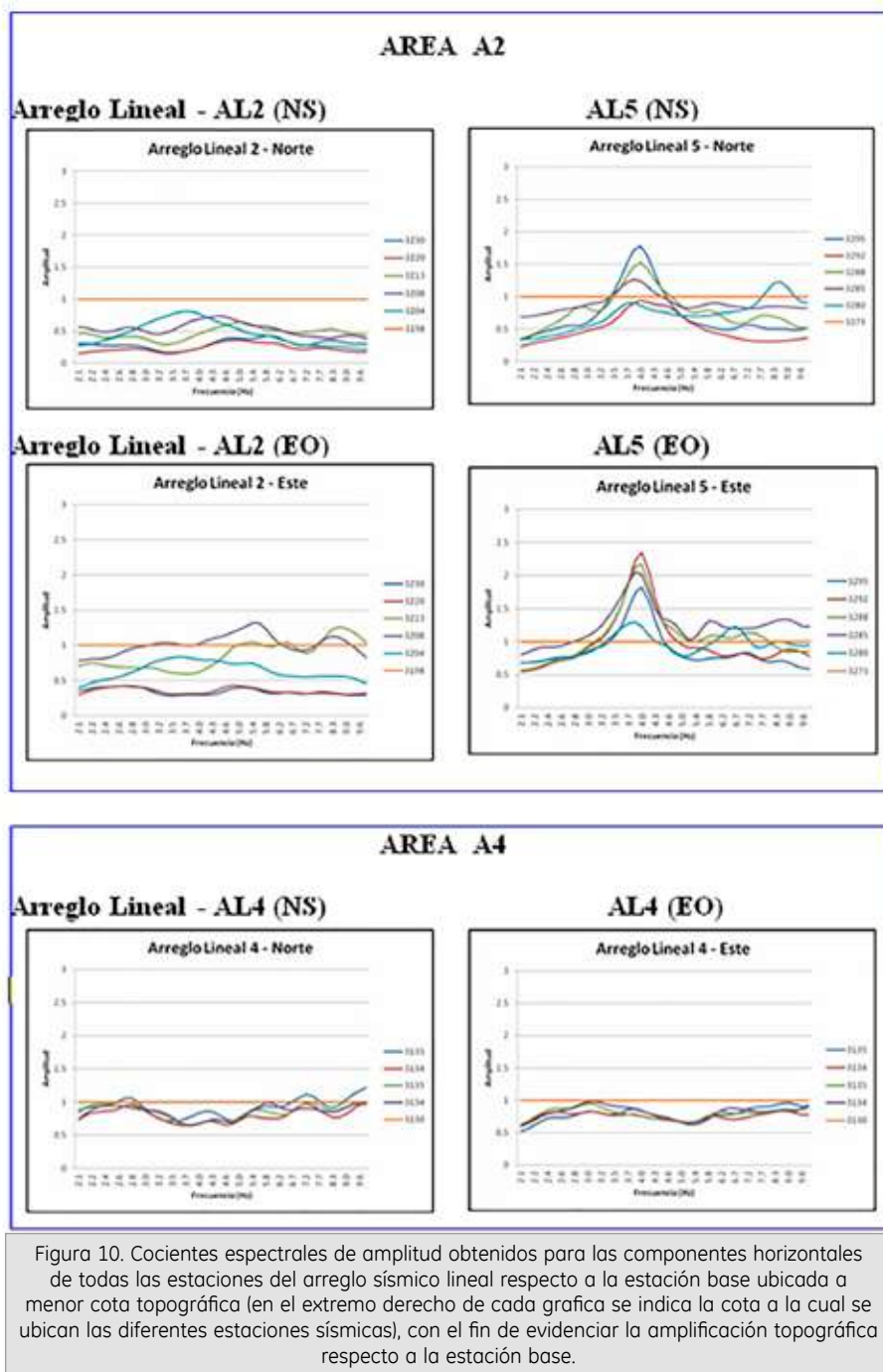
- La evaluación sísmica y geofísica realizada en la ladera del Cerro Pucruyacra ha permitido estimar para la capa sedimentaria no consolidada espesores variables entre 18 y 25 metros, definiendo un volumen de material susceptible a algún tipo de deslizamiento (movimiento en masa) de 1.5 millones de metros cúbicos.
- En el área de estudio existen elementos detonadores naturales (sismos y lluvias) y antrópicos (regadíos) que facilitarían el desarrollo de cualquier proceso dinámico activo.
- Se recomienda tomar las medidas de mitigación bajo la premisa de que el deslizamiento de 50 mil o 28 mil metros cúbicos es muy probable.

7. Agradecimientos

Al Instituto Geofísico del Perú por brindarme las facilidades para desarrollar mi tema de tesis.

A los Drs. Hernando Tavera y Bertrand Guillier por estar a cargo de mi capacitación en el Instituto Geofísico del Perú.

A todo el personal del Área de Sismología quienes han tenido mucho que ver con el desarrollo de la presente tesis.



8. Bibliografía

Nakamura Y., (1989). A Method for Dynamic Characteristic Estimation of surface Using Microtremor on the Ground Surface. QR of R. T. R., 30-1.

Nakamura Y, et al (1994). Characteristics of Ground Motion and Structures Around the Damaged area of the Northridge Earthquake by Microtremor Measurement. (preliminary report ver.2). Rail Technical Research Institute, Tokyo. 1994.

Norma Técnica de Edificación E-030, Diseño sismo-resistente. (2003) Reglamento Nacional de Construcciones en el Perú vigente.

Núñez S. y Gómez D. (2011) Deslizamiento de tierras en el Cerro de Pucruchacra. Informe Técnico N° A6575. INGEMMET.

SOCIEDAD MINERA CORONA S.A.C. (2011) Estudio Geotécnico de la Ladera Pucruchacra. Informe Final. Proyecto N°:1-C-116-009. S.V.S.-Ingenieros S.A.C. 85 pp.

Wathelet M. (2004) Surface-wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements. Near Surface Geophysics 2, 211-- 221.

EVALUACIÓN DE LAS ANOMALÍAS DE ONDAS P EN PERÚ Y SU CORRELACIÓN CON LA ESTRUCTURA DE LA CORDILLERA ANDINA

EVALUATION OF P WAVES ANOMALIES IN PERU AND ITS CORRELATION WITH THE ANDES STRUCTURE

MARTHA AÑAZCO CONDORI

Universidad Nacional San Agustín de Arequipa
Facultad de Geología, Geofísica y Minas
manazco@igp.gob.pe

Asesor: Dr. Hernando Tavera

Unidad de Sismología

Resumen

El presente estudio, tiene como objetivo proponer un modelo de equilibrio isostático para la Cordillera Andina a partir del cálculo de residuales y anomalías de estación de ondas P. Estas anomalías son interpretadas como variaciones en el espesor de la corteza bajo la zona de estudio y permitirán comparar las propiedades físicas de la estructura existente por debajo de la cordillera. La base de datos utilizada, corresponde a 124 señales telesísmicas de 23 eventos registrados en 23 estaciones sísmicas pertenecientes a la Red Sísmica Nacional del Perú. El análisis de residuales absolutos y relativos realizados en este estudio, proporcionarán las primeras estimaciones de la variación de las anomalías de estación en función de la altura de las estaciones sísmicas. La hipótesis de un modelo de equilibrio isostático a nivel de la corteza es suficiente para explicar la variación de las anomalías de estación.

Palabras clave: Anomalía, residual, telesismo, equilibrio isostático

1. Introducción

Una forma de conocer las heterogeneidades laterales de la litósfera es estudiando las anomalías de estación; es decir, la diferencia entre el tiempo de origen de un evento sísmico comparado con su tiempo de propagación observado en un sismograma, los que serán ajustados para un modelo de tierra radial y simétrica. Las anomalías de estación proporcionan información de la corteza y del manto superior, lo que va a permitir comparar las propiedades físicas de la estructura existente por debajo de cada estación en forma regional.

Para el Perú, el análisis de los residuales absolutos y relativos permitirá realizar las primeras estimaciones sobre la variación de las anomalías de estación y su relación con la altitud a la cual se encuentran las estaciones sísmicas. Esta correlación permitirá

proponer, para el Perú, un modelo de equilibrio isostático.

Las anomalías de estación han sido objeto de numerosos estudios a nivel mundial y regional: Cleary y Hales (1966) y Sengupta y Julian (1976), utilizando sismos de foco profundo; Poupinet (1977) utilizando datos de la red de estaciones sísmicas mundiales; Fairhead y Reeves (1977), Lenartowicz y Albert (1980); y Dorbath y Dorbath (1984) para el África. Para el Perú, Tavera (1987) estudia las anomalías de estación para la región central del Perú utilizando información de una red sísmica local y registros de eventos sísmicos ocurridos a distancias comprendidas entre 30° y 90°.

Este estudio será aplicado en todo el territorio peruano; sin embargo, se presenta y discute los resultados obtenidos para la región sur del Perú (Figura 1).

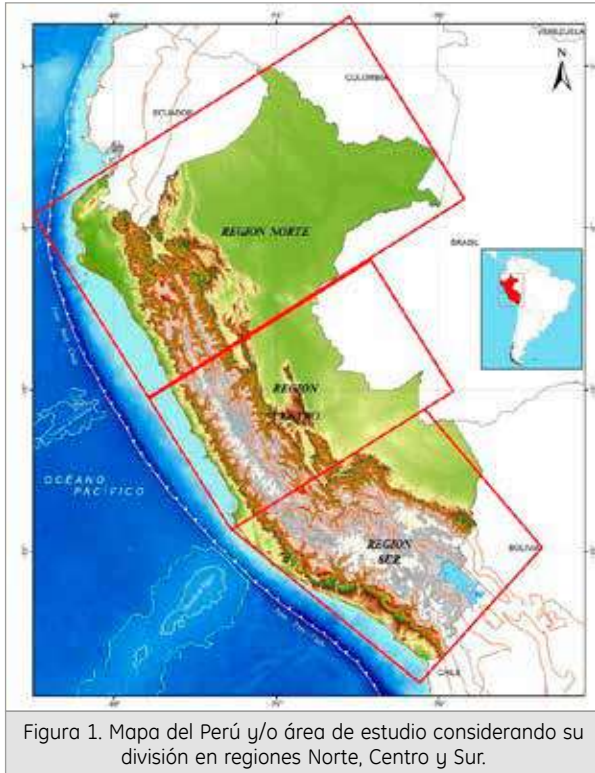


Figura 1. Mapa del Perú y/o área de estudio considerando su división en regiones Norte, Centro y Sur.

2. Objetivos

Los objetivos del presente estudio son:

- Determinar si existen Heterogeneidades Laterales en la Corteza y el Manto Superior terrestre por debajo de la región Andina y Subandina del Perú.
- Analizar y evaluar las Anomalías de Estación y proponer un modelo de equilibrio isostático para la Cordillera Andina en la región sur.
- Determinar la profundidad del Moho a través del análisis y evaluación de las anomalías de estación para la región sur.

3. Metodología

Para definir un residual se debe aceptar que las lecturas de los tiempos de arribo de ondas sísmicas registradas en los sismogramas han sido hechas en forma correcta. Entonces un residual R_{ij} es la suma de una anomalía alrededor del foco (F_j), de una anomalía dentro del manto (R_k) y de una anomalía alrededor de la estación (S_i), es decir:

$$R_{ij} = F_j + R_k + S_i \quad (1)$$

Para eliminar los efectos de la fuente y del recorrido de la onda por el manto, se realiza el cálculo de los residuales con el siguiente procedimiento: Sea j un evento sísmico y i una determinada estación, el residual absoluto es definido como:

$$R_{ij} = (t_{.ij} - t_{.oj}) - T_{ij} \quad (2)$$

donde: $t_{.ij}$ = tiempo observado o leído en el sismograma, $t_{.oj}$ = tiempo origen para el evento j y T_{ij} = recorrido-tiempo calculado para el evento. Los residuos son calculados utilizando las tablas sismológicas de Herrin (1968).

Como R_{ij} es afectado por varios errores de cálculo (localización del hipocentro, modelo usado, etc.), se procede a obtener la residual relativa para tener solamente la información existente por debajo de las estaciones:

$$rij = R_{ij} - R_j \quad (3)$$

donde: la residual media R_j por evento j , es la media aritmética de R_{ij} :

$$R_j = \left[\sum_{i=1} R_{ij} \right] / n_j$$

donde: n_j , es el número de estaciones que reportaron el evento j

Finalmente, la anomalía de estación r_i es calculada para cada i con la siguiente relación:

$$r_i = \left[\sum_{j=1} rij \right] / n_i \quad (4)$$

donde: rij = Residual Relativa, n_i es el número de eventos observados en i .

En R_j están incluidos los errores de recorrido tiempo y de longitud de onda en las zonas con áreas o focos no homogéneos, incluyendo el manto; lo demás es asumido solamente como efectos de la estructura por debajo de cada estación.

4. Datos

Los datos utilizados en el presente estudio considera 662 eventos sísmicos ocurridos en el mundo entre los años 2011 a 2013 y registrados en 23 estaciones sísmicas de la Red Sísmica Nacional del Perú (Tabla 1), todos con magnitudes ≥ 5.8 Mw. Los datos corresponden al National Earthquake Information Center (NEIC). Estos datos fueron analizados y seleccionados de acuerdo a:

- Se considera los sismos cuyos epicentros se ubican a distancias comprendidas entre $30^\circ < \Delta < 90^\circ$ con respecto a cada estación sísmica de la Red Sísmica Nacional del Perú.
- Análisis y lectura de los eventos telesísmicos para identificar la fase P con error de lectura menor a 0.05 segundos.

Tabla 1. Coordenadas geográficas de las estaciones sísmicas utilizadas en este estudio

Estación sísmica	Código	Latitud	Longitud	Elevación (msnm)
Ancón	ANC	-11.8	-77.2	46
Atahualpa	ATH	-7.1	-78.4	3060
Ayacucho	AYA	-13.2	-74.2	2771
Chachapoyas	CHA	-6.3	-77.9	3041
Chocan	CHO	-5.2	-81.0	228
Guadalupe	GUA	-14.0	-75.8	554
Huancayo	HYO	-12.0	-75.3	3330
Huaylas	HLS	-8.8	-77.9	3230
Iquitos	IQT	-3.8	-73.3	112
La Yarada	LYAR	-18.1	-70.6	363
Mayorazgo	MAY	-12.1	-76.9	315
Ñaña	NNA	-12.0	-76.8	575
Oxapampa	OXA	-10.6	-75.4	1840
Portachuelo	PCH	-6.0	-79.7	656
Pucallpa	PUC	-8.4	-74.7	130
San Gabán	SGB	-13.7	-70.5	2047
Cusco	CUS	-13.5	-72.0	3858
Tarapoto	TAR	-6.5	-76.4	322
Toquepala	TOQ	-17.3	-70.6	2586
Universidad del Altiplano	UNAP	-15.8	-70.0	3838
Yauca	YCA	-15.7	-74.5	77
Huito Salinas	HSAL	-16.3	-71.2	2074
Yurimaguas	YRM	-5.9	-76.1	155

Finalmente, se seleccionó 23 eventos teleísmicos registrados en 23 estaciones de la Red Sísmica Nacional (Figura 2).

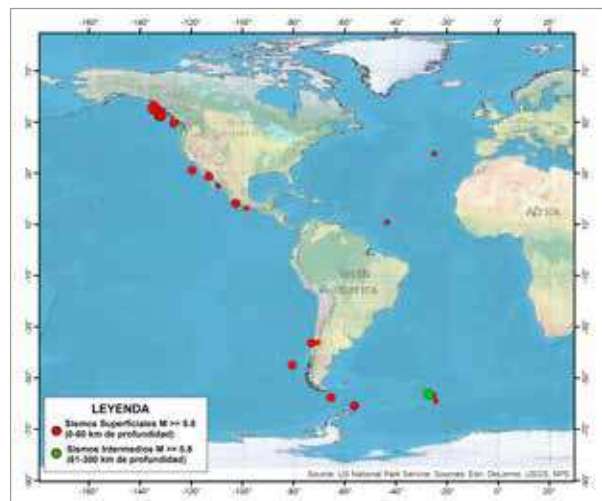


Figura 2. Mapa de distribución de los eventos sísmicos registrados en las estaciones sísmicas del estudio (Sismicidad mundial, 2011-2013)

4.1 Cálculo de Residuales

Los Residuales Absolutos se calculan haciendo uso de la siguiente información:

$$R_{ij} = (t_{.ij} - t_{.oj}) - T_{ij}$$

De este modo se realiza una primera estimación de las Anomalías existentes por debajo de cada estación. Considerando que una estación "i" ha registrado N sismos, se obtiene M (R_{ij}), entonces se debe tomar la media aritmética como el valor representativo para

cada estación. Los resultados sugieren la existencia de una posible variación en la corteza, considerando que la altura de las estaciones nos representa variación importante, estos resultados se presentan en la Tabla 2.

Los Residuales Relativos se realiza en función del azimut de la estación y la ubicación del evento con la siguiente relación:

$$rij = R_{ij} - R_j$$

En esta distribución, los valores positivos de la Residual describen la existencia de estructuras de baja velocidad y los valores negativos a estructuras de mayor velocidad (Tabla 2).

4.2 Cálculo de la Anomalías de Estación

Los valores de Anomalías de estación (r_i) se obtienen a partir de la media aritmética de los r_{ij} (Residual Relativa) entre el número de eventos que ha registrado una determinada estación con la fórmula matemática 4:

$$r_i = [\sum r_{ij}] / n_i$$

En este estudio se demostrará que existe relación entre los valores de Anomalía y la altitud de las estaciones sísmicas utilizadas y ello será explicado con la aplicación de un modelo teórico de isostasia a nivel de la corteza, utilizando la hipótesis de Aíry.

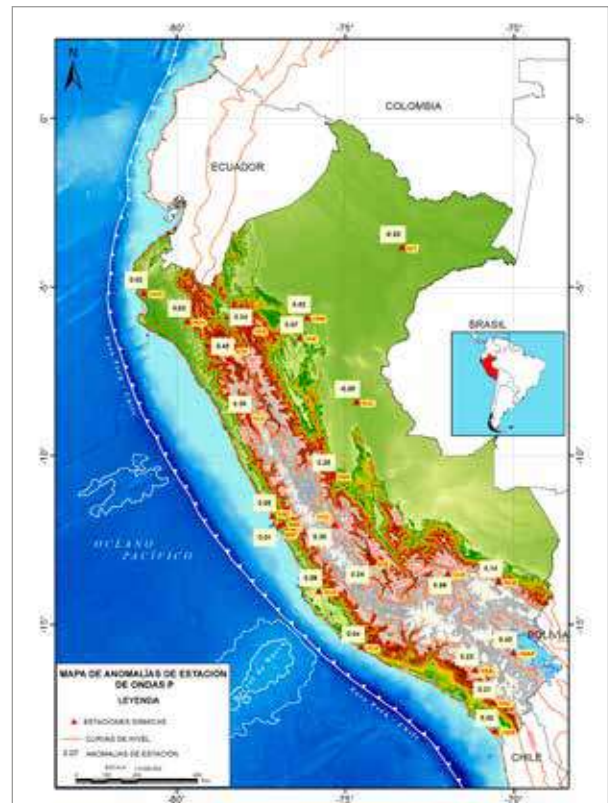


Figura 3: Mapa de Anomalías de Estación (r_i) para el Perú obtenidos en este estudio.

En la Tabla 2 y la Figura 3 se muestra los resultados obtenidos la zona de estudio

Tabla 2. Valores de Residual Absoluto, Residual Relativo y Anomalía de Estación para la zona de estudio R_{ij} = Residual Absoluto en segundos, r_{ij} = Residual Relativo en segundos, r_i = Anomalía de Estación en segundos, n = Número de eventos

Estación sísmica	Código	Elevación (msnm)	R_{ij}	r_{ij}	r_i	n
Ancón	ANC	46	-1.14	-0.08	-0.08	6
Atahualpa	ATH	3060	0.78	0.45	0.45	4
Ayacucho	AYA	2771	0.51	0.24	0.24	4
Chachapoyas	CHA	3041	0.89	0.34	0.34	5
Chocán	CHO	228	-0.03	0.02	0.02	11
Guadalupe	GUA	554	0.47	0.09	0.09	7
Huancayo	HYO	3330	0.69	0.38	0.39	4
Huaylas	HLS	3230	0.90	0.35	0.29	4
Iquitos	IQT	112	0.11	-0.07	-0.07	5
La Yarada	LYAR	363	0.26	-0.02	-0.02	6
Mayorazgo	MAY	315	-0.15	0.01	0.01	7
Ñaña	NNA	575	-0.10	0.07	0.07	10
Oxapampa	OXA	1840	1.41	0.25	0.25	5
Portachuelo	PCH	656	-0.23	0.02	-0.05	7
Pucallpa	PUC	130	-0.11	-0.05	-0.05	5
San Gabán	SGB	2047	0.51	0.14	0.14	4
Cusco	CUS	3858	0.95	0.59	0.59	4
Tarapoto	TAR	322	1.01	0.07	0.07	5
Toquepala	TOQ	2586	0.45	0.31	0.31	4
Universidad del Altiplano	UNAP	3838	1.14	0.43	0.43	4
Yauca	YCA	77	-0.04	-0.04	-0.04	3
Huitos Salinas	HSAL	2074	1.15	0.23	0.23	4
Yurimaguas	YRM	155	-0.06	-0.02	-0.02	6

5. Resultados

En la Tabla 2 se presenta los residuales absolutos R_{ij} (sin corrección de altura), calculados para la fase P en cada estación sísmica. Observándose que los valores varían de 1.14seg y 1.41seg esto debido a la zona donde se encuentre la estación sísmica, lo cual permite considerar un efecto de altura coherente con la morfología de la zona de estudio.

Los valores de anomalías de estación r_i mostrados en la Figura 3 y en la Tabla 2 sugieren la existencia de zonas de altas y baja velocidad de ondas sísmicas, asociado a características geológicas de los suelos existentes en cada estación sísmica.

La Figura 3 y los valores de la Tabla 2 muestran la relación existente entre las anomalías de estación (r_i) y la altitud de las estaciones sísmicas consideradas en este estudio que serán ajustadas con la siguiente relación lineal: $R = ah + b$; donde: R = Anomalía de Estación, h = Altura de la estación sísmica y a, b = Constantes que dependerán de la altura y de la anomalía (r_i). En esta relación el producto $a \cdot h$ define el tiempo de retardo de la onda sísmica en recorrer una determinada altura. En la Figura 4 se presenta la correlación entre R y h para la región sur del

Perú, siendo la pendiente del ajuste lineal igual a $t = 0.28h$. En estas condiciones se establece que existe equilibrio isostático en esta región; por lo tanto, es posible aplicar un modelo de equilibrio isostático que sustente dicha correlación. En este estudio se hace uso de la hipótesis de Airy.

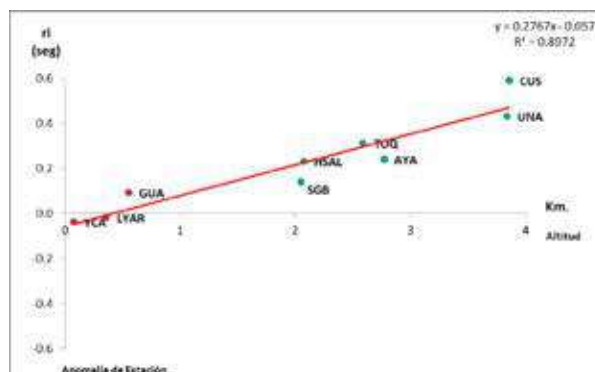


Figura 4. Anomalía de Estación en función a la altitud de las estaciones (región sur)

Considerando los principios de la Hipótesis de Airy se elabora un modelo teórico para explicar el equilibrio isostático. Para ello se utilizan las variables de la Figura 5 y se asume un espesor promedio para la corteza de 35 km considerando que la zona subandina es parte del escudo Brasílico. En estas condiciones se pretende calcular el espesor de la corteza en la zona andina de la región sur del Perú.

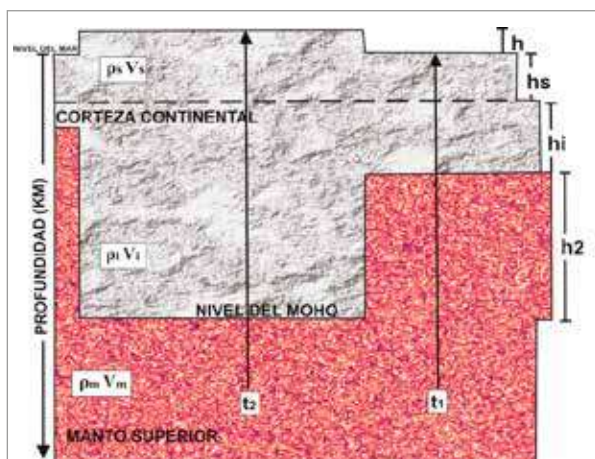


Figura 5. Modelo teórico de Isostasia, elaborado según la Hipótesis de Airy.

De acuerdo a la Figura 5:

- p_s = Densidad de la superficie superior de la corteza.
- h_s = Espesor de la superficie superior de la corteza.
- p_i = Densidad de la superficie inferior de la corteza.
- h_i = Espesor de la superficie inferior de la corteza.
- p_m = Densidad del Manto Superior.
- h = Diferencia de altura entre la zona Andina-Subandina.

- h2 = Diferencia de la profundidad del Moho, entre las zonas Andina-Subandina.
- Vs = Velocidad de propagación de las ondas en la Corteza superior.
- Vi = Velocidad de propagación de las ondas en la Corteza inferior.
- Vm = Velocidad de propagación de las ondas en el Manto Superior.
- t1 = Tiempo de arribo para una onda que emerge en la zona Subandina.
- t2 = Tiempo de arribo para una onda que emerge en la zona Andina.

Según la Figura 5 el valor para h2 puede ser calculado a partir de la siguiente relación:

$$h2 = h (ps / (pm-pi)) \quad (5)$$

Para conocer la diferencia de tiempos de propagación del rayo en ambas estructuras, se considera la siguiente relación:

$$\Delta t = h ((1/Vs) + (ps / (pm-pi)) (1/Vi - 1/Vm)) \quad (6)$$

En este estudio se hace uso del modelo de velocidad propuesto por Ocola y Meyer (1973) para la región sur (Tabla 3).

Tabla 3. Modelo de Velocidad propuesto por Ocola y Meyer (1973), utilizado para la zona sur.

Capa	Velocidad de la onda longitudinal (km/s)	Densidad (gr/cm ³)
Corteza superior	5.6	2.57
Corteza inferior	6.8	2.93
Manto superior	8	3.35

Considerando el modelo descrito y la ecuación 6 se calcula el valor para $\Delta T = 0.31 h$, donde ΔT es la diferencia de tiempos de arribo de dos ondas sísmicas, registradas en zona andina y subandina. Este valor para ΔT es similar al obtenido en este estudio; por lo tanto, se establece que existe equilibrio isostático al nivel de la corteza en la zona andina y subandina de la región sur del Perú.

Asimismo, asumiendo un valor de 5.3 km para "h" (altura promedio de la cordillera andina en la región sur), un espesor de 35 km para hs y hi (corteza zona subandina) y siguiendo la ecuación (5), se estima un espesor para la Cordillera Andina en la región sur del Perú de 68 km. Este valor se aproxima al propuesto por James (1971).

Tabla 4. Valores de Δt obtenidos para la zona Sur del Perú.

	ΔT Modelo de Airy	ΔT encontrado para la Anomalía
zona Sur	0.31h	0.28h

6. Agradecimientos

Al Instituto Geofísico del Perú por brindarme las facilidades para desarrollar mi tema de tesis. Al Dr. Hernando Tavera por estar a cargo de mi capacitación y asesoría para la elaboración de mi tesis.

A todo el personal del Área de Sismología, quienes han tenido mucho que ver con el desarrollo de la presente tesis.

7. Bibliografía

Dorbath, C., Dorbath, L. (1984): Approche sismologique de la structure de la lithosphere en Afrique de l' Ouest. These Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, p. 60-98,117-118.

Dorbath, C.; Dorbath, L.; Gaulon, R. y Hatzfeld, D. (1985): Seismological Investigation of Bangui magnetic anomaly region and its relation to the margin of the Congo Craton. Earth and Planetary Science Letters, 75, p. 231-144.

James, D. E. (1971): Andean crustal and upper mantle structure. Journal of Geophysical Research, vol. 76, n°. 14, p. 3246-3271.

James, D. E. (1971): Plate Tectonic Model for the Evolution of the Central Andes. Geol. Soc. Am. Bull., 82, 12, p. 3325-3346.

Ocola, L. y meyer, R. (1973): Crustal Structure from the Pacific Basin to the Brazilian Shield between 12° and 30° South Latitude. Geological Society of America Bulletin, v. 84, P. 3387-3404.

Poupinet, G. (1977): Heterogeneites du manteau terrestre deduites de la propagation des ondes de volume. Implication Geodynamique. These Univ. Sci. et Med. Grenoble, Francia, 77, p. 5-50

Tavera, H. (1987).Heterogeneidad de la Corteza y Manto Superior Terrestre Deducido de la Propagación de Ondas P Y PKIKP (Región Andina- Subandina del Perú Central) (Región de la Cordillera Blanca). Tesis Univ. San Agustín de Arequipa, p. 40-72.

Tavera, H. (1990): Interpretación de las Anomalías de Estación a Partir de Fases P y PKIKP para la Región del Perú Central. Boletín Sociedad Geológica del Perú, v. 81, P. 47-54.

Udias, A. y Mézcua, J. (1997): Fundamentos de Sismología, UCA Editores, p 200.

PARÁMETROS DE LA FUENTE SÍSMICA A PARTIR DEL ANÁLISIS ESPECTRAL: APLICACIÓN A LAS RÉPLICAS DEL TERREMOTO DE AREQUIPA DEL 23 DE JUNIO DEL 2001

SEISMIC SOURCE PARAMETERS FROM SPECTRAL ANALYSIS: APPLICATION TO AFTERSHOCKS OF AREQUIPA EARTHQUAKE OF JUNE 23, 2001

María Lourdes Delgado Ñahui

Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa
Facultad de Geología, Geofísica y Minas
maria.delgado@igp.gob.pe

Asesor: Dr. Hernando Tavera

Unidad de Sismología

Resumen

El presente estudio tiene como finalidad aplicar la técnica de análisis espectral a las réplicas del Terremoto de Arequipa del 2001 ($M_w=8.2$). La data corresponde a registros de velocidad obtenidos de una red de estaciones sísmicas temporales y permanentes a cargo del Instituto Geofísico del Perú. En conjunto se han analizado 1632 registros correspondientes a 292 réplicas registradas durante un periodo de 38 días posteriores al evento principal. Después de corregir por línea de base y efecto instrumental, los espectros de Fourier fueron obtenidos para el tren de ondas S.

Como resultado se determinó para la serie de réplicas el Momento Sísmico Escalar, Radio de la fractura, Magnitud Momento y Caída de Esfuerzos. Los sismos presentaron magnitudes entre 2.4-5.5 M_w y radios de fractura entre 0.23 y 4.98 km. La caída de esfuerzos está comprendida entre 0.13 a 98.76 Mpa; es decir, valores típicos para este tipo de eventos.

Palabras clave: Réplicas, análisis espectral, parámetros de la fuente.

Introducción

El Perú forma parte de la región sísmica más activa del mundo debido a que se encuentra ubicado dentro del Cinturón de Fuego del Pacífico, donde se libera más del 80% de la energía sísmica a nivel mundial. En Perú la actividad sísmica está directamente asociada al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana, el cual se produce a una velocidad de 6 a 7 cm/año (De Mets et al., 1990). Este proceso dio origen a los terremotos más grandes ocurridos en el Perú durante el último siglo con magnitudes del orden de $M_w=7.0$ (Beck y Ruff, 1989; Beck y Nishenko, 1990; Tavera y Bernal, 2005), estando todos los epicentros localizados en la zona central del Perú. En el interior del territorio peruano, el número de eventos es reducido.

Recientemente, en la región sur de Perú, el sábado 23 de Junio del 2001 a las 20:33:14.2 s (UTC) un terremoto

de gran magnitud ($M_w=8.2$) causó importantes daños en los departamentos de Arequipa, Moquegua y Tacna. Después de ocurrido el evento principal, el IGP procedió a instalar una red sísmica temporal compuesta por 8 estaciones a fin de registrar las réplicas para tener un mayor conocimiento sobre el complejo proceso de ruptura evidenciado por la gran duración del evento principal.

Durante el periodo de operatividad de la red se registró importante número de réplicas y sus parámetros de la fuente como momento sísmico y radio de fractura, son obtenidos aplicando la técnica de análisis espectral.

El terremoto de Arequipa

El sábado 23 de Junio del 2001 a las 20:33:14.2 s (UTC) un terremoto de gran magnitud ($M_w=8.2$) afectó la región Sur de Perú, el epicentro fue localizado a

82 km al NO del distrito de Ocoña (16.20°S, 73.75°O), con foco a la profundidad de 38 km (Figura 1). La ocurrencia de este terremoto está relacionada con el proceso de convergencia de la placa de Nazca por debajo de la Sudamericana. Los departamentos más afectados fueron Arequipa, Moquegua y Tacna, donde se estimaron intensidades máximas de VII y VIII en la escala Modificada de Mercalli. Más de 74 personas perecieron, 2689 resultaron heridas y más de 80 poblados fueron severamente dañados en los departamentos de Arequipa, Moquegua y Tacna (Perú) y Arica e Iquique (Chile).

Según Tavera et al (2006), el terremoto de Arequipa se caracterizó por su gran duración puesta de manifiesto en la complejidad de su registro que inicialmente podría evidenciar un proceso de ruptura muy heterogénea, así como el modo de propagación de la energía. El terremoto habría tenido un área rectangular de ruptura, evidenciado por el gran número de réplicas registradas, de 350 km de longitud paralelo a la costa y de 150 km de ancho, estando el inicio de todo el proceso de ruptura frene a Ocoña y la mayor liberación de energía frente al Distrito de Camaná, zona donde se produjo un tsunami con olas de 8 metros de altura aproximadamente

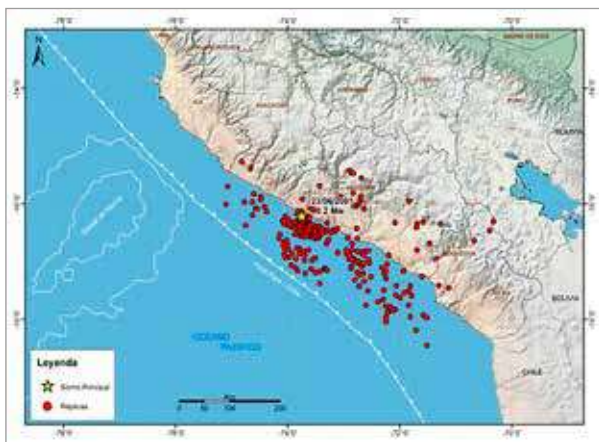


Figura 1. Epicentro y serie de réplicas del terremoto de Arequipa del 23/06/2001 (Tavera et al. 2006).

Red sísmica local

Después de 20 días de ocurrido el terremoto de Arequipa, el Instituto Geofísico del Perú (IGP) instaló una red sísmica temporal compuesta por 9 estaciones de Banda Ancha de tres componentes (Figura 2), todas distribuidas alrededor del epicentro permitiendo cubrir adecuadamente el área de ruptura evidenciado preliminarmente por Tavera et al (2006).

Las estaciones de la red local se instalaron en las localidades de Aplao, Bella Unión, Caravelí, Ocoña, Pocoma, Quilca, Tanaka y Tocota. De la red sísmica

nacional a cargo del IGP se consideraron las estaciones de Conima, Huancayo y Toquepala. Todas las estaciones disponían de sensores de banda ancha GMT40T y Guralp con tres componentes de registro y registradores REFTEK. Las coordenadas geográficas de las estaciones se indican en la Tabla 1.

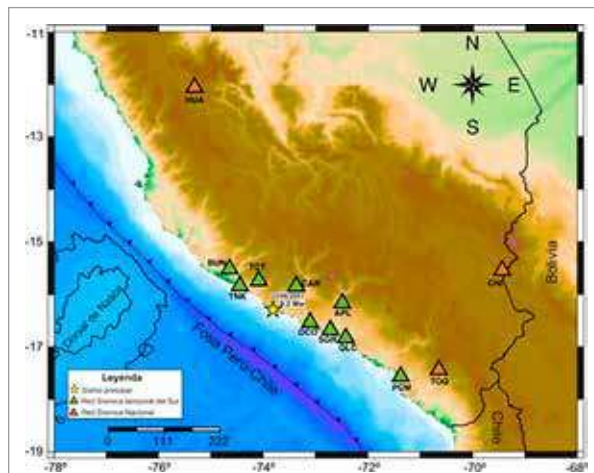


Figura 2. Mapa de distribución estaciones sísmicas de la red sísmica temporal.

Tabla 1. Parámetros que definen la ubicación geográfica de las estaciones de la red sísmica local

Estación	Código	Latitud	Longitud	Altitud
Aplao	APL	-16.074	-72.489	667
Bella Unión	BUN	-15.444	-74.646	234
Caraveli	CAR	-15.763	-73.372	1879
Ocoña	OCO	-16.429	-73.109	48
Pocoma	PCM	-17.432	-71.374	196
Quilca	QLC	-16.717	-72.426	106
Tanaka	TNK	-15.754	-74.452	182
Tocota	TCT	-15.659	-74.091	1006
Conima	CNI	-15.467	-69.431	3900
Huancayo	HUA	-12.042	-75.321	3330
Toquepala	TOQ	-17.304	-70.643	2586

Durante un periodo de 30 días la red registró un total de 8000 réplicas, todas con magnitudes ML>3.0, siendo su distribución espacial sobre un área de ruptura de 350x150 km, con eje mayor paralela a la línea de costa. En la Figura 3 se muestra un ejemplo del registro de las réplicas.

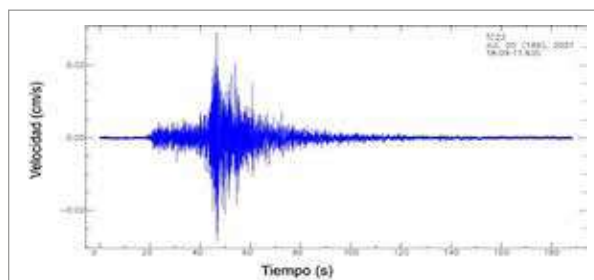


Figura 3. Registro de réplica del 05/06/2001, registrado en la estación Tocota.

Análisis Espectral

En general, para un modelo de fractura circular los parámetros de la fuente se pueden estimar a partir de dos características del espectro de amplitud, la frecuencia esquina (f_c) y la parte plana del espectro (Ω), (Figura 3). La frecuencia esquina es inversamente proporcional a las dimensiones de la fuente (r); mientras que, su parte plana es proporcional al momento sísmico escalar M_0 (Hanks y Wyss, 1972). Si se considera una caída de esfuerzos completa, el momento sísmico es definido como (Keilis-Borok, 1959):

$$M_0(S) = 4\pi \cdot \rho \cdot \alpha^3 \cdot \Omega(S) \cdot R / R_{0\phi} \cdot F \quad (1)$$

donde α es la velocidad de la onda S, ρ la densidad del suelo, $\Omega(S)$ la parte plana del espectro, R la distancia epicentral, $R_{0\phi}$ el patrón de radiación, F el coeficiente de superficie libre y $f_c(S)$ la frecuencia esquina. La dimensión de la fuente está definida por $r(S) = 2.34\alpha / 2\pi f_c(S)$, (Brune, 1970).

Para construir los espectros se ha considerado un total de 120 réplicas, seleccionadas en base a la calidad de sus registros; es decir, bajos niveles de ruido de fondo (Figura 4). Para el cálculo del M_0 y r se hace uso de la ecuación 1, y valores de densidad del suelo de 2.8 gr/cm^3 correspondiente a la corteza,

para la velocidad de la onda S se considera un valor de 3.9 Km/s (Grange 1984), para el coeficiente de superficie libre se considera un valor constante de 2 (Boatwright, 1980); mientras que, para el patrón de radiación se toma el valor de 0.4 propuesto por Aki y Richards (1980) como un promedio para sismos superficiales.

1. Metodología

Para determinar los parámetros de la fuente sísmica para las réplicas del terremoto de Arequipa del 23 de Junio del 2001, se ha seguido los siguientes pasos:

- Se aplica la corrección de línea base e instrumental a los registros de réplicas.
- Para eliminar el efecto de las frecuencias bajas en la señal sísmica, se aplica un filtro pasa altos Butterworth a 0.2 Hz
- Para elaborar el espectro de desplazamiento de la onda S, se aplica la transformada de Fourier.
- Para calcular el Momento sísmico escalar (M_0) se usa la relación propuesta por Keilis-Borok (1959)
- Se construyen los gráficos de relación entre Momento sísmico (M_0) y Área de ruptura a fin de analizar la caída de esfuerzos (σ).
- La magnitud M_w se estima con la relación de Kanamori (1977).

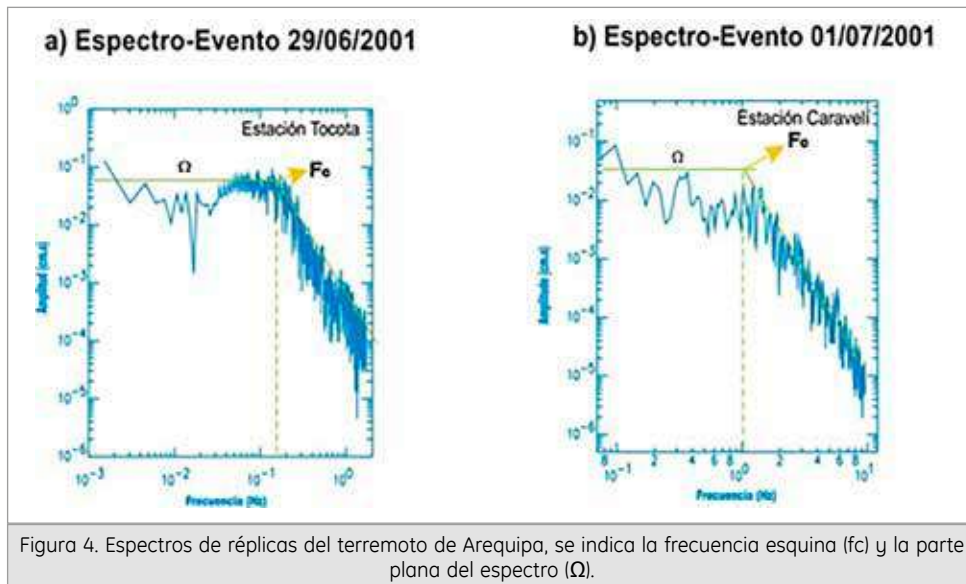
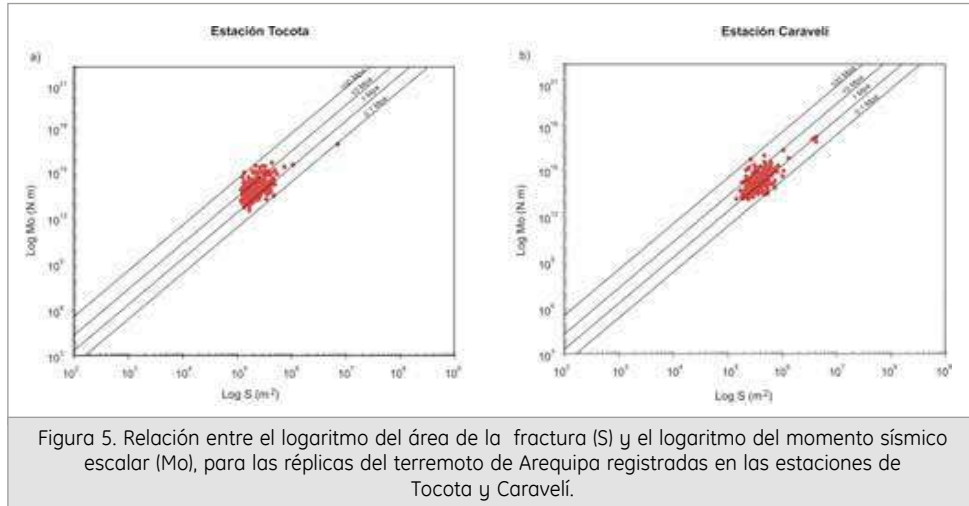


Figura 4. Espectros de réplicas del terremoto de Arequipa, se indica la frecuencia esquina (f_c) y la parte plana del espectro (Ω).

Tabla 2. Parámetros de la fuente sísmica para las réplicas del terremoto de Arequipa.

Estación	Momento Sísmico (N.m)	Radio de la fractura (m)	Caída de esfuerzos (Mpa)	Magnitud Momento (M_w)
Tocota	3.44×10^{12} - 1.63×10^{17}	0.186 - 4.122	0.13 - 72.59	2.36 - 5.48
Caravelí	1.35×10^{13} - 1.63×10^{17}	0.214 - 3.608	0.20 - 98.76	2.75 - 5.48
Ocoña	1.39×10^{13} - 2.0×10^{17}	0.189 - 2.220	0.48 - 86.65	2.76 - 5.50
Bella Unión	3.27×10^{12} - 2.04×10^{17}	0.206 - 3.432	0.13 - 90.94	2.34 - 5.54
Quilca	1.25×10^{13} - 1.63×10^{17}	0.237 - 4.976	0.17 - 34.15	2.73 - 5.47



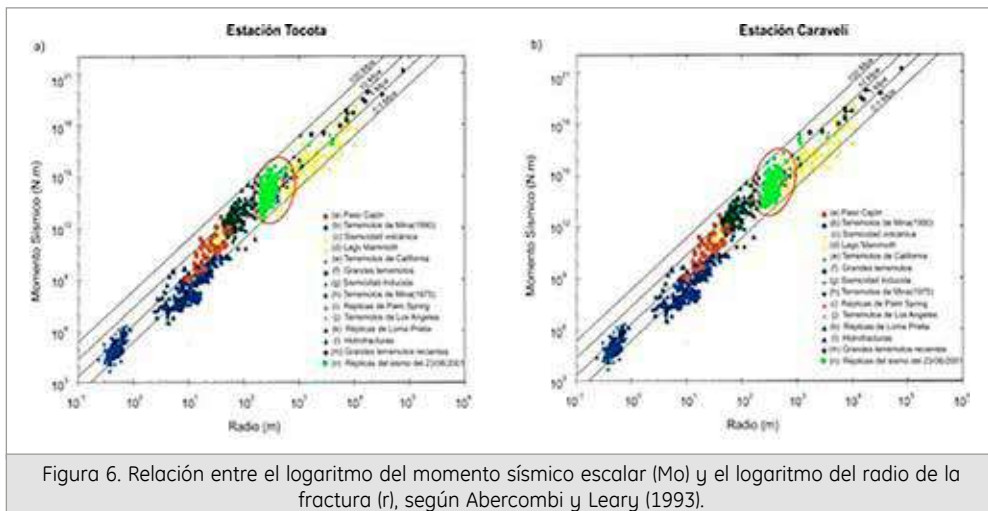
Resultados

Los parámetros de la fuente obtenidos para las réplicas del terremoto de Arequipa del 23 de Junio del 2001 registradas en 5 estaciones de la red sísmica temporal se presentan en la Tabla 2, y en ella se observa, que el momento sísmico escalar se encuentra dentro del rango de 3.27×10^{12} a 2×10^{17} N.m, el radio de fractura entre 0.2 a 4.96 km, los valores de caída de esfuerzos están comprendidos entre 0.13 y 98.76 Mpa, y la magnitud momento presenta valores entre 2.34 y 5.50 Mw.

En la Figura 5 se muestra la relación entre el momento sísmico escalar (Mo) y el área de fractura (S) de las réplicas del terremoto de Arequipa del 2001 registradas en las estaciones Tocota y Caraveli. En esta Figura se ha representado el esfuerzo medio aparente correspondiente a las líneas de 0.1, 1, 10 y 100 MPa según la relación de Kanamori y Anderson (1975). En general, se observa que el mayor número de réplicas presentaron valores de caída de esfuerzos entre 1 y 10 Mpa coherente con los propuestos

en estudio realizados con réplicas y eventos con magnitudes menores a 5.0ML (Mori y Frankel, 1990).

Uno de los estudios que ha analizado con detalle la variación de los valores de caída de esfuerzos para sismos de variada magnitud, es el de Abercrombie y Leary (1993). Estos autores realizaron la recopilación de 800 eventos sísmicos con magnitudes entre 1.5-7ML provenientes de estudios realizados por Pearson (1982), Archuleta et al., (1982), Thatcher y Hanks (1973) y Mori y Frankel (1990). Los valores de caída de esfuerzos para el total de sismos se encuentran entre 0.1 a 100 Mpa (Figura 5), lo cual evidencia que este parámetro es constante sin tomarse en cuenta la magnitud del sismos; es decir, sismos de menor o mayor magnitud siempre desarrollan similares valores de caída de esfuerzos. En la Figura 5, se ha planteado los valores de caída de esfuerzos obtenidos para las réplicas del terremoto de Arequipa del 23 de Junio, observándose que los mismos presentan valores de caída de esfuerzos dentro de los rangos ya establecidos



Conclusiones

La aplicación de la técnica de análisis espectral a las réplicas del terremoto de Arequipa del 2001, ha permitido llegar a las siguientes conclusiones:

- Los parámetros de la fuente como Momento sísmico, radio de la fractura y caída de esfuerzos han sido correctamente determinados con valores coherentes con sus rangos de magnitud. Estas réplicas presentan valores de caída de esfuerzos entre 0.1 a 100 Mpa.
- Las réplicas presentaron valores de caída de esfuerzos constantes dentro de un rango de 0.1 a 100 Mpa, coherentes con los propuestos por Abercrombi y Leary (1993).

Agradecimientos

Al Instituto Geofísico del Perú por brindarme todas las facilidades para desarrollar este estudio. Al Dr. Hernando Tavera por los conocimientos impartidos y su asesoría.

Bibliografía

- Abercrombie, R., Leary, P., (1993). *Source parameters of small earthquakes recorded at 2.5 km depth, Cajon Pass, Southern California: Implications for earthquake scaling*. Geophysical Research Letters Vol 20, p. 1511-1514.
- Archuleta et al, (1982). Source parameters of the 1980 Mammoth Lakes California earthquake sequence. JGR, 87, 4595-6407.
- Aki, K. y Richards G. (1980). *Quantitative Seismology*. Second Edition, University Science Books, p. 101-113.
- Beck, S., y Ruff, L. (1989). Great earthquakes and subduction along the Peru trench. PEPI, 57, 299-334.
- Beck, S., y Nishenko, S. (1990). Variations in the mode of great earthquakes rupture along the central Peru subduction zone. Geophys. Res. Lett., 17, 1969-1972.
- Boatwright, J. (1980). Preliminary body-wave analysis of the St. Elias, Alaska earthquake of february 28, 1979. BSSA, 70, 419-436.
- Brune, J. (1970). *Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes*, J. Geophys. Res, 75, p. 4997-5009.
- DeMets et al (1990). Current plate motions. Geophys. J. Int., 101, 425-478.
- Grange, F. (1984). Etude sismotectonique detaille de la subduction lithospherique au sud Perou. Tesis Doctoral, ORIGM, Grenoble, Francia.
- Hansk, T y Wyss, M. (1972). The use the body-wave spectra in the determination of seismic source parameters. BSSA, 62, 561-589.
- Kanamoi, H. (1977). The energy release in great earthquakes. JGR., 82, 2981-2987.
- Kanamori, H. y Anderson, D. (1975). Theoretical bases for some empirical relations in seismology. BSSA, 65, 1073-1095.
- Keilis-Borok, V. (1959). On the estimation of the displacement in an earthquakes source and of source dimensions. Ann. Geofis. 12, 205-214.
- Mori, J., A. Frankel (1990), *Source parameters for aftershocks of the 1986 North Palm Springs earthquake*, Bull. Seism. Soc. Am. 80, p.278-295.
- Pearson, C (1982). Parameter and a magnitude moment relationship for small earthquakes observed during hydraulic fracturing experiments in crystalline rocks. Geophys. Res. Lett, 9, 404-407.
- Thatcher, W y Hanks, T. (1973). Source parameters of southern California earthquakes. JGR, 78, 8547-8574.
- Tavera, H., y Bernal. I. (2005). Distribución especial de areas de rupture y lagunas sísmicas en el borde occidental de Perú. Soc. Geol. Peru, Volumen Jubilar N-6,, 89-102.
- Tavera, H. et al (2006). The southern region of Peru earthquake of june 23rd, 2001. Journal Seismology, DOI: 10.1007/s10950-006-9014-2

ESTUDIO SÍSMICO-GEOTÉCNICO PARA LA ZONIFICACIÓN DE SUELOS EN EL DISTRITO DE SANTA ROSA (LIMA)

GEOTECHNICAL SEISMIC-ZONING STUDY OF SOILS IN THE DISTRICT OF SANTA ROSA (LIMA)

LUZ ARREDONDO GARCÍA

Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa
Facultad de Ingeniería Geológica, Geofísica y Minas
luz.arredondo@igp.gob.pe

Asesor: Dr. Hernando Tavera

Unidad de Sismología

Resumen

En el presente estudio se realiza el análisis de la información de vibración ambiental registrada en el distrito de Santa Rosa (Lima) con el método de Nakamura (H/V) tomando en cuenta las condiciones geológicas y geotécnicas propias de la zona. El objetivo de la investigación es aportar información necesaria para la identificación de zonas vulnerables ante amenazas sísmicas en base a las propiedades sísmicas de los suelos.

La información sísmica corresponde a 98 puntos de medida de vibración ambiental y la determinación de los períodos dominantes. La información geotécnica proviene de siete calicatas para la clasificación de suelos y capacidad portante.

Los resultados se presentan en un mapa de zonificación sísmica-geotécnica de acuerdo a la Norma E-030. Para el distrito de Santa Rosa se ha identificado la existencia de dos (2) zonas sísmicas-geotécnicas compuestas por suelos de Tipo-1 y Tipo-2.

Palabras clave: periodo dominante, suelo, vibración ambiental, zonificación.

Abstract

In the present study the analysis of ambient vibration information registered in the district of Santa Rosa (Lima) with the method of Nakamura (H / V) taking into account the geological and geotechnical characteristics of the area conditions is performed. The objective of the research is to provide information necessary for the identification of vulnerable areas to seismic hazards based on the seismic properties of soils.

The seismic data corresponds to ninety-eight points ambient vibration measurement and determination of dominant periods. The geotechnical information comes from seven pits for soil classification and bearing capacity.

The results are presented on a map of seismic-geotechnical zoning according to the Standard E-030. For the district of Santa Rosa has identified the existence of two seismic-geotechnical soil areas consist of Type-1 and Type-2.

Keywords: dominant periods, soil, ambient vibration, zoning.

Introducción

La zonificación sísmica es considerada como la metodología de trabajo adecuada para utilizarse en la reducción del riesgo sísmico en ciudades. El objetivo de un proyecto de zonificación sísmica consiste en evaluar los niveles de amenaza sísmica y los efectos locales probables, lo que permite la

implementación de estrategias que tomen en cuenta estas condiciones regionales y locales del suelo, responsables para la modificación de la respuesta sísmica en una ciudad. Para ello se analizan con un enfoque multidisciplinario la información sísmica, geofísica, geológica, geodinámica, geomorfológica y geotécnica. Toda esta información es procesada en un sistema SIG, elaborándose mapas de distribución

de suelos y curvas de isoperiodos, con valores de periodos predominantes de vibración natural.

El análisis dinámico de los suelos utilizando datos de vibración ambiental es una herramienta fundamental en los estudios de caracterización de sitio y zonificación a fin de conocer el comportamiento de los suelos frente a las ondas sísmicas.

El análisis de vibración ambiental se realiza mediante diversas técnicas, entre las que se encuentran la interpretación directa de la transformada de Fourier; el cálculo de los espectros relativos de amplificación de las estaciones en suelo blando versus una estación en suelo firme (Técnica de Kagami) y el cálculo de las razones espectrales entre las componentes horizontales y la vertical (relación H/V) del movimiento del ruido (Técnica de Nakamura).

Muchos autores han desarrollado sus investigaciones basados en la técnica H/V, con la finalidad de vincular el valor del período fundamental del suelo a la amplificación del sitio. El período fundamental permite evaluar la vulnerabilidad del suelo ante eventos sísmicos y, así, tomar decisiones en cuanto a los planes de diseño de estructuras en conjunto con las normas de construcción.

En la presente investigación, se realiza el Estudio Sísmico-Geotécnico para la Zonificación de Suelos en el distrito de Santa Rosa (Lima). El estudio consiste en el análisis de vibraciones ambientales a través del método de Nakamura (H/V) y geotécnico a fin de identificar las zonas vulnerables ante amenazas sísmicas.

Ubicación del área de estudio

El distrito de Santa Rosa se encuentra ubicado a 32 km al NO de la ciudad de Lima, en la ruta de salida a la región norte, ocupa un área de 9 km² aproximadamente de una superficie total de 21.5 km². Limita al norte y este con el distrito de Ancón, al sur con el distrito de Ventanilla (Callao) y al oeste con el Océano Pacífico (Figura 1).

Recolección de datos

- Sísmicos

En este estudio se utilizan registros de vibración ambiental obtenidos con dos sismómetros de tres componentes ortogonales (Vertical, Norte-Sur, Este-Oeste) marca Lennarzt, modelo LE-3D/5s con un rango dinámico de 140Db y banda de frecuencias que fluctúa entre 0.2 y 40Hz

El registrador es de Marca LEAS (Modelo City Shark II) que registra a una frecuencia de muestreo de 200 Hz en un rango de ganancias de 1024 dB (Figura 2). De acuerdo a estas características instrumentales, los registros de vibración ambiental fueron obtenidos a 200 muestras/segundo para un período de registro de 15 minutos. El tiempo de registro y ubicación de cada punto fue controlado por un GPS.

A fin de realizar el análisis y evaluación de los suelos presentes en el distrito de Santa Rosa y estimar el comportamiento dinámico de estos, se dividió al distrito en cuatro áreas delimitadas de acuerdo a la

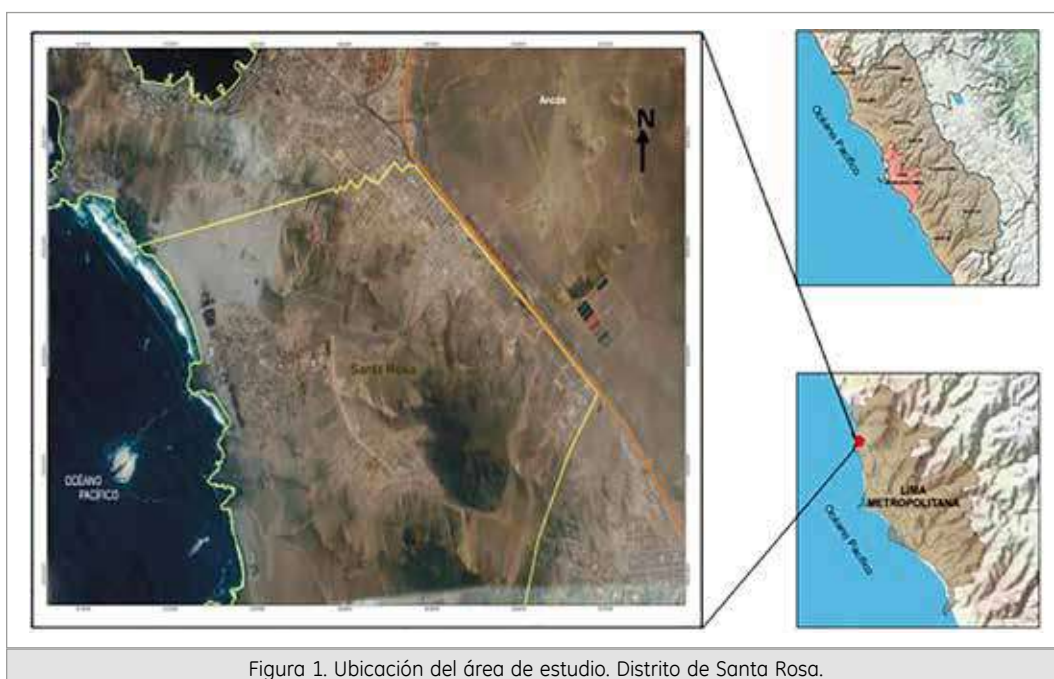


Figura 1. Ubicación del área de estudio. Distrito de Santa Rosa.

distribución de viviendas y la densidad poblacional (Figura 3). Los puntos de toma de datos fueron seleccionados considerando el mapa catastral del distrito llegando a considerar un total de 98 puntos: 53 se encuentran en el Área-1; 28 en el Área-2; 10 en el Área-3 y 6 en el Área-4. El mayor número de puntos se distribuye sobre el Área-1 por concentrarse el mayor número de edificaciones y, por ende, de población.



Figura 2. Equipo Sísmico utilizado en este estudio para la toma de datos en campo.

- Geotécnia

Para el estudio geotécnico, se elaboran 7 calicatas de exploración a cielo abierto con dimensiones de 1.5 m x 1.5 m de lado x 3.0 m de profundidad máxima. (Ver Figura 3). Las calicatas fueron codificadas por C1, C2, C3, C4, C5, C6 y C7. La obtención de muestras y análisis de los mismos fueron realizados por el Laboratorio de Mecánica de Suelos de la Universidad Nacional Agraria La Molina (UNALM), quienes se encargaron también de obtener dos muestras de suelos por cada calicata.

Metodología

Las metodologías utilizadas en el presente estudio son la técnica de Nakamura o H/V (sísmica) y la técnica de Calicatas (geotecnica).

- Sísmica

Nakamura (1989), propuso que utilizando el ruido o la vibración ambiental se podía evaluar los efectos de sitio a partir del cálculo del cociente espectral entre las componentes horizontales y verticales del movimiento registrado en un mismo punto. El método asume que el ruido ambiental se propaga principalmente como ondas superficiales con las mismas características de una onda Rayleigh sobre la capa que está encima de un espacio infinito. El movimiento del suelo es debido a fuentes locales y no al estrato base del suelo, y siendo las ondas superficiales las que se reflejan al atravesar las distintas capas del suelo, por lo que sus componentes horizontales se ven amplificadas.

Para aplicar la técnica H/V se considera los siguientes pasos:

- Los registros de vibración ambiental corresponden a ventanas de 2048 muestras (20 segundos) con un traslape del 10%.
- Se calcula la transformada Rápida de Fourier para un número de hasta 10 ventanas de vibración ambiental.
- Según la relación H/V, los espectros horizontales se dividen entre el espectro vertical para obtener la relación H/V y luego se promedian los resultados obtenidos para las 10 ventanas considerando su respectiva desviación estándar (Figura 4).
- Luego se procede a identificar en cada espectro de H/V la frecuencia predominante y la amplitud máxima relativa.

Asimismo, para definir la frecuencia predominante en la zona de estudio se consideran tres criterios:

- Primero, debe estar presente en un rango de interés que fluctúa entre 0.4 a 10 Hz (Lermo y Chávez-García -1994 a,b; Lachet y Bard, 1994).
- Segundo, debe presentar amplificaciones relativas de al menos 2 veces (se considera la amplitud de "1" como punto de referencia)
- Tercero, se considera el pico/rango de frecuencias más representativos para cada punto de medida.

Finalmente, para el análisis e interpretación de los resultados, las frecuencias son expresadas en periodos dominantes.

- Geotécnica

El método geotécnico considera para el distrito de Santa Rosa la construcción de siete calicatas para la inspección directa de la constitución del suelo a estudiar, siendo un método de exploración confiable

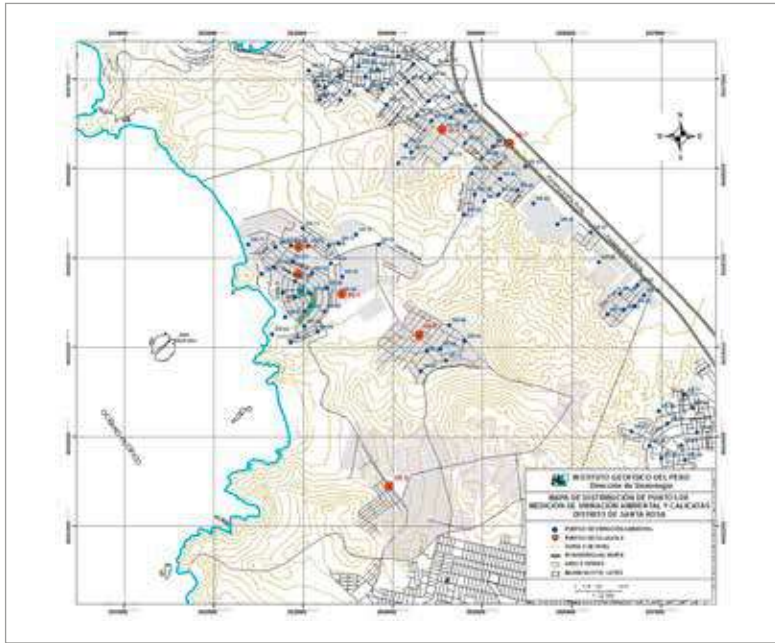


Figura 3. Distribución de áreas y puntos de medida de vibración ambiental. Las letras C1, C2, C3, C4, C5, C6 y C7, indican la ubicación de las calicatas en el distrito de Santa Rosa.

determinar la capacidad portante del suelo (capacidad admisible última). En caso de que la muestra de suelo sea una grava sin contenido de arena, se aplicó el ensayo de densidad máxima. En la Figura 5, se muestra la ficha correspondiente a la calicata SR-1, en la cual se identifica la fecha de realización, ubicación geográfica, características geológicas y geomorfológicas.

Análisis e interpretación

El análisis de vibración ambiental en el distrito de Santa Rosa ha permitido identificar la existencia de tres zonas, en las cuales se espera que el comportamiento dinámico sea similar (Figura 6).

La primera zona considera un área pequeña ubicada en el extremo oeste del distrito y se caracteriza por presentar los periodos dominantes más altos (0.4 s). Esta concentración de valores es concordante con la presencia de estratos de gran espesor compuestos por depósitos aluvio-marinos con baja compactación, asentados dentro de una cuenca aparente.

- La segunda zona, rodea de manera dispersa a la primera sobre los extremos norte y oeste del distrito. La zona se caracteriza por presentar periodos dominantes de 0.3 s y corresponderá a una capa sedimentaria cuyo espesor disminuye conforme tiende a los lomeríos.

- La tercera zona abarca casi el 70% del distrito y en ella sobresalen periodos de 0.2 s a menos, correspondiente a suelos diferenciados por una llanura aluvial eólica.

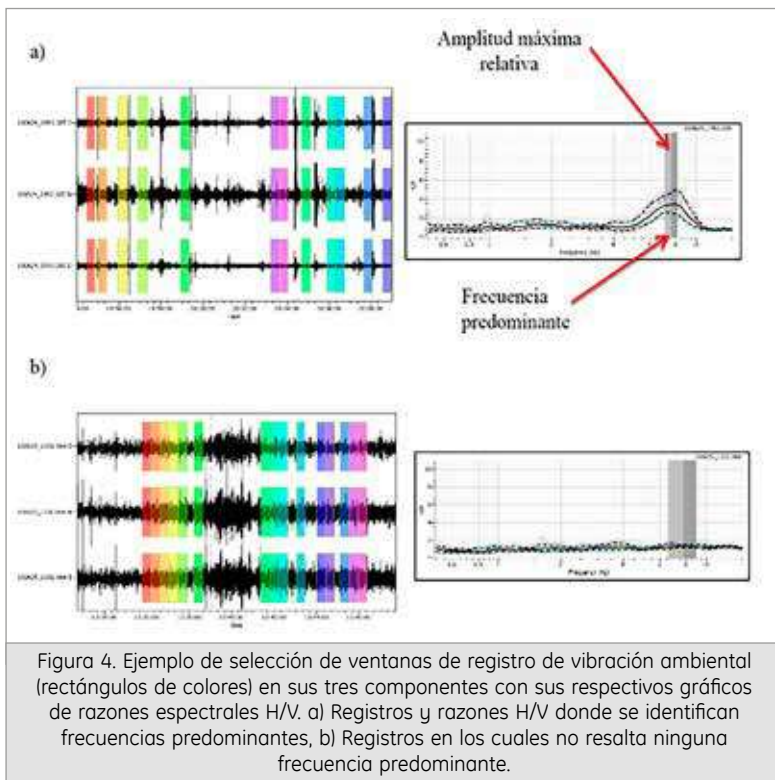


Figura 4. Ejemplo de selección de ventanas de registro de vibración ambiental (rectángulos de colores) en sus tres componentes con sus respectivos gráficos de razones espectrales H/V. a) Registros y razones H/V donde se identifican frecuencias predominantes, b) Registros en los cuales no resalta ninguna frecuencia predominante.

y completa sobre las características físicas de los suelos. Asimismo, el análisis de las propiedades físicas del suelo permite conocer la composición granulométrica, los límites de elasticidad y el contenido de humedad; informe que facilita realizar la Clasificación Unificada de Suelos (SUCS). Por otro lado, el análisis de corte directo a permitido

- El análisis geotécnico ha permitido diferenciar tres tipos de suelos predominantes (Figura 7) en la zona de estudio son:
- Suelos SM: compuestos por arenas gruesas a medias con contenido de limos, puesto que son de origen aluvial. Estos suelos se emplazan en la parte central del distrito.

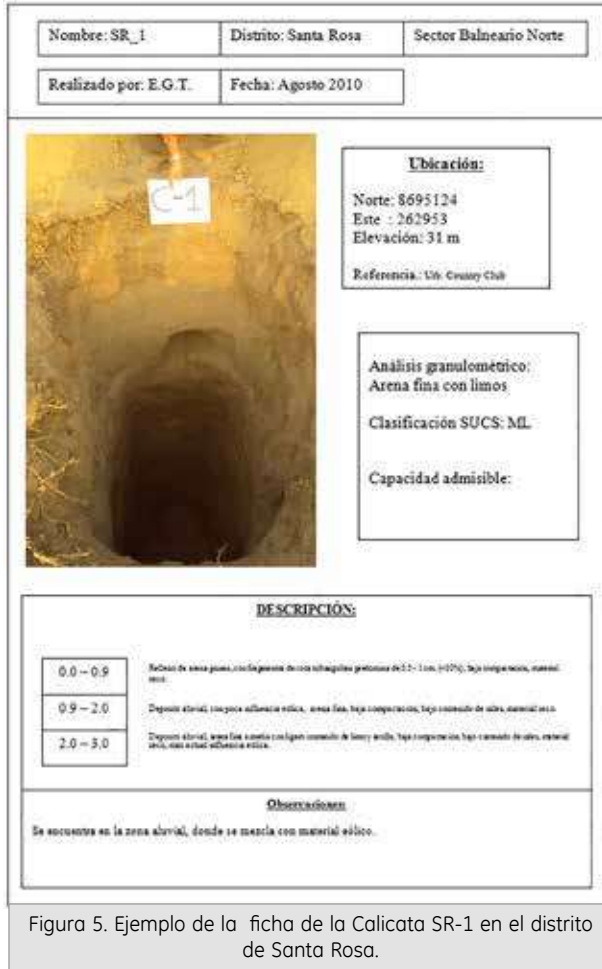


Figura 5. Ejemplo de la ficha de la Calicata SR-1 en el distrito de Santa Rosa.

- Suelos ML: conformado por arenas finas con poco contenido de finos. Estos suelos se emplazan en el sector NO del distrito y también en la entrada del distrito en el extremo NE.
- Suelos GP: corresponden a gravas pobremente gradadas con arenas medias provenientes de materiales coluviales. Este suelo se distribuye en el extremo SE del distrito.

En base al análisis granulométrico y los ensayos de corte directo ha sido posible calcular la capacidad portante de los suelos y los resultados obtenidos se muestran en el siguiente cuadro:

CÓDIGO DE LA MUESTRA	CAPACIDAD PORTANTE (kg/cm ²)
SR-1	3.05
SR-2	3.33
SR-3	4.08
SR-4	4.49
SR-5	4.34
SR-6	5.31
SR-7	6.28

Según los resultados de capacidad portante ha sido posible clasificar los suelos en el distrito de Santa Rosa de regular a baja resistencia al corte y falla. Así, los suelos en las zonas del Balneario (SR-1, SR-2, SR-3) presentan los valores más bajos; los sitios en el área del autódromo y sector La Bajada (SR-4

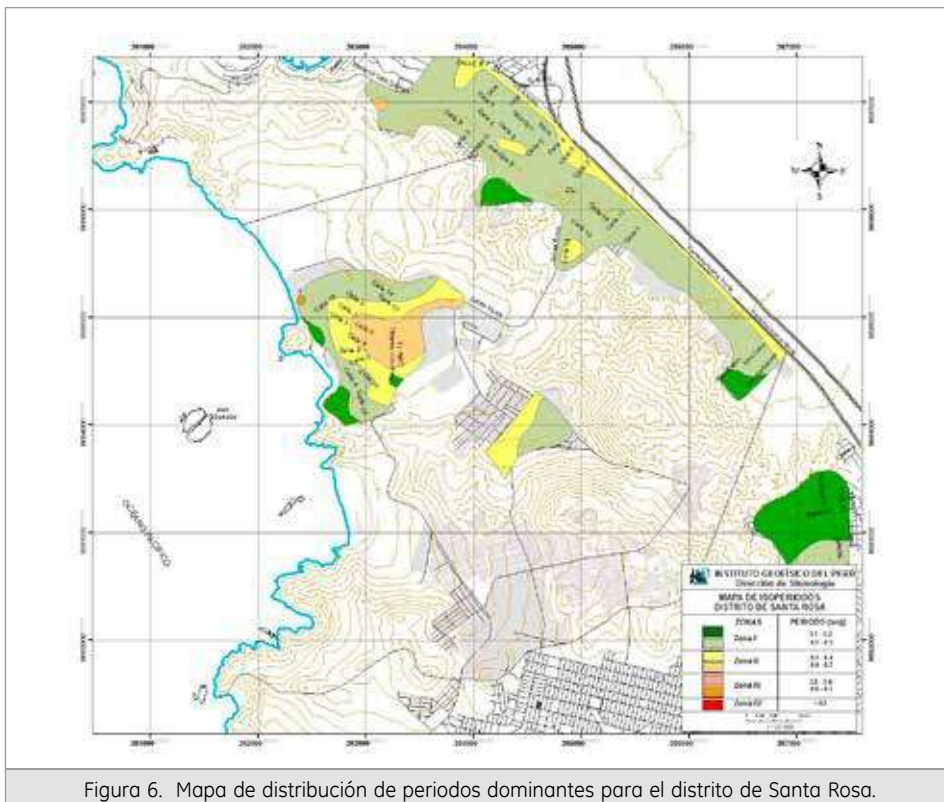


Figura 6. Mapa de distribución de periodos dominantes para el distrito de Santa Rosa.

y SR-5) presentan valores intermedios de capacidad portante y, finalmente, los suelos en el sector de la entrada a Santa Rosa, por la Panamericana Norte (SR-6 y SR-7) presentan los valores más altos de capacidad portante.

A partir de los resultados de H/V (vibración ambiental) y geotécnica (calicatas), en el distrito de Santa Rosa se identificaron 2 zonas sísmico-geotécnicas (Figura 8).

- **Zona I:** Esta zona está conformada por secuencias vulcano-sedimentarias subyaciendo a depósitos aluvial-eólicos de poco espesor y cuyos periodos de vibración natural determinados por las mediciones de vibración ambiental varían entre 0.1 y 0.3 s. El 80% del distrito se encuentra en esta zona con el predominio de periodos de 0.2 s.
- **Zona II:** Esta zona considera las áreas conformadas por depósitos aluvio-marinos compuestos por rellenos de arena gruesa y fragmentos de roca sub-angulosa de baja compactación en estado seco. Los periodos predominantes del suelo determinados por las mediciones de vibración ambiental en esta zona son de 0.4s.

Conclusiones

La realización del presente estudio ha permitido llegar a las siguientes conclusiones:

- El análisis de razones espectrales permite identificar la presencia de tres zonas y se caracterizan por presentar períodos dominantes que varían entre 0.2 s a 0.4 s. En la primera zona sobresalen periodos de 0.4 s a menos. En la segunda zona se caracteriza por presentar periodos dominantes de 0.3 s y la tercera periodos dominantes de 0.2 s.
- Los valores de periodos dominantes, presentes en el distrito de Santa Rosa sugieren la presencia de suelos homogéneos y relativamente competentes.
- Los valores de capacidad portante en el distrito de Santa Rosa, sugieren la presencia de suelos de regular a baja resistencia al corte y fallas. Los valores más bajos de capacidad portante se presentan en las zonas del Balneario, los valores intermedios en el sector de La Bajada y el autódromo, y los valores más altos por la Panamericana Norte.
- De acuerdo a la Norma de Construcción Sismoresistente E-030 en el distrito de Santa Rosa

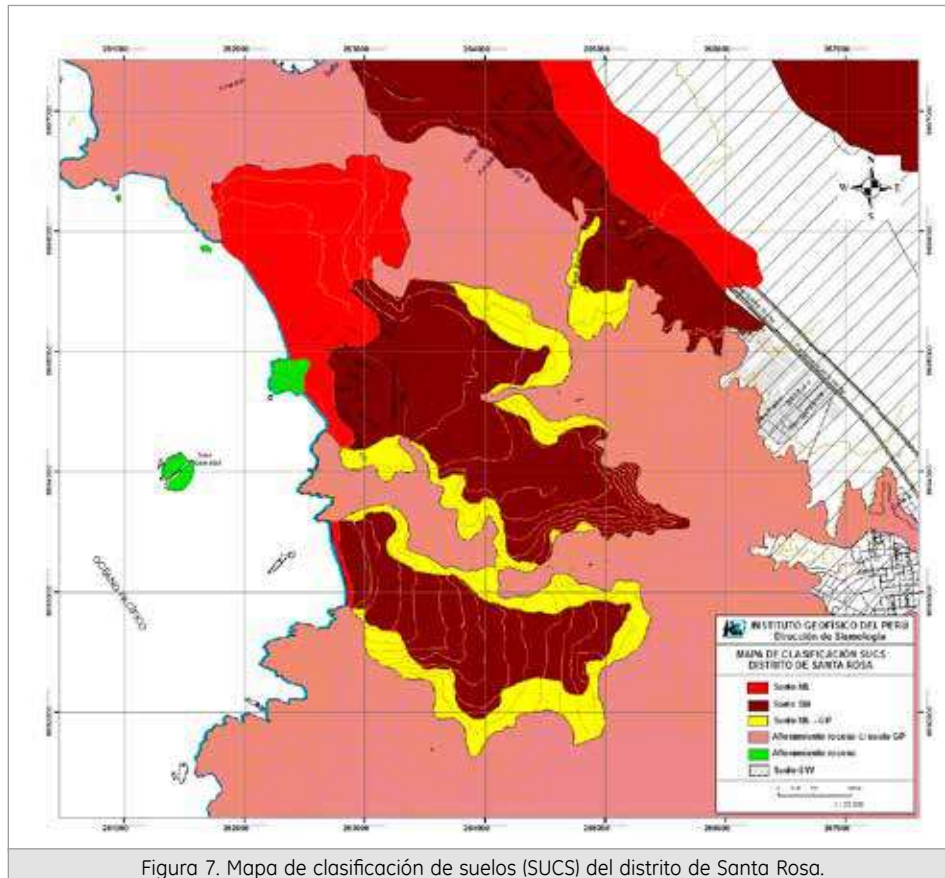
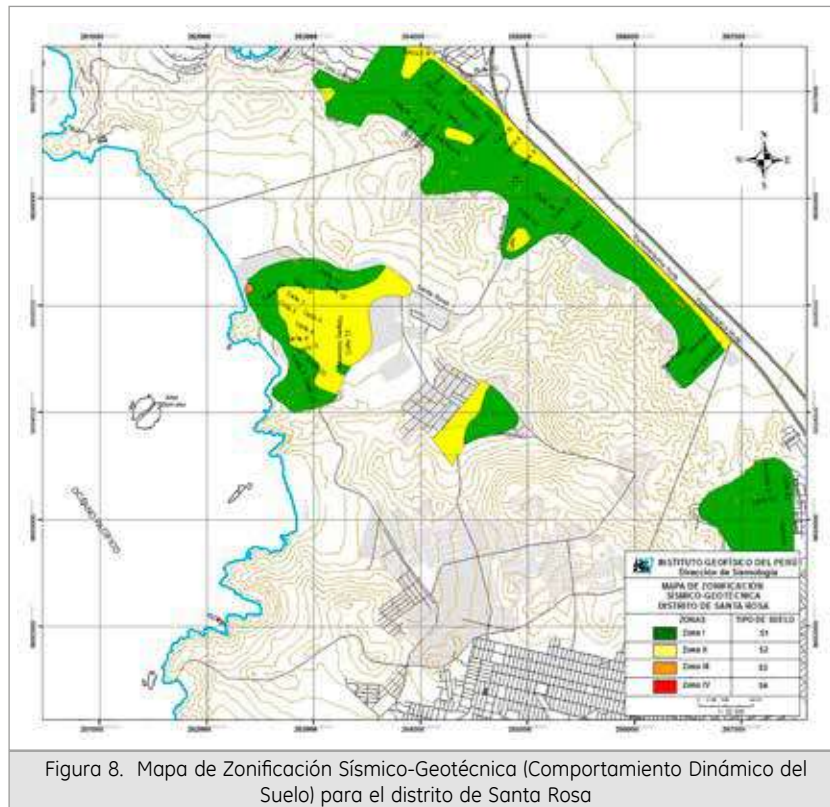


Figura 7. Mapa de clasificación de suelos (SUCS) del distrito de Santa Rosa.



se han identificado 2 zonas sísmico-geotécnicas, las mismas que corresponden a los suelos de Tipo-1 y Tipo-2; lo que permite proponer el Mapa de Zonificación Sísmico-Geotécnica para el área de estudio.

