



INSTITUTO GEOFISICO DEL PERU
Centro Nacional de Datos Geofísicos
BIBLIOTECA

**COMPENDIO DE TRABAJOS DE INVESTIGACIÓN
REALIZADOS POR ESTUDIANTES
DURANTE EL AÑO 2003**

Volumen 5

Lima - Perú
Enero 2004

PROLOGO

Durante el año 2003, el Instituto Geofísico del Perú (IGP) ha recibido en calidad de practicantes a estudiantes de diversas universidades del país cuyas especialidades tienen relación con los diversos campos de investigación que se desarrollan en el IGP. Al final de sus prácticas cada estudiante ha elaborado un informe que es divulgado en forma de artículos por el Centro Nacional de Datos Geofísicos, a través de la Biblioteca Central. Esta tarea se inició en el año 2000 y a la fecha se cuenta con cuatro volúmenes que reúne en una serie de *Compendios*, todos los trabajos realizados por dichos estudiantes.

En este año, se edita el Volumen 5 del *“Compendio de Trabajos de Investigación realizados por Estudiantes durante el Año 2003”* con un total de 14 artículos elaborados por estudiantes que realizaron sus Prácticas en los Observatorios de Jicamarca, Ancón y Camacho, además de la Oficina Periférica del IGP en Chiclayo. Los artículos consideran temas en Ionosfera, Astronomía, Tiempo y Clima, Sismología y Geodinámica Superficial.

El contenido de los artículos que se presentan en este volumen es de total responsabilidad del investigador que tuvo a su cargo la formación del estudiante. El comité editorial se limitó a organizar la estructura del artículo de acuerdo al formato del *Compendio*.

Como cada año, esperamos que los diversos temas que se presentan sean indicadores de los diferentes campos de investigación que se desarrollan en el IGP, y así motivar a que nuevos estudiantes busquen ampliar sus conocimientos en este fascinante campo de investigación que tiene como fuente de estudio a la Tierra.

“Quienes se ufanan de amplios conocimientos son como los frondosos árboles, tienen tantas hojas que ocultan sus pequeños frutos.” (anónimo).

Hernando Tavera
Editor

PRESENTACION

El presente Volumen 5 de la serie “*Compendio de Trabajos de Investigación realizados por Estudiantes durante el Año 2003*” reúne los diversos trabajos realizados por los estudiantes universitarios durante el año 2003 en cada uno de los campos de investigación que se desarrollan en el Instituto Geofísico del Perú (IGP). Estos estudiantes ingresaron al IGP a través de la Dirección General de Asuntos Académicos y proceden de las áreas de Física, Geofísica, Geología, Meteorología, Matemáticas e Ingeniería Electrónica de diferentes universidades del país. Estos estudiantes han desarrollado en el IGP un tema de investigación durante un período de 3 a 6 meses para luego presentar sus resultados en un informe técnico. Estos informes son entregados al Centro Nacional de Datos Geofísicos, quien a través de la Biblioteca los publica a manera de artículos en un compendio.

Algunos de los trabajos que se presentan en este *Compendio* han sido punto de partida para que algunos estudiantes profundicen sus investigaciones y así dar paso a la elaboración de una tesis profesional y para lo cual el IGP les apoya otorgándoles una beca. Al igual que en el volumen anterior, se ha incluido un trabajo invitado y en este caso, el autor comenta algunas experiencias por él vividas durante la ocurrencia del último gran terremoto que afectó la región Sur de Perú.

Divulgar el conocimiento en forma de trabajos científicos, es una de las metas que el IGP esta cumpliendo con meritorio esfuerzo y obteniendo como resultado, la formación de profesionales capaces de realizar trabajos de investigación de alto nivel y así contribuir a mejorar la capacidad científica de los estudiantes en el área de la geofísica. Este compendio de 14 trabajos en diferentes especialidades de la geofísica, muestra el esfuerzo de los estudiantes e investigadores por desarrollar la investigación en nuestro país.

La edición del presente volumen, ha contado con el apoyo de la Sra. Ivonne Perez-Pacheco, en su labor de asistente de edición y diagramación final del compendio. Nuestro agradecimiento al Dr. Hernan Montes, Director Técnico del IGP por su confianza y apoyo a la investigación. A la Dirección de Administración y muy especial al Director de Logística, Sr. Juan Ugarte por el apoyo prestado para concluir con la edición de este volumen.

Hernando Tavera, PhD
Investigador Científico Asociado

CONTENIDO

Prologo

Presentación

Predicciones de la frecuencia crítica en la región F2 de la ionosfera para latitudes peruanas	9
<i>Ronald R. Ilma Campana</i>	
Generación de ruido y su conmutación con la señal de la antena de 50mhz del radio-observatorio de Jicamarca	21
<i>Wilbert Villena Gonzáles</i>	
Análisis, cálculos y datos de eclipses lunares y solares durante el año 2003	33
<i>Jason Méndez Córdova</i>	
Cálculo de hipocentros utilizando registros digitales de una estación sísmica de tres componentes de la Estación de Piura (PIU)	49
<i>Fernando Miguel Rovalino Chávez</i>	
El fenómeno del Niño y pronóstico de la precipitación en la costa norte del Perú	63
<i>Manuel Jesús Ugaz Alarcón</i>	
Validación de los pronósticos de temperatura y precipitación con el modelo operacional de mesoescala MM5 para la costa norte del Perú	83
<i>Jorge Enrique Flores Rojas</i>	
Aspectos generales del sismo de Nazca del 12 de noviembre de 1996	95
<i>Rocio Parillo Saico</i>	
Cálculo de los parámetros hipocentrales del sismo del 23 de junio del 2001	111
<i>Cesar Paul Huayhua Calapuja</i>	
Aspectos generales del terremoto de Arequipa del 23 de junio de 2001	125
<i>Darwin Edgardo Calla Pilco</i>	
Evaluación de la relación de Poisson para sismos superficiales, intermedios y profundos	141
<i>Jesús Uldarico Huarachi Berroa</i>	
Evaluación de los parámetros hipocentrales del sismo de Lima del 28 de mayo del 2003	155
<i>Pedro Alarcón Yáñez y Karin G. Salazar Granados</i>	
Sistema de monitoreo remoto para el control de deslizamientos	173
<i>Dora A. Cornejo Salazar</i>	
Métodos de evaluación de los deslizamientos	183
<i>Lourdes D. Cacya Dueñas</i>	
TRABAJO INVITADO	
Breve testimonio del Terremoto del 23 de junio del 2001	195
<i>Victor Aguilar</i>	

PREDICCIONES DE LA FRECUENCIA CRÍTICA EN LA REGIÓN F2 DE LA IONOSFERA PARA LATITUDES PERUANAS

RONALD RAMON ILMA CAMPANA

*Escuela Profesional de Física
Facultad de Ciencias Naturales y Matemáticas
Universidad Nacional Federico Villarreal
rilma@jro.igp.gob.pe*

*Prácticas dirigidas por: Dr. Jorge Chau
Oscar Véliz Castillo
Radio Observatorio de Jicamarca - IGP*

RESUMEN

Desde el inicio de la investigación ionosférica, el modelamiento de la ionosfera a estado sujeto a un intenso y continuo trabajo por parte de geofísicos y radio-usuarios con el fin de describirla físicamente y para mejorar la diversidad de aplicaciones en la radio-propagación (diseño de sistemas HF, planificación de circuitos de enlaces y predicciones para el control en tiempo real de los parámetros ionosféricos con propósitos de clima espacial y comunicaciones Tierra-satélite). Estas necesidades requieren contar con modelos válidos para regiones específicas ó globales, por esto, el presente trabajo pretende colaborar en la verificación de la validez del modelo de Ionosfera Internacional de Referencia (IRI) en la geografía Peruana, particularmente en la predicción de una variable ionosférica, la frecuencia crítica de la región F2 de la ionosfera (foF2). Los resultados apuntan a que el grado de aproximación entre los valores experimentales y de predicción de foF2 es mayor si se utiliza la opción CCIR (*Comité Consultatif International des Radiocommunications*) en el modelo IRI.

INTRODUCCIÓN

El impacto de los fenómenos solares y la actividad geomagnética, magnetosférica e ionosférica asociadas en las cercanías del ambiente terrestre son un importante tema en geofísica. Sistemas de telecomunicación terrestre y de Tierra-espacio, redes eléctricas de potencia, exploración geofísica, control aeroespacial y las campañas de exploración científica son enormemente afectados por la actividad solar-terrestre. La ionosfera terrestre es un plasma frío y magnetizado que envuelve a la Tierra y cuyo comportamiento está intensamente influenciado por la magnetosfera que la rodea y una atmósfera neutra por debajo. Los flujos de corriente eléctrica altamente variables en la ionosfera y magnetosfera,

unidas a las corrientes del espacio interplanetario traídas por el plasma del viento solar y sus campos eléctricos asociados manifiestan una gran influencia sobre la dinámica y estructura de la ionosfera.

La enorme cantidad de datos ionosféricos producidos hasta la actualidad, en combinación con la teoría y modelos numéricos, ha formado un clima de entendimiento de nuestra ionosfera. La descripción y predicción de un medio tan variable y complicado como la ionosfera es imposible si es que sólo contamos con los métodos de observación [*Maurits et al.*, 1993]. El modelado es un elemento necesario para esclarecer sus propiedades. A partir de las observaciones, el modelado

ha creado una imagen de las diversas interacciones y mecanismos del sistema ionosfera – termosfera - magnetosfera, dando como consecuencia un patrón ionosférico global.

Sin una comparación adecuada entre las mediciones y simulaciones es imposible afirmar una adecuada caracterización de la ionosfera. Por tal razón, esta investigación verifica la validez de un modelo empírico al predecir la foF2 sobre el territorio Peruano, al compararlas con valores experimentales.

FUNDAMENTOS

Las ondas de radio con frecuencia f , viajando verticalmente hacia arriba, son reflejadas en el punto donde la densidad del electrón N_e alcanza el valor de $1.24 \times 10^{10} f^2$. f es la llamada frecuencia crítica del plasma con densidad de electrones N_e . En esta ecuación, N_e está en unidades de m^{-3} y f esta en MHz. Claramente la frecuencia relacionada al punto de más alta densidad en la ionosfera es de especial importancia, ya que las ondas de radio con frecuencias mayores serán capaces de atravesar la ionosfera sin ser reflejada a tierra. El máximo de la densidad en un perfil de densidad de electrones ocurre en la región F2 (ver Figura 1) y la frecuencia del plasma, foF2, es uno de las características más importantes.

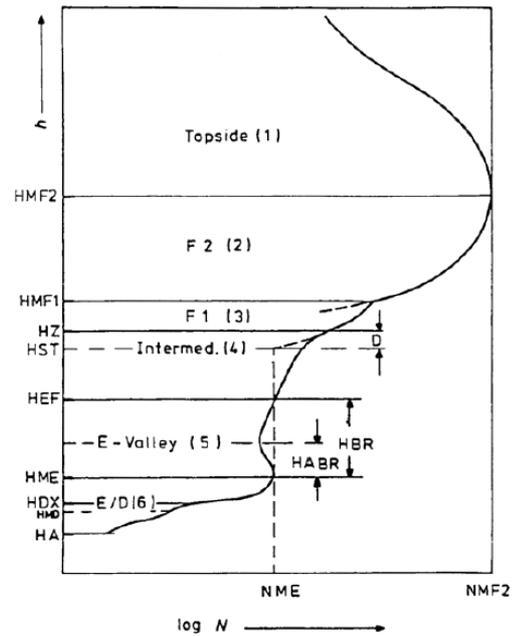


Figura 1. Modelo del perfil de la densidad de electrones utilizado en el modelo IRI [Bilitza, 2002]. Se observa que el 'bottomside' está compuesto de 5 intervalos de altura, numerados del 2 al 6; el perfil en el topside está umerado con 1. Encima de la capa E (6) se aprecia la región del valle (5). $N_m F2$ esta relacionado con foF2 como se aclaró anteriormente.

Mapas numéricos

Considerando la compleja morfología de la región F2 sobre el globo terrestre, han salido a la luz métodos numéricos que proporcionan una visión de la estructura geográfica representada (Figura 2).

El término mapa numérico [Zolesi and Cander, 2000] es utilizado para señalar a la función $\Omega(\lambda, \theta, T)$ de las tres variables: latitud λ , longitud θ y tiempo T . La función $\Omega(\lambda, \theta, T)$ es obtenida mediante el ajuste de cierta serie polinomial de funciones de tres variables a una base de datos ionosféricos. La forma general de la función mapa numérico $\Omega(\lambda, \theta, T)$ es la serie de tiempo de Fourier:

$$\Omega(\lambda, \theta, T) = \alpha_0(\lambda, \theta) +$$

$$\sum_{j=1}^H [\alpha_j(\lambda, \theta) \cos(jT) + b_j(\lambda, \theta) \sin(jT)]$$

donde λ es la latitud geográfica ($-90^\circ < \lambda < 90^\circ$), θ es la longitud geográfica ($0^\circ < \theta < 360^\circ$), T es la hora universal expresado en un ángulo ($-180^\circ < T < 180^\circ$), H es el número máximo de armónicos utilizados para representar la variación diurna.

Los coeficientes de Fourier, $\alpha_j(\lambda, \theta)$, varían con las coordenadas geográficas y son representadas por series de la forma:

$$\alpha_j(\lambda, \theta) = \sum_{k=0}^k U_{2j,k} G_k(\lambda, \theta),$$

$$j = 0, 1, 2, \dots, H$$

$$b_j(\lambda, \theta) = \sum_{k=0}^k U_{2j-1,k} G_k(\lambda, \theta),$$

$$j = 1, 2, \dots, H$$

donde $G_k(\lambda, \theta) = \sin^{q_i} X \cos \lambda^i \sin i \theta$, es la función de coordenadas geográficas. La inclinación magnética modificada X sigue la relación:

$$X = \text{tg}^{-1}(I / \sqrt{\cos \lambda})$$

sobre el lugar donde I es la inclinación magnética. Este parámetro expresa el hecho de que la ionosfera, especialmente la región F2, esta regulada por la inclinación magnética así como también por la latitud geográfica. Aquí el entero q_i , $i = 0, 1, \dots, m$, depende del orden m del armónico de la longitud. Un mapa numérico esta definido por un conjunto de coeficientes $U_{2j,k}$.

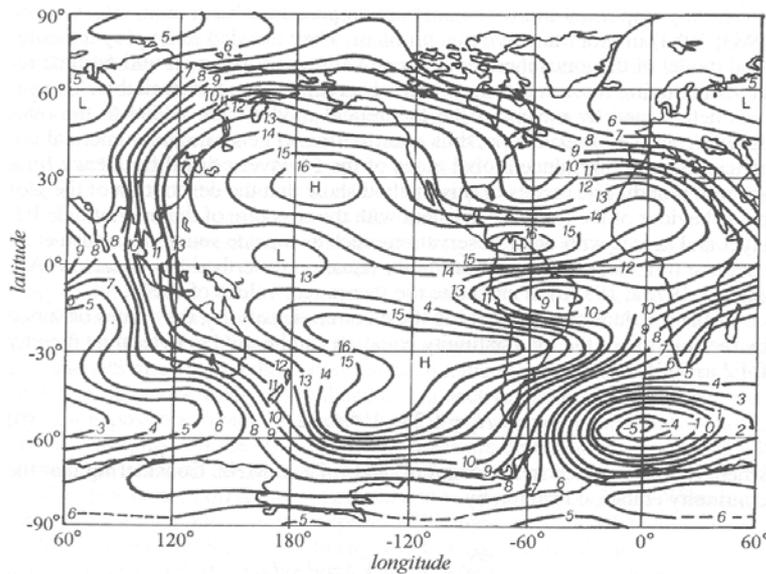


Figura 2. Mapa numérico de las medias mensuales de foF2, Marzo de 1958, UT=0000 [Zolesi and Cander, 2000]. Los valores están dados en MHz.

Modelo IRI

El *Committee on Space Research* (COSPAR) y la *International Union of Radio Science* (URSI) establecieron un grupo internacional para desarrollar y mejorar un modelo estándar de los parámetros del plasma ionosférico. Este modelo es el *International Reference Ionosphere* (IRI). COSPAR está interesado en una descripción general de la ionosfera como parte del ambiente terrestre en la evaluación de los efectos ambientales sobre las naves espaciales y experimentos en el espacio. El principal interés de URSI está en la densidad de electrones IRI, y así definir la ionosfera para estudios y aplicaciones de la propagación de ondas de radio [Bilitza, 2001].

IRI es uno de los modelos empíricos de mayor uso. Ha estado bajo una constante validación y mejora por parte de la comunidad científica internacional. El énfasis del IRI está en reunir un gran conjunto de datos provenientes de instalaciones en tierra y del espacio a fin de proveer perfiles de altura real de la ionosfera. IRI proporciona la dependencia en altitud de la densidad de electrones, temperatura de iones y electrones, y la composición de iones positivos.

Para una descripción mundial del máximo de la densidad de electrones, IRI utiliza dos mapas numéricos a elección del

usuario: CCIR y URSI, que se detallan a continuación.

Mapa numérico CCIR

Son coeficientes utilizados para modelar f_oF_2 y $M(3000)F_2$ (factor de propagación para 3000 km vía refracción en la región F_2) recomendado por el CCIR. Los mapas CCIR se basan en los valores medios mensuales obtenidos de una red mundial de ionosondas (aproximadamente 150 estaciones) durante los años 1954 a 1958. Siguiendo un procedimiento de mapeo numérico (similar al explicado en la sección “**Mapas numéricos**” de esta publicación) desarrollado por *Jones and Gallet* (1962, 1965), los datos de cada estación son representados primeramente por una serie de tiempo de Fourier (en tiempo universal), para luego, en un desarrollo global utilizando una forma especial de las funciones de Legendre (latitud y longitud geográfica, e inclinación magnética modificada) se aplica a cada coeficiente de Fourier. Se han provisto de un conjunto de coeficientes para baja y alta actividad solar. Para niveles intermedios, se sugiere una interpolación lineal, o una extrapolación para mayores niveles. En total, el modelo CCIR consiste de $(988 + 441) \times 2 \times 12 = 34,296$ coeficientes.

Mapa numérico URSI

Estos coeficientes han sido obtenidos con el mismo proceso de los CCIR. Son el resultado del equipo de investigación de la *International Union of Radio Science* (URSI) Working Group G.5. Este modelo resolvió el inconveniente presentado por el modelo CCIR al simular sobre el océano, donde no existiesen mediciones de ionosonda o están muy dispersas. *Rush et al.* (1983, 1984) llenó los “gaps” en los datos antes de aplicar el procedimiento de mapeo mediante armónicos esféricos. *Fox and McNamara* (1988) establecieron los coeficientes URSI para la base de datos de Rush. Considera 180 estaciones.

Tabla 1. Estaciones Consideradas

ESTACIÓN	LONGITUD	LATITUD
Huancayo	-12.06	284.79
Talara	-4.58	278.73

DATOS

Valores promedios mensuales por horas de foF2 medidas en las estaciones listadas en la Tabla 1 fueron utilizados para verificar el desempeño del IRI como un predictor de esta variable ionosférica, considerando las dos opciones de modelo de foF2 (CCIR y URSI). El periodo considerado fueron los equinoccios y solsticios de 1958 y

1964 (años de alta y baja actividad solar, respectivamente). El criterio utilizado para la obtención de promedios a partir de las mediciones es el de contar con el 50% de días válidos para un mes en estudio, por ejemplo se calcula el promedio para las 1100 LT del mes de Junio si es que existen al menos 15 días que contengan datos válidos a las 1100 LT. Los valores experimentales fueron obtenidos de la base de datos ionosféricos de SPIDR “*Space Physics Interactive Data Resource*” (<http://spidr.ngdc.noaa.gov/spidr/index.html>). Los valores de IRI se han obtenido utilizando la opción “storm” o tormenta, la cual, utiliza los 12 valores previos del índice magnético “ap” para obtener una foF2 estimado (CCIR o URSI) corregido para las condiciones magnéticas [*Fuller-Rowell et al.* 2000].

Las Figuras 3 y 4 muestran las frecuencias críticas medidas y modeladas durante los años 1958 y 1964. Es claro observar que el modelo reproduce correctamente los diferentes patrones (fotoionización solar durante el “sunrise” y “sunset”). Una característica importante es que la predicción IRI sobre-estima a los valores medidos, como se explicará mas adelante.

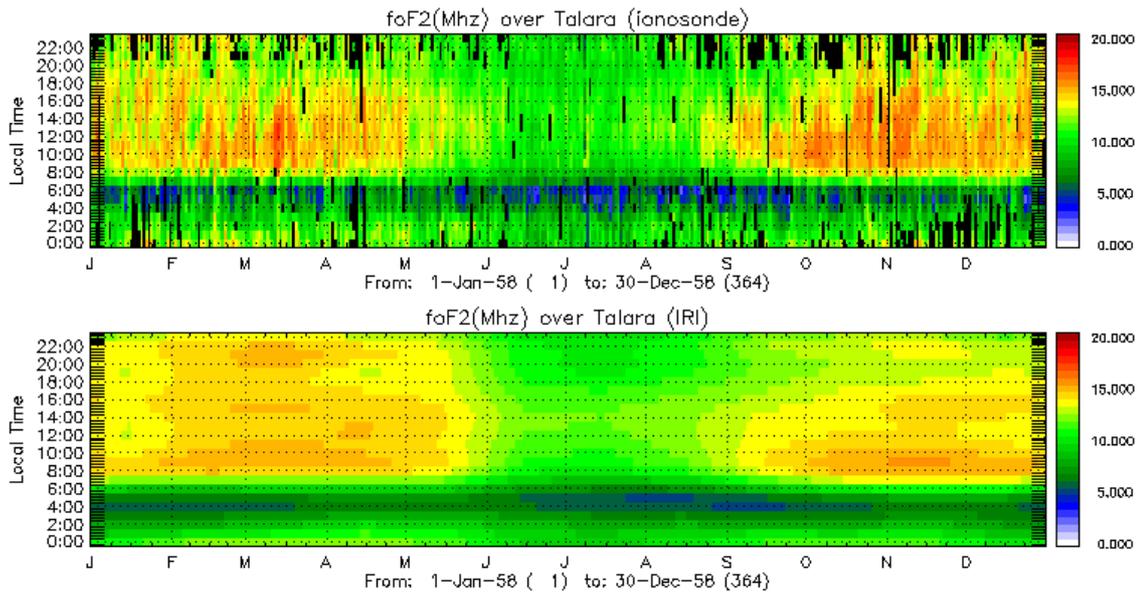


Figura 3. Frecuencia crítica de la región F2 (en MHz) medida con la ionosonda C-4 y modelada con el IRI (opción URSI), panel superior e inferior respectivamente, durante un año de alta actividad solar, 1958, en Talara, Perú. En la parte superior de la gráfica se marcan en color negro a toda ausencia de datos.

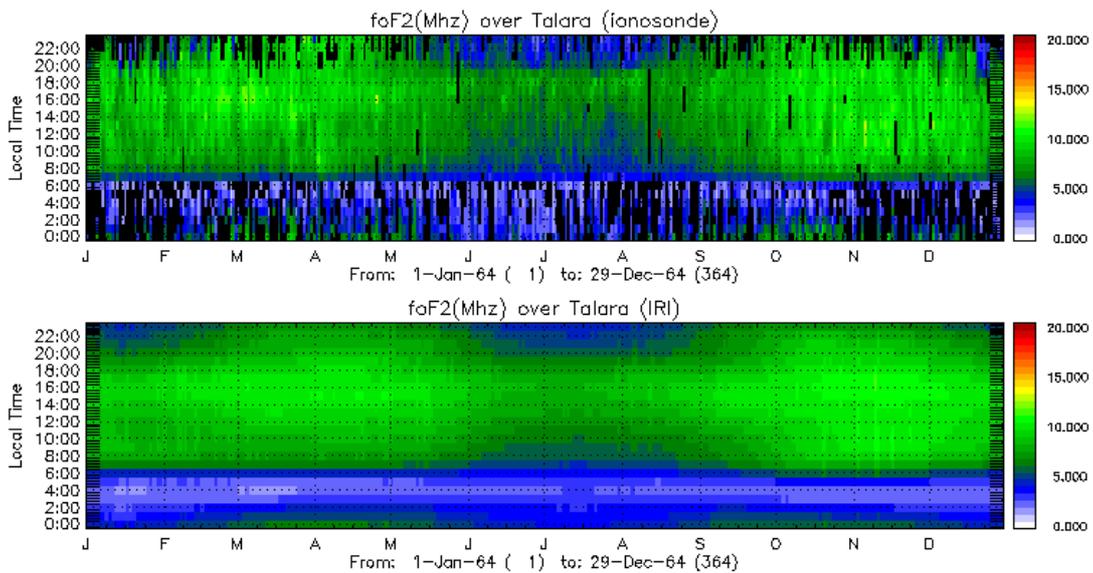


Figura 4. Frecuencia crítica de la región F2 (en MHz) medida con la ionosonda C-4 y modelada con el IRI (opción URSI), panel superior e inferior respectivamente, durante un año de baja actividad solar, 1964, en Talara, Perú. En la parte superior de la gráfica se marcan en color negro a toda ausencia de datos.

Resultados y Discusión

En líneas generales, la predicción (opciones CCIR y URSI) sobre-estima a la medición. La Figura 5 muestra los resultados para Huancayo durante periodos de alta y baja actividad solar (1958 y 1964, respectivamente). Puede

verse que hay una buena concordancia entre los promedios medidos y pronósticos de foF2. A la derecha de la misma Figura 5 se aprecia los resultados para un año de alta actividad solar (1958). Los resultados de la predicción sobre-estiman a la medición foF2 cerca del 20% luego de la puesta del sol durante el solsticio de alta

actividad solar. En la Figura 6 se aprecia los resultados para Talara para los mismos periodos de la Figura 5. Es importante recalcar que las limitaciones de un modelo empírico podrían ser aliviadas utilizando un modelo teórico ó físico.

A fin de resumir los resultados, es esencial conocer la desviación desde los valores experimentales, siendo esta desviación:

$$DEV = [(foF2^* - foF2) / foF2] \times 100$$

donde $foF2^*$ es la frecuencia crítica modelada de la región F2 y $foF2$ es la frecuencia crítica medida correspondiente.

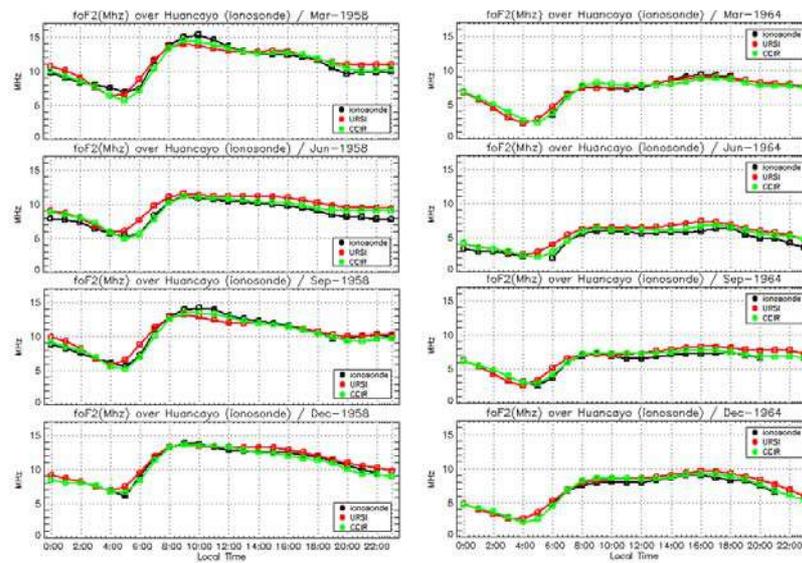


Figura 5. Frecuencia crítica de la región F2 observada (negro) y pronosticada por el IRI, con las opciones URSI (rojo) y CCIR (verde) para Huancayo, Perú.

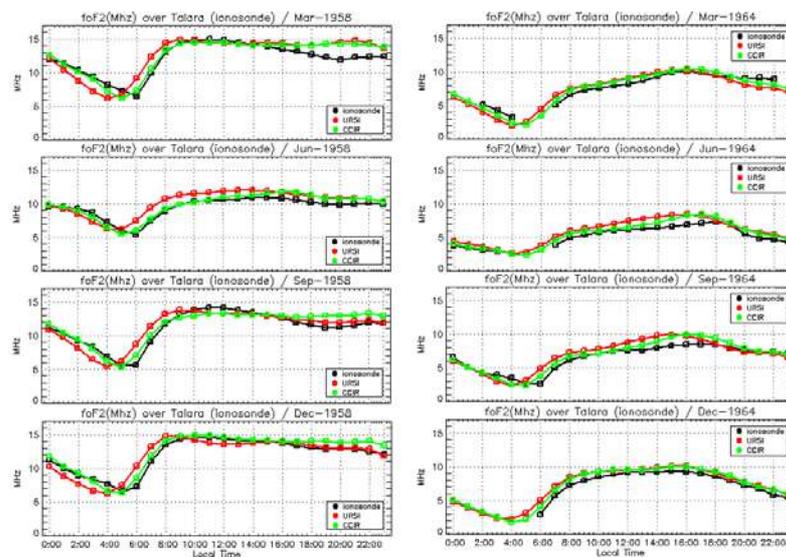


Figura 6. Frecuencia crítica de la región F2 observada (negro) y pronosticada por el IRI, con las opciones URSI (rojo) y CCIR (verde) para Talara, Perú.

Las Tablas 2 y 3 presentan las desviaciones máximas para las opciones CCIR y URSI respectivamente, en las cuales se observan que alcanzan valores tan altos como 40% ó más. Las Tablas 3 y 4 muestra las desviaciones para 0000, 0600, 1200 y 1800 LT. La comparación entre las Figuras 5 y 6 con la Tablas 2, 3, 4 y 5 muestra que existen desviaciones las

cuales son menores que el máximo, pero de apreciable duración (Talara Junio 1958, Huancayo Diciembre 1964). Estos resultados sugieren que sería posible establecer un enlace HF con un pronóstico de frecuencia mayor a lo que el circuito pudiera soportar.

Tabla 2. Desviaciones máximas de los datos experimentales foF2 (en porcentaje) considerando los mapas numéricos CCIR en el modelo IRI sobre Huancayo y Talara durante 1958 y 1964.

		CCIR option			
		Huancayo		Talara	
Year	Month	Dev	LT	Dev	LT
1958	3	-18	6	20	20
	6	17	23	11	6
	9	-9	4	25	6
	12	8	5	18	6
1964	3	9	10	-26	4
	6	43	6	20	16
	9	11	12	42	6
	12	8	18	40	6

Dev: Deviation, LT: LocalTime

Tabla 3. Desviaciones máximas de los datos experimentales foF2 (en porcentaje) considerando los mapas numéricos URSI en el modelo IRI sobre Huancayo y Talara durante 1958 y 1964.

		URSI option			
		Huancayo		Talara	
Year	Month	Dev	LT	Dev	LT
1958	3	18	6	41	6
	6	37	6	38	6
	9	21	6	53	6
	12	22	5	42	6
1964	3	34	6	-37	4
	6	100	6	29	7
	9	37	6	84	6
	12	17	21	72	6

Dev: Deviation, LT: LocalTime

CONCLUSIONES

Las Figuras 5 y 6 muestran el comportamiento diurno de la región F2 que esta sujeta a los procesos de producción, pérdida y difusión de electrones. En el amanecer la concentración de electrones se incrementa debida principalmente a la tasa de producción, estando en un plano secundario la pérdida y difusión. De esta

manera, las mediciones, juntamente con los modelos (IRI en este caso) proporcionan una visión en las interacciones y mecanismos físicos de la ionosfera

En general, el grado de aproximación entre los valores de foF2 medidos y de pronóstico según los resultados de las Tablas es de regular.

Tabla 4. Desviaciones de los datos experimentales foF2 (en porcentaje) considerando los mapas numéricos CCIR en el modelo IRI en Huancayo y Talara durante 1958 y 1964 para las 0000, 0600, 1200 y 1800 LT.

		CCIR option							
		Huancayo				Talara			
Year	Month	0	6	12	18	0	6	12	18
1958	3	2	-4	-2	2	5	13	-2	10
	6	12	0	3	4	4	11	3	10
	9	4	-4	-2	-2	4	25	-6	10
	12	ND	-8	3	-3	5	18	2	7
1964	3	ND	7	4	-5	ND	ND	9	5
	6	25	43	8	3	7	ND	7	9
	9	ND	11	11	0	-6	42	5	11
	12	ND	-7	7	8	ND	40	5	8

ND: No data

Tabla 5. Desviaciones de los datos experimentales foF2 (en porcentaje) considerando los mapas numéricos CCIR en el modelo IRI en Huancayo y Talara durante 1958 y 1964 para las 0000, 0600, 1200 y 1800 LT.

		URSI option							
		Huancayo				Talara			
Year	Month	0	6	12	18	0	6	12	18
1958	3	9	18	-5	1	1	41	-3	10
	6	15	37	7	12	3	38	12	9
	9	12	21	-8	0	-2	53	-6	5
	12	ND	4	3	2	-9	42	-6	2
1964	3	ND	34	4	-2	ND	ND	11	0
	6	23	100	14	8	15	ND	22	3
	9	ND	37	12	9	-9	84	16	1
	12	ND	8	9	12	ND	72	4	5

ND: No data

Además, los resultados sugieren que el modelo IRI, con la opción de mapas numéricos de foF2 CCIR, pueda ser utilizado en un servicio de “now-casting” y “forecasting” para comunicaciones ionosféricas, como por ejemplo, en el programa para el cálculo de la frecuencia máxima utilizable (disponible en la página web del Radio Observatorio de Jicamarca (<http://jro.igp.gob.pe/programs/muf/html/mufweb.htm>)) es actualmente un servicio de now-casting. Su desarrollo es explicado en *Ilma*, 2003. El modelo IRI sería utilizado para que este servicio proporcione un “forecasting”.

AGRADECIMIENTOS

Un agradecimiento al Dr. Jorge L. Chau y al Instituto Geofísico del Perú por darme la oportunidad, confianza y libertad para la realización de este trabajo. Al Sr. Oscar Véliz por su experiencia y apoyo para realización del mismo y a todo el personal del Radio Observatorio de Jicamarca por la amabilidad que los caracteriza.

BIBLIOGRAFÍA

Bilitza, D. (2001): “*International Reference Ionosphere 2000*”, Radio Science, Vol. 36. No. 2. Pgs 261.

Bilitza, D. (2002): Ionospheric models for radio propagation studies, Review of Radio Science 1999-2002, URSI, 625-679.

Fox, M. W. y L. F. McNamara (1988): Improved World-Wide Maps of Monthly Median foF2, J. Atmos. Terr. Phys. 50, 1077.

Fuller-Rowell, T., Araujo-Pradere, E. y Condrescu, M. (2000): An Empirical Ionospheric Storm-Time Ionospheric Correction Model, Adv. Space Res. 8, 8, 15-24.

Ilma, R. (2003): Observaciones de la ionosfera en Jicamarca y su utilidad en el cálculo de la frecuencia máxima utilizable, *Compendio de Trabajos de Investigación*, Instituto Geofísico del Perú, 4, 151-158.

Jones, W. B. y Gallet, R. M. (1962): The Representation of Diurnal and Geographic Variations of Ionospheric Data by Numerical Methods, Telecomm. J., 29, 129.

Jones, W. B. y Gallet, R. M. (1965): The Representation of Diurnal and Geographic Variations of Ionospheric Data by Numerical Methods, Telecomm. J., 32, 18.

Maurits, S. A. y Ivanov-Kholodny G. S. (1993): Ionospheric Structure and Modeling, Review of Radio Science 1990-1992, URSI, chapter 23, 491-521.

Rush, C. M., PoKempner, M., Anderson, D.N., Stewart, F. G. y Perry J. (1983): Improving Ionospheric Maps Using Theoretically Derived Values of foF2, Radio Sci. 18, 95.

Rush, C. M., PoKempner, M., Anderson, D. N., Perry, J.F., Stewart, G. y Reasoner, R. (1984): Maps of foF2 Derived from Observations and Theoretical Data, Radio Sci. 19, 1083.

Zolesi, B. y Cander, L. (2000): Evolution of the ionospheric mapping and modelling during the last four decades, Física de la Tierra, 12, 127-154.

GENERACIÓN DE RUIDO Y SU CONMUTACIÓN CON LA SEÑAL DE LA ANTENA DE 50MHZ DEL RADIO-OBSERVATORIO DE JICAMARCA

WILBERT VILLENA GONZALES

*Especialidad de Ingeniería Electrónica
Facultad de Ciencias e Ingeniería
Pontificia Universidad Católica del Perú
wvillena@jro.igp.gob.pe*

*Prácticas dirigidas por: Fernando Villanueva Ruiz
Radio Observatorio de Jicamarca - IGP*

RESUMEN

Los electrones en cualquier conductor con una temperatura diferente al cero absoluto están siempre en movimiento aleatorio. Este movimiento aleatorio de e^- en un conductor de resistencia "R" a una temperatura absoluta T(K) da lugar a un nivel de ruido.

Además, todo sistema, dispositivo, elemento, etc. a una determinada temperatura produce un determinado nivel de ruido, por lo tanto, el receptor tampoco escapa a esta limitación. Si queremos obtener el nivel de ruido que adiciona a la señal proveniente de la antena se necesita insertar a la entrada del sistema de recepción un nivel de ruido conocido y evaluarlo a la salida del sistema de recepción. Comparando las potencias de entrada y salida se podrá obtener el nivel de ruido generado por el receptor. La impedancia interna de dicho generador deberá ser igual al de la antena y no deberá cambiar durante condiciones de operación o no-operación.

El proyecto básicamente está dirigido a la construcción de un Generador de Ruido y de un circuito que conmutará entre el ruido y la señal proveniente de la antena.

INTRODUCCIÓN

En un radar es a menudo deseable tener cierto método automático de monitorear la Figura de ruido o *Noise Figure (NF)* del sistema de recepción. Esto se puede realizar insertando una señal de prueba (Ruido Blanco) dentro del receptor durante los últimos instantes de recepción antes del siguiente pulso de transmisión y evaluar la relación entre las potencias de entrada y salida [Burke et al., 2002].

En el sentido más amplio de la palabra, el ruido puede definirse como toda señal no-

deseada y puede ser dividido en dos categorías: Ruido Externo e Interno [Riddle et al., 1958].

Este conjunto de señales tiene que producirse por causas naturales, porque si las causas son artificiales, como por ejemplo otro transmisor, estaríamos hablando de interferencias, no de ruido propiamente dicho.

Las causas naturales pueden ser debidas a causas externas e internas del propio elemento de comunicaciones. Un claro ejemplo de causa externa es el cosmos, las estrellas, el sol, etc. Hasta niveles bajos de

energía radiados pueden ser críticos si el nivel de señal útil es bajo.

Un ejemplo de causa interna son los propios circuitos internos, ya que generan ruido. El más común es el ruido térmico. Este tipo de ruido se debe a los movimientos aleatorios de cargas eléctricas en los medios conductores y semiconductores. Siempre están presentes porque la causa principal de estos movimientos erráticos es la temperatura. Cuanto mayor sea la temperatura mayor va a ser el ruido.

Nuestro interés está en el ruido interno el cual es generado por el propio sistema (receptor) y representa un límite a la señal más pequeña que puede ser captada por dicho sistema. Este ruido es el generado por los componentes pasivos y activos de un amplificador y serán en definitiva los limitadores de la capacidad de amplificar un nivel mínimo de señal, ya que una señal que esté por debajo del nivel de ruido propio del amplificador, será imposible de ser discriminada de la del ruido, quedando enmascarada por ésta. Este límite de ruido fijará un umbral para el amplificador, a tener en cuenta especialmente para el manejo de señales de muy bajo nivel, y la relación de señal/ruido permisible dependerá de la aplicación.

El ruido en el amplificador se puede caracterizar por el fenómeno físico al cual está ligado, por lo cual se puede tipificar de la siguiente manera:

- Ruido térmico
- Shot noise
- Flicker noise
- Popcorn noise
- Ruido de avalancha

Por lo que para un análisis detallado del ruido total generado por el amplificador se deberá hacer un análisis del ruido de cada uno de los componentes para luego establecer el ruido global.

FUNDAMENTOS

Cualquier objeto cuya temperatura está por encima del cero absoluto irradia energía electromagnética de la cual parte es ruido. En los dispositivos electrónicos éste se debe al movimiento aleatorio de e^- libres con un determinado nivel de energía térmica, además, aún así no circule corriente, este tipo de ruido puede ser observado. Cuando fluye corriente por el sistema, el movimiento aleatorio está todavía presente pero ahora, el ruido está superpuesto a la corriente circulante.

“Cualquier objeto con una temperatura por encima del cero absoluto es una fuente generadora de ruido.”

La expresión para la potencia promedio del ruido es:

$$P = kTB$$

donde:

k = Constante de Boltzman (1.38×10^{-23} J/K)

T = Temperatura Equivalente = ϵT_p
 donde T_p = Temp. real del cuerpo y
 ϵ es la emisividad del cuerpo.

B = Ancho de Banda

Una manera de representar la generación de ruido es mediante una fuente ficticia de ruido en serie con una resistencia "R" libre de ruido, de tal manera que si se cierra el circuito la carga "R" absorberá toda la potencia de ruido. Por lo tanto, de aquí se puede hallar el voltaje RMS del ruido que aparece en la resistencia "R", tal como se muestra:

$$\frac{\overline{En^2}}{4R} = KTB \therefore \overline{En^2} = 4RKTB$$

Como se dijo anteriormente, el ruido usual que existe en un sistema de recepción de un radar es parte de origen térmico así como debido a otras causas o procesos, pero todas tienen la misma naturaleza espectral y probabilística, por tanto, a todas se les considera como ruido térmico [Kraus et al., 1982]. Ejemplos de esto son el "Shot Noise" en los dispositivos semiconductores y el "Grid Noise" en los tubos de vacío.

Tomando en cuenta esto, se puede considerar que el ruido originado por un transistor (Shot Noise o ruido por recombinación y por difusión) tiene el mismo espectro que el ruido blanco, por lo que se puede usar un transistor como un generador de ruido blanco.

Ruido en Transistores

En un transistor hay principalmente dos tipos de ruido: El *Shot Noise* cuyo tipo espectral es similar al del ruido blanco y el "*Flicker Noise*" que es inversamente proporcional a la frecuencia de trabajo.

Trazando un diagrama de la potencia de estos dos tipos de ruido *v.s la frecuencia*, se puede ver que hay un punto a partir del cual el *flicker noise* es menor al *Shot Noise*, por lo que a partir de una frecuencia determinada el ruido predominante es ruido blanco, tal y como se muestra en la Figura 1.

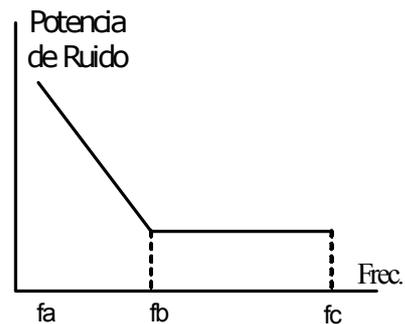


Figura 1. Ruido en el transistor *v.s Frecuencia*

Es por esto que el modelo en señal del transistor debe incluir las fuentes de esos dos tipos de ruido aparte del ruido por temperatura, para un correcto análisis de señales pequeñas.

Como el *Shot Noise* es ruido blanco, la expresión que represente su voltaje rms es la de la ecuación anterior, mientras que para el "*flicker Noise*" su representación es:

$$\overline{E_s^2} = K \ln \frac{f_H}{f_L}$$

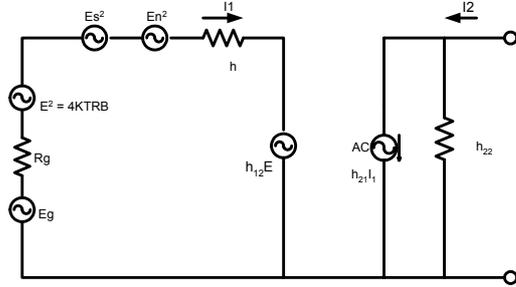


Figura 2. Modelo de pequeña señal de un transistor bipolar a baja potencia considerando las fuentes de ruido

Para la mayoría de los transistores la frecuencia a partir de la cual el “*flicker noise*” es despreciable es a partir de los 5 KHz, por lo que para la mayoría de las aplicaciones el único a tomar en cuenta es el “*shot noise*” [García et al., 1997].

El *Shot Noise* se debe a fluctuaciones del valor instantáneo de corriente del valor medio debido a la discretización de la carga del electrón, llegando a ser un proceso estadístico aleatorio. El valor medio de ésta corriente de ruido se puede expresar mediante:

$$\langle i_{sh}^2 \rangle = 2ei_{dc}\Delta f$$

donde e es la carga del electrón, i_{dc} es el valor medio de la corriente que pasa por el transistor y Δf es el ancho de banda del instrumento de medición.

El ruido es Gaussiano e independiente de la frecuencia desde algunos KHZ hasta varios MHZ. En bajas frecuencias el

flicker noise es dominante. En la región de alta frecuencia (frecuencias por encima al tiempo de tránsito de un electrón a través del semiconductor), la salida del ruido decrece paulatinamente ya que el movimiento aleatorio o fluctuación del electrón se ve afectada por una mayor carga de electrones en tránsito.

La fórmula del *Shot Noise*

Los dispositivos que emiten cargas discretas (electrones) a una velocidad promedio proporcional a I_{dc} , pero donde con cada emisión (evento) es estadísticamente independiente, mostrarán el *shot noise* en la corriente, como se muestra:

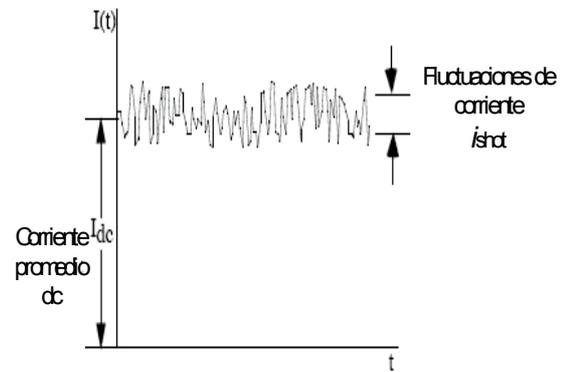


Figura 3. *Shot Noise* montado en el valor promedio del nivel de corriente dc.

El *Shot Noise* se define como:

$$i_{shot} \equiv \sqrt{\overline{(I(t) - I_{dc})^2}}$$

donde la barra implica tiempo promedio. Durante un intervalo de tiempo Δt , el valor de la corriente dc es:

$$I_{dc} = \frac{e\bar{n}}{\Delta t}$$

donde \bar{n} es el valor medio de los portadores de carga emitidos en un tiempo Δt y e es la carga del electrón. Similarmente se tiene:

$$I(t) = \frac{en(t)}{\Delta t}$$

donde $n(t)$ es el número instantáneo de portadores de carga emitidos en un tiempo Δt . (Aquí se asume que Δt es el intervalo de tiempo más corto en el que el comportamiento de la corriente es equivalente al que tendría en un largo tiempo.)

Los eventos de emisión independientes con una constante media \bar{n} y variación σ^2 , podemos asumir que $n(t)$ es generalmente descrito bien por una distribución Gaussiana de probabilidades.

$$P(n(t)) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-(n(t)-\bar{n})^2/2\sigma^2}$$

Si también asumimos una situación muy común donde $\bar{n} \gg 1$, pero donde la mayor parte del tiempo no hay portadores de carga alcanzando al detector, entonces la distribución de probabilidad anterior llega a ser un caso especial conocido como la distribución de Poisson caracterizada por $\sigma^2 = \bar{n}$; obteniéndose:

$$P(n(t)) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-(n(t)-\bar{n})^2/2\bar{n}}$$

De este modo,

$$\overline{(n(t) - \bar{n})^2} \approx 2\bar{n}$$

(Se ha asumido que el tiempo promedio y un promedio del conjunto son equivalentes) [Van der Ziel *et al.*, 1956].

Además, se tiene:

$$\begin{aligned} i_{shot} &\equiv \sqrt{\overline{(I(t) - I_{dc})^2}} \\ &= \frac{e}{\Delta t} \sqrt{2\bar{n}} \end{aligned}$$

Por lo tanto:

$$i_{shot} = \sqrt{\frac{2I_{dc}e}{\Delta t}}$$

Ruido en el FET

En los transistores de efecto de campo hay principalmente dos fuentes de ruido:

La primera es la corriente de ruido (i_{nd}) en el drenador (drain), la cual se origina de la propia conductancia del canal (debido a efecto de temperatura).