- Los resultados obtenidos en el distrito de Santa Rosa permiten identificar zonas con diferentes niveles de riesgo sísmico. Información de gran utilidad que puede ser considerada en la planificación y ordenamiento de la ubicación de viviendas, edificaciones, así como el diseño estructural de los mismos.

Bibliografía

Alfaro, A., Egozcue y A. Ugalde (1999), Determinación de características dinámicas del suelo a partir de microtremores. Memorias del Primer Congreso de Ingeniería Sísmica, España.

APESEG (2005). Estudio de vulnerabilidad y riesgo sísmico en 42 distritos de Lima y Callao, CISMID, 10 pag.

Bard, P.Y. (1999): Microtremor Measurements: A tool for a seismic effect estimation. The effect of surface geology on seismic motion. Irkura, Kudo, Okada and Sasatni (Eds.). Balkema Rotterdam pp. 1231-1275.

Lermo, J. y F.J. Chávez-García (1994a), "Are microtremors useful in site response evaluation?", Bull. Seism. Soc. Am. 84, 1350-1364 pp.

Nakamura, Y., (1989), A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, QR of RTRI, 30, No.1,25-33 pp.

Nogoshi, M. y T. Igarashi (1971), On the amplitude characteristics of microtremors (Part-2), Jour. Seism. Soc. Japan, 24, 26-40.

Norma E-30 (2003). Technical Building Standard E.030 Earthquake Resistant Standards (E-030 Diseño Sismorresistente). Ministry of Housing, Construction and Sanitation.

Kanai K. y T. Tanaka, (1961), On microtremors VIII, Bull. Earthq. Res Inst., 39,97-114

Tavera, H. y Bernal, I., (2010): Zonificación Sísmico-Geotécnica para 7 distritos de Lima Metropolitana (Comportamiento Dinámico del Suelo). Informe Técnico.

Wathelet, M., 2006. Geopsy software manual. Tech. rep. SESAME European Project

DETERMINACIÓN Y ANÁLISIS DE Q_c EN EL BORDE SUROCCIDENTAL DEL PERÚ

DETERMINATION AND ANALYSIS OF Q_c IN SOUTHERN PERU

LIZBETH VELARDE QUISPE

Universidad Nacional San Agustín de Arequipa
Facultad de Geología, Geofísica y minas.
lvelarde@igp.gob.pe

Asesor: Dr. Hernando Tavera

Unidad de Sismología

Resumen

En el presente estudio se determina el valor de Q_c para el borde suroccidental del Perú a partir de la aplicación de la hipótesis de Aki y Chouet (1975) para el análisis de las ondas coda de 65 sismos locales. El análisis se hizo para frecuencias centrales de 1.5 Hz, 3 Hz, 4 Hz, 5 Hz, 6 Hz y 7 Hz.

Los resultados muestran una alta dependencia frecuencial, $Q_c = (238.28) f^{(0.68)}$, asociada a la actividad sísmica, a la presencia del arco volcánico y a la Cordillera Andina, todas se comportan como unidades que atenúan las ondas sísmicas.

El mapa de isovalores de Q_c a 4 Hz, así como sus perfiles, sugieren que la atenuación es mayor entre la fosa y el arco volcánico, sugiriendo estar asociada a la acumulación de magma y a las altas temperaturas que absorben la energía de las ondas sísmicas. Los valores bajos de Q_0 (entre 150 y 450) están relacionados con la constante evolución de la Cordillera Andina como resultado del proceso de convergencia de placas.

Palabras clave: coda, atenuación, energía, heterogeneidades.

Abstract

In this study the value of Q_c for the southwestern edge of Peru is determined by applying the hypothesis Aki and Chouet (1975) for analysis of coda waves 65 local earthquakes. The analysis was done for center frequencies 1.5 Hz, 3 Hz, 4 Hz, 5 Hz, 6 Hz y 7 Hz.

The results show a high frequency dependence, $Q_c = (238.28) f^{(0.68)}$, associated with seismic activity, the presence of volcanic arc and the Andean Cordillera, all behave as units that attenuate seismic waves.

The map of contour maps of Q_c to 4 Hz, and their profiles, suggesting that attenuation is greater between the trench and the volcanic arc, suggesting be associated with the accumulation of magma and high temperatures that absorb the energy of seismic waves. The low values of Q_0 (between 150 and 450) are related to the constant evolution of the Andean Cordillera as a result of plate convergence process.

Keywords: coda, Attenuation, energy, heterogeneities.

1. Introducción

Al ocurrir un sismo se originan ondas sísmicas que se propagan en el interior de la tierra y en su trayectoria, desde la fuente hasta la estación de registro, reúnen valiosa información sobre las condiciones físicas del medio que atraviesan. Una de las particularidades más resaltantes es la atenuación de la energía sísmica, la cual se observa en la disminución de la amplitud de las ondas en un registro sísmico y está relacionada principalmente con la geología y la tectónica de la zona de estudio.

Aki (1969) indica que la manera de determinar el fenómeno de atenuación es mediante la evaluación

del factor Q_c de las ondas coda. Aki y Chouet (1975), definieron la "coda" como la parte final del registro de un sismo local, la señal que se registra después de la llegada de las ondas de mayor amplitud. El factor Q_c reúne los efectos de la atenuación intrínseca, debido a la absorción de energía y los efectos de la atenuación por dispersión, generada por la redistribución de energía en las heterogeneidades halladas en el medio de propagación. Este factor se encuentra íntimamente ligado a parámetros del medio como la viscosidad, densidad, temperatura, grado de fusión y presencia de fluidos. Y a las características tectónicas como son fracturación, presencia de fallas geológicas y zonas volcánicas en una región.

Mediante la hipótesis propuesta por Aki y Chouet (1975) se calcula el factor Q_c para el borde suroccidental del Perú y para ello se analiza el decaimiento de la coda en los registros de 65 sismos ocurridos en el Sur del Perú.

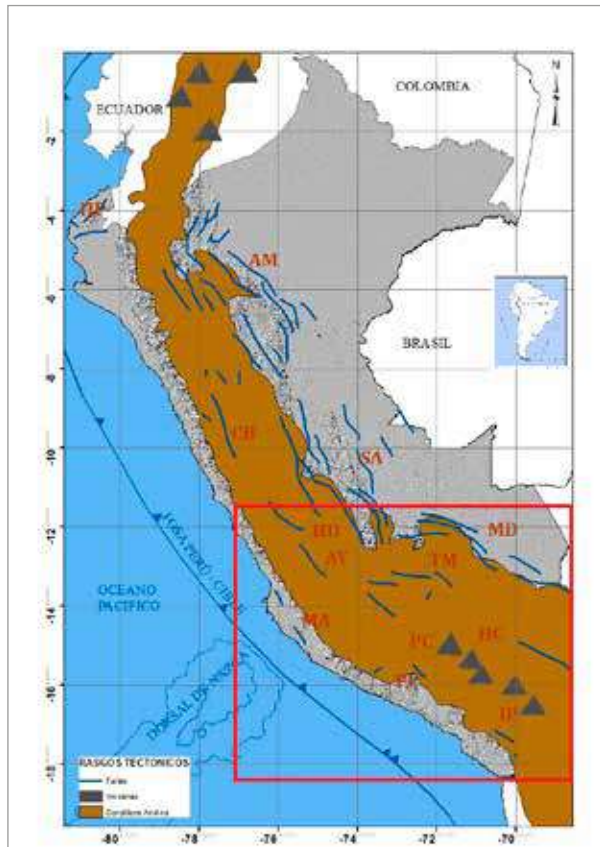


Figura 1. Ubicación del área de estudio (cuadro rojo). Principales rasgos tectónicos en Perú. Los triángulos indican la localización de los volcanes y las líneas de color azul los principales sistemas de fallas activas en Perú (Sébrier et al, 1985).

2. Selección de datos

La información utilizada fue adquirida de la Base de Datos de la Red Sísmica Nacional (RSN) a cargo del área de sismología del Instituto Geofísico del Perú. Esta información corresponde a los sismos registrados en la región sur del Perú, durante el año 2013 en las estaciones sísmicas: Guadalupe, Quilca y Toquepala.

Tabla 1. Coordenadas de las estaciones utilizadas en este estudio.

Nombre	Lat.	Long.	Altura (m)
Guadalupe	-14.00	-75.79	690
Quilca	-16.72	-72.43	60
Toquepala	-17.30	-70.64	2586

De un total de 300 datos sísmicos descargados de la base de datos se discriminaron aquellos que no presenten claridad en las fases P y S, señales ruidosas, saturadas y superpuestas, seleccionándose solo aquellas que presenten un claro decaimiento exponencial de su amplitud (Figura 2). Después de la selección quedaron 65 eventos cuya ubicación epicentral se muestran en la Figura 3.

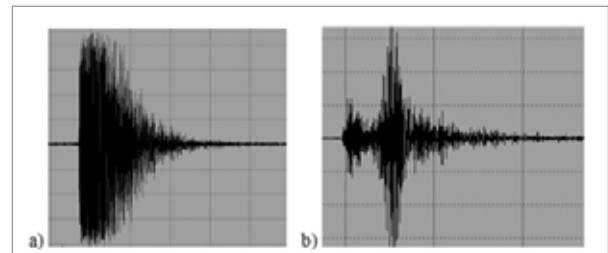


Figura 2. Señal sísmica de un evento registrado el 28 de enero del 2013. a) En la estación Guadalupe, señal saturada no óptima; b) Estación Quilca, señal con claro decaimiento exponencial de su amplitud, se nota la coda, señal óptima.

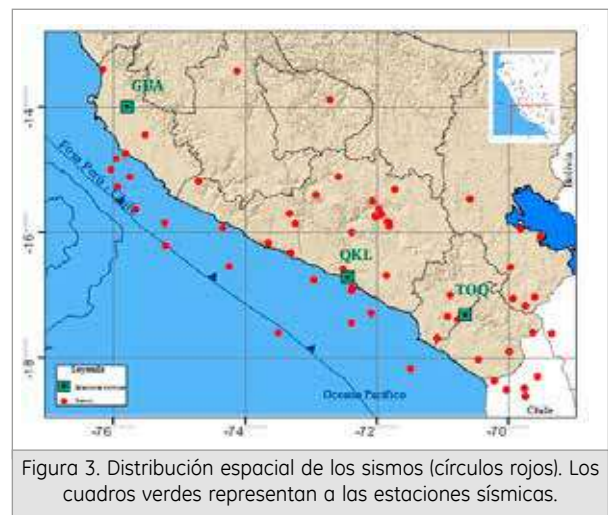


Figura 3. Distribución espacial de los sismos (círculos rojos). Los cuadros verdes representan a las estaciones sísmicas.

3. Metodología de estudio

La sola observación del registro de un sismo permite tener una idea inicial de cómo es Q_c en una determinada región. Cuando el decaimiento de la onda dura mucho tiempo, quiere decir que la atenuación es relativamente baja, lo que dará un Q_c alto, pero si el decaimiento termina rápidamente indica que la atenuación es relativamente alta dando un Q_c bajo. Sin embargo para determinar cuantitativamente el valor de Q_c es necesario analizar a mayor detalle el registro sísmico.

Para determinar los valores de Q_c , primero es necesario determinar la ventana de análisis de la coda, que inicia en un tiempo $2t_s$, siendo " t_s " el tiempo de viaje de la onda S desde el tiempo origen

del sismo. Este parámetro es considerado debido a que en este tiempo la amplitud de la coda, en función de la distancia, es casi constante (Rautian y Khalturin, 1978). El final de coda está marcado en un tiempo antes de que la señal empiece a confundirse con el ruido.

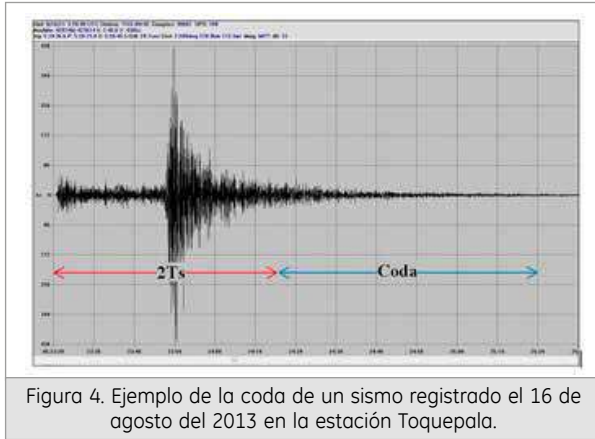


Figura 4. Ejemplo de la coda de un sismo registrado el 16 de agosto del 2013 en la estación Toquepala.

Margerin et al (1999) y Campillo et al. (1998) determinaron que para frecuencias cercanas a 1Hz, Q_c depende fuertemente del camino de la onda sísmica en la corteza. Por lo tanto se espera que Q_c a bajas frecuencias tenga fuertes variaciones regionales, correlacionadas con heterogeneidades y espesor de la corteza. En este estudio Q_c se analiza a frecuencias centrales que van de 1.5 Hz a 7 Hz (Tabla 2), considerando además que a estas frecuencias la energía sísmica se atenúa en ambientes volcánicos.

Tabla 2. Frecuencias de análisis en este estudio.

Frecuencia de análisis		
Min.	Max.	Central
1.0 Hz	2.0 Hz	1.5 Hz
2.0 Hz	4.0 Hz	3.0 Hz
2.0 Hz	6.0 Hz	4.0 Hz
4.0 Hz	6.0 Hz	5.0 Hz
4.0 Hz	8.0 Hz	6.0 Hz
6.0 Hz	8.0 Hz	7.0 Hz

Para determinar el valor de Q_c se utilizó el software Coda Q (Havskov, 1985). Un ejemplo de la salida del programa se muestra en la Figura 5. La primera figura representa a la señal original, el rectángulo en líneas discontinuas indica la ventana de análisis de la coda, en los gráficos de abajo, a la izquierda, la señal analizada a la frecuencia mencionada y a su derecha la curva de amplitud vs tiempo, que mediante una regresión lineal obtiene los valores de Q_c de acuerdo a la hipótesis de Aki y Chouet (1975). Se observa que para cada frecuencia, Q_c toma diferentes valores, la razón es que Q_c es un parámetro dependiente de la frecuencia, y la coda de una señal sísmica es una mezcla de frecuencias. La variedad de frecuencias en una señal sísmica, está condicionada por la

variedad de elementos que encuentre una onda en su trayectoria desde la fuente hasta la estación de registros. Estos elementos que se comportan como dispersores dependen de la geología y tectónica de una región. Ondas de frecuencia alta, indican efectos de pequeños dispersores. Y las ondas de baja frecuencia muestran los efectos de grandes dispersores.

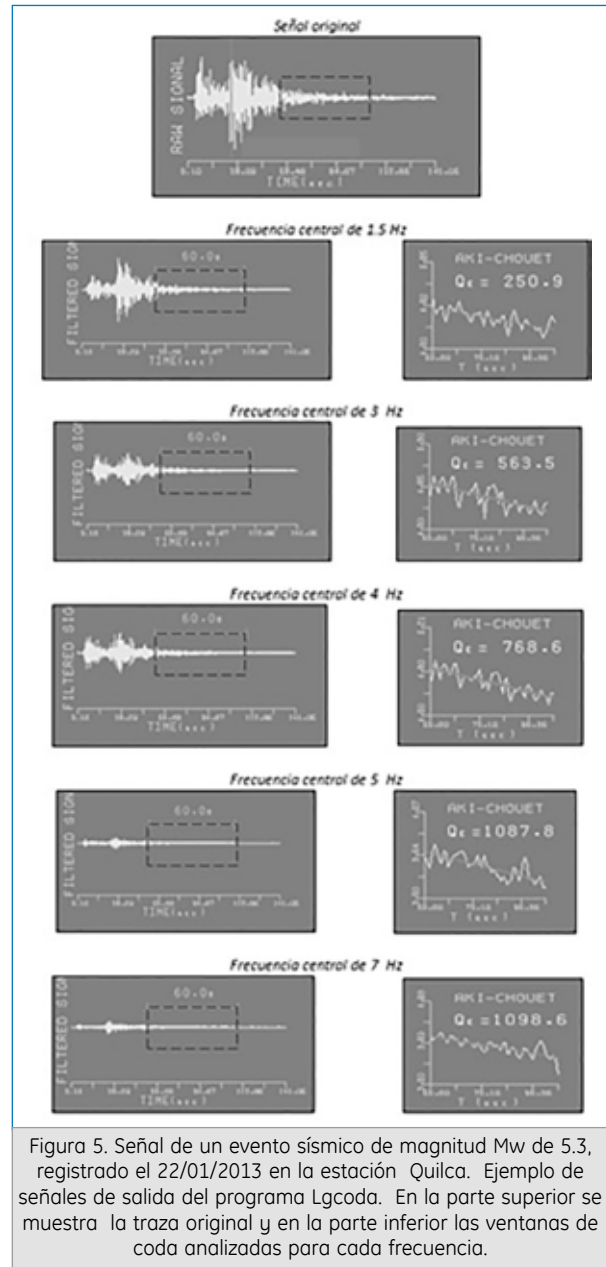


Figura 5. Señal de un evento sísmico de magnitud M_w de 5.3, registrado el 22/01/2013 en la estación Quilca. Ejemplo de señales de salida del programa Lgcoda. En la parte superior se muestra la traza original y en la parte inferior las ventanas de coda analizadas para cada frecuencia.

4. Resultados

Variaciones de Q_c con la frecuencia

En la Tabla 3, se muestra los valores promedio de Q_c para cada estación sísmica. Los resultados indican que Q_c aumenta en forma directa con la

frecuencia. Valores altos de Q_c reflejan pequeñas pérdidas de energía, que pueden traducirse como una baja atenuación de las ondas en el medio. A medida que los valores de Q_c se hacen menores, reflejan una pérdida importante de energía; es decir, alta atenuación.

Tabla 3. Valores de Q_c hallados para las tres estaciones en los rangos de frecuencia de 1.5 Hz a 7 Hz.

Hz	GUA	QLK	TOQ
1.5	298	324	319
3	519	493	525
4	683	595	628
5	729	670	717
6	937	720	753
7	962	789	982

Haciendo una regresión a estos datos es posible obtener una expresión que relacione los valores del factor Q_c en función de la frecuencia, denominada "Ley de dependencia frecuencial" y está denotado por:

$$Q_c = Q_0 f^{-\eta}$$

Donde, Q_0 es Q_c a frecuencia de 1Hz, y η indica el grado de heterogeneidad de la corteza (Aki, 1981). Los resultados se muestran en la Tabla 4

Tabla 4. Leyes de dependencia frecuencial.

Estación	Ley de dependencia frecuencial
Quilca	$Q_c = (241.01) f^{(0.62)}$
Toquepala	$Q_c = (239.26) f^{(0.67)}$
Guadalupe	$Q_c = (234.58) f^{(0.75)}$
Promedio para la región	$Q_c = (238.28) f^{(0.68)}$

Sugieren que el área de estudio está conformada por una gran variedad de elementos geotectónicos que se comportan como heterogeneidades de diferentes longitudes de onda que atenúan las ondas sísmicas. Heterogeneidades pequeñas, tendrán longitudes de onda pequeñas y frecuencias altas.

Dentro de estos elementos geotectónicos pueden considerarse a restos de corteza oceánica subducida y flujo de material en la superficie del manto, debido al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana, o áreas de acumulación de material magmático y alta temperatura asociada al arco Volcánico. La Cordillera Andina también es un elemento geotectónico altamente heterogéneo debido a su constante evolución y espesor, conformado por una variedad de estructuras geológicas de alta fracturación por su continua deformación.

Esta dependencia frecuencial de ondas coda, esta también asociada a zonas de mayor actividad sísmica

(Rodríguez et al., 1983; Mahdyjar et al, 1986), y esta característica es muy clara en la zona de estudio puesto que es una de la áreas de mayor actividad sísmica en el borde occidental de América del Sur. La Figura 6, muestra el mapa de isovalores de Q_0 , con valores de 150 a 450. Este parámetro Q_0 es inversamente proporcional a la atenuación de una onda sísmica y está fuertemente afectada por la historia de la evolución tectónica de cualquier región. En el borde suroccidental del Perú, la Cordillera Andina se encuentra evolucionando y deformándose debido a la interacción de las placas de Nazca y Sudamericana; es decir, es una zona geológicamente diversa con una compleja historia tectónica, cuyo ambiente esta formado por estratos e irregularidades y cuyo efecto sobre la señal se manifiesta en una modificación de su contenido frecuencial y de su amplitud; es decir, la señal va perdiendo energía conforme avanza hacia la superficie. En regímenes más estables como el escudo brasileño se espera valores mayores a 700, tal como lo sugieren Souza y Mitchell (1998).

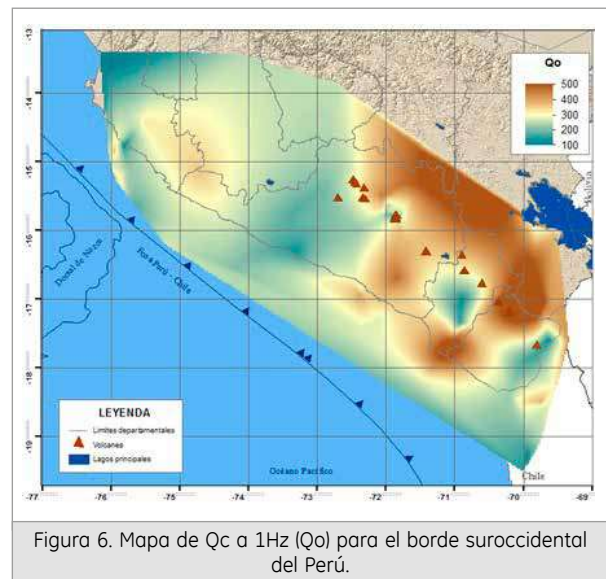


Figura 6. Mapa de Q_c a 1Hz (Q_0) para el borde suroccidental del Perú.

La Figura 7, muestra el mapa de isovalores del factor de dependencia frecuencial (η), con valores entre 0.1 a 1.5, indicando alto grado de heterogeneidad denotado por la presencia de fallas y grietas, microfracturas, contenido de fluidos en los poros y procesos magmáticos que contribuyen a la variación en la composición química y a las propiedades mecánicas de las rocas.

Isovalores de Q_c

Con todos los valores de Q_c se elaboró un mapa de isovalores para la frecuencia central de 4 Hz (Figura 8), debido a que permitió caracterizar propiedades

físicas de las más importantes regiones volcánicas tales como el Complejo Volcánico de Ruiz, Monte Vesubio, Monte Merapi, Monte Etna.

El mapa muestra una franja de alta atenuación entre la fosa y el arco volcánico, esta alta atenuación puede tener su explicación a que es una zona de fragilidad cortical primero por el proceso de subducción de la Placa de Nazca bajo la Sudamericana, por la deformación de la Cordillera Andina y también asociado al Arco volcánico. El proceso de subducción así como la deformación de la cordillera andina aportan a la formación de heterogeneidades que contribuyen a la dispersión de la onda sísmica; mientras que, el arco volcánico, contribuye a la absorción de la energía sísmica debido a zonas de alta temperatura y acumulación de material magmático.

En la Figura 9 se muestran los perfiles, que permitirán observar con detalle la hipótesis antes mencionada.

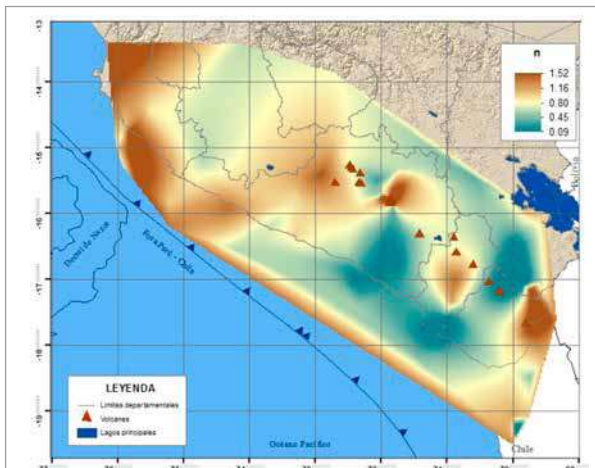


Figura 7. Mapa de dependencia frecuencial (η) para el borde suroccidental del Perú.

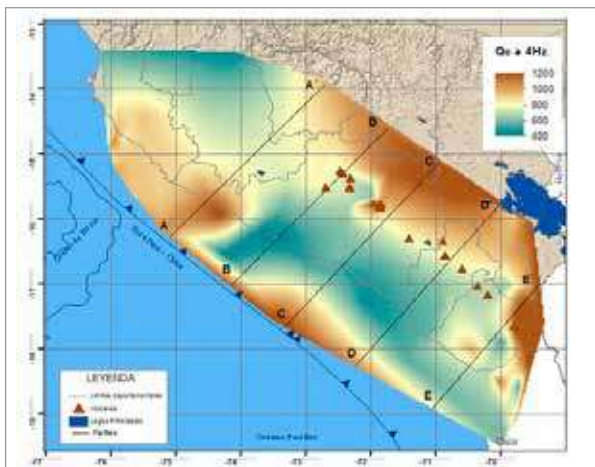


Figura 8. Mapa de perfiles (líneas negras) en el mapa de isovalores de Q_c para la frecuencia central de 4 Hz.

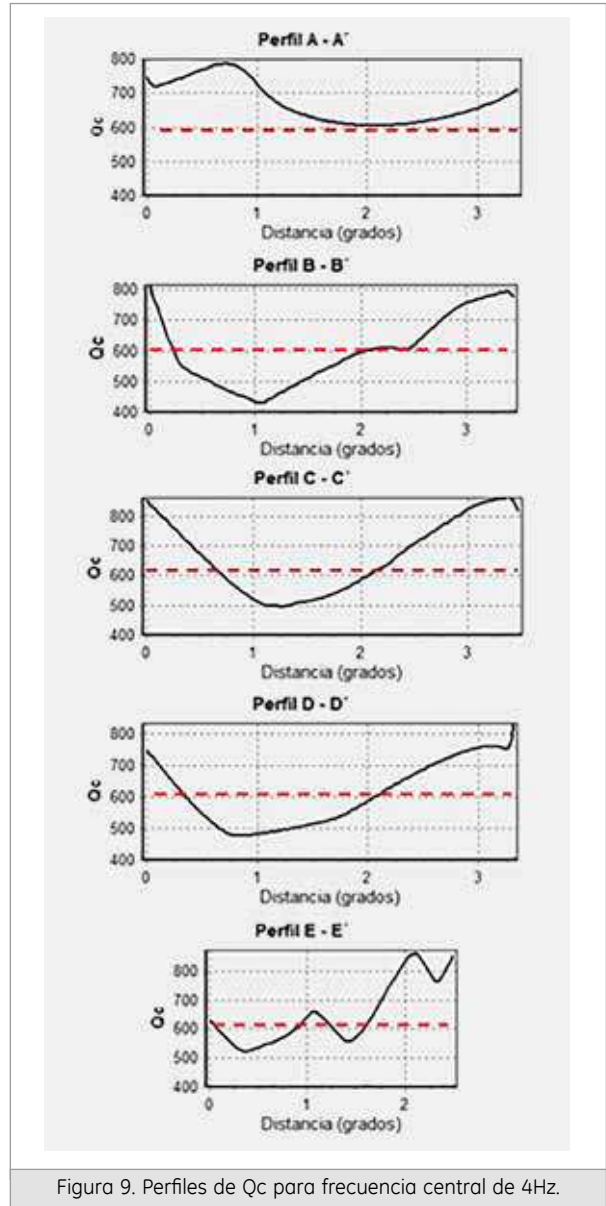


Figura 9. Perfiles de Q_c para frecuencia central de 4Hz.

Los perfiles B, C, y D, trazados sobre la zona volcánica presentan la misma forma y valores más bajos de Q_c (menores de 600); es decir, la alta atenuación se observa a lo largo de la costa hacia el interior del continente paralela a la zona volcánica, este comportamiento puede deberse a los fluidos presentes, tales como magma, agua y gases, dichos fluidos sumados a la alta heterogeneidad y fracturación, afectan a la energía de las ondas sísmicas modificando notoriamente la señal según donde se registre. En su trayectoria la amplitud de las ondas es atenuada por la absorción del medio y por la dispersión en las heterogeneidades encontradas.

Los perfiles A y E corresponden a las zonas sin presencia de volcanes, los valores de Q_c son mayores a 600 y definen zonas de menor atenuación.

5. Discusión

Los resultados obtenidos en el estudio pueden ser explicados con el esquema de la Figura 10, en el mismo que muestra la compleja geodinámica de la zona sur.

Primero se tiene a la interacción de la Placa de Nazca con la Sudamericana que en el proceso de subducción, la placa subducida arrastra restos de corteza oceánica hacia la profundidad; después se tiene al constante levantamiento de la Cordillera Andina en cuyo proceso genera fracturación y fallamientos, y por último, el arco volcánico conformado por zonas de altas temperaturas y ascenso de magma hacia la superficie.

Estas características contribuyen a la atenuación dispersiva por efectos de la redistribución de la energía la presencia de heterogeneidades en el medio. Asimismo a la atenuación intrínseca por efectos de la absorción de la energía por zonas de alta temperatura.

6. Conclusiones

- La determinación del valor de Q_c permite determinar de manera cuantitativa la atenuación de las ondas sísmicas en su trayectoria, desde su fuente hasta una estación de registro.
- La ley de dependencia frecuencial para la zona de estudio muestra una alta dependencia de Q_c con la frecuencia, lo que indica la presencia de un alto grado de heterogeneidad en la zona de estudio. Estas heterogeneidades pueden ser, fallas geológicas, zonas de fracturación y agrietamiento y zonas de alta temperatura.

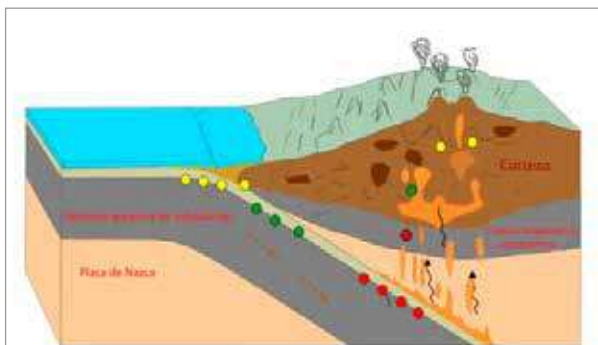


Figura 10. Diagrama de la subducción de la placa de Nazca debajo de la placa Sudamericana. A mayor profundidad existe la formación de material magmático que asciende hacia la superficie. Se originan eventos sísmicos (círculos de colores) como producto del proceso de subducción y en menor proporción por los volcanes que se formaron por el ascenso de cuerpos magmáticos (Modificado de Mattauer, 1989).

- El mapa de isovalores de Q_c permite determinar que la atenuación se hace más intensa entre la línea de costa y el arco volcánico. La presencia de zonas de alta temperatura, y fluidos magmáticos atenúan la ondas sísmicas en su recorrido a través de la tierra.
- El análisis del factor Q_c , permite distinguir que la zona suroccidental del Perú, es una zona de alta atenuación sísmica, condicionada por sus características sismotectónicas, como son la interacción de la placa de Nazca con la Sudamericana, la cordillera andina y el arco volcánico.

7. Agradecimientos

Al Instituto Geofísico del Perú por brindarme las facilidades para desarrollar mi tema de tesis. A mi asesor de tesis, Dr. Hernando Tavera, por toda la paciencia, consejos y enseñanzas que me ha impartido en los últimos meses.

8. Bibliografía

- Aki, K. (1969). Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *J. Geophys. Res.*, 74, 615-631.
- Aki, K. and Chouet, B. (1975), Origin of Coda Waves: Source, attenuation and scattering effects. *J. Geophys. Res.*, 80, 3322-3342.
- Mahdyjar, M., S.K. Singh and R.P. Meyer (1986). "Moment magnitude scale for local earthquakes in the Petatlan region, Mexico, based on recorded peak horizontal velocity". *Bull. Seism. Soc. Am.* 76, no. 5, 1225-1239.
- Margerin, L., Campillo, m., Shapiro, N. M., and Van Tiggelen, B. B. (1999), Residence Time of Diffuse Waves in the Crust as a Physical Interpretation of Coda q : Application to a Seismogram Recorded in Mexico, *Geophys. J. Int.* 138, 343-352.
- Mattauer, P., (1989). *Monts et merveilles; beautés et richesses de la geologie.* Hermann en Paris.
- Rodríguez, M., J. Havskov and S.K. Singh (1983). "Q for coda waves near Petatlan, Guerrero, Mexico". *Bull. Seism. Soc. Am.* 73, 321-326.
- Rautian, T. J. and Khalturin, V.I. (1978), The Use of the Coda for the Determination of the Earthquake Source Spectrum, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 68, 923-948.
- Sebrier, M., Huaman, D., Blanc, J., Machare, J., Bonnot, D. y Cabrera, J. (1985). Observaciones acerca de la neotectónica del Perú. IGP-LGDI Proy. Sisra, Grupo. Peruano de Neotectónica, 96 pp.

PROPUESTA DE ESCENARIO DE INUNDACIÓN DEL RIO CHILI EN EL DISTRITO DE SACHACA (AREQUIPA) Y ZONIFICACIÓN DE SUELOS

PROPOSED FLOOD SCENARIO IN CHILI IN SACHACA (AREQUIPA, PERU)

LISBETH ELIANA BEJARANO PINTO

Universidad Nacional de San Agustín.
Facultad de Ingeniería Geológica Geofísica y Minas
lisbethbejarano@hotmail.com

Asesor: Dr. Hernando Tavera

Unidad de Sismología

Resumen

La región sur del Perú se caracteriza por ser la de mayor índice de ocurrencia de sismos de variada magnitud que han generado altos niveles de intensidad, tal como ocurrió con el sismo del 23 de junio del 2001 (8.2 Mw), en la ciudad de Arequipa, comprometiendo también al distrito de Sachaca. Otro peligro natural que afecta a esta ciudad, son las inundaciones provocadas por lluvias torrenciales, tal como ocurrieron en los años 1961, 1967, 1972, 1989, 1997, 1998, 2001, 2011 y 2013. El presente estudio se enfoca al distrito de Sachaca, se propone un escenario de inundación del río Chili debido a caudales extremos y mediante la combinación de métodos sísmicos, geofísicos, geológicos y geotécnicos se procede a caracterizar los suelos presentes en la zona urbana de este distrito. Los resultados obtenidos han permitido identificar en Sachaca la presencia de dos zonas sísmicas-geotécnicas correspondientes a suelos tipo S1 y S2 según la Norma E030. Así mismo, se ha identificado la existencia de 6 zonas susceptibles a inundación debido a caudales máximos del río Chili que afectaría viviendas y zonas agrícolas.

Palabras clave: Zonificación sísmica, efectos de sitio, suelo, zonas susceptibles, inundación.

1. Introducción

De acuerdo a la historia sísmica del Perú, la región sur ha sido afectada en varias oportunidades por eventos sísmicos de variada magnitud que han generado altos niveles de intensidad, puesta en evidencia con los daños observados post-sismo en cada área urbana de los principales departamentos ubicados en la zona costera (Silgado, 1978). Al ser los sismos cíclicos, es de esperarse que en el futuro, las mismas áreas urbanas sean afectadas por nuevos eventos sísmicos con la misma o mayor intensidad. En este escenario, no es importante el tamaño del sismo, sino la intensidad del sacudimiento del suelo (efecto de sitio), la educación de la población y la calidad de las construcciones presentes en cada área urbana.

El comportamiento dinámico o los efectos locales de sitio dependen de varios factores como las características de excitación de las ondas debido a la estratigrafía y propiedades de los materiales; geometría de la cuenca, ubicación del sitio respecto de la fuente sísmica, etc. y pueden variar a distancias cortas, incluso a escala urbana. Por lo tanto, su

evaluación detallada necesita de métodos de bajo costo que permitan caracterizar la respuesta del medio ante las ondas sísmicas.

En el presente estudio se realiza una propuesta de escenario de inundación del Río Chili y se analiza los efectos de sitio en el distrito de Sachaca, (Arequipa) a partir de la aplicación métodos sísmicos, geofísicos, geológicos y geotécnicos. El objetivo es conocer el comportamiento dinámico ante la ocurrencia de sismos y precipitaciones como una de las primeras acciones preventivas. Estas técnicas en conjunto, han permitido proponer el mapa de Zonificación Sísmica-Geotécnica para el distrito de Sachaca.

2. Área de estudio

El distrito de Sachaca es uno de los 29 distritos que conforman la Provincia de Arequipa en el Departamento Arequipa, Gobierno Regional de Arequipa, región sur del Perú. Cuenta con una superficie de 26.6 Km² y alberga una población del orden de 17, 537 habitantes. Su altitud media es de 2240 m.s.n.m. Sachaca está ubicado a 4 Km en dirección sur - oeste del centro histórico de

Arequipa y está conformada por un gran número de Urbanizaciones, Asociaciones de Vivienda, Asentamientos Humanos (A.H.), Pueblos Jóvenes (P.J.) y Pueblos Tradicionales (P.T.); además de dos barrios residenciales una Cooperativa y un Centro Poblado. Los límites políticos del distrito de Sachaca son: por el norte, con los distritos de Cerro Colorado y Yanahuara; por el sur, con los distritos de Tiabaya y Hunter; por el este, con la margen derecha del río Chili y por el oeste, con el distrito de Uchumayo.

3. Geología, Geomorfología e Hidrogeología

La geología local es compleja y deriva del tectonismo y vulcanismo ocurrido en diferentes épocas produciendo muchas discordancias erosionables y sedimentarias. En el área de estudio se presentan las siguientes unidades geológicas:

- Super Unidad Tiabaya (KTI-GB).
- Formación Sencca (TP-SVE).
- Depósitos Aluviales (Q-AL).
- Depósitos Aluviales (Q-E).

Asimismo, de manera local en el distrito de Sachaca se pueden distinguir 3 unidades geomorfológicas.

- La penillanura.
- Valle fluvial (Cauce del río Chili).
- Colinas y laderas.

Hidrográficamente el distrito de Sachaca pertenece a la cuenca del río Chili, Hoya hidrográfica del Pacífico. Está regido principalmente por las precipitaciones pluviales, por los deshielos que ocurren en las zonas altas y por las filtraciones. La mayor crecida del río Chili es en épocas de lluvia (Enero a Marzo). Las

quebradas tributarias del pie de monte, drenan agua al río Chili incrementando su caudal.

4. Geodinámica

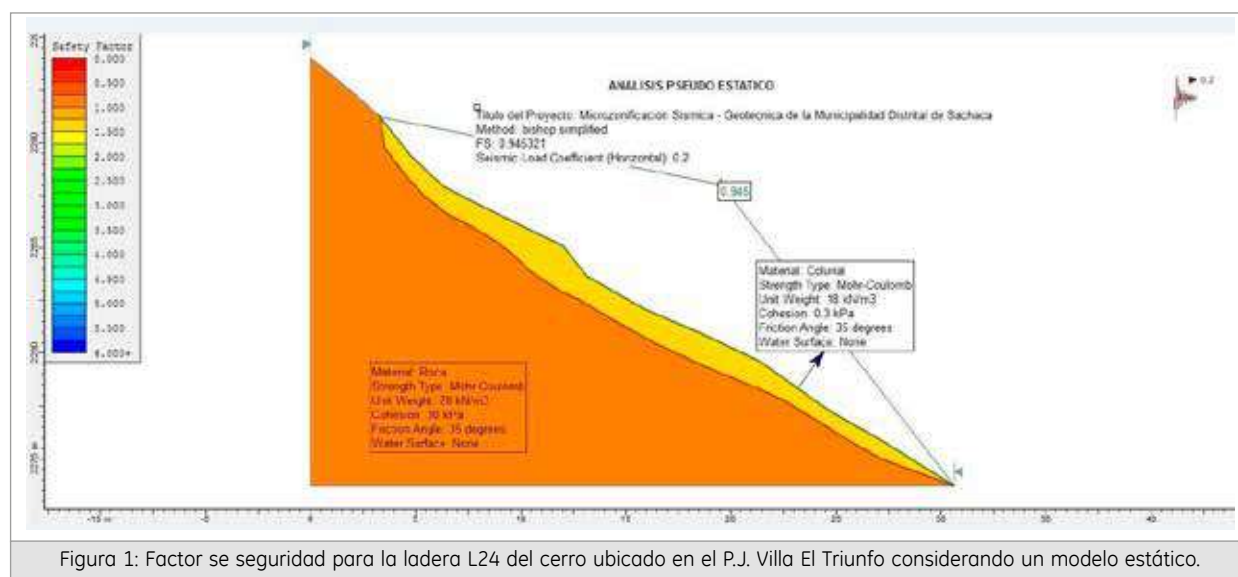
En el área de estudio los movimientos en masa activos corresponden a laderas con materiales inestables como rocas sobre las cuales se desarrollan actividades antrópicas.

En el Distrito de Sachaca se ha identificado la presencia de 27 zonas de laderas con posibles índices de inestabilidad de taludes, todas en cerros ubicados dentro del mismo distrito. En promedio, las laderas presentan pendientes de 25° a 40°, con superficies compuestas por un substrato rocoso de granodiorita y una cobertura de material coluvial de variado espesor. Su estabilidad ha sido evaluada con un modelo estático y pseudo estático usando el software SLIDE y un coeficiente sísmico de 0,2 g como factor de seguridad.

La ladera L-24 (P.J. Villa el Triunfo) presenta un factor de seguridad inestable, ver Figuras 1 y 2; las laderas L-09 (P.J. José María Arguedas), L-12 y L-14 (P.J. Corazón de Jesús) presentan un factor de seguridad precario. Para las laderas L-01 (P.J. 7 de Junio) y L-23 (P.J. villa el Triunfo), el factor de seguridad es inestable – precario. En todas las demás, laderas el factor de seguridad es estable.

5. Estudio Geotécnico

La geotecnia estudia las características y propiedades mecánicas de las rocas, los materiales y los suelos sobre los que se emplazaran obras públicas de



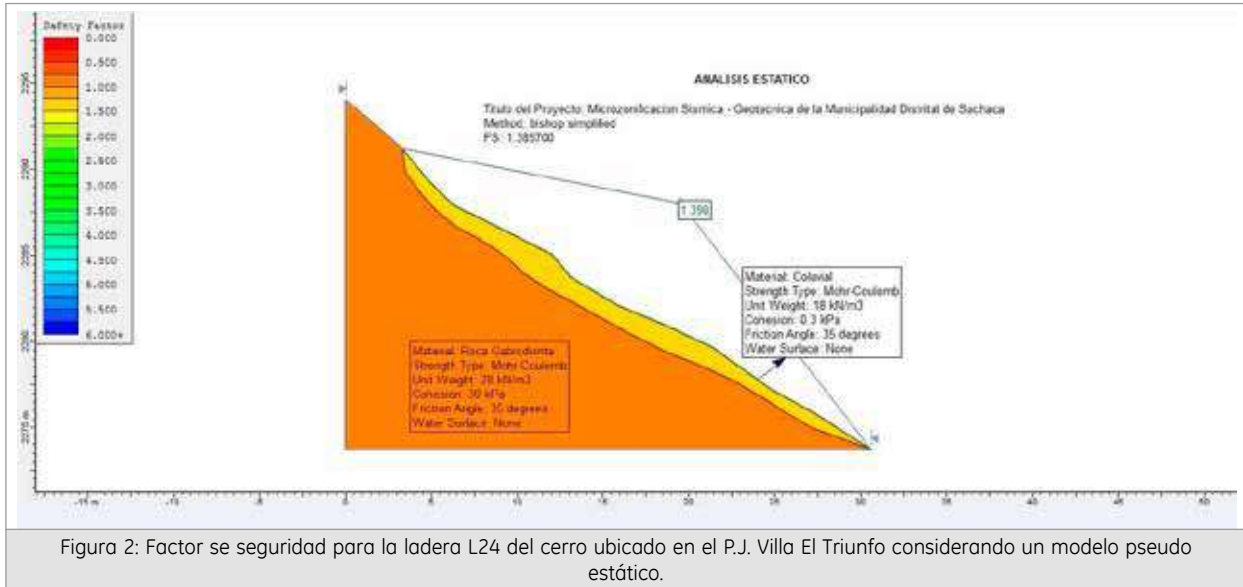


Figura 2: Factor de seguridad para la ladera L24 del cerro ubicado en el P.J. Villa El Triunfo considerando un modelo pseudo estático.

ingeniería. Para el estudio de suelos en el Distrito de Sachaca se construyeron 15 calicatas distribuidas, de tal modo, que cubran toda el área. El análisis ha permitido identificar la existencia de hasta 3 tipos de suelos: SM compuestos por arenas limosas que se encuentran presentes en el 74 % del área total; SP constituidos por arena pobremente gradada con partículas de tamaño uniforme presente en un 13% del área, SP-SM conformados por arena pobremente gradada y arena limosa, presentes en un 13% del área de estudio. Estos tres tipos de suelos no presentan plasticidad. Todos los pueblos jóvenes que se encuentran asentados sobre los cerros presentan suelos rocosos conformados por granodiorita. Según el análisis de la capacidad portante, el 74 % de los suelos en el área de estudio presenta índices bajos de 1.0 – 3.0 Kg/cm² y un 26 % índices altos de 5.0 – 7.0 Kg/cm²; es decir, favorables para construir probablemente hasta 3 pisos, por ejemplo Urbanizaciones Asis y Magisterial Amauta; además, del P. T. Los Arrayanes. Suelos con capacidad portante media se encuentran en las urbanizaciones Quinta Montebello I, Quinta Montebello II, El Olivar, Las Condes, Los Diamantes, Tahuaycani, El Buen Pastor, El Angel, Santa Fe, Los Portales de Tahuaycani y Residencial Montebello.

6. Estudios sísmicos con la técnica H/V

Técnica propuesta por Nakamura (1989), a fin de estimar el periodo fundamental a partir de mediciones de vibraciones ambientales. Nakamura concluyó que el cociente espectral entre las componentes horizontales y verticales del movimiento del suelo, en un mismo punto, puede ser usado como un estimativo de los efectos de sitio. En el Distrito de

Sachaca se registró datos de Vibración Ambiental en 204 puntos, distribuidos sobre un área de 26 Km². En cada punto se tomó un tiempo de registro de 20 minutos (Figura 3). El análisis de esta información

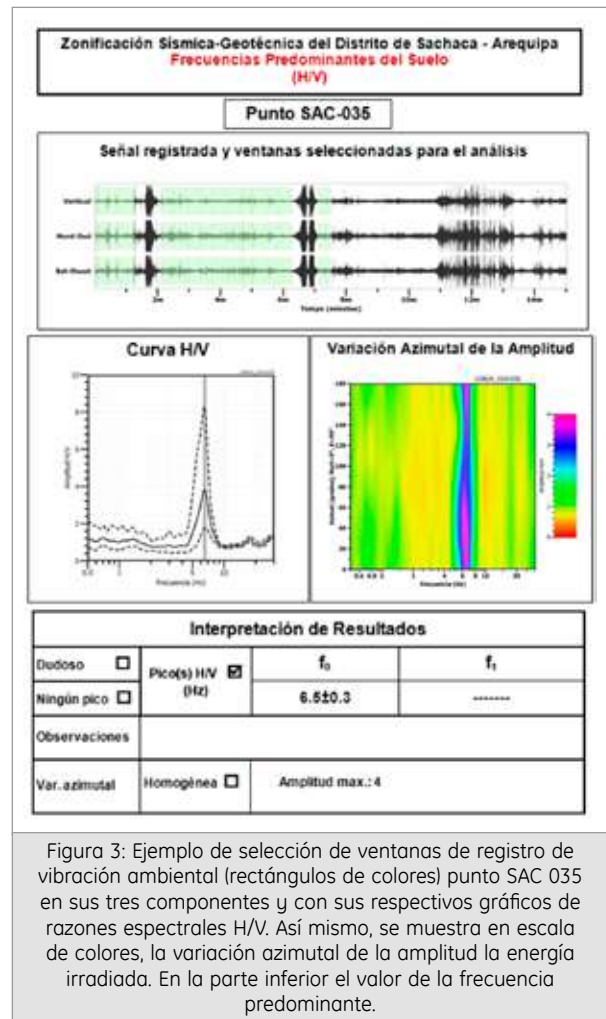
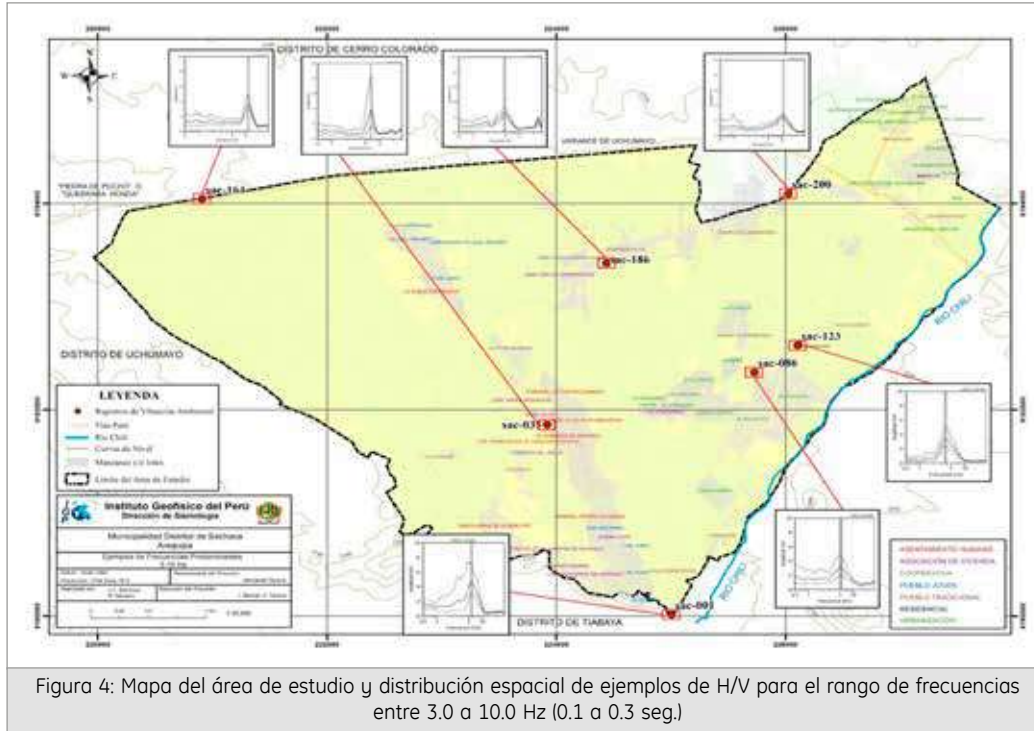


Figura 3: Ejemplo de selección de ventanas de registro de vibración ambiental (rectángulos de colores) punto SAC 035 en sus tres componentes y con sus respectivos gráficos de razones espectrales H/V. Así mismo, se muestra en escala de colores, la variación azimutal de la amplitud la energía irradiada. En la parte inferior el valor de la frecuencia predominante.



permitió identificar la existencia de dos rangos de frecuencia predominantes: el primero de 2.0 a 3.0 Hz asociado a capas de gran espesor, y el segundo entre 3.1 y 10 Hz debido a suelos menos compactos y de menor espesor en las proximidades del río Chili, ver Figura 4. Así mismo, en algunos puntos se ha identificado hasta dos picos de frecuencias que definen la existencia de suelos heterogéneos o complejos. En resumen el Distrito de Sachaca cuenta con suelos constituidos por una o dos capas sedimentarias, de diferente espesor, posiblemente con similar composición geológica.

7. Estudios geofísicos

Los métodos geofísicos utilizan métodos activos; es decir, necesitan una fuente artificial para generar ondas sísmicas las cuales varían dependiendo del método.

La aplicación de esta técnica permite determinar las características físicas del subsuelo bajo un punto en forma indirecta, permitiendo de este modo, definir el perfil de velocidades de las ondas de corte Vs que caracteriza a dicha línea. En el distrito de Sachaca se realizaron 8 líneas de refracción sísmica codificadas como: S001, S002,...S008. Los valores de espesor y de velocidad de cada capa se muestran en la Tabla 1. En conclusión, en el distrito de Sachaca el subsuelo presenta dos capas, (líneas S001, S004, S005, S007, S008), la primera corresponde a suelos blandos, y la segunda a suelos duros. En la línea S002 (Figura 5), ambas capas son suelos duros, y en las líneas S003

y S006, la primera capa corresponde a suelos duros, y la segunda a suelos muy duros o rocas blandas.

Tabla 1: Valores de espesor y velocidad para las 8 líneas de refracción sísmica.

Línea	E1	E2	V1	V2	VSC
S001	4.5	2.6	150	220	380
S002	3.5	11	200	280	450
S003	13	4	300	480	600
S004	4.6	4.2	180	290	640
S005	1.8	4.2	160	250	340
S006	3	8.5	200	440	690
S007	1.5	2.5	220	530	530
S008	2.4	3.5	160	220	600

Donde:

- E1: Espesor capa 1 (m).
- E2: Espesor capa 2 (m).
- V1: Velocidad capa 1 (m/s).
- V2: Velocidad capa 2 (m/s).
- VSC: Velocidad en la superficie de contacto (m/s).

8. Peligro a Inundaciones

Las inundaciones son fenómenos naturales cuyo efecto es la acumulación de agua en un lugar donde habitualmente no existe. Esta acumulación se produce por un exceso de agua registrado en un lugar y momento dado, esto debido frecuentemente a la ocurrencia de precipitaciones pluviales.

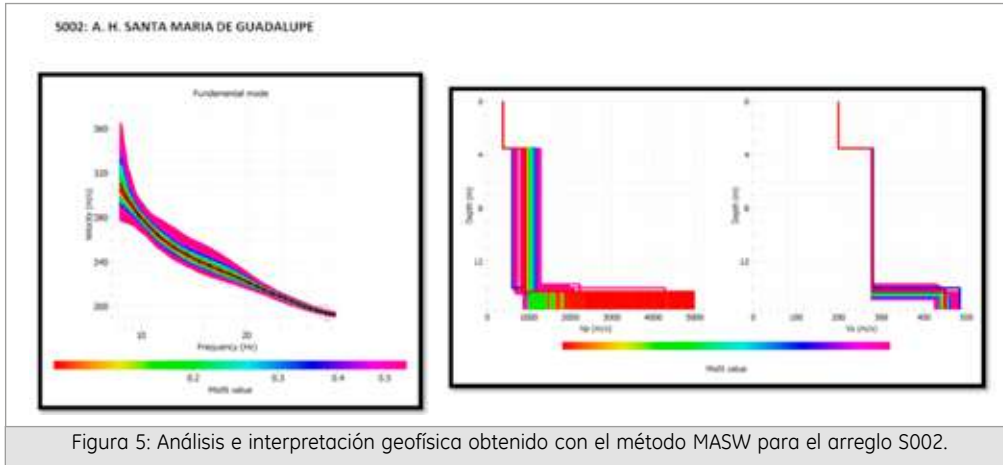


Figura 5: Análisis e interpretación geofísica obtenido con el método MASW para el arreglo S002.

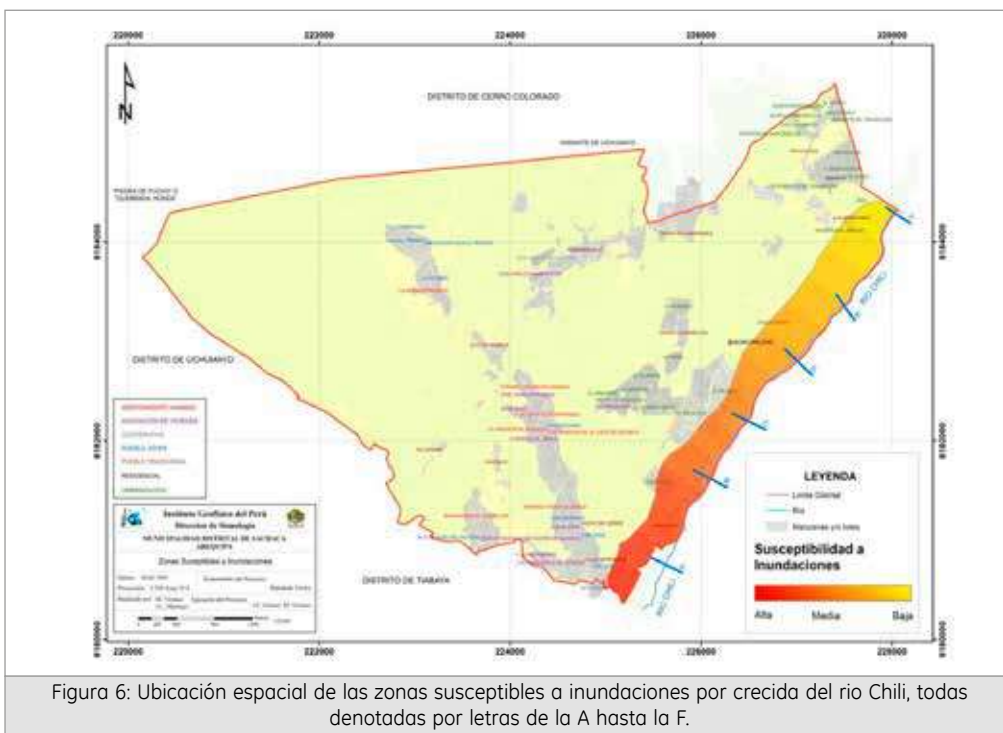


Figura 6: Ubicación espacial de las zonas susceptibles a inundaciones por crecida del río Chili, todas denotadas por letras de la A hasta la F.

El área de estudio limita a lo largo de 5 Km con parte de la cuenca del Río Chili (desde P.T. Arrayanes, hasta P.T. Arancota), la cual ha sido afectada por lluvias torrenciales a los largo de la historia (1961, 1967, 1972, 1989, 1997, 1998, 2001, 2011, 2013), a fin de construir escenarios de inundación por aumento del nivel de caudal del río Chili se ha hecho uso del software HEC - RAS y los datos topográficos levantados en campo. En su ribera se ha identificado la presencia 6 zonas susceptibles de inundación por incremento de su caudal, ver Figura 6. Al producirse niveles de agua de 170 m³/seg a 290 m³/seg, el desborde afectaría a viviendas y terrenos agrícolas que están ubicados cerca al Puente Tingo (Figura 7), P.T. Arancota, Urb. Palacio, Puente de la Vía Férrea, Variante Uchumayo cerca al Puente San Isidro, P.T. Arrayanes cerca al Puente de Fierro.

9. Mapa de Zonificación Sísmica – Geotécnica

El Mapa de Zonificación Sísmica-Geotécnica para el Distrito de Sachaca considera el análisis e interpretación de la información geológica, geomorfológica, geodinámica, geotécnica, sísmica y geofísica. Las características dinámicas del suelo han permitido identificar en el área de estudio, de acuerdo a la Norma de Construcción Sismorresistente (Norma E030), la existencia de dos tipos de suelo: Tipo S1 y S2. Esta información ha permitido proponer para el Distrito de Sachaca la siguiente zonificación (Figura 8):

Zona I: Conformada por estratos de grava coluvial-aluvial que se encuentran a nivel superficial o

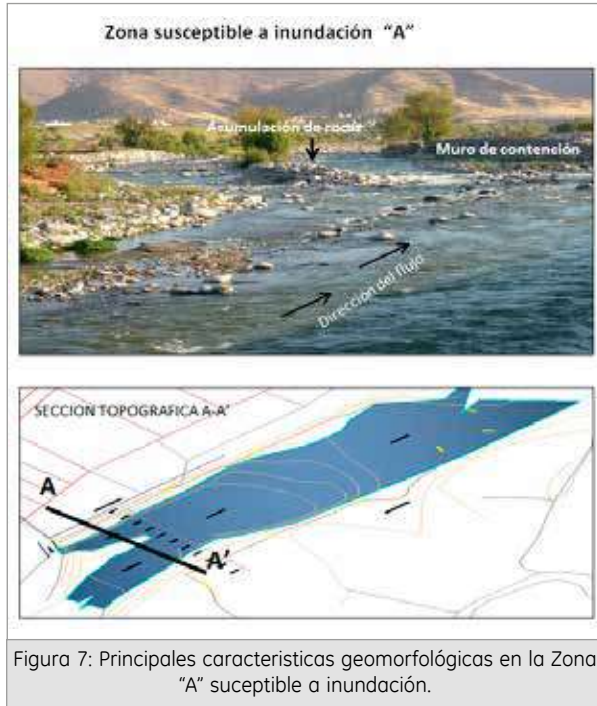


Figura 7: Principales características geomorfológicas en la Zona "A" susceptible a inundación.

cubiertos por un estrato de material fino de poco espesor. Este suelo tiene un comportamiento rígido con periodos de vibración natural, determinados por las mediciones de vibración ambiental, entre 0.1 y 0.3 s correspondientes a suelos de Tipo S1. Asimismo, en esta zona predominan periodos de 0.2 s que se concentran en el extremo Norte y Sur del área urbana. Esta zona considera casi el 80% del suelo del distrito.

Zona II: En esta zona se incluye a las superficies de aluviales conformadas por columnas de gravas con arenas intercaladas con niveles finos limosas y arcillosas cuyos espesores varían entre 3 y 10 m. Los periodos predominantes del terreno, determinados por las mediciones de vibración ambiental, entre 0.3 y 0.5 s correspondientes a suelos de Tipo S2. Esta zona considera áreas pequeñas comprendidas entre los P.T. Alto de Amados, Tío Chico y Tío Grande; otra en la Urb. El Ensueño, entre Campo Verde y el Palacio, y finalmente, un área alargada paralela al río Chili entre el P.T. Arancota y la Urb. El Palacio I.

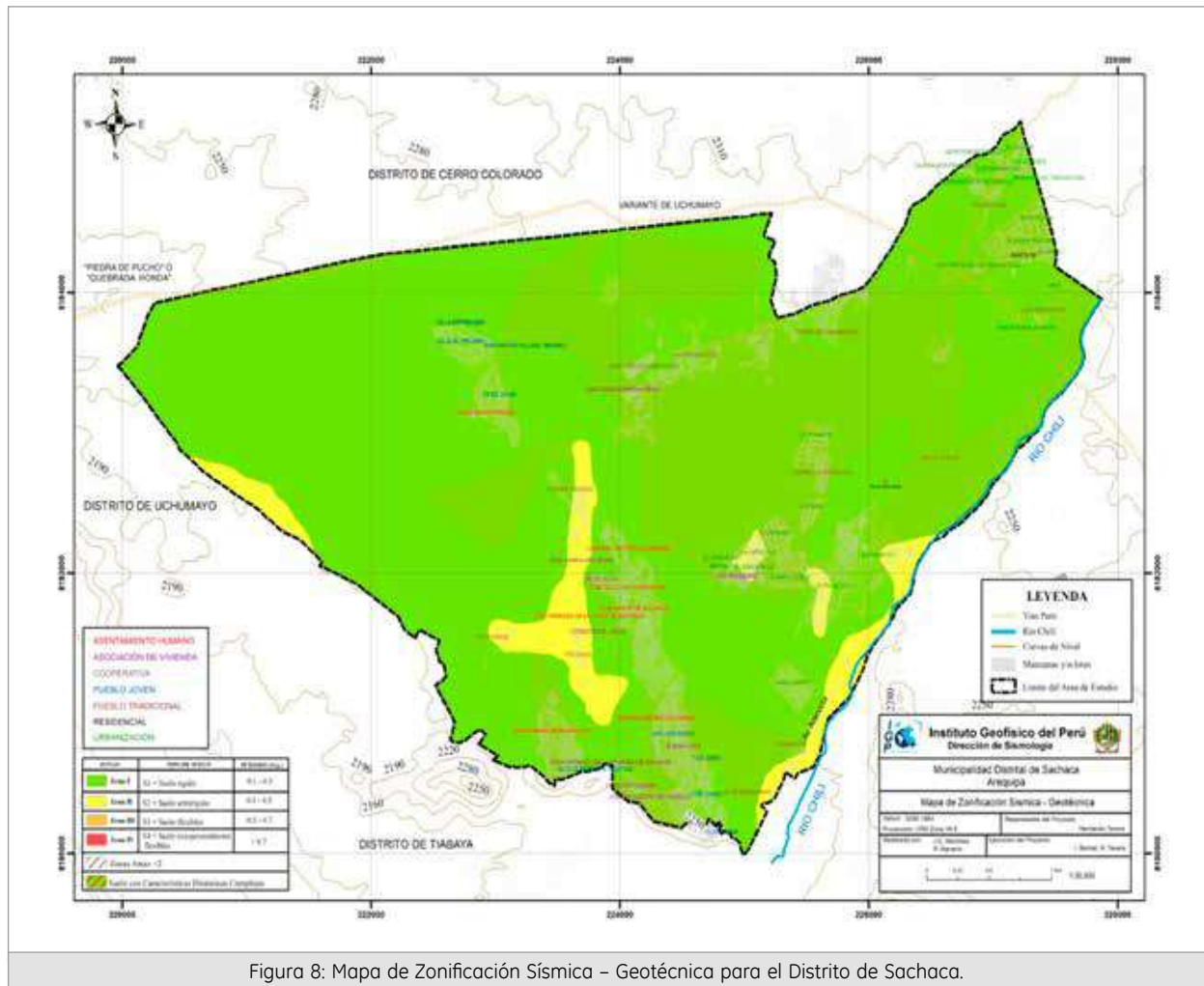


Figura 8: Mapa de Zonificación Sísmica – Geotécnica para el Distrito de Sachaca.

10. Conclusiones

- Se han identificado 6 zonas de laderas con índices de inestabilidad de taludes y factor de seguridad inestable a precario.
- En el cauce del río Chili, que limita con el distrito de Sachaca, se ha identificado la presencia de 6 zonas susceptibles a inundaciones por incremento de caudal pudiendo llegar hasta los 290 m³/seg.
- El análisis de las razones espectrales H/V sugiere que el suelo sobre el cual se encuentra el área urbana de Sachaca es muy heterogéneo y por ende, complejo. El rango de frecuencias entre 2 y 10 Hz ha permitido identificar la presencia de dos capas sedimentarias de variado espesor. Estos resultados son confirmados con los obtenidos a partir de estudios de refracción sísmica aplicando el método MASW.
- Los resultados obtenidos en este estudio han permitido identificar, según la Norma de Construcción Sismorresistente (Norma E030), la existencia en el Distrito de Sachaca de 2 zonas sísmicas - geotécnicas, las mismas que corresponden a suelos de Tipo S1 y S2. Esta clasificación permite proponer, en este estudio, el Mapa de Zonificación Sísmica - Geotécnica (Comportamiento Dinámico del suelo) para el Distrito de Sachaca.

11. Agradecimientos

Al Instituto Geofísico del Perú por brindarme las facilidades para desarrollar mi tema de tesis. A mi asesor el Dr. Hernando Tavera, por toda la paciencia que ha tenido en los últimos meses. A los ingenieros que me apoyaron en el trabajo realizado, Isabel Bernal, Juan Carlos Gómez, Henry Salas.

12. Bibliografía

Alfaro, A., Egozcue y A. Ugalde (1999): Determinación de características dinámicas del suelo a partir de microtemores. Memorias del Primer Congreso de Ingeniería Sísmica, España.

APESSEG (2005): Estudio de vulnerabilidad y riesgo sísmico en 42 distritos de Lima y Callao, CISMID, 10 pag.

INGEMMET (1999): 501 Cuadrángulos Geológicos Digitales de la Carta Nacional 1960-1999. Sector Energía y Minas.

Nakamura, Y., (1989): A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, QR of RTRI, 30, No.1, 25-33 pp.

Norma E-30 (2003): Technical Building Standard E.030 Earthquake Resistant Standards (E-030 Diseño Sismorresistente). Ministry of Housing, Construction and Sanitation.

Silgado, E. (1978): Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú entre 1513 y 1974. Instituto Geológico Minerológico del Perú, Lima, Perú, 120 pag.

Tavera, H., Bernal, I., Gómez, J-C. (2010): Zonificación Sísmico-Geotécnica para el Distrito del Callao (Comportamiento Dinámico del Suelo). Informe Técnico COOPI-IRD.

Tavera, H., Bernal, I., Gómez, J-C. (2010): Zonificación Sísmico-Geotécnica para el Distrito del Lima (Comportamiento Dinámico del Suelo). Informe Técnico COOPI-IRD.

Tavera, H., Bernal, I., Condori, C. (2012): Propuesta del mapa de Peligro Sísmico para el Perú. Sismología, IGP.

ANÁLISIS DE LA DINÁMICA DE SUELOS EN EL ÁREA URBANA DE HUAYCAN (LIMA)

PROPOSED FLOOD SCENARIO IN CHILI IN SACHACA (AREQUIPA, PERU)

KELLY AMANDA PARI RENDÓN

Universidad Nacional San Agustín
Escuela Profesional de Ingeniería Geofísica
kpari@igp.gob.pe

Asesor: Dr. Hernando Tavera

Unidad de Sismología

Resumen

El Perú se encuentra en una zona altamente sísmica, expuesto a eventos sísmicos de variada magnitud y el daño que causen estos peligros dependerá de la calidad de los suelos y del tipo de estructura. Entonces, es muy importante evaluar el comportamiento de los suelos de cada área urbana frente a sismos, de tal manera que esta información pueda ser utilizada para la toma de decisiones respecto al ordenamiento territorial y para las acciones de gestión de riesgos.

En el área urbana de Huaycan se hace uso de métodos geológicos, geotécnicos y geofísicos para conocer las características locales de los suelos. Para la caracterización dinámica se realizó mediciones de ruido ambiental (cocientes espectrales H/V) lo cual permitió determinar las frecuencias predominantes de los suelos y para la estimación de la velocidad de las ondas de corte se aplicó técnicas de análisis de ondas superficiales (arreglos sísmicos lineales y circulares). Esta información se complementó con técnicas geotécnicas para determinar las características físicas de los suelos.

El análisis de la información ha permitido identificar según el procedimiento establecido en la Norma E-030; la existencia de dos zonas sísmicas-geotécnicas, correspondientes a suelos de tipo S1 (suelos muy rígidos) y Tipo S2 (suelos intermedios).

Palabras clave: Dinámica de suelos, métodos geofísicos, Huaycan, Zonificación.

1. Introducción

De acuerdo a la historia sísmica de Perú, la región central ha sido afectada en varias oportunidades por eventos sísmicos de variada magnitud que han generado altos niveles de intensidad, puesta en evidencia con los daños observados post-sismo en cada área urbana. Al ser los sismos cíclicos, es de esperarse que en el futuro las mismas áreas urbanas sean afectadas por nuevos eventos sísmicos con la misma o mayor intensidad. Entonces no es tan importante el tamaño del sismo, sino la intensidad del sacudimiento del suelo, la educación de la población y la calidad de las construcciones presentes en cada área urbana.

El análisis del comportamiento dinámico del suelo permite tener mayor conocimiento sobre las características físicas del suelo sobre el cual se levantan las áreas urbanas y/o futuras áreas de expansión. En el presente estudio se realiza el análisis del comportamiento dinámico del suelo en el área urbana de Huaycan a partir de la recolección

de datos en campo del tipo geofísico, geológico, geomorfológico y geotécnico.

El análisis e interpretación de esta información permitirá obtener el mapa de zonificación sísmica - geotécnica para el área urbana de Huaycan. Los resultados que se obtienen permiten comprender que no hay suelo malo y solo se debe considerar la construcción de estructuras adecuadas para cada tipo de suelo.

2. Área de estudio

Huaycan se ubica en el departamento y provincia de Lima, distrito de Ate, a la altura del kilómetro 16.5 de la Carretera Central, con una superficie de 5.7 km². Es la segunda zona urbana de mayor superficie y población del distrito de Ate (Figura1).

El acceso principal es a través de la carretera central, siendo muy concurrida en su paso hacia la ciudad de Huancayo. El clima es variado con alta humedad atmosférica y constante nubosidad durante el

invierno. La zona de estudio se encuentra a una altitud promedio de 355 - 1110 msnm, tiene además la particularidad de tener lluvias escasas a lo largo del año.



Figura 1. Mapa de ubicación de Huaycán.

3. Respuesta dinámica de los suelos

Se estima las características dinámicas de los suelos en la localidad de Huaycán, a partir de las condiciones geoambientales y su influencia en la respuesta dinámica del suelo ante la ocurrencia de un evento sísmico.

La modificación de la señal sísmica debida a la influencia de las condiciones geológicas y topográficas del suelo durante o después de un sismo es conocido como efecto de sitio.

Esta modificación consiste en la amplificación fuerte de la señal, así como una mayor duración de la misma y la modificación de sus contenido frecuencial (Figura 2).

Estos fenómenos están restringidos a las geometrías geológicas típicas caracterizadas por sus dimensiones y parámetros mecánicos o dinámicos.

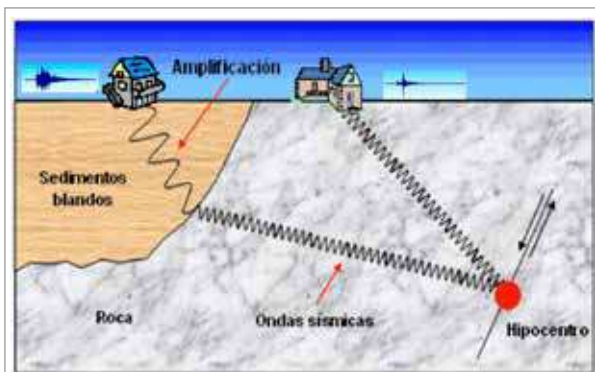


Figura 2. Esquema del paso de las ondas sísmicas en terrenos con distinta composición geológica.

4. Área urbana de Huaycán

4.1. Aspectos geológicos

Según el Cuadrángulo Geológico de “Chosica” Boletín N°43 – Hoja: 25-j a escala 1/100,000 (INGEMMET), el área de Huaycán se emplaza sobre el Volcánico Quilmaná constituido por derrames andesíticos e intruidas por afloramientos ígneos del grupo Santa Rosa constituidos por cuerpos tonalíticos - granodioríticos del Cretáceo Superior de gran extensión dentro del Batolito de la Costa.

Estos cuerpos se encuentran cubiertos por depósitos aluviales del Cuaternario Pleistoceno (Qp-al) y al Cuaternario Reciente (Qr-al), El valle es de mediana amplitud y se interrumpe en varios sectores por conos aluviales que desembocan en el río Rímac. La columna lito-estratigráfica de la zona se describe en la Tabla 1.

Tabla 1: Columna litoestratigráfica de la zona urbana de Huaycán

CRONOESTRATIGRAFÍA			LITOESTRATIGRAFÍA		
ERATEMA	SISTEMA	SERIE	UNIDAD ESTRATIGRÁFICA	LITOLOGÍA	ROCAS INTRUSIVAS
CENOZOICO	CUATERNARIO	RECIENTE	Dep. aluviales	[Patrón de puntos]	SUPER UNIDAD
		PLEHITOCENO	Dep. aluviales	[Patrón de puntos]	
MESOZOICO	CRETACEO	SUPERIOR	Volc. Quilmaná	[Patrón de triángulos]	TIPO DE ROCA Santa Rosa { Tonalita-Granodiorita Tonalita-Diorita
			Gpo. Casma	[Patrón de triángulos]	

4.2. Aspectos geomorfológicos

Los rasgos geomorfológicos presentes en el área urbana de Huaycán son el resultado del modelado geológico causado por eventos tectónicos y procesos de geodinámica superficial.

Colinas onduladas, laderas de pendiente media y empinada, son las unidades geomorfológicas que caracterizan al área urbana de Huaycán, distinguiéndose también terrazas y quebradas ubicadas en la margen izquierda del valle del río Rímac, en las Zonas U, X, M, S, T, V, Q, N y Z, presentan alturas entre las cotas 480 y 850 msnm.

En general, el relieve del área presenta la forma típica en “V” propia de cauces de ríos y fondo angosto limitado por cadenas montañosas de moderada a fuerte pendiente.

4.3. Aspectos geodinámicos

Los movimientos en masa que han sido reconocidos en campo son: flujos de detritos y caída de rocas. Se ha inventariado 22 flujos de detritos que asociados a lluvias intensas pueden provocar la reactivación de las quebradas. Estos flujos están circunscritos a quebradas que conforman la cuenca del río Rímac. En el área las quebradas se encuentran en la Zona U, Zona X, Zona M, Zona S, Zona T, Zona Q, Zona Z, Zona N y en Horacio Zevallos en la parte alta y baja (Figuras 3 y 4).



Figura 3. Sector de la zona "R" de Huaycan, se aprecian viviendas ubicadas en pleno cauce de quebrada.



Figura 4. Flujo de detritos en las inmediaciones de la quebrada de la Zona "Z".

Las caídas de rocas son el desprendimiento por gravedad del material que conforma una ladera. Su velocidad dependerá de la pendiente y la compactación del talud.

Se ha identificado 4 zonas de caídas de rocas, en la en la Urb. Luna Pizarro, Zona Q y en la Zona H-L. Estos eventos ocurren en zonas de altas pendientes y están asociados al fracturamiento, al grado de meteorización y la alteración de los macizos rocosos (Figuras 5).



Figura 5. Caída de rocas de 8" en los alrededores de la Zona H-L

4.4. Aspectos geotécnicos

Los estudios geotécnicos tienen por finalidad analizar y cuantificar las características físicas de los suelos, siendo su comportamiento geotécnico relevante al momento de utilizarlo como elemento de medida para el soporte de una estructura determinada.

Se construyeron 15 calicatas y se recogieron hasta dos muestras de suelo para los ensayos de laboratorio; análisis granulométricos, límites de elasticidad y contenido de humedad. Estos análisis se realizaron en el laboratorio de geotecnia de la Universidad Agraria La Molina.

Con los resultados se procedió a realizar la clasificación de suelos haciendo uso del Código SUCS (Sistema Unificado de Clasificación de Suelos), Tabla 2.

También se realizó el análisis de corte directo que consiste en la aplicación de cargas diferenciadas hasta que la muestra falle, lo cual permite determinar la capacidad portante del suelo, se calculó para una profundidad y ancho mínimo de cimentación de 1.00 m, que representa mejor a las edificaciones de interés social (Figura 6).

Este mapa nos muestra que en las zonas de la Urbanización Los Portales, Urbanización El Descanso, La Plaza de Huaycan, la Zona B, O, P y R tienen valores de 1.0 - 1.5 kg/cm². El resto del área de estudio tiene una capacidad portante de 1.5 - 2.5 kg/cm².

4.5. Análisis geofísico

En este estudio se ha aplicado técnicas geofísicas como razones espectrales (H/V), arreglos lineales y circulares. Todos tienen como principal objetivo conocer las propiedades físicas del subsuelo (periodos dominantes, velocidades sísmicas, etc.) a efectos de lograr su caracterización física.

Tabla 2: Clasificación de suelos SUCS para la zona urbana de Huaycan

CALICATAS	Prof. (m)	Contenido de Humedad (%)	Clasificación SUCS	Denominación
C-01	2.40	1.27	GM con arena	Grava con finos mal Gradada
C-02	2.80	2.52	GP-GM con arena	Grava pob. Gradada con limo
C-03	2.50	8.96	CL arenoso	Arcillas inorgánicas
C-04	2.40	2.76	GC con arena	Grava reg. Gradada con arcilla
C-05	2.50	1.00	SW con grava	Arena bien Gradada
C-06	3.00	6.75	SP con grava	Arena pob. Gradada
C-07	2.80	3.95	SM con grava	Arena limosa mal Gradada
C-08	2.20	1.51	SW-SM con grava	Arena reg. Gradada con gravas
C-09	2.90	3.43	GW-GM con arena	Grava reg. Gradada con finos
C-10	2.10	1.65	GM con arena	Grava mal Gradada con finos
C-11	2.00	3.39	SM con grava	Arena limosa mal Gradada
C-12	2.80	6.60	SM con grava	Arena limosa mal Gradada
C-13	2.20	3.36	SP con grava	Arena pob. Gradada
C-14	2.50	3.61	SM	Arena limosa
C-15	2.10	1.79	SM con grava	Arena limosa mal Gradada

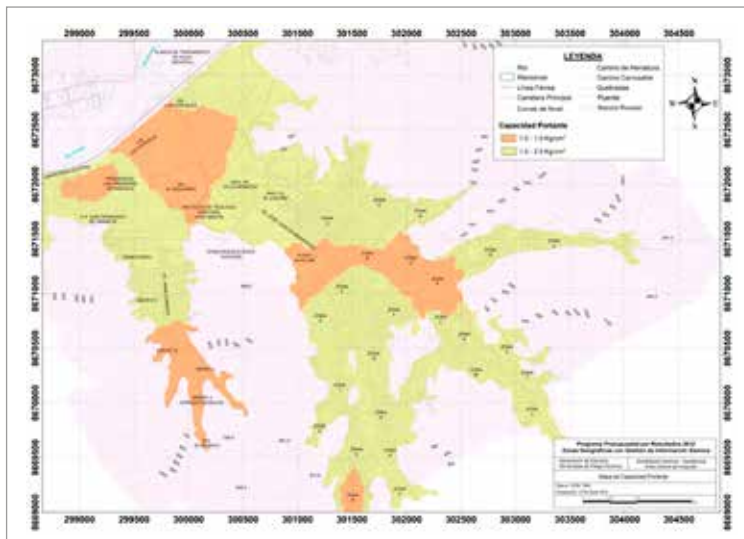


Figura 6. Mapa de capacidad portante para la zona urbana de Huaycan.

Se presentan algunos ejemplos de H/V, en el primer registro se observa la razón espectral correspondiente a dos capas sedimentarias de poco espesor, en el segundo registro se observa el registro de una capa sedimentarias blanda de mayor espesor. (Figura 7).

Se ha analizado 310 puntos de H/V y los resultados permiten elaborar mapas de frecuencias predominantes para el área, considerando dos rangos de frecuencias. El primero de 0.5 - 3.0 Hz y el segundo de 3.0 - 20.0 Hz cuya distribución espacial ha permitido agruparlos en tres sub áreas. La primera con valores de 3.0 - 4.0 Hz, la segunda con valores de 4.0- 8.0 Hz y la tercera con valores mayores a 8.0 Hz (Figura 8).