La segunda, es la corriente de ruido inducida (i_{ng}) en la compuerta (gate), la

cual se origina de las fluctuaciones de carga en el canal debido a las fluctuaciones de corriente en el drenador [Cobbold, 1970].

Esta descripción implicaría que las dos fuentes de ruido están completamente correlacionadas, pero éste no es el caso. Mas bien, una depende de la otra, pero debido a la naturaleza activa del canal, las dos están parcialmente correlacionadas ($|c| = 0.395$). Juntas, estas dos fuentes de ruido, dan una descripción completa del ruido en el dispositivo usando el modelo de parámetros Y de dos puertos. [Heymann, et. al., 1999]

La densidad espectral de la corriente de ruido en el drenador es:

$$i_{nd}^2 = \frac{N_{C.tot} q_e}{L^2} \mu_0 4k_B T_e$$

Las fluctuaciones de corriente dependen del número de portadores de carga en el canal $N_{C.tot}$ y de su velocidad térmica, la cual a su vez depende de la temperatura T_e y de la movilidad del campo μ_0 .

Para obtener una expresión práctica de usar es necesario expresarla en términos de sus parámetros medibles, obteniéndose:

$$i_{nd}^2 = \gamma_n g_m 4k_B T_0$$

donde $T_0 = 300K$ y γ_n es una constante semi-empírica que depende del nivel de concentración de portadores de carga en el canal y de la geometría del dispositivo.

En un JFET la corriente de ruido (i_{ng}) de la compuerta es el *shot noise* asociado con la corriente de polarización inversa del diodo de la compuerta-canal (juntura PN en un JFET canal n y NP en un JFET canal p).

$$i_{ng} = 2q_e I_G$$

En el modelo de ruido de un JFET la compuerta y el drenador son independientes uno del otro.

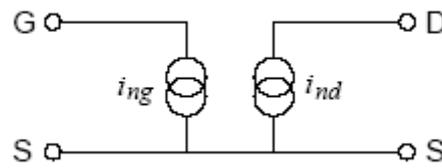


Figura 4. Modelo de parámetros Y de un JFET

Claro está, si se conecta una impedancia Z entre la compuerta y la fuente (source), la corriente de ruido de la compuerta circulará por dicha carga y generará un voltaje v_{ng} en la compuerta,

$$v_{ng} = Z i_{ng}$$

adicionando así una corriente de ruido adicional en la salida, por lo que la corriente de ruido total a la salida llega a ser :

$$i_{no}^2 = i_{nd}^2 + (g_m Z_{i_{ng}})^2$$

Para obtener una comparación directa con la señal de entrada, este ruido total será referido a la entrada para obtener el voltaje de ruido equivalente v_{ni}^2 .

$$v_{ni}^2 = \frac{i_{no}^2}{g_m^2} = \frac{i_{nd}^2}{g_m^2} + Z_{i_{ng}}^2 \equiv v_n^2 + Z_{i_n}^2$$

Con esta parametrización el modelo de ruido del FET viene dado por la Figura 5, donde v_n y i_n son el voltaje y corriente a la entrada. Como se mostró arriba, esto contribuye al voltaje de ruido total v_{ni} el cual se traslada a la salida a través de la transconductancia g_m para generar así un nivel de corriente de ruido $g_m v_{ni}$.

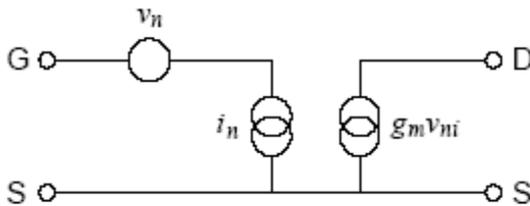


Figura 5. Modelo de ruido parametrizado del FET.

Figura de Ruido (Noise Figure NF)

Es una medida del ruido producido por un receptor real comparado con el ruido de un receptor ideal, tal como se muestra.

$$NF = 10 \log_{10} \left(\frac{S_{in}/N_{in}}{S_{out}/N_{out}} \right)$$

donde:

S_{in} = potencia disipada de la señal a la entrada.

S_{out} = potencia disipada de la señal a la salida.

N_{in} = Potencia disipada del ruido a la entrada

N_{out} = Potencia disipada del ruido a la salida

El generador de Ruido

La impedancia de salida del generador debe estar acoplado (*matched*) al valor de la impedancia interna de la antena (50 ohm para la antena del Radio Observatorio de Jicamarca) y su valor no debe variar bajo ningún tipo de circunstancia.

La temperatura de ruido de los sistemas de recepción puede medirse conectando un generador de ruido a la entrada del receptor y un medidor de potencia a la salida de éste y se efectúan dos mediciones, una con el generador de ruido apagado y se toma nota de la potencia a la salida del receptor, P_o , y la otra con el generador encendido a una corriente, $I(ma)$, tal que produzca el doble de potencia a la salida, esto es $2P_o$, tal como se muestra en la Figura 6 .

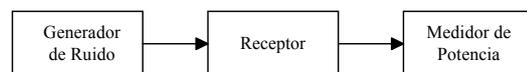


Figura 6. Diagrama de conexión para la medición de temperatura de ruido del receptor.

Por lo tanto, tenemos:

$$Po = (To + Tr) K$$

$$2Po = (To + Tr + Tg) K$$

donde :

To : Temperatura de ruido del ambiente.

Tr : Temperatura de ruido del receptor

Tg : Temperatura de ruido del generador de ruido a una corriente I(ma).

de donde obtenemos:

$$Tr = Tg - To$$

Al paso de la corriente, la temperatura de ruido en el generador se incrementará proporcionalmente con el nivel de corriente circulante, por lo que $Tg \propto I(\text{ma})$

$$Tr = I(\text{ma}).To - To = (I(\text{ma}) - 1).To$$

Este valor de I (en miliamperios) es el factor de ruido del receptor, del cual, el NF es simplemente este valor expresado en logaritmo.

$$NF = 10 \log_{10}(F)$$

El generador de ruido está basado en el Shot Noise del JFET el cual es un tipo de ruido blanco, teniendo éste la ventaja que

puede actuar como una resistencia variable de tal modo que se pueda variar el nivel de ruido a la salida.

Conmutador

Está basado en un pequeño integrado, el GSWA-4 -30DR de MiniCircuits. El cual posee un tiempo de conmutación total menor a los 50ns (flancos de subida y bajada).

Además, el conmutador tiene dos señales de control para seleccionar una de sus dos entradas. Dependiendo del estado de una y otra se selecciona la señal de salida, por lo tanto, para controlar los estados de estas dos señales mediante un sólo pulso de control TTL se tuvo que implementar un circuito inversor, éste debería de invertir la señal de control de entrada lo más rápido posible, obteniéndose así las dos señales de control para el conmutador, de tal modo que se obtiene los valores de la Tabla 1.

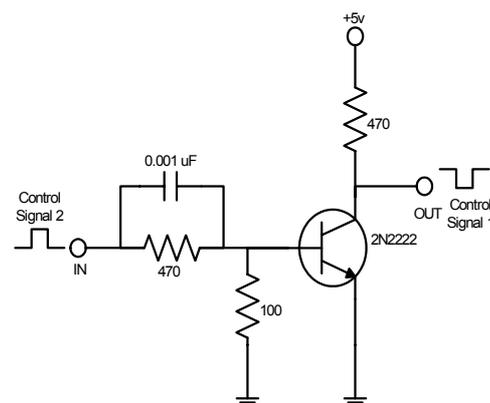


Figura 7. Circuito inversor para así obtener dos señales de control TTL

Tabla 1. Conmutación entre las señales de la antena y del generador de ruido mediante el estado de las dos señales de control disponibles.

Control Signal 1	Control Signal 2	Señal de la Antena	Ruido
1	0	✗	✓
0	1	✓	✗

RESULTADOS

Inicialmente se ha probado la estabilidad del generador para el paso de una corriente de 10 mA. Para esto se conectó el generador a la entrada del receptor y se mantuvo encendido por el lapso de tres horas, los resultados se muestran en la Tabla 2 y Figura 8.

Tabla 2. Resultado de la prueba de estabilidad del generador de ruido en un lapso de tres horas.

Minutos	Ganancia del Rx (dB)	Nivel de Ruido (mA)
10	5.2	10.4
20	4.9	10
30	5.1	10.2
40	5.1	10.2
50	5	10.2
60	5.1	10.2
70	5.2	10.5
80	5.3	10.5
90	5.25	10
100	5.25	10
110	5.3	10
120	5.25	10
130	5.2	10
140	5.25	10
150	5.3	10

De estos valores observados se obtuvo:

Media = 5.186

Desviación Estándar = 0.1176

En la parte de conmutación se probó con diversas frecuencias para la señal de control, y así poder ver cuanto influye la frecuencia en respuesta del circuito inversor.

Los resultados se muestran en la Tabla 3 y Figura 9

Tabla 3. Tiempo de retardo del inversor en el módulo para diferentes frecuencias

Frec. (KHz)	Tiempo (ns)	
	Flanco Subida	Flanco Bajada
0.01	20	14
0.05	21	16
0.1	21	17
0.5	22	18
1	22	18.5
5	22	18
10	22	18
25	23	18
50	23	19
100	23.5	20
250	24	22
500	24.5	24
1000	27	34

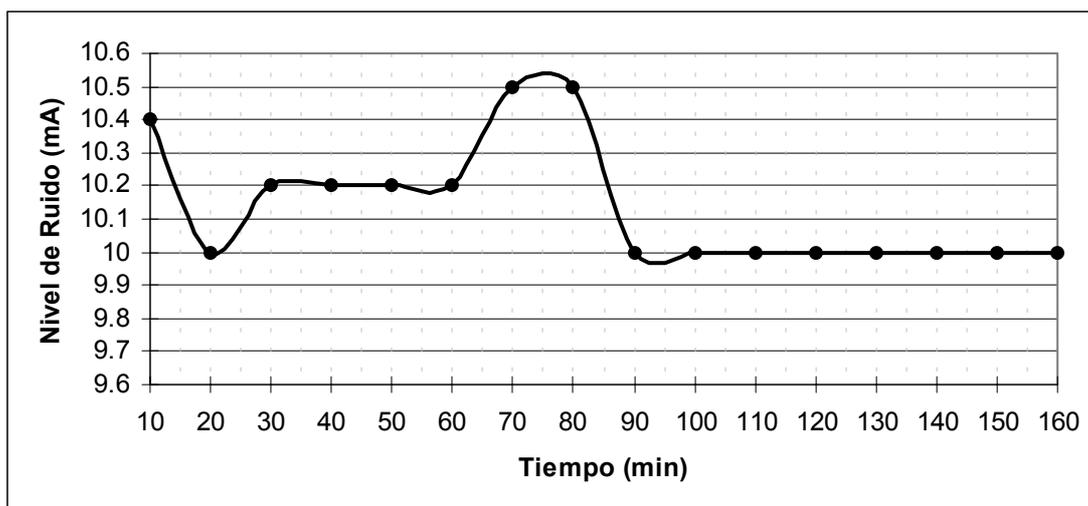


Figura 8. Variación en el tiempo del nivel de ruido entregado por el generador de ruido

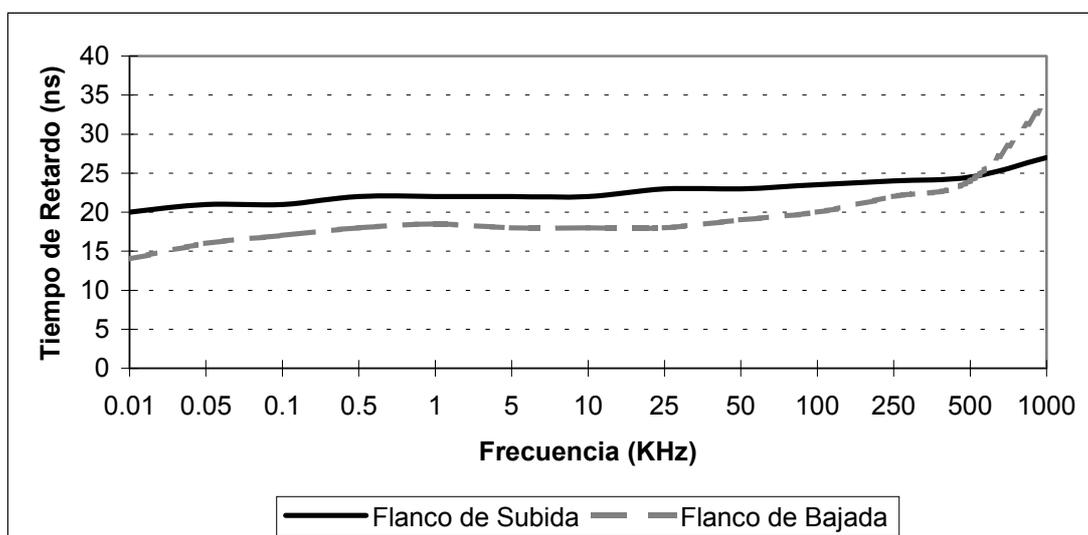


Figura 9. Tiempo de retardo del switch v.s Frecuencia de la señal de control

CONCLUSIONES

Una comparación de los modelos de ruido mas comunes del FET muestra que el circuito equivalente de pequeña señal y los dos parámetros independientes del ruido son suficientes para describir las características del ruido en la gama de frecuencias medias que es el rango en el

que las características de ruido en el FET son lo mas parecidas al ruido blanco. (1Khz – 100Khz).

La contribución del ruido de voltaje difiere del ruido de corriente en un aspecto importante: “El ruido de voltaje no es aditivo en la entrada”.

La puesta en paralelo de dos FETs disminuye la cantidad de ruido resultante a la salida debido a que el valor de voltaje de ruido es inversamente proporcional a la transconductancia equivalente.

$$e^2 = 4kT \cdot \frac{2}{3} \cdot \frac{1}{g_m}$$

RECOMENDACIONES

Los valores mínimos obtenibles del ruido de las ecuaciones para ambos dispositivos (FETs y BJTs) se deben ver como límites, no necesariamente como metas deseables, puesto que estos puntos son menos eficientes que otros puntos de funcionamiento.

El generador de ruido tiene que estar lo mas aislado posible del ambiente ya que éste será la referencia de ruido para el receptor.

AGRADECIMIENTOS

Mi agradecimiento al Dr. Jorge L. Chau por darme la oportunidad y confianza en realizar mis prácticas pre- profesionales. A Fernando Villanueva por su constante asesoramiento y apoyo no solamente en este proyecto, y en general a todo el personal del Radio Observatorio de Jicamarca por su amabilidad que los caracteriza.

BIBLIOGRAFÍA

Burke, B. y Graham-Smith F. (2002): *Radio Astronomy, 2d. Edition*, Cambridge University Press, pp. 10-13

Cobbold, R. (1970): *Theory And Applications of Field- Effect Transistors, 1st. Edition*, Wiley-Interscience, pp. 311-317.

García, M. J. Stenarson, H. Zirath, and I. Angelov (1997): *Direct Extraction Formula for the FET Temperature Noise Model*, Microwave And Optical Technology Letters, vol. 16, pp. 208-212.

Heymann, P., Rudolph, M., Prinzler, H., Doerner, R., Klapproth, L., Böck, G, (1999): *Experimental Evaluation of Microwave Field-Effect-Transistor Noise Models*, IEEE Trans. on MTT, vol. 47, pp. 156 – 163.

Kraus, J.D (1966): *Radio Astronomy, 1st. Edition*, McGraw Hill, pp.284-287

Riddle R. L. y Ristenbatt, M. P. (1958): *Transistor Physics And Circuits, 1st. Edition*, Prentice-Hall, pp.318-340.

Van Der Ziel, A. (1956): *Noise , 2da Edición*, Prentice-Hall, pp. 88-98.

ANÁLISIS, CÁLCULOS Y DATOS DE ECLIPSES LUNARES Y SOLARES DURANTE EL AÑO 2003

JASON MÉNDEZ CÓRDOVA

*Escuela Profesional de Física
Universidad Nacional del Callao
jasonforever@mixmail.com*

*Prácticas dirigidas por: Dr. Mutsumi Ishitsuka
Observatorio de Ancón*

RESUMEN

Los eclipses desde los tiempos antiguos de nuestra historia, tuvieron un papel importante en el desarrollo de la razón humana y más aun en el nacimiento de la ciencia. Tienen hoy todavía un eminente papel y es larga la lista de beneficios que se les debe. Después de que se impusiera el punto de vista de Copérnico, es que se aceptó en la cultura Occidental la verdadera naturaleza de tan bello fenómeno. A continuación les explicare matemática y geoméricamente los eclipses lunares y solares

OBJETIVOS GENERALES:

- Estudiar matemáticamente como suceden los eclipses solares y lunares, teniendo en cuenta sus movimientos de rotación, traslación, e inclinación con respecto a la eclíptica

OBJETIVOS ESPECIFICOS:

Encontrar y/o generar un pseudocódigo que nos permita generar un programa (Software para el cálculo y predicción de eclipses)

INTRODUCCIÓN

Imaginemos a Galileo, cuando con su pequeño telescopio observaba como la luna entraba en la gigantesca sombra que se proyectaba en el espacio, y otra vez volvamos a preguntarnos: ¿Qué es un eclipse de luna?

Para responder esta pregunta consideremos la trayectoria de Tierra (diámetro 12 700 Km) casi perfectamente circular alrededor del sol en un plano (llamado eclíptica), cuyo radio es de 150 millones de Km, que a su vez tiene su propio satélite, que es la Luna (de diámetro 3 500 km), que se mueve en una órbita circular de aproximadamente 384

000 km, y en un plano con una inclinación de 5 grados con respecto al plano de la órbita de la tierra (eclíptica).

Un eclipse total de Luna ocurre cuando la Luna pasa a través de la sombra de la tierra, esto es cuando la distancia Sol – Tierra y Tierra – Luna permitan que entre dentro del cono de sombra, también es necesario que la Luna se encuentre en posición al Sol (Luna llena) y como condición final es necesario que la Luna pase muy cerca de la eclíptica, de otro modo la sombra de la tierra no caería en la superficie Lunar.

En cambio un eclipse de Sol ocurre cuando la Luna pasa directamente entre la Tierra y el Sol bloqueando la luz solar

y generando así un asombra en la Tierra siendo así el eclipse Solar.

CLASES DE ECLIPSES

Lunares: Ocurren cuando la Luna entra dentro de la sombra que la Tierra proyecta en el espacio. La sombra es alargada, con forma cónica: se conoce como cono de sombra.

Para ello, la Luna tiene que estar en el lado opuesto de la Tierra al que se encuentra el Sol, ya que las sombras se proyectan en dirección contraria a la fuente de luz (en el caso de planetas y Luna, como sabemos, su fuente de luz es el Sol).

Esto se corresponde con la fase de Luna Llena (*). Luego podemos decir que los eclipses de Luna ocurren en algunas Lunas Llenas.

(*) fase de Luna Llena = el Sol ilumina por completo la cara que la Luna muestra a la Tierra, ya que Sol y Luna están en puntos opuestos respecto de la Tierra.

Al estar la órbita lunar inclinada unos 5° con respecto al plano orbital terrestre, sólo en determinadas ocasiones los tres astros Sol- Tierra- Luna se alinean de modo perfecto, en las tres dimensiones. Por ello los eclipses no acontecen cada mes, sino aproximadamente cada 6 meses (Figuras 1 y 2).

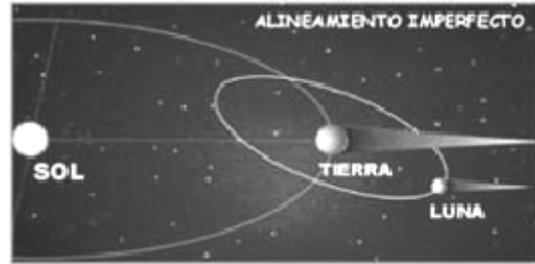


Figura 1. Alejamiento imperfecto de la luna con respecto a la Tierra y al sol



Figura 2. Alejamiento perfecto de la luna con respecto a la Tierra y al Sol

Los eclipses de Luna pueden ser (Figura 3):

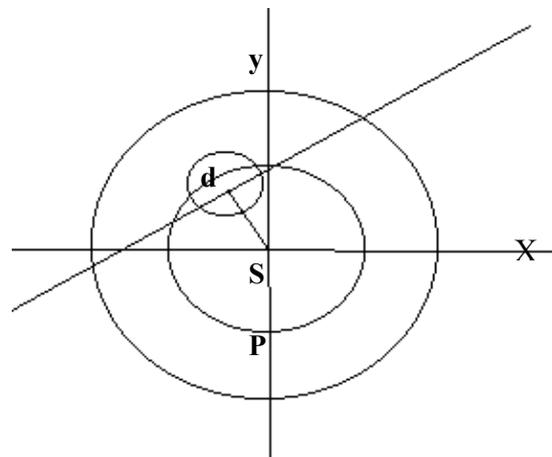
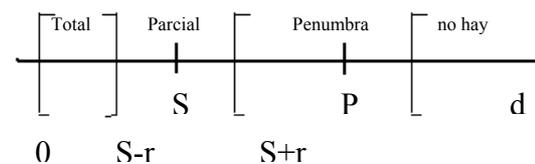


Figura 3. Grafica geométrica de la secuencia de Tipos de Eclipses Lunares

Esquemáticamente tenemos:



Total: Cuando se encuentra dentro del cono de sombra

- Total : si $d < S-r$
- Parcial : si $S-r < d < S+r$
- Penumbral: si $P-r < d < P+r$
- No hay : si $d > P+r$

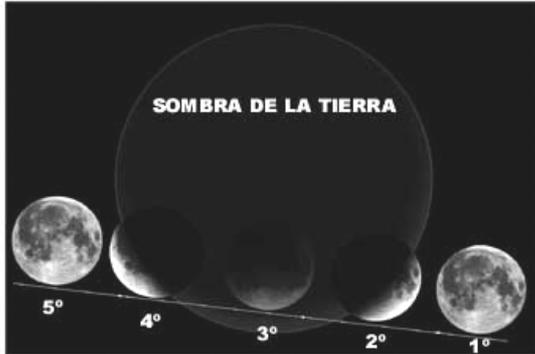


Figura 4. Sombra de la tierra al producirse un Eclipse Lunar

Los eclipses de Sol pueden ser:

Para que haya un eclipse el Sol debe estar en las proximidades de un Nodo Se ha visto que alrededor de cada Nodo hay una región de 31°,48 donde el **eclipse es seguro**, flanqueado por dos regiones de 1°,7 donde el **eclipse es posible**.

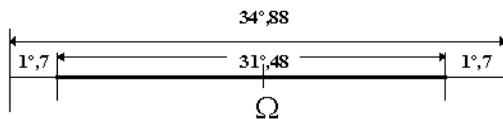


Figura 5. Esquema Geométrico de la proximidades de un Nodo

Ahora bien, en un mes lunar el Sol se desplaza respecto al Nodo (Figura 5):

$$(n + \omega_0) \cdot S = \left(\frac{360^\circ}{365,2422} + 0^\circ,0529 \right) \cdot 29,53068 = 30^\circ,669$$

teniendo en cuenta la retrogradación del Nodo.

En consecuencia (Figura 6):

El Sol no puede atravesar la zona peligrosa de eclipse, alrededor de cada Nodo, sin ser eclipsado **al menos una vez**.

Todo paso del Sol a través de un Nodo va acompañado necesariamente, al menos, de dos eclipses con 15 días de intervalo, uno en cada nodo, uno de Sol y otro de Luna en cualquier orden.

Puede ocurrir que el eclipse suceda al principio de la **zona peligrosa** (eclipse débil) de manera que al mes vuelva a haber otro eclipse débil del mismo tipo. En medio y en el otro nodo se producirá un eclipse total de tipo contrario. En un mes lunar ocurren tres eclipses.

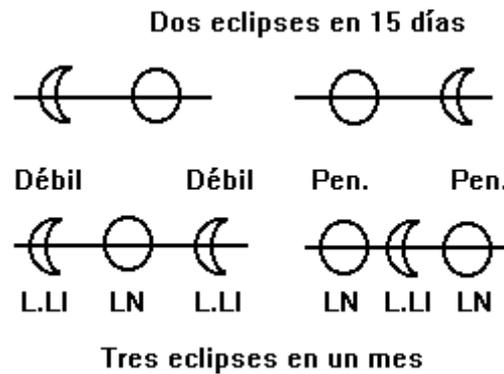


Figura 6. Grafico de un mes Lunar

Central: Cuando la línea de los centros Sol y Luna es decir el eje mismo del cono de la sombra de la Luna alcanza la Tierra. El eclipse Central puede ser a su vez Total o anular. Si el cono de sombra es bastante

largo como para barrer nuestro suelo, su intersección con la superficie de la Tierra es un óvalo en cuyo interior el eclipse es Total. El desplazamiento de este óvalo engendra la banda de totalidad cuya línea de centralidad ocupa grosso modo; si por el contrario el cono de sombra es muy corto, lo que barre el suelo es entonces su prolongación; dentro del óvalo de intersección el eclipse es anular (Figura 7)

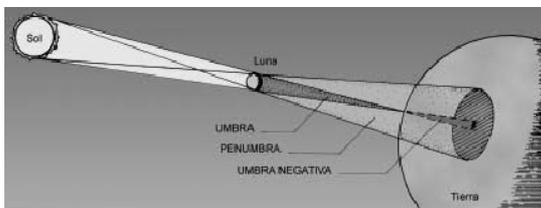


Figura 7. Eclipse Solar Central

Parciales: Cuando la Tierra es alcanzada por la penumbra, con exclusión de la sombra, el eclipse de Sol se llama parcial. Este eclipse interesa entonces solamente a las regiones polares de la Tierra y no existe la línea de centralidad. Este tipo de eclipse representa alrededor de un tercio del total de los eclipses de Sol (Figura 8) Es lamentable que la nomenclatura confunda el calificativo eclipse parcial; y esto hace olvidar con frecuencia que los eclipses llamados totales, son esencialmente parciales para la mayoría de los observadores. No obstante, si el creciente del Sol no eclipsado es suficientemente pequeño, el día puede ensombrecerse y las sombras producidas por los follajes tienen un aspecto especial entretenido; la luz se filtra por cada pequeño intersticio entre las hojas,

inscribe en el suelo un pequeño creciente en lugar del habitual círculo (Figura 9) La cual estamos acostumbrados que nos preguntemos su origen. Naturalmente este pequeño creciente es la imagen del Sol parcialmente cubierto, a través del agujero del follaje.

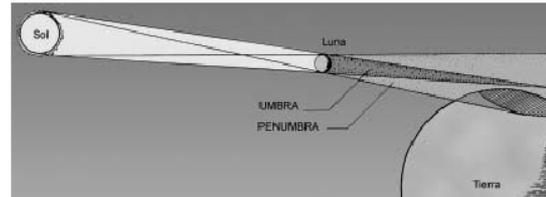


Figura 8. Eclipse Parcial de Sol

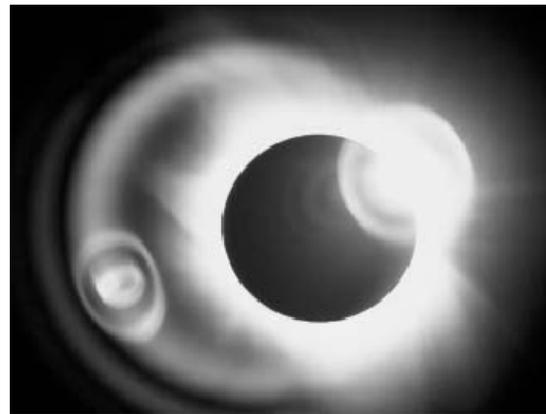


Figura 9. Foto de un Eclipse de Sol 23/11/03

CALCULO DE ECLIPSES

Los cálculos se realizan por los astrónomos con alta precisión y una de las reglas más famosas corresponde al ciclo de SAROS que nos dice que un periodo de 18 años ocurren 41 eclipses solares y 29 eclipses lunares, en la figura el sol ilumina a la Tierra y esta forma una larga sombra, si se dan las condiciones ya mencionadas cuando la Luna moviéndose de Oeste a Este entra en la zona de la PENUMBRA, la región definida por los

segmentos BH, donde la oscuridad es parcial; después la luna entrara en la región HG llamada UMBRA donde la sombra es de oscuridad máxima y por ultimo la región GD llamada otra vez PENUMBRA (Figura 10)

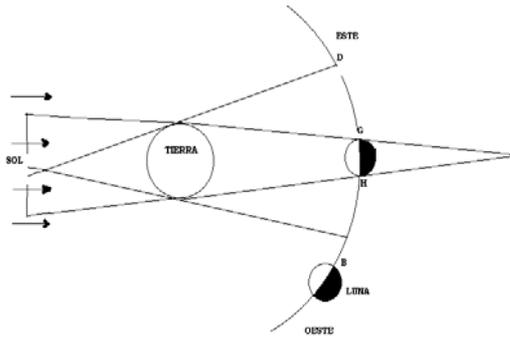


Figura 10. Esquema grafico de la formación de Umbra y Penumbra

ASPECTOS GEOMETRICOS DE LOS ECLIPSES SOLARES

Los aspectos generales son referentes a las condiciones que permiten que se produzca un eclipse y también se

analizara la frecuencia de estos. Entonces que el Sol y Luna están a distancias medias de la Tierra (Figura 11)

R (radio Solar) = 695 553 km
 r (radio Terrestre) = 6 371 km
 rl (radio Lunar) = 1 738 km
 d (dist. med. Tierra - Luna) = 384403 Km
 D(dist.medi. Tierra-Sol)= 149504201 Km
 θ (mitad del ángulo del cono que envuelve al Sol y la Tierra.
 H: es la altura del cono

$$\text{sen}(\theta) = \frac{R - r}{D} = \frac{695553 - 6371}{149504201} = 0.0046097$$

con lo cual $\theta = 15' 50.8''$

Entonces podemos decir que el ángulo que envuelve al cono es de: $\theta = 0.264^\circ$

$$MV = d + H = 384403 + 1382100 = 1766503$$

$$M'V = H - d = 1382100 - 384403 = 997697$$

Por consiguiente el radio transversal del cono MV seria:

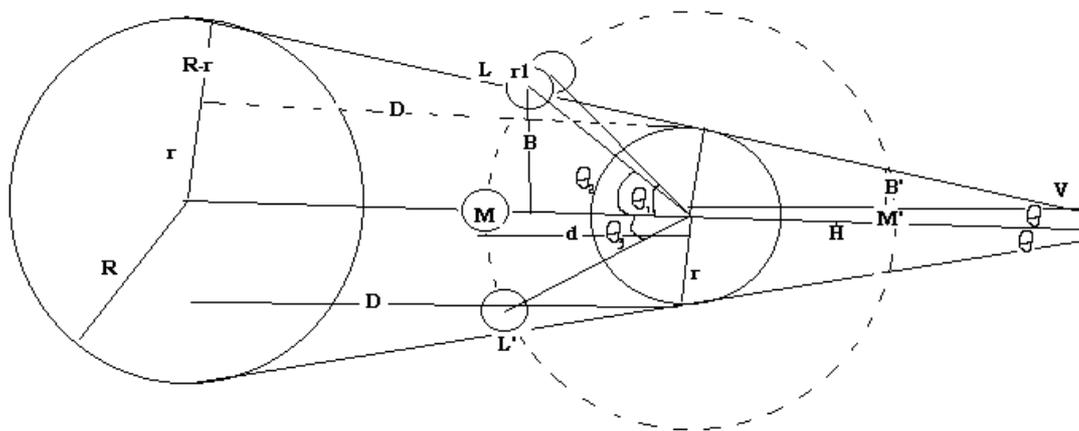


Figura 11. Grafico geométrico de la formación de Eclipses Lunares y Solares

$$tg(\theta) = \frac{B}{MV} \Rightarrow B = Tg(\theta) * MV = 8142.9448$$

$$B = Tg(0.26411) * 1766503 = 8142.9448$$

y del cono M'V sería:

$$tg(\theta) = \frac{B'}{M'V} \Rightarrow B' = tg(\theta) * M'V =$$

$$tg(0.26411) * 997697 = 4599.0251$$

calculando θ_1

$$tg(\theta_1) = \frac{B + rl}{d} = \frac{8142.9448 + 1738}{384403} = 0.021095$$

$$\theta_1 = 1.4721^\circ$$

calculando θ_2

$$tg(\theta) = \frac{B}{d} = \frac{8142.9448}{384403} = 0.02183$$

$$\theta_2 = 1.2505^\circ$$

calculando θ_3

$$tg(\theta_3) = \frac{B - rl}{d} = \frac{8142.9448 - 1738}{384403} = 0.0166$$

$$\theta_3 = 0.9510^\circ$$

de los resultados podemos afirmar que la luna en recorrer el tramo de L a L' es:

- Cuando la luna esta en el borde se encuentra formado un ángulo $\theta_1 = 1.4721^\circ$ se producirá un Eclipse Total Parcial , el tiempo que demora

en en recorrer el tramo de L a L' será: $\theta_1 = 1.4721^\circ = 1h \ 28m \ 19.56s$

- El centro de la luna forma un ángulo de $\theta_2 = 1.2505^\circ$ al recorrer el cono L V L', entonces podemos afirmar que el tiempo que demora será: $\theta_2 = 1.2505^\circ = 1h \ 15m \ 18s$

Cuando la luna esta dentro del cono mayor forma un ángulo de $\theta_3 = 0.9510^\circ$ se producirá un Eclipse Total Solar entonces podemos decir que el tiempo que se demora en recorrer de L a L' será de: $\theta_3 = 0.9510^\circ = 57m \ 3.6s$

ASPECTOS GEOMETRICOS DE LOS ECLIPSES DE LUNA

A continuación detallaremos los movimientos esenciales (matemática y geoméricamente) para un eclipse Lunar

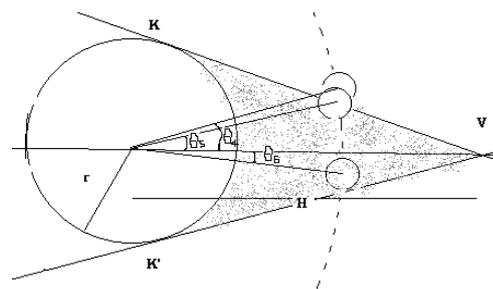


Figura 12. Luna dentro del Cono de Sombra

Cálculos geoméricos para hallar los ángulos:

$$\operatorname{tg}(\theta_4) = \frac{B'+rl}{d} = \frac{4599.0251+1738}{384403} = 0.016485$$

$$\theta_4 = 0.9444^\circ$$

$$\operatorname{tg}(\theta_5) = \frac{B'}{d} = \frac{4599.0251}{384403} = 0.011964$$

$$\theta_5 = 0.68545^\circ$$

$$\operatorname{tg}(\theta_6) = \frac{B'-rl}{d} = \frac{4599.0251-1738}{38443} = 0.00744$$

$$\theta_6 = 0.4262^\circ$$

De estos cálculos podemos afirmar que:
 Cuando la Luna(completa) se encuentra al borde del cono de sombra K V K' esta forma un ángulo de $\theta_4=0.9444^\circ$, podemos afirmar que el tiempo que demora en tramo por le cono de sombra será de : $\theta_4=0.9444^\circ=56\text{m } 39.84\text{s}$ (Figura 13)

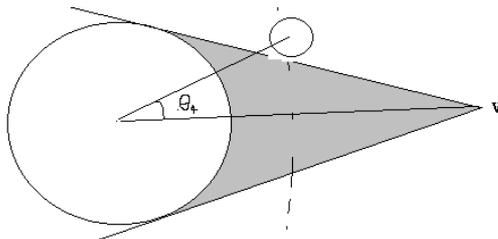


Figura 13. Luna al borde del cono de sombra

Cuando el centro de la Luna se encuentra en el borde del cono de sombra forma un ángulo de $\theta_5=0.68545^\circ$ podemos afirmar que el tiempo que demora en recorrer su centro el cono de sombra será de: $\theta_5=0.68545^\circ=41\text{m } 7.62\text{s}$ (Figura 14)

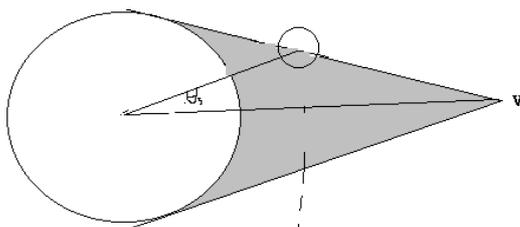


Figura 14. Centro de la Luna ingresando al cono de Sombra

Cuando la Luna se encuentra dentro del cono de sombra forma un ángulo de $\theta_6=0.4262^\circ$, podemos afirmar que el tiempo que demora en recorrer el cono de sombra la Luna será de:
 $\theta_6=0.4262^\circ=25\text{m } 34.32\text{s}$

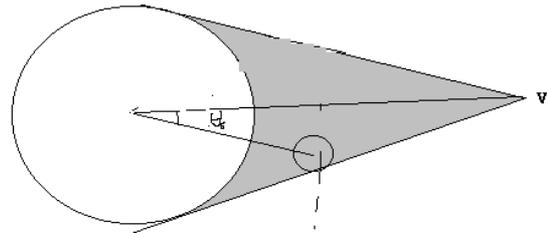


Figura 15. Luna al borde dentro del cono de sombra

Al momento que la luna pasa por el cono de sombra se realizan los Eclipses Totales de Luna (Figura 15)

ÁNGULOS Y TIEMPOS DE TRAYECTORIA EN LA PENUMBRA Y UMBRA

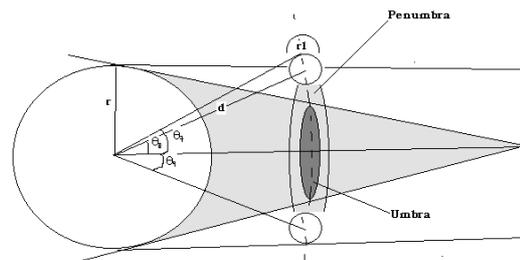


Figura 16. Figura Geométrica de la trayectoria Lunar en la Umbra y Penumbra

$$\text{sen}(\theta_7) = \frac{r + rl}{d} = \frac{6371 + 1738}{384403} = 0.021095$$

$$\theta_7 = 1.2087^\circ$$

$$\text{sen}(\theta_8) = \frac{r}{d} = \frac{6371}{384403} = 0.016573$$

$$\theta_8 = 0.94960^\circ$$

$$\text{sen}(\theta_9) = \frac{r - rl}{d} = \frac{6371 - 1738}{384403} = 0.0120524$$

$$\theta_9 = 0.69056^\circ$$

- El primer contacto que hace la Luna con la penumbra es: $\theta_7=1.2087^\circ$, el tiempo que demora en recorrer toda la penumbra será de aproximadamente de: $\theta_7=1.2087^\circ= 1\text{h } 12\text{m } 31.31\text{s}$ (Figura 17)

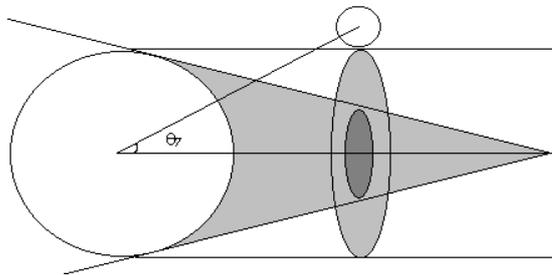


Figura 17. Borde de la Luna ingresando a la Penumbra

- El primer contacto que hace el centro de la Luna con la penumbra es: $\theta_8=0.94960^\circ$, el tiempo que demora en recorrer el centro de la Luna la penumbra será de: $\theta_8=0.94960^\circ= 56\text{m } 58.56\text{s}$ (Figura 18)

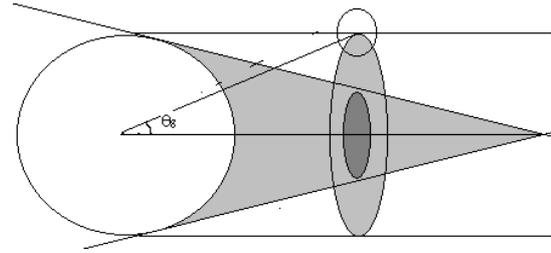


Figura 18. Centro de la Luna ingresando en la Penumbra

- El ángulo que forma con la elíptica cuando la Luna se encuentra dentro de la penumbra es de: $\theta_9=0.69056^\circ$, el tiempo que demora en recorrer todo el tramo de la penumbra será de: $\theta_9=0.69056^\circ= 41\text{m } 26.076\text{s}$ (Figura 19)

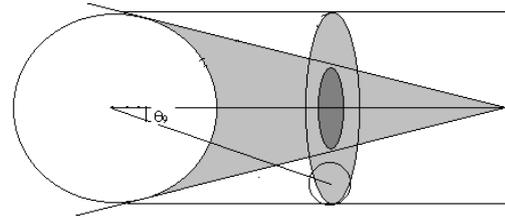


Figura 19. Borde de la Luna saliendo de la Penumbra

CALCULO DE LA ALTURA DEL CONO DE SOMBRA (H)

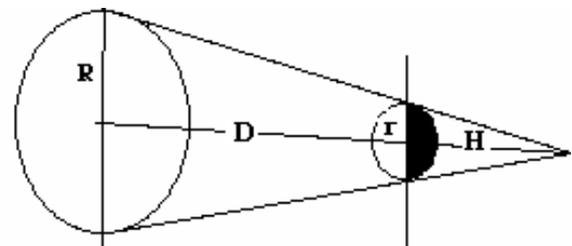


Figura 20. Esquema gráfico de la Altura del cono de sombra

$$\frac{r}{R} = \frac{H}{H + D} \Rightarrow H = \frac{rD}{R - r} = \frac{6371 * 149504201}{695553 - 6371} = 1382060.5653$$

Por lo tanto la altura del cono de sombra es aproximadamente:
 $H=1382060.5653\text{Km}$

CALCULO DEL RADIO DE SOMBRA

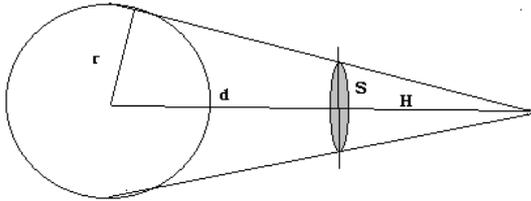


Figura 21. Grafico del radio de Sombra

$$\frac{S}{H-d} = \frac{r}{H} \Rightarrow S = (H-d) * \frac{r}{H}$$

$$= (1382060.5653 - 384403) * \frac{6371}{1382060.5653}$$

$$= 4598.985$$

Aplicando los datos numéricos para los valores medios de H y r resulta para la sombra un tamaño **S=4598.985 Km.** y como el radio de la Luna $r=1738$ Km. resulta que el radio de la sombra es 2,6461 veces el radio de la Luna por lo que casi caben 3 Luna dentro de la Sombra (Figura 22)

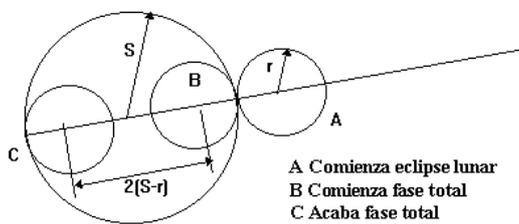


Figura 22. Grafico que muestra aproximadamente las cantidades de Lunas que caben en la sombra de la tierra

CALCULO DEL RADIO DE UMBRA Y PENUMBRA

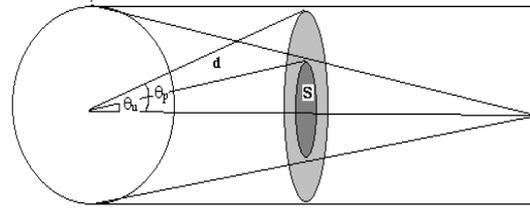


Figura 23. Grafico de los ángulos y radios de la Umbra y Penumbra

$\theta_p = \theta_s = 0.94460^\circ = \text{ángulo de penumbra}$

Calculando $\theta_u = \text{ángulo de umbra}$

Tendremos:

$$\text{sen}(\theta_u) = \frac{S}{d} = \frac{4598.985}{384403} = 0.0119639$$

$\theta_u = 0.6840^\circ$

TAMAÑO DE SOMBRA DE LA PENUMBRA Y UMBRA

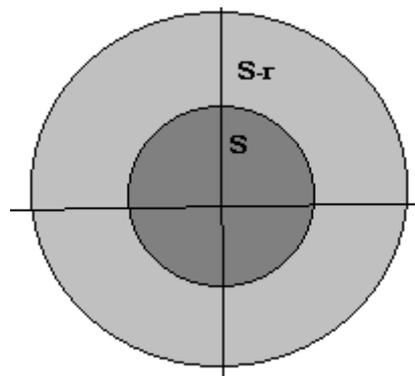


Figura 24. Grafico de la sombra de Umbra y Penumbra

UMBRA:

$$\pi S^2 = \pi (4598.985)^2 = 66446880.674428\text{km}^2$$

PENUMBRA:

$$\pi^2 - \pi S^2 = \pi(6371 - 4598985)^2 = 61069453119 \text{ km}^2$$

TIEMPO APROXIMADO QUE DEMORA LA LUNA EN RECORRER LA PENUMBRA Y UMBRA

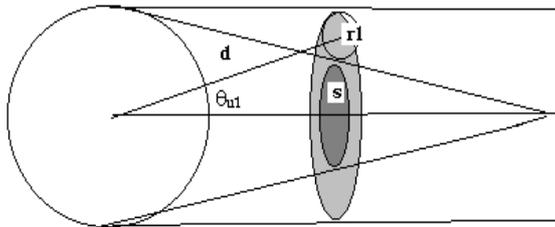


Figura 25. Luna dentro de la Penumbra

$$\text{Sen}(\theta_{u1}) = \frac{s + r_l}{d} = \frac{4598.985 + 1738}{384403} = 0.01648$$

$$\theta_{u1} = 0.9442^\circ$$

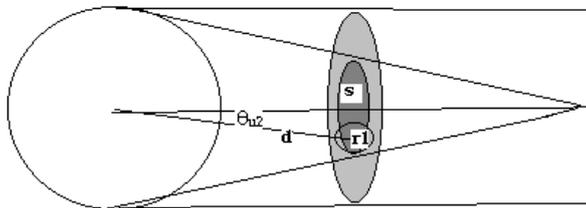


Figura 26. Luna dentro de la Umbra

$$\text{sen}(\theta_{u2}) \frac{s - r_l}{d} = \frac{4598.985 - 1738}{384403} = 0.00744$$

$$\theta_{u2} = 0.4262^\circ$$

Notas y aproximaciones importantes:

Podemos plantear que nuestra aproximación que nos llevo a calcular B' fue la correcta porque comparamos los resultados de los ángulos de Umbra

CÁLCULO DE LA LONGITUD SOLAR

La Tierra describe una órbita elíptica de excentricidad e=0,016718 alrededor del Sol. Nosotros supondremos por la relatividad del movimiento que es el Sol el que lo hace.

Como la excentricidad es pequeña se puede suponer que el movimiento es uniforme y con movimiento medio n=360/365.2422=0,9856°/día=1,72019E-2rad/día.

Ahora hay que elegir un origen de tiempo por ejemplo época 6.5 Mayo de 1979 con fecha juliana T0=2444000.5. Para este instante la **Anomalía Media** o ángulo que forma con el perihelio un Sol ficticio que se moviese uniformemente

$$M_0 = 2,12344 \text{ rad} = 121^\circ,66415.$$

Para cualquier otro instante t la **Anomalía Media** vale $M = M_0 + n \cdot t$. (Figura 27)

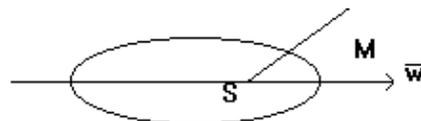


Figura 27. Forma elíptica que describe el Sol

Pero el Sol describe una órbita elíptica. la longitud a la que ocurre la mínima distancia para la época T0.

$$\bar{w} = \mathbf{P} = 282^\circ,58507$$

Varía con el transcurso del tiempo lentamente, y en 100 días VP=8.22E-5 radianes, por lo que en la época J2

podemos calcularlo $P=P+(J2-T0)*VP/100$

La longitud media del Sol vale:

$$\lambda_m = \varpi + M.$$

Ahora corrijamos el efecto de que el movimiento no es uniforme, sino que sigue la ley de las áreas. A esta corrección se llama ecuación de Centro y en segundo orden vale:

$$C = 2 \cdot e \cdot \text{sen } M + \frac{5}{4} \cdot e^2 \cdot \text{sen}(2 \cdot M)$$

$$\lambda = \lambda_m + C = \varpi + M + C$$

$$V = M + C$$

$$r = \frac{1 - e^2}{1 + e \cos V}$$

donde V es la anomalía Verdadera y r la distancia al Sol en U.A.