El mapa muestra que la zona céntrica de Huaycan presenta valores de bajas frecuencias que están relacionadas a capas sedimentarias blandas de mayor espesor y conforme se extienden hacia las laderas de los cerros, las frecuencias predominantes aumentan lo que confirma la existencia de menores espesores.

Arreglos sísmicos lineales

El ensayo MASW o Análisis multicanal de Ondas Superficiales es un método de exploración geofísica que permite determinar la estratigrafía del subsuelo bajo un punto en forma indirecta,

Cocientes espectrales H/V

Esta metodología emplea mediciones de vibraciones naturales del suelo, que se propagan en suelos blandos que yacen sobre suelos rígidos en forma de ondas superficiales de tipo Rayleigh.

El registro de esta información y su interpretación, permite conocer el periodo natural del suelo y el factor de amplificación, parámetros que definen el comportamiento dinámico del suelo ante la ocurrencia de eventos sísmicos.

El análisis de las razones espectrales H/V ha permitido observar gran variedad de frecuencias predominantes que van desde 0.5 a 20 Hz, lo cual sugiere que el suelo sobre el cual se encuentra el área urbana de Huaycan es muy heterogéneo y por ende, complejo.

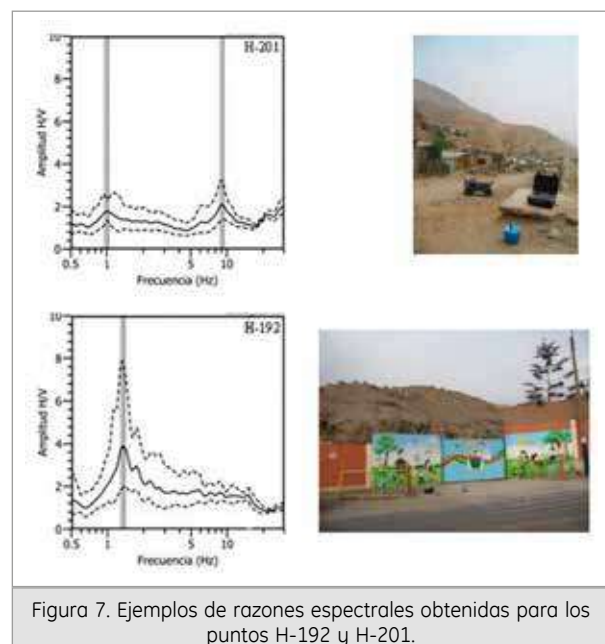


Figura 7. Ejemplos de razones espectrales obtenidas para los puntos H-192 y H-201.

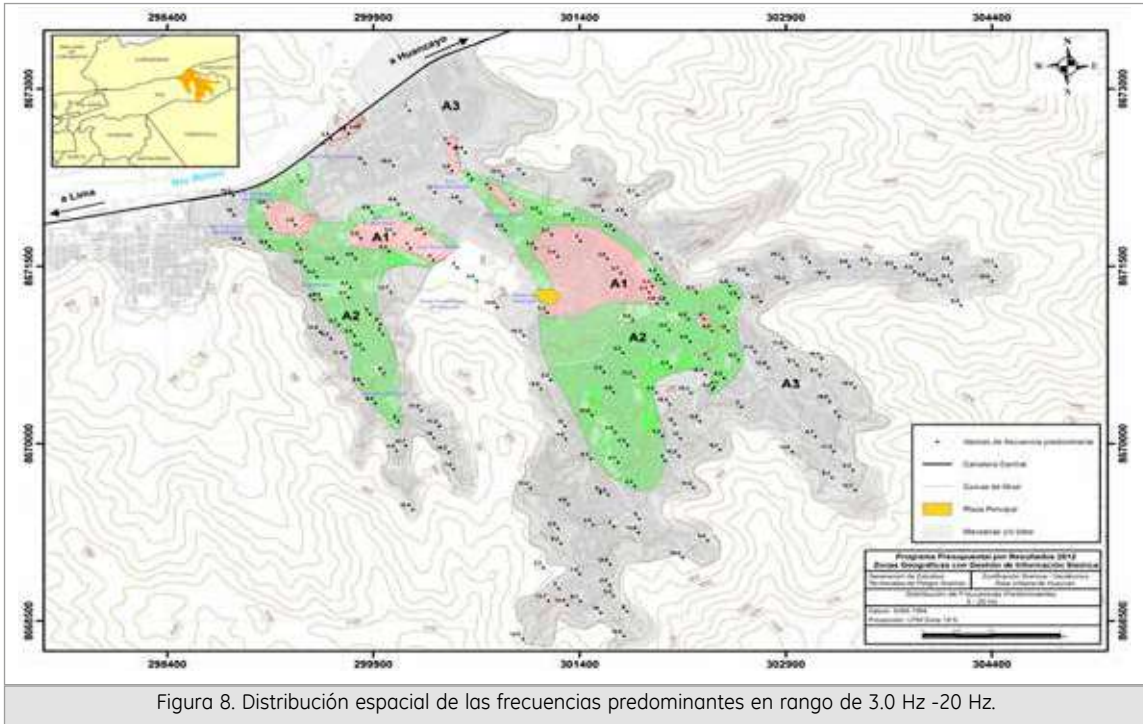


Figura 8. Distribución espacial de las frecuencias predominantes en rango de 3.0 Hz -20 Hz.

basándose en el cambio de las propiedades físicas de los materiales que la conforman. Este método consiste en la interpretación de las ondas superficiales (tipo Rayleigh) registradas en un arreglo multicanal a distancias predeterminadas a lo largo de un eje y. El perfil de velocidad de ondas de corte (V_s) corresponde para el punto central de dicha línea.

Para la conclusión suelo - velocidad ondas de corte, se considera la clasificación que la Norma E-030 establece, ver Tabla 3.

Tabla 3: Velocidad de las ondas de corte según la norma E-030

DESCRIPCIÓN	V_s (m/s)
Rocas duras	> 1,500
Rocas moderadamente duras	760 a 1500
Suelo muy duro o roca blanda	360 a 760
Suelo duro	180 a 360
Suelo blando	< 180

En la Figura 9 se muestra los resultados obtenidos para cada zona donde se realizó los arreglos sísmico lineales y que en general se identificó tres capas en la urbanización Unión Paraíso, alrededores del cementerio de Huaycan y en las zonas H y M, con capas superficiales de poco espesor, con velocidades de 160, 350 y 500 m/s.

En la urbanización Los Portales y en la zona "O" se identificó dos capas, que según la clasificación SUCS los suelos superficiales están compuestos

por arenas gradadas con gravas y presentan mala compactación, con velocidades de propagación de 230 y 460 m/s.

En la zona arqueológica de Huaycan se identificó una capa de suelos relativamente duros con velocidades de 280 m/s y espesores de 2 - 4 metros.

Los resultados obtenidos en los arreglos sísmicos lineales evidencian la heterogeneidad y complejidad de los suelos en el área urbana de Huaycan.

Arreglos sísmicos circulares

Los arreglos circulares consideran el registro de datos de vibración ambiental a fin de obtener curvas de dispersión; y a partir de su inversión conocer la velocidad de las ondas de corte (V_s) en el subsuelo utilizando métodos F-K y SPAC.

En la zona Arqueológica de Huaycan se realizaron dos arreglos circulares considerando una estación de base y otras 09 estaciones sísmicas distribuidas de manera equidistante a distancias radiales de 10 y 30 m.

El procesamiento e interpretación de los datos obtenidos ha permitido identificar tres capas, con espesores de 5, 6 y 18 m y Velocidades de ondas de corte de 200, 390 y 520 m/s.

Del perfil de velocidad obtenido para la zona, se generó una función de transferencia teórica, la cual se

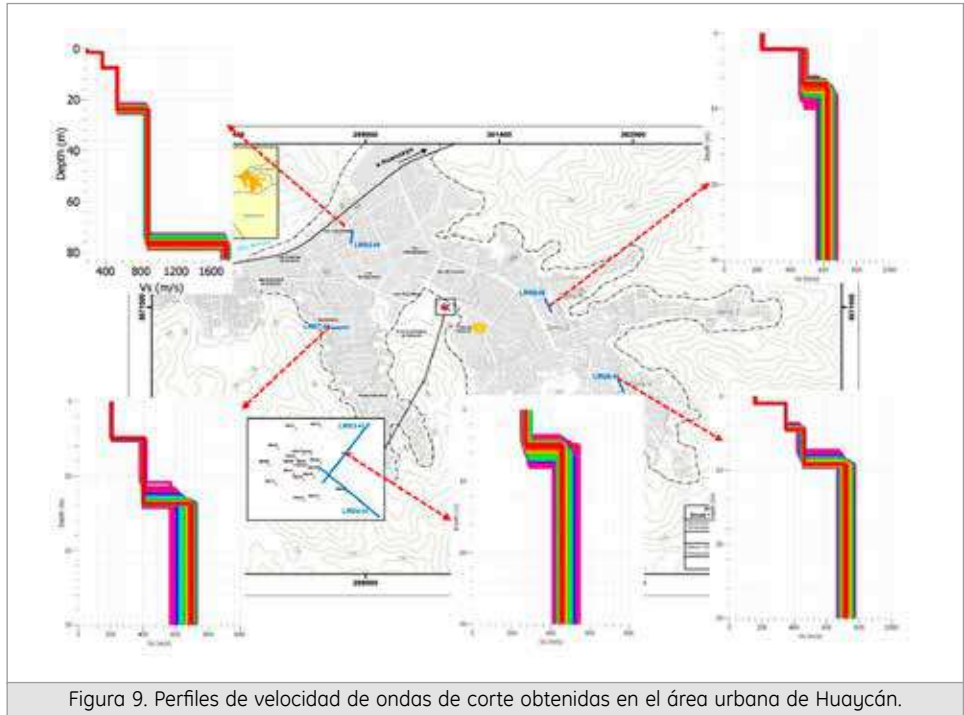


Figura 9. Perfiles de velocidad de ondas de corte obtenidas en el área urbana de Huaycán.

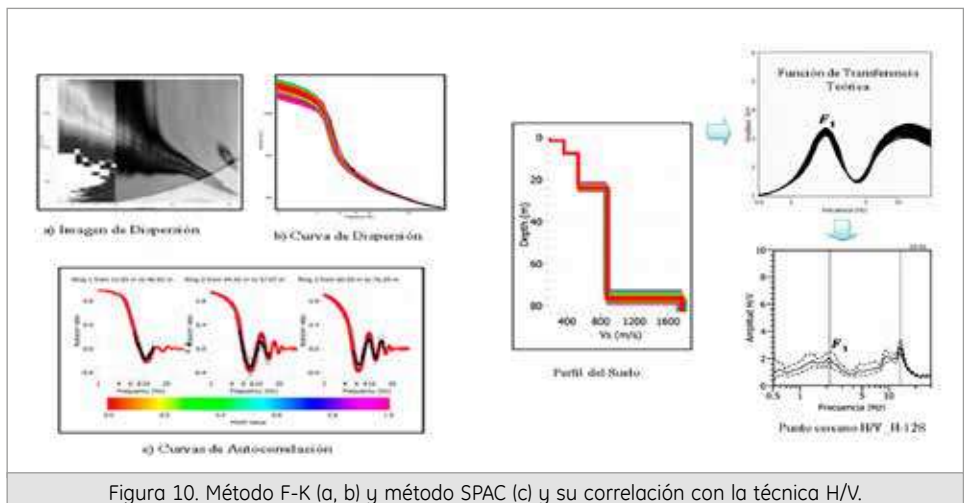


Figura 10. Método F-K (a, b) y método SPAC (c) y su correlación con la técnica H/V.

validó con la curva H/V obtenida en un punto cercano demostrando así que los resultados obtenidos presentan gran confiabilidad (Figura 10).

5. Resultados

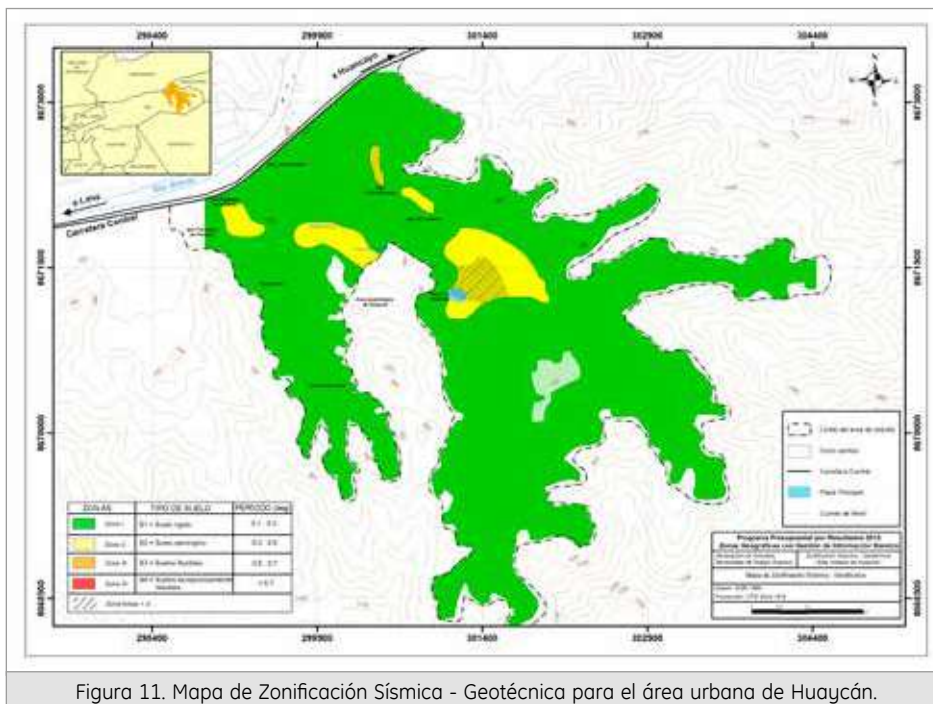
Las características dinámicas del suelo en Huaycan analizadas y evaluadas a partir de datos geofísicos, geomorfológicos, geológicos y geotécnicos han permitido identificar de acuerdo a la Norma de Construcción Sismoresistente (Norma E030), la existencia de suelos de Tipo S1 y S2 (Figura 11).

ZONA I: Esta zona está conformada por estratos de grava con arena que se encuentran a nivel superficial o cubiertos por un estrato de material fino de poco espesor. Este suelo tiene un comportamiento rígido

con periodos de vibración natural, determinados por las mediciones de vibración ambiental, entre 0.1 y 0.3 s correspondientes a suelos de Tipo S1.

ZONA II: En esta zona se considera a las planicies aluviales conformadas por columnas de gravas y arenas intercaladas con niveles finos limosos y arcillosos cuyos espesores varían entre 6 y 25 m. Los periodos dominantes del terreno, determinados por las mediciones de vibración ambiental, se encuentran entre 0.3 y 0.5 s y corresponden a suelos de Tipo S2.

Esta zona abarca principalmente la parte céntrica del área urbana de Huaycan. Esta información es primordial para la gestión de riesgo orientado al control y expansión urbana.



6. Conclusiones

- La zona urbana de Huaycán, presenta 9 tipos de suelos, los mismos que ha sido caracterizado de acuerdo a la clasificación SUCS.
- El análisis de razones espectrales H/V ha permitido observar gran variedad de frecuencias predominantes que van desde 0.5 a 20 Hz lo cual sugiere que el suelo sobre el cual se encuentra el área urbana de Huaycán es muy heterogéneo.
- Los estudios con arreglos sísmicos lineales y circulares han permitido identificar la presencia de suelos con velocidades de ondas de corte (V_s) de 160 a 280 m/s correspondiente a suelos duros con espesores de 2 a 7 m, suelos con velocidades V_s de 350 a 490 m/s correspondiente a suelos muy duros con espesores de 3 a 9 m. La superficie de contacto alcanza velocidades de 450 a 800 m/s que corresponde a suelos compuesto por rocas moderadamente duras, distinguiéndose entre dos y tres capas.
- Los resultados obtenidos en este estudio han permitido identificar, según la Norma de Construcción Sismoresistente E030, la existencia en el área urbana de Huaycán de dos zonas sísmicas-geotécnicas, las mismas que corresponden a suelos de Tipo S1 y S2.

Esta clasificación permite proponer, en este estudio, el Mapa de Zonificación Sísmica – Geotécnica.

7. Agradecimientos

Mi agradecimiento al Instituto Geofísico del Perú por brindarme las facilidades para desarrollar mi tema de tesis bajo el asesoramiento del Dr. Hernando Tavera a quien expreso mi gratitud.

8. Bibliografía

- Álvarez, S. (1999): El Efecto Local sobre el Movimiento Sísmico del Suelo. *Universidad Complutense de Madrid*.
- Aki, K. (1957): Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*.
- Casagrande, A. (1948): Classification and identification of soils. *American Society of Civil Engineers, Transactions*.
- INGEMMET (1999): *Cuadrángulo Geológico Digital de la Carta Nacional 1960 -1999. Sector Energía y Minas*.
- Nakamura, Y. (1989): A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface.
- Norma E-30 (2003): Norma Técnica E-030, Diseño Sismo Resistente. *Ministerio de Vivienda Construcción y Saneamiento*.

EVALUACIÓN DE LA ACTIVIDAD SISMOVOLCANICA ASOCIADA A LA INTRANQUILIDAD DEL VOLCÁN SABANCAYA, PERIODO ENERO - JULIO 2013

EVALUATION OF SEISMIC VOLCANO ACTIVITY ASOCIATED TO THE UNREST
OF THE SABANCAYA VOLCANO, JANUARY - JULY 2013 PERIOD

JOSÉ LUIS TORRES AGUILAR

Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa
Facultad de Geología, Geofísica y Minas
jose25.torres@gmail.com

Asesor: Dr. Orlando Macedo Sánchez

Observatorio Vulcanológico del Sur (OVS) - IGP

Resumen

La última erupción del volcán Sabancaya (Perú) ocurrió entre 1990-98, alcanzando un Índice de Explosividad Volcánica (VEI) 2-3. Luego de 15 años de calma, a partir del 22/02/2013, el volcán exhibe incremento de sismicidad y emisiones fumarólicas. Atendiendo esta situación, el OVS instaló una red de 9 estaciones sísmicas portátiles. Se analizaron y clasificaron 15253 eventos sismovolcánicos: 88.4% corresponden a eventos Volcano- Tectónicos (VT) y 11.6% a Largo Periodo (LP), Híbridos (HIB), Tremor (TREM) y Tornillos (TOR). Mediante el programa HYPOELLIPSE (Lahr, 1999), se localizó 1655 eventos VT, los cuales ocurrieron en tiempos y zonas distintas (Zona A, B y C) situadas al NO y NE del cráter, entre 6 y 15 km, y con magnitudes entre 1.0 y 5.7 ML. Asimismo, como parte de los análisis se determinaron mecanismos focales utilizando los programas FOCMEC (Snoke et al.2003) y HASH (Hardebeck et al. 2008), de eventos magnitud >1.8 ML. Como resultado del análisis e interpretación, se propone un modelo esquemático que explica la evolución de la sismicidad. Para los meses siguientes se espera aumento en la sismicidad LP y HIB antes de iniciarse un proceso eruptivo.

Palabras claves: actividad sismovolcanica, sismos VT, volcán Sabancaya.

Abstrac

The last eruption of Sabancaya (Peru) occurred between 1990 to 1998, reaching a volcanic explosivity index (VEI) 2-3. Since 02.22.2013, after 15 years of calm the volcano exhibits increased seismicity and fumarolic emissions. Considering this situation, the OVS installed a network of 9 portable seismic stations. We analyzed and classified 15253 seismovolcanic events: 88.4% correspond to Volcano- Tectonic (VT) events and 11.6% to Long Period (LP), Hybrid (HIB), Tremor (TREM) and Tornillo (TOR) events. Using the HYPOELLIPSE code (Lahr, 1999), 1655 VT events, which occurred at different times and areas (Zone A, B and C) were located to 6-15 km NW and NE of the crater. The earthquake magnitudes are between 1.0 and 5.7 ML. We also performed an analysis of focal mechanisms for the >1.8 ML earthquakes using FOCMEC (Snoke et al.2003) and HASH (Hardebeck et al. 2008) codes. As a result of analysis and interpretation, a schematic model that explains the evolution of seismicity is proposed, and it is expected an increasing of LP and HIB seismicity before starting the eruptive process.

Keywords: seismovolcanic activity, VT earthquakes, Sabancaya volcano.

1. Introducción

El Volcán Sabancaya está ubicado a 80 Km en dirección NNO de la ciudad de Arequipa (15°47'S; 71°72'W; 5976 msnm) en el sur del Perú. Es parte del complejo volcánico Ampato Sabancaya y Hualca-

Hualca que pertenece a la Zona Volcánica Central (ZVC) de los Andes (Ver Fig. 1). Según la historia el volcán Sabancaya erupcionó entre los años 1750, 1784-1785 y luego de unos 200 años de quietud aproximadamente, el volcán volvió a erupcionar (VEI 2 a 3) entre 1990-1998.

El 22 de febrero de 2013 el volcán Sabancaya inicia nuevamente un estado de intranquilidad; el OVS-IGP procede a monitorear la actividad mediante una red de estaciones sísmicas complementada con información visual (fumarolas, gases), imágenes térmicas, datos de deformación y observaciones in situ en la zona de cráter.

En este trabajo describe el análisis de los datos sísmo-volcánicos registrados por la Red Sísmica del volcán Sabancaya (RESSAB) y su interpretación.



Figura 1. Ubicación del Complejo volcánico Ampato, Sabancaya y Hualca- Hualca.

2. Red Sísmica Sabancaya 2013

La RESSAB instalada entre el 20 de febrero al 22 junio, cuenta con 9 estaciones de tres componentes (vertical, NS y EW), 8 estaciones son de banda ancha y 1 de periodo corto situadas entre 3 a 22 km alrededor y sobre el edificio volcánico (Ver Tabla1).

Tabla1: Información general de los equipos RESSAB 2013.

Nombre	Código	Coordenadas Geográficas			Periodo de Func.(2013)		Sismómetros	Componentes
		Longitud	Latitud	Elevación (m.s.n.m)	Inicio	Final		
SABANCAYA	SABA	-15.81	-71.85	5178	27-feb	27-jul	CMG-40T	BH3
CAJAMARCANA	CAJA	-15.84	-71.77	4471	23-feb	31-jul	CMG-40T	BH3
PATAPAMPA	PATA	-15.75	-71.66	4973	23-mar	25-jul	CMG-40T	BH3
CABANACONDE	CBN2	-15.62	-71.98	3300	17-may	31-jul	CMG-6TD	BH3
TARUCANI	TRKN	-15.85	-71.99	4295	19-abr	31-jul	CMG-6TD	BH3
L. MUCURCA	LMUC	-15.75	-72.02	4390	15-may	31-jul	CMG-6TD	BH3
OCHENCA	OCHN	-15.63	-71.85	3514	18-abr	29-jul	CMG-6TD	BH3
ACHOMA	ACHM	-15.66	-71.7	3510	18-abr	10-jun	Lennartz-3Diite	SL3
SALLALLI	SLL2	-15.85	-71.47	4460	20-jun	31-jul	CMG-6TD	BH3

La instalación de la red Sabancaya se realizó en 5 meses en diferentes etapas, los representamos con triángulos azules las 6 estaciones portátiles y negro las 3 estaciones Telemétricas, estas últimas registran en tiempo real (Figura 2).

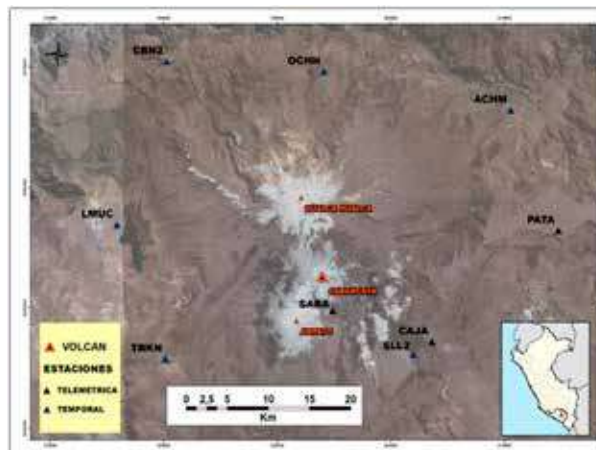


Figura 2. Distribución de las estaciones de la Red Sísmica Sabancaya (RESSAB, 2013).

3. Análisis y resultados

Se han podido diferenciar tres estadios sísmicos importantes, diferenciados como eventos de alta frecuencia (HF), baja frecuencia (LF) y mixtos (HIB). En total se clasificaron 15253 eventos, y son agrupados como sismos de tipo VT, LP, HIB, TREM y TOR.

3.1 Evento de alta frecuencia (HF)

3.1.1 Sismos volcano -tectónico (VT)

Están asociados a fractura de rocas. Tienen una fase P impulsiva, presentan claros arribos de las fases P y S, y decaimiento rápido de la coda. Contienen amplia banda espectral (>5 Hz) donde predominan las altas frecuencias (Ver Fig. 3a y 3b).

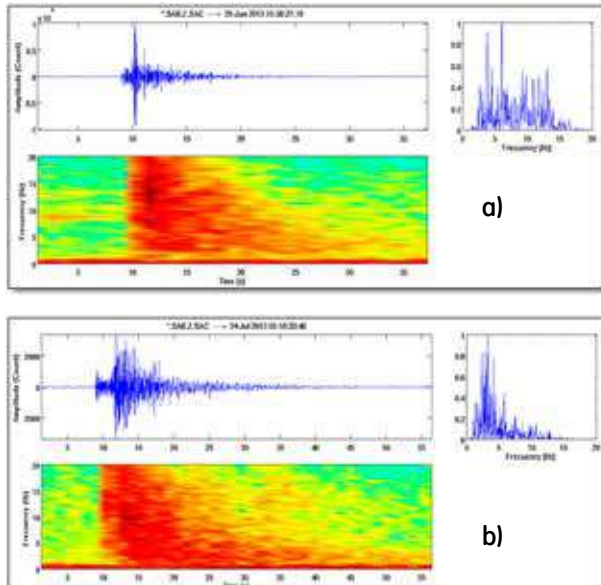


Figura 3. a) Evento VT proximal (pVT), 20/06/2013 15:36:27 UTM. b) VT distal (dVT) 24/07/2013 05:16:33 UTM. Ambos registrados por la estación SABA.

3.2 Eventos de baja frecuencia (LF)

3.2.1 Sismos periodo largo (LP)

Estos eventos están asociados al paso de fluidos bajo el volcán. Se presentan con arribos emergentes de la onda P, sin fases S distinguibles. El contenido espectral es muy angosto y de bajas frecuencias < 5 Hz y un pico de frecuencia dominante. Estos tipos de eventos solo se han registrado en la estación SABA (Sabancaya) próximo al cráter del volcán (Ver Fig. 4).

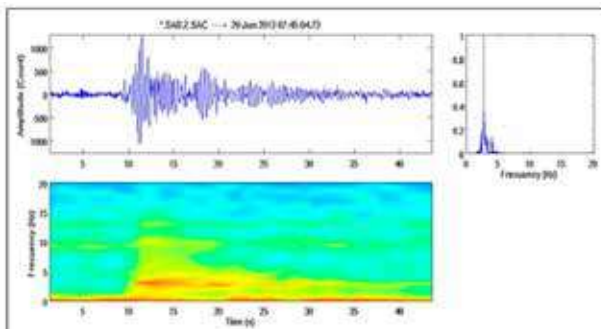


Figura 4. Evento de Largo Periodo LP, registrado el 20/07/2013 a la 07:45:05 UTC en la estación SAB.

3.2.2 Tremores (TREM)

Presenta múltiples frecuencias dominantes y una ancha banda espectral y saturada. Por lo general duran más de un minuto (promedio 74 segundos) y solo se ha observado en la estación SABA (Ver Fig. 5). Entre los eventos de tipo tremor, el de tipo tremor espasmódico es el que ha predominado largamente.

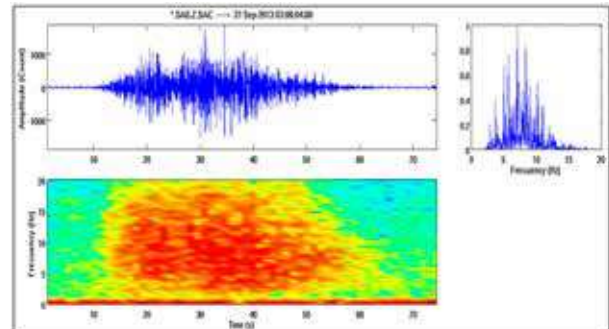


Figura 5. Evento tipo Tremor, registrado el 27/06/2013 a la 03:08:04 UTC en la estación SABA.

3.2.3 Tornillo (TOR)

Es una variedad de evento de baja frecuencia (LF) registrado en el volcán Sabancaya. Se caracteriza porque la forma de la señal es monocromática, resaltando uno o a lo sumo algunos pocos picos espectrales dominantes.

Este tipo particular de evento, se presentó en los registros con larga duración, con un decaimiento de la amplitud de la señal relativamente lento (Ver Fig. 6).

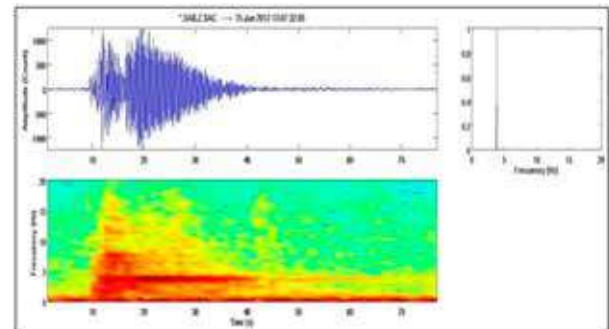


Figura 6. Evento tipo Tornillo, registrado el 15/06/2013 a la 13:07:32 UTC en la estación SABA.

3.3 Evento mixto

3.3.1 Sismos híbrido (HIB)

Se caracterizan por presentar altas frecuencias en los primeros segundos, como un evento de tipo VT y bajas frecuencias al final de la señal, similar a un LP. Se caracterizan por presentar altas y bajas frecuencias, simultáneamente; en general, el contenido espectral es dominado por las bajas frecuencias < 5 Hz (Ver Fig. 7).

3.4 Localización de eventos

1655 eventos VT fueron localizados en dos sectores importantes NO y SE, con magnitudes entre 1.0 y 5.7 ML. De ellos, 28 eventos son considerados como eventos mejor registrados (> 1.8 ML). En la figura 8,

se muestra la distribución de eventos; las estrellas rojas corresponden a eventos principales.

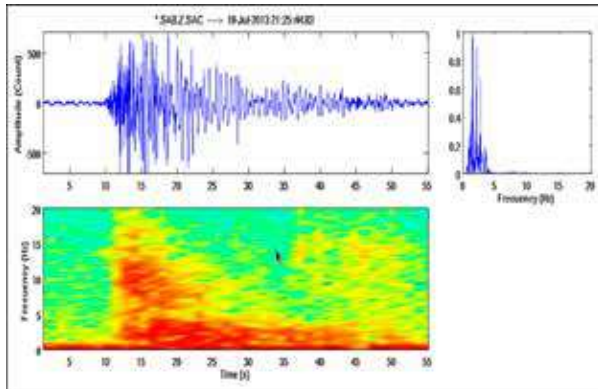


Figura 7. Evento Híbrido, registrado el 19 /07/2013 a la 21:25:25 UTC en la estación SABA.

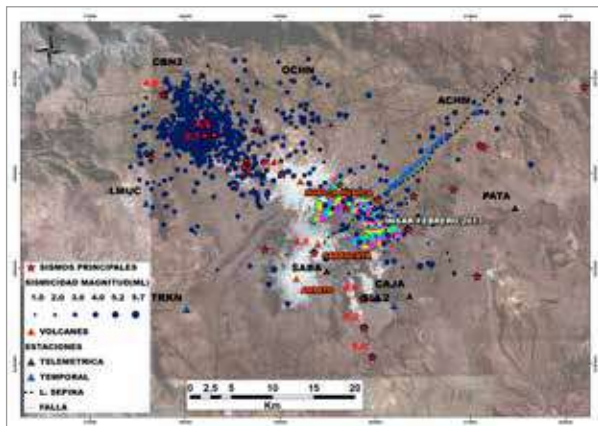


Figura 8. Distribución de Epicentros (Enero-Julio 2013) de los eventos Volcano-Tectónicos (VT).

3.5 Zonas Sísmicas.

Zona A.- La sismicidad en esta zona ocurre entre Febrero-Marzo (Ver Fig. 9, color verde). Se caracteriza por presentar 4 sismos principales ocurridos el 22 y 23 de febrero en dirección SE del cráter del volcán (4,6, 5,2, 5,0 y 4,5 ML), y profundidad < 10 km. Luego de estos eventos principales se presentaron réplicas y un incremento de emisiones fumarólicas de vapor de agua y gases magmáticos.

Zona B.- Se da entre Marzo-Julio muy cerca al centro poblado de Achoma, sobre el lineamiento Sepina, en dirección NE a 20 km del cráter del volcán, (Ver Fig. 9, color amarillo). En esta zona ocurrieron 2 eventos principales de 3,1 ML (26/05/2013) y 2,8 ML (01/06/2013) a profundidad de 16 y 17 km aproximadamente.

Zona C.- La sismicidad en esta zona currió en Julio, aproximadamente a 15 km al NO de cráter del volcán Sabancaya (Ver Fig. 9, color rojo), sobre el sistema

de fallas Huambo-Cabanaconde. Se caracteriza por constituir la mayor sismicidad distal (dVT) observada en este estudio. El evento principal presenta una magnitud 5,7 ML (17/07/2013) a profundidad < 9 km.

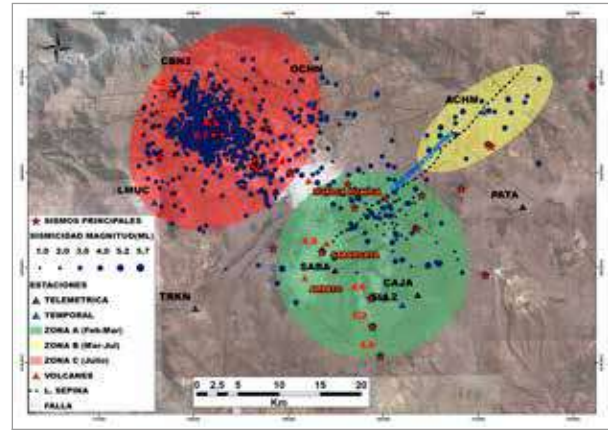


Figura 9. Zonas de sismicidad A, B, y C.

3.6 Monitoreo visual del volcán Sabancaya

Se realizó observaciones visuales, en inmediaciones de este macizo durante las numerosas visitas de campo, tanto con motivo de la instalación de equipos geofísicos u observaciones de los efectos de los sismos y de la actividad del volcán. La emisión de

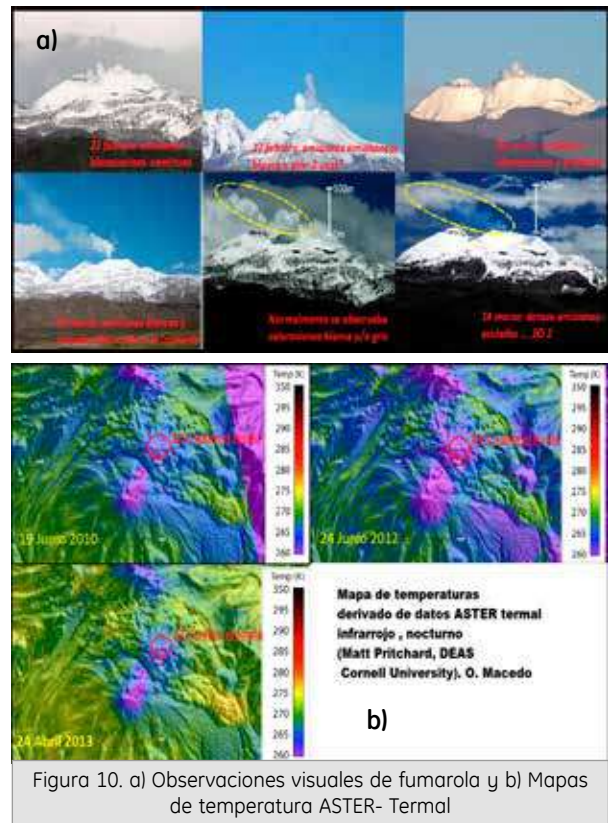


Figura 10. a) Observaciones visuales de fumarola y b) Mapas de temperatura ASTER- Termal

fumarolas durante los meses de monitoreo (febrero y marzo) ha sido variada. Se ha observado que los gases expulsados corresponden, en su mayoría, a vapor de agua. Estas columnas fueron relativamente de densidad media en los distintos días de este periodo. Por otra parte los gases expulsados fueron de coloración blanquecina a grisáceo (vapor de agua), principalmente. La emisión de gases de coloración azulina (gases magmáticos) se visualizó en el mes de marzo, alcanzando alturas próximas a los 500m.

4. Discusiones e Interpretación

4.1 Discusión de los eventos sismo-volcánicos y deformación en superficie

Gran parte de eventos registrados durante el periodo febrero y Julio 2013, son de tipo VT (88.4%), asociado a fractura de roca. Estos localizados preferencialmente hacia los sectores NE y NO, a distancias entre 7 a 15 Km del cráter y distribuida en dirección NO a SE y NE a SO respectivamente.

Gracias a imágenes InSAR, la Universidad de Cornell (USA) ha determinado la deformación en superficie, contemporánea a la sismicidad observada. Así, en la Figura 11 se observa interferograma (InSAR) de los periodos Enero 2012 – Mayo 2013 y Mayo –Julio 2013. Este método muestra que ha ocurrido una subsidencia de un máximo de 6cm en la zona que corresponde al enjambre sísmico del 22-23 febrero, a 6 km hacia el NE del cráter. Del mismo modo el método InSAR muestra para julio del 2013, una zona amplia de subsidencia de 16cm hacia el NE y de inflación de 6cm hacia el SO de una zona de falla situada a 15 km del cráter; esta zona se correlaciona con el enjambre sísmico observado en julio.

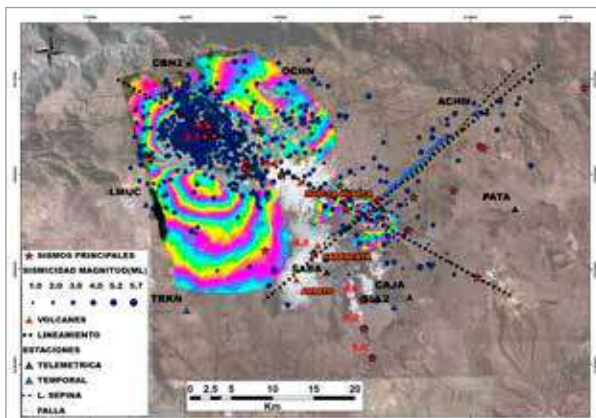


Figura 11. Correlación de eventos VTs localizados con las imágenes Interferograma

4.2 Discusión de mecanismos de falla en la zona del volcán Sabancaya

Se obtuvieron mecanismos focales de los eventos de mayor magnitud (> 1.8ML) y mejores registrados. Los resultados muestran; mecanismos focales de tipo Normal (extensión) y Inverso (compresión) ligeramente transcurrentes.

Los mecanismos de falla normal, en su mayoría están ubicados en el sector occidental, grosso modo distribuido y siguiendo un alineamiento NO-SE, donde numerosos planos de falla presentan rumbo N120°, es decir en correspondencia con el sistema de fallas tectónicas regionales de la región del Colca. Las fallas de este sistema presentan escarpas visibles en superficie, con movimiento recientes de tipo normal (Sebrier and Soler, 1991). También, aunque en menor grado, se observa sismos con mecanismos de falla inverso, y ligera componente de desgarre, que están situados preferencialmente en el sector oriental (NE, E y SE del cráter), resaltando aquellos localizados en dirección NE-SO, próximos al "lineamiento Sepina" (ver Fig. 12).

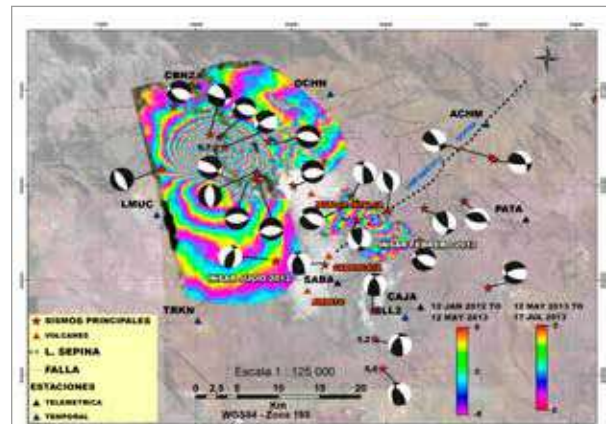


Figura 12. Correlación de los mecanismos focales con el sistema de fallas NO-SE, NE-SO y Interferograma

4.3 Interpretación

La intensa actividad sísmica (VT) ocurrida entre febrero y julio del 2013, estaría asociado probablemente al desequilibrio originado por una intrusión magmática a proximidades del volcán Sabancaya. Siendo la zona al sur del valle del Colca un área de gran actividad tectónica, la intrusión habría generado la reactivación del sistema de fallas de la zona, muchas de las cuales pueden ser observadas en superficie (dirección EO, SE-NO, y SO-NE). Esta alta sismicidad ha ocurrido de forma migrante involucrando principalmente los sectores situados al NO, N, NE, E y SE del cráter, a distancias entre 3 y 20 km y durante todo el tiempo

del actual estudio. Una característica notable es la presencia de eventos de LP (asociados a movimiento de fluidos) pero solo en la estación SABA situada a 3 km al sur del cráter.

La sismicidad VT migrante ha ocupado principalmente tres zonas, identificadas como A, B y C (figura 13b). Una característica notable es que los eventos ocurridos al inicio de la intranquilidad (22-23 Febrero) han sido del tipo "swarm" (enjambre), característico en ambientes volcánicos y no de tipo "mainshock - aftershock" (White, 2011; White and McCausland, 2013). En efecto, el 22 y 23 febrero 2013 la actividad sísmica, ha ocurrido en forma de enjambre, 4 sismos de 4.6, 5.2, 5.0 y 4.5 ML en el lapso de 24 horas (máximo número de eventos, 493 VT/día). Un comportamiento similar se observó también el 16-17 de julio con la ocurrencia de 3 sismos VT de 4.9, 4.2 y 5.7 ML en el lapso de 17 horas (máximo número de eventos, 1490/día) Ver Fig. 13a.

Los trabajos de White (2011) y White & McCausland (2013) han mostrado que la ocurrencia de sismicidad en enjambre, con ocurrencia en zonas próximas a volcanes activos es un importante signo de inminente actividad eruptiva. Asimismo, estos autores han mostrado que, frecuentemente, al inicio de la intranquilidad volcánica ocurre sismicidad de alta frecuencia o VT, que se sitúa lejos del cráter, a algunos kilómetros de distancia pudiendo llegar hasta los 30 km. En el origen o base de tal fenómeno estaría el ascenso del material magmático que induce la transmisión de presión de fluidos hasta distancias considerables.

Los datos presentados en este trabajo, registro de señales sismo-volcánicas, así como las observaciones in-situ que indican incremento de la actividad fumarólica (gases de coloración blanquecina asociado a vapor de agua y azulinas asociado a gases magmáticos) y temperatura del cráter (21°C en el 2010 y 31°C en el 2013 temperatura in-situ sobre el cráter) nos muestran que el volcán Sabancaya está siguiendo patrones de actividad acordes con el patrón observado por White (2013) y White & McCausland (2013) y desarrollándose en tres zonas sísmicas:

Zona A; La primera intrusión magmática ha iniciado su manifestación en superficie, entre los meses febrero-marzo 2013. Posiblemente la intrusión haya sido relativamente rápida, pero de poco volumen. Esta masa intrusiva causaría presión de fluidos lateralmente, sobre el sistema hidrotermal y acelero el proceso de ruptura del sistema de fallas existentes en dirección NE. A causa de este probable cuerpo ascendente (magma), se incrementa los eventos distales (VT localizado a 6 a 10 km en dirección NE del crater). En superficie además se observó deformación (hundimiento de hasta 7cm) en dirección NE (Ver Fig. 14b).

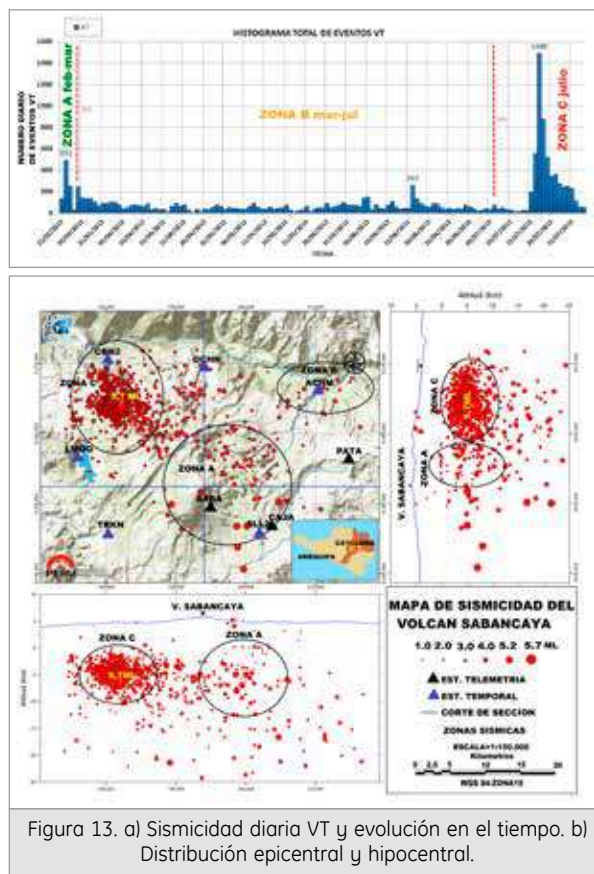


Figura 13. a) Sismicidad diaria VT y evolución en el tiempo. b) Distribución epicentral y hipocentral.

Zona B; De Marzo-Julio, la intrusión magmática se mantiene muy moderada y solo genera sismicidad leve y dispersa, sin generar deformación en superficie. (Ver Fig. 14c).

Zona C; Posteriormente, en Julio, ocurre un nuevo ascenso de magma que va ocasionar la amplia y energética sismicidad con epicentros en dirección NO a 15 km del cráter, causando fuerte deformación (hundimiento 16 cm y levantamiento de 6cm), tras el evento principal de 5.7 ML. En este sector (NO) se encuentran fallas tectónicas muy activas, las que muy posiblemente se reactivaron inmediatamente al recibir presiones provenientes de fluidos con origen magmático (Ver Fig. 14d).

5. Conclusiones

El análisis y clasificación de la información sismo-volcánica registrada por la RESSAB, nos ha permitido identificar 15253 eventos, diferenciando 5 tipos de señales denominadas; VT, LP, TREM, TOR y HIB.

Se logró localizar 1655 VT, distribuida en el tiempo en tres Zonas sísmicas:

Zona A (Febrero-Marzo) en dirección NE a 7 km del Cráter del Volcán Sabancaya.

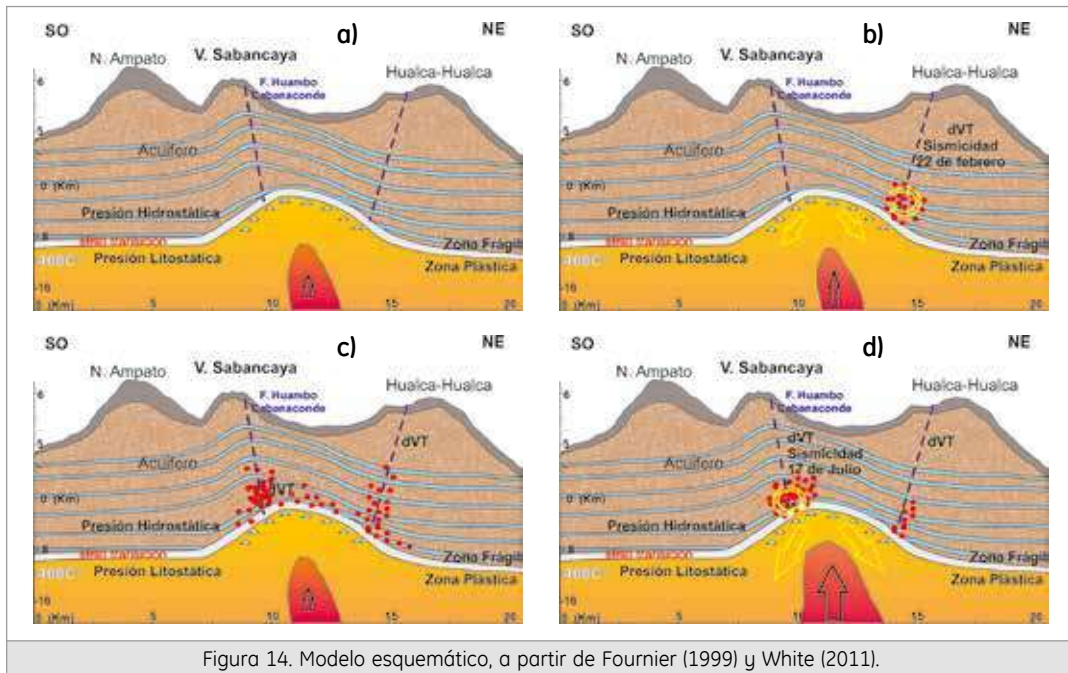


Figura 14. Modelo esquemático, a partir de Fournier (1999) y White (2011).

Zona B (Marzo-Julio) en dirección NE a 20 km del Cráter.

Zona C (Julio) en dirección NO a 15 km del cráter del volcán Sabancaya.

Para explicar la actividad sísmica y su migración, se propone la acción de una "intrusión magmática" que ha actuado en tres etapas que se esquematizan en la figura 14: (a) Estado inicial sin actividad volcánica. (b) intrusión magmática súbita aunque de poco volumen; esta actividad estaría asociada a la Zona A. (c) intrusión magmática lenta y moderada; estaría asociada a la Zona B. (d) intrusión importante, ocasionando amplia sismicidad; estaría asociada a la Zona C.

Los mecanismos focales de los sismos, y los datos InSAR del área de estudio muestran que los sismos corresponden esencialmente a fallamientos normales (sector NO), acorde con la tectónica observada sobre los Andes. Existe, sin embargo, una zona situada al E y NE donde se observa fallamiento inverso (zona Sepina).

Finalmente, la evolución descrita debería continuar y llevar a un proceso eruptivo en los meses siguientes, cuya magnitud dependerá principalmente del volumen de la intrusión magmática. Por tanto, si hay intrusión suficiente, la siguiente etapa sería la aparición de sismicidad de baja frecuencia (LPs) e híbridos en tasas mayores, así como de explosiones freáticas.

6. Agradecimiento

Deseo expresar mi agradecimiento al IGP-OVS, representado por el Investigador Científico Principal en el área de Volcanología, Dr. Orlando Macedo S.

7. Bibliografía

- Fournier, R., (1999).- Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment. *bulletin of the society of economic geologists*, p. 1205-1208.
- Hardebeck, J. (2008). - Hash: a Fortran program for computing earthquake first-motion focal mechanisms v1.2. U.S. Geological Survey and Institute of Oceanography. p. 1-17.
- Lahr, J. (1999). - Hypoellipse user guide, U.S. Geological Survey open-file report 99-23, on-line edition.
- Sebrier, M. & Soler, P. (1991).- Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from late orogenic Oligocene time to present. in: r.s. Harmon and C.W. rapelaeds, andean magmatism and its tectonic setting. *geol. soc. amer. spec. paper*, 265, 259-278.
- Snoke, J. (2003).- Focmec: focal mechanism determinations. Virginia tech, blacksburg, va, usa. art. p. 1-25.
- White, R. & Mccausland, W. (2013).- Curso de sismología Arequipa. "Pronóstico de erupciones explosivas basado en patrones sísmicos USGS " p. 1-86.
- White, R., (2011).- "Monitoring volcanoes and forecasting eruptions". volcano observatory best practices workshop: eruptions forecasting, 11-15 september 2011, Erice, Italy.

METODOLOGÍA PARA LA ALERTA LOCAL DE EVENTOS TSUNAMIGÉNICOS A PARTIR DEL ANÁLISIS FRECUENCIAL DE SEÑALES SÍSMICAS EN EL BORDE OCCIDENTAL DEL PERÚ

TSUNAMI LOCAL ALERT METHODOLOGY USING THE FREQUENCY ANALYSIS OF SEISMIC SIGNALS ON THE WESTERN EDGE OF PERU

JOSÉ LUIS GUZMÁN MENDIVIL

Universidad Nacional de San Agustín
Ingeniería Geofísica
Asistente.ssn@igp.gob.pe

Asesor: Dr. Hernando Tavera

Unidad de Sismología

Resumen

El Perú forma parte del denominado "Cinturón de Fuego del Pacífico" y su actividad sísmica está directamente asociada al proceso de subducción, donde la placa de Nazca se introduce bajo la Sudamericana, dando origen a sismos de magnitud elevada que muchas veces generan tsunamis (Chimbote, 1996; Arequipa, 2001 y Pisco, 2007). El objetivo del presente estudio es discriminar y generar una alerta temprana ante la ocurrencia de sismos locales que sean tsunamigénicos o no tsunamigénicos, y para ello se hace uso del método propuesto por Shapiro, et al., (1998). El método está basado en el análisis del registro sísmico y el cálculo de la Energía de Radiación (ER), considerando que los eventos sísmicos con registros y bajas frecuencias corresponden a eventos cercanos a la fosa y podrían ser potenciales sismos tsunamigénicos, más no aquellos con altas frecuencias con origen cerca a la costa. La metodología es aplicada a los registros de los sismos de 21 febrero de 1996 (7.5Mw) que produjo un tsunami que afectó la ciudad de Chimbote y el ocurrido el 12 de noviembre de 1996 (7.7Mw), que no generó tsunami. Los resultados muestran que la metodología es óptima para alerta temprana de tsunamis.

Palabras clave: Zona de subducción, Sismos locales, Sismos Tsunamigénicos, Tsunamis, ER.

1. Introducción

El Perú forma parte de la región sísmica más activa del mundo debido a que se encuentra ubicado en el Cinturón de Fuego del Pacífico. En Perú los terremotos de magnitudes mayores ocurridos recientemente son: 21 de febrero de 1996 (7.5 Mw, Chimbote), 12 de noviembre de 1996 (7.7 Mw, Nazca), 23 de junio de 2001 (8.2 Mw, Arequipa) y 15 de agosto de 2007 (7.9 Mw, Pisco).

En general, los eventos costeros de gran magnitud son acompañados de tsunamis, por lo tanto, además del fuerte movimiento del suelo, la llegada de grandes olas a la costa producen destrucción en los puertos y ciudades costeras.

La práctica ha permitido establecer que solo los sismos con magnitudes mayores a 7.0 Mw y con epicentro en el mar, son capaces de originar tsunamis. A fin de

alertar sobre la ocurrencia de tsunamis locales, en este estudio se elabora un algoritmo, en entorno gráfico, siguiendo la metodología propuesta por Shapiro et al., (1998). La metodología considera el análisis de los espectros de registros sísmicos en frecuencia a fin de discriminar la ocurrencia de eventos tsunamigénicos y no tsunamigénicos. Esta metodología es rápida y efectiva para la alerta temprana de Tsunamis en el campo cercano.

1.1. Tsunamis

El tsunami es básicamente una secuencia o tren de ondas de agua, que desde su origen, se desplazan en todas direcciones a gran velocidad (entre 400-700 km/h), desarrollándose en algunas rutas y mitigándose en otras, hasta llegar a las costas en un tiempo que depende de la distancia recorrida y la velocidad de propagación.

Los tsunamis se constituyen uno de los fenómenos naturales de mayor relevancia en el mundo por sus características de generación y propagación (Figura 1). Tsunami, proviene de las palabras japonesas “tsu” que significa puerto o bahía y “nami” que significa ola, dadas después del gran Tsunami de Meiji ocurrido el 15 de Junio de 1896 que terminó con la vida de 21,000 personas y cuantiosos daños materiales.

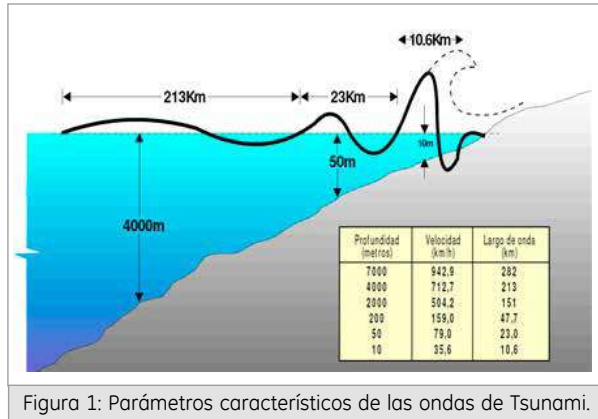


Figura 1: Parámetros característicos de las ondas de Tsunami.

2. Datos

La actual Red Sísmica Nacional (RSN) a cargo del Instituto Geofísico del Perú, proporciona información para monitorear la ocurrencia de sismos en el territorio peruano con fines de contribución a la investigación y alerta sobre la posible ocurrencia de tsunamis.

En este estudio se considera los registros de dos eventos sísmicos, uno con epicentro cerca de la fosa (21 febrero, 1996) y otro próximo a la costa (12 noviembre 1996), el primero generó un tsunami que llegó a la zona costera de la ciudad de Chimbote en un lapso de tiempo de 45 minutos. Los epicentros de estos sismos se muestran en Figura 2.

3. Metodología

Para la aplicación de la metodología desarrollada por, se considera registros de eventos sísmicos ubicados a distancias entre 300 a 550 km de la estación. El registro sísmico debe ser corregido por instrumento a fin de tener amplitudes en cm/seg y normalizado para el cálculo del espectro y de su energía de radiación (ER). La metodología establece que los eventos sísmicos con epicentros cerca de la fosa, se caracterizan por presentar espectros con frecuencias bajas y aquellos eventos sísmicos con epicentros cerca de la costa, presentan altas frecuencias. Los primeros son caracterizados como eventos generadores de tsunami (tsunamigénicos).

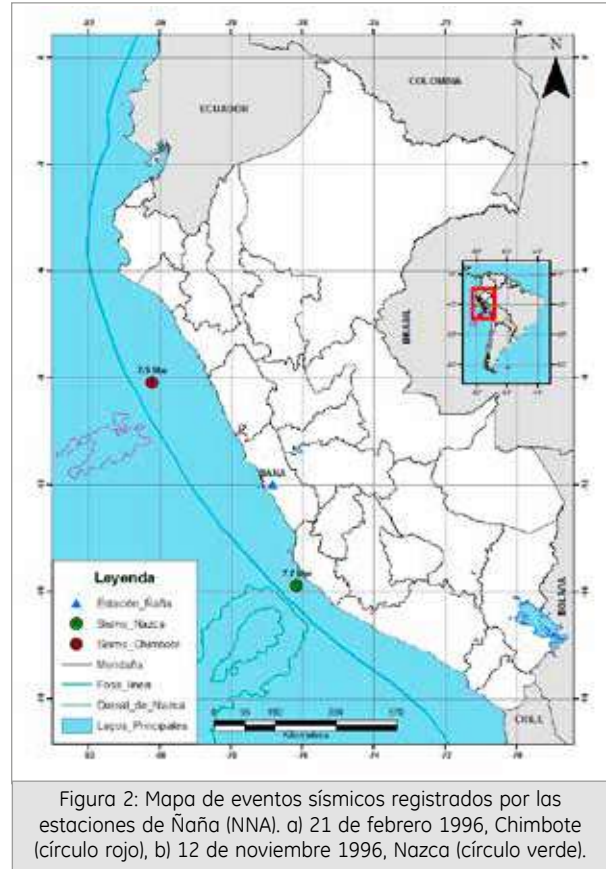


Figura 2: Mapa de eventos sísmicos registrados por las estaciones de Ñaña (NNA). a) 21 de febrero 1996, Chimbote (círculo rojo), b) 12 de noviembre 1996, Nazca (círculo verde).

Según Shapiro et al., (1998), el cálculo de ER, se realiza mediante la siguiente relación:

$$ER = \frac{\int_0^{\infty} [V_N^2(f) + V_E^2(f) + V_Z^2(f)] df}{\int_1^{\infty} [V_N^2(f) + V_E^2(f) + V_Z^2(f)] df}$$

dónde, $V_i(f)$ es el espectro de Fourier de la i-ésima componente del sismograma en velocidad normalizado a una distancia de 400 km.

Así mismo, la señal sísmica debe ser corregida, por:

a) El factor de **Propagación Geométrica**, dado por

$$R^{-0.5} \text{ o } \frac{1}{\sqrt{R}}$$

b) Por la **Atenuación Anelástica**; dada por:

$$e^{-\frac{\pi f R}{\beta Q(f)}}, \text{ y dónde:}$$

- **R**: Distancia Hipocentral.
- **B**: Velocidad de onda de corte y para el presente estudio se considera un valor de 3.75 Km/seg. .
- **Q (f)**: Factor de Calidad; expresado como $273f^{0.067}$, donde “f” es la frecuencia. En este estudio se considera pro defecto el valor de 1.62 Hz definido por Ordaz y Singh (1992).

Para el cálculo de ER es necesario, considerar un valor de frecuencia para los límites de las integrales. En

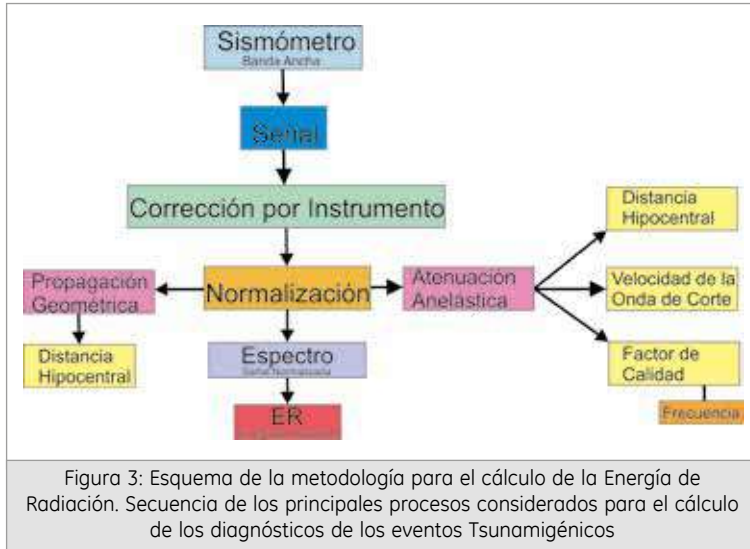


Figura 3: Esquema de la metodología para el cálculo de la Energía de Radiación. Secuencia de los principales procesos considerados para el cálculo de los diagnósticos de los eventos Tsunamigénicos

El evento número 17 (ver Figura 4) ocurrió el 19 de julio de 1997 (6.7Mw) y presenta su epicentro **cerca de la fosa**. El análisis espectral de su registro presenta bajas frecuencias; por lo tanto, es un evento **tsunamigénico** (Figura 5 B). Este evento generó un tsunami, pero no se reportó daños en la zona costera de México.

4. Aplicación en Perú

A continuación, se presentan los resultados obtenidos para dos eventos sísmicos registrados por la estación de Ñaña (NNA), ambos ocurrieron frente al borde Occidental del Perú (Figura 2).

este estudio, para el límite superior se considera 5 Hz, a fin de garantizar que los espectros estén por encima del ruido y para el límite inferior, se toma como valor la frecuencia más pequeña, pero evitando que los espectros sean dominados por el ruido; es decir, 1Hz.

En la Figura 3 se resume la metodología propuesta por Shapiro et al., (1998) y aplicada en este estudio.

Shapiro et al. (1998) para evaluar su metodología, analiza los registros de 17 eventos sísmicos ocurridos en el borde occidental de México, todos registrados por la estación sísmica la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), ubicada a una distancia de 250 km de la costa, ver Figura 4.

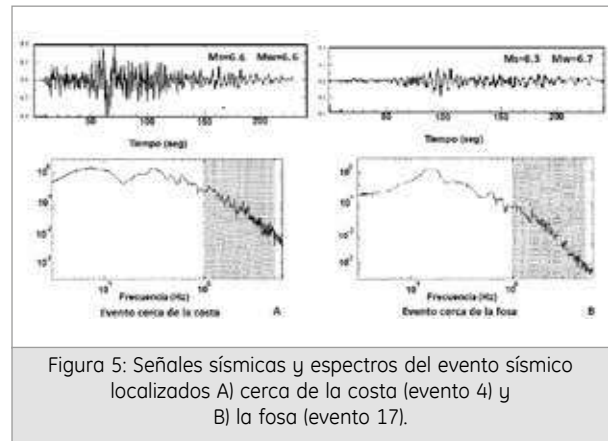


Figura 5: Señales sísmicas y espectros del evento sísmico localizados A) cerca de la costa (evento 4) y B) la fosa (evento 17).

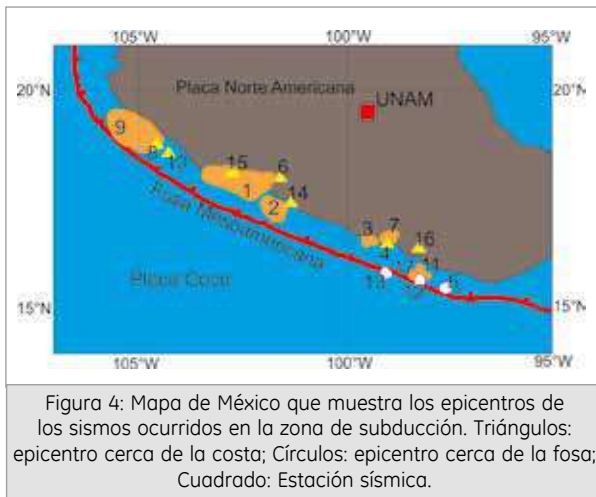


Figura 4: Mapa de México que muestra los epicentros de los sismos ocurridos en la zona de subducción. Triángulos: epicentro cerca de la costa; Círculos: epicentro cerca de la fosa; Cuadrado: Estación sísmica.

De estos eventos, el señalado con el número 4 (ver Figura 4) ocurrió el 24 de octubre de 1993 (6.6Mw) y presenta su epicentro **cerca a la costa**. El análisis espectral de su registro muestra la presencia de altas frecuencias; por lo tanto, corresponde a un sismo **no tsunamigénico** (Figura 5A).

Evento de Chimbote-1996

El **21 de Febrero de 1996**, a las 7h 51m (hora local), ocurrió un evento sísmico con magnitud 7.5Mw, y epicentro a 200 km de la **Ciudad de Chimbote** en dirección oeste y una profundidad de 18 km. La intensidad del sismo en la Escala Modificada de Mercalli (MM) fue de IV en la localidad de Chimbote. Este evento generó un tsunami que cobro la vida de 15 personas.

La estación sísmica de NNA se encuentra a 400 km con respecto al epicentro del sismo y el análisis frecuencial su registro evidencia la presencia de bajas frecuencias (menor a 0.4Hz); por lo tanto, corresponde a un **sismo tsunamigénico** (Figura 6).

Evento de Nazca-1996

El **12 de Noviembre de 1996**, a las 11h 59min (Hora local), ocurrió un evento sísmico con magnitud 7.7 Mw, y epicentro en la costa a 90 km al SO de la ciudad de Nazca y a una profundidad de 46 km. La intensidad máxima del sismo en la Escala Modificada

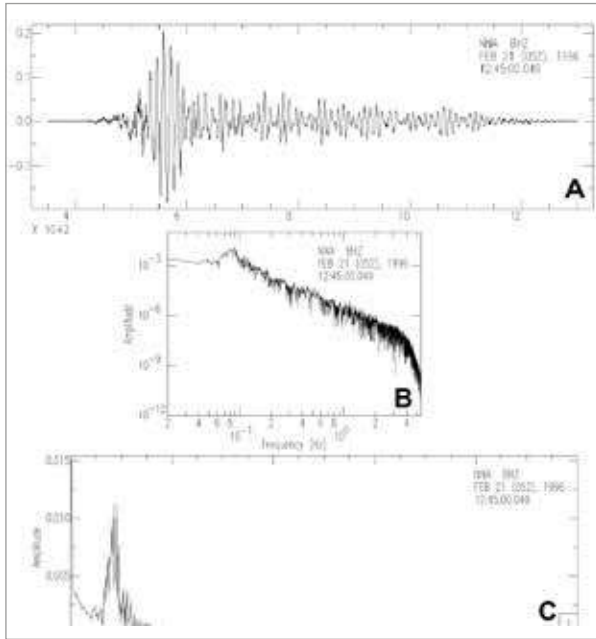


Figura 6: Señal del sismo de Chimbote localizado cerca de la fosa A) Señal con corrección instrumental, B), C) Espectros de la señal.

de Mercalli fue de VIII en Pisco. Para este sismo se reportó la ocurrencia de un tsunami que no causó daños severos en la zona costera de Pisco.

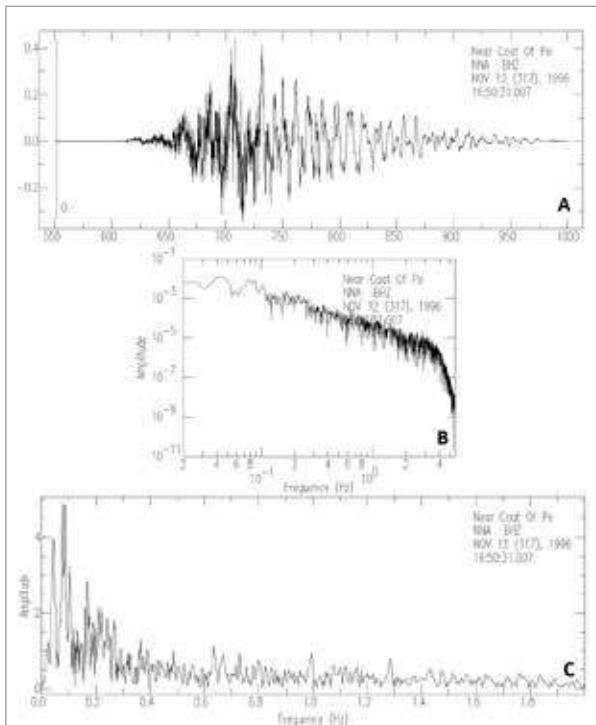


Figura 7: Señal del evento de Nazca localizado cerca de la costa A) Señal con corrección instrumental, B), C) Espectro de la señal

La estación sísmica de NNA se encuentra a 400 km del epicentro (ver Figura 2) y el análisis frecuencial de su registro sísmico se caracteriza por presentar un alto contenido frecuencial (mayor a 1.8Hz); por lo tanto, corresponde a un **sismo no Tsunamigénico** (Figura 7).

Conclusiones

- La metodología propuesta por Shapiro et al. (1998) permite discriminar entre eventos locales tsunamigénicos y no tsunamigénicos. Los primeros ocurren cerca de la fosa y se caracterizan por presentar bajas frecuencias; mientras que, los segundos, con epicentro cerca de la costa presentan altas frecuencias.
- La aplicación de la metodología
- El método permitirá dar alertas de tsunami con tan solo disponer de información sísmica de una estación sísmica.

Agradecimientos

Al Instituto Geofísico del Perú por brindarme las facilidades para desarrollar mi tema de tesis. A mi asesor, el Dr. Hernando Tavera, por la oportunidad y la inmensa paciencia que ha tenido en los últimos meses.

Bibliografía

Ordaz, M., y Singh, S., (1992). *Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquakes, an evidence of amplification in the hill zone of Mexico City*, Bull Seism. Soc. Am., 82, 24-43.

Shapiro N., Singh, S., y Pacheco, J., (1998). *A fast and simple diagnostic method for identifying tsunamigenic earthquake*, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional de México D.F., México.

Sistema Nacional de Defensa Civil, (1996): *Terremoto de Nazca 1996. Informe Técnico*.

Tavera, H., Antayhua, Y., (2004). *Estudio de la distribución espacial de las réplicas del sismo de Nazca del 12 de Noviembre de 1996 (Perú)*.

UNAM Seismology Group, (1986): *The September 1985 earthquake: aftershocks distribution and history of rupture*, Geophys. Res Lett., 13, 573-576.

Yauri, S., (1998): *Detección, localización y análisis de sismos tsunamigénicos: sistema de alerta de tsunamis tremors*. Tesis de ingeniero Geofísico, U. Nacional San Agustín de Arequipa.

DINÁMICA DE FLUJOS ALUVIONALES EN EL CENTRO POBLADO DE QUINCÉMIL, SUBCUENCA DEL RÍO ARAZA

ALLUVIAL FLOW DYNAMICS IN THE QUINCÉMIL VILLAGE – ARAZA RIVER SUB-BASIN

CHAHUA JANAMPA, JHON ELVIS

Universidad Nacional Mayor de San Marcos
Facultad de Ciencias Físicas – E.A.P de Ingeniería
Mecánica de Fluidos
j.chahua.imf@gmail.com
+51 999-020-593

Asesor: Ing. Juan Carlos Gómez Avalos
Unidad de Geodinámica Superficial

Resumen

El centro poblado de Quincemil (Figura 04), ubicado en el extremo Este de la región Cusco (Figura 03), presenta la mayor tasa de precipitación en todo el país con 6868.10 mm en relación con los 3500 mm media anual en toda la Amazonía peruana. Este factor climático es el principal detonante para la formación de flujos aluvionales, los cuales al depositarse dan origen a terrazas aluvionales. Quincemil se encuentra asentado sobre 3 terrazas aluvionales (Figura 05) de 2, 5 y 8 m de espesor siendo éstas, evidencias de paleoeventos aluvionales extremos. Por estas características el centro poblado de Quincemil es susceptible a la ocurrencia de este tipo eventos extremos.

En el presente estudio de investigación, se realizó la simulación del flujo aluvional extremo a través del programa FLO-2D. Se ingresó un hidrograma líquido con un caudal pico de 5538.6 m³/s (Figura 07) y se estimó un hidrograma sólido con una concentración máxima de 50%; se generó un modelo digital de terreno con una resolución de 30 m que sirvió como escenario para la simulación del flujo; y se realizó el cálculo de los parámetros reológicos con los datos obtenidos en campo, como la concentración de arcilla en la matriz de la terraza (30%) y el valor de número de Manning en el cauce del río y en las áreas aledañas (0.057 y 0.080).

El resultado de la simulación del flujo aluvional extremo permitió observar una inundación de 40.19 ha en el centro poblado de Quincemil, aproximadamente el 53% del área total, con profundidades de 0.1 hasta 30 m del flujo aluvional, quedando sin inundarse las viviendas asentadas sobre la terraza más antigua (T3).

Palabras claves: Flujos aluvionales, eventos extremos, simulación de un flujo aluvional extremo.

Introducción

Las subcuencas amazónicas del Perú se caracterizan generalmente por estar cubiertas de grandes mantos de nubes, las cuales son impulsadas por los vientos Alisios desde la vertiente Atlántica, en dirección Este a Oeste, y chocan contra el flanco Oriental de los Andes. Estos mantos al ascender tratando de cruzar la Cordillera de los Andes, se encuentran con zonas de temperaturas menores a ellas, lo cual causa que se condensen originando intensas precipitaciones, dando origen así a la formación de ríos con gran potencial hídrico y tasas de sedimentación, tales como el río Ucayali, Araza, Marañón, etc. Este factor climático es uno de los principales desencadenantes de

los movimientos en masa tales como deslizamientos, caída de rocas, flujos aluvionales, etc.

Específicamente una de las subcuencas amazónicas del Perú es la del río Araza, en ella se encuentra asentada el centro poblado de Quincemil a 13°13'50" de latitud Sur y 70°45'15" de longitud Oeste, ubicado en el límite de la cordillera Suroriental y sobre la faja Subandina, que se caracterizan por presentar grandes elevaciones y relieve ondulado respectivamente. Por su ubicación geográfica, geomorfológica y la dinámica de los mantos de nubes, presenta mayor la tasa de precipitación en el país con 6,868.1 mm en relación a los 3,500 mm media anual en toda la Amazonía peruana. Principalmente por estas

características, este poblado es susceptible a ser afectado por eventos aluvionales de gran magnitud. Estos eventos están conformados por una mezcla de agua, clastos de diferentes diámetros y sedimentos de variada granulometría, que al sedimentarse forman terrazas aluvionales.

Existe evidencia de paleoeventos aluvionales extremos, identificados por la presencia de terrazas que fueron formadas por la dinámica sedimentológica de estos flujos. Como parte de la dinámica actual las ocurrencias registradas de estos flujos en las últimas cuatro décadas destacan, la más antigua en enero de 1988 que afectó un tramo de 1200 m de la carretera que atraviesa la localidad y la más reciente en enero del 2006, que afectó más de 50 hectáreas del centro poblado de Quincemil.

Este trabajo tiene como objetivo caracterizar la dinámica de los flujos aluvionales y estimar las áreas susceptibles a inundarse ante la ocurrencia de un evento extremo aluvional en el centro poblado de Quincemil, con la finalidad de contribuir en la gestión del riesgo de desastres y planes de ordenamiento territorial.

Generalidades

Los flujos que se producen por los movimientos en masa, presentan movimientos relativos de las partículas dentro de una masa que se desplaza sobre una superficie. Estos pueden ser lentos o rápidos, así como secos o húmedos y pueden presentar clastos de diferentes tamaños o solo tierra; lo cual se debe a las condiciones que lo generan y al comportamiento que presenta en su recorrido, es decir a la mecánica del flujo.

Mecánica de los flujos

Al ocurrir un evento anómalo como Lluvias extraordinarias, sismos fuertes o deshielos rápidos se pueden generar procesos de deslizamiento o erosión, los cuales producen una concentración de sedimentos o partículas sobre las laderas o cauces. Las masas que se sueltan pueden estar saturadas o puede haber aporte adicional de agua de acuerdo a las características del proceso activador. La concentración de sedimentos sueltos sobre una pendiente fuerte propicia su movimiento (Figura 01).

Cuando se inicia este movimiento, la velocidad y el caudal aumenta bruscamente como en una especie de onda. En este proceso pueden incorporarse al flujo nuevos sedimentos.

Al disminuir la pendiente o aumentar el ancho del canal ocurre una disminución de la velocidad o

frenado del flujo. La energía cinética disminuye y se produce sedimentación de las partículas.

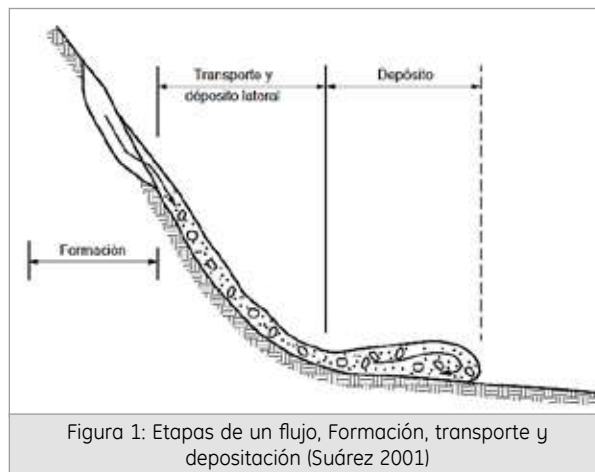


Figura 1: Etapas de un flujo, Formación, transporte y depositación (Suárez 2001)

Debido a su mecánica compleja se han realizado investigaciones para poder representar la dinámica de estos. Los primeros modelos matemáticos para la caracterización de las avalanchas de tierra partieron de la base de la resistencia de los materiales, de acuerdo a la ecuación de Coulomb (Johnson y Rodine, 1984). Posteriormente se involucraron modelos hidráulicos como los de Bingham, Manning y Bagnold, los cuales fueron adaptados al comportamiento de fluidos producto de la mezcla de suelo y agua.

Posteriormente, se presentaron modelos bidimensionales de diferencias finitas basados en la reología del flujo a través de ensayos empíricos, como los propuestos por Takahashi y Tsujimoto (1985) donde incluían los esfuerzos dispersivos de Bagnold (1954). Que luego fue modificado por Nakagawa y Takahashi (1989) para incluir la turbulencia.

Finalmente O'Brien y Julien (1985) proponen un modelo cuadrático (Figura 02), donde relaciona el esfuerzo de cedencia y la viscosidad con la concentración volumétrica de sedimentos.

$$\tau = \tau_v + \mu \frac{\partial u}{\partial y} + C_1 \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right)^2$$

Figura 2: Ecuación del modelo cuadrático de O'Brien y Julien.

Este último modelo fue utilizado para la representación de la dinámica del flujo aluvional, utilizando como herramienta de ayuda un modelo numérico computacional FLO-2D, aprobado por la FEMA (Federal Emergency Management Agency, USA) y siguiendo una propuesta metodológica.

Aspectos Metodológicos

Para el análisis de la dinámica y el modelamiento de los flujos aluvionales se tuvo en cuenta los siguientes aspectos:

Análisis de susceptibilidad:

Para que ocurra en evento de flujos aluvionales debe existir las siguientes condiciones; la existencia de materiales susceptibles a desprenderse del suelo; la susceptibilidad de la ocurrencia de un evento activador, que en este caso son las lluvias extraordinarias. Estos datos y parámetros fueron obtenidos en el estudio de campo e información recolectada.