CALCULO DEL SEMIDIÁMETRO LUNAR

El semidiámetro lunar vale a la distancia media:

$$s_L = \frac{\text{radio lunar}}{\text{Distancia}} = \frac{1736,6}{384584} \cdot \frac{180 \cdot 60}{\pi} = 15' 3''$$

¿Como obtenerlo directamente del Paralaje lunar?

$$P_L = \frac{r_l}{R_l} ; s_L = \frac{r}{R_l} \rightarrow \frac{P_L}{s_L} = \frac{r_l}{r} = \frac{1}{0,27227} = 3,67005$$

Para el Anuario de San Fernando:

$$s_L = 0,272453 \cdot P_L + 0'' ,079$$

Siendo la excentricidad de la órbita de la Luna $e=0,0549005$ la distancia lunar varía entre:

$$\text{Apogeo lunar} = 60,2665x(1+e) = 63,5722$$

$$\text{radios Tierra} \text{ -----} \rightarrow s(\text{min}) = 14' 48''$$

$$\text{Perigeo lunar} = 60,2665x(1-e) = 56,9578$$

$$\text{radios Tierra} \text{ -----} \rightarrow s(\text{max}) = 16' 31''$$

CALCULO DEL SEMIDIÁMETRO SOLAR

Es el ángulo que con vértice en el centro de la Tierra abarca el radio solar. A la distancia media vale:

$$s_{\odot} = \frac{\text{radio solar}}{1 \text{ UA}} = \frac{695500}{149600000} \cdot \frac{180 \cdot 60}{\pi} =$$

Siendo la excentricidad de la órbita de la Tierra $e=0,01673$ la distancia solar varía entre:

$$\text{Apogeo solar} = 1+e = 1,01673 \text{ UA} \rightarrow s(\text{min}) = 15' 45''$$

$$\text{Perigeo solar} = 1-e = 0,98327 \text{ UA} \rightarrow s(\text{max}) = 16' 17''$$

DISTINTAS REVOLUCIONES LUNARES

La **revolución sidéreo lunar** es el lapso de tiempo **S** entre dos pasos consecutivos de la Luna por la misma longitud celeste. Es la revolución respecto a las estrellas fijas y vale $T=27\text{d } 7\text{h } 43\text{m } 11,5\text{s}$.

La **revolución sinódica lunar** es el lapso de tiempo **N** entre dos posiciones consecutivas relativas iguales del sistema Sol-Tierra-Luna. La **revolución sinódica** es la que rige las **fases lunares** y los **eclipses**. Consideremos la Figura 28.

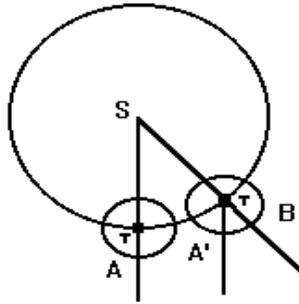


Figura 28. Grafica de las condiciones de latitud

En A la Luna está en la oposición o luna Llena. Al llegar de nuevo a A' al transcurrir una revolución sidérea resulta que por efecto del movimiento de la Tierra alrededor del Sol, el mes sinódico no ha terminado, lo hace al llegar la Luna a B, donde ocurre una nueva luna llena.

La velocidad angular de la Luna es

$$Wl=360/S=13,1763^\circ/\text{día.}$$

La velocidad angular de la Tierra es:

$$Wt=360/Y=360/365,2422=0,9856^\circ/\text{día}$$

El período Sinódico N vale:

$$N=360/(Wl-Wt)=360/12,19071=29,53068=29d\ 12h\ 44m\ 11s.$$

Se cumple:

$$\frac{1}{N} = \frac{1}{S} - \frac{1}{Y}$$

siendo Y la duración de un año.

La **revolución draconítica lunar** es el lapso de tiempo **D** entre dos pasos consecutivos de la Luna por **el nodo ascendente**. Si no hubiese retrogradación de los Nodos Lunares sería igual al mes

sidéreo S. Pero los nodos retroceden $3,17724'/\text{día}=0,0529^\circ/\text{día}$ y como el nodo retrocede y va al encuentro con la Luna, que gira en sentido directo, hay que sumar ambas velocidades resultando:

$$D=360/(Wl+Wnodo)=27,212291=27d\ 5h\ 5m\ 42s.$$

La **revolución anomalística lunar** es el lapso de tiempo **A** entre dos pasos consecutivos de la Luna por el **perigeo lunar**. Como el perigeo lunar avanza $6,68424'/\text{día}=0,111404^\circ/\text{día}$ resulta:

$$A=360/(Wl-Wperigeo)=27,554629=27d\ 13h\ 18m\ 40s.$$

CONDICIONES DE LATITUD

Si b es la latitud lunar en el momento de la Luna llena, la mínima distancia d al centro de la sombra cumple: (Figura 29)

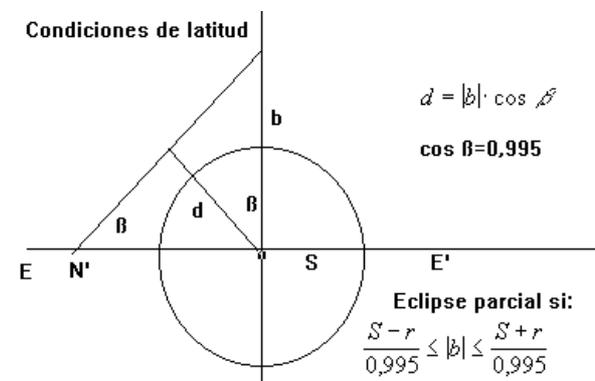


Figura 29. Grafica de las condiciones de latitud

de los valores de l,m,n resulta que para todos los eclipses vale lo mismo el coseno de la inclinación 0,995 y por tanto se puede suponer que el limite de un eclipse parcial esta fijado. Análogamente para todos los demás. En consecuencia:

Eclipse lunar	Cierto si $abs(b) <$	Posible si $abs(b)$ comprendido	Imposible si $abs(b) >$
Penumbral	1: 26' 1"	1: 26' 1" < $abs(b)$ < 1: 35' 4"	1: 35' 4"
Parcial	0: 53' 19"	0: 53' 19" < $abs(b)$ < 1: 3' 26"	1: 3' 26"
Total	0: 23' 48"	0: 23' 48" < $abs(b)$ < 0: 29' 51"	0: 29' 51"

Figura 30. Tabla de datos de eclipse Lunar

las condiciones de latitud lunar se traducen rápidamente a condiciones de longitud o distancia angular a los nodos lunares (Figura 30).

VALORES DE L,N,M

Se llaman **eclipses medios** aquellos en que la anomalía media del Sol es **M=90:** y la de la Luna **M'=90:**. Se llaman **eclipses perigeos** aquellos en que la Luna está en el **perigeo M'=0:** y la anomalía media del Sol es **M=180:** es decir se encuentra en el **apogeo**. Se llaman **eclipses apogeos** aquellos en que la Luna está en el **apogeo M'=180:** y el Sol está en el **perigeo**, anomalía media del Sol es **M=0:**. Estos dos últimos representan casos extremos.

La variación horaria en la longitud de la Luna (Figura 31, 32, 33):

$$n=2011''+258'' \cos M' +16'' \cos (2M')+\dots$$

La variación horaria en la latitud de la Luna: $l=n \cdot \text{tg } i=0,09262.n$

La variación horaria en la longitud del Sol: **m=148'' (1+2e cos M)**

El paralaje solar es siempre **9''**. El semidiámetro solar

$$S0=960'' (1+2e \cos M).$$

El paralaje ecuatorial de la Luna:

$$PL=3451''+224'' \cos M'+10'' \cos(2M')+1,5'' \cos M+1,2'' \cos(M'-M)+\dots$$

El semidiámetro lunar **r=0,2723 PL**

De los valores anteriores se deduce:

	Eclipse perigeo	Eclipse medio	Eclipse apogeo	Descripción
n	2282"	1997"	1770"	Mov. horario Luna en longitud
l	211,4"	185,0"	163,9"	Mov. horario Luna en latitud
m	143"	148"	153"	Mov. horario Sol en longitud
P_{\odot}	9"	9"	9"	Paralaje solar
S_{\odot}	944"	960"	976"	Semidiámetro solar
PL	3682"	3440"	3226"	Paralaje lunar
r	1003"	937"	881"	Semidiámetro lunar
S	2785"	2524"	2302"	Tamaño de la Sombra
P	4673"	4444"	4254"	Tamaño de la Penumbra
P+r	5676"	5381"	5135"	Distancia máxima para Eclipse penumbral
S+r	3788"	3461"	3183"	Distancia máxima para Eclipse Parcial
S-r	1782"	1587"	1421"	Distancia máxima para Eclipse Total
$\text{tg } i$	0,098780	0,1000050	0,101307	Tang. inclinación órbita relativa
i	5:38,5'	5:42,8'	5:47'	Inclinación órbita relativa
$\cos i$	0,995160	0,99503	0,99491	cos inclinación órbita relativa
b	1:35'4"	1:30'8"	1:26'1"	Límite b eclipse penumbral
b	1:3'26"	0:57'58"	0:53'19"	Límite b eclipse parcial
b	0:29'51"	0:26'35"	0:23'48"	Límite b eclipse total

Figura 31. Tabla de datos de Perigeo, apogeo y posición Lunar en un eclipse Lunar

ECLIPSES LUNARES DURANTE EL PRESENTE AÑO							
Eclipse Lunar 2003							
Calendario: Gregorian			Delta T (sec): 0.0				
Longitude: 77.03			Time Zone: AZT				
Latitude: -12.04			Toggle Calendar Now				
Date	E.T.	Greatest Eclipse		Fase duración			
		Magnitude	Tipo de Eclipse	(min)	Penumbral	Umbral	Parcial Total
05/16/ 2003	03:43	Total		2.076	1.129	193	51
11/09/ 2003	01:20	Total		2.115	1.018	210	22

Figura 32. Datos de los eclipses durante el 2003

Total Lunar Eclipse					
Calendar: Gregorian	5/16/2003	Delta T (sec):	67.8		
Longitude:	77.03	Time Zone:	AZT		
Latitude:	-12.04				
Maximum Magnitude:	1.134				
Radius of Penumbra:	1.312				
Radius of Umbra:	0.774				
Radius of Moon:	0.278				
Lima					
Moon's					
	Date	AZT	P.A.	Azimuth	Altitude
Eclipse Begins:	5/16/2003	0:05.3	125.0	104.5	32.7
Partial Eclipse Begins:	5/16/2003	1:02.8	133.2	104.5	45.9
Total Eclipse Begins:	5/16/2003	2:13.7	347.8	107.4	62.2
Maximum Eclipse:	5/16/2003	2:40.1	19.6	110.6	68.1
Total Eclipse Ends:	5/16/2003	3:06.5	51.4	116.6	73.9
Partial Eclipse Ends:	5/16/2003	4:17.4	266.0	197.0	82.9
Eclipse Ends:	5/16/2003	5:14.9	274.2	244.7	73.0

Figura 33. Descripción detallada del Eclipse Lunar 5/16/2003

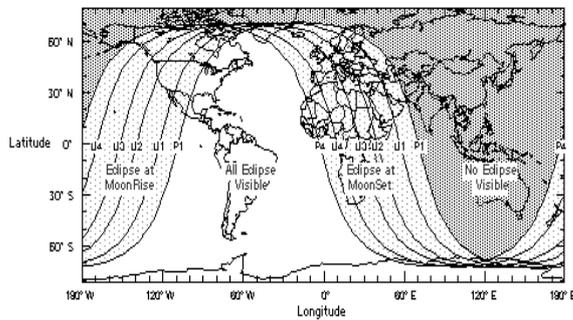


Figura 34. Trayectoria del Eclipse Lunar 5/16/2003

Total Lunar Eclipse					
Calendar: Gregorian	11/9/2003	Delta T (sec):	67.8		
Longitude:	77.03	Time Zone:	AZT		
Latitude:	-12.04				
Maximum Magnitude:	1.022				
Radius of Penumbra:	1.194				
Radius of Umbra:	0.646				
Radius of Moon:	0.246				
Lima					
Moon's					
	Date	AZT	P.A.	Azimuth	Altitude
Eclipse Begins:	11/8/2003	21:15.1	51.8	75.5	-11.8
Partial Eclipse Begins:	11/8/2003	22:32.4	41.6	71.7	5.8
Total Eclipse Begins:	11/9/2003	0:06.3	170.8	64.3	26.6
Maximum Eclipse:	11/9/2003	0:18.5	157.5	63.0	29.2
Total Eclipse Ends:	11/9/2003	0:30.6	144.2	61.6	31.8
Partial Eclipse Ends:	11/9/2003	2:04.5	273.5	44.8	50.0
Eclipse Ends:	11/9/2003	3:21.9	263.3	17.7	59.9

Figura 35. Descripción detallada del Eclipse Lunar del 11/9/2003

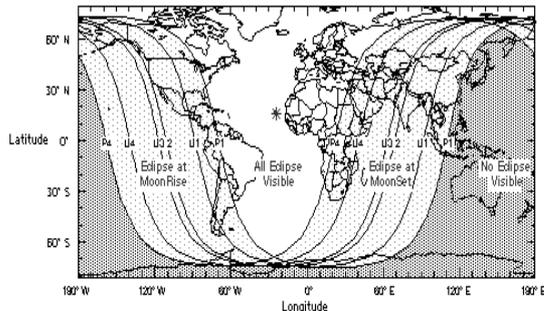


Figura 36. Trayectoria del Eclipse Lunar 11/9/2003

Solar Eclipse						
Calendar: Gregorian						
Greatest Eclipse Phase duration (min)						
Date	U.T.	Eclipse type	Longitude	Latitude	Partial	Umbral
12/04/2002	07:32	Total	300.4	-39.6	318	200
05/31/2003	04:09	Annular	25.6	66.8	284	47
11/23/2003	22:47	Total	269.7	-71.4	245	46
04/19/2004	13:37	Partial	315.5	-60.3	249	0
10/14/2004	02:55	Partial	154.1	63.2	248	0
Annular Solar Eclipse						
Calendar: Gregorian 5/31/2003 Delta T (sec): 67.8						
General Predictions:						
	Date	U.T.	Long.	Lat.		
Eclipse begins:	5/31/2003	1:46.2	307° 07.8'	23° 21.8'		
Eclipse ends:	5/31/2003	6:30.0	160° 55.9'	48° 42.5'		
Central Eclipse begins:	5/31/2003	4:01.8	20° 59.7'	62° 21.0'		
Greatest Eclipse:	5/31/2003	4:08.2	24° 19.5'	66° 38.3'		
Central Eclipse ends:	5/31/2003	4:14.3	35° 56.9'	65° 31.7'		
Duration at Greatest Eclipse: 3.61 minutes						

Figura 37. Tabla de Eclipses Solares durante el año 2003

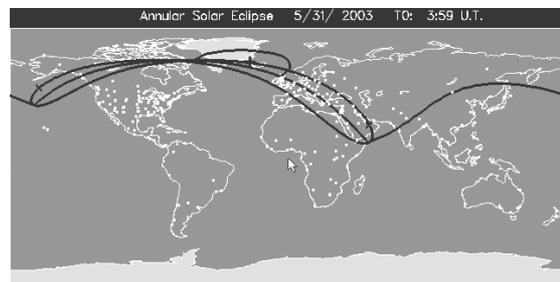


Figura 38. Trayectoria del Eclipse de Sol 5/31/2003

Total Solar Eclipse				
Calendar: Gregorian	11/23/2003	Delta T (sec):	67.8	
General Predictions:				
	Date	U.T.	Long.	Lat.
Eclipse begins:	11/23/2003	20:46.0	232° 44.5'	-20° 09.3'
Eclipse ends:	11/24/2003	0:52.2	78° 45.7'	-51° 16.8'
Central Eclipse begins:	11/23/2003	22:22.6	278° 01.1'	-52° 28.6'
Greatest Eclipse:	11/23/2003	22:49.2	271° 39.8'	-72° 39.4'
Central Eclipse ends:	11/23/2003	23:15.4	345° 04.1'	-69° 26.7'
Duration at Greatest Eclipse: 1.95 minutes				

Figura 39. Descripción del eclipse solar del 11/23/2003

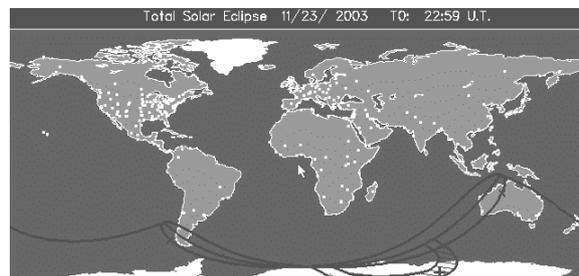


Figura 40. Trayectoria del Eclipse Solar del 11/23/2003

CONCLUSIONES

El conocimiento de los eclipses es muy importante en el desarrollo de la ciencia ya que de ellos aun seguimos aprendiendo y cada vez conociendo mas características de ese fenómeno astronómico tan bello (Figuras 34 – 40)

Gracias a los métodos matemáticos calculado por el astrónomo Saros nos es posible predecir los eclipses ya que también lo podemos averiguar calculando sus orbitas y posiciones del Sol – Luna - Tierra

Teniendo en cuenta que el territorio peruano se encuentra ubicado cerca de la línea ecuatorial nos es posible ver los eclipses lunares , mas no muchos de los eclipses solares .

El Eclipse Lunar Total del 16 de Mayo del presente año, este evento fue visible en todo America del Sur , parte de América Central y EEUU, en África pudo verse pero no en su totalidad mas no en Europa.

Sus datos fueron:

P1: 01h 10m
U1: 02h 06m
U2: 03h 17m

Me: 03h 42m
U3: 04h 08m
U4: 05h 19m
P4: 06h 15m
Mag. Eclip. : 1.129
Mag. Pen. : 2.076
Mag. Umb. : 1.129
Gamma : 0.412

El Eclipse Lunar Total del 09 de Noviembre del presente , este evento fue visible en parte de América del Sur (Brazil), en Perú su visibilidad fue de un 75% al 85%, en Europa y America del Norte su visibilidad fue igual de 75% al 85%, en Australia no se pueden observar el fenómeno.

Sus datos fueron:

P1: 22h 20m
U1: 23h 35m
U2: 01h 09m
Me: 01h 20m
U3: 01h 31m
U4: 03h 05m
P4: 04h 21m
Mag. Eclip.: 1.018
Mag. Pen. : 2.115
Mag. Umb. : 1.018
Gamma : -0.431

Eclipse Solar Parcial del 31 de Mayo del presente año; datos:

P1: ----
U1: 01h 43m
U2: ----
Me: ----
U3: ----
U4: 06h 34m
P4: ----
Mag. Eclip. :0.967
Mag. Pen. : 1.059
Mag. Umb. : -0.007
Gamma : 0.998

Eclipse Solar Total del 23 de Noviembre del presente año; datos:

P1: ----

U1: 20h 42m

U2: 22h 09m

Me: 22h 47m

U3: 23h 26m

U4: 00h 53m

P4: ----

Mag. Eclip. :1.000

Mag. Pen. : 1.069

Mag. Umb. : 0.103

Gamma : -0.966

AGRADECIENTOS

Mi agradecimiento a Dios, al Instituto Geofísico del Perú y a todo el personal que trabaja en el Observatorio de Ancón. En especial al Dr. Mutsumi Ishitsuka quien me dio la oportunidad de realizar el presente trabajo de investigación. Al Sr. Jesús Caballero que me ayudó cuando empecé con mi proyecto. A las Srtas. Maria Esther e Isabel Castro quienes me aconsejaron muchas veces, y a mis padres Zenobia Córdova y José Morales quienes me tuvieron mucha paciencia.

BIBLIOGRAFÍA

Serra-Ricart, M. (2000): Eclipses. Tras la sombra de la Luna. Shelios.

Gil Chica, F. (1996): Teoría de eclipses, ocultaciones y tránsitos. Universidad de Alicante, Murcia.

Espenak, F. (1997): Fifty Year Canon of Solar Eclipses 1986-2035. NASA Reference Publication 1178. Sky Publishing Corporation, Cambridge (USA).

CÁLCULO DE HIPOCENTROS UTILIZANDO REGISTROS DIGITALES DE UNA ESTACIÓN SÍSMICA DE TRES COMPONENTES ESTACIÓN DE PIURA (PIU)

FERNANDO MIGUEL ROVALINO CHÁVEZ
*Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas
Escuela Profesional de Física
Universidad Nacional Pedro Ruiz Gallo
fnrch@mixmail.com*

*Prácticas dirigidas por: Lic. Gloria Marín Ruiz
Ofic. Periférica Chiclayo*

RESUMEN

En este estudio, se utiliza la información registrada por la estación sísmica de Piura (PIU), para el cálculo de los hipocentros de 35 eventos locales ($TS - TP < 10s$), mediante el algoritmo EPI3C. Este algoritmo considera como uno de los datos principales las características del primer impulso de la onda P (compresional o dilatacional) captado en los tres componentes de la estación de banda ancha (Z, NS, EO). La aplicación de esta metodología ha permitido asociar a los hipocentros a las fallas activas del área de Piura, recuperar la actividad sísmica local y evaluar su relación con las fallas de Illescas y Huaypirá ubicadas en Piura.

INTRODUCCION

Así como los Rayos X en la medicina, sirven para estudiar la estructura del cuerpo humano; de la misma manera, cuando un terremoto ocurre, sus ondas viajan a través del cuerpo de la Tierra y se registran en los sismógrafos de los observatorios ubicados en lugares estratégicos. Estas ondas sísmicas llevan con ellas información a la superficie sobre la estructura a través de la cual han pasado. La pregunta básica es ¿cómo descifrar las ondas registradas y para qué?, en el efecto de radiografía de nuestro planeta. Como con las placas de radiografía, los sismogramas de los terremotos muestran la silueta de la estructura de la Tierra (Bolt, 1982)

Con el estudio de los sismogramas de terremotos distantes, Oldham (1887) descubrió que las formas de onda registradas eran de diferentes tipos y que había una diferencia de tiempo de llegada entre ellas. Con el desarrollo de la sismología se ha establecido la existencia de las ondas P y S llamándolas ondas primarias de diferentes fases al producirse un terremoto. La diferencia de tiempo de llegada de estas ondas nos permite determinar la distancia a la fuente o el punto de origen de los sismos. Si este intervalo es conocido por tres o más estaciones sísmicas, entonces la localización del origen (hipocentro) puede hallarse trazando arcos en el globo. En el

caso de registrarse el sismo en una estación de tres componentes, entonces se puede determinar la dirección del movimiento de la partícula en función de la forma de arribo del primer impulso de la onda P.

Los sismos localizados en el Norte y Nor Oriente del Perú son registrados por la Red Sísmica del Norte cuya central de registro se ubica en Chiclayo y que forma parte de la Red Sísmica Nacional que mantiene operativa en todo el país, el Instituto Geofísico del Perú (IGP).

En la actualidad el IGP se encuentra instalando equipos modernos de detección de sismos, uno de los cuales se instaló en Piura que es una estación sísmica de banda ancha del tipo REFTEK, que registra en tres componentes a los sismos. Esta estación ha registrado sismos muy pequeños que no han sido detectados por otras estaciones del norte del Perú.

El objetivo del presente trabajo es utilizar la información de los sismos locales registrada por la estación de Piura y determinar los epicentros por el método de la polaridad de la onda P en las tres componentes: Vertical (Z), Este-Oeste (E-O) y Norte-Sur (N-S). La principal contribución radica en la recuperación de la actividad sísmica local y su relación con las principales fallas activas en la zona cercana a la estación.

FUNDAMENTO TEÓRICO

Movimiento Ondulatorio

El movimiento ondulatorio es un fenómeno muy común: las olas en la superficie del agua, el movimiento transversal a lo largo de una cuerda tensa o la vibración de un resorte. Los físicos han extendido el concepto de onda a un número mayor de fenómenos que no se asemejan a los que se producen en la superficie del agua o en una cuerda tensa, sino que corresponden a situaciones físicas descritas por un campo dependiente del tiempo que se propaga en el espacio y en el tiempo (por ejemplo las ondas sísmicas).

Una onda es una perturbación que se propaga desde el punto en que se origina hacia el medio que rodea ese punto. Las ondas materiales (todas menos las electromagnéticas) requieren un medio elástico para propagarse, este medio se deforma y se recupera vibrando al paso de la onda. El punto en donde la perturbación comunica una agitación a la primera partícula del medio en que impacta, es el **foco las ondas**, y en esa partícula se inicia la onda (Crawford, 1994)

Los aspectos más importantes de las ondas son su velocidad de propagación y las modificaciones que sufren cuando:

- cambian las propiedades físicas del medio en el cual se propagan (reflexión, refracción, polarización).

- se les interpone diferentes clases de obstáculos (difracción, dispersión).
- varias ondas coinciden en la misma región del espacio (interferencia).

En función del tipo de medio que requieren para su propagación, las ondas se clasifican en: mecánicas y electromagnéticas. Las mecánicas requieren un medio elástico para propagarse y las electromagnéticas no, se pueden propagar en el vacío (Finn y Alonso, 1995)

Si las clasificamos en función de cómo vibran respecto a la dirección de propagación tenemos las ondas transversales y las longitudinales.

Ondas Sísmicas

Clásicamente se ha interpretado el origen de los terremotos como consecuencia de la lenta acumulación de esfuerzos que tienden a desplazar la superficie de la Tierra en sentidos opuestos, deformándose la roca hasta que se supera su resistencia, en cuyo caso se rompe y libera la energía acumulada en forma de ondas, y además se desplaza una parte de ella respecto de la otra, formándose una discontinuidad entre ambos bloques o falla. Este sencillo esquema, conocido como la Teoría del Rebote Elástico, se elaboró a partir de observaciones hechas tras el terremoto que en 1906 asoló la ciudad de San Francisco (USA).

La parte más superficial de la Tierra está formada por un mosaico de placas, a modo de un gran rompecabezas, que se desplazan muy lentamente unas respecto de otras. En este desplazamiento se produce un choque y una fricción en sus bordes, rompiéndose allí donde la deformación supera la resistencia de la roca. Debido a esta ruptura se genera una perturbación (ondas) que constituye el terremoto.

Las ondas sísmicas tienen tres características muy importantes (Neumann, 1979):

1.- La velocidad de la onda (determinación de la distancia entre el foco y la estación).

La estructura terrestre (corteza, manto, núcleo) afecta en tal forma las velocidades de ondas sísmicas medidas al llegar a la superficie terrestre, que permite realizar a partir de datos instrumentales, la subdivisión de las tablas de velocidad por zonas:

- a.- Ondas de la corteza terrestre.
- b.- Ondas del manto rocoso u ondas normales.
- c.- Ondas que han pasado por el núcleo.

La propagación de las ondas sísmicas desde el foco a la estación es a través de curvas (cóncavas hacia el centro de la Tierra) debido al brusco aumento de la velocidad de la onda sísmica al penetrar el interior heterogéneo del planeta, excepto en la superficie del núcleo de la Tierra.

2.- El movimiento de la partícula terrestre (determinación del azimut del epicentro desde la estación, identificación de los tipos de ondas). Las ondas sísmicas están sometidas, en las diferentes discontinuidades y en la superficie, a todos los fenómenos de reflexión, refracción y difracción y sus leyes.

En un sólido pueden transmitirse dos tipos de ondas:

- Onda de Compresión: que consiste en la transmisión de compresiones y rarefacciones, que son contracciones y relajamientos “push-pull” (empujar y tirar).

- Ondas Transversales o de Cizallamiento; las partículas se mueven en dirección perpendicular a la dirección de propagación de la onda. Estas ondas pasan a través del globo terrestre por caminos muy parecidos a los de las ondas longitudinales. La onda transversal no penetra en el núcleo, esto permite suponer que parte del núcleo es líquido.

3.- El aspecto de los diferentes tipos de ondas en los registros sismográficos (sismogramas). En sismología, a los varios grupos de ondas que representan diferentes tipos de ondas, o grupos de

onda del mismo tipo que llegan a la estación por diferentes caminos, se les llama “fases”. La identificación de las fases (tipo de onda, trayectoria seguida a través de la Tierra) y el tiempo de llegada a la estación sísmica son fundamentales en la interpretación de un sismograma.

Las ondas compresionales y transversales han sido llamadas P y S respectivamente. Son también conocidas como ondas internas por que se propagan en el interior de un sólido elástico.

Las velocidades de las diferentes ondas dependen de las características del medio; por ejemplo, en rocas ígneas la velocidad de las ondas P es del orden de 6 km/s, mientras que en rocas poco consolidadas es de aproximadamente 2 km/s o menor.

Debido a la diferencia en la velocidad de cada tipo de onda, cuando sentimos un terremoto las primeras sacudidas son debidas a las ondas P, siendo las siguientes las ondas S y por último las ondas superficiales. La velocidad de cada tipo de onda es la propiedad que se utiliza para determinar la localización del foco del terremoto. En la Figura 1. se muestran las ondas P y S de un sismo.

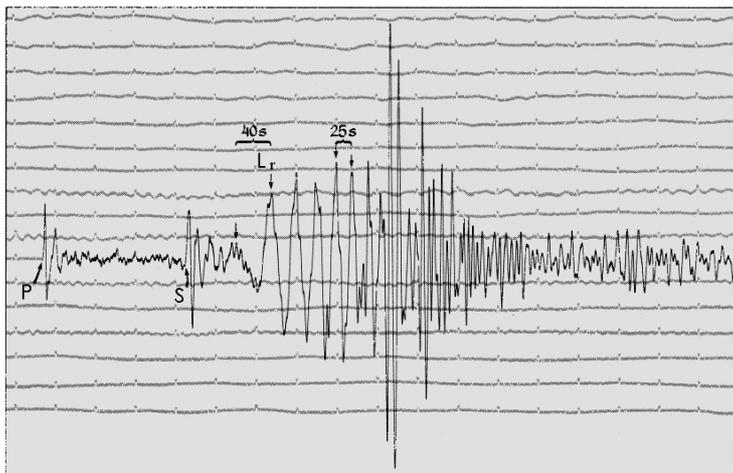


Figura 1. Sismograma del terremoto en el norte de Grecia del 23 de mayo de 1978, (magnitud $M=5,7$, $h=9$ km de profundidad focal), hecho en Uppsala, Suecia, a una distancia epicentral de 2160 km. El trazo ha sido hecho en un sismógrafo de período largo y muestra el movimiento vertical de la tierra. Los incrementos de tiempo se dan de izquierda a derecha y hay 1 minuto entre las marcas de tiempo sucesivas (desplazamientos ascendentes pequeños). Notar el orden de llegada de los diferentes tipos de ondas sísmicas (Kulaneck, 1990)

Localización de Hipocentros

Cuando se produce un terremoto, éste no se presenta simultáneamente en todos los sitios que es observado. Las vibraciones se propagan con velocidades definidas y actúan como si procedieran de una región limitada, que es la denominada fuente de energía del sismo. Esta región se denomina **foco o hipocentro** del terremoto. Los sismólogos suelen considerar el foco como un punto y, si bien la energía es generada en una zona extensa o en un gran volumen de tierra, se admite que la radiación se inicia en un punto cualquiera de este volumen y se difunde continuamente al resto de la fuente. El punto de la superficie situado sobre el foco se llama **epicentro** del terremoto.

El cálculo del epicentro y foco de un terremoto se realiza del análisis de los

sismogramas, anotando los tiempos de llegada de los distintos impulsos, y si se conocen, sus correspondientes velocidades de propagación por la tierra.

Con el estudio de las curvas de tiempo – trayectoria para sismos locales, Omori establece una fórmula, que relaciona la distancia hipocentral (D) (en este caso D tiende a la distancia epicentral cuando ésta es mucho mayor que la profundidad), el tiempo S-P (T_{sp}), la velocidad de la onda P (V_p) y la velocidad de la onda S (V_s). En esta relación se supone simplemente que todas las curvas de tiempo - trayectoria, hasta casi 1000 km, son lineales. Si P y S son las fases consideradas, T_p es el tiempo de llegada de la onda P, T_s el tiempo de llegada de la onda S, T_o el tiempo de origen, tenemos:

$$V_p = \frac{D}{T_p - T_o}, \quad V_s = \frac{D}{T_s - T_o}$$

$$T_{sp} = T_s - T_p = (T_s - T_o) - (T_p - T_o) = \frac{D}{V_s} - \frac{D}{V_p}$$

$$D = \frac{V_s \cdot V_p}{V_p - V_s} T_{sp} = C T_{sp}$$

Donde C es la constante de Omori. Puesto que V_p 5,7-6,0 km/s, V_p/V_s 1,73 en la corteza superior del manto de la Tierra, donde ocurren casi todos los terremotos, C es aproximadamente 8 km/s. Por lo tanto, la distancia hipocentral se calcula

multiplicando el tiempo S - P por 8 (Maeda, 1999) Constantes similares pueden ser determinadas para cualquier par de fases tal como P_g y S_g (fases de la capa granítica), P^* y S^* (fases en la discontinuidad de Conrad), P_n y S_n (fases en la discontinuidad de Mohorovicic). La Figura 2 muestra las trayectorias recorridas por las ondas sísmicas cuando se genera un sismo.

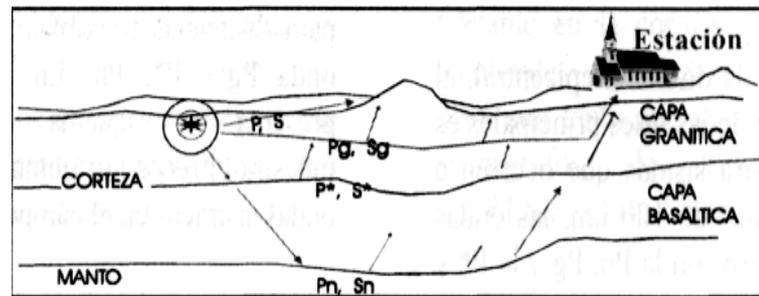


Figura 2. Caminos recorridos por las principales ondas de sismos locales al pasar por las capas de la corteza terrestre (Kulaneck, 1990)

METODO GRAFICO DE TRES COMPONENTES

Para localizar un terremoto gráficamente mediante este método es necesario conocer: las distancias hipocentrales, que son calculadas usando los tiempos de arribo de las ondas P y S. la forma de la onda registrada en las componentes de la estación, las amplitudes de las ondas sísmicas para determinar el movimiento de la partícula (debemos de conocer la amplificación de cada componente para determinar correctamente la dirección del movimiento de partícula),

El movimiento de partícula es el movimiento del suelo en donde están

instalados los sismógrafos, y permite conocer:

- 1.- La dirección aproximada de la onda o la dirección a un epicentro mediante el primer impulso de la onda P (siempre que se registre claramente en el sismograma).
- 2.- El ángulo incidente a la superficie o la velocidad aparente de la onda observada.
- 3.- El tipo de una onda observada.

Es muy importante conocer las constantes de dirección de las dos componentes horizontales y la vertical del péndulo. De esta forma se puede establecer si el movimiento de la partícula terrestre es hacia arriba o abajo, hacia el Este u Oeste,

hacia el Norte o Sur. Hay que notar que un movimiento que hace el suelo es siempre opuesto al del péndulo (conservación de la cantidad de movimiento), es decir si el suelo se mueve hacia arriba, el movimiento correspondiente del péndulo es hacia abajo. El mismo razonamiento se aplica a las otras dos componentes.

DETERMINACION DEL AZIMUT

La dirección del movimiento del suelo, al llegar el primer impulso de la onda de compresión, será la de alejarse del epicentro, pero si es de rarefacción se acercará a él, la dirección del movimiento resultante se determina por un simple análisis vectorial, midiendo las amplitudes (en cualquier unidad) del primer impulso

Norte-Sur y Este-Oeste y conocidas las constantes de dirección del péndulo. Por ejemplo, suponemos, que los movimientos rápidos del trazo, hacia arriba (en el sismograma) corresponden a un movimiento del suelo hacia el Norte y Este (analizando cada componente por separado), de igual forma si el trazo es hacia abajo (para cada componente en el sismograma) correspondería a un movimiento del suelo hacia el Sur y Oeste. Ahora si la amplitud correspondiente a la componente Norte-Sur de la inscripción es 4,6 mm (hacia arriba) y para la componente Este-Oeste es 7,2 mm (hacia abajo), la dirección resultante del primer movimiento del suelo será: Norte-57,4°-Oeste.

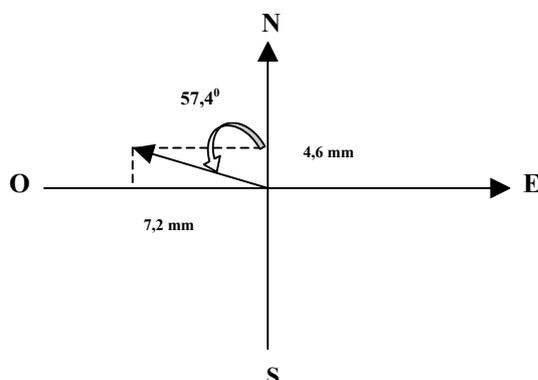


Figura 3. Diagrama vectorial de la dirección resultante del primer movimiento del suelo.

El problema radica en que hasta ahora no conocemos si el primer movimiento del suelo era el de alejarse del hipocentro (debido a una onda de compresión) o el de acercarse al epicentro (debido a una onda de rarefacción), lo que nos lleva a pensar

que el epicentro puede estar al Sur-Este (si se aleja) o al Norte-Oeste (si se acerca). Esta ambigüedad se elimina, si se dispone de un registro de movimiento vertical, ya que los movimientos hacia arriba del suelo

son siempre de compresión y los de hacia abajo de rarefacción.

ESTACIÓN SÍSMICA DE PIURA

La estación sísmica de Piura es una estación de Banda ancha (REFTEK),

instalada en Junio del 2001 y esta ubicada en las coordenadas geográficas de 05,167 ° Latitud Sur y 80,962 ° Longitud Oeste, con una elevación de 240 msnm a 20 km al Este de la Localidad de Paita (Figura 4)

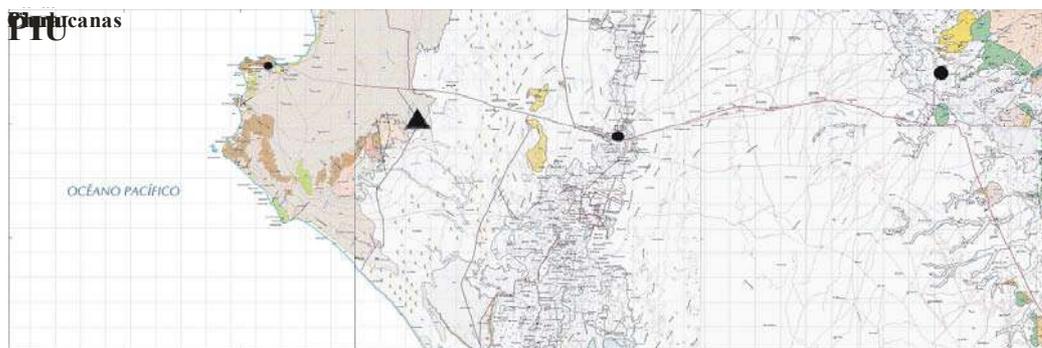


Figura 4. Ubicación geográfica de la Estación Sísmica de Piura (PIU).

Las características geológicas sobre la que ha sido ubicada la estación corresponden a rocas clásicas del Grupo Mítu que consisten de areniscas, lodolitas y conglomerados del Paleozoico.

La estación de Piura, forma parte de la **RED SISMICA NACIONAL (RSN)** que el Instituto Geofísico del Perú mantiene operativa en todo el país, la misma que está compuesta por estaciones telemétricas y del tipo de Banda Ancha (REFTEK)

ANÁLISIS DE DATOS

Identificación de Fases

Para el presente trabajo se utilizó las formas de ondas digitales de los sismos locales registrados por la estación sísmica

de Piura (PIU) en formato SUDS y SAC. El período de análisis comprende de Julio del 2001 a Enero del 2002. Los registros de estos eventos tienen tres componentes: Vertical (Z), Este-Oeste (E-O) y Norte-Sur (N-S), se describen los pasos seguidos:

1. La base de datos utilizada fue de 102 sismos con $T_s - T_p \leq$ de 10 seg. Luego utilizando el programa SWAP (análisis de formas de onda digitales), se analizó cada evento poniendo especial cuidado en seleccionar eventos muy locales, con fases impulsivas (IPC o IPD) en al menos una de las componentes. De esta forma se seleccionaron 35 sismos (Figura 8)

2. Se identificó las fases P y S, tomando las lecturas de los tiempos de llegada de la onda P (T_p) en la componente vertical y el tiempo de llegada de la onda S (T_s) en la componente horizontal.

3. Se identificó la forma del primer impulso en la onda P en las tres componentes (polaridad); es decir, si es compresional (impulso hacia arriba \uparrow) o dilatacional (impulso hacia abajo \downarrow).

4. Se tomó la lectura de las amplitudes del primer impulso de las sismo de las dos componentes horizontales (la medición se realizó en cuentas).

Los datos obtenidos para los sismos seleccionados, así como sus fases y polaridad para cada componente, se presentan en la Tabla 2.

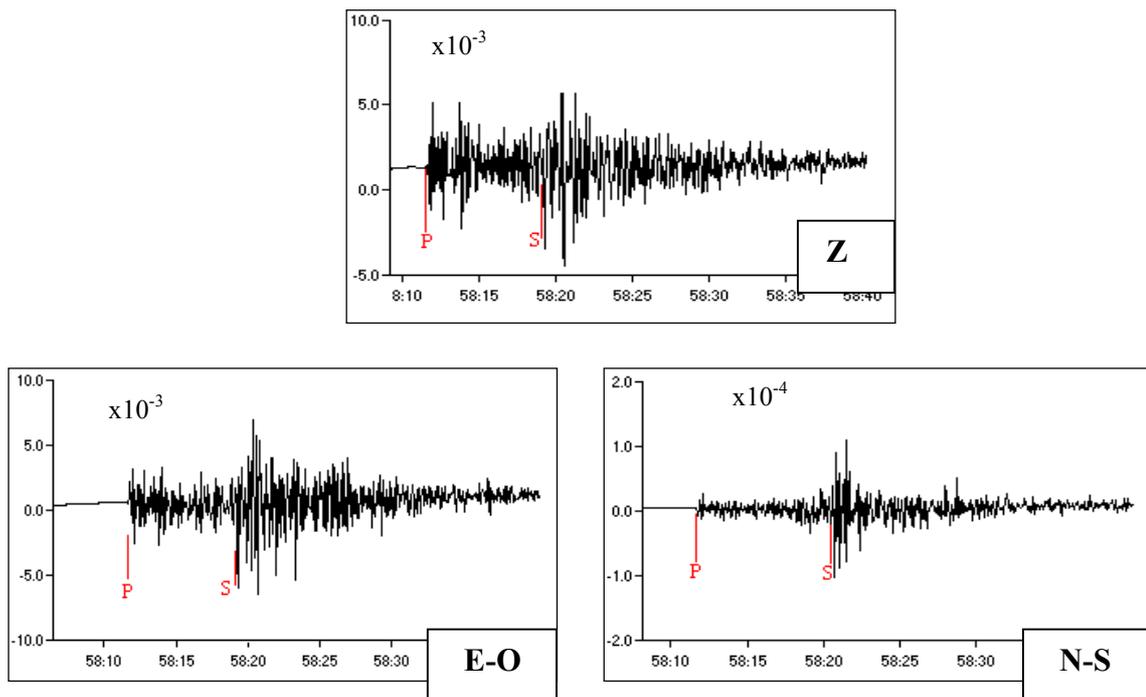


Figura 8. Registros digitales de las tres componentes del sismo del 27 de Noviembre del 2001 (05h 58m GMT)
Z, E-O, N-S corresponden a los registros vertical, Este-Oeste y Norte-Sur.

Tabla 2. Datos obtenidos del análisis de sismogramas digitales. El signo + indica una polaridad compresional (↑) y el signo - indica una polaridad dilatacional (↓).

No even	Di	Me	Año hh mm			Tp Seg	Ts Seg	Amplit- Comp.E-O	Amplit- Comp. N-S	Z	Codi
1	01	07	01	01	13	12,2	19,3	+350,61	+621,95	+	07010101
2	01	07	01	15	03	55,2	63,7	-87,80	+80,49	-	07011501
3	02	07	01	20	42	32,9	37,9	-640,24	-365,85	+	07022032
4	03	07	01	02	29	48,0	53,8	-493,90	+256,10	-	07030217
5	06	07	01	03	32	22,9	27,6	+1402,44	+585,37	-	07060320
6	11	07	01	12	15	34,5	38,4	+256,10	+158,54	+	07111210
7	13	07	01	06	53	58,8	64,6	-121,95	+158,54	-	07130641
8	15	07	01	08	31	51,2	54,8	+3201,22	+2439,02	+	07150828
9	15	07	01	08	32	21,9	25,4	-3567,07	-3414,63	+	07150828
10	15	07	01	08	33	59,0	62,6	+487,80	+292,68	+	07150828
11	15	07	01	08	47	31,6	35,2	+47,56	+26,83	+	07150843
12	15	07	01	12	18	52,5	55,9	+640,24	+475,61	+	07151213
13	16	07	01	09	18	27,2	30,7	+73,17	+57,93	+	07160914
14	17	07	01	13	39	25,5	29,2	+201,22	-180,49	-	07171330
15	20	07	01	22	31	42,0	45,9	+829,27	-762,20	-	07202218
16	25	07	01	17	43	57,4	61,8	-621,95	+564,02	+	07251737
17	15	09	01	22	18	27,7	31,6	+27,44	-82,32	+	09152217
18	26	09	01	06	12	27,0	32,1	+248,78	+219,51	+	09260611
19	16	10	01	02	00	14,5	17,9	+58,54	-58,54	-	10160200
20	21	10	01	18	46	18,4	22,1	-36,59	+41,46	+	10211845
21	23	10	01	03	45	23,5	29,9	-70,73	-68,29	+	10230343
22	29	10	01	02	00	33,2	37,2	+241,46	-297,56	+	10290200
23	27	11	01	05	58	11,6	19,2	+1646,34	-1402,44	-	11270556
24	08	12	01	04	04	16,3	21,1	-91,46	-58,54	+	12080403
25	10	12	01	10	33	58,0	64,1	-1853,66	+536,59	-	12101032
26	11	12	01	22	17	22,8	26,2	+137,20	+106,10	+	12112216
27	13	12	01	18	35	31,2	36,4	-89,63	+74,39	+	12131834
28	14	12	01	02	17	46,7	51,0	-67,68	+198,17	-	12140216
29	18	12	01	12	01	34,1	37,8	-51,83	-85,98	+	12181200
30	23	12	01	12	24	27,6	31,9	-179,88	+121,95	-	12231223
31	26	12	01	17	13	46,0	50,3	+1243,90	-859,76	-	12261712
32	27	12	01	05	09	47,5	53,3	+212,20	-219,51	-	12270508
33	02	01	02	07	52	48,4	52,0	+54,88	+17,07	+	01020752
34	06	01	02	09	34	09,2	17,2	+69,51	-76,83	+	01060933
35	12	01	02	02	21	15,1	20,2	-11585,37	-3902,44	+	01120219

Aplicación del Algoritmo EPI3C

El algoritmo EPI3C (Rodríguez, 2002), se utiliza para la determinación epicentral con estaciones sísmicas de tres componentes. Los datos de entrada para este algoritmo son: Tiempo de la P, Tiempo de la S, Polaridad de la P y amplitudes del primer impulso de la P de las componentes horizontales (registros digitales), con este algoritmo se determina las coordenadas geográficas del epicentro.

Se realizó la localización de los epicentros utilizando arbitrariamente como profundidad focal 15 km (por tratarse de sismos superficiales). Los epicentros fueron ploteados en un mapa utilizando el programa PCAT (Rodríguez, 1993).

El algoritmo PCAT, tiene como entradas de datos la fecha del sismo, el tiempo origen (UT), las coordenadas epicentrales (geográficas), profundidad y magnitud. También permite el ploteo de las fallas

activas en todo el territorio nacional. Para el caso de los sismos localizados sólo con las tres componentes de la Estación de Piura, la magnitud no ha sido determinada por no existir una fórmula de magnitud de duración para esta estación.

Para la zona objeto del presente trabajo han sido determinadas como fallas activas: la falla de Huaypirá, ubicada al norte de Sullana y la falla de Illescas al sur de Piura (Sebrier, et al, 1982) Otros rasgos tectónicos importantes para esta zona son las flexuras de Talara y de Tortugas.