Cálculos de caudales:

Se debe definir los caudales de agua disponible, para una precipitación máxima esperada. Para esto se utilizó las precipitaciones máximas en 24 horas multianuales. Las cuales pasaron por un proceso de análisis de frecuencia, y validado por una prueba de bondad de ajuste; se estimó un caudal máximo probable para una periodo de retorno de 100 años (según lo recomendado por el Ministerio de Economía y Finanzas) el cual se utilizó para la generación de un hietograma de la lluvia con el modelo de *Tormentas Hipotéticas*; se separó la precipitación infiltrada de la lluvia neta del hietograma utilizando el modelo de *Número de Curva*; para transformar la lluvia a un hidrograma se utilizó el método del *Hidrograma unitario sintético* y se añadió el caudal base del río Araza. Estos modelos utilizados son modelos propuestos por el Servicio de Conservación de Suelos de los Estados (SCS).

Cálculo de la concentración volumétrica de sedimentos:

Para este caso se analizó las terrazas aluvionales presentes en el centro poblado y comparándolas con la clasificación de flujo según la concentración volumétrica (Cv) propuesta por O'Brien en 1988.



Figura 3: Mapa regional y provincial del Perú

Selección de parámetros reológicos:

En este caso se analizó en base a las muestras tipo, cuyas variables dependen del porcentaje de arcilla contenido en la matriz del flujo y comparándolas con las matrices de las terrazas presentes en campo.

Determinación del valor del número de Manning:

Es necesario realizar esta determinación en el cauce del río y de las áreas aledañas. Estos valores fueron determinados a través del método de técnicas de campo en superficie de agua por el SCS y la tabla de coeficientes de Ven Te Chow, respectivamente.

Aplicación del modelo numérico computacional:

Como herramienta de ayuda para la simulación de un evento extremo se utilizó el programa FLO-2D, el cual permite ingresar los datos calculados anteriormente y realizar el análisis de la dinámica del flujo aluvional.

Calibración del modelamiento:

Para este proceso se utiliza la información de los eventos anteriores y de los testimonios de los pobladores.

Área De Estudio

El centro poblado de Quincemil (Figura 04) se encuentra asentado en el distrito de Camanti, provincia de Quispicanchi, región Cusco (Figura 03).

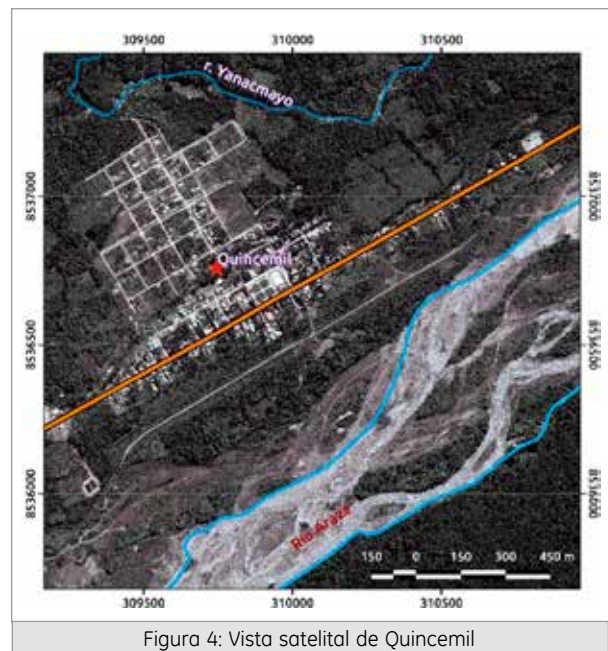


Figura 4: Vista satelital de Quincemil

Cerca al centro poblado se pudo diferenciar principalmente 3 terrazas aluviales (Figura 05) y una terraza aluviofluvial. La terraza fluvioaluvial (T0), se encuentra en formación por la dinámica sedimentológica del río; y las terrazas T1, T2 y T3 son de origen aluvional.



Figura 5: Delimitación de terrazas en Quincemil

Este poblado pertenece a la subcuenca del río Araza (Figura 06). Presenta pendientes pronunciadas, un río estrecho con aportantes de sedimentos proveniente de la cabecera de la cuenca, lo cual se deduce que existe material susceptible a desprenderse; además presenta la mayor tasa de precipitación en todo el país. Estas características satisfacen con el análisis de susceptibilidad descrita en la metodología.

Para el cálculo del hidrograma de una tormenta en un evento extremo se utilizó la información de la estación meteorológica de Quincemil a cargo del Senamhi, estos datos pasaron por una serie de modelos para la generación del hietograma e hidrograma de la

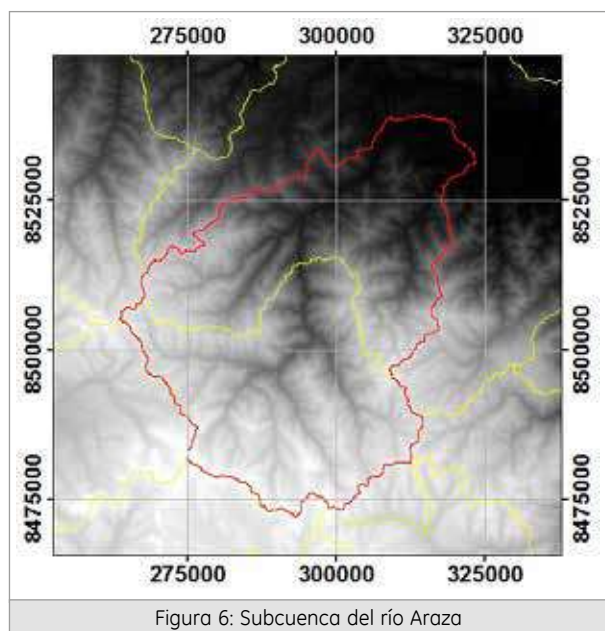


Figura 6: Subcuenca del río Araza

tormenta, descrita en la metodología. El hietograma presenta una precipitación total de 314.94 mm en 24 h, con un pico de 47.5 mm y el hidrograma tiene un caudal pico de 5,538.6 m³/s (Figura 07).

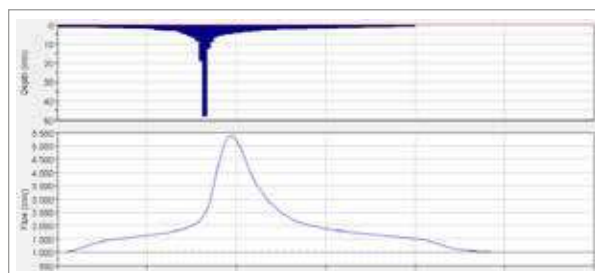


Figura 7: Representación del Hietograma e hidrograma de una tormenta

Para el siguiente análisis, se identificaron las terrazas aluviales (Figura 08), en la cual se identificó una concentración de 30% de arcilla en la matriz y una concentración volumétrica de sedimentos de 50% y estos datos se comparó con las tablas propuestas por O'Brien para determinar los parámetros reológicos y la concentración volumétrica del flujo.



Figura 8: Perfil de una terraza aluvial (T3)

De acuerdo a lo identificado, el tipo de flujo a modelar es un flujo hiperconcentrado granular representado por un modelo reológico de Aspen Natural Soil, con un límite líquido de 0.25 y un índice plástico de 0.06.

Se caracterizó el coeficiente de rugosidad del canal del río con un valor de número de Manning de 0.057 y para las áreas aledañas de 0.080 (Figura 09).

Se generó un modelo digital de elevaciones (Figura 10) con una resolución de 30 m, el cual fue escenario donde se realizó la simulación del flujo aluvional.

Se realizó el mallado con una resolución de 30m (Figura 11) para el cálculo numérico.



Figura 9: Mapa del valor del número de Manning.

Todos los datos obtenidos fueron ingresados al programa FLO-2D.

Discusión y Resultados

Se obtuvo un mapa de las alturas máximas que alcanza el flujo aluvional durante el evento extremo (Figura 12).

Se observa que el 53% del centro poblado podría ser inundado (40.19 ha), por lo tanto es de alto peligro por ser susceptible a inundarse.

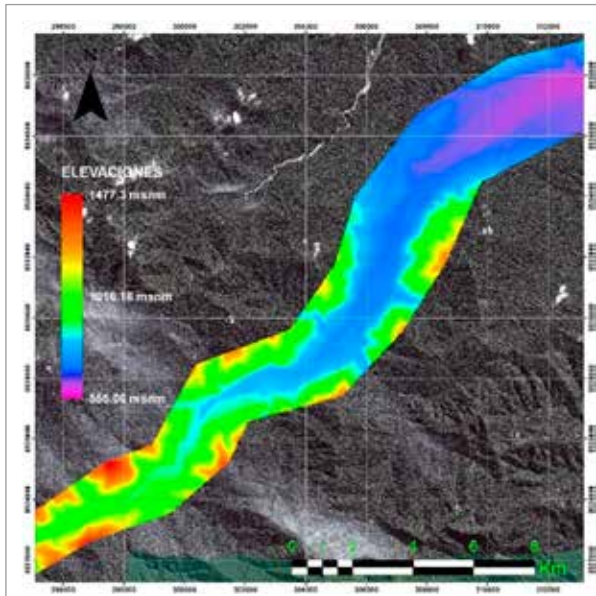


Figura 10: Modelo digital de elevación

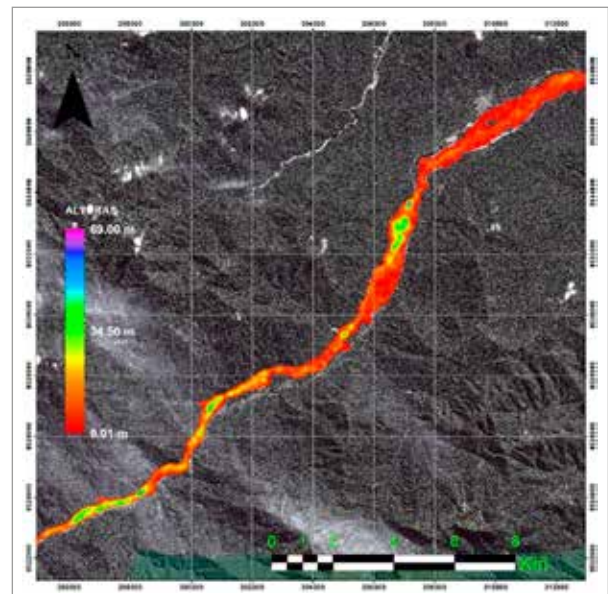


Figura 12: Alturas máximas del flujo.

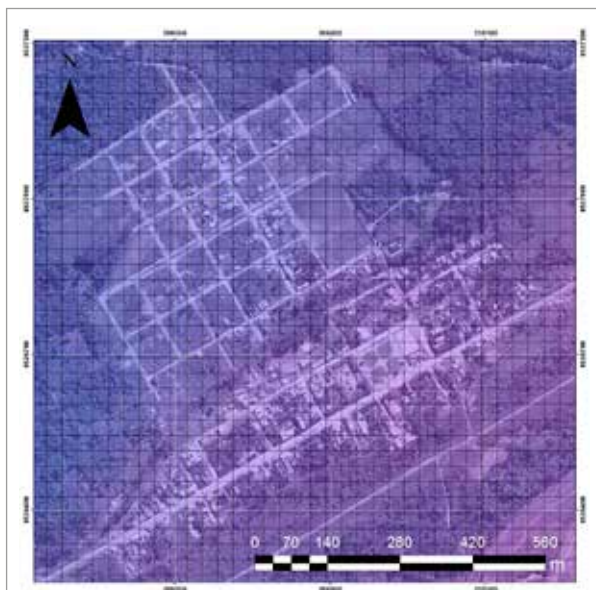


Figura 11: Vista ampliada del mallado con 30 metros de resolución.

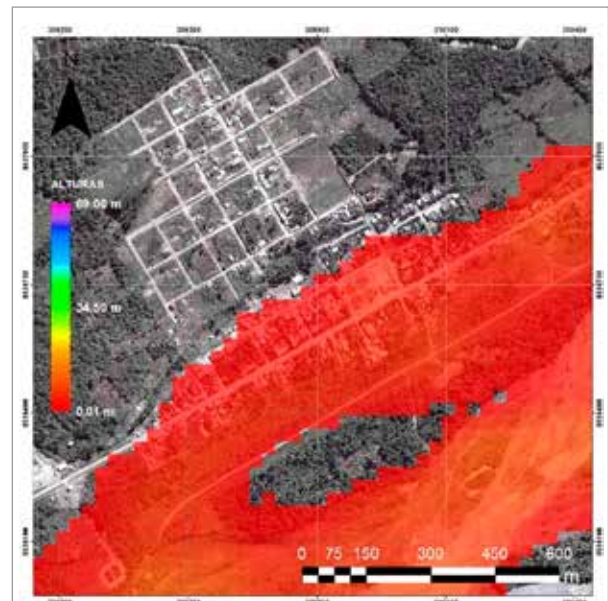


Figura 13: Vista ampliada de las profundidades máximas del flujo en Quincemil.

Estos resultados contribuirán en la gestión de riesgo de desastres y planes de ordenamiento territorial.

Conclusiones

Los resultados de la presente investigación han permitido llegar a las siguientes conclusiones:

La aplicación de la metodología empleada ha permitido generar mapas de alturas máximas que alcanza el flujo ante la ocurrencia de un evento extremo.

Las viviendas asentadas en la terraza 3 (T3) son menos susceptibles a inundarse ante la ocurrencia de un evento extremo de flujos aluvionales.

Recomendaciones

Las autoridades correspondientes deben elaborar planes para mitigación de desastres ante la ocurrencia de un evento extremo de flujos aluvionales.

Se recomienda asentar las nuevas viviendas sobre la terraza 3, a fin de reducir el riesgo a inundarse ante la ocurrencia de eventos extremos.

Referencias Bibliográficas

Aparicio M. Francisco (1992). Fundamentos de Hidrología de superficie. Primera edición, Editorial Limusa. México.

Ven Te Chow, David Maidment y Larry Mays, (1994). Hidrología aplicada. MacGRAW-HILL INTERAMERICANA. Santafé de Bogotá, Colombia.

Suárez D. Jaime (2001). Control de erosión en zonas tropicales. División de editorial y publicaciones Universidad Nacional de Santander. Bucaramanga, Colombia.

Bes De Berc, Séverine (2003). Tectonique de chevauchement, surrection et incision fluviale (Exemple de la zone subandine, Haut bassin Amazonien). Université Toulouse III – Paul Sabatier UFR SVT (Science de la vie et de la terre). Francia.

Jakob, M. y Hungr, O. (2005). Debris-Flow Hazards and Related Phenomena. Praxis-Springer. Berlin Heidelberg, Alemania.

Castillo N. Leonardo, (2006). Aplicación de un modelo numérico de flujos de escombros y lodo en una Quebrada en el Perú. Universidad Nacional de Ingeniería. Lima, Perú.

Ping Sien Lin, Jie Hua Lee y Chi Wen Chang, (2011). An application of the FLO-2D model to debris-flow simulation - a case study of song-her district in Taiwan. Italian Journal of Engineering Geology and Environment. Taiwan.

Pierre Y. Julien, Claudia A. León S. (2011). Mud floods, mudflows and debris flows classification, rheology and structural design. Colorado State University, Fort Collins, CO 80523. United State of American.

CARACTERIZACIÓN GEODINÁMICA DEL DESLIZAMIENTO – FLUJO YANACOLPA EN EL DISTRITO DE PAROBAMBA, PROVINCIA DE POMABAMBA, REGIÓN ANCASH

CHARACTERIZATION OF GEODYNAMICS LANDSLIDE - FLOW YANACOLPA IN THE PAROBAMBA DISTRICT, POMABAMBA PROVINCE, ANCASH REGIÓN

CRISTHIAN ANDERSON CHIROQUE HERRERA

Universidad Nacional de Piura
Facultad de Ingeniería de Minas-Escuela Ing.
Geológica
cristhianchiroque@gmail.com

Asesor: Ing. Juan Carlos Gómez Avalos

Unidad de Geodinámica Superficial

Resumen

El distrito de Parobamba presenta movimientos en masa activos que afectan la seguridad física del poblado. El deslizamiento de mayor magnitud se ubica en el cerro Yanacolpa, a 2.5 Km al NO de la zona urbana del distrito de Parobamba. Este deslizamiento de tipo rotacional tiene una posterior fase de flujo, el cual se extiende 2 km de largo y 500 metros de ancho, la dinámica del flujo ha modificado el curso de la quebrada Chogo, con la amenaza de un posible represamiento y posterior embalse. La escarpa principal del deslizamiento llega a medir 300 m de largo con un salto de falla 5 m, con movimientos retrogresivos. Este movimiento en masa alcanza gran tamaño y extensión, afectando las laderas del cerro Yanacolpa.

Los materiales sobre los cuales se desarrollan dichos eventos son de naturaleza principalmente arcillosa y cuyo basamento rocoso es de edad Jurásica conformado por lutitas con intercalaciones de arenisca. La ocurrencia de grandes deslizamientos en el distrito de Parobamba, entre las que destaca el deslizamiento-flujo "Yanacolpa", ha quedado demostrada con claras evidencias geológicas-geodinámicas en procesos recientes de reactivación de estos (MM). El primer evento fue detonado por el sismo de 1970 y posteriores reactivaciones por precipitaciones pluviales extremas.

La aplicación de la geotecnia y los métodos de la ingeniería geológica para el desarrollo de las diferentes fases de trabajo de la investigación le brindan a este estudio un nuevo enfoque. Ya que existen escasos antecedentes de aplicación de técnicas de ingeniería acompañados de ensayos de laboratorio de mecánica de suelos apoyados con datos cuantitativos y cualitativos para determinar la calidad de los suelos y el basamento rocoso sobre los cuales se desarrolla este evento.

Es importante determinar a través de esta investigación si, futuros eventos de movimientos en masa de gran magnitud afectarán la seguridad física de la parte baja de Yanacolpa (15 viviendas) y la zona urbana de Parobamba.

Palabras clave: Movimiento en masa, geodinámica, deslizamiento.

Abstrat

The district has Parobamba active mass movements affecting the security of the town. Slippage of greater magnitude is located in the Yanacolpa hill, 2.5 km northwest of the urban area of the district Parobamba. This sliding rotational type has a downstream flow, which extends 2 km long and 500 meters wide, the flow dynamics has changed the course of Chogo broken, with the threat of a possible dam and reservoir back. The main scarp of the landslide grows to 300 m long with a jump fails 5m, with retrogressive movements. This mass movement reached great size and extent, affecting the hillsides Yanacolpa.

The materials upon which these events take place are mainly clayey nature and whose bedrock is composed of Jurassic age sandstone with interbedded shales. The occurrence of large landslides in the district Parobamba, among which the slip-flow “Yanacolpa”, has been demonstrated by clear evidence geological-geodynamic processes in recent reactivation of these (MM). The first event was triggered by the 1970 earthquake and subsequent reactivations by extreme rainfall.

The application of the geotechnical and geological engineering methods for the development of the different phases of research work on this study will provide a new approach. Since there is little history of applying engineering techniques accompanied by laboratory tests of soil mechanics supported with quantitative and qualitative data to determine the quality of the soil and the bedrock on which this event takes place.

It is important to determine from this study whether future events of mass movements of great magnitude will affect the security of the lower Yanacolpa (15 homes) and the urban area of Parobamba.

Keywords: Mass movement, geodynamics, landslide.

1. Introducción

El término movimientos en masa (MM) incluye todos aquellos movimientos ladera abajo de una masa de roca, de detritos o de tierras por efectos de la gravedad (Cruden, 1991).

El Perú forma parte del borde occidental de América del Sur, caracterizada por ser una de las regiones sísmicas más activas del mundo. Esta actividad sísmica representa uno de los factores detonantes de gran parte de movimientos en masa, tal como sucedió en el año 1970 con el terremoto de Yungay.

En el contexto hidroclimático respecto al evento de El Niño, procesos de movimientos en masa (huaycos y deslizamientos), se presentaron en gran número durante el evento excepcional entre los años 1997-98, sin embargo en la región son frecuentes estos procesos en épocas de lluvias estacionales. (FRANCO, E., 1998)

La ocurrencia de estos movimientos en masa está relacionada a la complejidad geológica, geomorfológica y climatológica de la zona. Las precipitaciones pluviales son el factor vinculado a reactivaciones de grandes MM entre estos: deslizamientos, flujos, reptación de suelos, aluviones, avalanchas de rocas y movimientos complejos.

El deslizamiento “Yanacolpa” es el evento de mayor magnitud hasta ahora registrado en el distrito de Parobamba, la fase de flujo llega a medir hasta 3 km de largo y 500 m de ancho. La escarpa principal se ubica a 3750 m.s.n.m, mide 300 m de largo con un salto de 5 m aproximadamente con escarpas secundarias del mismo orden. Los materiales sobre los cuales se desarrolla este evento son de naturaleza arcillosa lo que incrementa el peligro ya que estos

sedimentos en presencia de agua son muy inestables, provocando nuevos procesos de reactivamiento.

2. Metodología de trabajo

La metodología para el desarrollo de esta investigación, se dividió en varias fases que toman en cuenta, tanto el trabajo de campo, así como de gabinete.

Fase Gabinete I y II

En la primera fase de gabinete se recopilaron datos bibliográficos y cartográficos tales como: mapas topográficos, los cuales se utilizaron para elaborar modelos digitales de terreno, así como fotografías aéreas e imágenes satelitales para realizar comparaciones multitemporales de los eventos.

En la fase de gabinete II se digitalizaron mapas temáticos: geomorfología, geología regional, geología local y geodinámica superficial. Se procesaron los resultados obtenidos en los ensayos de suelos los cuales permitieron describir los procesos de geodinámica superficial y caracterizar los materiales involucrados en el deslizamiento-flujo Yanacolpa.

Trabajo de Campo

Se realizaron hasta 4 campañas de campo, en la primera se elaboró el cartografiado geológico, geomorfológico y geodinámico. En la siguiente campaña se ejecutó la geotecnia en la que se recolectaron muestras de suelos provenientes de 03 calicatas, 06 DPL y la misma cantidad de posteos. Posteriormente, se realizó el levantamiento topográfico a detalle escala (1/10 000) para elaborar un modelado computacional del deslizamiento - flujo Yanacolpa. Finalmente, se elaboró un nuevo cartografiado debido a los recientes reactivamientos ocurridos entre los años 2012 al 2015.

3. Características del área de estudio

La zona de estudio se ubica entre las coordenadas 8°40' 33" y 8°40'4" latitud sur y 77°25'23" y 77°25'54" longitud Oeste, entre las cotas 3870 y 3150 m.s.n.m., cubriendo un área total 1.8 km². El área de influencia abarca los caseríos Yanacolpa, Laurel, Potrero, entre otros; que forman parte del distrito de Parobamba, Figura 1.

El acceso se realiza desde la ciudad de Lima a la ciudad de Huaraz a través de vía asfaltada en buen estado por aproximadamente 8 horas (405 km), desde allí se parte hacia la provincia de Pomabamba con vía afirmada por cerca de 10 horas (290 km), para finalmente dirigirse al distrito de Parobamba a través de trocha carrozable en mal estado por espacio de 3 horas (40 km).



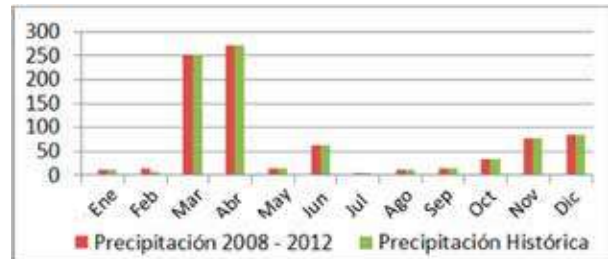
Figura 1. Mapa de ubicación, el cuadro color rojo indica la zona de estudio.

3.1 Condiciones Climatológicas

La Región Ancash se ubica en la zona intertropical (tropical y subtropical) por lo que presenta climas variados con frecuentes lluvias durante todo el año acentuadas en los meses de Diciembre a Marzo.

Según el mapa de precipitaciones de SENAMHI (2003), las lluvias acumuladas para periodos lluviosos normales alcanzan entre 80 a 300 mm por año (Cuadro 1), acentuadas entre los meses de Diciembre a Abril. De acuerdo a la información disponible de las estaciones meteorológicas de la zona, la precipitación pluvial anual de la zona varía entre 14 - 271 mm (SENAMHI, 2012).

Precipitaciones en periodos lluviosos normales



Cuadro 1. Precipitación anual promedio entre los años 2008 al 2012, (SENAMHI, 2012)

Los reactivamientos de movimientos en masa ocurrieron en años donde se presentaron índices lluviosos muy por arriba de los parámetros normales. Es así que, en presencia de eventos tipo "El Niño" las lluvias varía entre 1000 a 1400 mm por año casi 4 veces más de lo normal, Cuadro 1.

3.2 Geología Regional

Geológicamente gran parte de la zona estudiada está conformada por rocas sedimentarias, cuyas edades comprenden desde el Jurásico Superior, Cretáceo hasta el Cuaternario Reciente. Las Formaciones sedimentarias tiene un origen marino continental, es decir formaron parte de antiguos fondos oceánicos que emergieron con el inicio del desarrollo andino en el Paleozoico Superior hace 290 millones de años.

A finales del Jurásico, los Andes peruanos estuvieron caracterizados por la presencia de un alineamiento volcánico denominado Colán, asociado a una sedimentación continental. Este conjunto fue bruscamente reemplazado por una cuenca marina subsidente, a la que se le denominó Cuenca Chicama, conformada por lutitas con intercalaciones de areniscas, las cuales representan el mayor porcentaje de sedimentos sobre el cual se desarrolla el deslizamiento-flujo Yanacolpa. La Formación Chimú aflora hacia el SO y NE de Parobamba en dos franjas con dirección andina, sedimentos conformados por estratos de lutitas y areniscas piritosas con nódulos ferruginosos, lo que confirma la presencia de paleoambientes reductores. Finalmente, se encuentran los depósitos Cuaternarios conformados principalmente por materiales coluviales, aluviales y palustres.

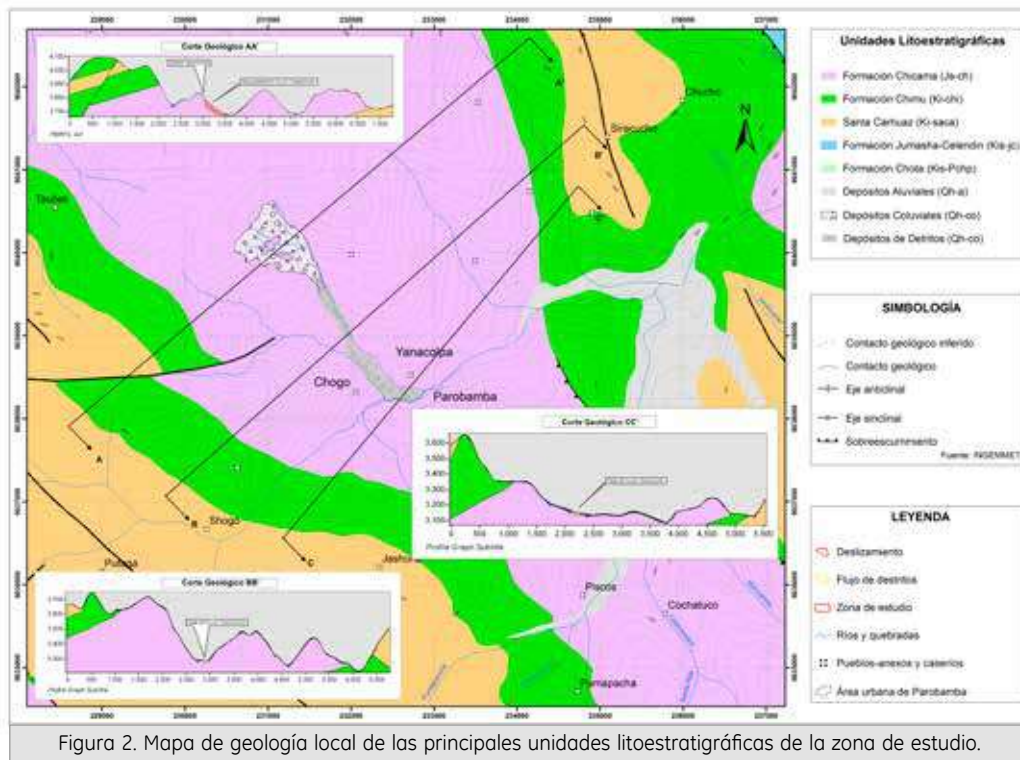


Figura 2. Mapa de geología local de las principales unidades litoestratigráficas de la zona de estudio.

3.3 Geología Local

En base al cartografiado geológico, en la zona de estudio se han identificado las siguientes unidades litoestratigráficas, descritas a continuación, Figura 2:

Formación Chicama (Js-Ch)

Esta unidad cubre el mayor porcentaje de la zona en investigación, se caracteriza por presentar sedimentos de naturaleza arcillosa como lutitas y areniscas, que contienen nódulos ferruginosos.

Depósitos coluviales (Q-co)

Son acumulaciones de materiales sueltos que han sido depositados por acción de la gravedad, están conformados por clastos angulosos de gran tamaño, observándose bloques de arenisca de hasta 2 m de diámetro, procedente de la erosión de las areniscas de la formación Chicama (Foto 1).

Depósitos de talud o detritos (Q-ta)

Son materiales conformados por clastos angulares a subredondeados, transportados, fragmentados y depositados por la fase de flujo, se presentan inconsolidados, sin estratificación y de diversos tamaños desde los 0.50 cm de diámetro hasta los 0.01 cm (Foto 2).



Foto 1. Depósitos coluviales, la mayoría de los materiales son de litología homogénea (areniscas), de corto recorrido y tamaño variable 0.50 -2.00m de diámetro.



Foto 2. Depósitos de taludes o detritos, tienen un mayor recorrido con presencia escasa de cobertura vegetal al encontrarse material más particulado.

Depósitos aluviales (Q-al)

Son materiales que se caracterizan por presentar clastos subredondeados de arenisca que han sido depositados en depresiones y hondonadas por acción del agua. Se observan en la parte baja la quebrada Chogo (Foto 3).



Foto 3. Depósitos aluviales conformados por gravas y clasto con presencia de arenas de grano grueso a medio.

En algunos sectores se observan depósitos coluvio-aluviales llamados así por la combinación e intercalación de los tipos de depósitos antes mencionados.

3.4 Geomorfología

El área de estudio se caracteriza por presentar relieves accidentados, conformados por terrazas aluvionales sobre los cuales se emplazan materiales detríticos que se distribuyen en forma escalonada. Las laderas de montañas representan el 60% del evento, con pendientes superiores a 30° de inclinación en la parte inicial del deslizamiento (parte alta del cerro Yanacolpa) y entre 15° y 30° de pendiente en la parte baja del cerro en mención, Fotos 4 y 5.

4. Aspectos Geotécnicos

Las observaciones en campo, confirman la naturaleza arcillosa de los suelos sobre los cuales se desarrolla el deslizamiento-flujo Yanacolpa.

En la **C-1** calicata ubicada en la zona proximal, fuera del deslizamiento a 3620 m.s.n.m aproximadamente, se encontró una capa de arcilla altamente plástica clasificada como CH, con límite líquido mayor a 50. Lo cual representa una capacidad de carga muy baja con peligro de asentamiento alto.



Foto 4. Zona de acumulación de materiales de origen aluvional (línea discontinua color amarillo) en la quebrada Yanacolpa.



Foto 5. Parte alta del deslizamiento Yanacolpa se observan laderas con pendiente superior a 30° de inclinación cubierta por materiales coluviales.

En la calicata **C-2**, ubicada en la zona media a 3370 m.s.n.m, se encontró gravas subangulares a angulares, mezclas mal graduadas con presencia de limos y arcillas, clasificándolo con un tipo de suelo GC.

En la calicata **C-3** se encontró gravas subangulares a subredondeadas, muy mal graduadas, dentro de una matriz arenosa, con baja presencia de limos y arcillas.

5. Geodinámica Superficial

5.1 Eventos de Geodinámica Superficial

Se ha delimitado la zona sobre la cual se produce el movimiento en masa (MM) de mayor magnitud, debido a las características geológicas, geotécnicas del terreno y las intensas precipitaciones que se registraron, Figura 3:

Sector Yanacolpa

Movimientos complejos: Dicho evento está clasificado como movimiento complejo, pues resulta

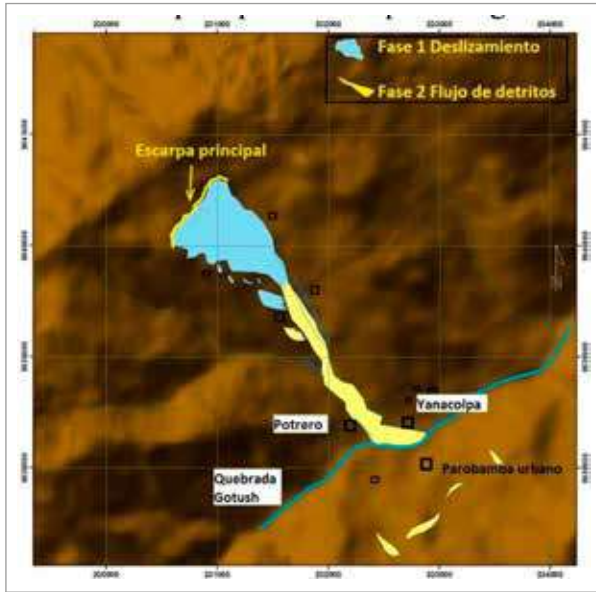


Figura 3. Mapa geodinámico del deslizamiento flujo Yanacolpa

El deslizamiento se desplaza en dirección NE-SW (líneas amarillas punteadas) con la siguiente geometría (Foto 7).



Foto 7. Deslizamiento y posterior flujo de detritos sector Yanacolpa.

de la combinación de dos o más tipos de eventos: Deslizamiento del tipo rotacional (Cota 3800 – 3450 m.s.n.m) y Flujo de detritos (Cota 3450 – 3100 m.s.n.m).

5.2 Deslizamiento Yanacolpa (Fase 1)

Este evento desplazó grandes volúmenes de material intemperizado, bloques y masas de roca que se desprendieron y desplazaron cuesta abajo como una sola unidad, sobre una superficie cóncava, que es la superficie de falla del evento.

La escarpa principal presentó movimientos retrogresivos a partir del año 2012, en el mes de Julio del 2013 esta estructura retrocedió aproximadamente 20 m de su posición anterior, Foto 6.



Foto 6. Escarpa principal del deslizamiento Yanacolpa mes de marzo 2013, cota 3800m aprox (ver Figura 3).

SECTOR YANACOLPA (Deslizamiento)	
Geometría	Dimensiones (m)
Largo	700m
Ancho	100m
Profundidad estimada	5
Volumen	200 000 m ³ Aprox

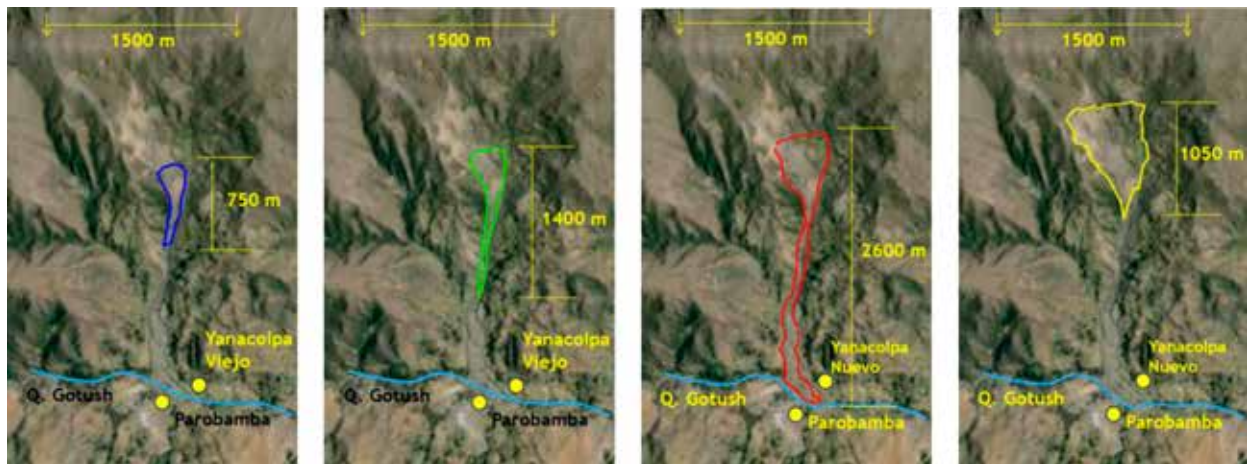
5.3 Flujos de detritos Yanacolpa (Fase 2)

Es el proceso de remoción en masa de rocas y sedimentos saturados con agua que se comporta como un flujo lento con recorrido extenso. Los materiales se encuentran mal clasificados incluyendo grandes bloques de diferente tamaño, disminuyendo el tamaño del clasto a medida que se extiende el evento. Se desarrollan cuando el agua se acumula rápidamente durante intensas lluvias.

La peligrosidad de estos fenómenos está determinada por el volumen de agua, los materiales sueltos disponibles, así como por las pendientes y la geomorfología.

SECTOR YANACOLPA (Flujo de Detritos)	
Geometría	Dimensiones (m)
Largo	1700
Ancho	300
Volumen	350 000 m ³

5.4 Cronología de Eventos



Año 1970 (primer evento)

Año 1987

Año 2000

Año 2013 (reactivación)

Eventos registrados desde el año 1970 al 2013

Año de Evento	Precipitaciones Pluviales (mm)	Volumen m ³
1970	300	80 000 m ³
(1987) 1990	600-800	120 000 m ³
(1998) 2000	400 - 1000	450 000 m ³
2013	80 -270	120 000 m ³

Cuadro 2. Comparación año, precipitación y volumen desplazado para cada evento.

Un evento está relacionado a los factores detonantes como precipitaciones pluviales y sismos. El primer evento fue detonado por el terremoto de 1970 en Yungay, en este evento se registraron índices de lluvias normales en la región (300 mm max). Los eventos posteriores en los años 1987-1998 estuvieron relacionados al Fenómeno de El Niño (800-1000mm); sin presencia de un sismo. En el año 2013 ocurrió una reactivación del deslizamiento después de más de 10 años y, al igual que sucedió en el año 1970, en el 2013 se registraron índices de lluvias normales.

6. Conclusiones

La zona en estudio se caracteriza geológicamente por estar conformada por sedimentos de naturaleza arcillosa, en cuanto a la geomorfología los eventos se desarrollan sobre laderas de montaña con

pendiente moderada a suave. La geotecnia confirmó la presencia de estratos altamente plásticos, es decir arcillas con capacidad de carga baja.

En 25 de Julio del 2013 ocurrió la reactivación del Deslizamiento-Flujo Yanacolpa, con condiciones de precipitaciones pluviales normales (270 mm anual). Este evento puso en peligro la seguridad física principalmente de los pobladores los cuales sus viviendas están ubicadas en las inmediaciones del cerro Yanacolpa.

El levantamiento topográfico nos ha permitido simular los eventos (deslizamiento y flujo) mediante modelos computacionales, los cuales están siendo calibrados en base a los datos meteorológicos y parámetros geotécnicos encontrados en los estudios de suelos. La geometría de los eventos ocurridos entre los años 1970, 1990, 2000 y 2013 fue complementada con el análisis de imágenes satelitales, de esta manera se calculó con mayor precisión los volúmenes desplazados en cada evento.

7. Bibliografía

Antonie, P. (1992). "The problems posed by the high slopes inestabilité geological-scale aspects." Bull. Int. Assoc. Engineering Geology.

CRUDEN, D.M., VARNES, D.J. (1978-1981) - Slope movement types and processes.

Franco, Eduardo. (1998) ¿El Niño o el desastre 1997-1998?

Sección 2

Ciencias de la Atmósfera Hidrosfera

MODELADO NUMÉRICO DEL CAMPO DE VELOCIDADES Y NIVELES DE MAREA EN EL SANTUARIO NACIONAL LOS MANGLARES DE TUMBES

NUMERICAL MODELLING OF THE TIDAL VELOCITY AND LEVELS IN THE TUMBES MANGROVES NATIONAL SANCTUARY

JEANCARLO MANUEL FAJARDO URBINA

Universidad Nacional del Callao.
Facultad de Ciencias Naturales y Matemática
jfajardo@igp.gob.pe

Asesor: Ken Takahashi Guevara, Ph. D.
Unidad de Climatología

Resumen

Un modelo numérico hidrodinámico no-lineal y bidimensional, basado en la técnica de diferencias finitas, y con dos dominios anidados, fue construido para estudiar la dinámica de mareas en el Santuario Nacional Los Manglares de Tumbes (SNLMT). En el modelo implementado, se asumió densidad homogénea, se empleó la aproximación hidrostática, y se despreció el efecto de la fuerza de Coriolis. Las mareas representaron el 99% de la varianza total en el SNLMT entre los años 2012 y 2014, lo cual fue calculado mediante el análisis armónico clásico aplicado a los datos de las dos estaciones mareográficas instaladas en su interior. El modelo numérico se ajustó bastante bien a los datos observados de nivel de marea y velocidades; y fue capaz de reproducir apropiadamente el flujo y reflujo de mareas, y la propagación de la onda de marea en los canales. Por otra parte, el prisma de marea promedio simulado en la boca del estuario (Punta Capones) fue de 45 millones de metros cúbicos; valor del mismo orden que el volumen promedio de agua contenido al interior del Santuario. Finalmente, los prismas netos de marea calculados en las principales entradas que suministran agua al Santuario, sugieren que el ingreso neto de agua hacia el sistema por las mareas se da a través del estero Santa Rosa cerca al golfo de Guayaquil y que este volumen egresa del SNLMT al mar por Punta Capones. Perturbaciones a lo largo de este estero, tales como dragado y arrojado de contaminantes, podrían ocasionar impactos negativos en el ecosistema manglar de Tumbes.

Palabras clave: SNLMT, dinámica de mareas, modelo numérico, análisis armónico clásico, prisma de marea.

Abstract

A two-dimensional non-linear hydrodynamic numerical model, based on the finite difference technique, and with two nested domains, was developed to study the tidal dynamic in the Tumbes Mangroves National Sanctuary (SNLMT). In the model, it was assumed uniform density, it was employed the hydrostatic approximation, and the Coriolis force was neglected. The tides represent the 99% of the total variance in the SNLMT in the period 2012 – 2014, which was calculated through the classical harmonic analysis applied to the data of the two tidal gauge stations located inside it. The model agreed well with the observed tidal surface elevation and velocity data; and it was able to reproduce properly the flood and ebb tide, and the propagation of the tidal wave along the creeks. Moreover, the mean tidal prism simulated in the estuary mouth (Punta Capones) was 45 million cubic meters; value of the same order than the mean volume of water content within the Sanctuary. Finally, the net tidal prisms calculated in the main channels that provide with water to the Sanctuary, suggest that the net transport of water into the system by tides is given through the Santa Rosa creek close to the Gulf of Guayaquil, and this volume is ejected from the SNLMT to the ocean across Punta Capones. Changes along this creek, such as dredging and release of contaminants, could cause negative impacts on the mangrove ecosystem of Tumbes.

Keywords: SNLMT, tidal dynamic, numerical model, classical harmonic analysis, tidal prism.

1. Introducción

La región de Tumbes alberga casi todo el manglar existente en el territorio peruano y se caracteriza por presentar un clima muy dinámico en la escala interanual debido al fenómeno de El Niño. En particular, a los últimos eventos El Niño extraordinarios registrados durante 1982-83 y 1997-98 se les asocia la colmatación producida en diversos canales de marea o esteros (Huerta et al., 1999).

La renovación de agua mediante el mecanismo de mareas es posiblemente el factor más influyente en la supervivencia del ecosistema manglar ubicado en el Santuario Nacional Los Manglares de Tumbes (SNLMT). Con marea creciente, el agua ingresa por los esteros y penetra en el bosque de mangle, irrigando este y permitiendo el acarreo de nutrientes y la migración de especies hidrobiológicas, mientras que en la vaciante, la marea redistribuye los sedimentos, transporta los propágulos de los manglares, y evacua el exceso de sedimentos y posibles contaminantes hacia el mar. La mezcla de estas aguas provenientes del Pacífico Ecuatorial con el agua dulce, sedimentos y nutrientes aportados por los principales ríos que tienen influencia sobre esta región, van a conformar un ambiente propicio para el desarrollo de una gran variedad de fauna y flora (INRENA, 2007).

La importancia económica y estratégica que desempeñan los ecosistemas manglares, ha despertado gran interés científico por comprender los procesos físicos que gobiernan la hidrodinámica de este tipo de ecosistemas (Holtermann et al., 2009); así como preocupación acerca de los impactos futuros en su medio ambiente: aumento del nivel del mar, colmatación y contaminación (Montaño et al., 2007; Sheng-Chi et al., 2014). Para tal propósito se suele recurrir al uso de modelos computacionales de alta complejidad (Chen et al., 2003), mientras que para estudios más simples, tal como para cuerpos de agua bien mezclados y fenómenos en los cuales la longitud de onda es mayor que la profundidad, el investigador suele implementar su propio modelo.

La relevancia de los ecosistemas manglares debido a los servicios ecosistémicos que ofrece (Barbier et al., 2011), así como la escasez de estudios que expliquen el rol que desempeña el mecanismo de mareas en esta región, nos condujo al desarrollo de este trabajo de investigación, que tuvo como objetivo principal entender y simular la dinámica de mareas en el SNLMT.

2. Marco teórico

2.1. Análisis armónico clásico

El análisis armónico de las mareas asume que las variaciones del nivel del mar pueden ser representadas mediante la suma de un número finito de armónicos con periodos conocidos por teoría astronómica:

$$z(t) = \sum_{k=1}^N a_k \cos(\omega_k(t-t_0) + \varphi_k)$$

donde:

- $Z(t)$ es el nivel de agua.
- t es el tiempo, y t_0 es un tiempo de referencia.
- a_k y ω_k son la amplitud y la velocidad angular del armónico k .
- φ es la fase del armónico k .
- N es la cantidad de armónicos o constituyentes a considerar.

Las constituyentes que suelen tener mayor importancia, son mostradas en la Tabla 1.

Tabla 1: Principales constituyentes de marea. La amplitud corresponde a la estación El Salto.

Especie	Nombre	Símbolo	Periodo (h)	Amplitud (m)
Semi-diurna	Principal lunar	M_2	12.42	0.85
	Principal solar	S_2	12.00	0.23
	Elíptica lunar larga	N_2	12.66	0.18
Diurna	Diurna luni-solar	K_1	23.93	0.11
	Diurna lunar principal	O_1	25.82	0.03
Periodo largo	Lunar quincenal	M_f	327.86	0.02
	Lunar mensual	M_m	661.31	0.03
No lineales	-----	M_4	6.21	0.04
	-----	MS_4	6.10	0.03

Tabla 2: Valores típicos del coeficiente de Manning. Linsley y Franzini (1979).

Material del canal	n
Cemento puro, metal liso	0.010
Canales naturales en buen estado	0.025
Canales naturales con piedras y malezas	0.035

2.2. Prisma de marea

El prisma de marea o volumen de flujo mareal es definido como el volumen de agua que ingresa o sale a un estuario durante medio ciclo de marea; es decir es la integral del caudal a través de una sección entre dos instantes de velocidad nula.

2.3. Ecuaciones del modelo 2D

El modelo matemático 2D implementado es conocido como de "agua somera", en el que se asume un fluido incompresible y de densidad homogénea, así como escalas horizontales mucho mayores que las verticales, lo cual conduce a la aproximación hidrostática: un balance entre las fuerzas de presión y de gravedad. Además, se despreció el efecto de la fuerza de Coriolis por ser pequeño en comparación con los términos no lineales (número de Rossby aproximadamente de 116, para una velocidad de 1 m/s y ancho típico de 1 km). Las ecuaciones son:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} = 0$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} = 0$$

donde:

- η es el nivel de agua en la superficie.
- h es la profundidad promedio (batimetría).
- $D = \eta + h$ es la profundidad total.
- $M = U(\eta + h)$ es el flujo zonal, y U es la velocidad promediada verticalmente.
- $N = V(\eta + h)$ es el flujo meridional, y V es la velocidad promediada verticalmente.
- n es el coeficiente de rugosidad de Manning (ver Tabla2).
- g es la aceleración de la gravedad.

3. Zona de estudio

El área de estudio principal (Fig. 1), incluye el SNLMT con sus principales canales de agua y la única entrada de agua marina en el territorio peruano (Punta Capones), y uno de los tres esteros ecuatorianos (estero Payana) que también suministra de agua al Santuario.

4. Metodología

4.1. Diseño de la investigación

La presente investigación se desarrolló según las siguientes etapas:

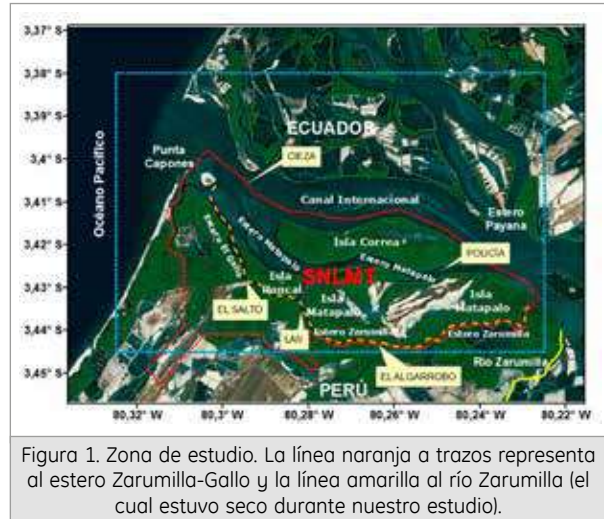


Figura 1. Zona de estudio. La línea naranja a trazos representa al estero Zarumilla-Gallo y la línea amarilla al río Zarumilla (el cual estuvo seco durante nuestro estudio).

Se instalaron sensores CTD que registraron el nivel de agua en estaciones en El Salto y El Algarrobo (Fig. 1) para el periodo de agosto de 2012 a mayo de 2014, y setiembre de 2012 a setiembre de 2013 respectivamente. Además se midieron corrientes con boyas de deriva de IMARPE-Tumbes en los puntos Lan, Policía y Cieza (Fig. 1) durante aproximadamente 8 h y en los días 24, 25 y 26 de noviembre de 2012. Se generó una batimetría (Fig. 2) usando datos de ecosonda en el SNLMT, con buena cobertura espacial en los principales canales de agua. En los esteros ecuatorianos, solo se contó con datos en la entrada del estero Santa Rosa (Bolívar, 2005), para los esteros faltantes (Payana y Chupadores) se utilizó la intuición basada en la data disponible. El resto del dominio (Golfo de Guayaquil y Océano Pacífico) fue completado con datos de The General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO_08 Grid).

Se caracterizó el régimen de mareas en esta región, mediante la aplicación del análisis armónico a la data del nivel del mar de las estaciones El Salto y El Algarrobo.

Se simuló la dinámica de mareas durante el 24 al 26 de noviembre de 2012 (época seca), y luego se validó el modelo con los datos de niveles de marea y velocidades. Asimismo, calcularon los patrones de máximas velocidades y corrientes residuales de las simulaciones.

Se cuantificó el aporte de los principales canales que suministran agua al SNLMT (Fig. 2a), mediante el cálculo de sus prismas de marea, promediados durante cinco ciclos de marea.

4.2. Datos de entrada y configuración del modelo

Se utilizaron dos dominios rectangulares anidados. El primero tiene un espaciamiento de grilla de 23.33 m y

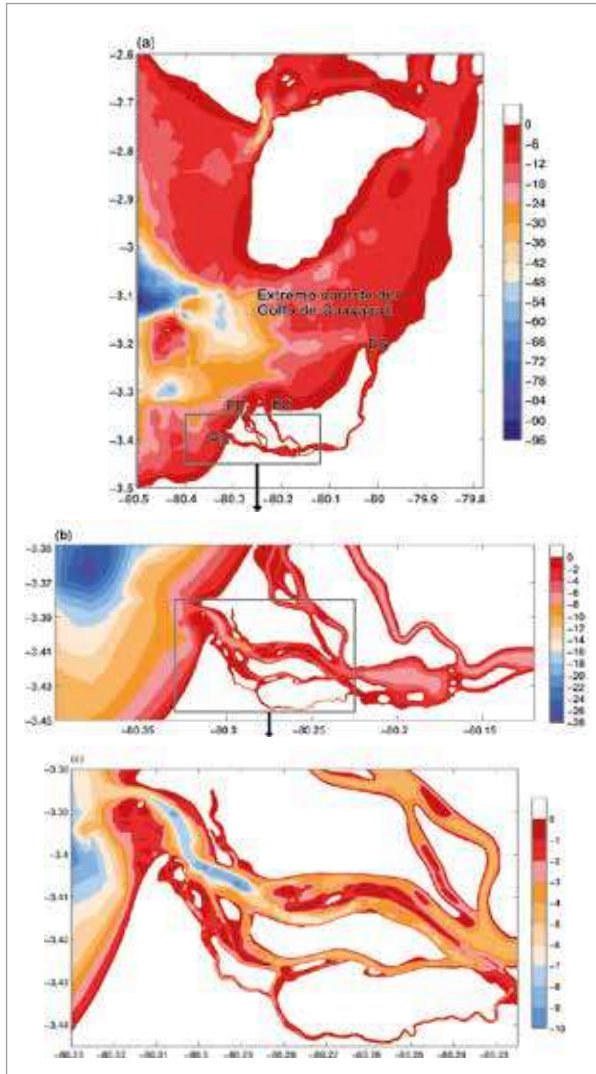


Figura 2. Batimetría en metros para diferentes dominios: (a) dominio de menor resolución (23.33 m), (b) dominio de mayor resolución (7.77 m), (c) dominio de estudio (ampliación del rectángulo en (b)). Los símbolos PC, EP, EC y ES corresponden a: Punta Capones, Estero Payana, Estero Chupadores y Estero Santa Rosa.

abarca aproximadamente entre las desembocaduras de los ríos Tumbes y Guayas (Fig. 2a), mientras que el segundo se enfoca en el área alrededor del SNLMT, con una grilla de 7.77 m de espaciamiento que le permite resolver los esteros más angostos (estero Matapalo y estero Zarumilla-Gallo; Fig. 2b).

Como condición de frontera activa (Mellor, 2004) en el extremo marino del dominio de menor resolución (Fig. 2a), se utilizaron datos de marea del modelo global TPXO7.2. Además se impuso en las fronteras abiertas de este dominio (norte y este) condiciones pasivas de radiación propuestas por Flather (1976), que dejan pasar libremente y con mínima reflexión las ondas que llegan a estas fronteras. En cada instante de tiempo, la información fue transferida al dominio de mayor (menor) resolución mediante la interpolación

(media) de los datos de velocidad (nivel) del dominio de menor (mayor) resolución. Las condiciones iniciales para ambas regiones fueron para flujo en reposo ($M, N = 0$) y nivel de agua nulo en la superficie $\eta = 0$. Además, se utilizó un coeficiente de Manning de 0.025. En esta simulación, no se consideró la inundación del manglar, por lo que la velocidad normal a las costas se tomó como nula. Finalmente, se garantizó la estabilidad del modelo numérico implementado al utilizar un paso de tiempo de 0.09 s, resultando en un número de Courant menor que 0.5 (Imamura et al., 2006).

5. Resultados y Discusiones

En las estaciones El Salto y El Algarrobo la marea representa aproximadamente el 99% de la varianza total, lo cual sugiere que esta zona es afectada principalmente por las mareas. En esta región existe predominancia de las componentes semidiurnas (12 h), de las cuales la mayor magnitud corresponde a la componente Principal Lunar M_2 , y con factor de forma $F = 0.14$. No obstante, también se tiene aporte significativo en las bandas de periodo largo, diurno y de alta frecuencia (Tabla 1). Por otra parte, los resultados de la simulación mostraron que existe buen ajuste con los niveles medidos en la estación El Salto y en El Algarrobo. Los errores cuadráticos medios (RMSE) en El Salto y El Algarrobo fueron del orden de los 0.05 y 0.11 m respectivamente; valores que representan el 7 y 17% de la amplitud media registrada en cada estación (Fig. 3a). Para el caso de las velocidades (Fig. 3b, 3c y 3d), no se pudo calcular el error porcentual, ya que no se contaron con mediciones durante un ciclo completo de marea. Sin embargo, parece ser Cieza la que presentó mejores resultados. Es posible que las discrepancias encontradas entre el modelo y los datos se deban en parte a que no se consideró la inundación de los bosques de mangle, y a errores en la batimetría donde no se contó con mediciones.

Para ilustrar el comportamiento de las mareas en el SNLMT, se ha representado la distribución espacial de niveles y velocidades simuladas por un ciclo semidiurno para el día 26 de noviembre del 2012 empezando en marea baja (Fig. 4). Los patrones espaciales muestran que las máximas velocidades ocurren cerca al instante de los niveles de marea nulo, mientras que las mínimas corrientes durante los máximos y mínimos niveles de marea. La onda de marea se introduce al Santuario por Punta Capones con una velocidad de propagación de alrededor de 10 m/s; aunque el análisis de fuerzas indica que no es una propagación de onda libre sino la resultante del balance entre la fuerza de gradiente de presión y la fricción de fondo. Debido a la no-linealidad asociada a la advección y la fricción, existe asimetría entre el

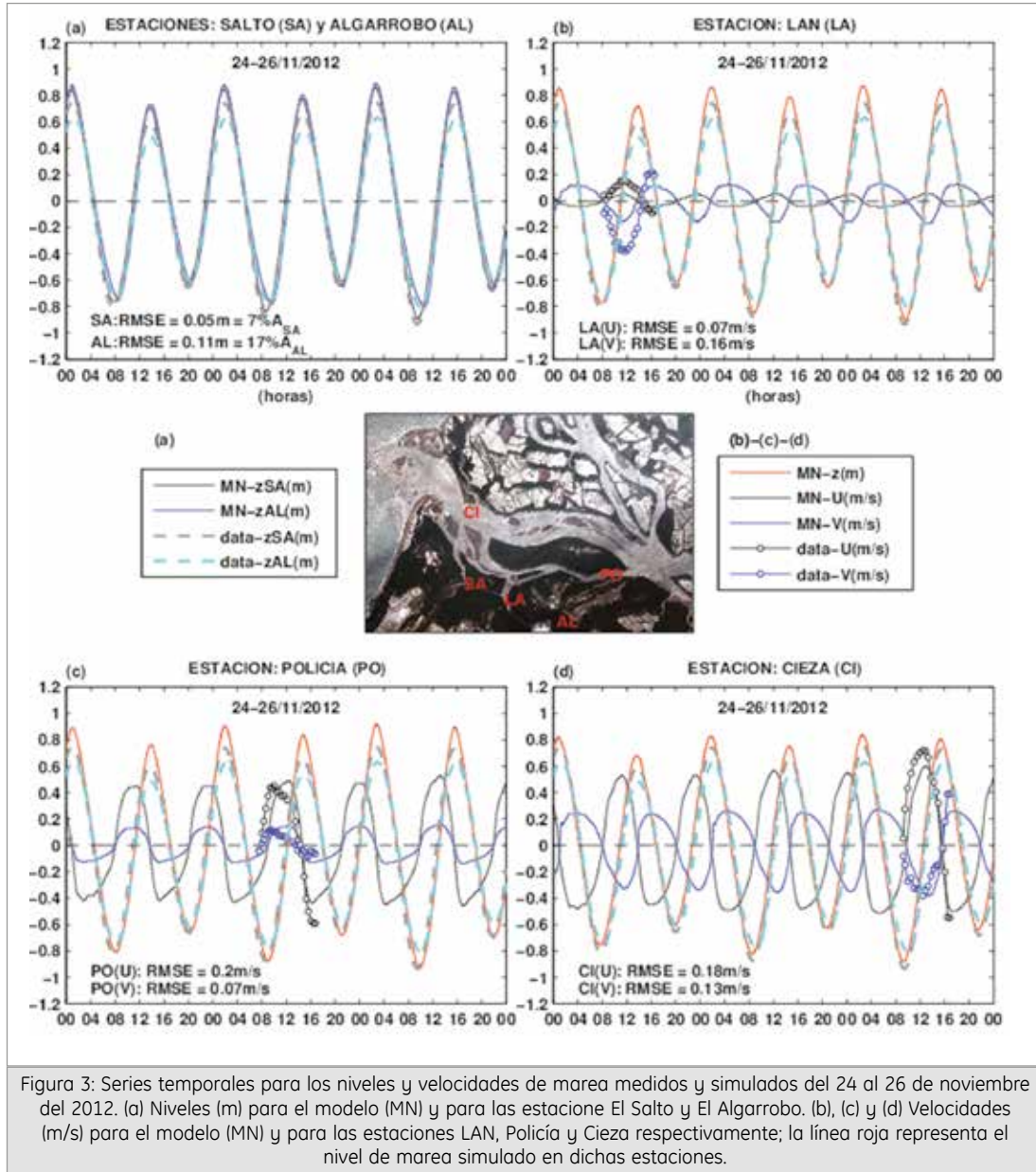


Figura 3: Series temporales para los niveles y velocidades de marea medidos y simulados del 24 al 26 de noviembre del 2012. (a) Niveles (m) para el modelo (MN) y para las estaciones El Salto y El Algarrobo. (b), (c) y (d) Velocidades (m/s) para el modelo (MN) y para las estaciones LAN, Policía y Cieza respectivamente; la línea roja representa el nivel de marea simulado en dichas estaciones.

flujo y reflujo. Las máximas velocidades simuladas y los vectores corriente correspondientes dan una indicación de las zonas donde posiblemente predomine el proceso de erosión (Fig. 5). Las menores velocidades se presentaron en los bancos de arena y en los canales de poca profundidad (principalmente en los esteros El Gallo y Zarumilla), donde la fricción adquiere mayor importancia, y en zonas de poco estrechamiento de los esteros (oeste del dominio de estudio); mientras que las mayores velocidades ocurrieron en el Canal Internacional. Velocidades superiores a 0.6 m/s se registraron en zonas donde existe combinación de efectos de reducción de ancho y de profundización de esteros, con un máximo núcleo de 1.5 m/s en la boca del estuario, a 1.5 km al norte de Punta Capones. Por otro lado, la dirección predominante de las corrientes máximas fue hacia

el este, ya que mayores corrientes se presentaron durante la fase de flujo, lo cual desfavorece la expulsión de sedimentos hacia el mar. Valores similares de velocidad, cuya distribución espacial depende de la geomorfología de la zona de estudio, también fueron reportados por Hernández (2005) en el Alto Golfo de California y por Sinha (2010) en el Golfo de Khambhat (India).

Las corrientes residuales, asociadas a las diferencias entre las velocidades de flujo y reflujo (asimetría mareal), fueron calculadas al promediar las velocidades simuladas durante cinco ciclos de marea, comprendidos entre las 8 h del 24 de noviembre de 2012 hasta las 22 h del día 26 del mismo mes. En casi toda el área de estudio la magnitud de las corrientes residuales (Fig. 6) fue menor a 3 cm/s.

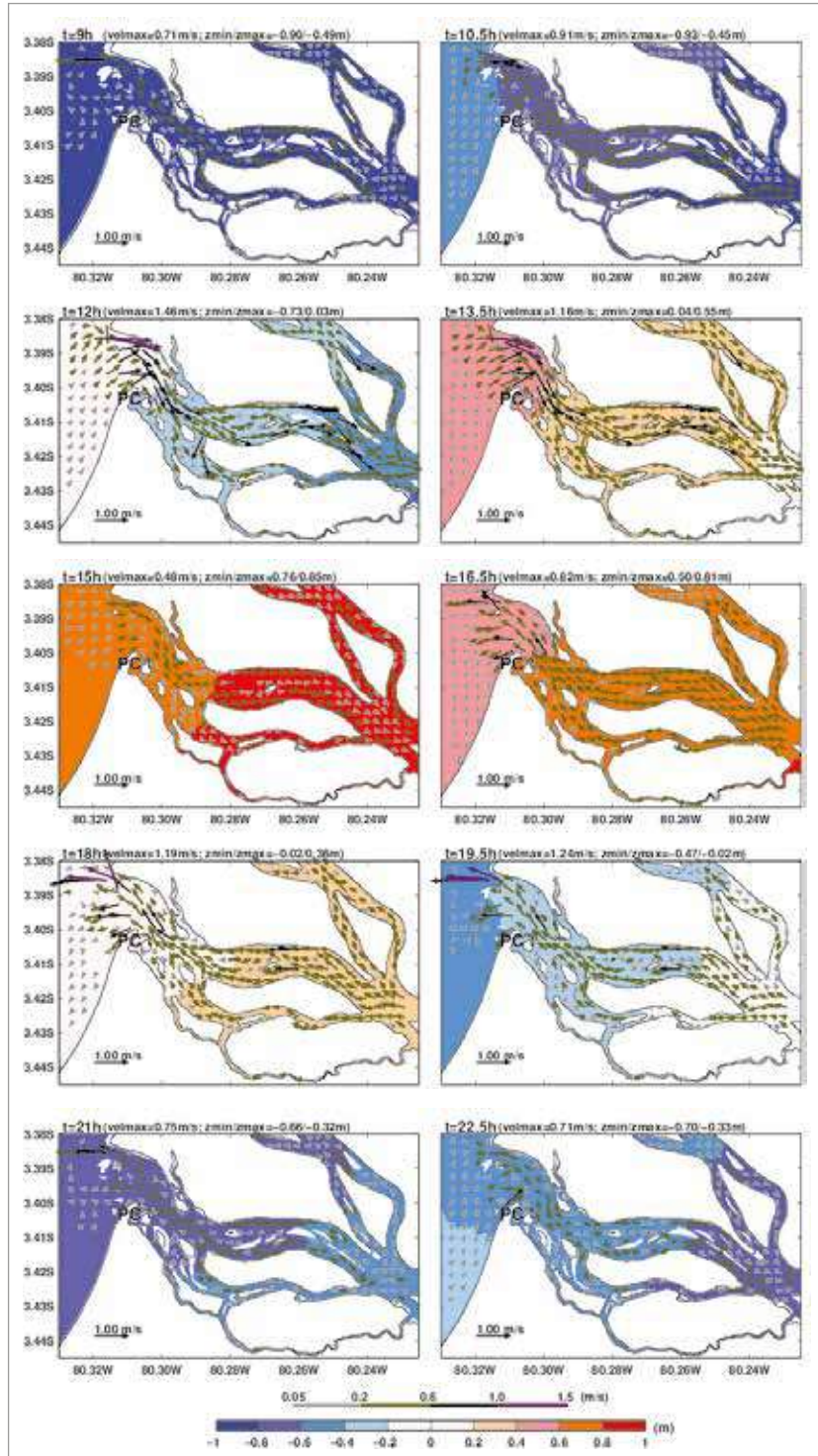


Figura 4: Distribución espacial de niveles y velocidades simuladas en la región de estudio, cada 1.5 h, desde las 9 h hasta las 22.5 h para el día 26 de Noviembre del 2012. PC hace referencia a Punta Capones.

Se observa además que las corrientes residuales en el estero Matapalo y en el tramo comprendido entre los esteros El Gallo y Zarumilla, están dirigidas en forma predominante hacia la boca del estuario, mientras que en el Canal Internacional predomina también la misma dirección pero con mayor grado

de dispersión. Las corrientes más intensas fueron obtenidas en zonas con fuertes gradientes batimétricos, donde la asimetría mareal fue más marcada. En la boca del estuario el patrón de corrientes residuales mostró un giro en dirección horaria el cual presentó valores superiores en promedio a los 10 cm/s, con una zona de máximas corrientes (de hasta 48 cm/s) cerca al punto 80.31°W, 3.39°S. Al oeste de esta zona, se presentó otro foco de máximas corrientes residuales de mayor extensión, pero con dirección este y con valores que tan solo alcanzaron los 30 cm/s. Por otra parte, el patrón de máximas corrientes simuladas (Fig. 5) sugería que el sistema estaba limitado en el transporte del exceso de contaminantes y sedimentos hacia el mar; no obstante, el patrón de corrientes residuales obtenido con el modelo numérico, que presentó dirección predominante hacia la boca del estuario, confirma el hecho de que sistema si cuenta con esta capacidad; lo cual está acorde con la descripción realizada por INRENA (2007).

Finalmente, se calcularon los prismas de marea en las principales entradas de agua al Santuario. El prisma de marea promedio obtenido en la boca del estuario (Punta Capones) fue de 45 millones de metros cúbicos; similar a los prismas calculados por Asp et al. (2012) en el estuario Taperacu (Brasil) y por Montañó et al. (2007) en el lago Topolobampo (México). El valor de este prisma, es del mismo orden que el volumen promedio de agua contenido en los canales de marea del dominio de estudio. No obstante, el prisma neto (prisma de flujo – prisma de refluj), en Punta Capones fue de aproximadamente -3 millones de metros cúbicos, en otras palabras, durante cada ciclo de marea el sistema expulsa en promedio este volumen de agua, lo cual es compensado por el ingreso del mismo volumen por el estero Santa Rosa (Ecuador), mientras

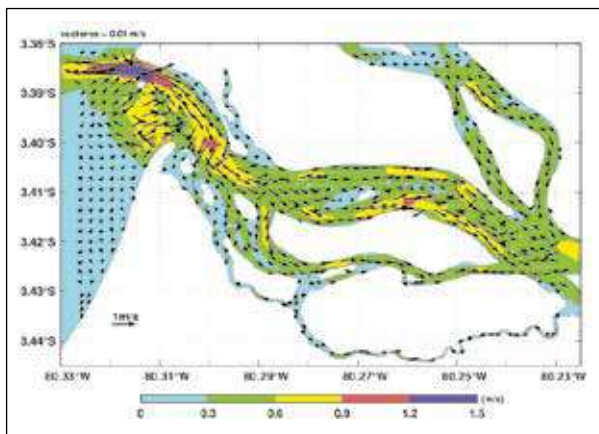


Figura 5. Velocidad máxima simulada en el SNLMT, durante el 24 al 26 de noviembre de 2012.

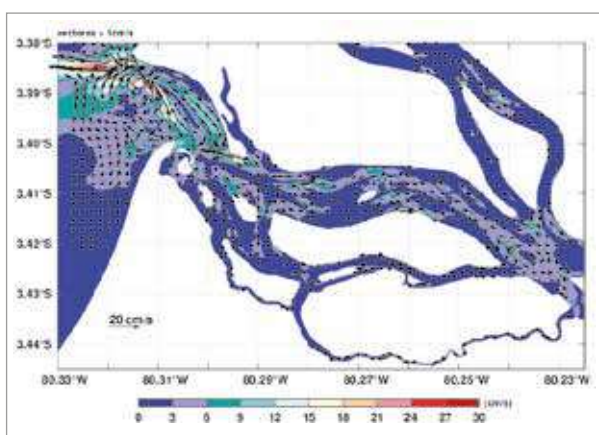


Figura 6: Corrientes residuales simuladas en el SNLMT, durante el 24 al 26 de noviembre de 2012.

que en las otras dos entradas (estero Payana y estero Chupadores) el flujo neto fue pequeño. Esto sugiere que propiedades del agua o contaminantes podrían ser transportados desde el golfo de Guayaquil hacia el SNLMT.

6. Conclusiones

- En el SNLMT las mareas explicaron el 99% de la variabilidad diaria de los datos de nivel del mar en el periodo 2012-2014, lo cual sugiere que este mecanismo físico es el de mayor importancia a esta escala.
- El modelo numérico implementado presentó ligeras discrepancias con la data observada; no obstante, este fue capaz de reproducir el mecanismo de flujo y reflujos de mareas, así como la propagación de la onda de marea.
- Los prismas netos calculados en cada una de las principales entradas que suministran agua al Santuario, sugieren que el ingreso neto de agua

hacia el sistema se da a través del estero Santa Rosa y este volumen es expulsado a través de Punta Capones.

7. Recomendaciones

- Elaborar una batimetría que incluya parte de los esteros faltantes y la topografía de las principales islas de esta región. Esto nos permitirá comprender los efectos asociados a la fricción producida por los manglares. Además, se podrán realizar experimentos de sensibilidad a la batimetría a lo largo del estero Santa Rosa, para comprender los impactos sobre la dinámica del Santuario.
- Sería útil calcular el tiempo de residencia en el Santuario (tiempo de permanencia de una partícula dentro del sistema), mediante un análisis lagrangiano de rastreo de partículas (Marinov et al., 2005), lo cual nos serviría como una primera aproximación en la identificación de las zonas que presentan colmatación. Mediante esta técnica, también se podrá verificar si el transporte neto ocurre principalmente entre el estero Santa Rosa y Punta Capones.
- Un cálculo más realista en la identificación de zonas de sedimentación, podría ser realizado mediante la simulación numérica del transporte de sedimentos. Para lo cual se requiere implementar un modelo que simule este fenómeno, o se podría utilizar el modelo numérico Finite-Volume Community Ocean Model (FVCOM), que ya ha sido utilizado en diversas aplicaciones costeras.

8. Agradecimientos

A mi familia por su apoyo, al Dr. Ken Takahashi, por la asesoría que dedicó al desarrollo de la investigación. También al Proyecto "Impacto de la Variabilidad y Cambio Climático en el Ecosistema de Manglares de Tumbes" con financiamiento del Centro de Investigación y desarrollo internacional (IDRC). Finalmente a mis amigos del Instituto Geofísico del Perú.

9. Bibliografía

- Asp, N.E., Schettini, C.A.F., Siegle, E., Silva, M.S., and Brito, R.N.B. (2012). The dynamics of a frictionally-dominated amazonian estuary. *Brazilian Journal of Oceanography*, 60(3), pp. 391-403.
- Barbier, E.B., Hacker, S.D., Kennedy, C., Koch, E.W., Stier, A.C., y Silliman, B.R. (2011). The value of estuarine and ecosystem services. *Ecological Monographs*, 81 (2), pp. 169-193.

- Bolivar, S. (2005). Estudio de las características sedimentológicas del estero Santa Rosa en la provincia de El Oro, Ecuador. *Acta Oceanográfica del Pacífico*, 13 (1), pp. 211-226.
- Chen, C., Liu, H., y Beardsley, R. C. (2003). An unstructured grid, finite-volume, three-dimensional, primitive equations ocean model: Application to coastal ocean and estuaries. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 20, pp. 159-186.
- Flather, R.A. (1976), A tidal model of the northwest European continental shelf, *Memories de la Societe Royale des Sciences de Liege*, 6 (10), pp. 141-164.
- Hernández A. L. (2005). *Dinámica del transporte de sedimentos como carga de fondo en el Alto Golfo de California*. Tesis de maestría, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, San Luis Potosí, México.
- Holtermann, P., Burchard, H., y Jennerjahn, T. (2009). Hydrodynamics of the Segara Anakan lagoon. *Regional Environmental Change*, 9, pp. 245-258.
- Huerta, P., Barrera, V., Garnica, C. (1999). Análisis de los cambios producidos en el ecosistema de los manglares de Tumbes por el Fenómeno del Niño (1997-98) utilizando imágenes de radar. *Trabajo presentado en el Congreso Forestal Latinoamericano*, Lima, 8-11 diciembre.
- Immamura, F., Yalciner, A. and Ozyurt, G. (2006). *Tsunami Modelling Manual*. DCRC, Tohoku University, Japón, 76 pp.
- Instituto Nacional de Recursos Naturales (2007). *Plan Maestro del Santuario Nacional Los Manglares de Tumbes 2007 - 2011*. Lima, 197 pp.
- Linsley, R. K., and Franzini, J. B. (1979). *Water resources engineering*. Nueva York: McGrawHill
- Marinov, D., Norro, A., y Zaldira, J.M. (2006). Application of Coherens model for hydrodynamic investigation of Sacca di Goro coastal lagoon (Italian Adriatic Sea Share). *Ecological Modelling*, 193, pp. 52-68.
- Mellor, G., y Yamada, T. (1982). Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysics*, 20, pp. 851-875.
- Montaño, Y., Peraza, R., Páez, F. (2007). The tidal hydrodynamics modeling of the Topolobampo coastal lagoon system and the implications for pollutant dispersion. *Environmental Pollution*, 147, pp. 282-290.
- Sheng-Chi, Y., Riddin, T., Adams, J. B., y Shang-Shu, S. (2014). Predicting the spatial distribution of mangroves in a South African estuary in response to sea level rise, substrate elevation change and a sea storm event. *Journal of Coastal Conservation*, 18(4), pp. 459-469.
- Sinha, P. C., Jena, G. K., Jain I., Rao, A. D and Husain, M. L. (2010). Numerical Modelling of Tidal Circulation and Sediment Transport in the Gulf of Khambhat and Narmada Estuary, West Coast of India. *Pertanika J. Sci. & Technol.*, 18 (2), pp. 293-302.

ANÁLISIS DE EVAPOTRANSPIRACIÓN EN LA CUENCA AMAZÓNICA USANDO DATOS SATELITALES Y DE TORRES DE FLUJO

ANALYSIS OF EVAPOTRANSPIRATION IN THE AMAZON BASIN USING SATELLITE DATA SET AND FLUX TOWER DATA

HANS MIKHAIL SEGURA CAJACHAGUA

Universidad Nacional Agraria La Molina
Facultad de Ingeniería Agrícola
hans_msc90@hotmail.com

Asesor: Dr. Jhan Carlo Espinoza

Unidad de Hidrología y Suelos

Resumen

Varias investigaciones se han realizado en la cuenca amazónica con la finalidad de entender el ciclo hidrológico, pero aún existe poco entendimiento en una de sus componentes, la evapotranspiración (ET). En este estudio nos basamos en datos de 8 torres de flujo, instaladas por el proyecto LBA, capaces de medir flujo de calor latente (LE), lo cual es comparado con las estimaciones de evapotranspiración de los productos satelitales MOD-16 y GLEAM. Además se hizo una comparación entre la ET observada por las torres de flujo y la ET calculada utilizando las ecuaciones empíricas de Penman-Monteih y Priestley-Taylor, en las cuales se usaron las variables meteorológicas recolectadas en las torres de flujo. Los resultados muestran que tanto los productos MOD-16 y GLEAM tienen una baja performance al compararlos con las observaciones de las torres de flujo ($R^2 < 0.1$). Por otro lado, las ecuaciones empíricas muestran una mejor performance, sobre todo la de Priestley-Taylor ($R^2 > 0.5$ en zonas de bosques tropicales). Los posibles errores de ET de los productos MOD-16 y GLEAM se deben al uso de datos meteorológicos de reanálisis, las cuales parecen no estar bien reproducidas, sobre todo la radiación. Adicionalmente, nuestro estudio revela que los bosques amazónicos ubicados al Noreste de la amazonía muestran un alto porcentaje de reciclaje de agua (>60%).

Palabras clave: Amazonía, evapotranspiración, torres de flujo, MOD-16, GLEAM

Abstract

Several researches have been conducted in the Amazon basin in order to understand the water cycle, but there is still poor understanding of one of its components, the evapotranspiration (ET). In this study we used data from 8 flux towers, installed by the LBA project, to compare evapotranspiration data-in situ with the satellite ET estimates from MOD16 and GLEAM. Also, we made comparisons between the observed ET (from flux towers) and the calculated ET using empirical equations as Penman-Monteih and Priestley-Taylor, in which were used weather variables collected by flux towers. The results show that both MOD16 and GLEAM products have low performance ($R^2 < 0.1$). On the other hand, the empirical equations show a better performance, especially Priestley-Taylor equation ($R^2 > 0.5$ in tropical forest areas). Possible errors of the ET in MOD-16 and GLEAM products are due to using of atmospheric reanalysis data, which do not reproduce well the meteorological variables, especially radiation. Amazonian forests in the North-East region shows a high rate of water recycling (>60%).

Keywords: Amazonia, evapotranspiration, flux tower, MOD-16, GLEAM

1. Introducción

La evapotranspiración es un componente del ciclo hidrológico que aún permanece poco entendido. Tal es el caso de la Cuenca Amazónica (CA), donde la vegetación es un factor que hace difícil una estimación adecuada de la evapotranspiración. Adicionalmente,

hay pocos estudios sobre el mecanismo que tiene la planta para liberar vapor de agua a través de sus estomas. Actualmente se desconoce la cantidad exacta de evapotranspiración en la CA pero se estima que aproximadamente el 50% de las lluvias en la cuenca del Amazonas retornan a la atmósfera en forma de vapor de agua (evapotranspiración) (Salati

et al. 1979, Shuttleworth 1988, Karam. H. N. et al. 2008, Fan. Y. et al. 2010).

En 1999, en Brasil, se inició el programa Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA). Este tuvo la iniciativa de poner torres de flujo en el Norte y Sur de la amazonía brasileña, así como en diferentes tipos de vegetación. Negrón et al. (2007) utilizó los datos de torres de flujo de LBA y encontró que en bosques hacia el sur de la CA, la evapotranspiración durante el periodo de estiaje (JJA) es mayor que la precipitación. Esto es debido a que los árboles pueden sostener tal tasa de evapotranspiración tomando agua del subsuelo. Costa et al. (2010) mostró que la evapotranspiración en el sur de CA está influenciada por el estrés hídrico de los árboles y que hacia el norte, es la radiación quien influencia predominantemente en la evapotranspiración.

En la CA los datos observados son de mucha importancia para las investigaciones, sin embargo hay un déficit de densidad de estos. Por otra parte, durante los últimos años el sensoramiento remoto ha sido una herramienta útil para realizar análisis de evapotranspiración a grandes escalas. El producto MOD16 (Mu et al. 2011) utiliza los datos de cobertura vegetal observada por el satélite MODIS (Enhanced vegetation index and leaf área index), datos de variables meteorológicas del Global Modeling Assimilation Office (GMAO) (y la modificación de la ecuación de Penman-Monteith (P-M) (Monteith, 1965) para calcular la evapotranspiración a nivel mundial. Otro producto es el Global Land-Surface Evaporation: The Amsterdam Method – GLEAM (Miralles et al., 2013) el cual utiliza los datos meteorológicos de reanálisis y de satélite (Surface Radiation Budget, Climate

Prediction Center morphing technique, International Satellite Cloud Climatology Project y National Snow and Ice Center) así como también datos de satélite de humedad de suelo (Land Parameter Retrieval Model- LPRM). Los datos fueron introducidos en una modificación de la ecuación de Priestley and Taylor (P-T) (Priestley and Taylor, 1972) para calcular la evapotranspiración a nivel mundial.