La distribución espacial de los epicentros de los sismos seleccionados se muestra en la Figura 9. En esta figura los epicentros cuadrados son los procesados con el algoritmo EPI3C y los cuadrados son los epicentros procesados con el programa EPI y con las estaciones de telemetría que están ubicadas en el norte de nuestro país.

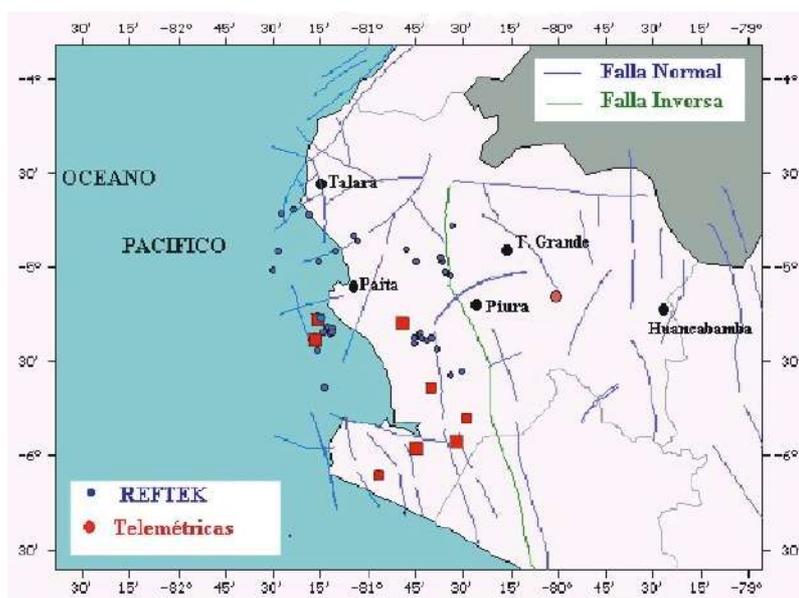


Figura 9. Distribución espacial de los epicentros de los sismos seleccionados.

Se ha considerado los sismos registrados por telemetría, debido a que fueron también registrados por la REFTEK de Piura, en esta distribución epicentral podemos claramente determinar la presencia de actividad local asociada a las fallas activas en la zona, así como a la zona de subducción. Las magnitudes M_L de estos sismos están comprendidas entre 2,7 a 4,3.

En el periodo de Junio a Diciembre del 2001 se registraron 4 sismos con intensidad observadas en Sullana (III MM), en Talara (III MM), en Piura (III MM) y en Paita (III MM).

CONCLUSIONES

La estación sísmica REFTEK de Piura ha registrado eventos muy locales, la identificación de fases impulsivas en sus tres componentes, nos ha permitido determinar epicentros que con la red radiotelemétrica del norte no ha sido imposible ubicarlos, debido a que la estación telemétrica más próxima a la estación digital de Piura esta ubicada a 165 km (Est. Portachuelo).

La presencia de sismos en la zona de fallas activas y algunos epicentros localizados sobre estas fallas, nos abre la posibilidad de realizar un procesamiento de rutina para la estación de Piura con sus tres componentes utilizando el método gráfico, dado que los registros digitales nos permiten identificar en forma precisa la

polaridad de las ondas. Las estaciones tipo REFTEK constituyen un instrumento muy importante para la detección de eventos muy locales, así como para su localización preliminar. Para solucionar el problema de la profundidad de los eventos locales es urgente la instalación de estaciones sísmicas en Talara y Chulucanas.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece al Instituto Geofísico del Perú por haberme brindado la beca para realizar mis practicas Pre Profesionales y por su constante apoyo a los estudiantes de las diferentes universidades del país. Mi cordial agradecimiento a la señorita Lic. Gloria Marín y al personal de la Oficina Periférica del IGP-Chiclayo, por su apoyo y orientación para el desarrollo del presente estudio.

BIBLIOGRAFÍA

- Bolt Bruce A. (1982): Inside The Earth. Evidence from Earthquakes. U. S. A. Freeman and Company, San Francisco.
- Crawford Frank S. , Jr. (1994): Ondas. Editorial Reverté. España.
- Finn Edward J. , Alonso Marcelo (1995): Física. Editorial Addison Wesley Iberoamericana. E. U. A.

Kulhanek, O. (1990): Anatomy of Seismograms, Seismological Section, University of Uppsala, Sweden, 17.

Maeda N. (1999): Analysis of Local Earthquake, International Institute of Seismology and Earthquake Engineering, Building Research Institute, Ministry of Construction. Japan.

Neumann, F. (1979): Principios Fundamentales para la Interpretación de Sismogramas. Traducción de la 3^{ra} Edición Inglesa. Lima-Perú.

Refraction Technology, Inc. (1995): Operations Reference Manual for the 72A Series Data Acquisition System. U. S. A.

Rodríguez, S. (2003): EPI3C., Programa para el cálculo de hipocentros CNDG-Sismología, Instituto Geofísico del Perú. Informe Interno.

Sebrier, M., Huaman, D., Blanc, J., Macharé, J., Bonnot, D. y Cabrera, J. (1982): Observaciones acerca de la Neotectónica del Perú, IGP-LGDI. Proyecto Sisa. Lima-Perú.

<http://cipres.cec.uchile.cl/agallego/onda.html>

<http://www.ssn.unam.mx/SSN/Doc/cuaderno1/ondas-index.html>

<http://www.ua.es/ursua/bienvenidos.html>

EL FENOMENO DEL NIÑO Y PRONOSTICO DE LA PRECIPITACION EN LA COSTA NORTE DEL PERU

MANUEL JESUS UGAZ ALARCON

Facultad de Ingeniería Industrial y Sistemas

Universidad de Piura

mugaz@ing.udep.edu.pe

Prácticas dirigidas por: Dr Pablo Lagos

Dra. Yamina Silva.

Centro de Predicción Numérica del Tiempo y Clima.

RESUMEN

En este presente trabajo sobre el Fenómeno del Niño y el pronóstico de la precipitación en la costa norte del Perú, se ha buscado, en primer lugar hacer un estudio de éste fenómeno, puesto que en Piura y Tumbes así como el sur del Ecuador son los lugares mayormente afectados por la inclemencia de El Niño ocasionando desórdenes climáticos (fuertes inundaciones), que provocan pérdidas de cultivo, disminución de la pesca, daño a infraestructuras y con ello la economía de esta parte del país se ve afectada negativamente. Para preveer de alguna manera tales consecuencias de éste factor climático se ha realizado un estudio de sus regiones, fases e intensidades. Asimismo, se ha efectuado el pronóstico de la precipitación acumulada en 24 horas con un dominio Perú (grilla de 18 km) para la región de Piura y Tumbes, empleando el modelo MM5 cuyas condiciones iniciales y de contorno se han obtenido de las salidas del modelo global CPTec/COLA. Mediante el método del promedio aritmético se ha estimado la precipitación media mensual en los meses de Enero a Diciembre desde 1932 al 2001 de las estaciones pluviométricas de Piura y Tumbes dando como resultado que en el mes de marzo en Piura y Tumbes se registró el mayor volumen de precipitación. Los resultados de calcular y comparar los datos de precipitación de las estaciones pluviométricas de Piura y Tumbes con los de la región del Niño 1+2 indican una baja correlación lineal, apreciamos que estos datos de precipitación al aplicar la regresión lineal siguen una tendencia lineal.

INTRODUCCION

La costa norte del Perú y sur del Ecuador son la zonas más afectada por el Fenómeno El Niño (FEN). Esta región es una de las cuales en que los ecosistemas y las actividades humanas se ven directamente afectadas en forma adversa por el FEN, siendo necesario que la información potencialmente útil acerca de El Niño sea utilizada para la adecuada toma de decisiones.

La precipitación está constituida por toda el agua, que de una u otra forma es depositada en la superficie terrestre, por la condensación del vapor de agua circulante en el aire. La forma más común, y la que mayor interés tiene en la ingeniería, es la lluvia que viene a ser la causa de los más importantes fenómenos hidrológicos y su cuantificación correcta es uno de los desafíos que el hidrólogo, el meteorólogo o el ingeniero enfrentan.

Las precipitaciones características de las regiones de Piura y Tumbes son de tipo convectivo como en las zonas ecuatoriales donde, por debilidad de los vientos el movimiento del aire es esencialmente vertical. Este aire mas caliente y menos denso que el aire circundante, se eleva en forma de células de convección, enfriándose adiabáticamente hasta alcanzar el nivel de condensación, generando nubes del tipo cúmulos-nimbus que originan lluvias muy intensas, de duración breve y comprendiendo zonas de poca extensión. La precipitación como la temperatura del aire son variables pronosticadas por el modelo mesoscala MM5 (<http://www.mmm.ucar.edu/mm5/>), ambas variables tienen bastante influencia en las condiciones climáticas. Se han utilizado los pronósticos de la precipitación acumulada en 24 horas obtenidas del modelo MM5 obtenidos del dominio Perú (18 km de resolución) para la región de Piura y Tumbes.

La precipitación media mensual utilizando el método de Promedio Aritmético, dio como resultado que en el mes de marzo en Piura y Tumbes se registró el mayor volumen de precipitación, seguido por el mes de febrero, abril y enero; por lo que el resto de los meses en la costa norte se consideran periodos de estiaje.

FENÓMENO EL NIÑO

El término **El Niño** fue acuñado originalmente, a finales del siglo XIX, por los pescadores a lo largo de las costas de Ecuador y Perú, para referirse a una corriente marina cálida que tendía a aparecer normalmente alrededor de la Navidad, de allí su nombre en referencia al Niño Jesús (PromPerú, 1999). Años después se descubrió que dicha corriente estaba asociada a variaciones de presiones atmosféricas en el Pacífico occidental que recibían el nombre de **Oscilación Sur** y a partir de esta asociación este fenómeno recibe el nombre de **ENOS** (El Niño – Oscilación de El Sur), que es una perturbación del sistema Océano-Atmósfera en el Pacífico ecuatorial con importantes consecuencias para el clima de todo el mundo.

Este fenómeno se presenta a intervalos de entre dos a siete años y se caracteriza porque la superficie del mar y la atmósfera sobre él presentan una condición anormal durante un período que puede durar entre doce a dieciocho meses. El fenómeno se inicia en el océano Pacífico tropical, cerca de Australia e Indonesia, y con él se altera la presión atmosférica en zonas muy distantes entre sí, se producen cambios en la dirección y en la velocidad de los vientos y se desplazan las zonas de lluvia en la región tropical.

En condiciones normales (Figura 1), también llamadas condiciones No-Niño, los vientos Alisios (que soplan de Este a Oeste) apilan una gran cantidad de agua y calor en la parte occidental de este océano. El nivel superficial del mar es, en consecuencia, aproximadamente medio

metro más alto en Indonesia que frente a las costas de Perú y Ecuador. Además, la diferencia en la temperatura superficial del mar es de alrededor de 8° C entre ambas zonas del Pacífico.

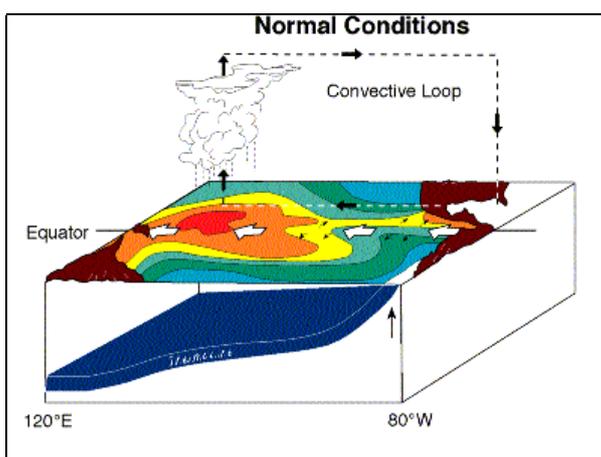


Figura 1. Condiciones normales

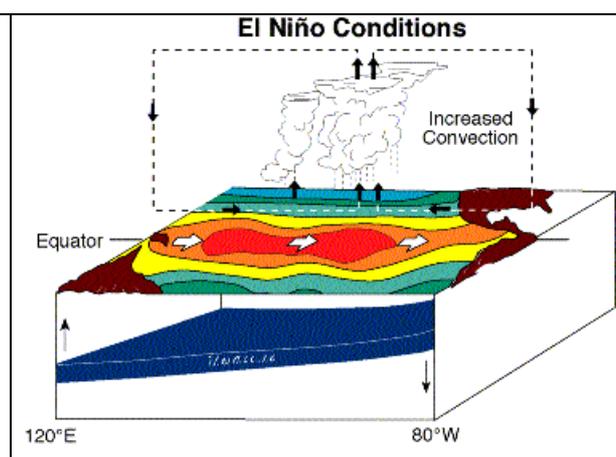


Figura 2. Condiciones Niño

Durante "El Niño" (Figura 2), por diferencia en la presión atmosférica, los vientos Alisios se debilitan o dejan de soplar hacia el Este, generando anomalías del Oeste en los vientos. El máximo de Temperatura Superficial del Mar (TSM) que había en la zona occidental gradualmente se desplaza hacia el Este y, alrededor de seis meses después, alcanza la costa de América del sur, en el extremo Este del Pacífico. El desplazamiento del máximo de TSM va acompañado de un enfriamiento relativo en el Pacífico occidental, cerca de Asia.

Los cambios en la temperatura influyen en la salinidad de las aguas, cambiándose, por lo tanto, las condiciones ambientales para los ecosistemas marinos. Estos cambios afectan las poblaciones de peces, especialmente en las áreas del Pacífico americano y, por ende, la actividad pesquera en ellas.

Los cambios en la circulación atmosférica alteran el clima global, con lo que se ven afectados la agricultura, los recursos hídricos y otras actividades económicas importantes en extensas áreas del planeta.

REGIONES DE EL NIÑO

Se han identificado cuatro regiones en el Pacífico ecuatorial (Figura 3) que requieren especial interés respecto a las

investigaciones y monitoreos de El Niño (Glantz, 1998).

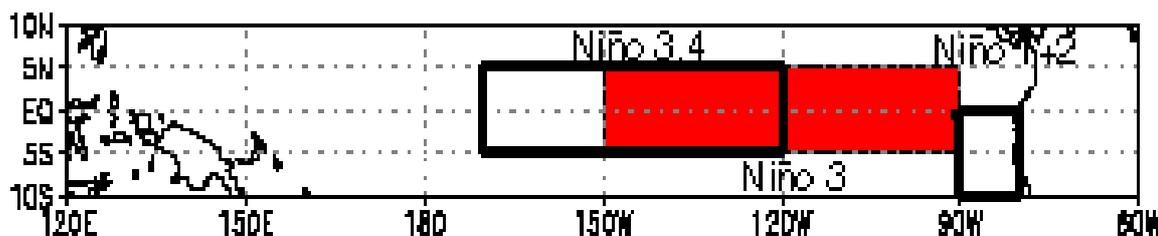


Figura 4. Regiones Niño

Niño 1: región de afloramiento costero y sensible a los cambios estacionales en el océano y en la atmósfera.

Niño 2: zona de transición entre el Pacífico central y oriental, es sensible a los procesos de afloramientos ecuatorial.

Niño 3: zona del Pacífico ecuatorial central donde existe una gran señal de El Niño, pero no hay gran sensibilidad a los cambios estacionales.

Niño 4: zona del Pacífico ecuatorial occidental y es donde se encuentra las máximas temperaturas de la superficie del mar en el océano Pacífico.

FASES DE EL NIÑO

Un evento El Niño puede ser identificado en varias fases (Glantz, 1998):

Fase Precursora: comienza a fines de un evento de fase fría “La Niña”, cuando la TSM ha vuelto a sus condiciones normales, por lo general seguida por un evento frío extremo. Supongamos que la fase precursora comienza justo después de la culminación de la fase fría. Los fuertes vientos que soplan hacia el Oeste (los vientos Alisios) comienzan a debilitarse. Con el debilitamiento de los vientos de superficie que soplan hacia el Oeste, la surgencia ecuatorial y costera comienzan a reducirse y el nivel del mar en el Pacífico ecuatorial central y oriental comienzan a elevarse. Esta es la fase de transición, el cambio desde un evento frío hacia un evento cálido.

Fase de inicio: Alrededor de diciembre de cada año, se produce una relajación estacional de los vientos Alisios afuera de las costas del Perú y Ecuador. En ese

momento, la surgencia de agua fría a lo largo de la costa disminuye, y se calienta el agua de la superficie aproximadamente hasta marzo. Si el calentamiento estacional continuase hasta abril y mayo, es probable que el inicio de un evento calido de cierta magnitud ya se encuentre en desarrollo.

Fase de crecimiento y madurez: el Pacífico ecuatorial central y oriental se hace cada vez más cálido, la presión del aire a nivel del mar en el Pacífico sur (cerca de Tahití) disminuye y aumenta la presión en Darwin. Con el debilitamiento de los vientos que soplan hacia el Oeste y el reforzamiento de los vientos que soplan hacia el Este, el área cubierta por agua caliente se expande en el Pacífico central y oriental. Las anomalías de temperatura de superficie del mar pueden aumentar, desde +1°C a +4° C o más (tal como sucedió en 1982 –1983). El nivel del mar en el Pacífico occidental disminuye unas pocas décimas de centímetros, mientras que aumenta nivel del mar en el Pacífico ecuatorial oriental.

Fase de decaimiento: Esta fase comienza una vez que se han alcanzado las máximas temperaturas de la superficie del mar en el Pacífico ecuatorial central y oriental, y las temperaturas de la superficie comienzan a responder a los cambios en la dirección y velocidad del viento a través de la cuenca. La termoclina comienza a moverse en la dirección opuesta (una vez más para hacerse más profunda en el Occidente y

más somera en el oriente), y la masa de agua cálida comienza a engrosarse en la parte occidental de la cuenca. Los vientos que soplan hacia el occidente, otra vez comienzan a reforzarse la surgencia costera y ecuatorial, que acarrea más agua profunda y fría hacia la superficie del océano. Y comienza otra vez el ciclo (la oscilación) hacia el inicio de una fase fría.

INTENSIDAD DE LOS ENOS

La medición de un ENOS puede depender de los indicadores, estos pueden ser **cuantitativos**, como la TSM. Mientras mayor sea el aumento de la TSM, mayor será la intensidad del ENOS. La intensidad puede ser: muy débil, débil, moderado, fuerte y muy fuerte.

ENOS muy fuertes: Extremas precipitaciones, inundaciones y destrucción en el norte de Perú con anomalías (diferencia de las temperaturas actual con la normal) de la TSM superiores a +5° C.

ENOS fuertes: Grandes precipitaciones, inundaciones costeras y significativa destrucción en el norte de Perú con anomalías de la TSM entre +3 a +5° C.

ENOS moderados: Precipitaciones sobre lo normal, inundaciones costeras y un nivel bajo de destrucción en el norte de Perú con anomalías de TSM entre +1 a +3°C.

CONSECUENCIAS DE EL NIÑO

Esta alteración ENOS se manifiesta en forma de fuertes inundaciones y sequías. Como resultado de las fuertes inundaciones durante el evento El Niño existen severas sequías al sur de Perú y de Bolivia. Mientras que el desierto de Sechura en Piura florece extraordinariamente, por las generosas precipitaciones, inclusive llegando a formar lagunas. Ciertas lagunas andinas se secan totalmente, mientras en otras zonas, las lluvias torrenciales se llevan puentes, caminos, y en algunos casos vidas humanas.

Las corrientes de Humboldt de agua fría se mezcla con la cálida, pero durante El Niño, el descenso de la termoclina impide que esta mezcla ocurra, ya que la corriente no desciende al descender la termoclina. La anomalía térmica de la superficie oceánica altera el clima habitual de las regiones afectadas (costa oeste de América del sur, especialmente las costas de Colombia, Ecuador y Perú, archipiélagos del Pacífico como las Galápagos).

LA PRECIPITACIÓN

La precipitación, según Mejía (2000), es una variable hidrológica que manifiesta más claramente su carácter aleatorio, variando drásticamente en el tiempo (variación temporal) y en el espacio (variación espacial). Es común que, en un

determinado periodo de tiempo, mientras que en una zona ocurre una lluvia, en otra zona próxima no hay precipitación alguna.

Justamente esta característica típica de la precipitación es la que introduce ciertas dificultades en su evaluación correcta. La unidad de medida de la lluvia es el milímetro (mm), que significa un litro de precipitación que cae en una superficie de un metro cuadrado.

Desde el punto de vista de ingeniería son necesarios tres parámetros para definir la precipitación: su duración D , su intensidad I y su frecuencia F .

La duración de una precipitación es el tiempo transcurrido entre el inicio y fin de la lluvia, expresada en horas o minutos. La intensidad I , está dada por la cantidad total de lluvia o lámina de lluvia dividida por la duración.

Conceptualmente, la intensidad, se define como la cantidad de lluvia por unidad de tiempo y puede variar de un instante para otro dentro de una misma lluvia, la intensidad se mide en mm/h o mm/min.

Tratándose de un fenómeno aleatorio, la probabilidad de ocurrencia de una lluvia con una intensidad dada define su frecuencia, F . Se llama periodo de recurrencia o de retorno (T) el periodo en años, en que, en promedio, una determinada lluvia es igual o superada.

Por ejemplo la precipitación en Piura en marzo de 2001 alcanzó en la sierra 168 mm/h y esto ocurrió 5 veces, se puede decir que esa precipitación tiene un periodo de retorno de 5 años, o que su frecuencia es 0.2, siendo $F = 1/T$.

TIPOS DE PRECIPITACION

Según la causa de la elevación del aire húmedo para iniciar el proceso de condensación, tres son los tipos de precipitaciones que pueden ocurrir, cada una con características propias.

Precipitaciones Convectivas

Cuando la atmósfera está en calma, el aire que circula sobre el suelo es calentado por la radiación solar reflejada y emitida por la superficie terrestre. Este aire menos denso que el aire circundante, se eleva en forma de células de convección, enfriándose adiabáticamente hasta alcanzar el nivel de condensación, generando nubes del tipo cúmulos que podrían desarrollarse hasta en cúmulus-nimbus (nubes de tormenta) que originan lluvias muy intensas, de duración corta y abarcando áreas reducidas.

Son precipitaciones características de las zonas ecuatoriales donde, por debilidad de los vientos el movimiento del aire es esencialmente vertical. En las zonas templadas ocurren durante los periodos cálidos, en forma de tormentas de verano, localizadas y violentas.

Precipitaciones Orográficas

Cuando los vientos cargados de humedad, soplan normalmente del océano hacia el continente, encuentran una barrera montañosa, las masas de aire húmedo se elevan para transponer el obstáculo, resultando en un enfriamiento que puede alimentar la formación de nubes y desencadenar precipitaciones. En el caso del Perú, están localizadas en la vertiente oriental de la cordillera de los Andes, dando lugar a áreas secas o semiáridas en la vertiente occidental, debido a que la humedad, proveniente de la amazonía, fue descargada antes de atravesar la cordillera.

Precipitaciones Frontales o Ciclónicas.

El aire en contacto con la superficie terrestre, estando en reposo, adopta las características térmicas y de humedad de la superficie, constituyendo masas de aire, que pueden ser secas o húmedas.

PRONOSTICO DE LLUVIAS

Realizar el pronóstico de lluvias es bastante complejo debido a la naturaleza misma de formación de las lluvias. En los últimos años se han hecho grandes intentos por obtener pronósticos mas certeros utilizando modelos numéricos, aunque estos aun se encuentran en un etapa de desarrollo.

TIPOS DE PRONÓSTICOS

Modelo Estadístico – Dinámico.- De diagnóstico y prognosis, se base en su parte estadística en la correlación de las variables diarias y mensuales de los parámetros atmosféricos primarios de precipitación y temperatura, con respecto a los valores actuales diarios y mensuales del pronóstico, proyectados en el tiempo de 2 a 6 meses, con el concepto hidrológico de “Períodos de Retorno”, incluyendo en ello el factor de desviación (positivo o negativo) del análisis de la información de por lo menos 30 años de las variables atmosféricas mencionadas. Se realiza en especial, el análisis de la información de las variables de precipitación y temperatura, registrada en años normales, años antes, durante y después del Niño, así como durante y después de Niña.

En el caso de ausencia de información de una determinada región, la base de datos histórica se complementa con los registros proporcionados por lugares cercanos o similares; seleccionados mediante un método hidrológico denominado “*Cuencas Análogas*” (sitios análogos), que toman en cuenta condiciones similares de altitud, latitud, impacto de sistemas meteorológicos sinópticos y cercanía a fuentes acuíferas. El concepto de “Período de Retorno” de un evento con magnitud x , se asocia con eventos máximos que se presentan en un determinado intervalo de

tiempo y se define como “El tiempo promedio entre la ocurrencia de dos eventos mayores o iguales que x ”.