En este estudio se analizará espacial y temporalmente la evapotranspiración (ET) usando información de torres de flujo y se evaluarán los datos de evapotranspiración de los productos MOD16 y GLEAM. Además se compararán los resultados de las ecuaciones empíricas de Penman-Monteith y de Priestley-Taylor usando las mediciones meteorológicas de las torres de flujo con la evapotranspiración observada. Se determinará qué variable meteorológica tiene mayor influencia sobre la ET; radiación, temperatura y humedad relativa. También se calcularán las razones entre la ET y la precipitación para estimar el porcentaje de reciclaje de lluvia a la atmósfera.

2. Datos

2.1. Datos observados

Las torres de flujo miden las diferentes componentes del intercambio de energía, humedad, etc. entre la superficie y la atmósfera. Los datos de torres de flujo fueron obtenidos del proyecto LBA (<ftp://lbaworking.daac.ornl.gov/lba>). Para fines de nuestro estudio se utilizaron datos de radiación solar y neta, flujo de calor latente (LE), flujo de calor sensible, temperatura y presión de vapor de agua a nivel horario de ocho



Figura 1. Ubicación de las ocho torres de flujo (marcas amarillas) sobre la CA (LBA). La línea azul nos indica el límite de la cuenca amazónica.

torres de flujo (Fig. 1 y Tabla 1). Para una mejor precisión en la toma de datos, las torres de flujo se deben colocar sobre una superficie homogénea. En bosques, esta superficie homogénea se encuentra por encima del follaje de los árboles.

Cuatro de las torres de flujo se instalaron en la zona ecuatorial, tres de ellas miden flujos sobre bosques amazónicos y una midió flujos sobre una cobertura de pastos. La torre de flujo de Manaus Km34 (K34) se encuentra en el estado brasileño de Amazonas, a 60 km de la ciudad de Manaus y dentro de la reserva Cueiras. El tipo de vegetación es bosque tropical húmedo. La estaciones Santarem km67, Santarem km83 y Santarem km77 (K67, k83 y k77) se ubican en el estado de Pará, en el bosque nacional de Tapajós. Santarem km67 y Santarem km 83 miden flujos sobre una vegetación de bosque tropical húmedo y Santarem km77 es la torre de flujo que midió flujos de energía de un cultivo (Fig. 1).

Dos torres de flujo se colocaron en la parte sur de la cuenca Amazónica. La estación Reserva Jarú-Paraná está ubicado en el estado de Rondônia, en la reserva biológica de Jarú. La vegetación es de tipo bosque tropical semi húmedo debido la estacionalidad de las lluvias. La estación Fazenda Nosa Senhora se encuentra en el estado de Rondonia, pero mide flujos de energía y gases sobre una vegetación de bosque secundario (arbustos y pastos).

Otras dos estaciones se encuentran fuera de la cuenca amazónica. La estación Tocantis-Bananal (Ban) se encuentra en el estado de Tocantis. El tipo de vegetación es de bosque de inundación, que recibe agua de diciembre a abril. Se eligió la estación Tocantis Bananal debido a su cercanía del límite Sureste de la CA. La estación Pe de Gigante

(Pdg) se encuentra en el estado de Río de Janeiro, la vegetación es de tipo "Cerrado" y se eligió esta estación para poder observar los cambios en la estacionalidad de la evapotranspiración debido a la latitud. Las características geográficas, periodo de datos y tipo de vegetación de las ocho torres de flujo se describen en la Tabla 1.

2.2. Datos satelitales

2.2.1. Datos MOD-16

El producto MOD16 es un subproducto de la misión MODIS. Los valores del MOD16 son la evapotranspiración a nivel mundial. La escala de tiempo con la que se puede trabajar son cada ocho días, mensuales y anuales. Mu et al. (2011) calibraron el algoritmo de MOD16 usando torres de flujos del proyecto FLUXNET. Para nuestro estudio se utilizaron datos a una escala de tiempo de cada ocho días que fueron descargados de la página web de la Universidad de Montana (<http://www.ntsug.umt.edu/project/mod16>).

2.2.2. Datos GLEAM

El modelo Global Land Surface Evaporation: The Amsterdam Methodology (GLEAM) calcula la evapotranspiración global basada en la ecuación empírica de Priestley-Taylor (P-T). Miralles et al. (2011) realizó el algoritmo de GLEAM. La resolución espacial del producto de evapotranspiración del modelo GLEAM es de 0.25° y la resolución temporal es diaria. El periodo histórico de datos es de enero de 1999 hasta diciembre del 2012. En nuestro estudio se escogieron las grillas en donde se localizan las torres de flujos.

Tabla 1: Ubicación y características de las torres de flujo instaladas por el proyecto Large Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia y de las cuales se han extraído los datos.

Estación	Longitud (E)	Latitud (N)	Altura (msnm)	Altura de la torre (m)	Periodo de datos	Vegetación
Manaus Km34 (Km34)	-60.21	-2.61	130	50	14-Jun-99 to 30-Sep-06	Bosque Tropical
Santarem km67 (km67)	-54.96	-2.86	130	63	2-Jan-02 to 23-Jan-06	Bosque Tropical
Sanarem km83 (km83)	-54.97	-3.02	130	64	29-Jun-00 to 12-Mar-04	Bosque Tropical en zona de conservación
Santarem km77 (km77)	-54.54	-3.01	130	18	1-Jan-00 to 30-Dec-05	Pasto-agricultura
Fazenda Nossa Senhora (Fns)	-62.36	-10.76	306	8.5	4-Feb-99 to 4-Nov-02	Bosque secundario
Reserva Jaru (Raj)	-61.93	-10.08	191	60	23-Mar-99 to 14-Nov-02	Bosque seco Tropical
Bananal_ Island a (Ban)	-50.16	-9.82	120	40	24-Oct-03 to 8-Dec-06	Bosque de inundación combinado con Sabana
Reserva Pe-de-Gigante (Pdg)	-47.65	-21.62	690	21	1-Jan-04 to 31-Dec-06	Sabana-cerrado

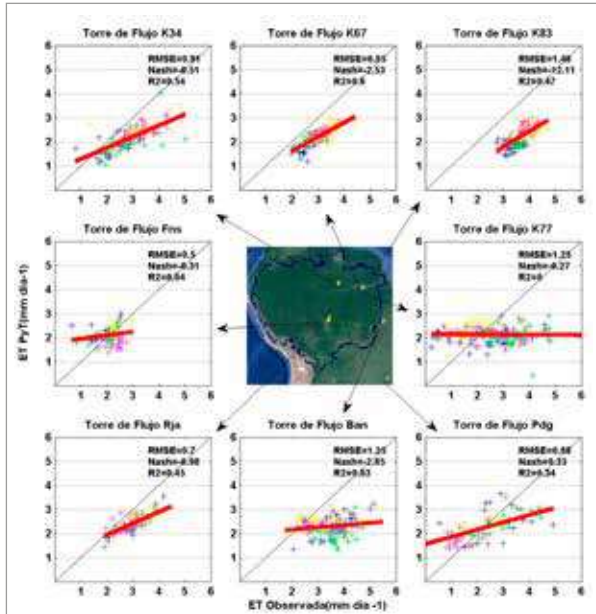


Figura 2. Scatter-plot de datos de evapotranspiración observada cada 8 días (eje X) y de datos de evapotranspiración calculada con la ecuación Priestley-Taylor cada ocho días (eje Y) utilizando los datos meteorológicos de las torres de flujo, ambos en mm d⁻¹. Los valores de R², Nash y RMSE en la parte superior izquierda de cada subplot. En cada subplot se muestra la línea de regresión lineal (roja) y la línea de equidad (línea negra). Las cruces son diferenciadas para cada estación del año: azules (DEF), verdes (MAM), magenta (JJA) y amarillas (SON).

La comparación de valores de ET del producto MOD-16 y GLEAM con datos observados no muestran valores aceptables de coeficiente de determinación ($R^2 < 0.3$) en casi todas las torres de flujo (Fig. no mostrada) a excepción de la torre PDG y el modelo GLEAM,

donde el R^2 es 0.44 (Fig. 3). Además, comparando los resultados de MOD16 y GLEAM con los resultados de la ecuación de P-M y P-T no se encontró ninguna relación lineal a excepción de la torre de flujo PDG en donde el R^2 entre P-T y GLEAM es de 0.48 (Fig. 4) y de la torre K34 con MOD-16 donde el R^2 es 0.4 (Fig. no mostrada).

La estación K77 a pesar de estar en la misma zona de que las estaciones K67 y K83, no muestra una relación lineal entre los valores observados de ET y los resultados de la ecuación P-T (Fig. 2) o los resultados de la ecuación P-M (Fig. no mostrada). En la estación K77 se observa que la ET entre el periodo seco y el inicio de las lluvias (2.6 mm d⁻¹; JJASO) es menor que en K67 (3.4 mm d⁻¹) y K83 (3.8 mm d⁻¹; Tabla 2).

La ET media de las torres de flujo ubicados en bosques amazónicos de la zona ecuatorial (K34, K67 y K83) es de 3.2 mm d⁻¹. En estas estaciones se puede observar que hay un incremento del ratio de ET y Pp entre el periodo húmedo de Enero – Abril (EFMA), y los meses secos de Junio-Octubre (JJASO; Tabla 2). Esto es más notable en la torre de flujo K67, donde el ratio de ET/Pp es de 194%. Valores menores a 100% significan que la cantidad de agua precipitada es más que la evapotranspirada; por otro lado valores mayores a 100% significan que la precipitación es menor que la evapotranspiración. Hacia el sur de la cuenca amazónica, la torre Rja tiene un similar ratio de ET/Pp que las torre K83. La torre Ban tiene el mayor ratio de ET/Pp (320%) en los meses de JJASO.

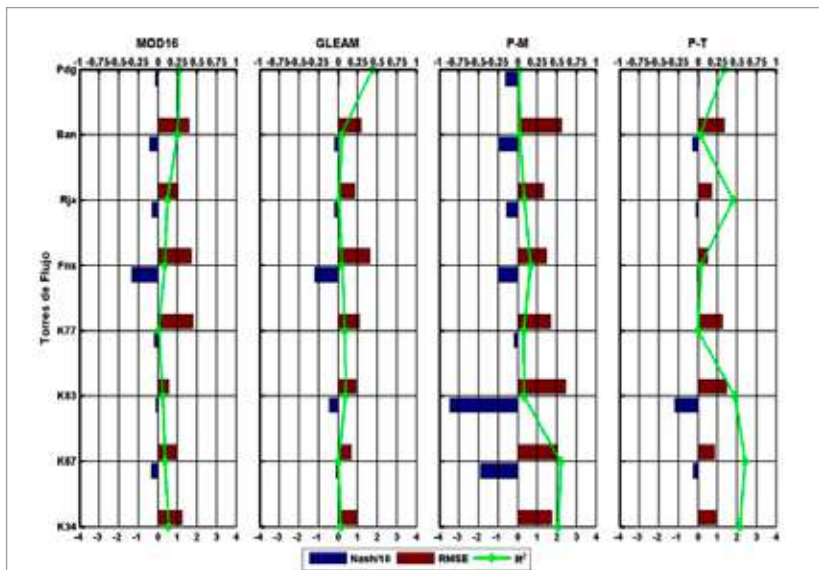


Figura 3. Los valores de coeficiente de determinación (R² - barra azul), número de Nash (barra verde) y el error cuadrático medio (RMSE - barra roja) para cada torre de flujo (eje y) y para cada producto de evapotranspiración (MOD16 y GLEAM) y para cada ecuación empírica; Penman-Monteith (P-M) y Priestley-Taylor (P-T), en el eje x. El número de Nash está multiplicado por 10⁻¹.

Las regresiones entre el flujo de calor latente y las variables meteorológicas muestran que la principal fuente de energía para la evapotranspiración (flujo de calor latente) es la radiación. El coeficiente de determinación que existe entre la radiación neta y la evapotranspiración es aceptable en la mayoría de las estaciones ubicadas en zona de bosque (Km34, Km67 y RJA) con valores mayores a 0.6. Aunque la torre de flujo Km83 muestra un valor de $R^2=0.36$, es aceptable (ver Fig. 5).

5. Conclusiones

Los resultados del MOD-16 y del modelo GLEAM muestran una baja performance que posiblemente se debe a que utilizan datos meteorológicos de reanálisis para

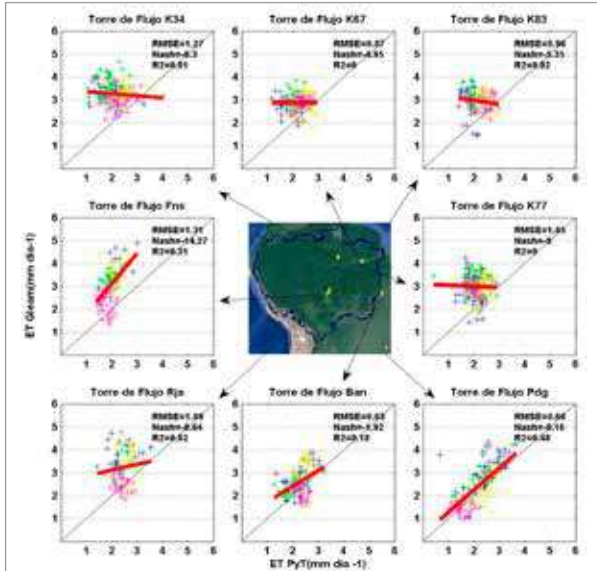


Figura 4. Similar a Fig. 2. Eje X: evapotranspiración utilizando la ecuación de Priestley-Taylor (1972) y eje Y: evapotranspiración del modelo GLEAM.

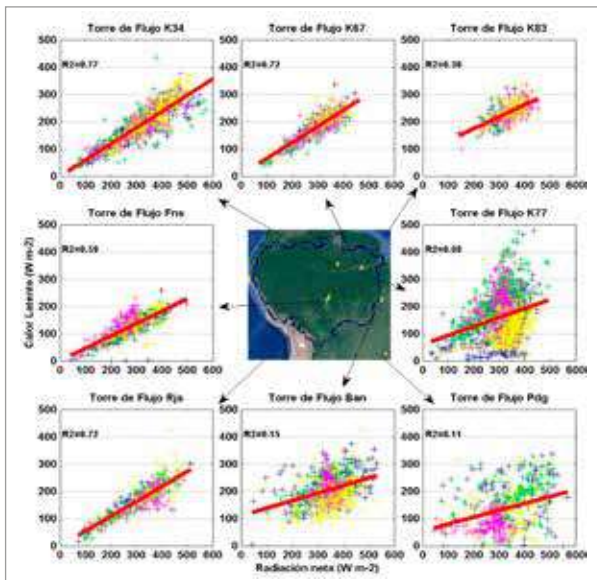


Figura 5. Similar a Fig. 2. Eje X: radiación neta y eje Y: flujo de calor latente observados en las torres de flujo; ambos en W.m-2 y a una escala diaria.

el cálculo de ET, los cuales aún tiene muchos errores sobre todo al cuantificar la radiación.

La ecuación de Priestley-Taylor (Priestley and Taylor, 1972), alimentada por datos meteorológicos observados, muestra un mejor performance en los bosques amazónicos. Una de las posibles causas por la cual la ecuación de P-T funciona bien en los bosques amazónicos se debe a que estos ecosistemas raras veces se encuentran bajo un estado de estrés hídrico y, por lo tanto, es la radiación el principal factor de la evapotranspiración.

Aunque en los meses JJASO, que son los de menor precipitación, los bosques amazónicos aumentan su evapotranspiración y en muchos de los casos la ET es mucho mayor que la precipitación. En este caso, los bosques toman agua del subsuelo a través de las raíces profundas. Esto quiere decir que la evapotranspiración en los meses de JJASO depende del agua de lluvia que ha caído en la partes altas de la cuenca y de la capacidad de las raíces para captar aguas profundas.

En conclusión, en este estudio se han podido encontrar tres factores importantes para la evapotranspiración en bosques amazónicos: la radiación, la humedad del suelo y del subsuelo, y la profundidad de las raíces. Sin embargo, aún queda pendiente estudiar la interacción que existe entre los árboles y la atmósfera.

6. Agradecimientos

Al Instituto Geofísico del Perú por brindarme las facilidades para desarrollar este tema de tesis. Al Dr. Jhan Carlo Espinoza por estar a cargo de mi capacitación en el Área de Variabilidad y Cambio Climático. Al Dr. Ken Takahashi, Dr. Augusto Getirana y el Lic. Miguel Saavedra por apoyarme en la investigación.

Tabla2: Valores de precipitación (Pp) media, evapotranspiración (ET) media y del ratio de evapotranspiración y precipitación (ET/Pp) para cada una de las torres de flujo. Los valores se calculan para el ciclo anual, y para los meses de Enero-Abril (EFMA) y para los meses de Junio-Octubre (JJASO). La precipitación media y la evapotranspiración media están en mm d⁻¹.

Estación	Pp	ET	ET/Pp (%)	Pp (EFMA)	ET (EFMA)	ET/Pp (%) (EFMA)	Pp (JJASO)	ET (JJASO)	ET/Pp (%) (JJASO)
K34	6.8	3.05	45	10.5	2.7	26	4.3	3.4	79
K67	4.8	3	63	8.4	2.7	32	1.7	3.3	194
K77	4.5	2.6	58	8.8	2.9	33	2.2	2.6	118
K83	5.1	3.6	71	8.8	3.5	40	2.8	3.8	136
Fns	4.9	2	41	6.8	2	29	2.9	2.2	76
Rja	6.2	3	48	10.4	3	29	2.2	3	136
Ban	4.7	3.5	74	8.3	3.7	45	1	3.2	320
Pdg	3.8	2.3	61	6.3	3.1	49	1.2	1.6	133

7. Bibliografía

- C. H. B. Priestley & R. J. Taylor (1972). "On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters" (PDF). *Monthly Weather Review* **100** (2): 81-82. Bibcode:1972MWRv..100...81P. doi:10.1175/1520-0493(1972)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2.
- Costa, M. H., Biajoli, M. C., Sanches, L., Malhado, A. C. M., Hutyra, L. R., da Rocha, H. R. de Araújo, A. C. (2010). Atmospheric versus vegetation controls of Amazonian tropical rain forest evapotranspiration: Are the wet and seasonally dry rain forests any different? *Journal of Geophysical Research*, 115(G4), G04021. doi:10.1029/2009JG001179
- Espinoza J C, Ronchail J, Guyot J-L, Cocheneau G, Filizola N, Lavado W, De Oliveira E, Pombosa R and Vauchel P 2009b Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon Basin Countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia and Ecuador) *Int. J. Climatology*, 29, 1574-1594. doi:10.1002/joc
- Fan, Y., & Miguez-Macho, G. (2010). Potential groundwater contribution to Amazon evapotranspiration. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 7(4), 5131-5170. doi:10.5194/hessd-7-5131-2010
- J. L. Monteith (1965). "Evaporation and environment". *Symposia of the Society for Experimental Biology* 19: 205-224. PMID 5321565. Obtained from Forest Hydrology and Watershed Management - Hydrologie Forestiere et Amenagement des Bassins Hydrologiques (Proceedings of the Vancouver Symposium, August 1987, Actes du Colloque de Vancouver, Aout 1987):IAHS-AISH Publ. no. 167, 1987. pp. 319-327.
- Juárez, R. I. N., Hodnett, M. G., Fu, R., Goulden, M. L., & von Randow, C. (2007). Control of Dry Season Evapotranspiration over the Amazonian Forest as Inferred from Observations at a Southern Amazon Forestsite. *Journal of Climate*, 20(12), 2827-2839. doi:10.1175/JCLI4184.1
- Karam, H. N., & Bras, R. L. (2008). Climatological Basin-Scale Amazonian Evapotranspiration Estimated through a Water Budget Analysis. *Journal of Hydrometeorology*, 9(5), 1048-1060. doi:10.1175/2008JHM888.1
- Mu, Q., Zhao, M., & Running, S. W. (2011). Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. *Remote Sensing of Environment*, 115(8), 1781-1800. doi:10.1016/j.rse.2011.02.019
- Miralles, D. G., Holmes, T. R. H., De Jeu, R. a. M., Gash, J. H., Meesters, a. G. C. a., & Dolman, a. J. (2011). Global land-surface evaporation estimated from satellite-based observations. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(2), 453-469. doi:10.5194/hess-15-453-2011
- Priestley CHB, Taylor RJ. 1972. On the assessment of the surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review* 100: 81-92.
- Salati E, Dall' Olio A, Matsui E, Gat JR (1979) Recycling of water in the Amazon Basin: an isotopic study. *Water Resour Res* 15:1250- 1258
- Shuttleworth, W.J., 1988. Evaporation from Amazonian rain forest. *Proc. R. Soc. Lond., B* 233, 321-346.

3. Métodos

3.1. Conversión de LE a ET.

De las torres de flujo se utilizó el dato de flujo de calor latente ($W.m^{-2}$) a nivel diario y cada 8 días. Para convertir el flujo de calor latente (Le) $W.m^{-2}$ a evapotranspiración (Et) $mm.d^{-1}$ se utilizó la ecuación 1.

$$Et\left(\frac{mm}{día}\right) = \frac{Le * 3600 * 1000 * 24}{\lambda * \rho} \dots (1)$$

Donde Le es el flujo de calor latente medido en la torre de flujo ($W.m^{-2}.h^{-1}$). λ es el calor latente de vaporización que depende de la temperatura ($J.kg^{-1}$). ρ es la densidad del agua ($1025 kg.m^{-3}$). Los valores de 3600, 1000 y 24 son valores para obtener la evapotranspiración en $mm d^{-1}$.

También se calcularon valores medios de la precipitación (Pp) y la evapotranspiración (ET) así como el ratio entre la ET y Pp (ET/Pp) para un periodo anual. También se calculó este ratio para el periodo seco (Junio-Octubre) y para el periodo húmedo (Enero-Abril) para conocer en qué periodo la ET es mayor a la precipitación. Los meses húmedos y secos han sido determinados por Espinoza et al, (2009) y Costa et al, (2010) para la cuenca amazónica.

3.2. Cálculo de la ET con ecuaciones empíricas

La ecuación de Penman-Monteith (P-M) es una de las más utilizadas en el mundo de la ingeniería y de la ciencia para calcular ET para una infinidad de tipos de vegetación. La diferencia de otras ecuaciones empíricas es que agrega factores de resistencia del aire y de los estomas de las plantas, tal como se muestra en la ecuación 2

$$\lambda E = \frac{s * A + \frac{\rho * C_p * (e_{sat} - e)}{r_a}}{s + \gamma * \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \dots (2)$$

λE es el flujo de calor latente ($W.m^{-2}$), s es la pendiente de la curva de temperatura y saturación de vapor de agua (e_{sat}), A es la energía viable dada por la diferencia entre la radiación neta (R_n) y el flujo de calor hacia el suelo (G), ρ es la densidad del aire ($Kg m^{-3}$), C_p es el calor específico del aire ($J Kg^{-1} K^{-1}$), e es la presión de vapor de agua actual (kPa), γ es la constante psicométrica ($KPa K^{-1}$), r_s es la resistencia estomatal o resistencia de los estomas a la transferencia de energía ($s m^{-1}$) y r_a es la resistencia aerodinámica o

resistencia del aire a la transferencia de calor ($s m^{-1}$).

Priestley-Taylor, (1972) indica que la única variable que controla la evapotranspiración sobre ecosistemas terrestres es la radiación, mas no así la temperatura y la humedad relativa. Esto debido a que tanto la temperatura y la humedad relativa dependen de la radiación (Priestley and Taylor, 1972). Entonces simplificaron la ecuación de Penman-Monteith en:

$$\lambda E_p = \alpha * \frac{s * A}{s + \gamma} \dots (3)$$

Priestley-Taylor quitan de la ecuación la energía debido a la déficit de presión de vapor ($e_{sat} - e$). Sin embargo, introducen en la ecuación un parámetro α que depende de la vegetación. Para bosques, toma el valor de 0.72 en promedio.

3.3. Evaluación de modelos y ecuaciones empíricas

Para evaluar los datos satelitales y las ecuaciones con respecto a las observaciones de ET provenientes de las torres de flujo, se utilizó una regresión lineal. Además por cada torre de flujo se calcularon los valores de coeficiente de determinación (R^2), de Nash y el error medio cuadrático (RMSE), para datos de evapotranspiración cada ocho días.

3.4. Relación entre la ET y variables meteorológicas

También se utilizó la regresión lineal para evaluar la existencia de alguna relación lineal entre la evapotranspiración o flujo de calor latente y otra variable meteorológica. Las variables fueron la radiación neta, temperatura y déficit de presión de vapor. Para este experimento se usaron datos a nivel diario y solo se calcularon para cada regresión el coeficiente de determinación.

4. Resultados

La regresión entre la ET calculada por la ecuación de P-T y los datos observados muestran valores aceptables de coeficiente de determinación ($R^2 > 0.4$) en los bosques amazónicos (Fig. 2). El valor de R^2 para K34 es 0.54, para K67 es 0.6, para K83 es 0.47 y para RJA es 0.45 (Fig. 3). Por otro lado, la ecuación de P-M muestra valores de $R^2 > 0.4$ (no se muestra figura) en la torre de flujo K34 (0.52) y K67 (0.54) (Fig. 3). Además, la ecuación de P-M sobrestima de manera sistemática los valores de ET (no se muestra figura) mientras que P-T la subestima. (Fig. 2).

PATRONES DIARIOS DE PRECIPITACIÓN Y SU RELACIÓN CON LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA DURANTE EVENTOS EXTREMOS EL NIÑO EN LA COSTA NORTE PERUANA

DAILY RAINFALL PATTERNS AND ITS RELATION TO ATMOSPHERIC CIRCULATION DURING EXTREME EL NIÑO EVENTS IN THE NORTHERN PERUVIAN COAST

KAREN BEATRIZ LEÓN ALTUNA

Universidad Nacional Agraria La Molina
Facultad de Ingeniería Agrícola
karenleonaltuna@gmail.com

Asesor: Dr. Jhan Carlo Espinoza

Unidad de Hidrología y Suelos

Resumen

La presente investigación estudia la variabilidad espacio-temporal de la precipitación a escala diaria durante los eventos El Niño de magnitud extraordinaria (1982-83 y 1997-98) en las regiones de Tumbes y Piura. Para ello, se aplicó a los datos pluviométricos un análisis de componentes principales del cual se obtuvo el principal modo de variabilidad (EOF1) de precipitación diaria para cada evento El Niño. Posteriormente, se realizaron compuestos de radiación de onda larga saliente (proxy de nubosidad alta) y vientos horizontales a 850 hPa durante días categorizados como muy lluviosos según el EOF1. Los resultados indican que la ocurrencia de lluvias intensas durante eventos extremos El Niño se produce durante anomalías de vientos del oeste que provocan la aproximación de la actividad convectiva (desde 140°W) hacia la costa norte peruana (80°W). Por otro lado, las precipitaciones máximas en las regiones de Tumbes y Piura tienen una periodicidad promedio de 7 días. Durante estos eventos se presenta una propagación de las lluvias desde la parte baja (costa) a la parte alta (sierra). Estos patrones son importantes para conocer el comportamiento e identificar las causas de la precipitación extrema durante eventos extraordinarios El Niño en la costa norte peruana.

Palabras Claves: patrones de precipitación diaria, circulación atmosférica, costa norte del Perú, evento El Niño.

Abstract

This work analyzes the spatiotemporal rainfall variability at a daily time-scale during El Niño events of extraordinary magnitude (1982-83 and 1997-98) in the regions of Tumbes and Piura. For this proposes, principal components were computed from raingauge data and the main mode of daily rainfall variability (EOF1) was obtained for each El Niño event. Subsequently, composites of outgoing longwave radiation (OLR, proxy of high cloud cover) and horizontal winds at 850 hPa were performed during very rainy days categorized according to the EOF1. Our results indicate that heavy rainfall during extreme El Niño events occurs during westerly wind anomalies, enhancing the convective activity from 140° W to the northern Peruvian coast (80 ° W). On the other hand, maximum rainfall in the regions of Tumbes and Piura has a mean periodicity of seven days, during which rainfall spreads from the coast to the Andes. These patterns are relevant to understand the behavior and identify the causes of extreme precipitation during El Niño extraordinary events on the northern Peruvian coast.

Keywords: daily rainfall patterns, atmospheric circulation, northern Peruvian coast, El Niño.

1. Introducción

El Niño es un fenómeno acoplado océano-atmósfera que se caracteriza por el calentamiento anómalo del Pacífico Tropical, que presenta teleconexiones climáticas globales y es el principal modo dominante de la variabilidad interanual climática. El efecto de El Niño en las lluvias en Perú depende de la localización del calentamiento o enfriamiento del Pacífico Ecuatorial (Central o Este), teniendo repercusiones diferentes tanto para la costa, sierra y selva (Takahashi et al. 2011, Lagos et al., 2008; Lavado y Espinoza, 2014).

En la costa norte peruana, el fenómeno El Niño puede provocar eventos climáticos extremos, tales como intensas lluvias e inundaciones (Takahashi et al., 2004). Esto ocurrió durante los eventos El Niño de magnitud extraordinaria de 1982-83 y 1997-98, los cuales ocasionaron daños equivalentes al 11.6% y 6.2% del PBI nacional, respectivamente (MEF, 2014). Es por ello que el entendimiento de los procesos físicos que generan fuertes lluvias durante un evento El Niño en la costa norte peruana es de gran importancia, no sólo por ser un tema de interés científico sino también del ámbito político, económico y social.

En este artículo, se analiza la variabilidad espacio-temporal de las precipitaciones diarias en las regiones de Tumbes y Piura durante los eventos El Niño extraordinario de 1982-83 y 1997-98 en las regiones de Tumbes y Piura. Asimismo, se analiza la circulación atmosférica asociada a estos eventos para comprender las condiciones meteorológicas que favorecen las precipitaciones intensas dentro de un evento El Niño.

2. Datos

En este estudio se usaron datos diarios de precipitación provenientes de 29 estaciones meteorológicas administradas por el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI). El periodo de análisis fue de enero a mayo de 1983 (sólo 15 estaciones contaron con información) y diciembre de 1997 a mayo de 1998 (todas las estaciones contaron con información). La distribución espacial de las estaciones se muestra en la Figura 1.

Asimismo, se utilizó información de vientos meridionales y zonales a 850 hPa y radiación de onda larga saliente (*Outgoing Longwave Radiation* - OLR). Esta información fue obtenida del proyecto "Reanálisis" del NCEP/NCAR de la NOAA (Kalnay et al., 1996) y de los satélites de órbita polar del Centro Nacional de Data Climática de la NOAA (Liebmann y Smith, 1996) de los Estados Unidos, respectivamente.

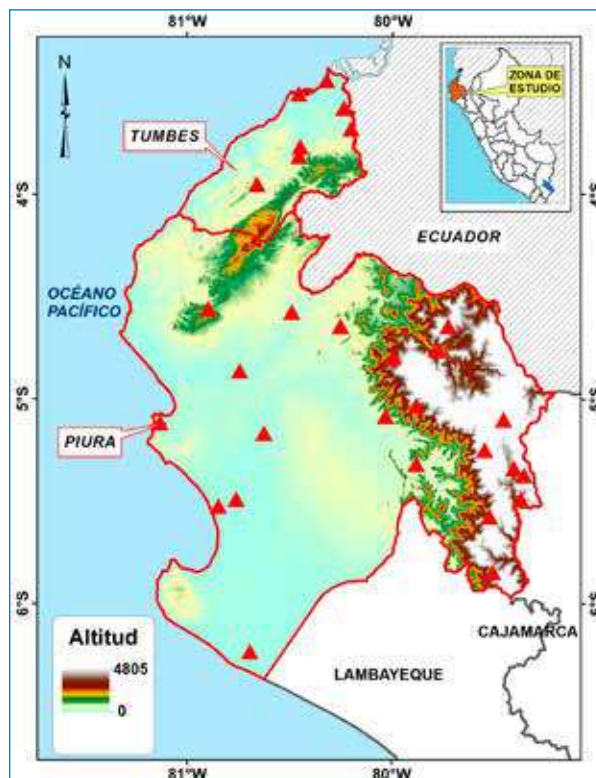


Figura 1. Regiones Tumbes y Piura (costa norte peruana) y ubicación de estaciones meteorológicas (triángulos rojos).

La OLR permite detectar la presencia de nubes posiblemente ligada a la actividad convectiva de la zona y, por ende, la ocurrencia de lluvias. Por lo cual, si la energía que sale de la Tierra (medida en W/m^2) es menor al valor promedio (anomalías negativas de OLR), podría indicar una fuerte actividad convectiva. De lo contrario, anomalías positivas indicarían un cielo despejado. La OLR ha sido empleada ampliamente como un proxy de la convección en la región tropical (e.g. Liebmann et al. 1999; Garreaud and Wallace 1998; Jones and Carvalho 2002; Espinoza et al., 2012)

3. Metodología

a. Análisis espacio-temporal de la precipitación diaria

La variabilidad espacio-temporal de la precipitación diaria durante los eventos El Niño 1982-83 y 1997-98 fue estudiada mediante la técnica de Análisis de Componentes Principales o ACP (Mikami, 1988). Posteriormente, al igual que en el estudio de Takahashi (2004), se realizó una selección de días lluviosos y secos para el estudio de la circulación atmosférica mediante la técnica de composiciones. Para la selección de días lluviosos y secos, se restó a cada primer componente principal (resultado del ACP) su media móvil de 10 días. A partir de esta nueva

serie de datos, se seleccionaron los días lluviosos cuyo valor sea mayor al percentil 90 y los días secos cuyo valor sea menor al percentil 10. En caso de días consecutivos, se seleccionó el día de mayor o menor magnitud, según se trate de día lluvioso o seco, respectivamente.

b. Análisis de la circulación atmosférica y su relación con la ocurrencia de días lluviosos y secos

El análisis de la circulación atmosférica consistió en la generación de mapas de los promedios condicionales (comúnmente llamados compuestos) de variables climáticas según se trate de días lluviosos o días secos durante los eventos El Niño, definidos en 3a. Las variables meteorológicas analizadas fueron: velocidad horizontal de vientos a 850 hPa (cerca de 1.5 km de altitud) y radiación de onda larga saliente (OLR).

Para resaltar las condiciones atmosféricas principales que diferencian un evento húmedo de un evento seco típico, se elaboraron mapas de las diferencias de los compuestos correspondientes. También se hicieron los compuestos de las condiciones atmosféricas durante los tres días previos (D-3) y tres días posteriores (D+3) al día lluvioso o seco central considerado como día 0 (D0). Esto permite el análisis de la propagación de los sistemas meteorológicos relevantes.

4. Resultados

a. Análisis espacio-temporal de la precipitación diaria durante los eventos El Niño extraordinario

El principal modo de variabilidad temporal (EOF-1) de las precipitaciones durante el evento El Niño 1982-83 (Figura 2a), muestra que existe correlación positiva con casi todas las estaciones meteorológicas, a excepción de una con valor de -0.07. Mientras que, el EOF-1 del evento El Niño de 1997-98 (Figura 2-b), presenta correlaciones positivas con las 29 estaciones meteorológicas analizadas. Esto nos indica que los valores positivos de los EOFs están asociados a periodos lluviosos y los valores negativos a periodos secos prácticamente en toda la región de estudio. Por lo tanto, se puede observar que, durante el evento El Niño 1982-83, el periodo más lluvioso se presentó durante marzo a abril de 1983, mientras el mes menos lluvioso fue febrero (Figura 2-a).

Por otro lado, la precipitación diaria durante el evento El Niño de 1997-98 presenta diferencias a escala temporal, respecto al evento de 1982-83. En la serie temporal del EOF-1 se observa que a partir de la primera semana de mayo de 1998 existe un descenso abrupto de la precipitación diaria. Además, en la zona de estudio, el periodo más lluvioso fue enero-marzo de 1998 (Figura 2-b).

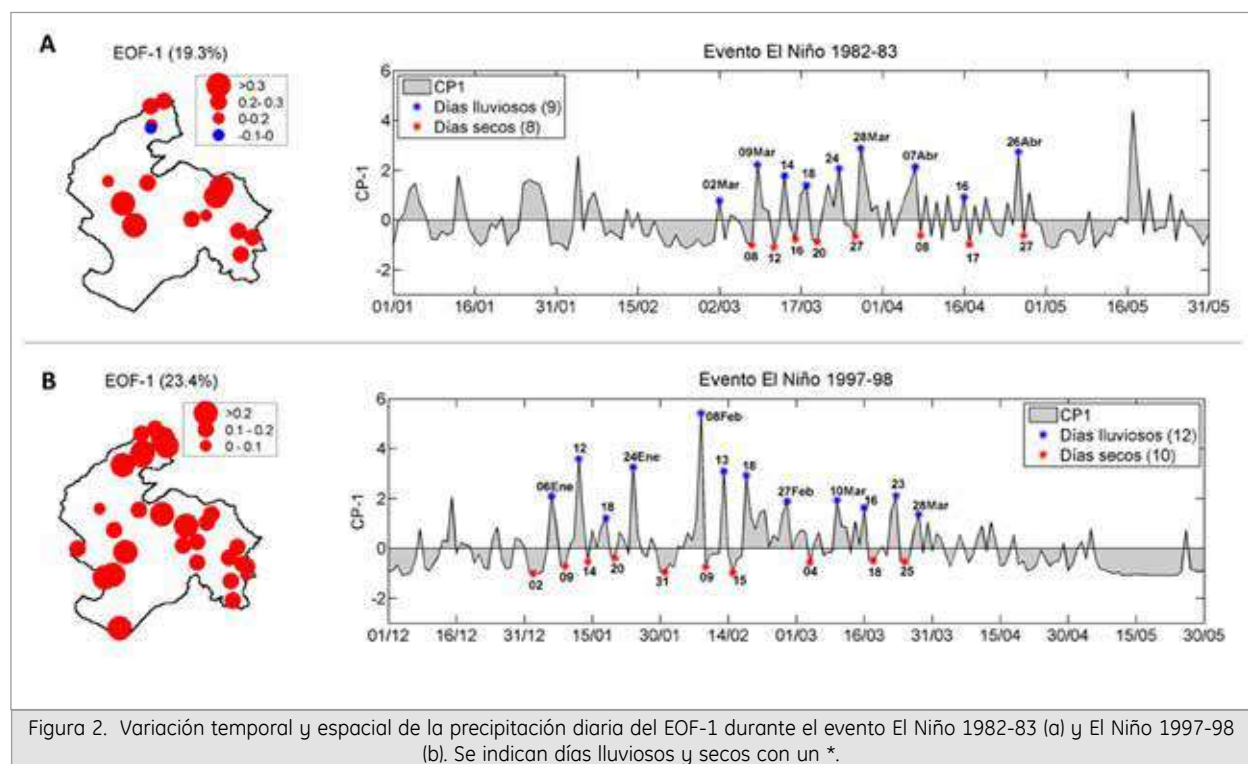


Figura 2. Variación temporal y espacial de la precipitación diaria del EOF-1 durante el evento El Niño 1982-83 (a) y El Niño 1997-98 (b). Se indican días lluviosos y secos con un *.

De la selección de los días lluviosos y secos (como descrito en 3a), se obtuvo un total de 9 días lluviosos y 8 días secos para el periodo marzo-abril de 1983 y un total de 12 días lluviosos y 10 días secos para el periodo enero-marzo de 1998. Asimismo, se observa que existe una periodicidad promedio de 7 días entre los días lluviosos (Figuras 2), lo cual es similar a lo descrito por Takahashi (2004).

b. Análisis de la circulación atmosférica y su relación con la ocurrencia de días lluviosos y secos

Comparando la circulación atmosférica entre los días lluviosos y secos durante el evento El Niño de 1982-83 (Figura 3-a), se observa que los vientos más significativos durante los días lluviosos provienen del noroeste de la zona de estudio, entre los 5°S y 10°N. Durante el evento El Niño de 1997-98 (Figura 3-b), los vientos más significativos durante los días lluviosos provienen del oeste y se ubican entre los 80°W-90°W y 5°N-10°S. Esta diferencia en la dirección del viento entre los dos eventos es interesante, pero sus implicancias no son claras aún.

Como se espera, se observa mayor nubosidad convectiva en los datos de OLR durante los días lluviosos en las regiones de Tumbes y Piura, siendo la señal más marcada para el evento El Niño de 1997-98 que para el de 1982-83. Asimismo, en ambos eventos, existe menor actividad convectiva en la Amazonía (noroeste de Brasil) durante los días lluviosos (Figura 3). En efecto, la región amazónica sufrió un déficit de lluvias durante estos eventos (e.j Espinoza et al, 2011).

Para el análisis de la propagación de las condiciones atmosféricas se promediaron los valores de las anomalías de OLR y vientos zonales (este-oeste) para la región entre los 10°N y 10°S y entre los 140°W y 60°W del Océano Pacífico (rectángulo central en Figura 3). Paralelamente, se calcularon las anomalías porcentuales de precipitación tres días antes y tres días después del día considerado como lluvioso (D0) para cada estación meteorológica de la zona de estudio.

De los resultados se observa que, para el evento El Niño 1982-83, la aproximación de la actividad convectiva se presenta de manera mucho más rápida que para el evento El Niño 1997-98 (Figura 4). Para el evento de 1997-98, estas anomalías negativas de OLR (color azul) se observan claramente tres días antes del día lluvioso (D-3) desde los 140°W y progresivamente se aproximan a la zona de estudio (80°W) hacia el día lluvioso (D0). Mientras que para el evento de 1982-83, la anomalía no presenta un valor muy elevado

tres días antes, siendo más claro para el D-2. Luego desaparece (D-1) y reaparece abruptamente durante el día lluvioso (D0).

Asimismo, se observan anomalías positivas de vientos zonales (hacia el este) para el evento de 1982-83, las cuales aparentemente propagan la actividad convectiva (Figura 4-a). Sin embargo, el rol de los vientos zonales no es muy claro para el evento de 1997-98 donde solo se aprecia una anomalía positiva de viento zonal en los 80°W para el día lluvioso (D0). Por tanto, las anomalías de vientos del oeste son un factor importante para la generación de lluvias muy intensas en la costa norte peruana.

Esta actividad convectiva desata abundante precipitación en la costa norte peruana principalmente en el día considerado como lluvioso (anomalías porcentuales mayores al 250%; Figura 5). Respecto a la distribución día a día de la precipitación, se observa que antes del día lluvioso (D-1) se inicia la precipitación en la planicie costera, en el día lluvioso (D0) se desata la precipitación en toda la región de estudio y en los días posteriores (D+1 y D+2) la precipitación se localiza principalmente en la parte alta. Este comportamiento es mucho más notorio durante el evento de 1997-98 dada la mayor densidad de estaciones meteorológicas.

5. Conclusiones

La precipitación diaria en las regiones de Tumbes y Piura durante los eventos El Niño 1982-83 y 1997-98, presentó una alta variabilidad espacial y temporal. Se determinó que las anomalías de los vientos provenientes del noroeste (El Niño de 1982-83) y del oeste (El Niño de 1997-98) son importantes para la generación de días lluviosos en la costa norte peruana. Sin embargo, luego de realizar un análisis de la propagación de estas anomalías tres días antes (D-3) y tres días después (D+3) del día lluvioso (D0), se corroboró que los vientos del oeste son los que propician la convección y por tanto, la precipitación intensa en la zona de estudio.

Para el evento de 1997-98, la propagación de las anomalías de vientos no se presentó en los días previos al día lluvioso tal como se presentó en las anomalías de OLR. En ambos eventos, se observa claramente la aproximación de la actividad convectiva a lo largo del Pacífico Ecuatorial Central hacia la costa norperuana, la cual genera las precipitaciones más intensas en el día considerado como lluvioso y precipitaciones menos abundantes en los tres días previos y tres posteriores. Este desplazamiento se produjo de manera mucho más rápida durante el evento El

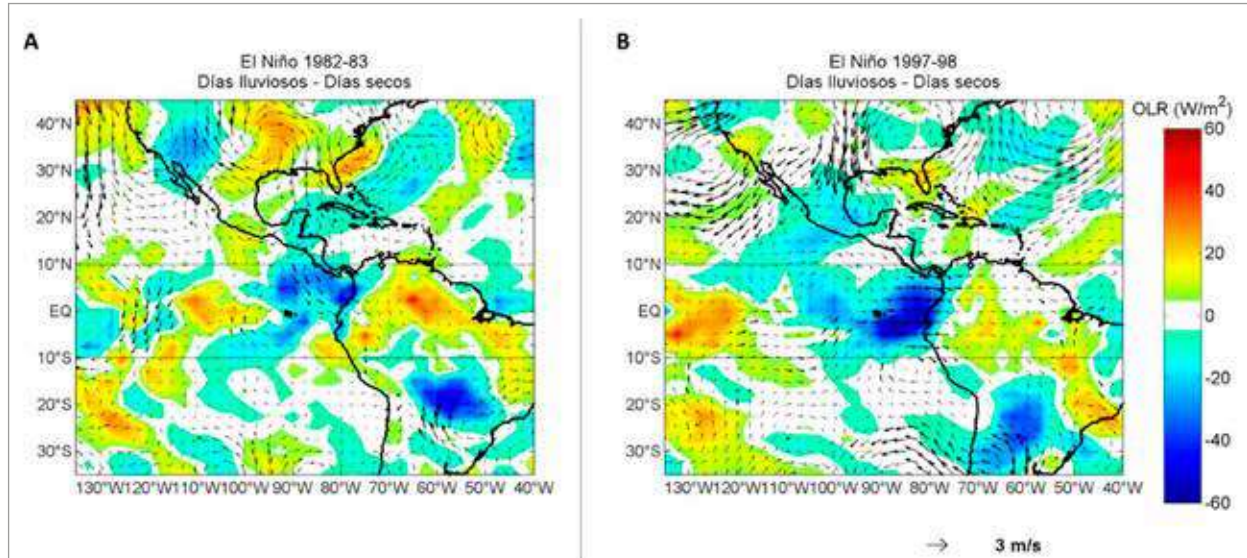


Figura 3. Diferencias de la circulación atmosférica (vientos horizontales a 850hPa y OLR) entre los días lluviosos y secos durante: a) Marzo-Abril 1983 y b) Enero-Marzo 1998. Los vientos provienen de NCEP/NCAR Reanalysis (wn m/s) y la OLR proviene de NOAA/OAR/ESRL (en W/m²).

La diferencia de vientos significativos, de acuerdo a la prueba de t-student al 90% de nivel de significancia, se muestra con mayor grosor.

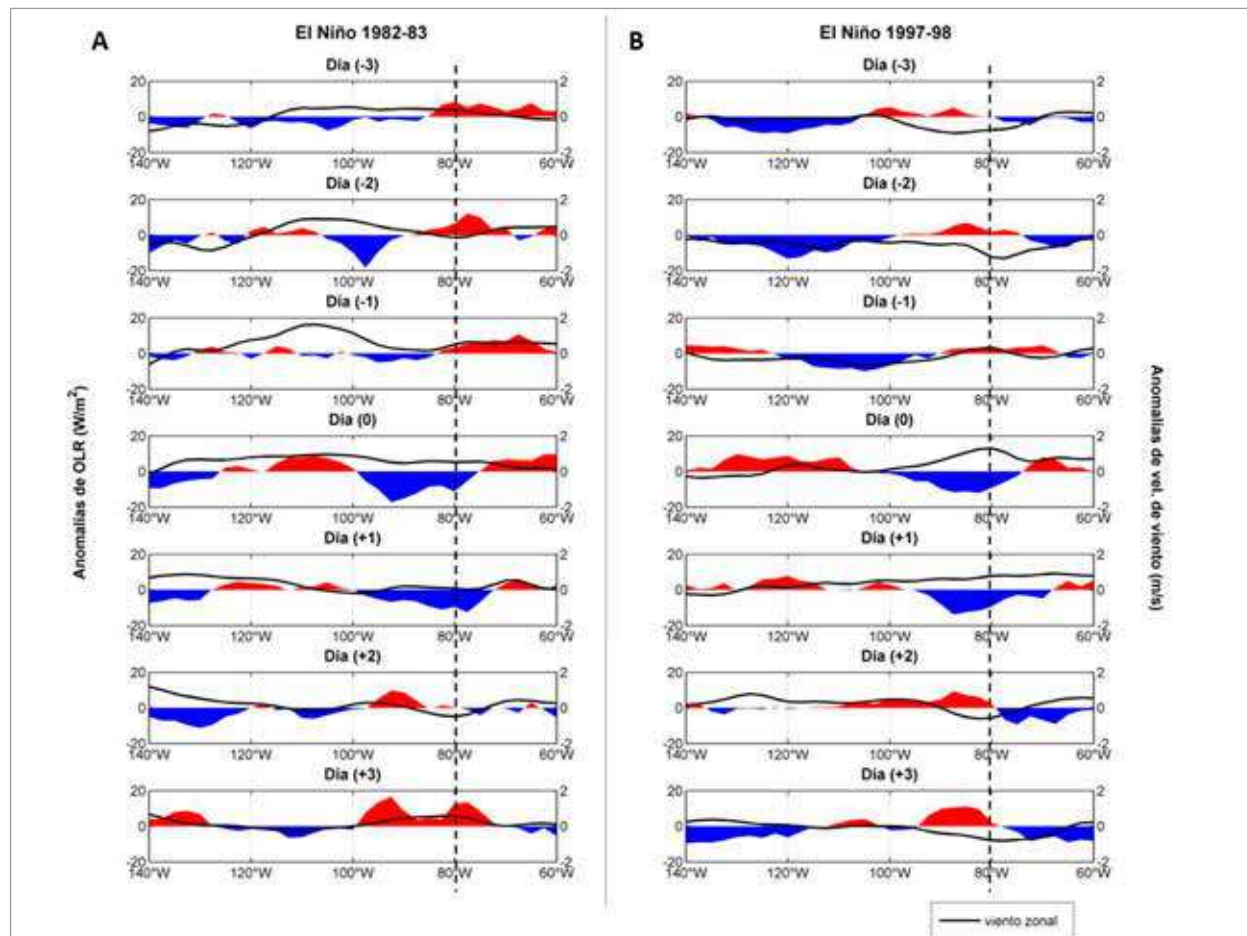


Figura 4. Anomalías de OLR (NOAA/OAR/ESRL) y vientos zonales (NCEP/NCAR Reanalysis) durante días lluviosos menos promedio del periodo Ene98-Mar98 tres días antes y tres días después del día lluvioso (D0) entre los 10°N-10°S para el evento a) El Niño 1982-83 y b) El Niño 1997-98. La línea punteada de referencia a los 80°W (costa norte peruana)

Niño 1982-83, mientras que en el evento 1997-98 ocurre de manera casi uniforme hacia las regiones de Tumbes y Piura. Por otro lado, la precipitación ocurre de oeste a este desde la planicie costera (D-1) hacia la zona de los Andes (D+2). Los resultados encontrados en la presente investigación proporcionan bases para la previsión de lluvias intensas asociadas a eventos El Niño extraordinarios en la costa norte del Perú.

6. Recomendaciones

Los resultados obtenidos en el presente estudio proponen nuevas perspectivas de investigación sobre las precipitaciones extremas en la costa norte peruana. En primer lugar, es importante profundizar el análisis de la circulación atmosférica durante los días lluviosos y secos definidos en la presente investigación empleando diferentes niveles de presión y otras variables como: el perfil vertical del viento, transporte de humedad, etc. Se pueden emplear otras bases de datos, por ejemplo, del conjunto de datos Era-Interim Reanalysis del Centro Europeo para la Predicción del Tiempo a Plazo Medio (ECMWF por sus siglas en inglés).

Como perspectiva, se plantea analizar los cambios potenciales del fenómeno El Niño en el futuro. Para ello, se pueden emplear Modelos de Circulación Global Atmosféricos bajo escenarios de cambio climático, reproduciendo los patrones encontrados en este estudio y proyectándolos al futuro (IPCC, 2013).

7. Agradecimientos

La presente investigación se llevó a cabo gracias al Proyecto "Impacto de la Variabilidad y Cambio Climático en el Ecosistema de Manglares de Tumbes", ejecutado por el Instituto Geofísico del Perú (IGP) y financiado por el International Development Research Centre (IDRC) de Canadá.

Mis agradecimientos al Dr. Eduardo Chávarri, por su guía como patrocinador de tesis. Al Dr. Ken Takahashi por permitirme ser parte de este proyecto y sus enriquecedores comentarios y sugerencias. Al Dr. Jhan Carlo Espinoza, por los conocimientos impartidos, su orientación y apoyo.

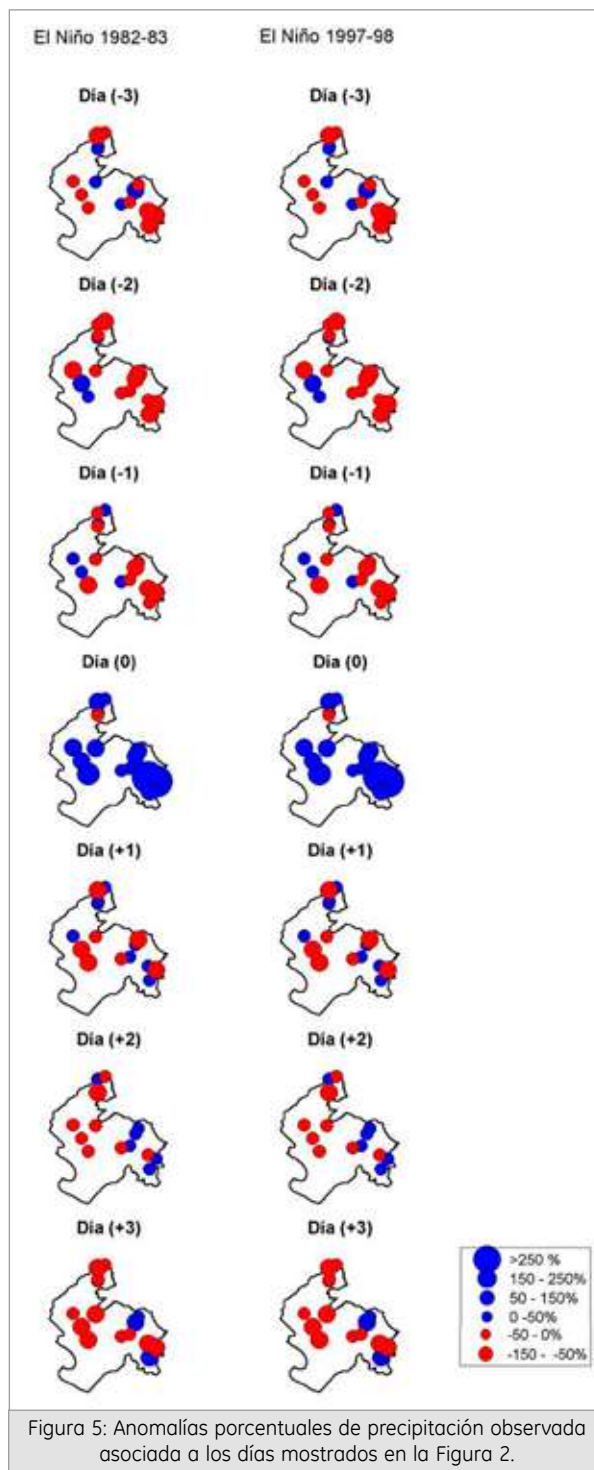


Figura 5: Anomalías porcentuales de precipitación observada asociada a los días mostrados en la Figura 2.

8. Bibliografía

- Espinoza J. C., Lengaigne M., Ronchail J., Janicot S., 2012. Large-scale circulation patterns and related rainfall in the Amazon Basin: a neuronal networks approach. *Clim Dyn.* doi:10.1007/s00382-011-1010-8.
- Garreaud R., Wallace J. M., 1998. Summertime incursions of midlatitude air into subtropical and tropical South America. *Mon. Wea. Rev.*, 126:2713-2733.
- Horel, J. D. y Cornejo-Garrido, A. G., 1986. Convection along the coast of northern Peru during 1983: Spatial and temporal variation of clouds and rainfall". *Monthly Weather Review*, 114: 2091-2105.
- IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 p.
- Jones C., Carvalho L., 2002. Active and break phases in the South American Monsoon system. *J. Clim.* 15:905-914.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., and Joseph, D., 1996. The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77: 437-471.
- Lagos P., Silva, Y., Nickl, E., y Mosquera, K. 2008. El Niño - related precipitation variability in Perú. *Advances in Geosciences*, 14: 231-237.
- Lavado, W. S. y Espinoza, J. C. 2014. Impactos de El Niño y La Niña en las lluvias del Perú (1965-2007). *Revista Brasileira de Meteorologia*, 29(2): 171-182.
- Liebmann, B. y Smith, C. A., 1996. Description of a Complete (Interpolated) Outgoing Longwave Radiation Dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77: 1275-1277.
- Liebmann B., Kiladis G. N., Marengo J. A., Ambrizzi T., Glick J. D., 1999. Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic convergence zone. *J. Clim.*, 12:1877-1891.
- MEF, 2014. Marco Macroeconómico Multianual 2015-2017. Lima, Perú. 97 p.
- Mikami, T., 1988. Precipitation in northern Peru during the 1982-1983 El Niño: Variations in daily precipitation patterns. *Tropical Rainfall Measurements*, editado por: Theon, J. S. and Fugono, N., Deepak Publishing, p. 147-150.
- Ordinola, N., Douglas, M., Yauri, H., y Flores, L., 2001. Distribución de lluvias en el norte del Perú y sur de Ecuador durante el episodio El Niño 1997-1998. Documento no publicado. 24 p.
- Shlens, J., 2005. A tutorial on Principal Component Analysis. *Systems Institute for Nonlinear Science, University of California. EE.UU.* 13 p.
- Takahashi, K., 2004. The atmospheric circulation associated with extreme rainfall events in Piura, Peru during 1997-1998 and 2002 El Niño events. *Annales Geophysicae*, 22: 3917-3926.
- Takahashi, K., Montecinos, A., Goubanova, K., Dewitte, B., 2011. ENSO Regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. *Geophysical Research Letters*, 38, L10704, doi: 10.1029/2011GL047364.
- Venegas, S. A., 2001. *Statistical Methods for Signal Detection in Climate*. DCESS. Niels Bohr Institute for Astronomy, Physics and Geophysics, University of Copenhagen, Denmark. DCESS Report #2. 96 p.

ESTIMACIÓN DE LA VELOCIDAD DEL AIRE EN LA ZONA DE CONVERGENCIA INTERTROPICAL EN EL PACÍFICO ORIENTAL A PARTIR DE DATOS DE RADAR DE PRECIPITACIÓN TRMM

RETRIEVAL OF VERTICAL AIR VELOCITY IN THE INTERTROPICAL CONVERGENCE ZONE IN THE EASTERN PACIFIC FROM TRMM PRECIPITATION RADAR DATA

LIDIA HUAMAN CHUQUIHUACCHA
Universidad Nacional Agraria La Molina
Facultad de Ciencias
lidiana.huaman@gmail.com.pe

Asesor: Ken Takahashi Guevara, Ph. D.
Unidad de Climatología

Resumen

En el Pacífico oriental, la lluvia se concentra en la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ en inglés), por lo que sus características juegan un rol esencial en el clima de la región, tanto estacionalmente como en escalas interanuales. Un aspecto clave que determina la respuesta atmosférica de gran escala a la convección es la estructura vertical de la tasa de liberación de calor latente asociada a la condensación neta en la ITCZ y el movimiento vertical asociado. Sin embargo, no existen estimaciones directas de la velocidad vertical del aire en la ITCZ en esta región.

En este estudio estimamos los perfiles verticales de calor latente y velocidad vertical del aire en la ITCZ para el periodo 1998-2010 usando perfiles verticales de la tasa de precipitación y temperatura provenientes del radar de precipitación TRMM y el reanálisis ERA Interim respectivamente, mediante aproximaciones en las ecuaciones de conservación de humedad y de energía. Además se analizaron perfiles verticales de viento horizontal provenientes de un radar perfilador de vientos en las islas Galápagos para complementar el análisis de la circulación atmosférica asociada a la ITCZ.

La velocidad vertical del aire obtenida a partir del PR TRMM en la capa 2 - 2.75 km se aproxima a otros estimados basados en la clasificación estratiforme/conectiva, pero el reanálisis de ERA Interim sobreeestima los valores, excepto en la segunda ITCZ al sur del ecuador (febrero-abril).

Palabras clave: Zona de Convergencia Intertropical, calor latente, velocidad vertical del aire, radar de precipitación, TRMM.

Abstract

In the eastern Pacific, rainfall is concentrated in the Intertropical Convergence Zone (ITCZ), hence its features play an essential role in climate and its variability in this region, both seasonally and on inter-annual scales. A key feature that determines the large-scale atmospheric response to convection is the vertical structure of the rate of latent heat release due to net condensation in the ITCZ and the associated vertical motion. However, there are no direct estimations of the vertical velocity in the ITCZ in this region.

In this study we estimate the vertical profiles of latent heat and vertical air velocity in the ITCZ for the period 1998-2010 using vertical profiles of precipitation rate and temperature from the TRMM precipitation radar and the ERA Interim reanalysis, respectively, using approximations to the moisture and energy balance equations. Furthermore, horizontal wind profiles from a wind profiling radar in the Galápagos Islands were analyzed to complement the analysis of atmospheric circulation associated with the ITCZ.

The vertical velocity estimated from the PR TRMM data in the 2 - 2.75 km layer is similar to other estimates based on convective/stratiform classifications, but the ERA Interim reanalysis overestimates these values, except during the warm year 1998 and within the second ITCZ south of the equator (February-April).

Keywords: Intertropical Convergence Zone, latent heat, vertical air velocity, precipitation radar, TRMM.

1. Introducción

Alrededor de dos tercios de la precipitación global se produce en los Trópicos, y en el Pacífico oriental se concentra en una banda estrecha llamada Zona de Convergencia Inter Tropical (en adelante ITCZ). La liberación de calor debido a la condensación del vapor en lluvia es fundamental para la generación de la circulación atmosférica tropical. Además, la distribución vertical de este calor es importante para determinar el tipo de respuesta de las circulaciones tropicales de gran escala (Tao et al. 2006) proporcionando información sobre la advección de temperatura potencial y exportación de energía estática húmeda (Handlos y Back, 2014).

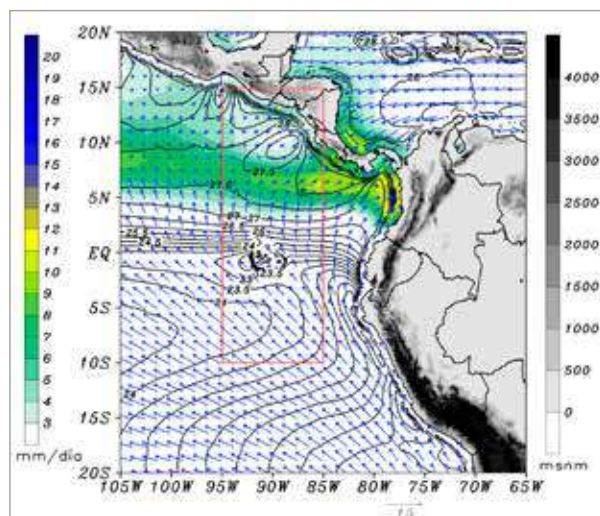


Figura 1. Precipitación promedio anual en mm/día basados en PR TRMM 3B43 (Sombreado), Temperatura Superficial del Mar con intervalos de 0.5°C (Contornos) y vectores del viento horizontal basados en el escatómetro QuickSCAT. El rectángulo representa la región de estudio.

La variación estacional de la posición latitudinal de la ITCZ en el Pacífico Oriental está asociada a la interacción de los vientos horizontales y la distribución de la Temperatura Superficial del Mar (en adelante TSM). La distribución de la TSM y precipitación en el Pacífico Oriental presenta una pronunciada asimetría con respecto a la línea ecuatorial (Figura 1). La lengua fría (~1°S), es definida por una región con TSM debajo de 26°C producto del afloramiento asociado a los vientos alisios, mientras que, la región de aguas cálidas (~5°N) con TSM por encima de 27°C está relacionada con la corriente cálida del este (~5°N). Una fuerte zona frontal en la TSM (~2°N) separa la lengua fría ecuatorial y las aguas cálidas del norte (Wallace et al. 1989).

Por lo tanto, el Pacífico Oriental parece ser una región en donde el modelo de Lindzen y Nigan (1987) es particularmente relevante, debido a que

la fuerte gradiente meridional de TSM en la zona frontal parece ser responsable parcialmente de la máxima convergencia más al norte, lo cual favorecería la convección (Back y Bretherton, 2009). Este mecanismo estaría asociado a una estructura vertical de calor latente y velocidad vertical con los máximos valores en altitudes someras ("bottom-heavy"). Sin embargo, estimaciones del calor latente combinando perfiles medidos en otras regiones con la clasificación convectivo/estratiforme del TRMM sugieren que los máximos valores se encuentran en altitudes elevadas en la tropósfera ("top-heavy", Tao et al. 2006 y Schumacher et al. 2004).

2. Datos

Se usaron datos del periodo 1998-2010 de perfiles verticales de tasas de precipitación con resolución vertical de 250 m y alturas de topes de tormentas correspondientes a los productos 2A25 y 2A23 del Radar de Precipitación a bordo del satélite TRMM (PR TRMM) respectivamente. Sin bien la resolución horizontal original es de 0.05°, esta se degradó a 0.5° con la finalidad de aumentar los tamaños muestrales y hacer los resultados comparables con datos de velocidad vertical del reanálisis ERA Interim. Además, se usaron datos de perfiles de temperatura del aire de este reanálisis. Ambas variables presentan grillado de 0.5°x0.5° y 23 niveles de presión entre 1000 hPa y 200 hPa. Los datos de precipitación mensual estimada en superficie corresponden al producto TRMM 3B43, el cual es una combinación de imágenes infrarrojas, datos de estaciones pluviométricas y el producto 2A25 del PR TRMM. El análisis de la circulación atmosférica asociada a la ITCZ se complementó utilizando promedios mensuales de perfiles verticales del viento meridional con resolución vertical de 100 m, provenientes de un radar perfilador de vientos de 915 MHz ubicado en la isla San Cristóbal en Galápagos (0.6°S -89.9°W), los datos de este perfilador corresponden al periodo 1994-2006.

3. Metodología

Las mediciones directas de la velocidad vertical del aire sobre el océano son casi inexistentes y las estimaciones indirectas de esta variable meteorológica discrepan entre sí. Por tal motivo, esta investigación plantea una forma alternativa de estimar el movimiento vertical del aire, la cual se resume en la Figura 2. Para esto se utilizan perfiles verticales de tasa de precipitación y alturas de tope de tormentas provenientes de PR TRMM 2A25 y 2A23 respectivamente. La tasa de precipitación está calibrada para lluvia líquida y no puede ser analizada cuantitativamente para precipitación sólida (Iguchi et al. 2000), lo cual restringe el análisis a los niveles bajo

el nivel de fusión. La altura del tope de tormenta se define en el producto 2A23 como la altura máxima en donde la tasa de precipitación es al menos 0.4 mm/h, aunque se ha comprobado que la mínima tasa de precipitación detectada por el PR TRMM se acerca al valor 0.2 mm/h. Por otro lado, debido al límite de sensibilidad, los perfiles verticales de precipitación presentan discontinuidades artificiales cerca del tope de la nube precipitante, y estas discontinuidades se intensifican cerca al nivel de 5 km. Short y Nakamura (2000) asocian esta altura con el nivel de fusión, debido a que existe una gran diferencia en el índice de refracción entre el agua y el hielo, con un factor de 6.5 dBZ (Rogers y Yau, 1989).

Con el fin de evitar errores debido a la sensibilidad del radar, este estudio se ha limitado en un rango de altitudes cuyo tope se encuentra por debajo del nivel de fusión y solo se consideran aquellos perfiles de tormentas cuyos topes estén por encima de este rango. Esta condición generará un error de subestimación en el promedio, pero este error es mínimo escogiendo a 2.75 km como nivel superior. El nivel inferior de la capa de estudio se eligió según la cantidad de datos disponibles en cada nivel, ya que el PR TRMM no puede detectar lluvia directamente sobre el suelo debido a la contaminación de retorno cerca a la superficie. Entonces, se tomó el nivel más bajo con más de 60% de datos, que corresponde a la altura de 1.75 km.

Luego, para estimar los perfiles verticales de condensación neta se hace la aproximación de que en el balance de humedad los términos principales son la divergencia vertical de precipitación y la condensación neta, tal como se muestra en la Ec. 1, donde dP_z/dz es la divergencia vertical de la tasa precipitación (i.e. flujo hacia abajo de agua líquida); y C es la tasa de condensación neta en $kg \cdot m^{-3} \cdot s^{-1}$.

$$\frac{dP_z}{dz} = C \quad \dots\dots\dots (1)$$

Además, los perfiles verticales de calor latente fueron estimados como el calentamiento que resultaría debido a la energía liberada por la condensación neta, según lo indicado en la Ec. 2, donde LE es el calor latente en $K/día$, l_v es el calor latente de vaporización en J/kg , C es la tasa de condensación neta en $kg \cdot m^{-3} \cdot día^{-1}$, C_p calor específico del agua en $J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$ y ρ es la densidad del aire en $kg \cdot m^{-3}$.

$$LE = \frac{l_v \times C}{C_p \times \rho} \quad \dots\dots\dots (2)$$

Finalmente, la velocidad vertical del aire en la ITCZ es estimado mediante la conservación de la energía, asumiendo el balance entre la advección vertical de la temperatura potencial y el calor latente (Ec. 3):

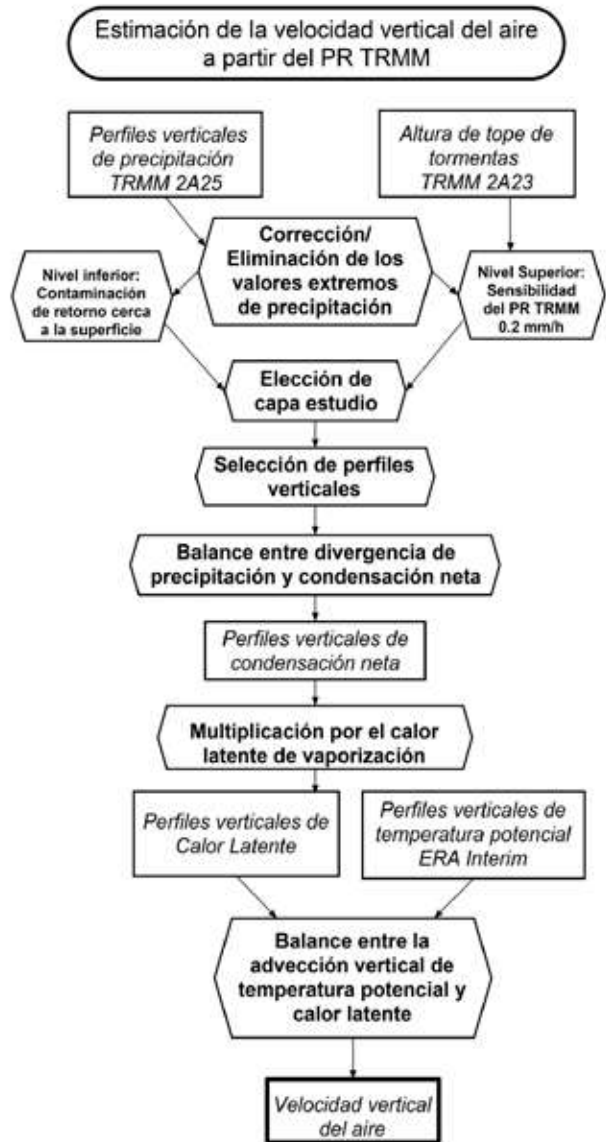
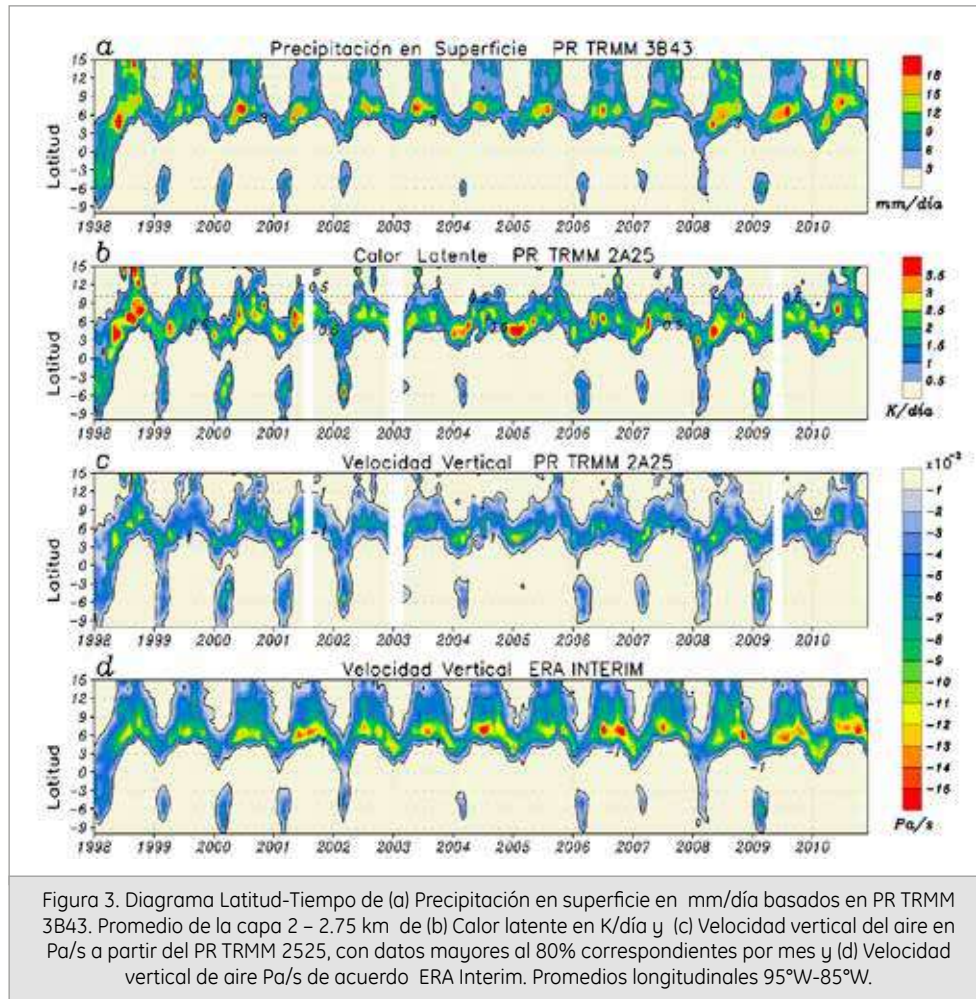


Figura 2. Diagrama del proceso de estimación de la velocidad vertical del aire en la ITCZ

$$W \frac{d \ln \theta}{dz} = \frac{LE}{T} \quad \dots\dots\dots (3)$$

Donde w es la velocidad vertical del aire en m/s , θ y T son la temperatura potencial del aire y la temperatura del aire respectivamente en K , y z es la altura en m . Además de los procesos de advección horizontales, en este cálculo se desprecia también las tasas de calentamiento por radiación, por lo que los resultados son solo aproximadamente válidos en regiones lluviosas.

Las unidades de la velocidad vertical expresadas en m/s son transformadas a Pa/s usando la ecuación hidrostática para mayor facilidad en la comparación con otros datos disponibles.



4. Resultados preliminares y Discusión

El calor latente definido como parte del calentamiento producto de la condensación del agua, está estrechamente relacionado con la precipitación en superficie, tal como se observa en la figura 3a y 3b. Los valores del calor latente en la capa 2 – 2.75 km son comparables a los calculados por Tao et al. (2001), quienes usaron la fracción de lluvia estratiforme en superficie de acuerdo al PR TRMM y perfiles verticales de calentamiento CSH a partir del modelo GCE (Goddard Cumulus Ensemble) para estimar el calor latente.

La velocidad vertical del aire estimada a partir de perfiles verticales de precipitación del PR TRMM y ERA Interim están representadas en la figura 3c y 3d respectivamente. Los movimientos ascendentes del aire (3c y 3d) superan los -0.07 Pa/s (negativo es ascendente) durante todos los años entre las latitudes 4°N y 9°N . Sin embargo, el flujo vertical sobre la ITCZ formada entre febrero y abril al sur del ecuador presenta variabilidad interanual significativa.

A pesar de lo anterior, la velocidad vertical a partir del reanálisis ERA Interim es sobre-estimada durante los meses de julio, agosto, setiembre y octubre, siendo mayores a partir del año 2001.

Los perfiles latitud-altura y velocidad-altura presentados en la figura 4, corresponden a los meses de marzo de 1998 (a-c), setiembre de 1998 (d-f), marzo de 2001 (g-i) y setiembre de 2001 (j-l). Los valores de velocidad vertical a partir del Radar de Precipitación TRMM (columna izquierda) son comparables con los proporcionados por ERA Interim (columna centro) en la capa 2 km -2.75 km en los tres primeros meses. La variabilidad estacional del movimiento vertical es bastante pronunciado, la velocidad vertical durante el mes de marzo (a-b, g-h) bordea los -0.04 Pa/s alrededor de los 2 km de altura, mientras que la velocidad vertical durante el mes de setiembre (d-e, j-k) es alrededor de -0.08 Pa/s en el mismo nivel. De acuerdo a ERA Interim, las velocidades verticales máximas se producen alrededor de 2 km de altura (cerca a 850 hPa). Back y Bretherton (2009) explican esta supuesta circulación meridional somera con el forzante debido a la distribución meridional de la TSM de esta región (Figura 1).

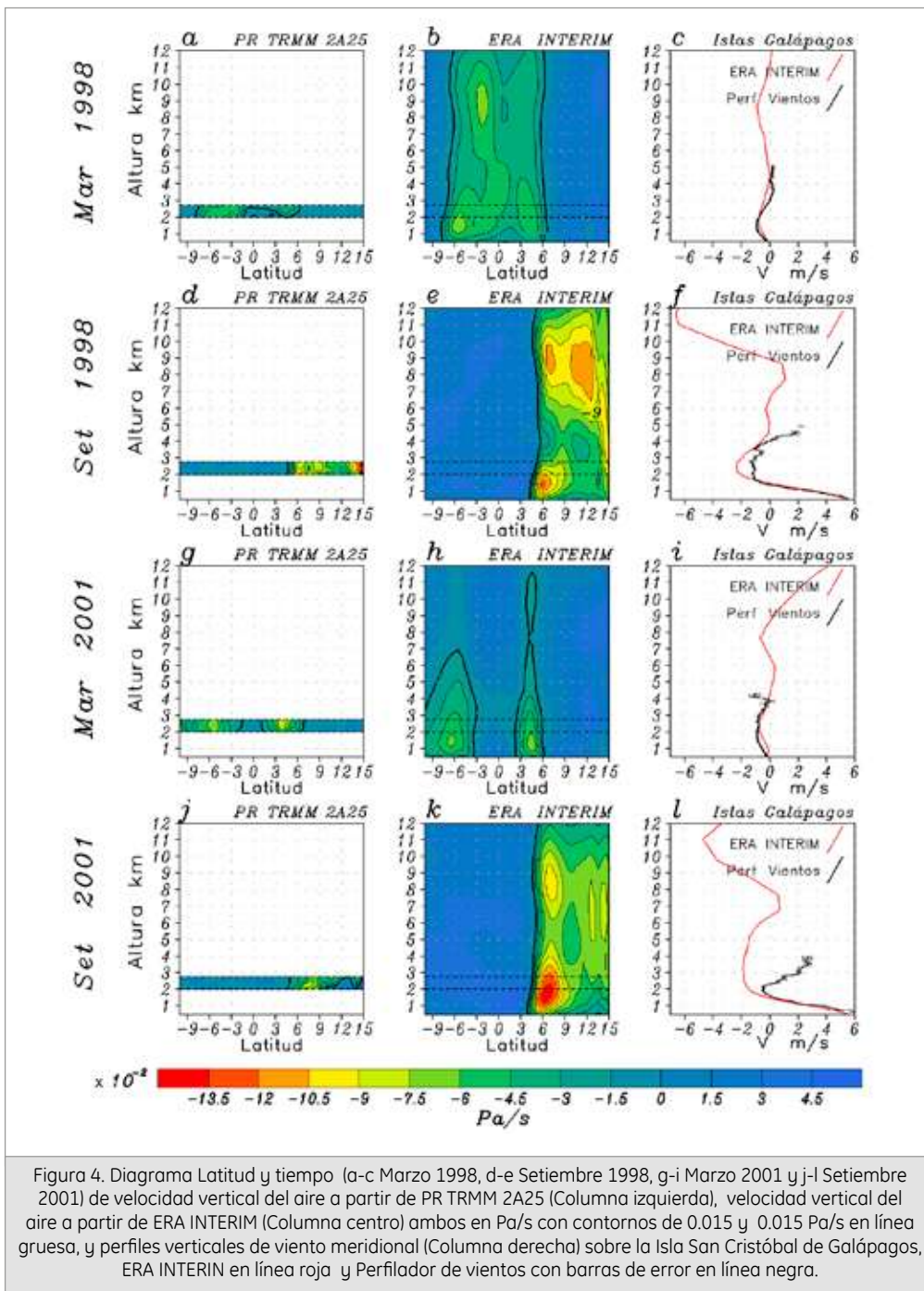


Figura 4. Diagrama Latitud y tiempo (a-c Marzo 1998, d-e Setiembre 1998, g-i Marzo 2001 y j-l Setiembre 2001) de velocidad vertical del aire a partir de PR TRMM 2A25 (Columna izquierda), velocidad vertical del aire a partir de ERA INTERIM (Columna centro) ambos en Pa/s con contornos de 0.015 y 0.015 Pa/s en línea gruesa, y perfiles verticales de viento meridional (Columna derecha) sobre la Isla San Cristóbal de Galápagos, ERA INTERIM en línea roja y Perfilador de vientos con barras de error en línea negra.

Los perfiles Latitud-Altura están complementadas con los perfiles verticales de velocidad meridional en las Islas Galápagos a partir del perfilador de vientos y ERA Interim (Figura 4 c,f,i,l y Figura 5). El viento meridional en el nivel de 0.5 km es del sur, siendo más intenso durante Julio, Agosto, Setiembre y Octubre, y más débil durante Febrero, Marzo y Abril. Sin embargo, alrededor de los 2 km de altura el viento predominante es del norte, indicándonos la posible presencia de una circulación meridional somera en la baja tropósfera.

5. Conclusiones

Los perfiles verticales de precipitación medidos por el Radar de Precipitación TRMM, permiten estimar la velocidad vertical del aire mediante aproximaciones en las ecuaciones de conservación de humedad y de energía, aprovechando que en regiones lluviosas como la ITCZ, el calor diabático está predominada por el calor latente.

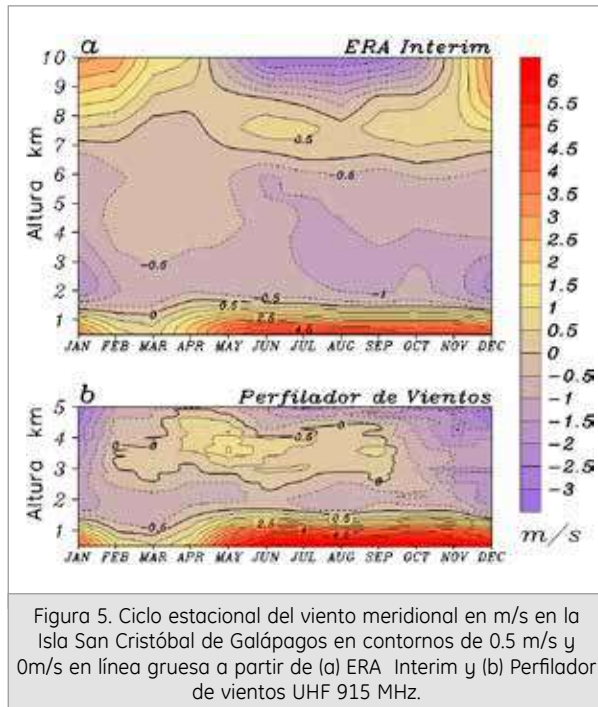


Figura 5. Ciclo estacional del viento meridional en m/s en la Isla San Cristóbal de Galápagos en contornos de 0.5 m/s y 0m/s en línea gruesa a partir de (a) ERA Interim y (b) Perfilador de vientos UHF 915 MHz.

La velocidad vertical del aire a partir del PR TRMM en el Pacífico oriental en la capa 2 - 2.75 km es comparable a los estimados basados en la clasificación estratiforme/conectiva (Tao et al., 2001), pero el reanálisis de ERA Interim sobreestima los valores, excepto en la segunda ITCZ al sur del ecuador (febrero-abril).

Los datos de viento meridional medidos por el perfilador de vientos y proporcionados por ERA Interim indican que el flujo de retorno al sur de la ITCZ (vientos del norte) se producen en la troposfera baja (2 km), dando soporte a la hipótesis de una posible existencia de una celda de circulación meridional somera.

6. Agradecimientos

Al Instituto Geofísico del Perú por brindarme las facilidades para desarrollar este tema de tesis. En especial al Dr. Ken Takahashi Guevara por la permanente asesoría durante el desarrollo de esta investigación.

7. Bibliografía

Back, L. E., y C. S. Bretherton (2009). *On the relationship Between SST Gradients, Boundary Layer Winds, and Convergence over the Tropical Oceans*. Journal of Climate, Volumen 22, pp. 4182-4196.

Handlos, Z. J. y L. E. Back (2014). *Estimating Vertical Motion Profile Shape within Tropical Weather States over the Oceans*. Journal of climate, Volumen 27, pp 7667-7686.

Iguchi, T., T. Kozu, R. Meneghini, J. Awaka, K. Okamoto. *Rain-Profiling Algorithm for the TRMM Precipitation Radar*. Journal of applied meteorology, Volumen 39, pp 2038-2052.

Lindzen, R. S., y S. Nigam (1987). *On the Role of Sea Surface Temperature Gradients in Forcing Low Level and Convergence in the Tropics*. Journal of the Atmospheric Science, Volumen 44, pp 2418-2436

Rogers, R. y M. Yau (1989). *A short Course in Cloud Physics*. 3rd edition, International Series in Natural Philosophy, pp 184-195.

Schumacher, C., R. A. Houze Jr, y I. Kraucunas (2004). *The tropical dynamical response to latent heating estimates derived from the TRMM precipitation radar*, Journal Atmospheric Science. Volumen 61, pp 1341-1358.

Short, D. A., K. Nakamura (2000). *TRMM Radar Observations of Shallow Precipitation over the Tropical Oceans*. Journal of Climate, Volumen 13, pp 4107-4124

Tao, W.-K, E. A. Smith, R. F. Adler, Z. S. Haddad, A. Y. Hou, T. Iguchi, R. Kakar, T. N. Krishnamurti, C. D. Kummerow, S. Lang, R. Meneghini, K. Nakamura, T. Nakasawa, K. Okamoto, W. S. Olson, S. Satoh, S. Shige, J. Simpson, Y. Takayabu, G. J. Tripoli y S. Yang (2006). *Retrieval of Latent Heating from TRMM Rainfall Measurements*, Bulletin of the American Meteorological Society. Volumen 87, pp 1555-1572.

Wallace, J. M., T. P. Mitchell y C. Desser (1989). *The influence of Sea-Surface Temperature on Surface Wind in the Eastern Equatorial Pacific: Seasonal and Interannual Variability*. Journal of Climate, Volumen 2, pp 1492-1499.

REGÍMENES DE CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA Y SU RELACION CON LA PRECIPITACIÓN EN LA REGIÓN AMAZÓNICA

ATMOSPHERIC CIRCULATION REGIMES AND ITS RELATIONSHIP WITH PRECIPITATION IN THE AMAZON REGION

VICTOR RAUL CHAVEZ MAYTA

Subdirección de Ciencias de la Atmósfera e
Hidrosfera
vchavezmayta@gmail.com

Asesor: Dr. Jhan Carlo Espinoza

Unidad de Hidrología y Suelos

Resumen

El objetivo de esta investigación es determinar la relación entre los regímenes de circulación de vientos de bajo nivel y la distribución espacial de la precipitación en la cuenca amazónica a una escala intraestacional. Se usó información diaria de vientos del reanálisis ERA-Interim e información de precipitación diaria tanto satelital (TRMM-3B42) como observada (ORE-HYBAM). Los regímenes de circulación de vientos son sintetizados por los regímenes del norte y del sur, definidos por el índice de viento meridional a 925-hPa en la región 5°N°-5°S, 65°-75°W, propuesto por Wang and Fu (2002). Nuestros resultados muestran que, independientemente del periodo del año, durante el régimen del sur la precipitación se observa en la parte noreste de la región amazónica, y durante el régimen del norte la precipitación se localiza en la parte sur, y en mayor área, principalmente en las regiones Ucayali, Cusco y Madre de Dios. Adicionalmente, esta investigación explora la utilidad de los regímenes de circulación como factores explicativos de eventos hidrológicos extremos estacionales (sequías e inundaciones) en la cuenca amazónica.

Palabras clave: Regímenes de circulación atmosférica, cuenca amazónica, precipitación, eventos extremos.

Abstract

This study aims to determine the relationship between low-level wind circulation patterns and spatial distribution of rainfall in the Amazon basin at intraseasonal time-scale. Daily wind from ERA-Interim reanalysis and information of daily precipitation both satellite (TRMM-3B42) and observed data (ORE-HYBAM) are used in this study. The wind circulation patterns are synthesized by the north and south regime, as defined by the index of meridional wind at 925-hPa in the 5°N-5°S, 65°-75°W region, proposed by Wang and Fu (2002). Our results show that regardless of the season, during the south regime the precipitation is observed in the northeast part of the Amazon region and during the north regime the precipitation is predominant in the southern part and larger area, covering Ucayali, Cuzco and Madre de Dios regions. Additionally, this research explores the utility of circulation regimes to explain seasonal hydrological extremes (droughts and floods) in the Amazon basin.

Keywords: Atmospheric circulation regimes, Amazon basin, rainfall, extreme events. Introducción

1. Introducción

La precipitación en la cuenca amazónica (CA) presenta diferentes modos de variabilidad a diferentes escalas temporales (e.j. Figueroa and Nobre, 1990; Espinoza et al., 2009). Asimismo, la variabilidad de las lluvias explica en gran medida la variabilidad de los caudales en las grandes subcuencas de esta región (Espinoza et al. 2011). Estos modos de variabilidad y la compleja dinámica de las precipitaciones en la región amazónica eran poco conocidas hasta hace unos

años debido a la escasa información meteorológica e hidrométrica. Recientes avances tecnológicos como el radar de precipitación PR TRMM, puesto en órbita desde 1998, se han convertido en una fuente de información potencial para el estudio de la variabilidad pluviométrica en áreas de difícil acceso como la CA.

La CA es una de las regiones con mayor precipitación en el mundo y una fuente importante de vapor de agua (Salati et al., 1978; Figueroa and Nobre, 1990,

Satyamurty et al. 2013). Además ha sido escenario de eventos hidrológicos extremos ocurridos en los últimos años como sequías en 2005 y 2010 (Marengo et al., 2008; 2011; Espinoza et al., 2011) e inundaciones en 2009, 2012 y 2014 (Marengo et al 2013; Espinoza et al., 2013, 2014).

Con el objetivo de representar la variabilidad del flujo de humedad meridional ecuatorial y su relación con el ciclo estacional de la precipitación en Sudamérica Wang and Fu (2002) propusieron el índice de viento meridional (IV). Este índice es el promedio de los vientos diarios meridionales a 925-hPa en la región 5°S-5°N, 65°-75°W a 925-hPa (Figura 1). Entonces se estableció 2 tipos de regímenes: régimen del norte (RN) cuando hay vientos meridionales negativos y régimen del sur cuando hay vientos meridionales positivos (RS).

En este artículo nos enfocaremos en el estudio la variabilidad intraestacional de los vientos meridionales de bajo nivel y su relación con la distribución espacial de las lluvias. Adicionalmente, la frecuencia de regímenes de circulación de vientos son propuestos como factores explicativos de eventos de sequías extremas estacionales en la CA.

2. Datos y Métodos

2.1. Datos

Los datos usados en este estudio son información de vientos y precipitación. La información de viento fue tomado del *European Center for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) reanálisis ERA-Interim (0.75° Lat x 0.75° Lon) a 925-hPa para el periodo de 1980-2013. Se usó información de precipitación diaria del producto satelital TRMM-3B42 (0.25° Lat x 0.25° Lon), así como datos observados del observatorio ORE-HYBAM grillados a 1°Lat x 1° Lon, proveniente de 756 estaciones pluviométricas en toda la cuenca amazónica (Espinoza et al., 2009; Guimberteau et al., 2012).

2.2. Metodología

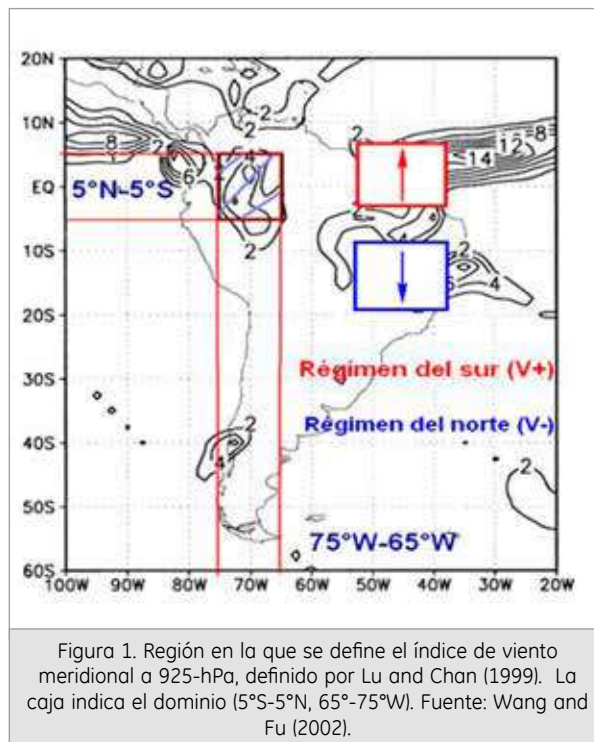
a) Determinación de días con régimen del norte (RN) y régimen del sur (RS)

Se calculó el viento promedio en la región 5°S-5°N, 65°-75°W a 925-hPa (Figura 1), a fin de determinar el régimen del norte (RN, anomalía negativa) y del sur (RS, anomalía positiva). Para seleccionar los días con cada tipo de régimen, se utilizó el método del cuantil; anomalías negativas menores al cuantil 0.25 para RN y anomalías positivas mayores a 0.75 para RS. Las anomalías de precipitación se calcularon con respecto

a la media estacional, usando la siguiente relación;

$$Z_{ij} = \frac{X_{ij} - \bar{X}_j}{\bar{X}_j} \quad \text{donde } Z_{ij} \text{ representa el porcentaje}$$

de la anomalía de la precipitación en el día i con respecto a la precipitación media climatológica, \bar{X}_j es el valor de la lluvia en los regímenes de precipitación, Z_{ij} es el valor promedio de la lluvia para cada punto de grilla j en la zona de estudio.



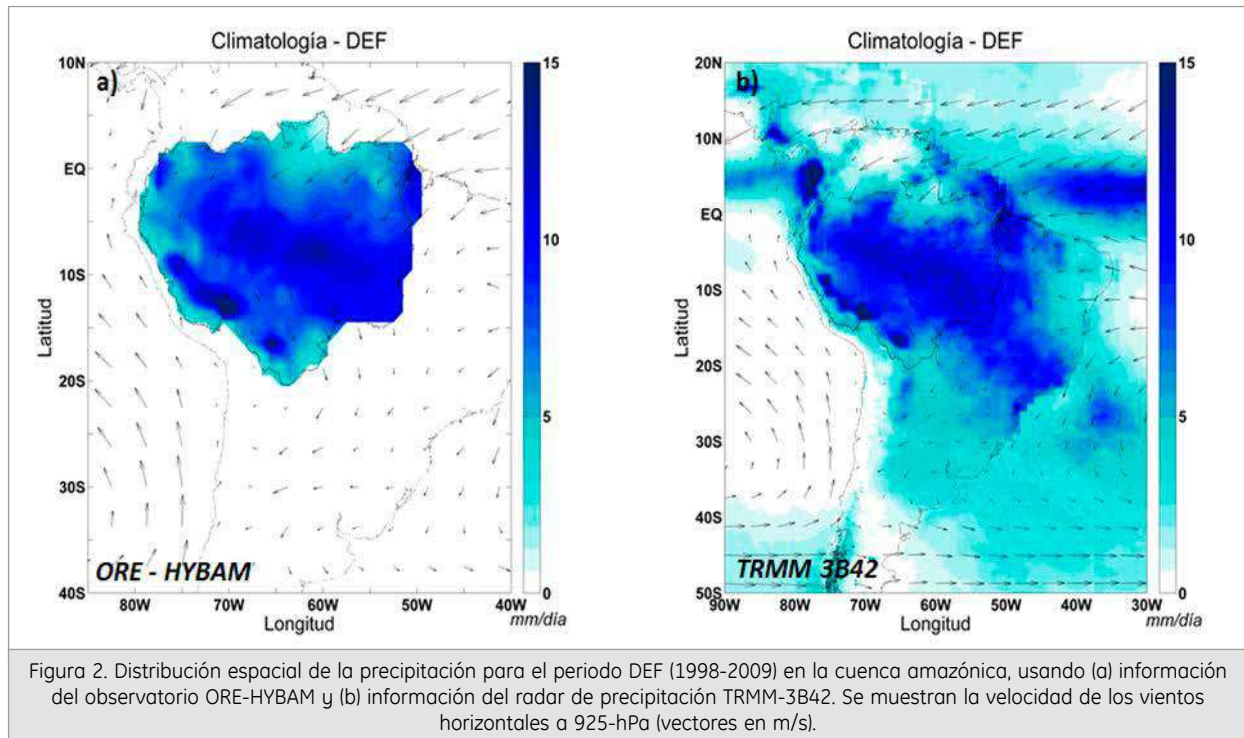
Distribución espacial de la precipitación para el periodo DEF (1998-2009) en la cuenca amazónica, usando (a) información del observatorio ORE-HYBAM y (b) información del radar de precipitación TRMM-3B42. Se muestran la velocidad de los vientos horizontales a 925-hPa (vectores en m/s).

b) Cálculo de anomalías de precipitación asociada a los regímenes del norte y sur

Posteriormente se calculó la anomalía de precipitación para toda la CA para los días identificados dentro del RS y RN usando los cuantiles descritos anteriormente.

c) Relación entre regímenes de circulación y eventos extremos extraordinarios

Para cada estación del año durante el periodo 1980-2013 se calculó la frecuencia de ocurrencia de RN y RS. Finalmente las anomalías de frecuencia de ocurrencia de los regímenes fue relacionada con algunos eventos de sequías extraordinarias (ej. 1998, 2005 y 2010).



3. Resultados

3.1. Distribución de la precipitación asociados a los regímenes de circulación

La distribución espacial de la precipitación para diciembre-febrero (DEF) y periodo 1998-2009 en la CA muestra similitud entre la precipitación observada y del TRMM (Figura 2a y 2b). Se observa abundante precipitación en la parte noroeste y central de la cuenca y menor precipitación en áreas colindantes con la región andina. Asimismo, en ambas fuentes de datos se pueden identificar las regiones o núcleos de máxima precipitación conocida como hotspots (Espinoza et al., 2015). Lo que nos está indicando una representación espacial semejante de la precipitación en las dos fuentes de datos.

a) Distribución de precipitación asociada al régimen del norte (RN)

Para los días de DEF bajo el RN, la región sureste y este de la CA (Brasil) y la Amazonía boliviana (Figura 3a y 3b) presentan anomalías positivas de precipitación. De igual forma se observan anomalías positivas de precipitación en el suroeste de la Amazonía peruana (región de Madre de Dios y Ucayali). Las anomalías positivas de precipitación en estas regiones comprenden valores hasta un máximo de 40% por encima de la media climatológica.

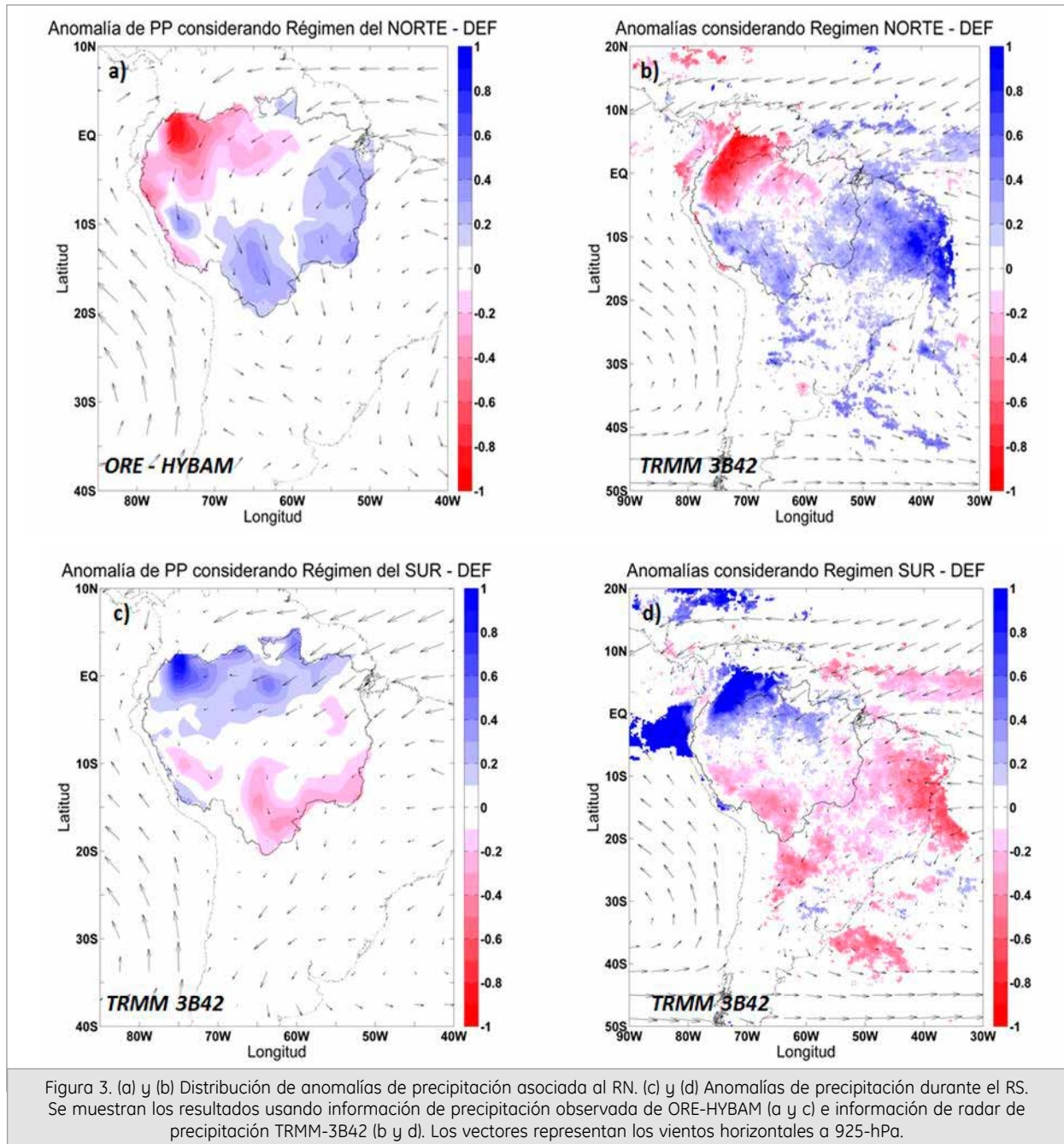
Las anomalías negativas de precipitación para los días bajo el RN cubren la región noroeste de la CA. Comprende la parte norte de la Amazonía del Perú (Loreto), la Amazonía ecuatoriana y colombiana. Las anomalías alcanzan valores de 80% por debajo de la media climatológica (Figura 3a y 3b).

b) Distribución de precipitación asociada al régimen del sur (RS)

Los días con RS para DEF muestran anomalías positivas de precipitación cubriendo gran parte de región norte de la CA (Figura 3c y 3d). Esta anomalía positiva, es más intensa en el extremo noroeste de la CA incluyendo la región Loreto en Perú, alcanzando valores de hasta 60-80% por encima de lo normal.

Estos resultados muestran que el noroeste de la CA se caracteriza por tener la máxima anomalía negativa con respecto a la media climatológica en RN y la máxima anomalía positiva en RS, verificándose tanto para la información observada y de satélite (Figura 3).

Las anomalías negativas de precipitación en los días con RS se localizan en la parte sureste (Bolivia y Brasil) de la CA y se extienden a la región andino-amazónica de Perú abarcando las regiones Cusco, Ayacucho, Huancavelica, Junín y Pasco. La anomalía negativa de precipitación para RS alcanza un valor máximo de 50% con respecto a la media climatológica (Figura 3c y 3d).



En general asociado a la distribución espacial de la precipitación para setiembre-noviembre (SON), marzo-mayo (MAM) y junio-agosto (JJA) (no mostrados), tanto la magnitud y la distribución de la precipitación muestran similitud. Las diferencias observadas principalmente se deben al tamaño de grilla de cada base de datos ($1^\circ \times 1^\circ$ ORE-HYBAM y $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ TRMM-3B42).

Considerando el conjunto de trimestres se puede concluir que en general las anomalías positivas de precipitación se localizan en gran parte de la CA, cubriendo la parte sur y central. Las anomalías negativas principalmente se presentan en la región noreste de la CA.

3.2 Análisis de los eventos extremos usando los regímenes de circulación de vientos de bajo nivel.

Las figuras 4a y 4b muestran la serie temporal de anomalías de la frecuencia de días con RS para el periodo de enero-abril y abril-agosto, respectivamente. En ambos gráficos se pueden identificar los años secos asociados al fenómeno El Niño (1998 y 2010) y años que están asociados al calentamiento del Atlántico Tropical Norte (ATN) (2005 y 2010). Para más detalles sobre las sequías en la amazonía peruana ver Espinoza et al (2011). Los resultados obtenidos sugieren que durante una

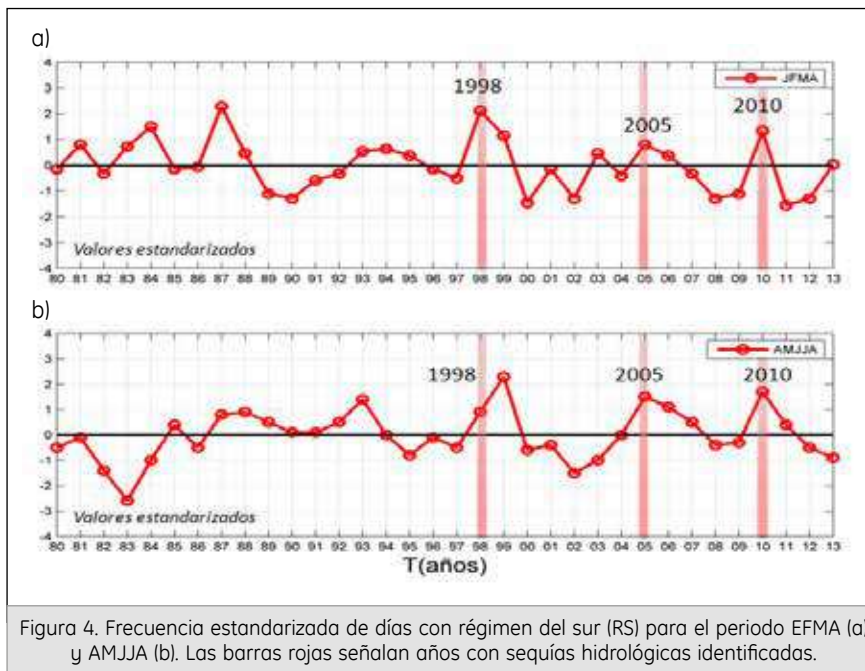


Figura 4. Frecuencia estandarizada de días con régimen del sur (RS) para el periodo EFMA (a) y AMJJA (b). Las barras rojas señalan años con sequías hidrológicas identificadas.

sequía asociada a un evento El Niño, como es el caso de los años 1998 y 2010, la frecuencia de RS es alta durante el verano. Sin embargo, para el año 1998 la frecuencia de estas anomalías disminuyó para el otoño e invierno austral. Para los años 2005 y 2010 la frecuencia de días con RS se mantienen por encima de la media tanto para el periodo enero-abril (Figura 4a) como para el periodo abril-agosto (Figura 4b). Inclusive la sequía excepcional del 2010 comparada con la sequía del 2005 fue más intensa en términos de frecuencia de ocurrencia del RS. Esto puede deberse al rol combinado de ambos océanos ocurrido durante 2010 (Marengo et al., 2008; 2011; Espinoza et al., 2011) ya que esta sequía prolongada se produjo por el efecto combinado de El Niño en el Pacífico Central en verano y condiciones más cálidas en el ATN en otoño e invierno.

La sequía del año 1995 (Espinoza et al., 2011) por el contrario no se reporta como un año de una fuerte intensidad de días con RS. Muestra una anomalía cercana al promedio para EFMA y por debajo de la media para los meses AMJJA. Así mismo se pueden identificar años húmedos como el 2009 y el 2012. En estos años la frecuencia de días con RS estuvo muy por debajo de la media, lo que significa una predominancia del RN.

Frecuencia estandarizada de días con régimen del sur (RS) para el periodo EFMA (a) y AMJJA (b). Las barras rojas señalan años con sequías hidrológicas identificadas.

4. Conclusiones

La distribución espacial de la precipitación en la región amazónica es significativamente diferentes e incluso opuesta en los 2 regímenes de circulación: En general asociado al régimen del sur las anomalías positivas de precipitación se localizan en la parte norte y noroeste de la cuenca. En el régimen del norte las anomalías positivas se desplazan hacia la parte central y sur de la región amazónica.

Existe similitud entre la distribución espacial de la precipitación observada (ORE-HYBAM) y la precipitación de radar (TRMM-3B42), lo que sugiere que la información de TRMM podría ser potencialmente usada para estudios de la variabilidad intraestacional de las lluvias en cuenca amazónica.

Existe una congruencia entre las 3 sequías hidrológicas más intensas reportadas en la región amazónica peruana (1998; 2005 y 2010) y la mayor frecuencia de días con régimen del sur. Estos resultados abren nuevas perspectivas sobre el uso de los regímenes de circulación sinóptica como indicadores de eventos extremos estacionales.

4. Agradecimientos

Al Instituto Geofísico del Perú por brindar las facilidades para desarrollar este tema de investigación y al proyecto 397-PNCP-PIAP-2014 por financiar parte

de esta investigación. A mi asesor Dr. Jhan Carlo Espinoza, por todas las enseñanzas y la paciencia. A Hans Segura y Melissa Medina por su apoyo, sugerencias y correcciones de este trabajo. A todos los colaboradores de la subdirección de Ciencias de la Atmósfera e Hidrósfera, por ser siempre una fuente de consulta y de ayuda.

5. Bibliografía

- Espinoza, J., Ronchail, J., Guyot, J., Cochonneau, G., Filizola, N., Lavado, W., De Oliveira, E., Pombosa, R., and Vauchel, P.: *Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador)*, Int. J. Climatol., 29, 1574–1594, 2009b.
- Espinoza JC., Ronchail J., Guyot J.L., Junquas C., Vauchel P., Lavado W.S., Drapeau G., Pombosa R. 2011. *Climate variability and extreme drought in the upper Solimões River (western Amazon Basin): understanding the exceptional 2010 drought*. Geophysical Research Letters vol. 38, L13406.
- Espinoza JC, Ronchail J, Frappart F, Lavado W, Santini W and Guyot J L 2013. *The major floods in the Amazonas river and tributaries (Western Amazon basin) during the 1970–2012 period: a focus on the 2012 flood* J. Hydrometeorol. 14 1000–8.
- Espinoza JC, Chavez S, Ronchail J, Junquas C, Takahashi K, Lavado W. 2015. *Rainfall hotspots over the southern tropical Andes: Spatial distribution, rainfall intensity and relations with large-scale atmospheric circulation*. Water Resources Res. 51, doi:10.1002/2014WR016273.
- Figuroa SN, Nobre CA. 1990. *Precipitation distribution over central and western tropical South America*. Climanalise 6: 36–40.
- Guimberteau, M., Drapeau, G., Ronchail, J., Sultan, B., Polcher, J., Martinez, J.-M., Prigent, C., Guyot, J.-L., Cochonneau, G., Espinoza, J. C., Filizola, N., Fraizy, P., Lavado, W., De Oliveira, E., Pombosa, R., Noriega, L., and Vauchel, P.: *Discharge simulation in the sub-basins of the Amazon using ORCHIDEE forced by new datasets*, Hydrol. Earth Syst. Sci., 16, 911–935, 2012.
- Marengo J A.; Nobre, C.; Javier; Marcos Oyama; G.; Camargo, Helio; Muniz. *The drought of Amazonia in 2005*. J. Clim. v. 21, p. 495–516, 2008.
- Marengo J A., Tomasella J, Alves L M, Soares W R and Rodriguez D A., 2010. *The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region*. Geophysical Research Letters, v. 38, p. 1–5, 2011.
- Marengo J A, Alves L M, Soares W R, Rodriguez D A, Camargo H, Paredes Riveros M and Diaz Pabló A 2013. *Two contrasting seasonal extremes in tropical South America in 2012: flood in Amazonia and drought in Northeast Brazil*. J. Clim. 26 9137–54.
- Salati E, Marquez J, Molion LC. 1978. *Origem e distribuição das chuvas na Amazônia*. Interciencia 3: 200–205.
- Satyamurty P., Wanzeler C., Manzi AO. *Moisture source for the Amazon Basin: a study of contrasting years*. Theor and Appl Climatol 111:195–209.
- Wang H., Fu R. 2002. *Cross-equatorial flow and seasonal cycle of precipitation over South America*. J.Climate, 15, 1591–1608.

ESTIMACIÓN DEL EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LA PRECIPITACIÓN EN LA COSTA NORTE DEL PERÚ USANDO SIMULACIONES GLOBALES - CMIP5

ESTIMATING THE EFFECT OF CLIMATE CHANGE FOR PRECIPITATION IN THE NORTHERN COAST OF PERU USING GLOBAL SIMULATIONS - CMIP5

YAKELYN RAMOS JAUREGUI

Universidad Nacional Agraria la Molina.
Facultad de Ciencias - Meteorología
yramos@igp.gob.pe

Asesor: Ken Takahashi Guevara, Ph. D.
Unidad de Climatología

Resumen

La costa norte del Perú es considerada una zona con clima árido, pero puede experimentar lluvias muy fuertes asociadas a eventos de El Niño. Se cree que el principal proceso físico que subyace a esta respuesta del sistema climático, a este contraste entre árido y extremadamente lluvioso, es que el incremento de la temperatura superficial del mar (TSM) cercana a la costa durante El Niño puede llegar a desestabilizar la atmósfera, lo que favorece la precipitación convectiva. Entonces, para que ocurra precipitación (PP) es necesario que la TSM supere un umbral (Graham y Barnett 1987, Xie y Philander 1994, Woodman 1999, Johnson y Xie, 2010, Bellucci et al. 2009) asociado a la magnitud de la inversión térmica que caracteriza la estabilidad de la atmósfera baja cercana a la costa.

Existe una relación no lineal entre la PP y la TSM que permitiría estimar la PP si se conoce o se pronostica la TSM (Woodman, 1999). Por eso se plantea el uso de un Modelo Físico Empírico (MFE) simple que relaciona la PP con la TSM mensual, cerca de la costa, en el que la PP incrementa linealmente con el incremento de TSM cuando esta supera una temperatura crítica (T_{crit}) y, en caso contrario, es cero (Xie y Philander, 1994; Xie 2010). Este MFE reproduce bien los resultados de la mayoría de modelos climáticos globales (GCMs). Cuando los errores sistemáticos de los GCMs son corregidos en el MFE, el cambio futuro de PP estimado para los últimos 50 años del siglo XXI en un escenario intermedio, varía en un rango de 0 a 60%. Esto se traduce en incremento promedio de PP en 9 mm anual en Piura.

Palabras clave: Relación no lineal, precipitación, Temperatura umbral, Estabilidad atmosférica, cambio climático, El Niño.

Abstract

The coast northwestern of Peru is considered such an arid zone, but it may experience strong rainfall due to El Niño warming events. The main physical process underlying the climate system response, to this difference between dry and extremely rainy is believed to be the increase of the sea surface temperature (SST) along the coast during El Niño events, which can destabilize the atmosphere and favor the occurrence of convective rainfall. Therefore, a necessary condition to trigger the precipitation (PP) is that SST increases above a threshold value (Graham y Barnett 1987, Xie y Philander 1994, Woodman 1999, Johnson y Xie, 2010, Bellucci et al. 2009) associated with the magnitude of the thermal inversion that characterizes the low-level stability near the coast.

There is a non-linear relationship between SST and PP that allows us predict the PP if the SST is known or is predicted (Woodman, 1999). Thus, we propose a simple physical-empirical model (MFE) relating monthly PP and SST observed in the northern coast of Peru, in which precipitation increases linearly with SST when it exceeds a critical temperature (T_{crit}) but is zero otherwise (Xie y Philander, 1994; Xie 2010). The MFE reproduces well the results of most of the global climate models (GCM). When the biases of the GCM are corrected in the MFE, the estimated future change in precipitation for the last fifty years of this century under an intermediate scenario varies in a range between 0 and 60%. This translates into an increase of 9 mm in Piura.

Keywords: non-linear relationship, precipitation, threshold temperature, atmospheric stability, climate change, El Niño.

1. Introducción

Es conocido que existe una relación no-lineal entre la temperatura superficial del mar (TSM) y la precipitación en los trópicos: para que ocurra precipitación convectiva es necesario que la TSM exceda un valor crítico (Graham y Barnett 1987, Xie y Philander 1994, Woodman 1999, Johnson y Xie, 2010, Bellucci et al. 2009).

Frente al Perú, se conoce que la TSM cercana a la costa se incrementa durante El Niño, y que la atmósfera se desestabiliza lo que favorece la precipitación convectiva. Sin embargo, no se conoce como cambiarían estos mecanismos frente a un cambio climático debido al incremento de gases efecto invernadero (GEI). La importancia de los cambios en la TSM fue destacada por Xie et al (2010), quien sugirió que sus cambios tienen influencia dominante en los patrones de cambio en la precipitación en los trópicos. El trabajo de Johnson y Xie (2010) indica que la temperatura crítica también aumentaría con el cambio climático, por lo que el efecto neto de este último dependería de la diferencia en el aumento de la TSM y la temperatura crítica, pudiendo en principio resultar incluso en disminución de las lluvias.

Actualmente, la herramienta más importante para explorar la posible evolución futura del clima en escenarios de cambio de las concentraciones de gases de efecto invernadero son los Modelos Climáticos Globales (GCMs), con ayuda de estos modelos se puede identificar la evolución de variables climáticas a escala global. Sin embargo, los GCMs muestran errores sistemáticos sustanciales al simular la precipitación en los trópicos de la actualidad, particularmente exagerando la lluvia que en promedio cae en nuestra costa en más de 80 mm. Entonces, si bien los GCM muestran un consenso en que las precipitaciones en esta región aumentarían con el cambio climático (Meehl et al., 2007), debido a los errores comunes entre modelos, el consenso no es necesariamente indicativo de certidumbre. En el Pacífico oriental, los modelos mismos son la principal fuente de incertidumbre de las proyecciones futuras de lluvia (Rowell, 2012).

Se planteó como objetivo principal estimar el cambio futuro de la precipitación mensual en la costa norte del Perú basado en los escenarios de CMIP5 usando el MFE basado en datos observacionales de lluvia y temperatura superficial del mar (TSM), junto con los cambios proyectados en los parámetros del MFE según los GCM, para corregir el efecto de los errores sistemáticos de estos últimos.

2. Desarrollo

2.1. Datos

En este estudio se utilizó datos mensuales observados de PP de Piura (Estación CORPAC, 5.2°S 80.2°W) y datos mensuales de TSM (ERSST V3b, NOAA) para el periodo 1968- 2005 en la grilla ubicada en 6°S 82°W (Figura 1).

Por otro lado se usaron datos de TSM y PP producto de 28 GCMs para dos escenarios, presente (1968 - 2005) y futuro (2050 - 2100). El escenario que se escogió para el futuro es el RCP4.5 que es un escenario intermedio y el de mayor uso (similar al A1B en CMIP3). RCP4.5 es una vía de concentración representativa al año 2100, con una estabilización de 4.5W/m2 de forzamiento radiativo.



Figura 1: Lugar de estudio.

Debido a que la resolución espacial de estos es diferente se realizó una interpolación bilineal llevando las grillas a una resolución espacial de 1° x 1° para cada uno. Se escogieron las mismas grillas de los datos observados y la misma serie temporal para el escenario del presente. Para el escenario del futuro el periodo de tiempo escogido fue de 2050 a 2100.

2.2. Metodología

Con el uso de estos datos se estimaron los parámetros de la ecuación del Modelo Físico Empírico (MFE). Esta forma de la relación entre la PP y TSM ha sido utilizada antes (Xie y Philander, 1994 y Johnson y Xie, 2010).

2.2.1. Modelo Físico Empírico

La ecuación del MFE solo necesita dos parámetros constantes, **a** y **Tcrit**, donde **Tcrit** es la temperatura crítica o umbral. Si la TSM excede la **Tcrit** la precipitación aumenta linealmente con la TSM. De lo contrario, cuando la TSM es menor a la **Tcrit**, la precipitación es cero. El parámetro **a** es la pendiente de la ecuación para TSM sobre **Tcrit**.

Entonces, la ecuación del Modelo Físico Empírico es:

$$PP = \begin{cases} 0, & TSM < T_{crit} \\ a \cdot (TSM - T_{crit}), & TSM \geq T_{crit} \end{cases} \rightarrow ec(1)$$

Físicamente, la diferencia entre la **Tcrit** y la TSM es una medida de estabilidad atmosférica. La costa norte del Perú está cubierta por una capa de inversión casi permanente, por lo tanto el grado de estabilidad se mide por la ausencia o presencia de esta capa. Según la ecuación 1 la condición suficiente para inestabilidad ("romper" esta capa de inversión) es que la TSM exceda el umbral **Tcrit**. Un índice comúnmente usado para estimar la estabilidad atmosférica es la diferencia en la temperatura potencial entre dos niveles: sobre la capa límite (700 hPa) y la superficie (Klein y Hartmann, 1993). Entonces, la **Tcrit** podría ser un indicador de la temperatura sobre la capa límite, que es aproximada como constante debido a que sus variaciones son pequeñas comparadas con las de la TSM asociadas a El Niño.

Se utilizó el siguiente diseño metodológico. En primer lugar se estimaron la **Tcrit** y **a** como aquellos valores que resultan en el mínimo error cuadrático medio entre el MFE y las observaciones. También se ajustó un MFE a cada GCM y se escogieron aquellos GCM con buen ajuste. Finalmente se estimó el cambio en la **Tcrit**, **a**, y TSM promedio entre el periodo reciente y los escenarios futuros usando los datos de los GCMs con buen ajuste.

3. Resultados y Discusiones

El grado de ajuste entre el MFE y los datos observados (línea roja a lo largo de los datos observados) es una forma de evaluar visualmente el comportamiento de este modelo. En la figura 2 se ilustra la relación no lineal entre PP y TSM en datos observados. Además se observan los parámetros estimados con el MFE. La **Tcrit** es bastante alta lo que sugiere gran estabilidad atmosférica en condiciones normales. La pendiente **a** (cambio de PP por incremento de TSM) muestra que una vez que hay condiciones necesarias de inestabilidad la PP puede incrementar significativamente por grado de aumento de la TSM.

Para evaluar el grado de ajuste del MFE a cada GCMs se calculó la correlación lineal entre los estimados de precipitación con el MFE basados en las TSM de los GCM a nivel mensual, promedio trimestral (diciembre, enero y febrero, llamado DEF) y promedio anual con los datos de lluvias de los mismos GCMs. Se encontró que aquellos modelos que mantienen una alta correlación (por encima de 0.5) en los tres casos son los que se ajustan mejor (llamados de buen ajuste). Mientras que aquellos modelos en los que solo existe alta correlación mensual pero negativa o baja correlación en los otros niveles fueron llamados de mal ajuste.

De los 28 modelos, solo 9 son de buen ajuste y los demás son de mal ajuste (cuadro 1).

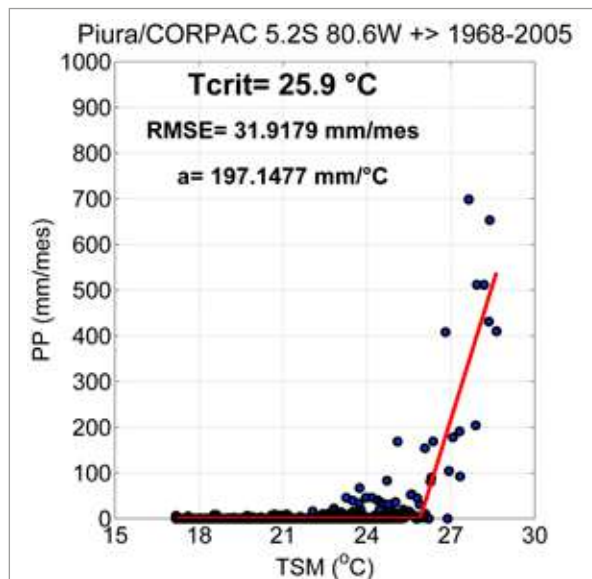


Figura 2. Diagrama de dispersión entre la TSM y PP en la estación de Piura.

Buen ajuste	Mal ajuste	
ACCESS1-0	bcc-csm1-1	GFDL-CM3
ACCESS1-3	bcc-csm1-1-m	GFDL-ESM2G
HadGEM2-AO	CCSM4	GFDL-ESM2M
HadGEM2-CC	CESM1-BGC	HadCM3
HadGEM2-ES	CESM1-CAM5	inmcm4
MIROC5	CMCC-CM	IPSL-CM5A-LR
MPI-ESM-LR	CMCC-CMS	IPSL-CM5A-MR
MPI-ESM-MR	CNRM-CM5	IPSL-CM5B-LR
MRI-CGCM3	CSIRO-Mk3-6-0	MIROC4h
	GFDL-CM2p1	

Cuadro 1: Lista de Modelos con buen y mal ajuste

Las Figuras 3, 4, 5 y 6 muestran los resultados, donde los marcadores de estrellas azules corresponden a modelos con buen ajuste y los círculos a modelos de mal ajuste.

La PP promedio estimada con el MFE se ajusta bien a la PP promedio del GCM (correlación positiva y mayor a 0.9), esto se ilustra en la Figura 3 para el escenario del presente. Algo más que se resalta de esta figura, es que la PP es sobreestimada en gran medida por los GCMs; la PP observada (estrella amarilla) y su PP estimada con el MFE no llegan a 15mm/mes, mientras que la PP de los GCMs varía desde 25mm/mes hasta casi 400mm/mes.

En la figura 4 se observa que las **Tcrit** que se estiman a partir de los datos de los GCMs para el escenario del presente son menores a la **Tcrit** observada (25.9°C). Dos de los modelos con buen ajuste se acercan a la **Tcrit** observada, sin embargo; también sobreestiman la PP promedio.

Estando la **Tcrit** relacionada con la estabilidad atmosférica, el hecho de que los modelos subestimen esta importante característica podría ser una de

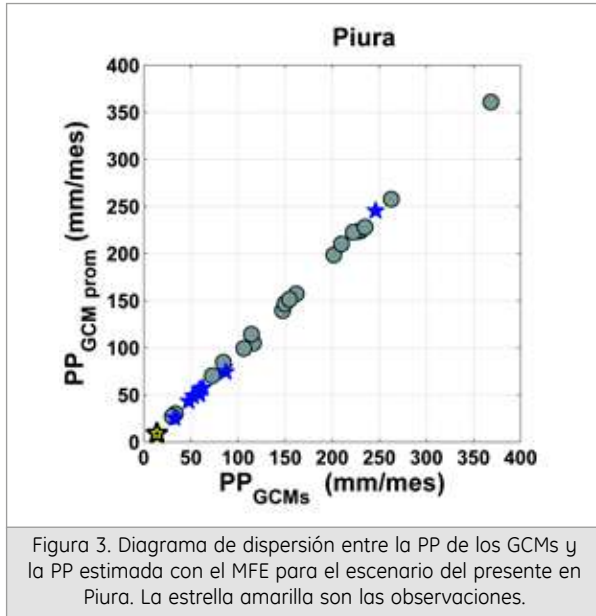


Figura 3. Diagrama de dispersión entre la PP de los GCMs y la PP estimada con el MFE para el escenario del presente en Piura. La estrella amarilla son las observaciones.

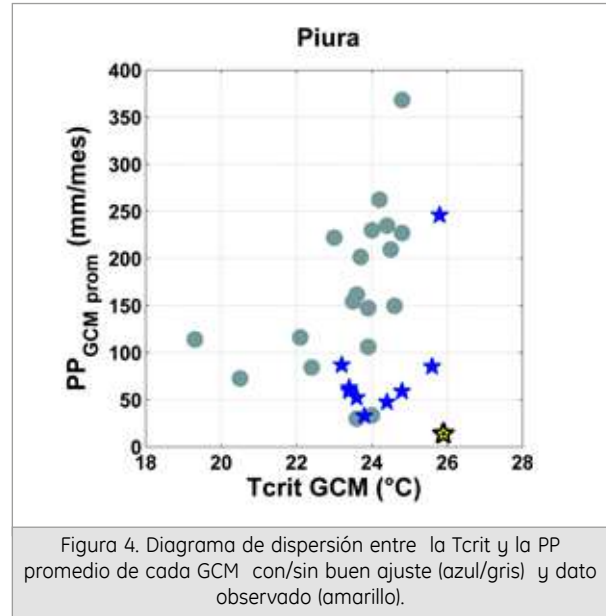


Figura 4. Diagrama de dispersión entre la Tcrit y la PP promedio de cada GCM con/sin buen ajuste (azul/gris) y dato observado (amarillo).

las razones por la que los GCMs sobreestimen la precipitación cercana a la costa. Sin embargo, la relación de Tcrit con la PP no es obvia en la figura 4

La diferencia entre la Tcrit y la TSM es una medida más directa de la estabilidad. En promedio (Figura 5), las observaciones indican que la TSM es más de 4°C menos que la Tcrit, lo cual nos indica que es necesario un gran calentamiento del mar para que haya precipitación sustancial, como durante El Niño extraordinario. Por otro lado, la mayoría de los GCMs, muestran una TSM promedio más alta que lo observado y excediendo la Tcrit, lo cual resulta en lluvias intensas en todos los años como si fuera El Niño. Entonces, la combinación de la subestimación de la Tcrit y la sobreestimación de la TSM podría explicar el exceso de lluvia cercana a la costa en los GCM.

Diagrama de dispersión entre la diferencia de TSM promedio y Tcrit con la PP promedio de cada GCM con/sin buen ajuste (azul/gris) y dato observado (amarillo).

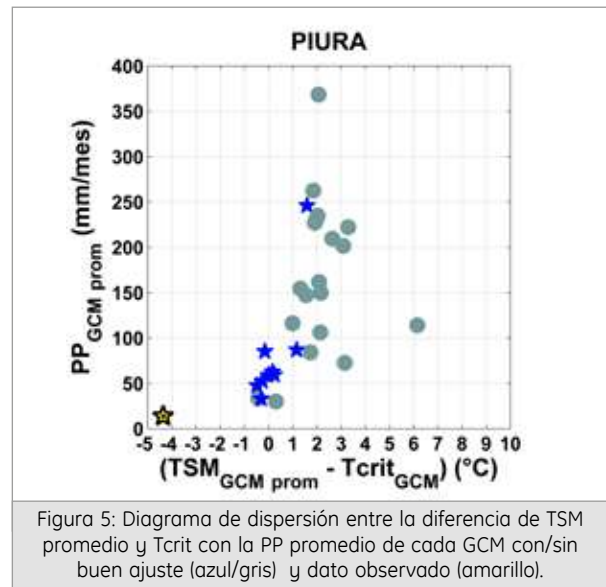


Figura 5: Diagrama de dispersión entre la diferencia de TSM promedio y Tcrit con la PP promedio de cada GCM con/sin buen ajuste (azul/gris) y dato observado (amarillo).

El conjunto de los GCMs actuales proyectan un incremento de entre -5% y 60% en la PP anual promedio al año 2100 (abscisas de la Figura 6). Sin embargo estimando el cambio en PP usando el MFE con la TSM, Tcrit y α observada más los cambios en estos según proyección de los GCMs, la variación muestra un cambio entre -60% y 60% (ordenadas de la Figura 6).

Sin corrección todos los GCMs y la PP promedio estimada con el MFE incrementan. Sin embargo después de la corrección, solo los modelos con buen ajuste muestran cambios positivos.

Se debe notar también que si bien en términos porcentuales el MFE parecería producir resultados

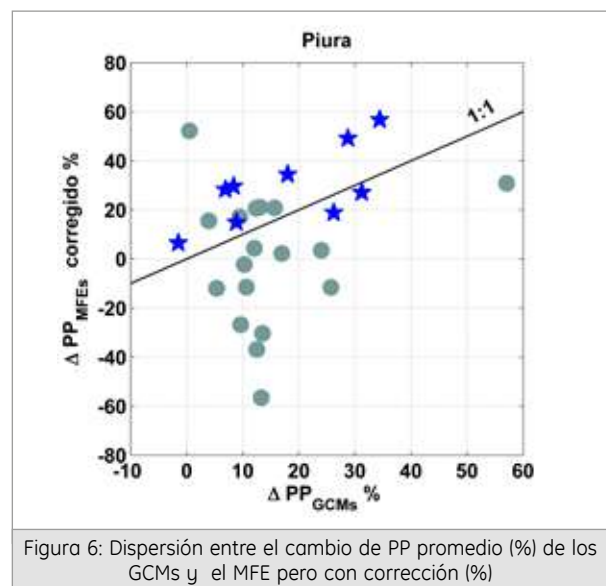


Figura 6: Dispersión entre el cambio de PP promedio (%) de los GCMs y el MFE pero con corrección (%)

similares a los GCMs, en términos absolutos estos últimos proyectan aumentos mucho mayores debido a que sobre-estiman el presente. El MFE se basa en lluvias PP observado, cuyo promedio de desde 1968 hasta 2005 es 15 mm/mes en la estación de Piura y según los resultados finales, el cambio de PP hacia los últimos 50 años del siglo XXI podría ser entre cero hasta un aumento en 22 mm/mes, con un estimado promedio de cambio de 9 mm/mes. Esta lluvia podría ser de provecho para actividades envueltas en la agricultura u otros, aunque los eventos extremos El Niño podrían traer más daños también.

4. Conclusiones

- Se encontró solo 19 GCMs de los 28 que presentan la relación no lineal entre PP y TSM cualitativamente similar a la observada.
- De los 19 GCMs solo 9 presentan buen ajuste visual y correlaciones mensuales, promedio DEF y promedio anual mayores a 0.5.
- Asimismo, dos importantes características observadas no son bien representados por la mayoría de GCMs. Por un lado sobreestiman la TSM y subestiman la Tcrit. El efecto combinado explica en gran medida porqué los GCMs sobreestiman la PP.
- Usando el MFE con las proyecciones futuras de los GCMs se puede realizar una estimación de la PP futura reduciendo el efecto de los errores sistemáticos de los GCMs. Se estima que para la segunda mitad del siglo XXI podría haber un aumento del promedio anual de hasta 22 mm/mes.

5. Recomendaciones

- Evaluar la relación entre los cambios de la Tcrit con cambios de la TSM en lugares remotos (Pacífico central) y la atmósfera tropical.
- Comprobar si los resultados obtenidos con el MFE son parecidos a los resultados de un Modelo Regional (Sugerencia usar datos de CORDEX o quizá un modelo regional como el ROMS).
- Evaluar los cambios en los eventos de lluvia extrema, utilizando índices de eventos extremos estándar.
- Evaluar la importancia y utilidad de esta información para los tomadores de decisiones.

6. Agradecimientos

A mi familia, por su continuo apoyo y soporte. De forma especial al Dr. Ken Takahashi, por la enorme paciencia y tiempo que invirtió en el desarrollo de la investigación y principalmente por su asesoría.

También al Proyecto “Impacto de la Variabilidad y Cambio Climático en el Ecosistema de Manglares de Tumbes” con financiamiento del Centro de Investigación y desarrollo internacional (IDRC) ya que gracias a este proyecto pude realizar esta investigación. Y finalmente a mis amigos del Instituto Geofísico del Perú, por las discusiones útiles, sugerencias y crear un buen ambiente de investigación y crecimiento profesional.

7. Bibliografía

- Bellucci, a., Gualdi, S., & Navarra, a. (2010). The Double-ITCZ Syndrome in Coupled General Circulation Models: The Role of Large-Scale Vertical Circulation Regimes. *Journal of Climate*, vol. 23, pp. 1127–1145. doi:10.1175/2009JCLI3002.1
- Graham, N. E., & Barnett, T. P. (1987). “Sea Surface Temperature, Surface Wind Divergence”. Vol 238 (4827), pp. 657–659.
- Johnson, N. C., & Xie, S.-P (2010). “Changes in the sea surface temperature threshold for tropical convection”. *Nature Geoscience*, Vol 3(12), pp. 842–845. doi:10.1038/ngeo1008.
- Klein, S. a., & Hartmann, D. L. (1993). The seasonal cycle of low stratiform clouds. *Journal of Climate*. doi:10.1175/1520-0442.
- Meehl G et al (2007), “Global climate projections Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change”, (Cambridge: Cambridge University Press), pp 747–845.
- Rowell D. (2012) “Sources of uncertainty in future changes in local precipitation”. *Clim. Dyn.* Vol 39, pp. 1929–50.
- Vecchi, G. A., Soden, B. J., Wittenberg, A. T., Held, I. M., Leetmaa, A., & Harrison, M. J. (2006). “Weakening of tropical Pacific atmospheric circulation due to anthropogenic forcing”, *Nature*, vol 441, pp. 73–76. doi:10.1038/nature04744.
- Woodman, R.: Modelo estadístico de pronóstico de las precipitaciones en la costa norte del Perú. El Fenómeno El Niño. Investigación para una prognosis, 1er encuentro de Universidades del Pacífico Sur: Memoria 93–108, Piura-Perú, 1999.
- Xie S.-P and S. G. H. Philander (1994). “A coupled ocean-atmosphere model of relevance to the ITCZ in the eastern Pacific”. *Tellus*, Vol 46A, pp. 340–350.
- Xie, S.-P., C. Deser, G. A. Vecchi, J. Ma, H. Teng, and A. T. Wittenberg (2010). “Global warming pattern formation: Sea surface temperature and rainfall”. *J. Climate*, Vol 23, pp. 966–986.

Sección 3

Ciencias de la Alta
Atmósfera

MANEJO DEL ANALIZADOR DE REDES AGILENT COMO RADAR DE APERTURA SINTÉTICA

CONFIGURATION OF NETWORK ANALYZER AS SYNTHETIC APERTURE RADAR

CÉSAR WHESLY SEGURA DEL RÍO

Pontificia Universidad Católica Del Perú
Facultad de Ingeniería Electrónica
segura.cesar@pucp.pe

Asesor: Ing. Marcos Inoñán

Radio Observatorio de Jicamarca (ROJ) - IGP

Resumen

Los analizadores de microondas portátiles son equipos versátiles que permiten realizar mediciones de una red eléctrica. Estos tienen aplicaciones en las comunicaciones satelitales, sistemas de radar y la detección de fallas.

El analizador de microondas portátil Agilent de la familia FieldFox modelo N9918A es un equipo que integra las funcionalidades de un analizador de redes, de espectros, de cable y antena que es utilizado en el Radio Observatorio de Jicamarca para obtener parámetros de los equipos, realizar mediciones en módulos y tarjetas electrónicas en el dominio de la frecuencia. El proyecto propone el manejo del analizador de microondas portátil, principalmente, a través de su programación vía el computador ya que esto permitirá nuevas funcionalidades, automatización de tareas, configuración vía pc y un mejor control en el equipo.

Palabras clave: SAR, Network analyzer, VISA

Abstract

Portable network analyzers are flexible devices which allow to measure of an electrical network. They have applications in the satellite communications, radar systems and failure detection.

The network analyzer N9918A is a device that integrates functionalities of a network analyzer, spectra, cable and antenna. It is used at Jicamarca Radio Observatory to get parameters of devices in the frequency domain. This project consists of the control of the N9918A, through a Computer, in order to configure SAR experiments

Keywords: SAR, Network analyzer, VISA.

1. Introducción

El proyecto "Manejo del Analizador de Redes Agilent" tiene como objetivo realizar tareas de programación en el analizador de microondas Agilent de la familia FieldFox, instrumento que opera entre los 30KHz y 26.5GHz, que le permitirán realizar las siguientes tareas: generar un barrido de señales de RF, realizar adquisición de mediciones en cualquiera de sus configuraciones, implementar configuraciones de manera automática, configurar señales de disparo, localización de valores máximos y mínimos de las mediciones.

2. Desarrollo

2.1 Descripción del proyecto

Durante el desarrollo del proyecto se hará uso del analizador de microondas Agilent de la familia FieldFox y un computador con puertos Ethernet, la interface entre los equipos mencionados se hará a través cable de par trenzado mediante un enlace de área local (LAN).

2.1.1 Analizador de microondas

El equipo cuenta con los siguientes interfaces: una entrada y salida de RF, un conector para antena

Citar como: Segura, C. y M. Inoñán, 2014. "Manejo de Analizador de Redes Agilent N9918A como Radar de apertura sintética (SAR)". Compendio de estudiantes 2014, IGP.

GPS, un conector que recibe una señal de disparo externa (se encuentran en la vista superior del equipo, figura 1), una fuente interna de voltaje DC, un conector para antena AM/FM, un conector para fuente de alimentación (figura 2), un conector RJ45 para programación (mediante el uso de comandos de programación de instrumentos), una salida de 25 MHz que funciona en el modo analizador de espectros, una salida que genera una señal de disparo, ranura para memoria SD y dos puertos USB para almacenar de archivos del analizador hacia la memoria y cargar archivos de la memoria al analizador. Finalmente, cuenta con un puerto micro USB para futuros usos mediante las actualizaciones del firmware del equipo (figura 3).



Figura 1. Vista superior del analizador de microondas con interfaces señaladas.



Figura 2. Vista lateral izquierda del analizador de microondas con interfaces señaladas.



Figura 3. Vista lateral derecha del analizador de microondas con interfaces señaladas.

2.1.2 Modos de operación del equipo

El analizador de redes Agilent cuenta con 5 modos principales de medición: analizador de cable y antena, analizador de redes, analizador espectral, medidor de potencia y voltímetro vectorial.

a) Modo Analizador de Cable y Antena

Realiza mediciones de pérdidas en las líneas de transmisión, detección de errores o fallas en la red. Es utilizado cuando se requiere dar mantenimiento a una red RF o cuando se requiere hacer instalaciones de nuevos equipos.

b) Modo Analizador de Redes

Genera una señal que luego introduce a la red para obtener parámetros “dispersos” (del inglés scattering), también conocidos como parámetros “S” a partir de los cuales se puede conocer la atenuación y el porcentaje de reflexión de una señal RF.

c) Modo Analizador Espectral

Permite observar el espectro de las señales de 30 KHz hasta 26.5 GHz

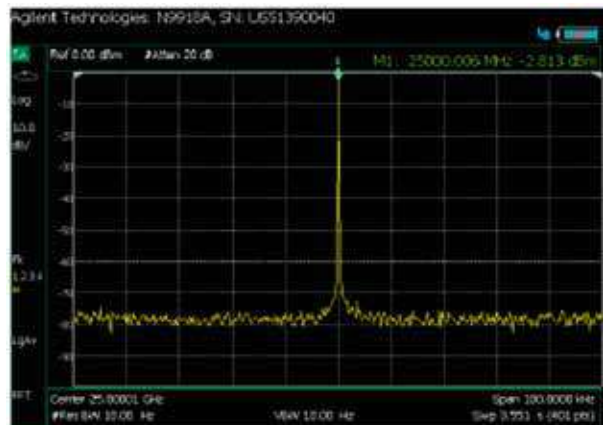


Figura 4. Modo analizador espectral con impulso centrado en 25 GHz.

d) Modo medidor de potencia

Se encarga de medir la potencia de una señal en dBm y cuenta con 2 opciones ya que puede hacerse con el sensor interno del analizador de microondas o con un sensor USB que adapta a una de las entradas del equipo.



Figura 5. Modo medidor de potencia

e) Modo Voltímetro Vectorial

En este modo se miden valores instantáneos de la magnitud y fase de una onda RF para poder caracterizar una señal.



Figura 6. Modo Voltímetro Vectorial

2.2 Controladores para el analizador de redes Agilent

a) FieldFox Data Link

Es la herramienta de Agilent que permite conectividad vía red de área local (LAN) entre el computador y el analizador de microondas. Para establecer la conexión se debe configurar las direcciones IP tanto del equipo Agilent como del computador.

Data Link permite hacer capturas de imágenes y datos del analizador de redes, revisar archivos de la memoria del equipo, modificar, enviar y recibir archivos que configuran parámetros como calibrados, sensado y variables de velocidad de propagación del equipo.

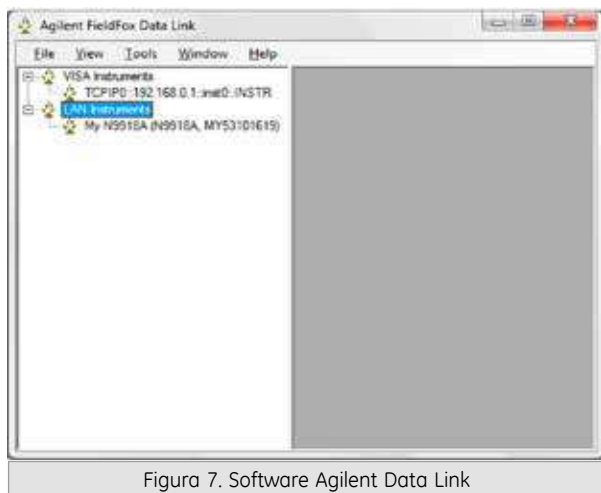


Figura 7. Software Agilent Data Link

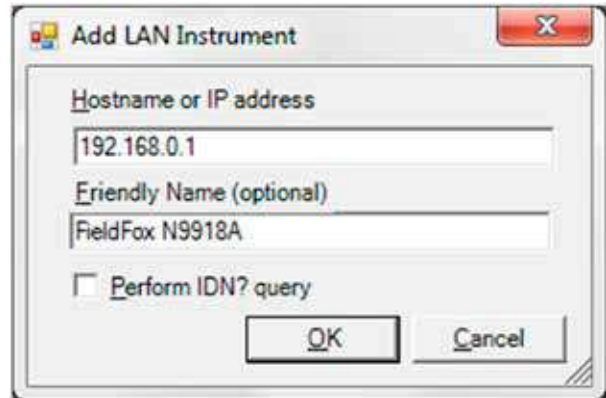


Figura 8. Establecimiento de la conexión con el analizador de redes

b) IO Connection Expert

Agilent IO Connection Expert posee una interfaz de un panel de inicio que cuenta con operaciones comunes como conectarse a un instrumento, además cuenta con tutoriales y guías de usuario para familiarizarse con su uso. Posee un segundo panel en el que se muestran todos los puertos del computador e indica en cuál de estos se encuentra conectado el analizador de redes (indicará mediante un visto bueno cuando la conexión se haya establecido exitosamente). Un tercer y último panel vertical que muestra información acerca del equipo que se encuentra conectado, mostrará nombre del equipo, dirección IP, versión del firmware y puerto en dónde se encuentra conectado.

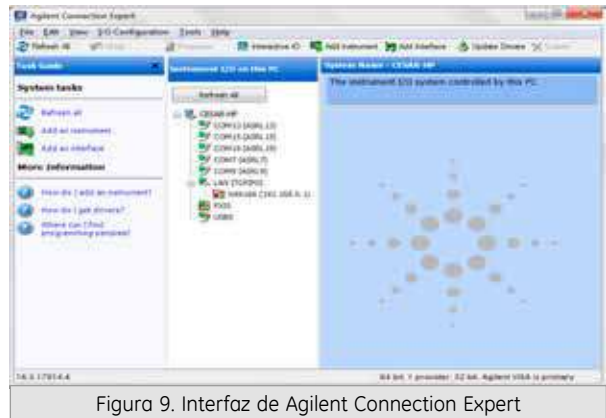


Figura 9. Interfaz de Agilent Connection Expert

c) Command Expert

El controlador estándar del analizador de redes es Agilent Command Expert. Este es un software gratuito que provee rápido y fácil control de la instrumentación en entornos de desarrollo de PC.

Agilent Command Expert tiene una interfaz que cuenta con opciones para identificar al instrumento que está conectado en red, un panel de comandos documentado para el equipo que está en red, un panel

de secuencias en el que se ejecutan los comandos y un panel de ejemplos que muestran el funcionamiento de secuencias. Finalmente cuenta con la opción que permite importar programas de comandos estándar de programación de instrumentos (SCPI) de una hoja de texto o caso contrario, exportar los programas implementados a otros entornos de desarrollo de Windows tales como Microsoft Visual Studio 2008.

*La Actual versión de Agilent Command Expert es V1.3.



Figura 10. Interfaz de Agilent Command Expert.

Agilent Command Expert es compatible con los siguientes entornos de desarrollo: Excel, MATLAB, SystemVue, LabVIEW, Python (este software instala complementos "add-ins" para poder programar en los lenguajes de programación mencionados). Visual Studio es el último de los entornos en los cuales Command Expert permite realizar programación. En el caso de Visual Studio no se instala complementos ya que directamente desde este entorno se puede programar al equipo; sin embargo, se deben descargar librerías de la fundación IVI que utilizan comandos estándar de programación de instrumentos (SCPI) llamados VISA que se explicarán en el siguiente capítulo.

- Insert Wait Statement: No es un comando propio de las librerías de Agilent; sin embargo, se utiliza para esperar un tiempo hasta que el analizador de microondas se configure a un modo de operación o se realice un control de tiempo.

Se debe tomar en cuenta que el formato de escritura y lectura de datos en Agilent Command Expert es en "Little Endian", es decir, el ordenamiento de los bytes de datos es de tal manera que el último byte que se escribe en un registro es el primero que se lee del mismo (last input first output o LIFO).

2.3 Entorno de desarrollo de programación

Microsoft Visual Studio 2008 utiliza las librerías VISA (software de arquitectura para instrumentación virtual).

Estas son un conjunto de comandos ampliamente utilizados en la industria de las pruebas y mediciones que resultan ser de vital interés para el campo de la instrumentación. Permiten la comunicación entre el computador e instrumento y son el estándar de la industria; VISA se actualmente encuentra en la versión 1.6. Los comandos que utiliza la librería son de dos tipos: escritura y consulta de datos.

Inicialmente los comandos estándar de programación de instrumentos (SCPI) surgieron en el año 1990 y pertenecían al "Consortio SCPI" cuyos miembros tenían el objetivo de desarrollar una interfase entre computadoras e instrumentos. El estándar SCPI está basado en los lineamientos de IEE-488.2 que reglamenta el uso de códigos y formatos. La sintaxis está basada principalmente en texto ASCII y es adaptable a los lenguajes de computadora como C y C++. Los comandos pueden ser enviados por cadenas hacia cualquier interfase de instrumento. Funciona en redes GPIB (bus de instrumentación de propósito general), RS-232, VXIbus y LAN. El "Consortio SCPI" se unió a la "Fundación IVI" en el año 2003, y ahora brinda soporte y actualizaciones a través de las librerías VISA.

2.4 Implementaciones desarrolladas en Microsoft Visual Studio

En Microsoft Visual Studio se han implementado 10 programas para el manejo del analizador de redes Agilent, esto se ha hecho con ayuda de las librerías VISA y uso del lenguaje de programación C++.

La lista de los programas implementados con la descripción de lo que hace cada uno es la siguiente:

- a) Set Trigger: Esta primera implementación solicita al instrumento su número de ID, luego reinicia al equipo para borrar variables que puedan estar almacenadas en él. A continuación solicitará el ingreso de un tiempo en milisegundos. Al recibir el analizador de microondas una señal de disparo externa (por ejemplo: video) esperará el tiempo ingresado para generar una señal de barrido RF.
- b) Analizador de redes: Inicia una sesión con el usuario N9918A, reinicia el instrumento, consulta los modos de operación y selecciona el modo de operación VVM. Se sigue con la selección de la medición de dos puertos ("two port trimming"), se escribe cuantas mediciones de magnitud y fase se deben realizar. Finalmente se obtiene todas las mediciones mostradas en la pantalla.
- c) Adquisición de datos VVM: Inicia una sesión con el usuario N9918A, reinicia el instrumento, consulta los modos de operación y selecciona el modo de

operación VVM. Se sigue con la selección de la medición de dos puertos (“two port trimming”), se consulta cual es la cantidad de datos a tomar medición y luego consulta por la frecuencia de los filtros IF ya que esta se encuentra relacionada directamente con la velocidad de toma de datos. Acompañada de la captura de datos se crea un vector de tiempo que mide el tiempo que le toma al computador realizar una medición. Finalmente los datos de las mediciones son descargadas en una hoja de datos

d) Generar RF: Se inicia la sesión de usuario como N9918A y selecciona el modo de medición analizador de espectros. Se procede a habilitar la fuente interna del oscilador de redes y elige la opción de onda continua a la que luego se le configura una frecuencia. Cabe mencionar que la potencia a la salida de la fuente independiente debe estar entre -45 y 0 dB. El programa solicita que se ingrese las frecuencias que se generarán en el oscilador de la fuente independiente y el tiempo de duración o de barrido de estas señales RF. Finalmente se realiza este proceso.

e) Generar Onda RF: Este programa es similar al anterior; sin embargo, en este caso durante el ingreso de datos se solicitará 4 variables: tiempo de barrido, frecuencia inicial y final de la señal RF, y los saltos en frecuencia que dará esta señal.

f) Adquisición de datos RF: Es un caso más completo que el anterior programa ya que adicionalmente se realiza la captura de datos, estos datos se muestran en la pantalla al finalizar el programa. Sin embargo se genera una sola señal RF.

g) Barrido RF y Adquisición de datos: La implementación genera una señal RF, luego se procede a realizar la adquisición de datos y mostrarlos. Se crea un arreglo de frecuencias (eje x) que acompaña a todos los valores de las mediciones de potencia. Todos los datos se escriben en una hoja de texto.

h) Adquisición distintos tiempos: La implementación se encarga de realizar 2 o más mediciones cuando se genera una señal RF de una frecuencia que se elige al ingresar por teclado y las mediciones que se crean convenientes. Luego todos estos valores son promediados para obtener una curva del espectro de mayor utilidad y una mejor calidad de los datos.

i) Adquisición de datos real e imaginario: Funciona en el modo de medición NA o analizador de redes, permite adquirir los datos de la parte REAL e IMAGINARIA de un de los 4 parámetros de medición (S11, S12, S21 o S22).

j) Adquisición de IQ: Este último programa adquiere los datos de la parte real, imaginaria, de fase, VSWR dependiendo de la selección que se realice y luego guarda todos los datos en una hoja de texto.

3 Resultados

3.1 Generación de ondas RF



Figura 11. Ventana de ingreso de datos

3.2 Adquisición de datos

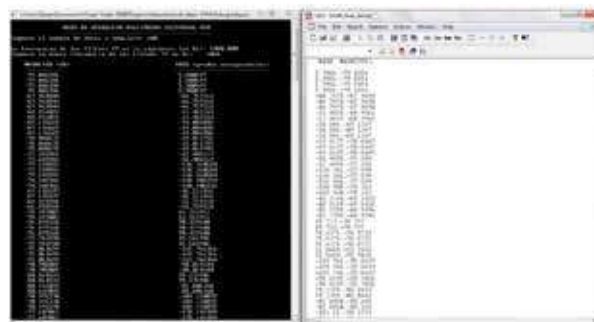


Figura 12. Adquisición y guardado de datos modo de medición VVM (Voltímetro vectorial)

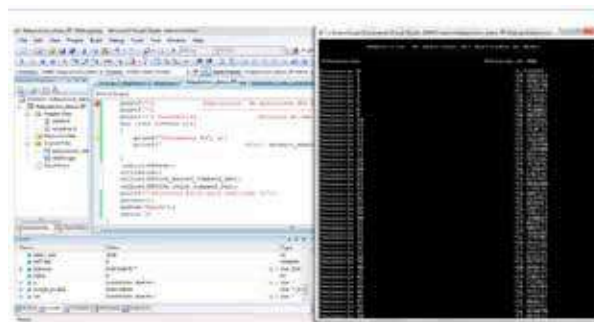


Figura 13. Adquisición de datos modo de medición SA (analizador de espectros)

Importación de datos de una hoja de texto a Microsoft Excel y gráfica cuando se ha realizado 2 mediciones sucesivas



Figura 14. Importación de datos de una hoja de texto a Microsoft Excel y gráfica cuando se ha realizado 2 mediciones sucesivas

4 Conclusiones

- El proyecto “Manejo del Analizador de Redes Agilent” se ha orientado a la programación del instrumentos vía funciones propias de su lenguaje de programación, en este caso, las librerías VISA. El objetivo principal el cual requería un manejo del equipo a nivel de programación se ha cumplido a través de las múltiples configuraciones que se le ha dado durante el desarrollo de programas del mismo, entre las principales estarán la generación de señales RF y adquisición de las mediciones que recoge el instrumento
- Entre algunas de las aplicaciones que se le pueden dar estará el funcionamiento como transmisor y/o receptor de los sistemas de radar, comunicaciones satelitales y detección de fallas en equipos electrónicos.
- Durante la pruebas en el modo de medición voltímetro vectorial se varió el parámetro del ancho de banda de las frecuencias intermedias “IF Bandwith” lo cual significo aumento en la velocidad de las mediciones. Esto implica una relación directa entre la velocidad de medición con el parámetro IF BandWidth.
- Durante la ejecución del programa “Adquisición de datos VVM” se creó un vector de tiempos que medía el tiempo entre las mediciones en el modo voltímetro vectorial. El promedio de medición para 100 adquisiciones consecutivas de datos de magnitud y fase fue de 20 milisegundos. Este es un indicador de la velocidad de la adquisición de datos.

5 Recomendaciones

- El formato de los datos es Little endian durante la comunicación entre el instrumento y el computador. Esto implicará que los datos que lleguen al final serán los que se lean primero.
- Para evitar una pérdida entre la comunicación entre el ordenador y el N9918A, se recomienda no correr en paralelo el Comand Expert y el programa en ejecución ya que esto puede ocasionar un conflicto entre las librerías de instrumentación.
- Durante la programación en Visual Studio asignar el máximo valor de memoria a las variables principales para no tener errores en la lectura y/o escritura de datos
- Se recomienda que la potencia a la salida de analizador de microondas se encuentre por debajo de -18 dBm. [Agilent Technologies, FieldFox MW VNA/SA Service Guide, página 34].

6 Bibliografía

- Agilent Technologies, E5071C ENA Network Analyzer, ENA series RF Network Analyzers, publicado el 3 de Abril del 2009. (Consultado el 13 de Enero del 2014)
- Agilent Technologies, Agilent FieldFox Combination Analyzers Technical Overview. Publicado el 20 de setiembre del 2013. (Consultado el 13 de Enero del 2014)
- Agilent FieldFox Handheld Analyzers Datasheet, publicado el 11 de Noviembre del 2013. (Consultado el 13 de Enero del 2014)
- Agilent Technologies, FieldFox MW VNA/SA Service Guide, publicado en Octubre del 2013. (Consultado el 5 de Marzo del 2014)
- Agilent IO Libraries Suite E2094P, “Agilent VISA User’s Guide”. Octava Edición. Agosto del 2005. Agilent Technologies, Inc.
- IVI Foundation, “Getting Started with IVI Drivers”, Version 1.11, 2012.
- Agilent VISA User’s Guide, Agilent Technologies, Manual Part number E2090 – 90040.

CLUSTER ROCKS SOBRE INFINIBAND

CLUSTER ROCKS OVER INFINIBAND

EDSON TICONA ZEGARRA

Universidad Nacional de Ingeniería
Facultad de Ingeniería Eléctrica y Electrónica
edson.ticona@jro.igp.gob.pe

Asesor: Ing. Daniel Suárez

Radio Observatorio de Jicamarca (ROJ) - IGP

Resumen

El Radio Observatorio de Jicamarca lleva a cabo investigaciones en física de alta atmósfera. Los instrumentos de medición con los que cuenta el ROJ generan una gran cantidad de datos, alrededor de 60GB/hora, que deben ser procesados en tiempo real, por lo cual es de vital importancia contar un centro de datos que este en la capacidad de responder a este requerimiento. La implementación de un clúster ROCKS sobre una arquitectura InfiniBand permitirá satisfacer esta necesidad. ROCKS es una distribución Linux especialmente diseñada para clusters, haciendo su instalación y administración una tarea rápida y sencilla. La arquitectura de red InfiniBand permite tasas de transferencia de 40Gbps. Los nodos del clúster cuentan con varios CPUs y GPUs. Además, el control del clúster se hace mediante un sistema de encolamiento según las necesidades. Finalmente, el monitoreo del clúster esta dado por una interfaz web altamente personalizable.

Palabras clave: clúster, rocks, InfiniBand.

Abstract

The Jicamarca Radio Observatory carries on research on high atmospheric physics. The measuring instruments that the ROJ has generate large amounts of data, approximately 60GB/hour, that have to be processed in real time, for which is of vital importance to have a data center in the capacity of attending this requirement. The implementation of a ROCKS cluster over an InfiniBand architecture will satisfy this necessity. ROCKS is a linux distribution especially designed for clusters, making its installation and administration an easy and quick task. The InfiniBand network architecture allows data transfers of 40Gpbs. The clusters nodes have many CPUs and GPUs. Moreover, the cluster control is done by a batching system according to the necessity. Finally, the cluster monitoring is given by a web interface highly personalizable.

Keywords: cluster, rocks, InfiniBand

1. Introducción

El Radio Observatorio de Jicamarca procesa altas cantidades de datos para el desarrollo de sus experimentos y simulaciones. Esto requiere de una infraestructura adecuada que permita ejecutar procesos, controlarlos y monitorearlos según se requiera. Así mismo, se necesita también que esto sea escalable y versátil. La computación de alto rendimiento (HPC o High Performance Computing) avanza rápidamente y provee tecnologías que permiten lograr un sistema confiable de las características indicadas.

La implementación de un clúster depende del hardware y software que se utilicen. Para el presente

trabajo se ha utilizado una distribución de Linux, llamada ROCKS, especialmente orientada al trabajo con clusters. Por otro lado, el hardware subyacente será una red InfiniBand que mejora sustancialmente las capacidades de transmisión respecto a Ethernet.

ROCKS es una distribución basada en CentOS; está diseñado para la rápida configuración y operación versátil de un clúster. ROCKS contiene varios paquetes, llamados rolls, diseñados para este propósito, facilitando la administración del clúster.

Por otro lado, InfiniBand es una arquitectura de red que fue concebida especialmente para la computación de alto rendimiento; por ello, tiene mayor ancho de banda y menor latencia que una red normal.

Citar como: Ticona, E y D. Suárez, 2014. "Cluster ROCKS sobre InfiniBand". Compendio de estudiantes 2014, IGP.

Otra característica muy importante es el soporte en hardware que tiene para RDMA (Remote Direct Memory Access) lo que aumenta significativamente el rendimiento de la red.

Este proyecto aborda la instalación y configuración de un clúster ROCKS usando una red InfiniBand. Finalmente, la única forma de poder verificar que el clúster presenta buen rendimiento es teniendo la información en tiempo real de parámetros como carga del CPU, memoria utilizada, tráfico de red, etc. para lo cual se presentan métricas y comparaciones con otros sistemas. Para la instalación de ROCKS primero se instala el nodo maestro (frontend) y posteriormente los nodos (nodes). La configuración de la instalación de los nodos depende exclusivamente del maestro, por lo cual primero se debe configurar adecuadamente y luego se instalarán los nodos con la configuración hecha en el frontend.

El único acceso al clúster se hace a través del frontend, por ello es que el frontend necesita dos interfaces de red: una para la red pública, que será para conectarse al frontend y encolar las tareas al clúster; y otra para la red privada por donde se conectará con los nodos del clúster.

2. Desarrollo

2.1. Arquitectura del clúster

El clúster cuenta con una arquitectura de red especial. El frontend tiene dos interfaces de red, una para la red pública y la otra para la red privada. El clúster solo puede ser accesado mediante el frontend, lo cual implica que los nodos solo tendrán una interfaz para una red privada.

La red privada está conectada por un switch o router Ethernet, InfiniBand, etc.; esto tendrá una repercusión directa en el rendimiento del clúster.

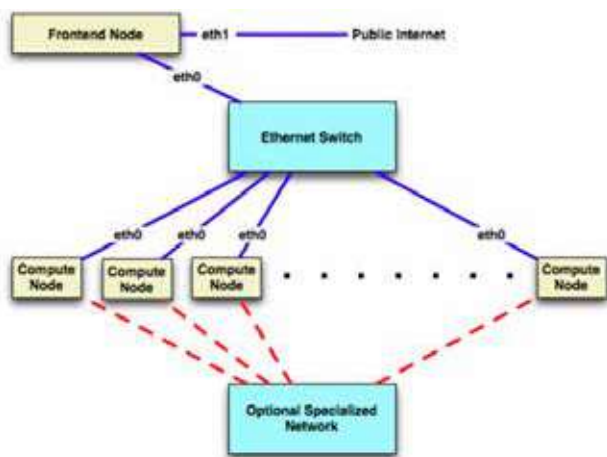


Figura 1. Arquitectura del clúster.
Fuente: ROCKS user guide

2.2. Sistema de encolamiento

ROCKS trae algunos paquetes de encolamiento como PBS, SGE y condor. Cada uno tiene su propia forma de trabajo. Por ejemplo una diferencia entre las arquitecturas de cada sistema de encolamiento radica en el tipo de nodos; condor y pbs definen tres tipos de nodos: nodos de ejecución, nodo administrador y nodo de submisión; por otro lado, SGE define cinco tipos de nodos: nodos de ejecución, nodo maestro, nodo de submisión, nodo administrador y nodo réplica del maestro. La opción a escoger depende del uso que vaya a tener el clúster. Para el presente trabajo se hizo uso de SGE.

2.3. Monitoreo del clúster

ROCKS trae consigo con varios paquetes especiales para trabajar con clúster. Uno de estos es ganglia, que es un monitor del estado del clúster. La salida estándar de las utilidades tradicionales de linux como uptime, ps, free, df, etc., son recogidas por ganglia, a través de sus procesos gmond y gmetad, para ser mostrados en una interfaz web. Dicha interfaz es bastante amigable y permite extraer los datos de los gráficos en formatos estándares como JSON y CSV.

Ganglia permite monitorear grids y clusters, siendo escalable a gran cantidad de nodos activos. Así mismo, permite también monitorear GPUs, interfaces InfiniBand y, en general, cualquier métrica que se necesite pues permite agregar plugins para ello.



Figura 2. Monitoreo del cluster.

2.4. MPI (Message-Passing Interface)

MPI es un estándar sobre el modelo de programación paralelo de envío de mensajes. Algunas implementaciones conocidas son MPICH, Open MPI, Intel MPI, MVAPICH2. Estas implementaciones usualmente están en C y C++; sin embargo, la última versión del estándar de MPI dejó de lado el soporte

para C++. También se han desarrollado bindings de MPI para python llamado mpi4py.

El estándar de MPI define comunicaciones punto a punto, que son utilizadas para comunicar dos procesos en base a un identificador único que tiene cada uno. A su vez, las comunicaciones punto a punto tienen cuatro modos de funcionamiento: standard, synchronous, buffered y ready.

Por otro lado, MPI también define la llamada comunicación one-sided, que es una comunicación que solo depende de un proceso. Es decir, para hacer un envío de mensajes entre uno y otro proceso, el proceso receptor solo tiene que activar su buffer, mientras que el proceso transmisor enviará el mensaje directamente al buffer del receptor, sin participación del procesador, disminuyendo los tiempos de latencia. El estándar de MPI se refiere a esta característica como RMA (Remote Memory Access). Para lograr ello, el hardware debe proveer el soporte adecuado. Las tarjetas InfiniBand proveen soporte para este tipo de operación.

2.5. Arquitectura InfiniBand

InfiniBand es una arquitectura de red diseñada para computación de alto rendimiento. InfiniBand provee varias tasas de transmisión, comenzando desde 2Gbps hasta 300Gbps teórico. El hardware con el que se cuenta en Jicamarca tiene una tasa de 40Gbps.

InfiniBand tiene su propia pila de protocolos, análogos a la pila de protocolos TCP/IP. Uno de los principales motivos por los que InfiniBand presenta mejor rendimiento que Ethernet es que la comunicación se da directamente entre la aplicación del usuario y el hardware a través de una interfaz llamada verbs, todo desde el user-space. Ethernet, por su lado, hace uso del kernel-space para hacer uso de los sockets que harán uso del hardware para la comunicación.

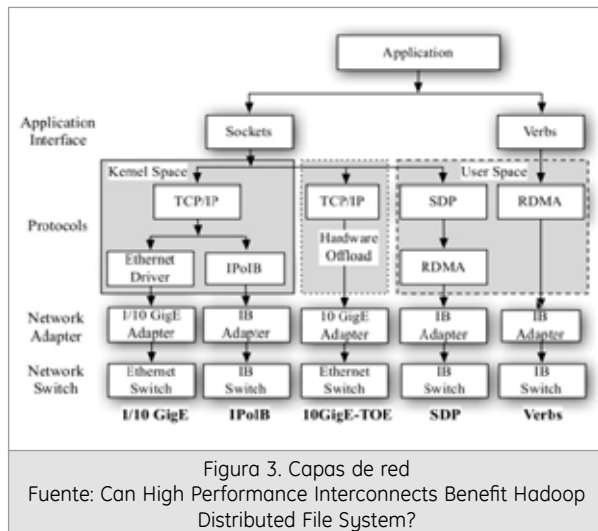


Figura 3. Capas de red
Fuente: Can High Performance Interconnects Benefit Hadoop Distributed File System?

Esta gran diferencia radica en que una comunicación nativa InfiniBand (usando los verbs) no necesita entrar al kernel-space mientras que una comunicación Ethernet (usando sockets) si lo requiere, evitando el uso del procesador y mejorando los tiempos de latencia.

Como se puede apreciar en la figura 4 los switches de InfiniBand llegan hasta la capa de enlace y los routers de InfiniBand llegan hasta la capa de red. Más aún, los protocolos definidos por el estándar de InfiniBand se sitúan en las capas respectivas del modelo OSI.

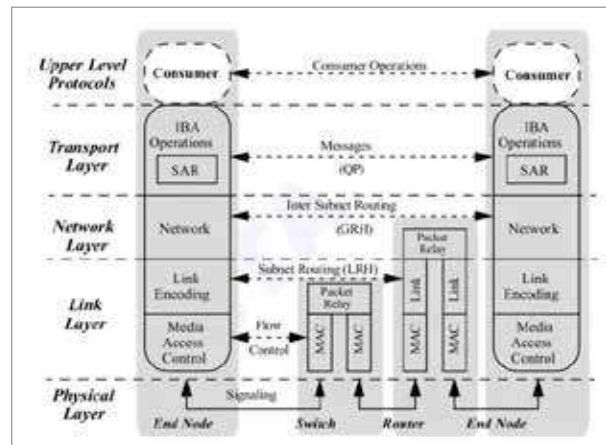


Figura 4. Pila de protocolos InfiniBand
Fuente: InfiniBand Architecture Specification Volume 1 Release 1.2.1

2.6. InfiniBand nativo: Verbs

Para lograr las máximas tasas de transferencia en InfiniBand es necesario hacer uso de los verbs o construir la aplicación sobre estos. Como se explicó, la principal ventaja es evitar el uso del procesador para mejorar tiempos de transferencia.

2.7. IPoB (IP over InfiniBand)

InfiniBand puede trabajar en una red IP, por lo que define IPoB. Esto permite encapsular IP, de esta manera se puede asignar a cada interfaz de InfiniBand una dirección IP logrando una conexión TCP/IP usual de manera que el hardware es transparente al usuario, pudiendo utilizar todas las aplicaciones para IP como por ejemplo ssh, scp, etc.

Cuando se utilice IPoB el rendimiento decaerá pese a utilizar el hardware de InfiniBand pues se creará un cuello de botella dado que se requerirá acceso al kernel-space que utilizan los sockets de aplicaciones basadas en TCP/IP, generando así más trabajo al procesador.

2.8. NFSoRDMA

NFS es un sistema de archivos distribuidos diseñado para que un usuario pueda acceder a archivos en la red como si fuese de manera local. Usualmente, esto se hace a través de una conexión Ethernet tradicional usando TCP o UDP dependiendo de la versión.

La tecnología RDMA (Remote Direct Memory Access) o acceso remoto directo a memoria permite, como su nombre lo dice, una escritura directa en la memoria de otra interfaz de red sin hacer uso del procesador. Es el mismo concepto que el estándar de MPI define como RMA pero el desarrollo que aplica este concepto al sistema de archivos NFS usa la terminología RDMA.

El desarrollo de la tecnología RDMA para NFS se conoce como NFS over RDMA o NFSoRDMA. Es así que se puede hacer uso de RDMA para transferencia de archivos disminuyendo la participación del procesador y mejorando la velocidad. Esto solo es compatible con la versión 3 de NFS y se utilizó para las pruebas de transferencia de archivos comparándolas con una configuración NFS tradicional.

3. Resultados

Para evaluar el rendimiento del clúster se realizaron las siguientes pruebas:

3.1. Transferencia MPI

Los programas de prueba en MPI se dieron sobre tres escenarios, para ancho de banda y latencia:

- IPoIB: Con una conexión de InfiniBand pero con uso del IP encapsulado en IB.
- InfiniBand nativo
- Ethernet, forma tradicional

La figura 5 y 8 corresponden al ancho de banda y latencia respectivamente, de un programa MPI de

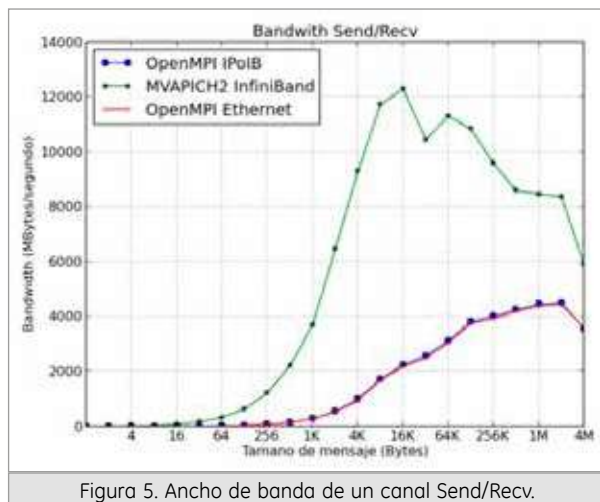


Figura 5. Ancho de banda de un canal Send/Recv.

prueba que enviaba y recibía mensajes punto a punto en el modo estándar, es decir un canal send/recv.

Por otro lado, las figuras 6 y 9 corresponden al ancho de banda y latencia respectivamente, de un programa MPI de prueba que recibía datos de otra interfaz, es decir un canal RDMA de lectura.

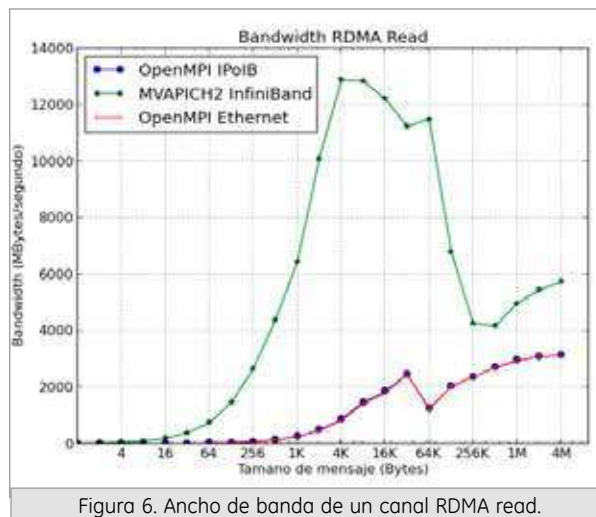


Figura 6. Ancho de banda de un canal RDMA read.

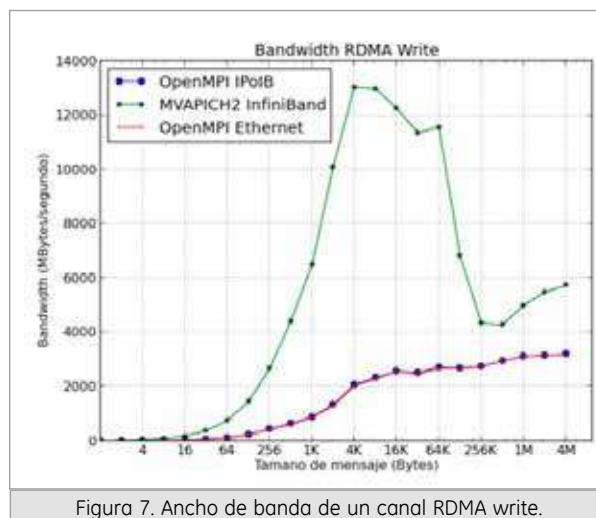


Figura 7. Ancho de banda de un canal RDMA write.

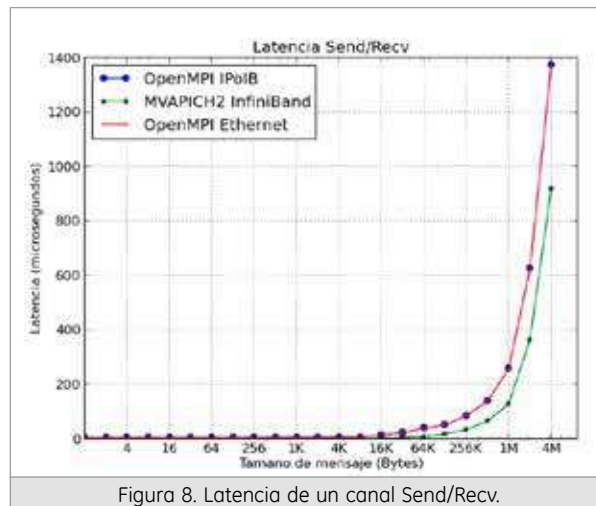


Figura 8. Latencia de un canal Send/Recv.

Finalmente, las figuras 7 y 10 corresponden al ancho de banda y latencia respectivamente, de un programa MPI de prueba que hacia enviaba datos a otra interfaz de red, es decir un canal RDMA de escritura.

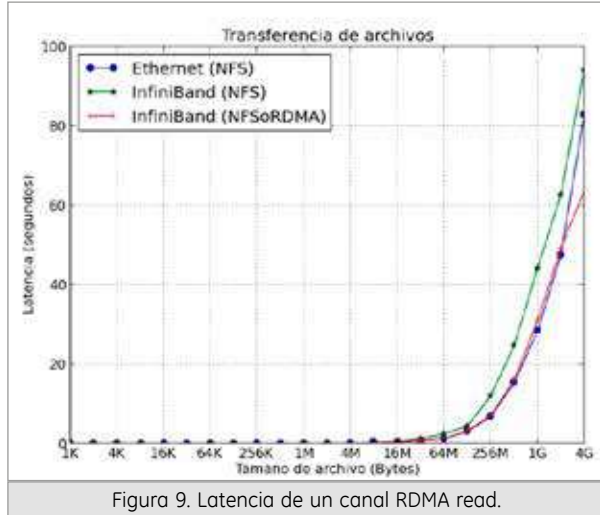


Figura 9. Latencia de un canal RDMA read.

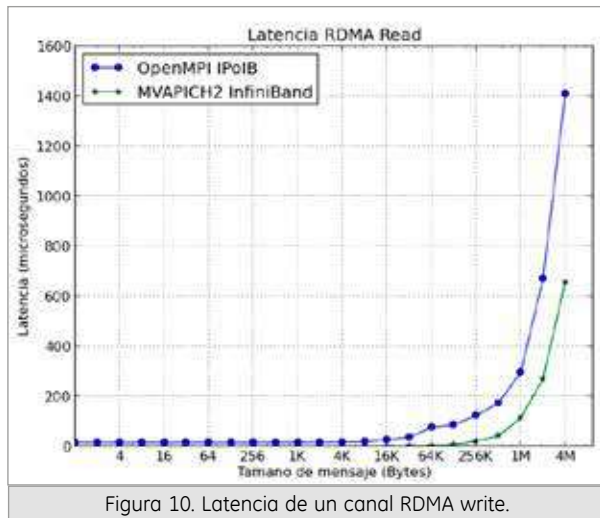


Figura 10. Latencia de un canal RDMA write.

3.2. Transmisión de archivos

Las pruebas de transferencia de archivos se ejecutaron sobre tres escenarios:

- Transferencia sobre una conexión Ethernet estándar
- Transferencia sobre una conexión InfiniBand con NFS (hace uso de IPOIB)
- Transferencia sobre una conexión InfiniBand con NFSoRDMA

El resultado que se obtuvo muestra latencias similares para los tres casos. Esto se debe a que, pese a tener un mayor rendimiento propio de InfiniBand, se crea un cuello de botella en la lectura/escritura en los

discos duros. Los discos duros son de 7500RPM con sistemas de archivos ext3.

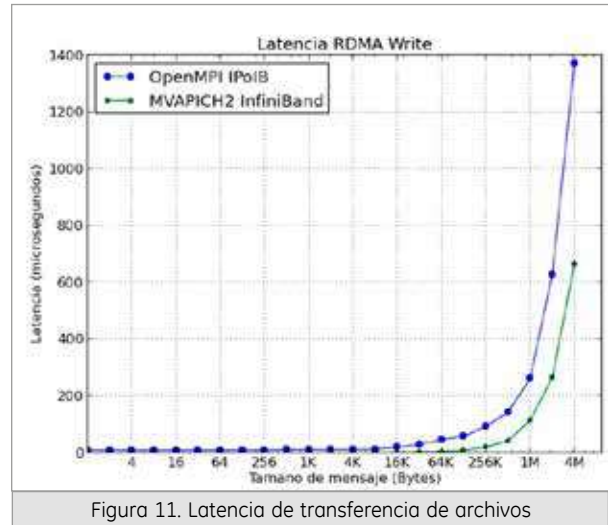


Figura 11. Latencia de transferencia de archivos

4. Conclusiones

ROCKS es una distribución que permite una administración sencilla del clúster. Solo es necesario con configurar el frontend y replicar la configuración a los nodos para tener un clúster operativo. Así mismo, ROCKS trae todas las herramientas necesarias para tener el clúster 100% operativo, agilizando su instalación.

InfiniBand demuestra mejor rendimiento que una conexión Ethernet usual. InfiniBand ofrece su propia pila de protocolos. Para obtener el máximo desempeño de una conexión InfiniBand se requiere utilizar su interfaz nativa (verbs) y aplicaciones que estén desarrolladas sobre ella. Varias implementaciones de MPI así como NFSoRDMA proveen esto.

Las aplicaciones MPI muestran mejor rendimiento dado que la transferencia de datos se hace entre los buffers de las interfaces de red, a diferencia de la transmisión de archivos que la transferencia se hace entre discos duros que generan un cuello de botella propio de sus velocidades de lectura/escritura. Pese a no ser una cantidad sustancial, la transferencia de archivos aumento un poco su rendimiento al utilizar NFSoRDMA.

La carga del procesador disminuye considerablemente al utilizar las transferencias RDMA.

5. Recomendaciones

Llevar la documentación actualizada de lo que se trabaje con ROCKS pues su documentación oficial

se encuentra dispersa entre varias versiones de sus manuales y foros oficiales.

Hacer pruebas al sistema con aplicaciones reales que tengan comunicación intensa entre procesos paralelos. Se corrió una aplicación para verificar el correcto funcionamiento del clúster, sin embargo, dicha aplicación carece de una intensa comunicación entre procesos, poniendo a prueba sólo la capacidad de cómputo más no la velocidad de comunicación.

La topología implementada fue bastante sencilla, por lo que es necesario implementar una topología InfiniBand más compleja y realizar pruebas.

Las implementaciones de MPI son bastante eficaces, sin embargo, algunas muestran mejores rendimientos en unas pruebas. Pese a ello no se puede hablar de una implementación más eficiente, sino que se tiene que escoger adecuadamente la implementación de MPI a utilizar según las necesidades de cada aplicación.

Un factor determinante en la transferencia de archivos son los discos duros utilizados y sus sistemas de archivos. Es necesario realizar pruebas en otros sistemas de archivos especializados como HDFS, Lustre y PVFS2.

6. Bibliografía

InfiniBand Technology Overview. Dror Goldenberg, Mellanox Technologies.

InfiniBand Architecture Specification. Specification Volume 1. Release 1.2.1

InfiniBand Architecture Specification. Specification Volume 2. Release 1.2.1

MPI: A Message-Passing Interface Standard. Version 3.0

High Performance RDMA-Based MPI Implementation over Infiniband. Liu, Wu y Panda.

Can High Performance Interconnects Benefit Hadoop Distributed File System? Sayantan Sur, Hao Wang, Jian Huang, Xiangyong Ouyang and Dhableswar K. Panda

ROCKS User Guide.

MPI for Python. Release 1.3. Lisandro Dalcin

Grid computing. A review of condor, sge and pbs. Sandeep Kumar Poonia.

AUTOMATIZACIÓN Y MONITOREO DEL CONTROL DE ENCENDIDO DEL TRANSMISOR DEL RADAR SOUSY EN EL RADIO OBSERVATORIO DE JICAMARCA

AUTOMATION AND SUPERVISION OF THE STARTING UP CONTROL SYSTEM OF THE SOUSY RADAR TRANSMITTER AT THE JICAMARCA RADIO OBSERVATORY

JORGE ANDRÉ FLORENTINO COLLADO

Pontificia Universidad Católica del Perú
Facultad de Ciencias e Ingeniería
andre.florentino@jro.igp.gob.pe

Asesores:

Danny Scipión, Ph. D.

Radio Observatorio de Jicamarca (ROJ) - IGP

Marco Milla, Ph. D.

Radio Observatorio de Jicamarca (ROJ) - IGP

Resumen

El radar SOUSY (SOUnDing SYstem) del Radio Observatorio de Jicamarca (ROJ) es un radar monoestático que opera a la frecuencia de 53.5 MHz y cuenta con un arreglo de 126 antenas Yagi distribuidas de manera cuadrada. Una de las ventajas del sistema es que permite observaciones de la Mesósfera, Estratósfera y Tropósfera (MST, por sus siglas en inglés) con alta resolución (37.5 m) ya que posee un ancho de banda de 4 MHz. Su tecnología de operación (transmisión y recepción) fue diseñada en la década del 70. Al ser donado e instalado en el ROJ en el 2002 se le realizó una primera actualización reemplazando el sistema de recepción por uno basado en receptores digitales, haciéndolo compatible con los sistemas de operación convencional del ROJ. En la actualidad se plantea realizar una segunda actualización al sistema, en esta ocasión se piensa utilizar un PLC para controlar la secuencia de encendido del transmisor, el cual trabajará en forma conjunta a una computadora, permitiendo la supervisión del proceso de encendido a través de un sistema SCADA.

Palabras clave: radar, SOUSY, transmisor, PLC, SCADA.

Abstract

The SOUSY (SOUnDing SYstem) radar at the Jicamarca Radio Observatory (JRO) is a monostatic radar that operates at 53.5 MHz and consists in an square array of 126 Yagi antennas. Its main advantage is the capability of observing the Mesosphere, Stratosphere, and Troposphere (MST) with high resolution (37.5 m) thanks to its wide bandwidth of 4 Mhz. The system was designed and constructed in the 70s. Right after its donation to the JRO in 2002, the original reception technology was updated to digital receivers, making it fully compatible with the current standards used at Jicamarca. Nowadays, a new update is on its way, the start sequence of the transmitter will be automated using a programmable logic controller (PLC) that will work with a computer to monitor and supervise the sequence throughout a supervisory control and data acquisition (SCADA) system.

Keywords: radar, SOUSY, transmitter, SCADA.

1. Introducción

Los radares MST permiten estudiar fenómenos atmosféricos en capas como la Mesósfera, Estratósfera y Tropósfera con una técnica pioneramente desarrollada en el Perú en la década

de los 70 (Woodman et. al 1973). Usualmente cuentan con grandes arreglos de antenas de alta potencia que trabajan en el rango de frecuencias VHF (30 a 300 Mhz), características que permiten estudiar las capas mencionadas. Tras los buenos resultados obtenidos usando dicha técnica, otros radares fueron

construidos específicamente con dicho propósito, entre ellos mencionamos al radar SOUSY (Woodman et. al 2002). El radar SOUSY precisamente es un radar MST construido originalmente en Harz, Alemania por el Max Planck Institute für Aeronomie donado en el 2002 al ROJ. Allí dicho radar se actualizó por primera vez y se modificaron los sistemas de control de transmisión y recepción de señales por unos controlables por computadora (Woodman et. al 2007). Por otro lado, el transmisor se mantiene con la lógica de control de encendido, protección y supervisión originales. Sin embargo existen otros radares cuyos sistemas de transmisores si han sido actualizados (Gaudreau et. al 2005), como es el caso del radar principal del ROJ, en donde el control de los transmisores ha sido automatizado con un sistema que además permite la supervisión del sistema (Espinoza et. al 2006). El presente trabajo tiene como objetivo realizar la segunda etapa de actualización del radar SOUSY, en cuanto al control y la supervisión del transmisor del mismo.

2. Definiciones

2.1 RADAR

De las siglas en inglés RAdio Detection and Ranging. Es un dispositivo electrónico usado para la detección y localización de objetos que funciona al recibir un eco parcial de una señal de radiofrecuencia (RF) que se generó al chocar esta con algún cuerpo o partícula. Las partes principales de un radar son: un generador de señal de RF, un modulador, un transmisor, un receptor y antena (Skolnik et. al 2001).

2.2 Transmisor

Dispositivo usado para amplificar la potencia de la señal de RF. Puede constar de una o más etapas de ganancia, con tecnología que puede estar basada en tubos de vacío o estado sólido (Rinehart et. al 1997). En el caso del radar SOUSY, el transmisor consta de cuatro etapas con distintas potencias de salida: Pre amplificador (150 W), Pre Driver (1.5 kW), Driver (20 kW) y Power Amplifier (600 kW - PA).

2.3 PLC

De las siglas en inglés Programmable Logic Controller. Es un microprocesador especializado para instrucciones de tiempo real, bastante usado en la industria, por ejemplo, para sistemas de control secuencial. Algunas características son: monitoreo de puertos de entrada y salida (digitales o analógicos), ejecución de instrucciones de lógica temporizada, capacidad de comunicación con otros

dispositivos (otro PLC, una PC, entre otros), posibilidad de expansión de puertos u otros (Indian Institute of Technology Kharagpur)

2.4 SCADA

De las siglas en inglés Supervisory Control And Data Acquisition. Son sistemas usados en control industrial para permitir la interacción de personas con un proceso automatizado. Funcionan agrupando datos de diferentes puntos en donde se encuentren un PLC o una RTU (unidad terminal remota) y enviando comandos a dichos puntos por medio de una interfaz que además sirve para monitoreo. Actualmente, algunos sistemas SCADA incluso permiten el monitoreo en tiempo real y el uso de otros recursos como bases de datos, interfaces web, entre otros (Inductive automation).

3. Marco teórico

Las actualizaciones de radares abarcan aspectos como: automatización y control, amplificadores, generadores de señales, sistemas de recepción, entre algunos de ellos (Gaudreau et. al 2005). En esta sección, debido al enfoque del proyecto, se analizarán los aspectos de automatización y control y de monitoreo e interacción con los usuarios.

3.1 Control

Los sistemas de control de radares actualizados usualmente cuentan con tres niveles de seguridad: elementos de protección rápidos capaces de comunicar su estado, PLC para control y supervisión y una computadora para visualización y almacenamiento de datos. Algunos casos en los que se tienen esos tres niveles de seguridad son: el del radar Cobra Judy X-Band (Gaudreau et. al 2005) y el de un Klystron (tipo de tubo de vacío) (Kempkes et. al 2011).

3.2 Monitoreo

Actualmente, en los sistemas automatizados se busca que las tareas de control y supervisión puedan realizarse remotamente. Por ejemplo, el sistema WRMDSS (Web-based Remote Monitoring and Distributed Diagnosis System) (Zheng et. al 2010) busca mejorar el servicio de mantenimiento de una imprenta con un sistema de monitoreo y alerta de fallas a través de internet, el cual envía alertas con detalles como ubicación de la mismas y recomendaciones para su mantenimiento. Como otro ejemplo, el radar modular AMISR (Valentic et. al 2013) cuenta con dos niveles de control: local para

cada módulo y otro descentralizado para todo el sistema. En este caso, el sistema Data Transport Network cumple tareas como supervisión, almacenamiento en bases de datos, entre otros. El acceso a las bases de datos y la supervisión se hacen a través de servidores web.

4. Metodología y desarrollo

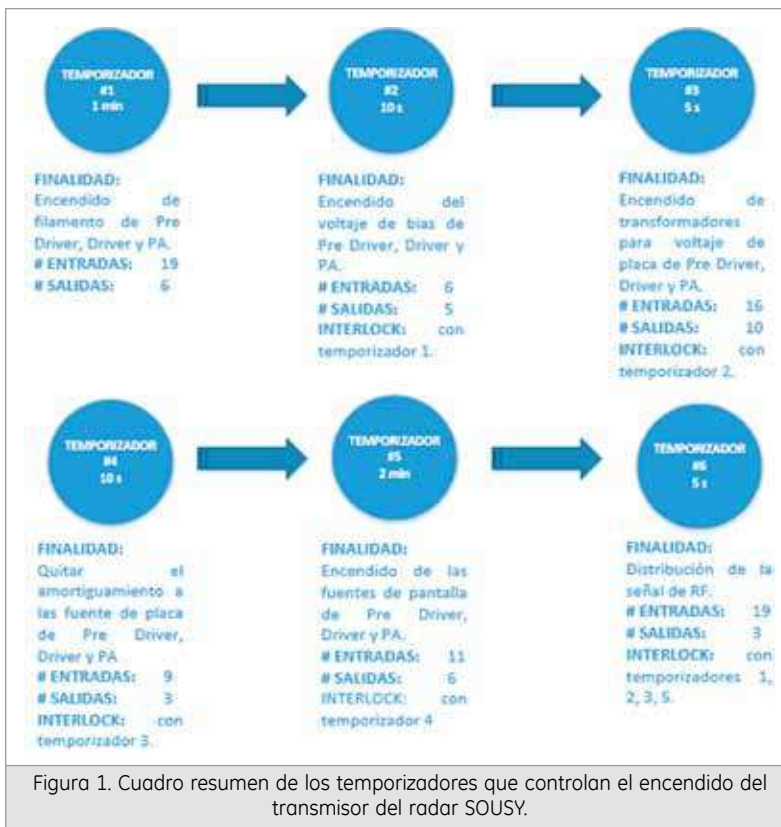
Con el objetivo de implementar un sistema de supervisión y control, el sistema de sistema de encendido de los transmisores en el radar SOUSY fue analizado y se determinó su funcionamiento. El sistema cuenta con seis temporizadores que gobiernan el encendido progresivo mediante condiciones de protección y supervisión. En la Figura 1 se puede apreciar resumidamente dicha secuencia de encendido, la finalidad de cada temporizador, el número de señales supervisadas (entradas) y activadas por cada bloque (salidas), así como las condiciones de bloqueo mutuo entre ellos (interlock).

Luego del análisis del sistema, el desarrollo se enfocó en digitalizar las señales de supervisión y control de cada temporizador. Dicho enfoque fue adoptado con el propósito de tener un gobierno total de las partes involucradas en el encendido del transmisor usando un PLC, el cual trabaja en conjunto a una computadora para tareas de supervisión del sistema e interfaz con los usuarios. Si bien el sistema de PLC es de por sí un sistema robusto bastante usado en aplicaciones industriales, la computadora no necesariamente es un elemento tan robusto, lo que llevó a incluir un modo manual. Dicho modo manual, asegura que el sistema funcione sin necesidad de la computadora, pues permite que el usuario y el PLC interactúen de manera directa a través de una botonera e indicadores luminosos.

5. Materiales

5.1 Hardware

- Un CPU modular de PLC marca ABB, modelo PM 554 T ETH.
- Cinco módulos de expansión de puertos digitales marca ABB, modelo DX561.
- Dos módulos de expansión de entrada analógica marca ABB, modelo AI561.



- Fuente switching de 24 V/10 A marca Lambda, modelo DPP 240-4-1.
- Computadora personal.
- Cable ethernet para comunicación entre el CPU y la computadora.

5.2 Software

- Control builder plus de ABB para programación del PLC y elaboración de la visualización.
- CADsoft Eagle para el diseño de las tarjetas electrónicas y diagramas de circuitos.

6. Resultados

Las imágenes muestran las diferentes pantallas de visualización que tiene el sistema.

En la Figura 2, la pantalla inicial muestra un menú desde el cual es posible seleccionar las etapas del transmisor que serán empleadas.

La Figura 3 es la pantalla principal del sistema, la cual aparece luego de la selección de etapas. Como se puede observar, esta pantalla permite arrancar el sistema de transmisores mediante el botón "Start" que se observa, así como para detenerlo se cuenta con el botón "Stop" debajo del primero. En la parte de la pantalla en donde se encuentran las representaciones de Pre Driver, Driver y PA, las etapas



Figura 2. Pantalla principal para la selección de las etapas del transmisor.

que no hayan sido seleccionadas se colorearán de plomo. Al presionar el botón de inicio del programa, la secuencia de control se empezará a ejecutar y los temporizadores comenzarán a moverse según el tiempo que le corresponda. Cada temporizador tiene además un indicador luminoso por si hubo algún error. Las representaciones de las etapas del transmisor se colorearán de azul si el encendido de la misma fue exitoso o de rojo si existió un error.

La Figura 4 muestra el estado en el que se encuentra la etapa del transmisor a la que corresponda, y se accede a esta pantalla haciendo clic en el botón de Estado de la pantalla principal. Aquí los indicadores luminosos sirven para indicar si alguna de las partes del transmisor de la lista funcionó con normalidad o si ocurrió algún error en el proceso.



Figura 4. Pantalla de verificación del estado de funcionamiento de las etapas del transmisor.

La Figura 5 muestra el listado de errores específico que puede accesarse al dar clic en el botón de detalle de la pantalla anterior. Esta pantalla nos da información más específica como ubicación y hora del error que ocurrió en el sistema.

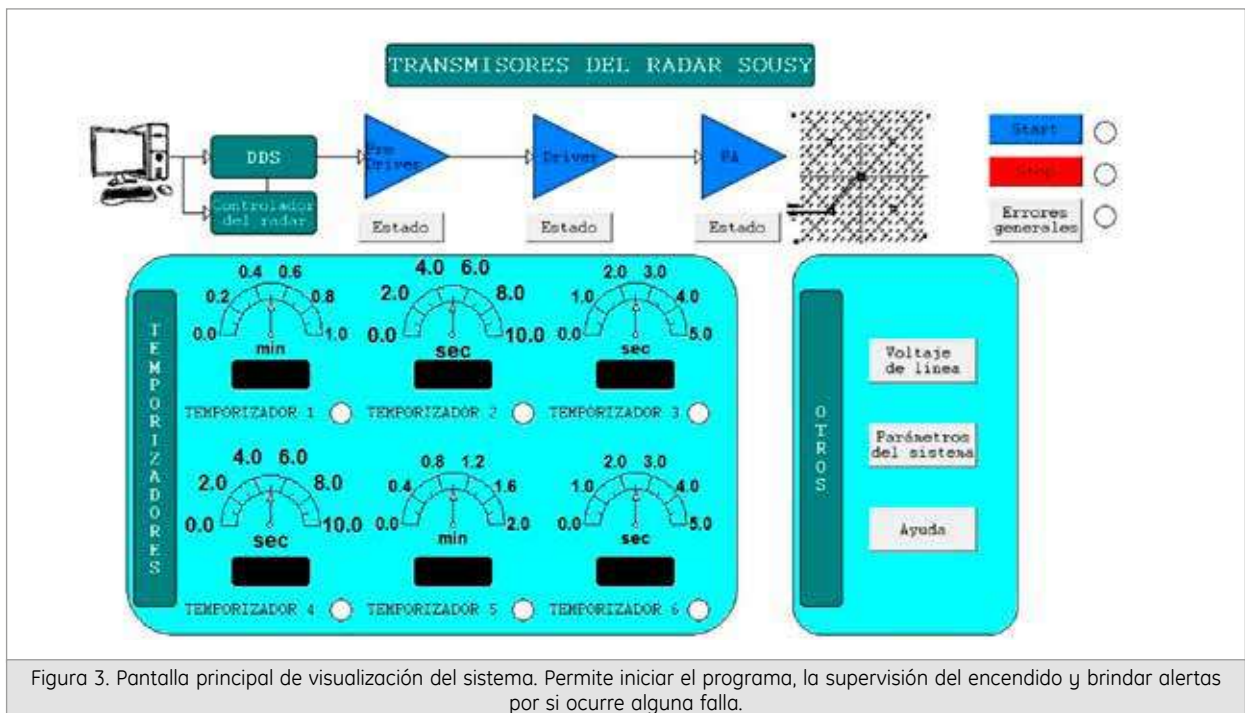


Figura 3. Pantalla principal de visualización del sistema. Permite iniciar el programa, la supervisión del encendido y brindar alertas por si ocurre alguna falla.



Figura 5. Pantalla de visualización del listado de errores para las etapas del transmisor.

7. Conclusiones

El encendido del transmisor de un radar requiere analizar qué condiciones deben ser tomadas en cuenta y seguir las recomendaciones de los fabricantes de los elementos que forman parte del conjunto, en pos de proteger el sistema y extender su vida útil.

Implementar un sistema de control con tecnología actual requiere que esta sea adaptada a sistemas que no son directamente compatibles con la misma.

Los sistemas de supervisión son una parte muy importante en los sistemas de control actual, debido a que permiten una interacción amigable con el usuario.

La elaboración de un sistema de supervisión requiere que esta se haga en conjunto a los usuarios, con la finalidad de que el diseño cumpla las necesidades de ellos con dicho sistema.

8. Bibliografía

Espinoza, J. (2006) "Automatización del encendido de los transmisores principales del Radio Observatorio de Jicamarca".

Gaudreau, M., Casey, J., Brown, P., Hawkey, T., Mulvaney, J., Kempkes, M. (2005) "High performance, solid-state high voltage Radar modulators". En: IEEE Pulsed Power Conference, pp. 13-17.

Indian Institute of Technology Kharagpur, Facultad de Ingeniería eléctrica. "Introduction to Sequence/Logic Control and Programmable Controllers". En: , pp 3-7.

Inductive automation (2014). "What is Scada?"

Kempkes, M., Schrock, K., Hawkey, T., Gaudreau, M. "Solid state transmitter for a 2 MW Klystron". En: Particle accelerator, 24th conference.

Skolnik, M. (2001). Introduction to Radar systems, Third edition. New York, The McGraw-Hill Companies, Inc.

Valentic, T., Buonocore, J., Cousins, M., Heinselmann, C., Jorgensen, J., Kelly, J., Malone, M., Nicolls, M., Van Eyken, A. (2013). "AMISR: The Advanced Modular Incoherent Scatter Radar". En: International Symposium on Phased Array Systems & Technology, pp. 659-663.

Woodman, R., Guillen, A. (1974) "Radar observations of winds and turbulence in the stratosphere and mesosphere". En: J. Atmos. Sci. 31, pp. 493-505.

Woodman, R. (2002) "MST and ST RADARs and Wind Profilers". En: Encyclopedia of Atmospheric Sciences, pp.18-25.

Woodman, R., Micchue, G., Röttger, J., Castillo, O. (2007). "The MPI-SOUSY-VHF Radar at Jicamarca: High Altitude-Resolution Capabilities". En: 11th International Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar.

Zheng, Y., Li, D., Ye, F. (2010). "WRMDDS: A Web-based Remote Monitoring and Distributed Diagnosis System". En: 3rd International Symposium on Knowledge Acquisition and Modeling (KAM), pp. 273-276.

MAPAS 3D DE VIENTOS IONOSFÉRICOS

3D MAPS OF IONOSPHERIC WINDS

JOSÉ U. GAMBOA SÁNCHEZ

Universidad Peruana de Ciencias Aplicadas
Facultad de Ingeniería Electrónica
jose.gamboa@jro.igp.gob.pe

Asesor: Ing. Luis Navarro

Radio Observatorio de Jicamarca (ROJ) - IGP

Resumen

La componente neutra de los vientos en la ionósfera son adquiridos diariamente por la red de Interferómetro Fabry-Perot de las estaciones de Jicamarca, Nazca y Arequipa. Sin embargo, estos datos corresponden a ubicaciones puntuales, los cuales no nos permite observar la dinámica regional. De esta forma, el presente proyecto ha desarrollado un modelo que nos permite extender las velocidades de los vientos alrededor de un punto, utilizando la descomposición de Taylor. Se han obtenido los resultados esperados para este modelo que, a su vez, se ha probado en 3 diferentes casos: Mapa 2D, Mapa 3D sin variación en la vertical y Mapa 3D con variación en la vertical. De esta manera, es posible estudiar la dinámica regional de vientos ionosféricos sobre la región central del Perú.

Palabras clave: Mapa 3D de Vientos Ionosféricos, descomposición de Taylor.

Abstract

The neutral components of ionospheric winds are acquired daily by the Fabry-Perot Interferometer Network at the stations of Jicamarca, Nazca and Arequipa. However, these data correspond to specific locations, which does not allow us to observe the regional dynamics. Thus this project has developed a model that allows us to extend the wind speeds around a point, using Taylor decomposition. Expected results have been obtained for this model which in turn has been proven in 3 different cases: 2D Map, 3D Map no variation in the vertical and 3D map with variation in the vertical. This makes it possible to study the regional dynamics of ionospheric winds over the central region of Peru.

Keywords: 3D Maps of Ionospheric Winds, Taylor decomposition

1. Introducción

Generar un mapa de vientos 3D sobre una región nos ayuda a entender mejor el comportamiento de la dinámica atmosférica en la ionosfera. Para ello, la descomposición de Taylor nos permite describir las velocidades de los vientos a 250km de altitud en los ejes zonal, meridional y vertical sobre una región a partir de mediciones adquiridas por la red de Interferómetros Fabry-Perot en ubicaciones puntuales.

Para la visualización del mapa 3D se utilizaron 2 maneras: la primera es mostrar 2 imágenes, la primera imagen muestra el comportamiento de los vientos en el eje zonal y meridional sobre cada punto de latitud y longitud específicos, y la segunda imagen muestra

el comportamiento en el eje vertical sobre cada punto de latitud y longitud específicos. La segunda forma de visualización es por medio de la librería mayavi de python, que permite mostrar gráficas en 3D las cuales se mostrarán más adelante.

2. Desarrollo

En esta sección se explicará cómo obtener y generar los modelos de mapas 3D de vientos ionosféricos, además de algunos conocimientos teóricos.

2.1. Conocimientos Teóricos

Para poder obtener el modelo de vientos primero se deben seguir algunos conceptos.

Citar como: Gamboa, J y L. Navarro, 2014. "Mapa 3D de Vientos Ionosféricos". Compendio de estudiantes 2014, IGP.

2.1.1. Fabry-Perot Interferometer (FPI)

El Fabry-Perot Interferometer es un instrumento el cual permite detectar variaciones doppler en longitud de onda. Éste es utilizado en aeronomía para observar velocidades de viento en un punto específico en el espacio, como en el caso del FPI de Jicamarca, Nazca y Arequipa. A diferencia de otros FPI, que tienen una lente Fish-Eye, está constituido por una placa con dos superficies reflectantes o dos espejos paralelos altamente reflectantes.

El proceso empieza en las diferentes reacciones químicas que suceden en la atmósfera y que emiten fotones a diferentes frecuencias. Estos fotones son comúnmente llamados airglow ó luminiscencia nocturna. Dentro del airglow, la línea espectral del Oxígeno monoatómico brinda información de la componente neutra de los vientos de 200km a 300km de altitud.

El instrumento cuenta con un sistema mecánico de doble eje que apunta a la dirección sobre la cual queremos observar el airglow. Éstos pasan primero por un filtro de 630nm para utilizar sólo la longitud de onda deseada. Luego pasan por el etalón generando rebotes internos para obtener pequeños retardos. Finalmente, los fotones se dirigen hacia un último lente que enfoca el haz incidente hacia un solo punto formando así el patrón de interferencia.

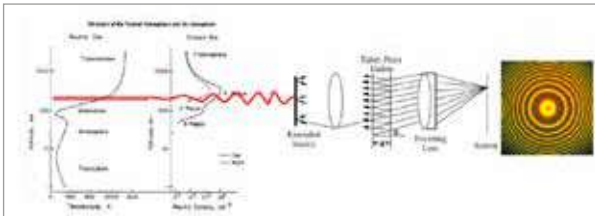


Figura 1. Imagen del Fabry-Perot Interferometer donde se observa su funcionamiento.

2.1.2. Latitud y Longitud

La latitud y longitud son coordenadas geográficas que permiten definir con exactitud la situación de cualquier objeto en la Tierra.

Para la conversión de grados de latitud y longitud a metros se consideró la siguiente definición:

Latitud: 1° son 60 millas náuticas que es un equivalente a:

$$\text{Latitud} = 60 \times 1852 \text{ [metros]} \quad (1)$$

Longitud: 1° es la longitud de arco de 1° de latitud que es un equivalente a:

$$\text{Longitud} = \cos(\text{latitud}) \times 60 \times 1852 \text{ [metros]} \quad (2)$$

2.2. Modelo de Vientos 3D

Se tiene 24 locaciones de vista. Estos se distribuyen espacialmente a través del plano (x,y,z), cada estación tiene 8 líneas de vista. El análisis requiere de siete vectores de datos de entrada donde se generan su ajuste de viento. Estos vectores son:

- ω : Las velocidades del viento observadas de la línea de vista.
- σ : Las incertidumbres asociadas a la medición de viento de cada línea de vista.
- Θ : El azimuth de visualización hacia cada estación.
- Φ : El zenith de visualización hacia cada estación.
- x: La coordenada "x" en el eje zonal de cada locación de vista.
- y: La coordenada "y" en el eje meridional de cada locación de vista.
- z: La coordenada "z" en el eje vertical de cada locación de vista.

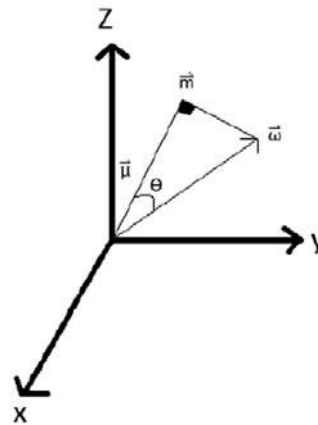


Figura 2. Vector de campo de vientos, para hallar el viento se utiliza su proyección.

$$\bar{\omega} \cdot \hat{\mu} = |\bar{m}| \quad (3)$$

$$\bar{\omega} = H_x \hat{i} + H_y \hat{j} + H_z \hat{k}$$

$$\hat{\mu} = (\sin \theta \sin \phi, \cos \theta \sin \phi, \cos \phi)$$

$$|\bar{m}| = H_x \sin \theta \sin \phi + H_y \cos \theta \sin \phi + H_z \cos \phi \quad (4)$$

El vector total de viento "H" se aproxima usando una triple expansión de serie de Taylor de orden "k-ésima" de las componentes zonal, meridional y vertical sobre algunas convenientes locaciones de referencia (x,y,z):

$$H_x = u_0 + \frac{\partial u}{\partial x}x + \frac{\partial u}{\partial y}y + \frac{\partial u}{\partial z}z + \frac{1}{2}\frac{\partial^2 u}{\partial x^2}x^2 + \frac{1}{2}\frac{\partial^2 u}{\partial y^2}y^2 + \frac{1}{2}\frac{\partial^2 u}{\partial z^2}z^2 + \frac{\partial^2 u}{\partial x\partial y}xy + \frac{\partial^2 u}{\partial x\partial z}xz + \frac{\partial^2 u}{\partial y\partial z}yz \quad (5)$$

$$H_y = v_0 + \frac{\partial v}{\partial x}x + \frac{\partial v}{\partial y}y + \frac{\partial v}{\partial z}z + \frac{1}{2}\frac{\partial^2 v}{\partial x^2}x^2 + \frac{1}{2}\frac{\partial^2 v}{\partial y^2}y^2 + \frac{1}{2}\frac{\partial^2 v}{\partial z^2}z^2 + \frac{\partial^2 v}{\partial x\partial y}xy + \frac{\partial^2 v}{\partial x\partial z}xz + \frac{\partial^2 v}{\partial y\partial z}yz$$

$$H_z = p_0 + \frac{\partial p}{\partial x}x + \frac{\partial p}{\partial y}y + \frac{\partial p}{\partial z}z + \frac{1}{2}\frac{\partial^2 p}{\partial x^2}x^2 + \frac{1}{2}\frac{\partial^2 p}{\partial y^2}y^2 + \frac{1}{2}\frac{\partial^2 p}{\partial z^2}z^2 + \frac{\partial^2 p}{\partial x\partial y}xy + \frac{\partial^2 p}{\partial x\partial z}xz + \frac{\partial^2 p}{\partial y\partial z}yz$$

$$m_i = u_0 \sin \theta_i \sin \phi_i + v_0 \cos \theta_i \sin \phi_i + p_0 \cos \phi_i + \frac{\partial u}{\partial x}x_i \sin \theta_i \sin \phi_i + \frac{\partial u}{\partial y}y_i \sin \theta_i \sin \phi_i + \frac{\partial u}{\partial z}z_i \sin \theta_i \sin \phi_i + \frac{\partial v}{\partial x}x_i \cos \theta_i \sin \phi_i + \frac{\partial v}{\partial y}y_i \cos \theta_i \sin \phi_i + \frac{\partial v}{\partial z}z_i \cos \theta_i \sin \phi_i + \frac{\partial p}{\partial x}x_i \cos \phi_i + \frac{\partial p}{\partial y}y_i \cos \phi_i + \frac{\partial p}{\partial z}z_i \cos \phi_i + \frac{1}{2}\frac{\partial^2 u}{\partial x^2}x_i^2 \sin \theta_i \sin \phi_i + \frac{1}{2}\frac{\partial^2 u}{\partial y^2}y_i^2 \sin \theta_i \sin \phi_i + \frac{1}{2}\frac{\partial^2 u}{\partial z^2}z_i^2 \sin \theta_i \sin \phi_i + \frac{1}{2}\frac{\partial^2 v}{\partial x^2}x_i^2 \cos \theta_i \sin \phi_i + \frac{1}{2}\frac{\partial^2 v}{\partial y^2}y_i^2 \cos \theta_i \sin \phi_i + \frac{1}{2}\frac{\partial^2 v}{\partial z^2}z_i^2 \cos \theta_i \sin \phi_i + \frac{1}{2}\frac{\partial^2 p}{\partial x^2}x_i^2 \cos \phi_i + \frac{1}{2}\frac{\partial^2 p}{\partial y^2}y_i^2 \cos \phi_i + \frac{1}{2}\frac{\partial^2 p}{\partial z^2}z_i^2 \cos \phi_i + \frac{\partial^2 u}{\partial x\partial y}x_i y_i \sin \theta_i \sin \phi_i + \frac{\partial^2 u}{\partial x\partial z}x_i z_i \sin \theta_i \sin \phi_i + \frac{\partial^2 v}{\partial y\partial z}y_i z_i \cos \theta_i \sin \phi_i + \frac{\partial^2 v}{\partial x\partial y}x_i y_i \cos \theta_i \sin \phi_i + \frac{\partial^2 v}{\partial x\partial z}x_i z_i \cos \theta_i \sin \phi_i + \frac{\partial^2 p}{\partial x\partial y}x_i y_i \cos \phi_i + \frac{\partial^2 p}{\partial x\partial z}x_i z_i \cos \phi_i + \frac{\partial^2 p}{\partial y\partial z}y_i z_i \cos \phi_i$$

Reemplazando para la i-ésima línea de vista proyectada sobre el plano de azimuth y de zenith.

Definiendo el siguiente sistema:

$$a = \left(u_0, v_0, p_0, \frac{\partial u}{\partial x}, \frac{\partial u}{\partial y}, \frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial x}, \frac{\partial v}{\partial y}, \frac{\partial v}{\partial z}, \frac{\partial p}{\partial x}, \frac{\partial p}{\partial y}, \frac{\partial p}{\partial z}, \frac{\partial^2 u}{\partial x^2}, \frac{\partial^2 u}{\partial y^2}, \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}, \frac{\partial^2 v}{\partial x^2}, \frac{\partial^2 v}{\partial y^2}, \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}, \frac{\partial^2 p}{\partial x^2}, \frac{\partial^2 p}{\partial y^2}, \frac{\partial^2 p}{\partial z^2}, \frac{\partial^2 u}{\partial x\partial y}, \frac{\partial^2 u}{\partial x\partial z}, \frac{\partial^2 v}{\partial y\partial z}, \frac{\partial^2 p}{\partial x\partial y}, \frac{\partial^2 p}{\partial x\partial z}, \frac{\partial^2 p}{\partial y\partial z} \right)$$

$$B_j = \left(\sin \theta_i \sin \phi_i, \cos \theta_i \sin \phi_i, \cos \phi_i, x_i \sin \theta_i \sin \phi_i, y_i \sin \theta_i \sin \phi_i, z_i \sin \theta_i \sin \phi_i, x_i \cos \theta_i \sin \phi_i, y_i \cos \theta_i \sin \phi_i, z_i \cos \theta_i \sin \phi_i, x_i \cos \phi_i, y_i \cos \phi_i, z_i \cos \phi_i, \frac{1}{2}x_i^2 \sin \theta_i \sin \phi_i, \frac{1}{2}y_i^2 \sin \theta_i \sin \phi_i, \frac{1}{2}z_i^2 \sin \theta_i \sin \phi_i, \frac{1}{2}x_i^2 \cos \theta_i \sin \phi_i, \frac{1}{2}y_i^2 \cos \theta_i \sin \phi_i, \frac{1}{2}z_i^2 \cos \theta_i \sin \phi_i, \frac{1}{2}x_i^2 \cos \phi_i, \frac{1}{2}y_i^2 \cos \phi_i, \frac{1}{2}z_i^2 \cos \phi_i, \frac{1}{2}x_i y_i \sin \theta_i \sin \phi_i, \frac{1}{2}x_i z_i \sin \theta_i \sin \phi_i, \frac{1}{2}y_i z_i \cos \theta_i \sin \phi_i, x_i y_i \cos \theta_i \sin \phi_i, x_i z_i \cos \theta_i \sin \phi_i, y_i z_i \cos \theta_i \sin \phi_i, x_i y \cos \phi_i, x_i z \cos \phi_i, y_i z \cos \phi_i \right)$$

Obteniendo así,

$$m(x_i, y_i, z_i, \theta_i, \phi_i) = \sum_{j=1}^N a_j B_j(x_i, y_i, z_i, \theta_i, \phi_i) \quad (6)$$

Donde,

a: Son las variaciones del viento a lo largo de cada eje.

B: Son las bases para cada variación.

N: Es el número de bases basado en el orden de las series de Taylor.

2.2.3. Casos

Para el Modelo de Vientos 3D se crearon 2 casos:

Modelo de Vientos 2D

En este modelo no se toma en cuenta la componente vertical ni su variación, reemplazando en (4) para la

i-ésima línea de vista proyectada sobre el plano de azimuth dividido por el seno del ángulo de zenith.

Definiendo el siguiente sistema:

$$a = \left(u_0, v_0, \frac{\partial u}{\partial x}, \frac{\partial u}{\partial y}, \frac{\partial v}{\partial x}, \frac{\partial v}{\partial y}, \frac{\partial^2 u}{\partial x^2}, \frac{\partial^2 u}{\partial y^2}, \frac{\partial^2 v}{\partial x^2}, \frac{\partial^2 v}{\partial y^2}, \frac{\partial^2 u}{\partial x\partial y}, \frac{\partial^2 v}{\partial x\partial y} \right)$$

$$B_j = \left(\sin \theta_i, \cos \theta_i, x_i \sin \theta_i, y_i \sin \theta_i, x_i \cos \theta_i, y_i \cos \theta_i, \frac{1}{2}x_i^2 \sin \theta_i, \frac{1}{2}y_i^2 \sin \theta_i, \frac{1}{2}x_i^2 \cos \theta_i, \frac{1}{2}y_i^2 \cos \theta_i, x_i y_i \sin \theta_i, x_i y_i \cos \theta_i \right)$$

Obteniendo así, (7)

$$m(x_i, y_i, \theta_i) = \sum_{j=1}^N a_j B_j(x_i, y_i, \theta_i)$$

Donde,

a: Son las variaciones del viento a lo largo de cada eje.

B: Son las bases para cada variación.

N: Es el número de bases basado en el orden de las series de Taylor.

Modelo de Vientos 3D sin variación en la vertical

En este modelo se toma en cuenta la componente vertical pero no su variación, suponiendo que los vientos se encuentren en un ambiente muy viscoso donde no hay variación en la vertical, reemplazando en (4) para la i-ésima línea de vista proyectada sobre el plano de azimuth dividido por el seno del ángulo de zenith.

Definiendo el siguiente sistema:

$$a = \left(u_0, v_0, p_0, \frac{\partial u}{\partial x}, \frac{\partial u}{\partial y}, \frac{\partial v}{\partial x}, \frac{\partial v}{\partial y}, \frac{\partial p}{\partial x}, \frac{\partial p}{\partial y}, \frac{\partial^2 u}{\partial x^2}, \frac{\partial^2 u}{\partial y^2}, \frac{\partial^2 v}{\partial x^2}, \frac{\partial^2 v}{\partial y^2}, \frac{\partial^2 p}{\partial x^2}, \frac{\partial^2 p}{\partial y^2}, \frac{\partial^2 u}{\partial x\partial y}, \frac{\partial^2 v}{\partial x\partial y}, \frac{\partial^2 p}{\partial x\partial y} \right)$$

$$B_j = \left(\sin \theta_i \sin \phi_i, \cos \theta_i \sin \phi_i, \cos \phi_i, x_i \sin \theta_i \sin \phi_i, y_i \sin \theta_i \sin \phi_i, x_i \cos \theta_i \sin \phi_i, y_i \cos \theta_i \sin \phi_i, z_i \cos \phi_i, \frac{1}{2}x_i^2 \sin \theta_i \sin \phi_i, \frac{1}{2}y_i^2 \sin \theta_i \sin \phi_i, \frac{1}{2}z_i^2 \cos \phi_i, \frac{1}{2}x_i^2 \cos \theta_i \sin \phi_i, \frac{1}{2}y_i^2 \cos \theta_i \sin \phi_i, \frac{1}{2}z_i^2 \cos \theta_i \sin \phi_i, \frac{1}{2}x_i^2 \cos \phi_i, \frac{1}{2}y_i^2 \cos \phi_i, \frac{1}{2}z_i^2 \cos \phi_i, \frac{1}{2}x_i y_i \sin \theta_i \sin \phi_i, \frac{1}{2}x_i z_i \sin \theta_i \sin \phi_i, \frac{1}{2}y_i z_i \cos \theta_i \sin \phi_i, x_i y_i \cos \theta_i \sin \phi_i, x_i z_i \cos \theta_i \sin \phi_i, y_i z_i \cos \theta_i \sin \phi_i, x_i y \cos \phi_i, x_i z \cos \phi_i, y_i z \cos \phi_i \right)$$

Obteniendo así, (8)

$$m(x_i, y_i, \theta_i, \phi_i) = \sum_{j=1}^N a_j B_j(x_i, y_i, \theta_i, \phi_i)$$

Donde,

a: Son las variaciones del viento a lo largo de cada eje.

B: Son las bases para cada variación.

N: Es el número de bases basado en el orden de las series de Taylor.

2.2.4. Least-Squares Fitting

Para obtener el valor óptimo para el parámetro "a", el parámetro "χ²" tiene que ser minimizado.

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^n \frac{(w_i - m_i)^2}{\sigma_i^2}$$

Donde,

ω_r, en el caso del Mapa 2D es la proyección de la línea de vista sobre el plano azimuth dividido por el seno del ángulo del zenith, y para el caso del Mapa 3D es la proyección de la línea de vista sobre el plano azimuth y zenith.

σ_r es el error relacionado a ω_r

Solución:

"χ²" se minimiza resolviendo

$$\frac{\partial \chi^2}{\partial a_j} = 0$$

$$\sum_{i=1}^n \frac{1}{\sigma_i^2} w_i B_k = \sum_{i=1}^n \frac{1}{\sigma_i^2} \sum_{j=1}^N a_j B_j \cdot B_k$$

$$\beta_k = \sum_{j=1}^N \alpha_{kj} a_j$$

Donde,

$$\beta_k = \sum_{i=1}^n \frac{w_i B_k}{\sigma_i^2}$$

$$\alpha_{kj} = \sum_{i=1}^n \frac{B_j B_k}{\sigma_i}$$

El sistema puede ser transformado en:

$$(A^T A) a = A^T b$$

$$A a = b$$

Donde,

$$A_{ij} = \frac{B_j(x_i)}{\sigma_i}$$

$$b_i = \frac{y_i}{\sigma_i}$$

Luego resolviendo usando descomposición SVD:

$$A = U.S.V^T$$

$$U.S.V^T . a = b$$

"U" y "V" son ortogonales, eso quiere decir que sus inversas son iguales a sus transpuestas.

(9)

$$\bar{a} = V.S^{-1}.U^T.b$$

Luego calculando la covarianza para "a":

$$C = (A^T A)^{-1}$$

$$C = V^T S^{-1} S^{-1} V$$

Con esto es posible calcular el error del vector de vientos H, usando:

$$\sigma_{H}^2 = var \left(\sum_{i=1}^N c_i a_i \right)$$

$$\sigma_{H}^2 = \sum_{i,j=1}^N c_i c_j var(a_i, a_j)$$

2.2. Página Web

La página web fue una aplicación extra que se implementó. En la siguiente figura se muestra la estructura de la aplicación web.

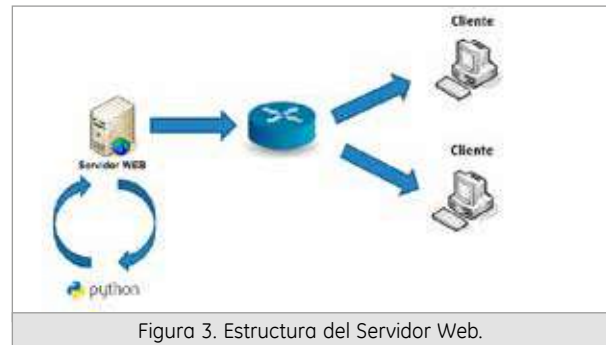


Figura 3. Estructura del Servidor Web.

Como se observa en la figura, el servidor web está enlazado con python, el cual corre un archivo ".py" al momento de escoger la última opción de mapa para graficar. Para poder ejecutar un script python en un servidor web, se debe instalar el mod_python.

3. Resultados

Mapa 2D Grado 2 de Taylor:

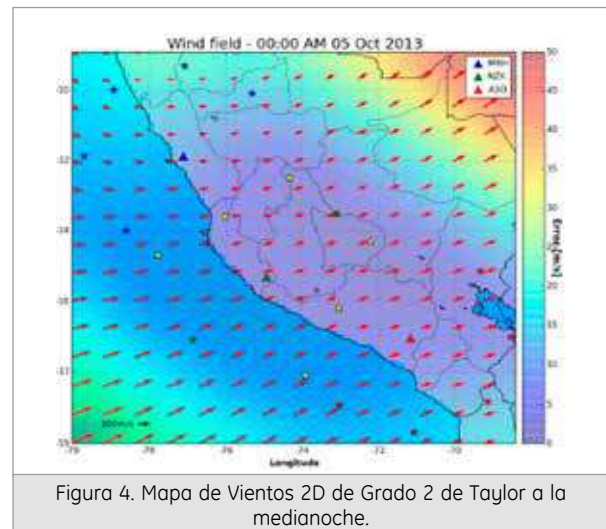


Figura 4. Mapa de Vientos 2D de Grado 2 de Taylor a la medianoche.

Mapa 3D Grado 2 de Taylor sin variación en la Vertical:

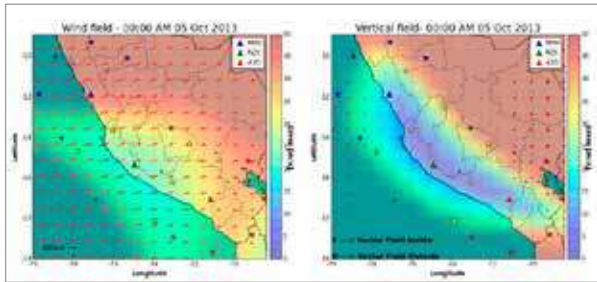


Figura 5. Mapa de Vientos 3D sin variación en la vertical de Grado 2 de Taylor a la medianoche.

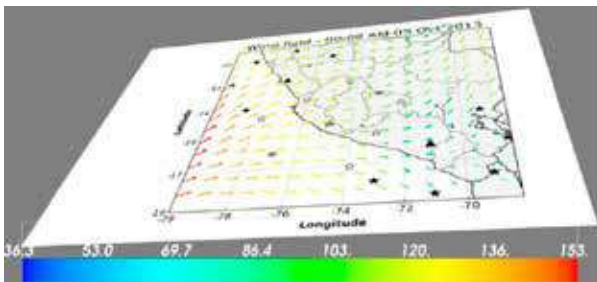


Figura 6. Mapa de Vientos 3D sin variación en la vertical de Grado 2 de Taylor a la medianoche utilizando la librería Mayavi.

Mapa 3D Grado 2 de Taylor con variación en la Vertical:

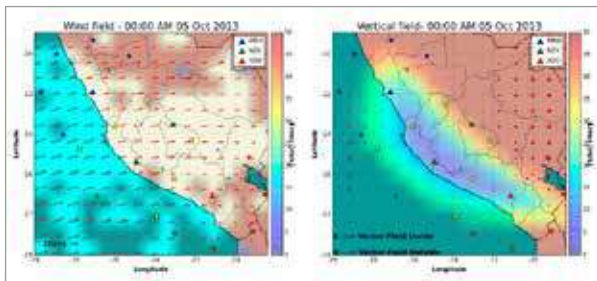


Figura 7. Mapa de Vientos 3D con variación en la vertical de Grado 2 de Taylor a la medianoche.

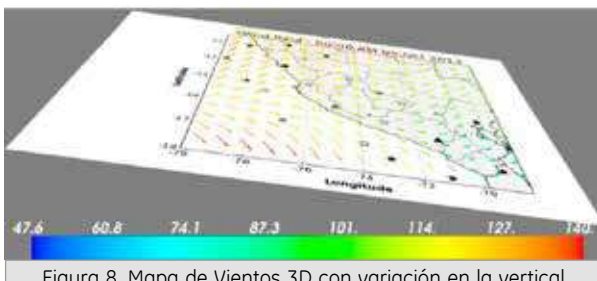


Figura 8. Mapa de Vientos 3D con variación en la vertical de Grado 2 de Taylor a la medianoche utilizando la librería Mayavi.

Mapa 2D página web:

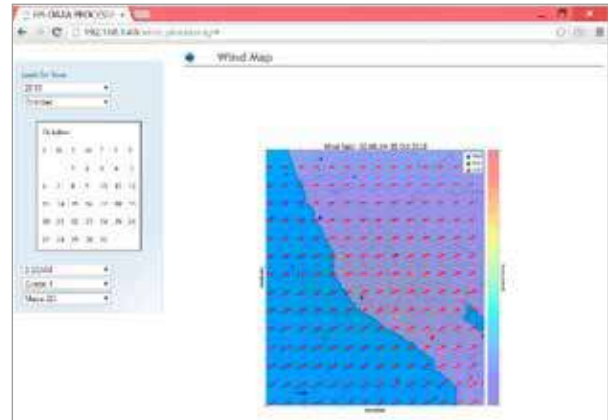


Figura 9. Página Web mostrando Mapa 2D.

Mapa 3D página web:

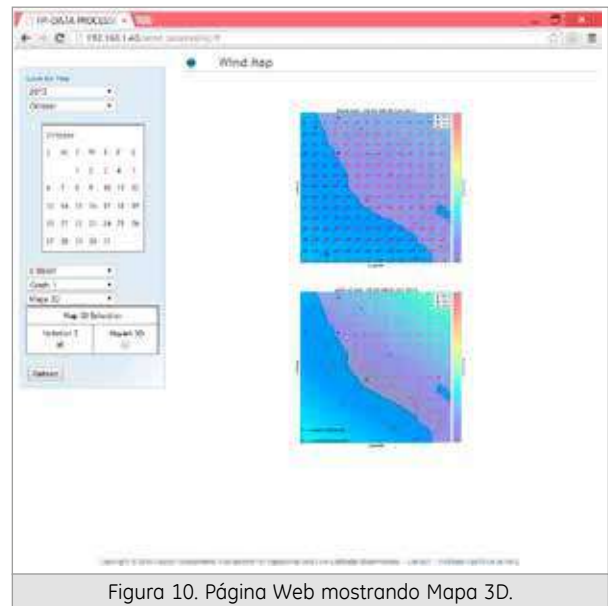


Figura 10. Página Web mostrando Mapa 3D.

4. Conclusiones

A partir de los resultados se llegaron a las siguientes conclusiones:

- A mayor grado de Taylor, se observa que el error es menor en una región donde se encuentran las estaciones, ya que esos son los puntos de referencia.
- En las imágenes 3D con variación en la vertical y grado 2 de Taylor hay algunas regiones en blanco en el error debido a que existen más incógnitas que ecuaciones, lo cual hace menos estable el sistema.

- En la medianoche es donde mejor se pueden apreciar las direcciones de los vientos sin mucho error debido al fenómeno de Máxima Temperatura a la Medianoche (MTM).

5. Recomendaciones

- Optimizar la programación para mejorar el procesamiento en la página web.
- Realizar el graficado de los vientos 3D en la web. Las pruebas que se han realizado en la página web ha sido con imágenes. Sin embargo mayavi es un visor 3D y no se ha podido integrar mayavi con la web.

6. Agradecimientos

Mi agradecimiento al Radio Observatorio de Jicamarca, por haberme brindado un ambiente agradable de trabajo y; también un agradecimiento a mi asesor Luis Navarro Dominguez, por su apoyo y ayuda para el desarrollo de este proyecto.

7. Bibliografía

Jonathan J. Makela, John W. Meriwether, Yiji Huang, and Peter J. Sherwood (2011). Simulation and analysis of a multi-order imaging Fabry-Perot interferometer for the study of thermospheric.

J. Meriwether, M. Faivre, C. Fesen, P. Sherwood, and O. Veliz (2008). New results on equatorial thermospheric winds and the midnight temperature maximum.

Luis Navarro, Marco Milla, Paul Rodriguez, J. Chau, and J. Meriwether. A two-dimensional approach for Fabry-Perot Interferometer image analysis: Modeling, filtering and parameter estimation.

P.A. Greet, M.G. Conde, P.L. Dyson, J.L. Innins, A.M. Breed, and D.J. Murphy. Thermospheric wind field over Mawson and David, Antarctica; simultaneous observations by two Fabry-Perot spectrometers of $\lambda 630\text{nm}$ emission. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 61 (1999) 1025-1045.

William H. Press, Saul A. Teukolsky, William T. Vetterling, and Brian P. Flannery (2007). Numerical Recipes. The Art of Scientific Computing.

COMUNICACIÓN DE DISPOSITIVOS DE RADAR POR ETHERNET

RADAR DEVICES ETHERNET COMMUNICATION

JOSÉ ALBERTO MAYAUTE GUTTY

Universidad Peruana de Ciencias Aplicadas
Facultad de Ingeniería de Telecomunicaciones y
Redes
jose.mayaute@jro.igp.gob.pe

Asesor: Ing. Joaquín Verástegui

Radio Observatorio de Jicamarca (ROJ) -IGP

Resumen

El Radio Observatorio de Jicamarca cuenta con diversos sistemas que permiten el funcionamiento de sus antenas. La antena principal es utilizada como un radar el cual es operado por 3 dispositivos básicamente: el controlador de radar, el DDS (de sus siglas en inglés Direct Digital Synthesizer) y el sistema de recepción y adquisición de datos. Se está desarrollando una nueva versión del controlador de radar que será capaz de ser configurada vía Ethernet, mejorando la velocidad, portabilidad y compatibilidad con futuras versiones. El presente proyecto consistió en desarrollar un servidor web que permita entablar la comunicación entre el dispositivo controlador de radar y cualquier computador con acceso a la red. Dicho servidor web controla el acceso de diferentes usuarios y cuenta con una interfaz gráfica amigable y coherente, con la capacidad de monitorear el estado actual del controlador de radar. Asimismo se piensa implementar en el futuro una red de dispositivos de radar basada en este proyecto que permita configurar los mismos.

Palabras clave: Controlador de radar, DDS, Ethernet, Radio Observatorio de Jicamarca.

Abstract

The Jicamarca Radio Observatory counts with a number of devices that allow the correct operation of the antennas. The main antenna is operated as a radar with the help of three main devices: the radar controller, the DDS (Direct Digital Synthesizer) and the reception and acquisition system. A new version of the radar controller is under development and it will be able to be configured from Ethernet communication, improving the speed, portability and compatibility with future versions. The present project involves the development of a web server that will allow to maintain communication between the radar controller and any computer device connected to the network. This server also controls the computers access from different users and it has a friendly graphic interface with the ability to monitor the actual state of the radar controller. Also, in the near future it will be implemented a radar devices network based on this project.

Keywords: Radar Controller, DDS, Ethernet, Jicamarca Radio Observatory

1. Introducción

El presente proyecto busca modernizar el Controlador de Radar (CR), como se sabe este dispositivo ha pasado por varias versiones, sobretodo el modo de configuración ha ido cambiando, desde comunicación serial hasta su última versión que cuenta con comunicación USB. La nueva versión será implementada con configuración vía Ethernet debido

al estado actual del desarrollo tecnológico. Esta nueva versión tiene como medio de configuración un Servidor Web el cual se encargará de enviar la configuración de Registros necesaria para cada función a desarrollar en el Controlador de Radar.

La comunicación está montada sobre el protocolo TCP de la capa de transporte del modelo OSI, la cual se encuentra basada en "sockets". El servidor

Citar como: Mayaute, J y J. Verástegui, 2014. "Comunicación de Dispositivos de Radar por Ethernet". Compendio de estudiantes 2014, IGP.

cuenta con dos modos (Transmisión y Monitoreo) para cada uno de ellos se define un socket con la particularidad que comparten el mismo número de puerto, es decir, la comunicación en ambos modos es realizada por el mismo canal, se definió de esta manera porque ambos modos son independientes y no serán usados en paralelo, razón por la cual no habría ningún problema al momento de su ejecución.

Se cuenta con una interfaz Web amena y sencilla. Por último, se presentan algunas recomendaciones para continuar y mejorar el proyecto especificando cada etapa desarrollada.

2. Desarrollo

La topología de todo el sistema está representada en la Figura 1 y funciona de la siguiente manera:

1. El cliente solicita una petición HTTP al Servidor, el cual le devuelve la Vista principal.
2. El cliente con la Vista en pantalla rellena los datos necesarios para realizar uno de los dos modos establecidos para este proyecto.
3. El cliente envía los datos al servidor el cual se encarga de procesar esta data y enviar una trama de datos al Controlador de Radar.
4. El Controlador de Radar lee esta trama e identifica el Modo de Operación para poder así devolver los datos acordes a cada uno de ellos.
5. El servidor recepciona la data del Controlador de Radar y envía los resultados al Cliente quien dependiendo de cada modo podrá visualizar pulsos digitales o corroborar la transmisión.

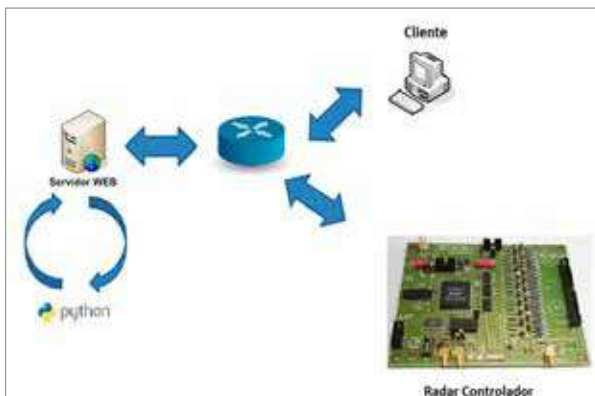


Figura 1. Topología de red del sistema de configuración del controlador de radar.

La trama que es transmitida desde el Servidor hacia el Controlador de Radar guarda la estructura mostrada en el Figura 2:

- De los 8 primeros bits de dirección el primero es designado para definir estados de lectura y escritura.

- Los 7 bits restantes son designados para la dirección del registro.
- Los siguientes 8 bits son los bits más significativos del "Valor" (representa los estados por unidad de tiempo de las 8 primeras líneas).

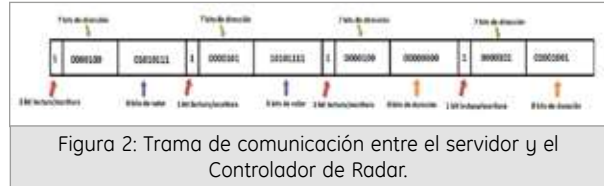


Figura 2: Trama de comunicación entre el servidor y el Controlador de Radar.

Para el desarrollo del proyecto se consideró más de una opción, en cuanto a Web FrameWork respecta. Finalmente, se optó por el uso de Web2py por las facilidades que presenta para el desarrollo de aplicaciones Web y por tener como lenguaje de desarrollo a Python (uno de los objetivos del proyecto). Este Web Framework es basado en el Modelo Vista Controlador el cual es un patrón de arquitectura de software que separa los datos y la lógica de negocio de una aplicación de la interfaz de usuario y el módulo encargado de gestionar los eventos y las comunicaciones.

Se ha procurado que la Vista sea lo más sencilla, posible razón por la cual guarda similitud con la interfaz del Programa "Pulse Design" el cual es el encargado de la configuración del controlador de radar en su antigua versión. A continuación detallaremos el uso de la interfaz.

Lo primero que se aprecia en la parte superior de la interfaz es el "Control Panel" el cual posee dos "radio button" que representan los dos modos con los que el servidor cuenta, además también muestra un "Process Status" el cual irá indicando las etapas de cada modo así como también ciertos valores que ayudarán a corroborar la correcta recepción o transmisión de información dependiendo del modo seleccionado.

2.1. Modo Transmisión

Este modo es el encargado de enviar la data para la configuración del Controlador de Radar. Esta data es generada a partir de los datos que se completan en los "Edit Text" mostrados en la Figura 24. El proceso de funcionamiento de este modo tiene dos etapas sencillas, primero se procede a llenar todos los "Edit Text" adecuadamente y luego se presiona el botton "Initiate Transmission". A continuación, se muestra una imagen de la vista:



Figura 3: Vista modo transmisión

Los datos a llenar cumplen cada uno una función específica como se detalla a continuación:

- Inter Pulse Periodo (IPP): Esta es la primera de las 16 líneas y cuenta con tres "Edit Text" tales como: "Inter Pulse Period" expresado en km, "Inter Pulse Period" expresado en units y "Pulse RF". Estos tres datos están enlazados, es decir, basta con llenar uno y los otros dos serán completados automáticamente. Este autocompletado pasa porque los tres parámetros cumplen la misma función y son los encargados de definir el periodo de la Línea IPP para lo cual se puede elegir ingresar este valor en km, units o Hz.
- Numer of Pulse to transmit & Pulse Selection: Esta sección cuenta con un solo "Edit Text", el cual al llenarlo se estará ingresando el número de periodos con el que contará la Línea 1 IPP.
- Línea 2 (TXA): Ésta es la Línea del Transmisor A y es la segunda de las 16 líneas, depende de la Línea IPP. Cuenta con tres "Edit Text" los dos primeros complementarios tal cual sucede en la línea IPP, con la diferencia que no definen periodo sino tiempo en alta. El tercer "Edit Text" cumple la misma función que los dos primeros pero, en este caso, no se ingresa el tiempo en alta sino el "Duty Cycle" teniendo como referencia el tiempo en alta de la Línea IPP, es decir, por ejemplo si el tiempo en alta de la Línea IPP es 1000 units y el valor de DutyCycle es 40 entonces el valor de units de la Línea 2 vendría a ser 400.
- Línea 3 (TXB): Esta es la Línea del Transmisor B y es la tercera de las 16 líneas, depende de la Línea IPP. Funciona del mismo modo que la Línea 2 con la diferencia que acá solo se ingresa el tiempo en alta y ya no el Duty Cycle.
- La Línea 4, la Línea 5 y la Línea 6 son similares solo se diferencian en la dependencia a la Línea 2 y la Línea 3 es decir, la Línea 4 puede depender a la Línea 2 mientras que la Línea 5 puede depender a la Línea 3, viceversa o ambas pueden depender a la misma Línea. Cuentan con 6 módulos:
 - None: La línea no es configurada
 - Flip: Se ingresa un "Edit Text" el cual indica en cuantas unidades el periodo de esta línea será mayor a la Línea IPP, es decir si el periodo de la Línea IPP es 2000 units y el valor del "Edit Text" es igual a 2 entonces el periodo de la Línea será 4000 units
 - Code: Se cuenta con un "Text Área" y con un "Select". En la "text Área" se ingresan códigos binarios que se visualizarán en cada tiempo en alta de la línea, pudiendo ser diferentes para cada tiempo, este tiempo en alta será definido por el "Select", es decir, si el "Select" está seleccionado en TXA entonces los códigos tomarán como dominio el tiempo en alta de la Línea 2.
 - Sampling: Del mismo modo que el módulo "Code" tiene un "Text Área" y un "Select", realiza la misma funcionalidad con la diferencia que ya no se ingresan códigos binarios sino tres valores como: Inicio de Pulso, Número de Pulsos y Resolución. De esta manera se generarán pulsos periódicos dependiendo de estos tres parámetros.
 - Syncroc: Módulo no especificado
 - Portions Spec: Este modo cuenta con un "Text Area" y con un "CheckBox"; en este caso se ingresa a la "Text Area" dos parámetros: inicio y fin de pulso, si dejamos el "CheckBox" sin marcar entonces solo nos generará un pulso con esas características pero si seleccionamos el "CheckBox" este pulso será periódico en el tiempo.
- La Línea 7 implementa el Modo Sampling de las Líneas 4, 5 y 6.
- El Clock es el encargado de definir las unidades de tiempo y es directamente proporcional a las "units" de las Líneas IPP, 2 y 3. Cuenta con un divisor el cual permite dar valores más exactos al Clock.



Figura 4: Vista modo monitoreo

2.2. Modo Monitoreo

Este modo es más simple solo cuenta con cuatro botones como se aprecia en la Figura 4:

Al presionar el botón "View" se carga la última data almacenada proveniente del Controlador de Radar y se segmenta, esto debido a que graficar toda la data significa mayor carga computacional. Entonces una vez segmentada se visualiza la gráfica del primer bloque el cual será actualizado con cada presión de este botón.

- >: Este botón es el encargado de recorrer la data segmentada en sentido creciente es decir con cada presión de visualizará la gráfica del bloque siguiente por ejemplo: Bloque2 , Bloque3 , etc
- <: Hace todo lo contrario al botón anterior, es decir, recorre la data en sentido decreciente.

3. Resultados

Se hicieron pruebas con una tarjeta de evaluación Arduino Uno, con acceso a Ethernet, debido a que

la nueva versión del controlador de radar no se encontraba terminada aún. Para las pruebas se llenaron los datos como se muestra en la figura:



Figura 5: Pruebas del servidor modo transmisión

Luego de presionar el botón "Initiate Transmission" la información pasará por etapas tal cual lo muestra la Figura 6, estas etapas son en orden secuencial pasando por "Adquisición de Datos", "Calculo Matricial", "Generación de bytes" y "Empaquetamiento" estando en este último estado la Data ya está lista para ser enviada pero aún no se transmite.



Figura 7: Estados del servidor

Como se puede visualizar en la Figura 7 se ha cargado la interfaz y se ha enviado un paquete de 1196 bytes a la IP "10.10.60.1" la cual viene a ser la dirección de default gateway de la vlan del servidor el cual tiene como IP "10.10.60.202", entonces al salir de la vlan la data es enviada al dispositivo arduino que tiene como vlan a la "10.10.10.1". El mensaje de "Transmission... LISTO" indica que el Arduino ya recibió la data y a la

vez ha enviado un flag de desconexión el cual es leído por el servidor y origina el fin de esta comunicación.

El modo monitoreo no necesita ingresar tanto datos como el modo transmisión ya que este modo solo se encarga de recibir la data proveniente del Controlador de Radar para luego graficarla. En la Figura 34 se muestra una gráfica del último bloque de 8kbytes enviados por el Controlador de Radar. Los pasos para obtener esta gráfica son los siguientes:

- Presionar el botón Initiate Monitoring el cual activará el Modo de Monitoreo.
- Cuando se reciba el primer bloque de 8kbytes aparecerán los botones de visualización como el "View", ">" y "<".
- Presionando el botón "View" se graficará el primer bloque segmentado y presionando los otros dos botones se recorrerán los demás segmentos.

En las Figuras 8 y 9 se muestran las gráficas de los dos primeros segmentos del bloque actual monitoreado el cual servirá para analizar los pulsos provenientes del Controlador de Radar.

```

=====MODO MONITOREO ACTIVADO=====
0005
PAQUETE RECIBIDO
Dirección de origen : 10.10.00.1
Bytes recibidos : 2920
Datetime : Thu Mar 13 09:15:01 2014
PAQUETE RECIBIDO
Dirección de origen : 10.10.00.1
Bytes recibidos : 2920
Datetime : Thu Mar 13 09:15:03 2014
PAQUETE RECIBIDO
Dirección de origen : 10.10.00.1
Bytes recibidos : 4380
Datetime : Thu Mar 13 09:15:06 2014
PAQUETE RECIBIDO
Dirección de origen : 10.10.00.1
Bytes recibidos : 2920
Datetime : Thu Mar 13 09:15:09 2014
PAQUETE RECIBIDO
Dirección de origen : 10.10.00.1
Bytes recibidos : 4380
Datetime : Thu Mar 13 09:15:11 2014
PAQUETE RECIBIDO
Dirección de origen : 10.10.00.1
Bytes recibidos : 2920
Datetime : Thu Mar 13 09:15:14 2014
PAQUETE RECIBIDO
Dirección de origen : 10.10.00.1
Bytes recibidos : 4380
Datetime : Thu Mar 13 09:15:16 2014
PAQUETE RECIBIDO
Dirección de origen : 10.10.00.1
Bytes recibidos : 4380
Datetime : Thu Mar 13 09:15:19 2014
PAQUETE RECIBIDO
Dirección de origen : 10.10.00.1
Bytes recibidos : 4380
Datetime : Thu Mar 13 09:15:22 2014
=====MODO INTERRUPTO=====
PAQUETE RECIBIDO
Dirección de origen : 10.10.00.1
Bytes recibidos : 2920
Datetime : Thu Mar 13 09:15:24 2014
Se ordena desconexión
Modo Monitoreo ..... TERMINADO

```

Figura 8: Estados del servidor

4. Conclusiones

- La comunicación mediante el protocolo TCP se realizó correctamente.
- El Modo Transmisión funcionó correctamente basándose en pruebas de alta carga computacional.

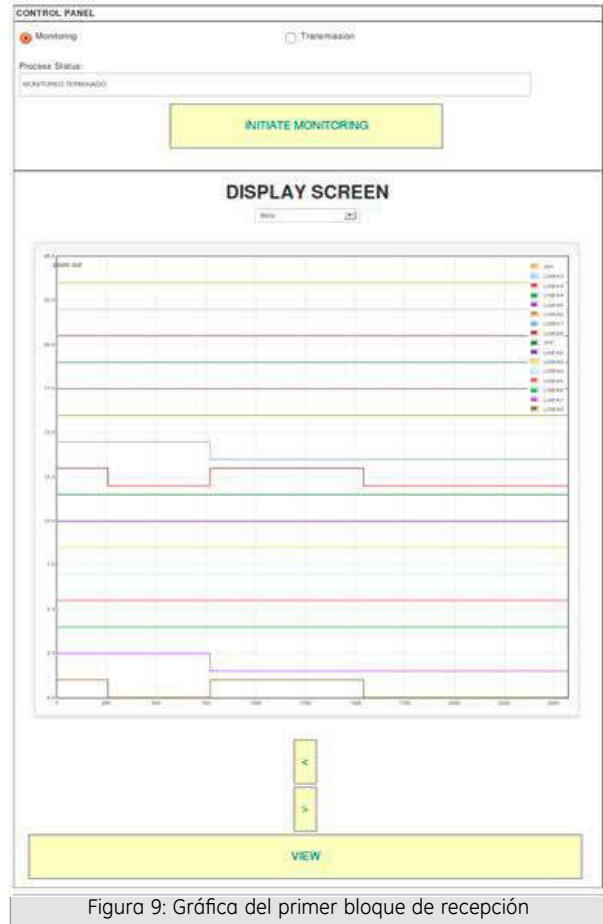


Figura 9: Gráfica del primer bloque de recepción

- El Modo Monitoreo funcionó correctamente segmentando los datos recibidos del Controlador de Radar.
- La generación de pulsos digitales se comprobó con ayuda del programa PulseDesign.

5. Recomendaciones

- Mejorar el cálculo matricial que forma parte del Módulo de Procesamiento.
- Separar el uso de sockets para independizar la interfaz web y la comunicación bidireccional de los datos.
- Cambiar la librería de gráficos del Modo Transmisión de Pygal a Flot.

6. Bibliografía

- Manay, I.** 2009. INFORME TÉCNICO MÓDULO CONTROLADOR DE RADAR V 1.0, Radio Observatorio de Jicamarca
- Drakos, N., Moore, R.** 2008. Python Library Reference Computer Based Learning Unit, University of Leeds
- Di Piero, M.** 2014. web2py Complete Reference Manual, 6th edition.

MODELO EMPÍRICO DE VERTICAL DRIFT

EMPIRICAL MODEL OF EMPIRICAL DRIFT

JULIO J. BALBIN ARIAS

Universidad Nacional de Ingeniería
Facultad de Ciencias
julio.balbin@jro.igp.gob.pe

Asesor: Marco Milla, Ph. D.

Radio Observatorio de Jicamarca (ROJ) - IGP

Resumen

El estudio de los vertical Drift y la previsión de su climatología a 150 km en la ionósfera es importante debido al gran número de procesos pendientes por explicar en esta capa de la atmósfera, como son Complex Dynamo procesos en the ionospheric E and F regions, Equatorial ionization anomaly, upper F región electrón density structures, etc. Los fenómenos aquí mencionados son estudiados a bajas latitudes o son estudiados de forma local, lo cual es un complemento al modelo universal de los vertical Drift, modelo Fejer and Scherliess, al igual como otros estudios como el Abdu et. al. 1995 Sobre los vertical Drift con instrumentos ubicados en India; el modelo local plantea un comportamiento promedio de los vertical Drift en función de el día del año, el cual manifiesta una variación periódica en función de este parámetro y una variación en función de la hora usando una base de Splines y uso de piece wise polinomials, teniendo en cuenta que la base de splines no son una magnitud física natural debido a que es función del tiempo.

Los resultados obtenidos dan muestra de la importancia de la consideración estacional o periódica del modelo, parámetro día, debido a coincidencias en las tendencias de las velocidades.

Palabras clave: Vertical Drift, Piece wise polinomials

Abstract

The study of Vertical Drift and the weather forecast at 150 km in the ionosphere is important because of the large number of pending cases to explain in this layer atmosphere, such as Dynamo Complex processes in the ionospheric E and F regions, Equatorial ionization anomaly, upper F region electron density structures, etc. The phenomena here mentioned are studied at low latitudes are studied locally, which is a complement to the universal pattern Drift vertical, Fejer and Scherliess model, as other studies such as Abdu et. al. Vertical Drift 1995 on instruments located in India; local model poses an average behavior of Vertical Drift depending on the day of the year, which manifest periodic variation in the function of this parameter and a variation with time by using a base and using piece Splines polinomials wise, given that the base splines are not a natural physical quantity because it is a function of time.

The results are proof of the importance of seasonal or consideration but, indicates the model parameter day, due to similarities in trends speeds.

Keywords: Vertical Drift, Piece wise polinomials

1. Introducción

Al estudiar vertical Drift y modelar sus datos, primero se tiene en cuenta 2 parámetros iniciales como el día del año y la hora durante el día, los cuales manifiestan la tendencia periódica durante el año de las velocidades de vertical Drift y durante un día nos muestra en que periodo horario alcanza sus valores máximos o invierte el valor de velocidad, los cuales

son tendencias de los vertical Drift observados en los datos obtenidos en el proyecto JULIA, entonces para poder establecer una evolución del modelamiento de vertical Drift se ha de aproximar el modelo a un solo parámetro como es el de el día, y así en orden de magnitud, obteniendo así una variación estacional de la dirección de la velocidad de Drift durante el día, periodo de 08:00 - 16:00, observando la inversión en la velocidad después del sunset y el pre-reversal

Citar como: Balbin, J y M. Milla, 2014. "Modelo Empírico de Vertical Drift". Compendio de estudiantes 2014, IGP.

enhancemiento justo antes. Al introducir el parámetro día se obtiene la manifestación clara de los solsticios de Junio y Diciembre; al igual que una variación de 4 periodos durante los 365 días, dos de los cuales representan a los solsticios y los otros dos son intermedios y las velocidades no alcanzan el orden de magnitud de los solsticios.

Con el modelo se puede predecir la climatología de los vertical Drift a 150 km, en promedio, para un aprovechamiento en el estudio de otros fenómenos y de complementar el modelo universal acerca de este fenómeno, que al particularizarse pierde su precisión y no reproduce la tendencia de los valores medidos de vertical Drift.

2. Fundamento Teórico

Para establecer un modelo empírico de vertical Drift se necesita establecer los fundamentos de los fenómenos que caracterizan a un vertical Drift, debido a que son estos fenómenos o tendencias los que se deben poder reproducir según el modelo, luego para la operación matemática es importante la construcción de los bloques de datos y sus variables, los cuales serán descritos brevemente en los siguientes sub-capítulos:

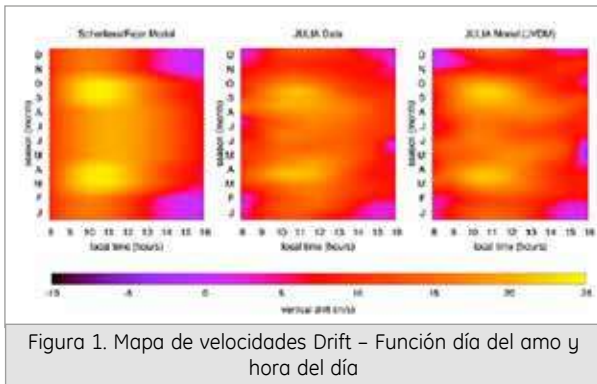


Figura 1. Mapa de velocidades Drift – Función día del año y hora del día

2.1 Vertical Drift y sus fenómenos - Implementación matemática de modelo:

2.1.1 Vertical Drift

Los vertical Drift se originan en la ionósfera cuando la interacción simultánea de el campo magnético terrestre y un campo eléctrico, el generado por el movimiento de iones de los vientos neutrales, interactúan con una partícula ionizada en la capa F de la ionósfera, entonces al emplear las leyes del movimiento sobre el conjunto de partículas que se encuentra bajo influencia de ambos campos, uno puede ver que las partículas comenzaran a girar

alrededor de las líneas de campo magnético, pero el efecto del campo eléctrico será desplazar a las cargas en un plano perpendicular a las líneas de campo, sin tomar en cuenta que una componente del campo eléctrico se encargará de desplazar a las cargas en la línea del campo magnético.

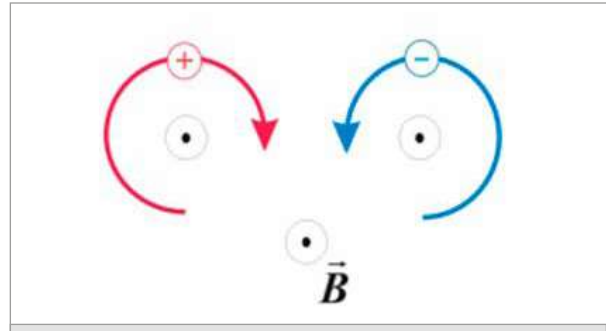


Figura 2. Giro alrededor de las líneas de campo

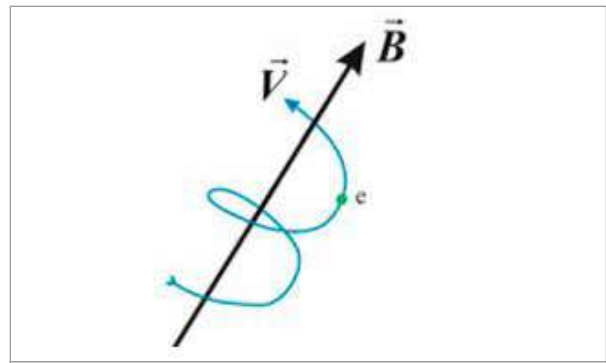


Figura 3. Cargas de distinto signo cambian de orientación de giro

El efecto causado es el caso de un campo eléctrico perpendicular al magnético, o estudiando sus componentes, se manifiesta una velocidad con la forma:

$$V_{Drift} = \frac{E \times B}{B^2}$$

2.1.2 Implementación Matemática

Tomando en cuenta el modelo de velocidades propuesto el trabajo de Alken, en las referencias, se puede observar los parámetros mencionados en la introducción respecto al día y la hora, d y t respectivamente.

Al realizar el análisis usando en primera aproximación los piece wise polinomials, cada polinomio en un intervalo viene dado como:

$$P_i(x) = a_i(x - x_i)^3 + b_i(x - x_i)^2 + c_i(x - x_i) + d_i$$

Entonces se evalúa el valor de hora en el modelo, forma del polinomio y se iguala a los datos experimentales de velocidad para cada intervalo:

$$a_i(x - x_i)^3 + b_i(x - x_i)^2 + c_i(x - x_i) + d_i = v_i$$

Entonces para un primer intervalo se tendrá un conjunto de 4 coeficientes característicos del intervalo. Tal como se requiere en el modelo empírico de Alken:

$$(a_i, b_i, c_i, d_i)$$

$$v(t, d, p) = \sum_{i=1}^{N_i} \sum_{j=1}^{N_d} \sum_{k=1}^2 a_{ijk} B_i(t) f_j(d) p^{k-1}$$

Modelo empírico - propuesta Alken

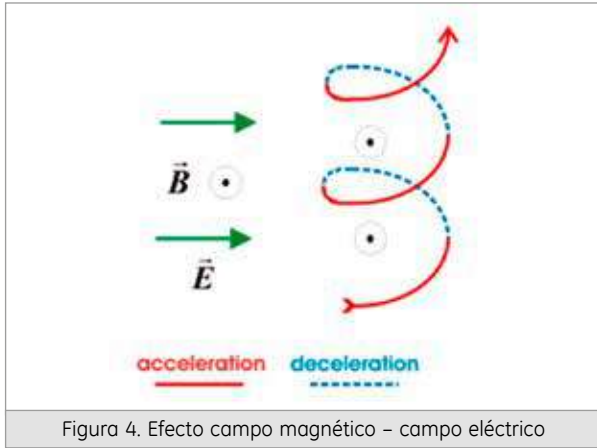


Figura 4. Efecto campo magnético - campo eléctrico

Para poder contener todas las variables en una sola, se forma un vector de coeficientes, donde cada grupo de 4 representa los coeficientes de un intervalo en el siguiente orden:

$$\begin{matrix} a_1 \\ b_1 \\ c_1 \\ d_1 \\ \dots \\ a_n \\ b_n \\ c_n \\ d_n \end{matrix}$$

Por tanto, se forma una matriz que contiene las diferencias entre los valores de hora experimentales y los valores de los nodos en el eje de horas.

$$\begin{matrix} (t - t_1)^3 & (t - t_1)^2 & \dots & 0 & 0 \\ (t - t_1)^3 & (t - t_1)^2 & \dots & 0 & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & \dots & (t - t_n) & 1 \\ 0 & 0 & \dots & t - t_n & 1 \end{matrix}$$

El análisis mostrado es solo para los datos experimentales, pero al establecer una cantidad de nodos específicos se emite una restricción solo respecto a los nodos, que establece la continuidad hasta la segunda derivada de los polinomios cúbicos, el cual brinda para cada intervalo la siguiente restricción:

Donde dicha matriz está vinculada a los coeficientes de dos intervalos consecutivos, se forma una matriz mayor concatenando sub matriz que interceptan sus columnas,

$$\begin{pmatrix} h^3 & h^2 & h & 1 & 0 & 0 & 0 & -1 \\ 3h^2 & 2h & 1 & 0 & 0 & 0 & -1 & 0 \\ 6h & 2 & 0 & 0 & 0 & -2 & 0 & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} a_0 \\ b_0 \\ c_0 \\ d_0 \\ a_1 \\ b_1 \\ c_1 \\ d_1 \end{pmatrix} = 0$$

siendo "h" la distancia entre nodos.

$$\begin{pmatrix} h^3 & h^2 & h & 1 & 0 & 0 & 0 & -1 & 0 & 0 & 0 & 0 & \dots \\ 3h^2 & 2h & 1 & 0 & 0 & 0 & -1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \dots \\ 6h & 2 & 0 & 0 & 0 & -2 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \dots \\ 0 & 0 & 0 & 0 & h^3 & h^2 & h & 1 & 0 & 0 & 0 & -1 & \dots \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 3h^2 & 2h & 1 & 0 & 0 & 0 & -1 & 0 & \dots \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 6h & 2 & 0 & 0 & 0 & -2 & 0 & 0 & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \end{pmatrix}$$

Entonces al nombrar a la matriz de los datos A y B, obtenemos el sistema lineal:

$$g(X, \lambda) = AX + \lambda BX$$

Donde λ, es un multiplicador de Lagrange que une la restricción de las condiciones en los nodos al sistema de los datos, luego la minimizar el valor de g(X,λ) en función de λ y X, se obtiene la forma:

$$X = \left\{ (A^T A)^{-1} - (A^T A)^{-1} B^T [B (A^T A)^{-1} B^T]^{-1} B (A^T A)^{-1} \right\} A^T y$$

Para la extensión a dos dimensiones, incluyendo el parámetro día, se aprovecha el cálculo de optimización de la función g(x,λ), pero se extiende el análisis por la suma de armónicos, lo cual ahora por cada intervalo nos muestra:

$$v(t, d) = f_1(a_1^1 t^3 + b_1^1 t^2 + \dots) + f_2(a_1^2 t^3 + b_1^2 t^2 + \dots) + \dots + f_{N_d}(a_1^{N_d} t^3 + a_1^{N_d} t^2 + \dots)$$

Donde:

Si j es par.

$$f_i(d) = \left\{ \sin(\pi(j)(d + \frac{1}{2})/365) \right\}$$

Si j es impar.

$$f_i(d) = \left\{ \cos(\pi(j - 1)(d + \frac{1}{2})/365) \right\}$$

Análogamente, se forma la matriz A, donde el número de columnas por bloque aumenta según el número de armónicos y para la restricción de la matriz B, se tiene que tener en cuenta de que está dada para un día del año en general, por tanto no debe depender del parámetro 'd', por lo cual al tener las igualdades entre los nodos se igualan los argumentos de los armónicos f, tomándolo como una base linealmente independiente, para obtener:

$$f_1(a_1^1 t^3 + b_1^1 t^2 + \dots) + f_2(a_1^2 t^3 + b_1^2 t^2 + \dots) + \dots + f_{N_d}(a_1^{N_d} t^3 + a_1^{N_d} t^2 + \dots) - f_1(a_2^1 t^3 + b_1^1 t^2 + \dots) - f_2(a_2^2 t^3 + b_2^2 t^2 + \dots) - \dots - (a_{i+1}^1 t^3 + b_{i+1}^1 t^2 + \dots) = 0$$

Para cada nodo, y ordenando estos resultados según el vector columna de coeficientes se obtiene la restricción para dos dimensiones.

3. Resultados

En primera aproximación, tomando vertical Drift en función de la hora durante el día, al realizar las aproximaciones, se obtuvo para los siguientes meses:

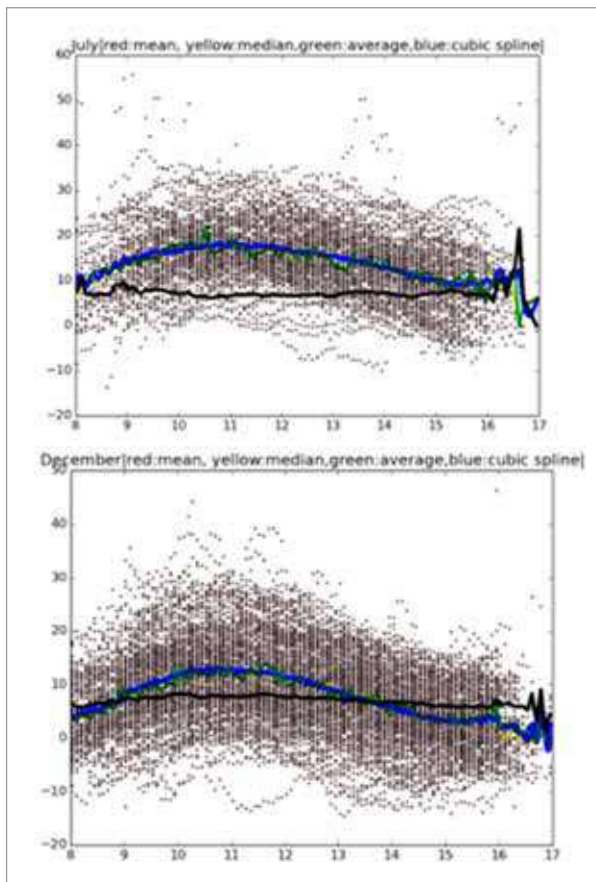


Figura 5. Aproximación de los vertical Drift, considerando las medias, medianas, medias con pesos de las desviaciones estándar. La tendencia de la desviación estándar (curva en negro) muestra un comportamiento casi constante - La muestra es de los meses de Julio y Diciembre

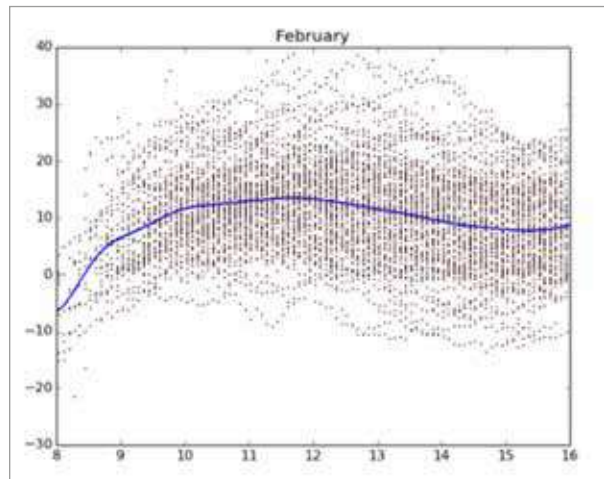


Figura 6. Aproximación de las tendencias de los vertical Drift con una precisión de 10 nodos.

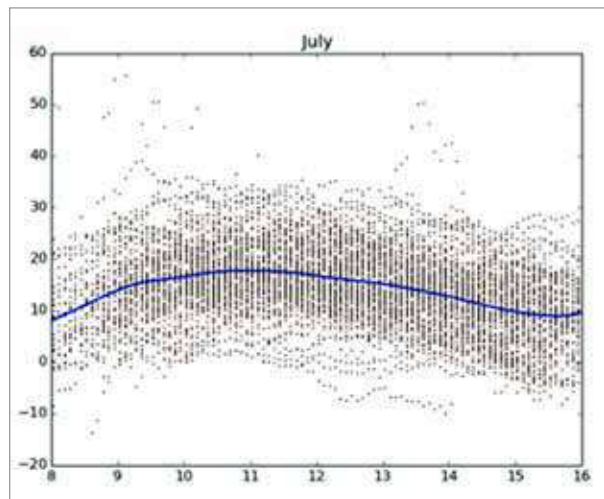


Figura 7. Aproximación de las tendencias de los vertical Drift con una precisión de 10 nodos.

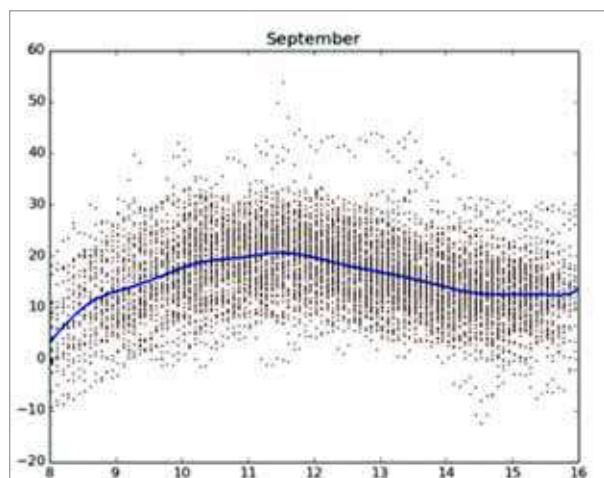


Figura 8. Aproximación de las tendencias de los vertical Drift con una precisión de 10 nodos.

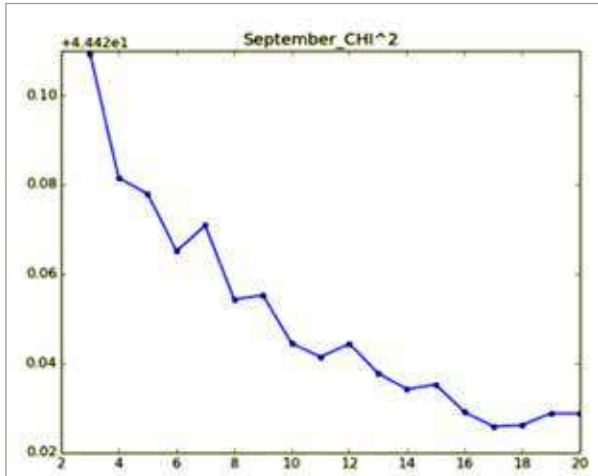


Figura 8. Aproximación de las tendencias de los vertical Drift con una precisión de 10 nodos.

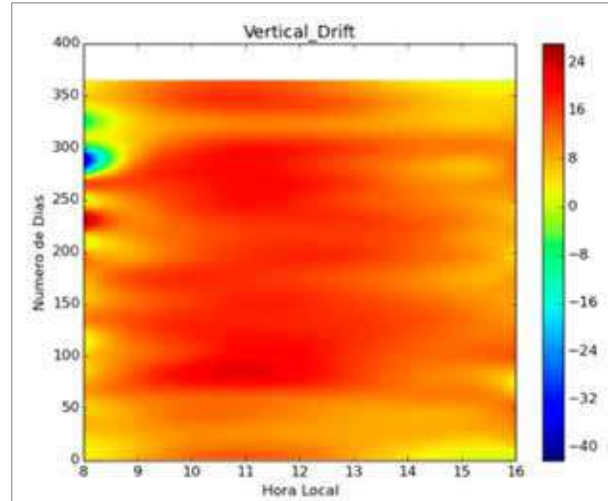


Figura 11. Nodos: 4 - Armónicos: 23

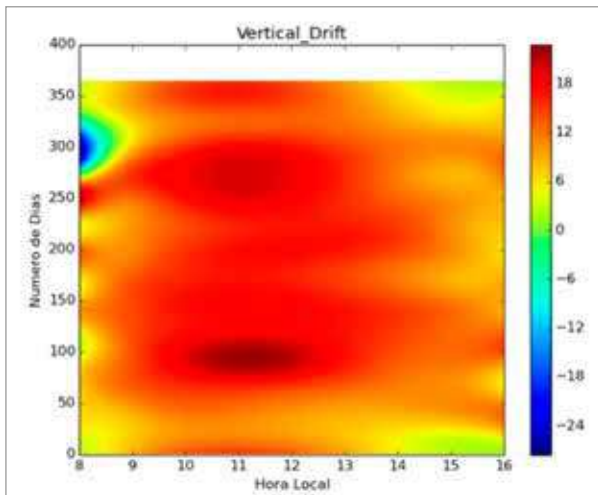


Figura 9. Curvas de variación del Chi² que mejor describen el decrecimiento en función al aumento de número de nodos.

Chi₂ en función al número de nodos, fijando cantidad de nodos:

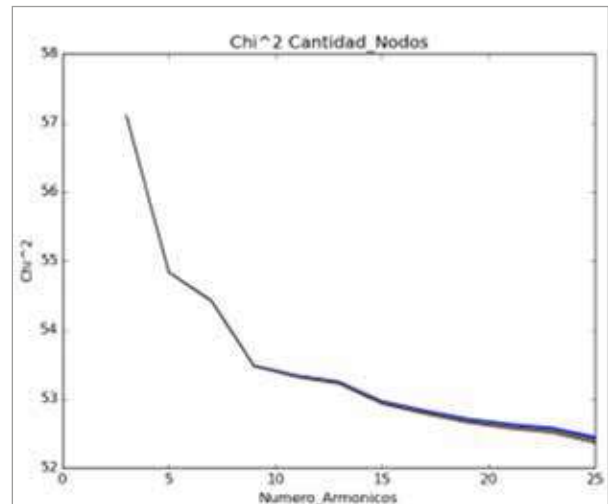


Figura 12. Curvas de Chi² para cantidad de nodos entre [5 - 20]

Plots de dos dimensiones para #Nodos = 4 (cantidad de nodos que describe en forma correcta de tendencias):

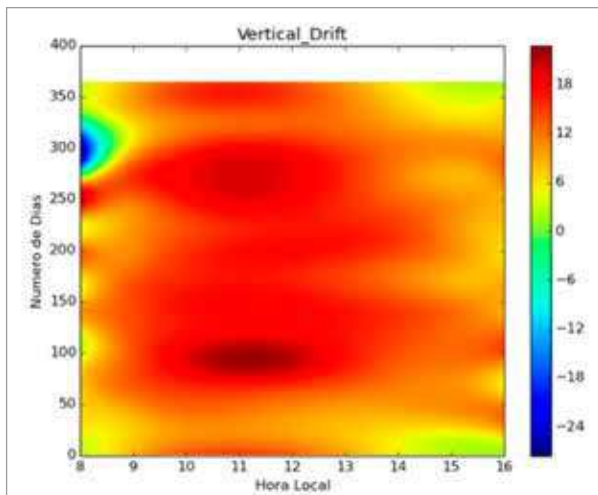


Figura 10. Nodos: 4 - Armónicos: 15

4. Conclusiones

- El modelo experimental en una dimensión, parámetro hora, describe la tendencia promedio de los vertical Drift, donde el efecto del número de nodos es proporcional al comportamiento colectivo, mas cuando se excede el número de nodos, se inicia una perdida en el sentido del modelo debido a que se observan en las gráficas las tendencias en pequeñas zonas de los datos, los cuales difieren en un grado mayor de la tendencia de las velocidades.

- Las gráficas muestran en forma clara las zonas de inversión de velocidad entre las 08:00 a 18:00 horas.
- El comportamiento de los valores promedios aproximados mediante cubic spline es semejante a la obtenida por el modelo en zonas con mayor cantidad de datos experimentales, en zona de baja cantidad de datos las aproximaciones de las medias y medianas son particulares y no describen el comportamiento promedio de los vertical Drift, mas por el contrario en el modelo si la cantidad de nodos es intermedia y la zona de baja cantidad de datos está incluida en un intervalo entre nodos, la tendencia del modelo aproxima el comportamiento de las velocidades aún en zonas con baja cantidad de datos.
- La muestra de la variación del Chi₂ en función del número de nodos, muestra una tendencia a la disminución mientras dicho número aumenta, a excepción de algunos valores observados, más la magnitud de disminución es mucho menor que la magnitud de variación de Chi₂ en función del número de armónicos.
- De las gráficas para cantidad de armónicos intermedia, entre 5 y 25 armónicos, las aproximaciones muestran que el modelo se pega muy bien a la descripción experimental de los vertical Drifts.
- De los resultados, para una cantidad de armónicos intermedia y un número de nodos intermedio o alto, el modelo reproduce en buena cuenta a los datos experimentales.

5. Bibliografía

[1] **P. Alken**; A quiet time empirical model of equatorial vertical plasma drift in the Peruvian sector based on 150 km echoes; JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH.

[2] **B.G. Fejer ***, **L. Scherliess**; On the variability of equatorial F-region vertical plasma drifts; Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics 63 (2001)

[3] **C. Martinisa;b**, **J. Meriwetherc**, R. Niciejewskid,M. Biondie, C. Fesenf,M. Mendilloa; Zonal neutral winds at equatorial and low latitudes; Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics 63 (2001)

[4]**Michael C. Kelley**, **Ronald R. Ilma1**, **Patrick Alken**, and **Stefan Maus2**; Evidence for anomalous Cowling conductivity in the strongly driven equatorial electrojet and a reconciliation of magnetic field data with theory.

IMPLEMENTACIÓN DE ALGORITMOS PARA LA ESTIMACIÓN DE VIENTOS EN UN RADAR PERFILADOR DE VIENTOS

IMPLEMENTATION OF WIND ESTIMATION ALGORITHMS FOR A WIND PROFILER RADAR

JULIO A. OSCANO AIDA

Universidad Peruana de Ciencias Aplicadas
Facultad de Ingeniería Electrónica
julio.oscanao@jro.igp.gob.pe

Asesor: Danny Scipión, Ph. D.

Radio Observatorio de Jicamarca (ROJ) - IGP

Resumen

EL objetivo del trabajo es desarrollar de módulos de procesamiento de señales en el entorno Signal Chain para obtener los componentes zonal, meridional y vertical de los vientos. Dichos módulos implementarán los métodos de estimación de vientos Spaced Antenna (SA) y Doppler Beam Swinging (DBS). Para la implementación, se desarrollaron funciones de pre-procesamiento para remoción de interferencia y la señal de corriente continua (DC). Por otro lado, se desarrollaron los módulos de DBS y SA con una opción para guardar datos intermedios y finales de vientos en un archivo en formato hdf5. Finalmente, dentro del módulo de gráficas, se desarrolló gráficos para el correcto monitoreo de las etapas. Para verificar la validez de los datos se realizó una campaña donde se adquirieron datos simultáneos para ambas técnicas. Los estimados obtenidos empleando DBS fueron exitosos; mientras que los obtenidos con SA no tuvieron la concordancia esperada. Por esta razón, la recomendación es investigar más a fondo las técnicas de procesamiento de SA, en especial, la que involucra ajustes gaussianos y quizás una implementación de la misma en frecuencia.

Palabras clave: Perfilador de Vientos, DBS, SA

Abstract

The objective of this work is to develop signal processing modules in the Signal Chain environment to estimate the zonal, meridional, and vertical components of the winds. These modules will implement the Spaced Antenna (SA) and the Doppler Beam Swinging (DBS) methods. Pre-processing functions were developed to remove interferences and DC from the acquired signal. The DBS and SA modules were developed with an option to save the intermediate and final data in hdf5 format. Finally, the graphics to monitor the different stages were developed in the graphics module. A short campaign to validate the algorithms was conducted with simultaneous experiments for both techniques. Estimates obtained using DBS were successful; however, the SA estimates did not agree as expected. As a consequence, a better literature review in pre- and processing techniques is recommended. This will include Gaussian fitting and the possibility of implementing the technique in the frequency domain.

Keywords: Wind Profiler, DBS, SA

1. Introducción

El presente trabajo tuvo como objetivo desarrollar módulos de procesamiento en el entorno Signal Chain para obtener las componentes en tres dimensiones de los vientos (zonal, meridional y vertical).

Signal Chain (SCh) es un proyecto del Radio Observatorio de Jicamarca que consiste en el desarrollo de librerías de software para procesar datos del radar utilizando software libres, siendo el lenguaje de programación de desarrollo Python. Dichas librerías tienen como finalidad brindar al usuario un rápido desarrollo o puesta en operación de una aplicación (experimento) con datos del radar. La propuesta de utilizar software libre es para que los códigos generados sean reutilizables y a su vez compartidos con la comunidad que hace uso de radares científicos (Suárez, 2013).

La forma de desarrollo en SCh se hace por módulos; de esta manera, se agregaron modificaron y complementaron otros ya previamente desarrollados. Los principales métodos de estimación de vientos conocidos como son: Doppler Beam Swinging (DBS) (Balsley, 1981) y Spaced Antenna (SA) (Briggs, 1984).

La estructura del trabajo consiste en, primero, una breve explicación teórica sobre los métodos implementados. Luego, el desarrollo e implementación de dichos métodos como módulos dentro de SCh. Posteriormente, se realiza la presentación y discusión de resultados, para finalmente, realizar las conclusiones y agradecimientos respectivos.

2. Materiales y Métodos

Primero, es necesario proveer de una breve introducción de los métodos implementados en software, con el fin de entender mejor la estructura del código realizado.

La técnica DBS requiere estimaciones de las velocidades radiales media de tres o más beams no coplanares (Scipión, 2011), como los que se aprecia en la Figura 1. La velocidad media de las partículas de un volumen de interés puede ser obtenidas a partir del espectro de potencia de los ecos devueltos al radar como una función del rango (Balsley, 1981). Dicha velocidad radial puede ser expresada en términos de las componentes zonal, meridional y vertical; de esta manera, se forma un sistema de ecuaciones (es necesario un mínimo de 3 ecuaciones) en los que las variables a resolver son las componentes del viento en sus tres dimensiones. Un resumen de dicha técnica se puede apreciar en Balsley (1981), Balsley y Gage (1982), y Gage y Balsley (1978).

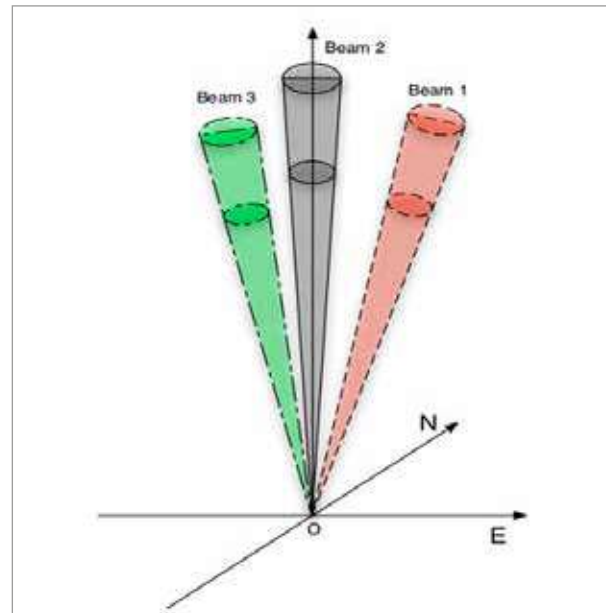


Figura 1. Esquema gráfico DBS. (Por lo menos 2 oraciones en cada figura)

La técnica SA utiliza un transmisor y tres o más receptores estrechamente espaciados, como se observa en la Figura 2. Con las funciones de autocorrelación y correlación cruzada de las señales de voltaje obtenidas en los receptores es posible estimar los vientos horizontales (Scipión, 2011). Para su análisis, los patrones de radiación de las partículas se consideran como elípticos, cambiantes aleatoriamente en el tiempo y en movimiento (Briggs, 1984). Luego, a partir de las funciones de correlación de dichos patrones, se calcula los vientos horizontales como en Holloway (1997) y los vientos verticales según Scipión (2011). Sin embargo, dichos métodos no son los únicos para realizar los cálculos, como se puede apreciar en Holloway y otros (1997), Zhang y otros (2003) y Doviak y otros (2004).

Cabe resaltar que para obtener ciertos parámetros propios de la implementación física del experimento, se utilizó como referencia el trabajo de Chau y Balsley (1998).

El diseño SCh se basa en Modelo-Vista-Controlador (MVC), el cual es un patrón de diseño que separa aspectos de la aplicación en tres distintas partes y define cómo estas se comunican (Suárez, 2013). El presente proyecto trabajó enteramente modificando el código del modelo, o las clases encargadas de manejar y procesar la información. De esta manera, se tienen los siguientes módulos: (1) JRODATA, el cual contiene el modelado de los datos del radar; (2) JROPROCESSING, la cual contiene el modelo de las unidades de procesamiento (Voltaje, Espectros y Correlaciones) y las Operaciones adicionales a dichas unidades; y (3) JRO PLOT que contiene código

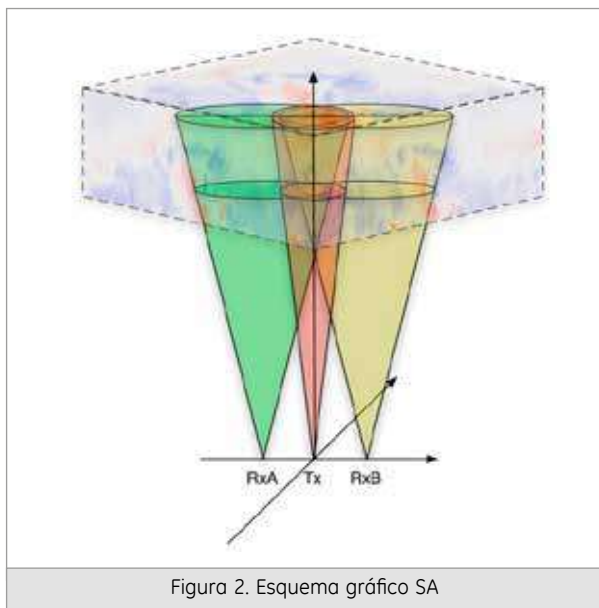


Figura 2. Esquema gráfico SA

para producir gráficas pertinentes para visualizar y monitorear los datos.

A continuación se detalla las modificaciones dentro de los tres módulos, así como la descripción de las clases agregadas, sus métodos y atributos.

2.1. JRODATA

Tabla 1. Clases de JRODATA

	Clases	Modificado	Agregado
1	JROData	X	
2	Voltage		
3	Spectra	X	
4	Correlation		X
5	SpectraHeis		
6	Fits		

2.1.1 JROData

Atributos

- Vel_heiRang, valores de las alturas para los que se calcularon vientos
- Vel_SNR, vector con los valores de relación-signal-a-ruido (SNR) para cada altura de vel_heiRang
- Vel_UVW, matriz con las tres componentes de los vientos

1.1.2 Spectra

Atributos

- DBS_velRadial0, velocidades radiales obtenidas por rango.
- DBS_velRadial1, velocidades radiales obtenidas por altura

- ippFactor, factor de corrección del ipp. Por ejemplo: en el experimento del 10 de octubre del 2013 fue necesaria una corrección del ipp por un factor de 2 para la correcta estimación de las velocidades radiales.

Métodos

- getVelRange, se introdujo el atributo ippFactor, modificando el valor de deltav dentro de la función.

2.1.3 Correlation

Atributos

- normFactor, factor de normalización
- lagTRange, desplazamientos en el tiempo para cálculo de correlaciones
- lagRRange, desplazamiento en alturas para cálculo de correlaciones
- noisePotency, potencia de ruido
- signalPotency, potencia de la señal
- pairsAutoCorr, vector con la posición de las funciones de autocorrelación, correspondiente al Canal, en la lista de pares.
- SNR, relación-signal-a-ruido por altura

2.2. JROPROCESSING

Tabla 2. Clases de JROPROCESSING

	Clases	Modificado	Agregado
1	Processing Unit		
2	Operation		
3	VoltageProc		
4	Cohlnt		
5	Decoder		
6	SpectraProc	X	
7	IncohInt		
8	ProfileSelector		
9	SpectraHeisProc		
10	IncohInt4SpectraHeis		
11	DBS		X
12	CorrelationProc		X
13	SA		X

2.2.1 SpectraProc

Métodos

- removeDC, método de remoción de la señal de corriente continua (cero frecuencia) en el espectro mediante interpolación
- removeInterference, método de remoción de interferencias en el espectro. Las interferencias se identifican visualmente por una componente en frecuencia con valor parecido presente en casi todas las alturas.

2.2.2 CorrelationProc

Métodos

- `emoveDC`, método de remoción de la señal de corriente continua basado en la señal de voltaje de entrada. Para el método de Spaced Antenna, era necesario que las señales tuvieran media cero, por lo cual, se realizó esta función que resta, en el tiempo, el valor de DC de la señal con el fin de removerlo.
- `removeNoise`, una vez calculadas las funciones de auto-correlación, el valor de desplazamiento cero en el tiempo tiene sumado un valor correspondiente a la potencia de ruido en la señal (Scipion, 2011).
- `calculateNormFactor`, se procede a calcular los factores de normalización de las funciones de correlación para que no superen el rango 0 a 1.
- `Init`

2.2.3 DBS

Argumentos de Entrada

- `theta_x`, cosenos directores del eje X
- `theta_y`, cosenos directores del eje Y
- `azimuth`, ángulo de diferencia entre el eje XY de la antena y los puntos cardinales
- `correcDir`, en caso haya problemas con la convención del signo de los vientos
- `saveFile`, guardar archivos en hdf5
- `path`, dirección donde se guardaran los archivos
- `filename`, nombre del archivo hdf5

Métodos

`run`, contiene la secuencia de uso de métodos para calcular los vientos:

1. `calculateMoments`, a partir de los espectros, se calculan los 3 momentos: cero momento (potencia total), primer momento (la media), segundo momento (varianza). Así como el la estimación del nivel de ruido para el cálculo del SNR por altura para cada canal.
2. `calculateAngles`, a partir de los cosenos directores de cada haz y el azimut de la antena, se calcula los zenit y azimut de cada haz, necesarios para el sistema de ecuaciones del DBS.
3. `calculateMatA`, el sistema de ecuaciones se convierte en matriz y se calcula la solución con el método de mínimos cuadrados.
4. `correctValues`, los valores de media obtenidos corresponden a rangos y no alturas. Por lo que el vector `heiRang` debe ser convertido de rango a altura, es decir, multiplicarse por el coseno del zenit. Luego, debido a que cada haz tiene un zenit diferente, se obtendrían diferentes valores de `heiRang`, por lo que se debe interpolar las medias de tal manera que se obtenga la media correcta para cada altura.

5. `calculateVelUWV`, ya con la matriz `A1` y las velocidades radiales correctas, se obtiene las componentes zonal, meridional y vertical el viento.
6. `saveFile`, función la cual, en caso el usuario haya accedido, guarda en un archivo hdf5 las componentes de velocidad de los vientos junto con los valores de SNR respectivos.

2.2.4 SA

Argumentos de Entrada

- `position_x`, coordenadas en el eje X de los receptores
- `position_y`, coordenadas en el eje Y de los receptores
- `azimuth`, ángulo de diferencia entre el eje XY de la antena y los puntos cardinales
- `gaussApproximation`, en caso se quiera hacer una aproximación gaussiana a las correlaciones obtenidas
- `SNRthresh`, para que la aproximación gaussiana no se haga a señales con SNR menores a `SNRthres`
- `correcDir`, en caso haya problemas con la convención de signos de los vientos
- `saveFile`, guardar archivos en hdf5
- `path`, dirección donde se guardaran los archivos
- `filename`, nombre del archivo hdf5

Métodos

`run`, contiene la secuencia de uso de métodos para calcular los vientos:

1. `calculateSNR`, a partir de los vectores de Potencia y Ruido de la señal se calcula el SNR. Asimismo, se estima los valores con suficiente SNR para ser considerados válidos.
2. `gaussianAprox`, se realiza una aproximación gaussiana de las funciones.
3. `gauss_function`, función gaussiana, es necesaria para realizar la aproximación anterior.
4. `calculateTaus`, parámetros para el cálculo de SA (Briggs, 1984)
5. `calculateDistance`, con las posiciones de los receptores, se calculan las distancias en X e Y para cada par de correlaciones.
6. `calculateVelWind`, como parte del Método Directo (Holloway y otros, 1997), se calculan las componentes de la velocidad horizontal en el eje paralelo al vector desplazamiento.
7. `calculateVelUWVDirect`, como parte del Método Directo se corrige el eje de Coordenadas para que coincida con los Puntos Cardinales
8. `calculateVelW`, con la función de Autocorrelación se calcula la velocidad vertical (Scipion, 2011)
9. `saveFile`, función que, en caso el usuario haya accedido, guarda en un archivo hdf5 las componentes de velocidad de los vientos junto con los valores de SNR respectivos.

2.3. JROPLOTT

Tabla 3. Clases de JROPLOTT

	Clases	Modificado	Agregado
1	CrossSpectraPlot		
2	RTIPlot		
3	SpectraPlot		
4	Scope		
5	PowerProfilePlot		
6	CoherenceMap		
7	Noise		
8	SpectraHeisScope		
9	RTIfromSpectraHeis		
10	DBS_MeanVelocityPlot		X
11	DBS_RadialVelocityPlot		X
12	WindProfilerPlot		X
13	CorrelationPlot		X

- DBS_MeanVelocityPlot, gráfica de velocidades medias por altura. Sobre el gráfico del espectro se superpone una línea negra que corresponden a los estimados de las velocidades medias. Dichos valores se encuentran en la variable DBS_velRadial0.
- DBS_RadialVelocityPlot, se grafican los valores de DBS_velRadial1. Cabe resaltar que se filtran los valores según el SNR; de esta manera, se da un SNR umbral el cual rechaza los valores menores a él y los considera como no válidos reemplazándolos por NaN. Asimismo, en la última gráfica se muestran los valores del SNR guardados en la variable vel_SNR. Al interpolarse los valores de media y alturas, es necesario guardar estas últimas en un vector aparte: vel_heiRang.
- WindProfilerPlot, se grafican los valores estimados de los vientos de la variable vel_UVW. Dichos valores también son filtrados y la última gráfica también corresponde al SNR.
- CorrelationPlot, se grafican las correlaciones que se encuentran almacenadas en el atributo data de la clase correlation.

3. Resultados

Para la validación de resultados, se realizó una campaña de toma simultánea empleando las 2 configuraciones entre el 19 y 20 de febrero de 2014 (Figuras).

Al comparar ambas gráficas, se puede apreciar patrones visualmente parecidos. Los gráficos de vientos para DBS tienen patrones coherentes y dentro del rango esperado. Asimismo, no poseen cambios bruscos, lo cual evidencia una correcta remoción de ruido e interferencias. Por otro lado, los vientos obtenidos para SA presentan una ligera sobreestimación en relación a los obtenidos con DBS.

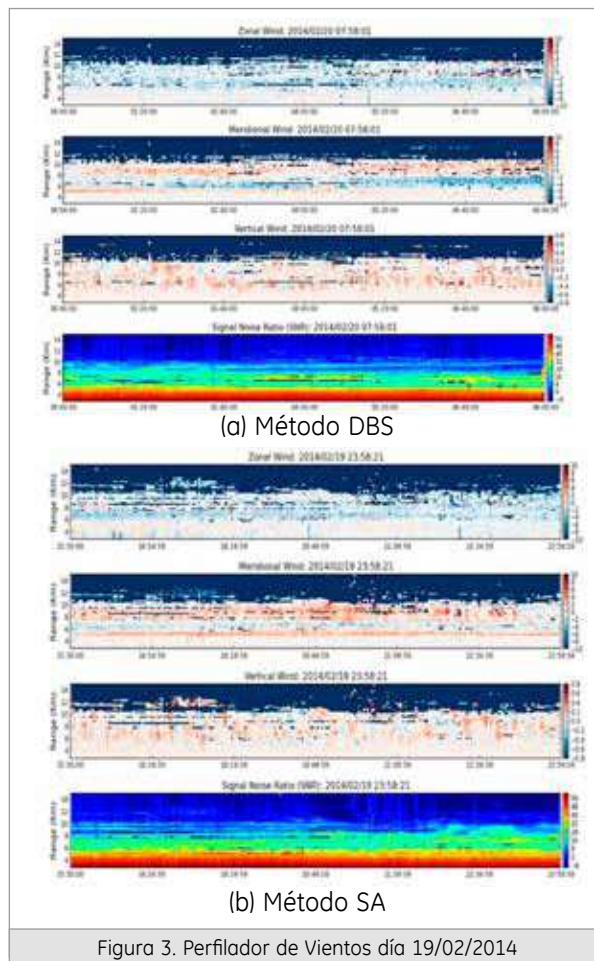


Figura 3. Perfilador de Vientos día 19/02/2014

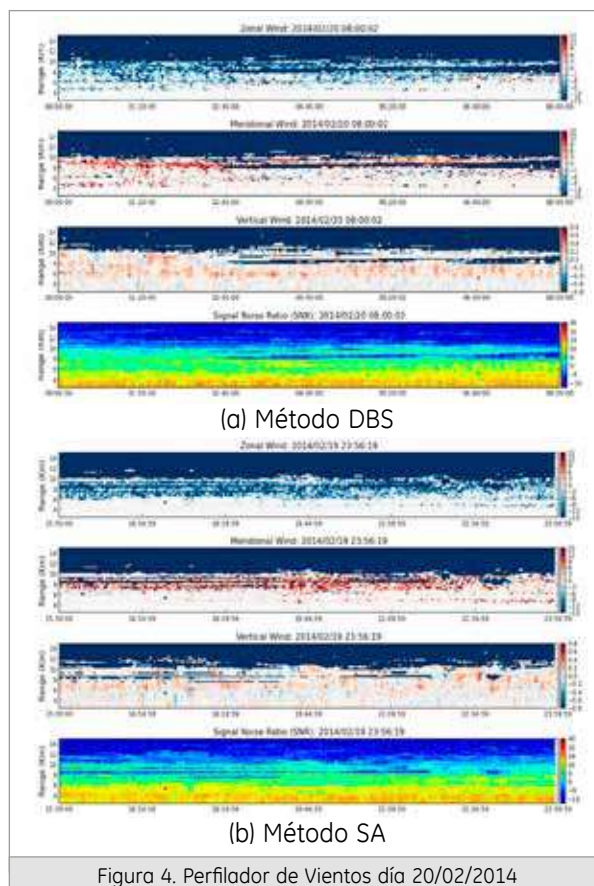


Figura 4. Perfilador de Vientos día 20/02/2014

Además, éstos presentan algunos cambios bruscos, los cuales pueden ser atribuidos a una falta de remoción de interferencias en el tiempo.

4. Conclusiones

- La técnica Doppler Beam Swinging tuvo una exitosa implementación, lo cual se evidencia en los patrones coherentes obtenidos. Asimismo, dichos valores están dentro del rango esperado para vientos en las alturas analizadas.
- La técnica Spaced Antenna necesita de más pre procesamiento de la señal antes de la estimación de los vientos. Este hecho se evidencia en las dificultades a la hora de la implementación y en la cantidad de Papers dedicados a desarrollar métodos derivados que mejoran la performance. Asimismo, dicha técnica es mucho más compleja tanto en teoría como en la práctica que el DBS.
- El trabajo en módulos que realiza el Signal Chain permite la reutilización y complementación de código por varias personas de manera eficiente, lo cual lo convierte en un software con mucha utilidad y futuro.
- Definitivamente el software libre, actualmente, ya está lo suficientemente desarrollado como para realizarse proyectos de la envergadura del Signal Chain.
- Es necesario considerar tiempo no solo para investigar teóricamente las técnicas, sino de métodos de pre procesamiento destinados a preparar las señales para una óptima extracción de parámetros. No considerar dichos tiempos conllevó al retraso de muchas actividades programadas.
- En todos los proyectos de investigación es necesario especificar un tiempo de preparación teórica antes de proceder a implementación de algoritmos. No considerar dichos tiempos en el desarrollo del Spaced Antenna trajo consigo retrasos en su implementación.

5. Recomendaciones

- En caso se desee complementar el código de Spaced Antenna, se recomienda intentar más métodos derivados presentes en una gran variedad de papers, los cuales no solo trabajan con correlaciones en el tiempo, sino en la frecuencia.
- Se recomienda, para futuros trabajos parecidos, invertir tiempo en indagación técnica de pre procesamiento debido a que facilita y, en algunos casos, hasta posibilita la extracción de parámetros.
- Es necesario desarrollar módulos de remoción de ruidos e interferencias para la señal en el tiempo, para métodos como el Spaced Antenna

6. Bibliografía

- Balsley, B., 1981.** The MST technique - A brief review. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 43 (5/6),495-509.
- Balsley, B. y K. Gage. 1982.** On the use of radars for operational wind profiling. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 63 (9),1009-1018.
- Briggs, B. H. 1984.** The analysis of spaced sensor records by correlation techniques. *MAP HandBook*, Vol. 13, Chap. 13, 166-186. SCOSTEP Secr., University of Illinois, Urbana, IL.
- Chau, J. y B. Balsley. 1998.** A statistical comparison of horizontal winds obtained by a variety of spaced antenna techniques using the Jicamarca VHF radar. *Radar Science*, 33(6): 1669-1683.
- Doviak, R. y otros. 2004.** Comparison of spaced-antenna baseline wind estimators: Theoretical and simulated results. *Radio Sci.*, 39 (RS1006), DOI: 10.1029/2003RS002 931.
- Gage, K. y B. Balsley. 1978.** Doppler radar probing of the clear atmosphere. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 59 (9),1074-1093.
- Holloway, C. y otros. 1997.** Cross correlations and cross spectra for spaced antenna wind profilers. 2. Algorithms to estimate wind and turbulence. *Radio Sci.*, 32 (3),967-982.
- Scipi3n, Danny. 2011.** Characterization of the Convective Boundary Layer through a combination of Large-Eddy Simulations and a Radar Simulator (Grado de Doctor). Norman, Oklahoma. University of Oklahoma, School of Electrical and Computer Engineering, 2011, pp. 43-48.
- Su3rez, Daniel. 2013.** Signal Chain: Reporte Marzo 2013. Lima, Per3, Radio Observatorio de Jicamarca.
- Zhang, G. y otros. 2003.** Cross-correlation radio method to estimate cross-beam wind and comparison with full correlation analysis. *Radio Sci.*, 38 (3), DOI: 10.1029/2002RS002 682.

OPEN CORE ETHERNET PARA JARS V2.0

ETHERNET OPEN CORE FOR JARS 2.0

SAMMY CÉRIDA RENGIFO

Pontificia Universidad Católica Del Perú
Facultad de Ingeniería Electrónica
sammycerida@gmail.com

Asesor: Jorge Ortiz, Ph. D.

Radio Observatorio de Jicamarca (ROJ) - IGP

Resumen

La tarjeta de desarrollo Xilinx SP601 cuenta con un circuito integrado que permite comunicación vía Ethernet a velocidades de 10/100/1000 Mbps. Para maximizar el ancho de banda de transmisión de datos en el sistema JARS 2.0, se configurará la tarjeta para que trabaje a velocidades de Gigabit Ethernet. Los IP Cores de Xilinx solo tienen disponibles interfaces de 10/100 Mbps y si se desea la de 1000 Mbps se debe pagar una licencia. Aun así no hay acceso al código fuente (caja negra). Debido a estas limitaciones, se decidió utilizar un IP Core de libre disponibilidad. Se encontró un Gigabit Ethernet MAC core basado en el código del USRP2 (Universal Software Radio Peripheral) que funciona sobre una tarjeta Digilent Atlys. Se tuvo que adaptar para que funcionara con la tarjeta SP601 y que funcione correctamente la recepción de datos ya que el módulo implementado tenía algunos errores que se tuvieron que arreglar.

Palabras clave: FPGA, Ethernet, Gigabit

Abstract

Xilinx's development board SP601 includes an integrated circuit allowing communication via Ethernet at speeds of 10/100/1000 Mbps. To maximize data transmission bandwidth for the JARS 2.0 system, the board will be configured to Gigabit Ethernet speeds. Xilinx's IP cores only have the 10/100Mbps interfaces enabled, the 1000Mbps interface is a paid license option. Even then, there is no access to the source code (a black box). Due to these limitations, an open source IP Core was chosen. The Gigabit Ethernet MAC core based on the USRP2 (Universal Software Radio Peripheral) works on a similar Digilent Atlys system. The code was adapted to work with the SP601 board, correctly receiving data since the implemented module included a few errors that needed to be corrected.

Keywords: FPGA, Ethernet, Gigabit

1. Introducción

El presente proyecto forma parte del sistema JARS v2.0, el cual es la mejora del proyecto JARS (Jicamarca Acquisition Radar System). Se utilizan múltiples tarjetas de adquisición conectadas a un sub-sistema de recolección de datos filtrados y se comunica con un host, logrando así la adquisición simultánea de datos con hasta 16 canales. En el proyecto JARS en donde las tarjetas de adquisición para almacenamiento son NiDAQ. Estas tarjetas NiDAQ no soportan altas velocidades de transferencia de datos con el host, usan drivers cerrados propietarios y específicos a sistemas operativos, y por obsolescencia el soporte de la compañía no es ideal. Su uso también ata de manos al entorno de desarrollo. Por lo tanto, se

decidió cambiar la tarjeta de control por un sistema Spartan 6 FPGA SP601 en donde la comunicación con el sistema de almacenamiento en una PC se haga a través de comunicación Ethernet por paquetes.

El sistema JARS v2.0 debe funcionar a una velocidad Gigabit Ethernet (mínimo de 256Mbps para soportar 16 canales de adquisición almacenando datos en paralelo), por lo tanto el sistema FPGA en la Spartan 6 SP601 es ideal, por ser un sistema completo con comunicación Ethernet incluida y versatilidad del sistema al contener hardware reconfigurable. Sin embargo se debe configurar la tarjeta para que nos proporcione un alto ancho de banda. La tarjeta cuenta con un chip PHY el cual se encarga de la comunicación en la capa física. El Gigabit Ethernet MAC core (gmac)

Citar como: Cériida R., S y J. Ortiz, 2014. Open Core Ethernet para JARS v2.0. Compendio de estudiantes 2014, IGP.



Figura 1. Tarjeta de Evaluación SP601, incluyendo un FPGA Spartan 6, diversos GPIOs, e interfaz RJ45 Ethernet.

nos proporciona el hardware necesario para poder transmitir y recibir adecuadamente paquetes de datos a través del protocolo de comunicación UDP. El ancho de banda del sistema se monitoreará con el software analizador de redes Wireshark en donde se puede además ver cada uno de los paquetes enviados o recibidos para verificar que toda transferencia de datos ocurra sin problemas. El core también cuenta con un bus de opencores.org Wishbone para poder configurar al gemac con mayor facilidad.

2. Materiales

El sistema estuvo compuesto por el siguiente entorno de desarrollo:

- ISE Design Suite 14.7 de Xilinx (ISE, Core Generator, PlanAhead, iMPACT)
- Tarjeta FPGA SP601 de Xilinx
 - Spartan-6 xc6slx16-2csg324
 - Marvell 88E1111 Integrated 10/100/1000 Ultra Gigabit Transceiver

La instalación inicial incluye:

- Conectar la tarjeta SP601 a la computadora por medio de su cable USB-UART, USB-JTAG, Ethernet y cable de alimentación.
- Programar el FPGA se usa ISE Design Suite 14.7/ ISE Design Tools/64-bits tools/iMPACT.
- Monitorear la comunicación a través del programa Wireshark en el Local Area Connection

3. Método

En el desarrollo de este proyecto se utilizó un gemac core basado en el software del USRP2. La descripción de hardware de los módulos que la componen está hecho en el lenguaje Verilog. A continuación se muestra un diagrama de los bloques más relevantes

del gemac y la jerarquía de todos los módulos que componen al gemac.

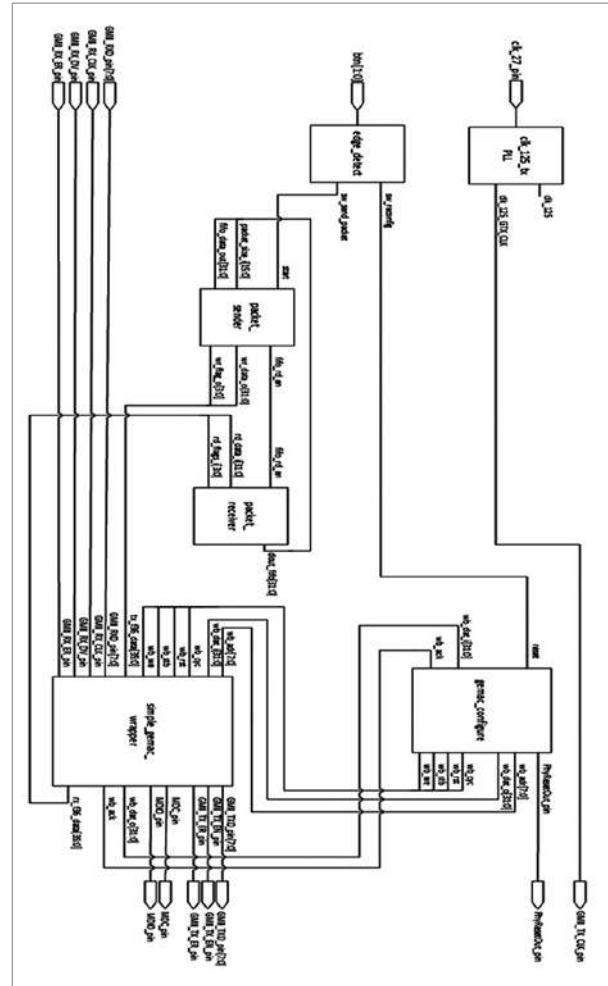


Figura 2. Diagrama de bloques del código base de Gigabit Ethernet para tarjeta Atlys.

El módulo principal de nuestro core tiene diversas entradas y salidas conectadas a pulsadores, al oscilador que proporciona la señal de reloj y al PHY. Además, el gemac se encuentra compuesto de diversos bloques que se encuentran interconectados para poder funcionar correctamente. En esta sección se describe la función que cumple cada módulo presentado en la Figura 2.

Se descubrió los bloques principales del código base para la tarjeta Atlys, que eran clk 125 tx, gemac configure, simple gemac wrapper, packet receiver y packet sender.

3.1. Clk_125_tx

El presente módulo se generó a partir de un IP core de Xilinx, es un PLL y su función es proveer de las líneas de reloj necesarias para el sistema. Debido a que la interfaz es GMII, proveen 8 bits de datos trabajando a 125Mhz cada uno para llegar a 1Gbps.

3.2. gemac_configure

La configuración del gemac se realiza a través del bus Wishbone, es por eso que notamos señales propias de este bus tales como:

- wb_ack,
- wb_adr[7:0],
- wb_dat_o[31:0],
- wb_cyc,
- wb_rst,
- wb_stb,
- wb_we
- we_dat_i [31:0]

Además, tiene una salida que resetea el PHY para su reconfiguración (PhyResetOut_pin) y una salida ready la cual indica a todos los demás módulos que el PHY ya se configuró y salen de un estado de reset para comenzar a funcionar según lo configurado.

En la tabla 1 se muestra la máquina de estados que configura el PHY, cabe resaltar que el addr corresponde a la dirección establecida en el módulo simple_gemac_wb y se están despreciando los dos bits menos significativos porque por alguna razón así se diseñó.

La principal configuración es en el estado 11 para habilitar las opciones en la recepción de paquetes. Si sólo se habilita unicast entonces solo se recibirán paquetes que tienen como dirección MAC de destino la del FPGA con el que estamos trabajando. Otras opciones son multicast y broadcast.

Tabla 1: Maquina de estados de gemac_configure

Estado	Descripción del estado
0	Resetear el PHY y el bus Wishbone por más de 10ms, phy_reset se activa en baja y wb_rst en alta
1	Se resetea la cuenta de los 10ms
2	phy_reset se pone en alta y e espera nuevamente 10ms de estabilización del chip, wb_rst se pone en baja
3	Setear el clock divider del MDIO a 24, addr = 5, data = 24
4	Espera por el Wishbone Acknowledgement, wb_ack = 1
5	Setear al modo de operación GMII, addr = 6, data = {5'd27, 3'd0, PHY_ADDR}, donde el 27 es el número del registro que se necesita leer para luego preservar el valor de dichos bits y el PHY_ADDR según user guide es 7

Estado	Descripción del estado
6	Espera por el Wishbone Acknowledgement, wb_ack = 1
7	Comando para solicitar leer el status de la operación, addr = 8, data = 6
8	Espera por el Wishbone Acknowledgement, wb_ack = 1
9	Lee status del MII, addr = 9
10	Espera que el bit 1 de MIISTATUS se encuentre en baja, significa que el chip ya no está ocupado
11	Setea misc_settings (addr = 0), para que el MAC pueda recibir paquetes en modo unicast,multicast,broadcast o habilitar todo (revisar simple_gemac_wb)
12	Espera por el Wishbone Acknowledgement, wb_ack = 1
13	Guarda resultado de lectura en mii_result y vuelve a escribir en el registro 27 la data que se quería preservar para el modo GMII, addr = 6, data = {5'd27, 3'd0, PHY_ADDR}
14	Espera por el Wishbone Acknowledgement, wb_ack = 1
15	Comando TxData para solicitar escritura de registro y setear el modo HWCFG_MD = GMII que según user guide es 4b'1111
16	Espera por el Wishbone Acknowledgement, wb_ack = 1
17	Se resetea contador y se prepara para leer el status del registro 1, addr = 6, data = {5'd1, 3'd0, PHY_ADDR}
18	Espera por el Wishbone Acknowledgement, wb_ack = 1
19	Comando para solicitar leer el status de la operación, addr = 8, data = 2
20	Espera por el Wishbone Acknowledgement, wb_ack = 1
21	Se lee el MIISTATUS, addr = 9
22	Espera que el bit 1 de MIISTATUS se encuentre en baja, significa que el chip ya no está ocupado
23	Comando para solicitar leer MIIRX_DATA, addr = 10
24	Espera por el Wishbone Acknowledgement, wb_ack = 1 y luego guarda la lectura en mii_result
25	Verificar que bits 9 y 10 de MIIRX_DATA estén en baja y continuar
26	Verificar que el bit 5 de MIIRX_DATA este en alta, significa negociación completa, de no ser así regresar al estado 17 y comenzar nuevamente
27	Setea ready en alta lo que permite que módulos como packet_sender y packet_receiver salgan de su estado de reset y comiencen a funcionar

3.3. simple_gemac_wrapper

El módulo de simple_gemac_wrapper se comunica por medio del bus Wishbone y está compuesto principalmente por los siguientes dos módulos: simple_gemac y simple_gemac_wb.

El simple_gemac posee entradas y salidas de control que sirven principalmente para establecer los parámetros necesarios para la transmisión y recepción de data en el MAC. Dentro de este módulo tenemos dos funciones importantes.

El primero es el simple_gemac_tx el cual se encarga de los estados en que se encuentra la transmisión, es decir, preamble, start of frame, end of frame, pause, error y también fija ciertos parámetros como mínimo y máximo largo del frame

El segundo es el simple_gemac_rx el cual cumple una función similar al módulo mencionado anteriormente pero referente a la recepción de data.

3.4. packet_receiver

Es el modulo necesario para recibir y ordenar la data de forma correcta. La data que se va recibiendo se almacena en una memoria FIFO de 32 bits de largo. Las principales señales de entrada son el habilitador de lectura para la FIFO (fifo_rd_en) y la señal de data (rx_f36_data).

La máquina de estados de este módulo nos proporciona la data en grupos de 8 bits por lo tanto hay otro bloque interno que ordena estos bytes en palabras de 32 bits para que puedan ser guardadas en la FIFO sin ningún problema.

3.5. packet_sender

El modulo del packet_sender se encarga de formar los paquetes UDP para que sean enviados correctamente con sus respectivas cabeceras IP y UDP.

Para la máquina de estados del packet_sender se necesita saber la longitud de paquetes antes

de iniciar la transmisión para poder generar adecuadamente las cabeceras. Por lo tanto, para simplificar este inconveniente estamos utilizando la FIFO_echo, la cual es de tipo First-Word Fall-Through y nos permite tener acceso a la siguiente data disponible sin necesidad de efectuar una lectura.

Hay varios parámetros de los cuales son necesarios cambiarlos según el FPGA y computadora que se vaya a utilizar ya que cada dispositivo tiene diferente dirección MAC, IP y puertos asignados. Se establece para la cabecera IP que el parámetro de identificación sea IP_IDENTIFICACION = 16'haabb y la fragmentación IP_FRAG = 13'd0. A continuación se muestran los parámetros correspondientes al FPGA (source) y computadora (destination) utilizados en este proyecto.

```

SRC_PORT      = 16'h1234; //4660
DST_PORT      = 16'h1234; //4660
SRC_MAC       = 48'h000a_3502_05f2;
//PHY MAC     = 00:0a:35:02:05:f2
DST_MAC       = 48'hb888_e313_0b1c;
//PC-Ethernet MAC b8:88:e3:13:0b:1c
DST_IP        = 32'hc0a8_0164; //192.168.1.100
SRC_IP        = 32'ha9fe_010f; //169.254.1.15
    
```

En la Tabla 2 se puede apreciar un ejemplo de cómo es la trama de un paquete UDP/IP, los datos y cabeceras son solo referenciales. Lo más importante es observar cómo están organizados los paquetes y cuantos bytes corresponden para cada parámetro de las cabeceras IP y UDP.

Debemos tener en consideración como se realiza la suma de cabeceras o header_checksum el cual es un parámetro para detectar errores. La suma de cabeceras suma la data de las siguientes cinco cabeceras:

- header_1 = {16'h4500, packet_length_ip};
- header_2 = {IP_IDENTIFICACION[15:0], 3'b000, IP_FRAG[12:0]}; // IP identification, fragment;
- header_3 = {16'h4011, 16'h0000}; // TTL, protocol, checksum

Tabla 2 : Ejemplo de frame formado en el módulo packet_sender

No. byte	Frames															
0	00	23	df	ff	33	11	00	37	ff	ff	37	37	08	00	45	00
	DST_MAC				SRC_MAC				Protocol type IP							
10	00	3c	aa	bb	00	00	40	11	8c	5e	a9	fe	4d	01	a9	fe
	packet_length_ip		IP_IDENTIFICACION		IP_FRAG		TTL(time to live), protocol				checksum		SRC_IP		DST_IP	
20	a2	99	12	34	12	34	00	28	00	00	41	42	00	00	00	00
	DST_IP		SRC_PORT		DST_PORT		packet_length_udp		UDP checksum		DATA					
30	00	00	00	01	00	00	00	02	00	00	00	03	00	00	00	04
	DATA															
40	00	00	00	05	00	00	00	06	00	00	00	07	00	00	00	08
	DATA															
50	00	00	00	09	00	00	00	0a	00	00	00	0b	00	00	00	0c
	DATA															

- header_4 = SRC_IP;
- header_5 = DST_IP;

4. Resultados

4.1. Pruebas de echo

A partir de la prueba de eco (recibir, almacenar y retransmitir), se pudo comprobar que la recepción y almacenamiento de paquetes UDP fue exitosa, sin embargo la transmisión de paquetes obteniendo la data a través de la FIFO aún tiene ciertos problemas ya que los bytes salen desplazados. El archivo utilizado para esta prueba fue SP601_ver11.

4.2. Pruebas de ancho de banda

Además de la prueba de eco, también se realizó una prueba para medir el ancho de banda de transmisión. Para esta prueba los datos transmitidos se generan dependiendo del packet_size_i el cual establece el largo de paquete y se determina mediante los switches de la tarjeta SP601 y no mediante la FIFO como en la prueba anterior. La prueba solo se efectuó durante 10 segundos ya que la computadora al recibir durante mucho tiempo data a velocidad cercana a Gigabit y con el analizador Wireshark ejecutándose, almacena más data de la que su memoria puede soportar y puede llegar a colgarse.

Los resultados fueron los siguientes:

- Packets: 774338
- Between first and last packet: 9.773 sec
- Dropped packets: 23315 (3.011%)
- Avg. packets/sec: 79234.807
- Avg packet size: 1502.164 bytes
- Avg Mbit/sec: 952.190

5. Discusión

Se sugiere que cuando esté funcionando totalmente bien, se modifique los estados iniciales de la máquina de estado de packet_receiver para que en vez de descartar las direcciones MAC, IP y puertos de fuente y destino más bien las utilice como filtros y para verificar que recepcione solo data de las fuentes deseadas y paquetes que tengan como destino el FPGA.

Se piensa que también sería bueno guardar luego de cada frame recibido una palabra que signifique final del frame y tenga un valor como por ejemplo 32'hfff_fff para poder usarlo como un símbolo de verificación.

Si se desea alcanzar un mayor ancho de banda se puede modificar el gemac para envío y recepción de Jumbo packets.

Para asegurar que todos los paquetes se transmitan correctamente se podría evaluar la implementación del protocolo TCP/IP.

6. Conclusiones

Se logró desarrollar un sistema FPGA que pudiera establecer comunicación UDP/IP entre la tarjeta Spartan 6 SP601 y una computadora a una velocidad mayor de 900 Mbps.

El utilizar el bus Wishbone facilita la comunicación entre módulos y brinda la posibilidad de integración del gemac con otros IP Cores de OpenCores si fuera necesario en un futuro.

El código que se utilizó en Python para enviar paquetes UDP tiene el inconveniente que aparentemente la única forma de que transmita a través de Ethernet es cuando se envía broadcast. Para todos los demás IP que se especifican en el socket solo se envía por Wireless.

Mientras más sea el largo de los paquetes UDP mayores velocidades se pueden alcanzar, sin embargo hay más riesgo que se pierdan paquetes por errores en la transmisión (dropped packets)

7. Agradecimientos

Mi agradecimiento al Radio Observatorio de Jicamarca y al Instituto Geofísico del Perú, por haberme brindado un ambiente agradable de trabajo y los recursos necesarios para realizar esta investigación. Asimismo, mi agradecimiento a mi asesor el Dr. Jorge Ortiz.

8. Bibliografía

XILINX. SP601 Hardware User Guide. UG518 (v1.7), Setiembre 2012.

MARVELL. 88E1111 Product Brief, Integrated 10/100/1000 Ultra Gigabit Ethernet Transceiver. Doc. No. MV-S105540-00, Rev. A, Octubre 2013

XILINX. LogiCORE IP FIFO Generator v9.3, Product Guide. PG057, Diciembre 2012.

MOHOR, Igor. Ethernet IP Core Design Document. Rev. 0.4, Octubre 2002

SILICORE, OpenCores. Wishbone B4, WISHBONE System-on-Chip (SoC) Interconnection Architecture for Portable IP Cores, 2010



INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

Instituto Geofísico del Perú
Calle Badajoz 169, Urb. Mayorazgo, IV Etapa, Ate Vitarte