Modelo Numérico de Predicción Metereológica.- El modelo numérico de Predicción Meteorológica permite, partiendo de un estado inicial cuyas características atmosféricas están dadas, simular la evolución atmosférica por medio de una traducción de las condiciones meteorológicas, expresadas por las leyes de la mecánica de fluidos y la termodinámica, y que se resuelven a través de métodos numéricos. En la actualidad, una unidad de observación y predicción meteorológica, permite la obtención de pronósticos más eficientes para una determinada zona. Ejecutándose modelos numéricos locales, como por ejemplo: ARPS: Advanced Regional Prediction System o el MM5: The PSU/NCAR Mesoscale Model.

Además de estos modelos locales, para obtener una visión más real de la predicción se utiliza los resultados de otros modelos globales, entre los que destaca:

- **AVN** (Aviation Model, NCEP)
- **UKMODEL** (Servicio Meteorológico do Reino Unido)
- **MASS** (Servicio Meteorológico de Cataluña)
- **HIRLAM** (Instituto Nacional de Meteorología de España y otros)

Modelo Climático.- Un modelo climático es una representación matemática simplificada del sistema climático de la Tierra. La capacidad del modelo para simular las respuestas del sistema climático depende en gran medida del grado de comprensión de los procesos físicos, geofísicos, químicos y biológicos que rigen el sistema climático. Los investigadores han logrado mejorar considerablemente la simulación del sistema climático de la Tierra mediante modelos.

Los modelos climáticos generales se basan en leyes de la física representadas por ecuaciones matemáticas que se resuelven utilizando una rejilla tridimensional sobre el globo terráqueo. A fin de simular el clima, los principales componentes del sistema climático deben representarse en submodelos (la atmósfera, los océanos, la superficie terrestre, la criosfera y la biosfera), junto con los procesos que ocurren entre ellos y dentro de cada uno de ellos.

La mayoría de los resultados que se presentan en este informe se basan en los resultados de algunos modelos en los que en cierta medida están representados todos estos componentes. Los modelos climáticos mundiales en los que se han acoplado los componentes atmosféricos y oceánicos se conocen también con el nombre de Modelos de la Circulación General Atmósfera–Océano (MCGAO). En el módulo atmosférico, por ejemplo,

se resuelven ecuaciones que describen la evolución a gran escala del impulso, el calor y la humedad. Se resuelven ecuaciones similares con respecto a los océanos.

Actualmente, la resolución de la parte atmosférica de un modelo típico es de aproximadamente 250 Km. en línea horizontal y de alrededor de 1 Km. en línea vertical por encima de la capa límite. La resolución de un modelo oceánico corriente oscila aproximadamente entre 200 y 400 m en línea vertical, con una resolución horizontal de entre 125 y 250 Km. Las ecuaciones se resuelven generalmente para cada período de media hora de un modelo integrado.

Muchos procesos físicos, como los que están relacionados con las nubes o la convección oceánica, ocurren en escalas espaciales mucho más pequeñas que la rejilla de los modelos y en consecuencia no pueden modelarse y resolverse en forma explícita. Sus efectos medios se incluyen en forma aproximada con un método simple, aprovechando sus relaciones basadas en la física con las variables a mayor escala. Esta técnica se conoce con el nombre de parametrización.

MODELO DE MESOESCALA MM5

Este modelo fue desarrollado en la Universidad Estatal de Pennsylvania

(PSU) y el Centro Nacional de Investigación de la Atmósfera (NCAR) y quienes en el presente se encargan del soporte técnico computacional.

El Instituto Geofísico del Perú lo está utilizando ya que este modelo tiene la capacidad en definir sistemas atmosféricos a escala sinóptica, así como posee opciones para realizar experimentos numéricos utilizando diferentes esquemas para la parametrización de los procesos físicos.

El MM5 tiene la opción de correr con dominios múltiples anillados. Los pronósticos se realizan con 60 horas de anticipación para: Sudamérica, Perú y Lima con grillas de 54 Km, 18 y 6 Km respectivamente. Las condiciones iniciales y las de contorno para correr el modelo MM5 se obtienen de la salida del modelo global CPTEC/COLA.

MODELO CPTEC/COLA

El Modelo de Circulación General de la Atmósfera (MCGA) del CPTEC/COLA, se viene utilizando para la realización de previsiones climáticas, de forma experimental, en el CPTEC (Centro de Predicción del Tiempo y Estudios Climáticos del Brasil), desde enero de 1995. El modelo es espectral y la resolución utilizada es de 62 ondas en la coordenada horizontal y 28 niveles en la coordenada vertical.

Las previsiones se realizan mensualmente y se utilizan cuatro condiciones iniciales de cuatro días consecutivos a mediados del mes. Para cada condición inicial, el MCGA es integrado por dos veces, una con condiciones de contorno inferior dadas por valores climatológicos de la TSM y otra con TSMs observadas entre la fecha de la condición inicial hasta el mes en el cual se está realizando la integración, y anomalías de TSM persistentes en el mes de previsión. Son efectuadas promedios de las diferencias entre las integraciones de previsión-control para suministrar la previsión del conjunto (ensamble) para 4 meses.

También son analizados los resultados mensuales y trimestrales destacando las previsiones estacionales. En el futuro, se pretende utilizar la TSM prevista a través de métodos estadísticos y también utilizar un modelo acoplado atmósfera-océano, para mejorar las previsiones de la TSM.

Por ejemplo en la Figura 4 apreciamos el pronóstico de la precipitación acumulada en 24 horas para el dominio Perú (grilla de 18 km) para los departamentos de Lambayeque, Piura y Tumbes, empleando el modelo MM5 cuyas condiciones iniciales y de contorno se han obtenido de las salidas del modelo global AVN.

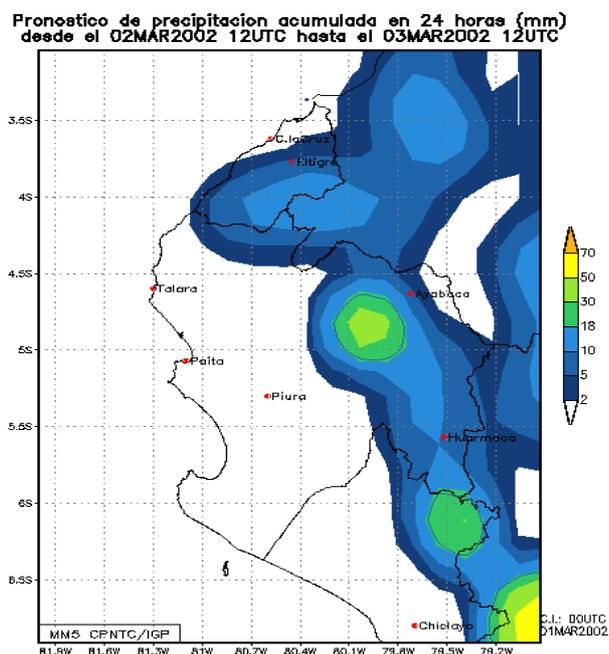


Figura 4. Pronóstico de precipitación realizado por el MM5

METODOLOGIA

El método del promedio aritmético propuesto ayudará a una mejor estimación del pronóstico de la precipitación media mensual de las estaciones pluviométricas en las cuencas del río Piura-Chira y luego se procederá con esta información a calcular y comparar con los datos de la TSM de la región del Niño 1+2, haciendo uso de la correlación lineal y regresión lineal.

DETERMINACION DE LA PRECIPITACION MEDIA MENSUAL USANDO LOS DATOS OBSERVADOS EN LAS CUENCAS DEL RIO PIURA Y CHIRA.

La red de estaciones meteorológicas, hidrológicas y pluviométricas utilizadas en el presente trabajo se muestran en las tablas 1 y 2:

Tabla 1. Red de estaciones meteorológicas, hidrológicas y pluviométricas en la cuenca del río Piura.

ESTACION	UBICACIÓN GEOGRAFICA		SUBCUENCA (río)	COORDENADAS		ALTURA m.s.n.m
	Provincia	Distrito		Latitud	Longitud	
Huarmaca	Huancabamba	Huarmaca	Huarmaca	05°34'	79°31'	2180
Bigote	Morropón	Bigote	Bigote	05°20'	79°47'	200
Malacasi	Morropón	Salitral	Piura	05°19'	79°53'	128
Chalaco	Morropón	Chalaco	Corral del Medio	05°02'	79°50'	2550
Sto. Domingo	Morropón	S. Domingo	La Gallega	05°02'	79°53'	1475
Morropón	Morropón	Morropón	La Gallega	05°11'	79°59'	140
El Virrey	Morropón	La Matanza	Quebrada Palo Verde	05°32'	79°59'	230
San Pedro	Morropón	Chulucanas	Charanal	05°05'	80°02'	254
Pte. Ñacar	Morropón	Chulucanas	Piura (alto)	05°06'	80°10'	119
Chulucanas	Morropón	Chulucanas	Piura (alto)	05°06'	80°10'	95
Miraflores	Piura	Castilla	Piura (med)	05°10'	80°37'	30
San Miguel	Piura	Catacaos	Piura (Bajo)	05°14'	80°41'	29
Bernal	Sechura	Bernal	Piura (Bajo)	05°38'	80°45'	32
Chusis	Sechura	Sechura	Piura (Bajo)	05°31'	80°50'	4
Salala	Huancabamba	Carmen de la Frontera	Hancabamba (alto)	05°06'	79°27'	2865
Huancabamba	Huancabamba	Huancabamba	Huancabamba (alto)	05°15'	79°43'	1952
Tuluca	Huancabamba	Sondor	Huancabamba (alto)	05°29'	79°22'	2000
Sondorillo	Huancabamba	Sondorillo	Huancabamba (medio)	05°20'	79°24'	1852
Shumaya	Huancabamba	Sondor	Huancabamba (alto)	05°22'	79°21'	2000
Tabaconas	San Ignacio	Tabaconas	Tabaconas	05°20'	79°14'	1800

Tabla 2. Red de estaciones meteorológicas, hidrológicas y pluviométricas en la cuenca del río Chira.

ESTACION	UBICACIÓN GEOGRAFICA		SUBCUENCA (río)	COORDENADAS		ALTURA m.s.n.m
	Provincia	Distrito		Latitud	Longitud	
Ayabaca	Ayabaca	Ayabaca	Quiroz	04° 38'	79°43'	2700
Alamor	Sullana	Lancones	Alamor	s/i	s/i	s/i
Lancones	Sullana	Lancones	Chira (med)	04°34'	80°29'	120
Kananga	Sullana	Marcavelica	Chira (med)	04°33'	80°53'	480
Mallares	Sullana	Marcavelica	Chira (bajo)	04°51'	80°44'	45
La Esperanza	Paíta	Colán	Chira (bajo)	04°55'	81°04'	12
Sapillica	Ayabaca	Sapillica	Chipillico	04°47'	79°59'	1456
El Partidor	Piura	Las Lomas	Chipillico	04°38'	80°15'	265
Sausal de Culucan	Ayabaca	Ayabaca	Quiroz	04°45'	79°46'	980

Método del Promedio Aritmético

La estimación de la precipitación media mensual en los meses de enero a diciembre

desde 1932 a 2001 de las estaciones en las cuencas de los ríos Piura y Chira se muestran a continuación en la Tabla 3.

Tabla 3: Acumulado de la precipitación mensual (mm) Piura y Chira para 1932-2001.

Enero	febrero	Marzo	Abril	mayo	junio	julio	agosto	setiembre	octubre	noviembre	diciembre
41649.4	70666.6	110084.8	64417.4	28155.8	17425.5	9063.2	9994.0	12894.0	21570.1	21793.0	24908.4
PRECIPITACION MEDIA MENSUAL (mm)											
42.4	72.0	112.1	65.6	28.7	17.7	9.2	10.2	13.1	22.0	22.2	25.4

Asumiendo que la lluvia es constante en cualquier época del año se determinó la precipitación media mensual utilizando el método de Promedio Aritmético, dando como resultado que en el mes de marzo en Piura y Chira se registró el mayor volumen

total de precipitación con 112,1 mm seguido por el mes de febrero con una precipitación media mensual de 72 mm y a continuación el mes de abril con 65,6 mm de precipitación (Tabla 3 y Figura 5).

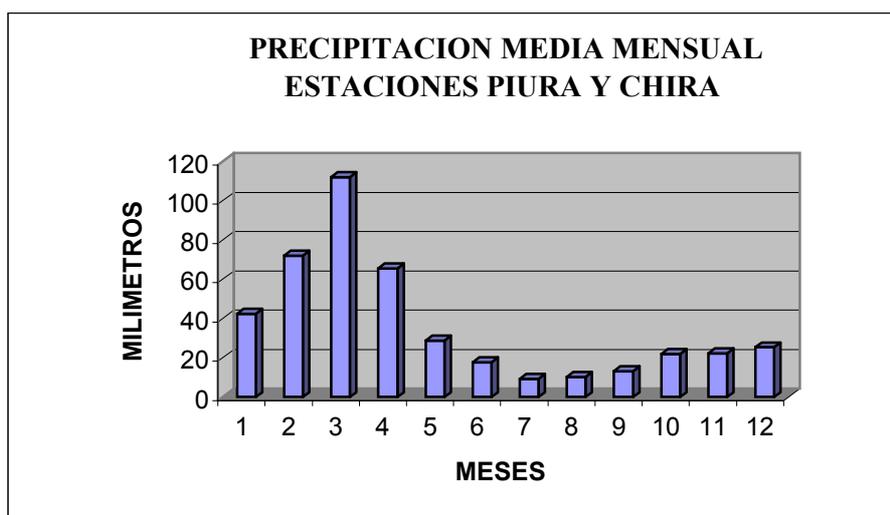


Figura 5. Precipitación media mensual en la cuenca de los ríos Piura y Chira.

COEFICIENTE DE CORRELACION LINEAL

Mide el grado de intensidad de esta posible relación entre las variables. Este coeficiente se aplica cuando la relación que puede existir entre las variables es lineal (Figura 6), es decir, si se representara en un gráfico los pares de valores de las dos variables la nube de puntos se aproximaría a una recta.

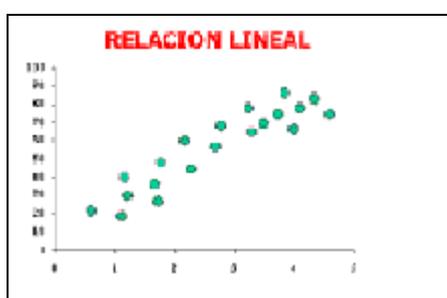


Figura 6. Representación de pares de valores

No obstante, puede que exista una relación que no sea lineal (exponencial, parabólica, etc.) (Figura 7). En estos casos, el coeficiente de correlación lineal mediría mal la intensidad de la relación entre las variables, por lo que convendría utilizar otro tipo de coeficiente más apropiado.

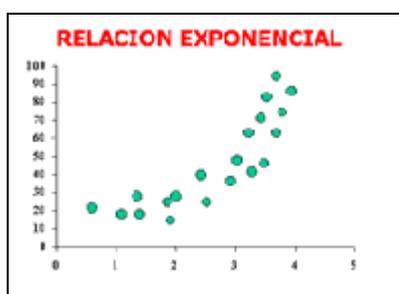


Figura 7. Relación no funcional

Puede darse el caso de no existir (Figura 8), ningún tipo de relación (lineal, exponencial, parabólica, etc.).

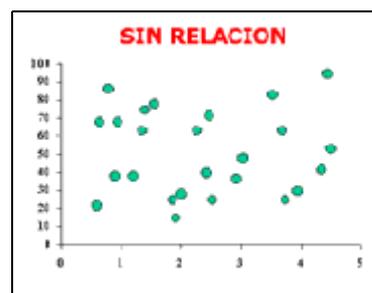


Figura 8. Caso donde no existe relación

Por lo tanto, para ver, si se puede utilizar el coeficiente de correlación lineal, lo mejor es representar los pares de valores en un gráfico y ver que forma describen.

El **coeficiente de correlación lineal** se calcula aplicando la siguiente fórmula:

$$r = \frac{1/n * \sum (x_i - \bar{x}_m) * (y_i - \bar{y}_m)}{((1/n * \sum (x_i - \bar{x}_m)^2) * (1/n * \sum (y_i - \bar{y}_m)^2))^{1/2}}$$

Es decir:

Numerador: se denomina **covarianza** y se calcula de la siguiente manera: en cada par de valores (x,y) se multiplica la "x" menos su media, por la "y" menos su media. Se suma el resultado obtenido de todos los pares de valores y este

resultado se divide por el tamaño de la muestra.

Denominador se calcula el producto de las varianzas de "x" y de "y", y a este producto se le calcula la raíz cuadrada.

Los valores que puede tomar el **coeficiente de correlación "r"** son: $-1 < r < 1$

Si **"r" > 0**, la correlación lineal es positiva (si sube el valor de una variable sube el de la otra). La correlación es más fuerte cuanto más se aproxime a 1.

Si **"r" < 0**, la correlación lineal es negativa (si sube el valor de una variable disminuye el de la otra). La correlación negativa es más fuerte cuanto más se aproxime a -1.

Si **"r" = 0**, no existe correlación lineal entre las variables, independencia total de los valores x e y . Aunque podría existir otro tipo de correlación (parabólica, exponencial, etc).

De todos modos, aunque el valor de "r" fuera próximo a 1 o -1, tampoco esto quiere decir obligatoriamente que existe una relación de causa-efecto entre las dos variables, ya que este resultado podría haberse debido al puro azar.

REGRESION LINEAL

Si representamos en un gráfico los pares de valores de una distribución

bidimensional: la variable "x" en el eje horizontal o eje de abcisa, y la variable "y" en el eje vertical, o eje de ordenada. Vemos que la nube de puntos sigue una tendencia lineal (Figura 9):

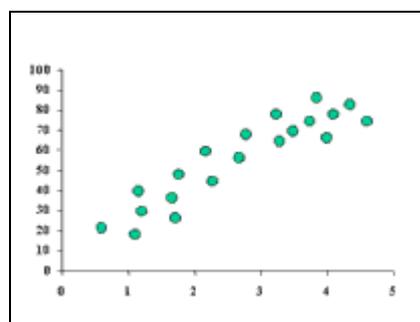


Figura 9. Nube de puntos de tendencia lineal

El **coeficiente de correlación lineal** nos permite determinar si, efectivamente, existe relación entre las dos variables. Una vez que se concluye que sí existe relación, la **regresión** nos permite definir la recta que mejor se ajusta (Figura 10), a esta nube de puntos.

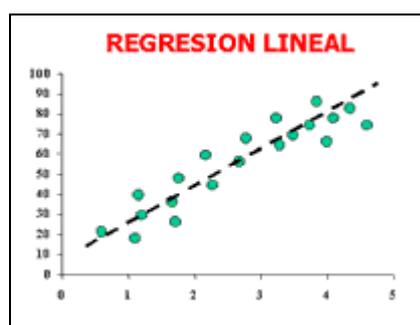


Figura 10. Ejemplo de Regresión Lineal

Una recta viene definida por la siguiente fórmula: $y = a + bx$

Donde "y" sería la variable dependiente, es decir, aquella que viene definida a partir de la otra variable "x" (variable

independiente). Para definir la recta hay que determinar los valores de los parámetros "a" y "b":

El **parámetro "a"** es el valor que toma la variable dependiente "y", cuando la variable independiente "x" vale 0, y es el punto donde la recta cruza el eje vertical.

El **parámetro "b"** determina la pendiente de la recta, su grado de inclinación.

La **regresión lineal** nos permite calcular el valor de estos dos parámetros, definiendo la recta que mejor se ajusta a esta nube de puntos.

El **parámetro "b"** viene determinado por la siguiente fórmula:

$$b = \frac{1/n * \sum (x_i - \bar{x}_m) * (y_i - \bar{y}_m)}{1/n * \sum (x_i - \bar{x}_m)^2}$$

Es la covarianza de las dos variables, dividida por la varianza de la variable "x".

El **parámetro "a"** viene determinado por: $a = \bar{y}_m - (b * \bar{x}_m)$

Es la media de la variable "y", menos la media de la variable "x" multiplicada por el parámetro "b" que hemos calculado.

Ejemplo: vamos a calcular la recta de regresión de la siguiente serie de datos de altura y peso de los alumnos de una clase. Vamos a considerar que la altura es la variable independiente "x" y que el peso es la variable dependiente "y" (podíamos hacerlo también al contrario):

RESULTADOS

El resultado del pronóstico de precipitación acumulada en 24 horas (Figura 5), para el dominio Perú (grilla de 18 km) de algunas ciudades del norte del Perú de los departamentos de Chiclayo, Piura y Tumbes (ver Tabla 4), cuyas condiciones iniciales y de contorno del MM5 se han obtenido de las salidas del modelo global AVN y CPTEC/COLA.

Tabla 4: Pronóstico de precipitación en mm/día del modelo mesoscala MM5.

PRECIPITACION (mm/día) MODELO MM5				
FECHA	AYABACA	BAGUA	CALETA LA CRUZ	CHICLAYO
Lat S y Lon W	4,63 y 79,72	5,60 Y 78,46	3,62 y 80,58	6,78 y 79,83
3032002	0,982	8,605	0,634	0
FECHA	EL PORVENIR	HUANCABAMBA	ISLA LOBOS	LAS BALSAS
Lat S y Lon W	6,58 y 76,32	5,23 y 79,45	6,93 y 80,72	6,05 y 79
3032002	4,774	3,744	0	0,045
FECHA	PAITA	PIURA	TALARA	TUMBES
Lat S y Lon W	5,07 y 81,10	5,20 y 80,62	5,57 y 81,27	3,55 y 80,38
3032002	0	0	0	0,784

Luego se procedió a calcular el coeficiente de correlación lineal de la siguiente serie de datos de la tabla 5 de precipitaciones de

las estaciones de Piura y Chira con los datos de TSM (Temperatura Superficial del Mar) de la región del Niño 1 + 2.

Tabla 5. Precipitación media mensual de las estaciones de Piura-Chira y datos mensuales de TSM de la región del Niño 1 + 2.

TSM		TSM		TSM		LLUVIA NIÑO 1 + 2		
AÑOS	LLUVIAS NIÑO 1 + 2	AÑOS	LLUVIAS NIÑO 1 + 2	AÑOS	S	2		
1950 enero	18.33	23.49	1951 mayo	10.5	24.9	1952 setiembre	0	20.12
1950 febrero	49.70	24.56	1951 junio	2.75	24.56	1952 octubre	12.8	20.45
1950 marzo	58.33	25.59	1951 julio	6.5	24.04	1952 noviembre	13.8	20.72
1950 abril	0.00	23.84	1951 agosto	7.25	22.43	1952 diciembre	14	22.53
1950 mayo	31.33	23.41	1951 setiembre	6.75	21.52	1953 enero	12.6	24.19
1950 junio	56.30	21.7	1951 octubre	20.25	22.2	1953 febrero	45	26.33
1950 julio	28.00	20.74	1951 noviembre	16.75	22.9	1953 marzo	36.8	27.21
1950 agosto	7.70	20.52	1951 diciembre	25.75	23.01	1953 abril	26.3	26.85
1950 setiembre	32.00	19.82	1952 enero	44.8	24.47	1953 mayo	7.5	25.24
1950 octubre	33.00	20.19	1952 febrero	25.3	26.42	1953 junio	1.5	23.74
1950 noviembre	22.00	20.46	1952 marzo	41	26.51	1953 julio	0.5	22.45
1950 diciembre	60.40	21.92	1952 abril	24.8	24.54	1953 agosto	0	21.68
1951 enero	22.33	25.13	1952 mayo	18.8	23.69	1953 setiembre	17.3	21.49
1951 febrero	38.25	25.44	1952 junio	8.3	22.35	1953 octubre	38	21.08
1951 marzo	6.00	25.9	1952 julio	0	20.74	1953 noviembre	40.8	22.07
1951 abril	0.00	25.29	1952 agosto	0	19.95	1953 diciembre	22.8	22.47

Aplicando la fórmula se obtiene: $r = 0,209$

Por lo tanto, la correlación existente entre estas dos variables es positiva pero es baja (0,209). En el caso de la regresión lineal, el parámetro b que se obtuvo es igual a

0,026, mientras que el parámetro “a” es igual a 22,594. Por lo tanto, la recta que mejor se ajusta a esta serie de datos (Figura 11), es: $y = 22.594 + 0.026x$.

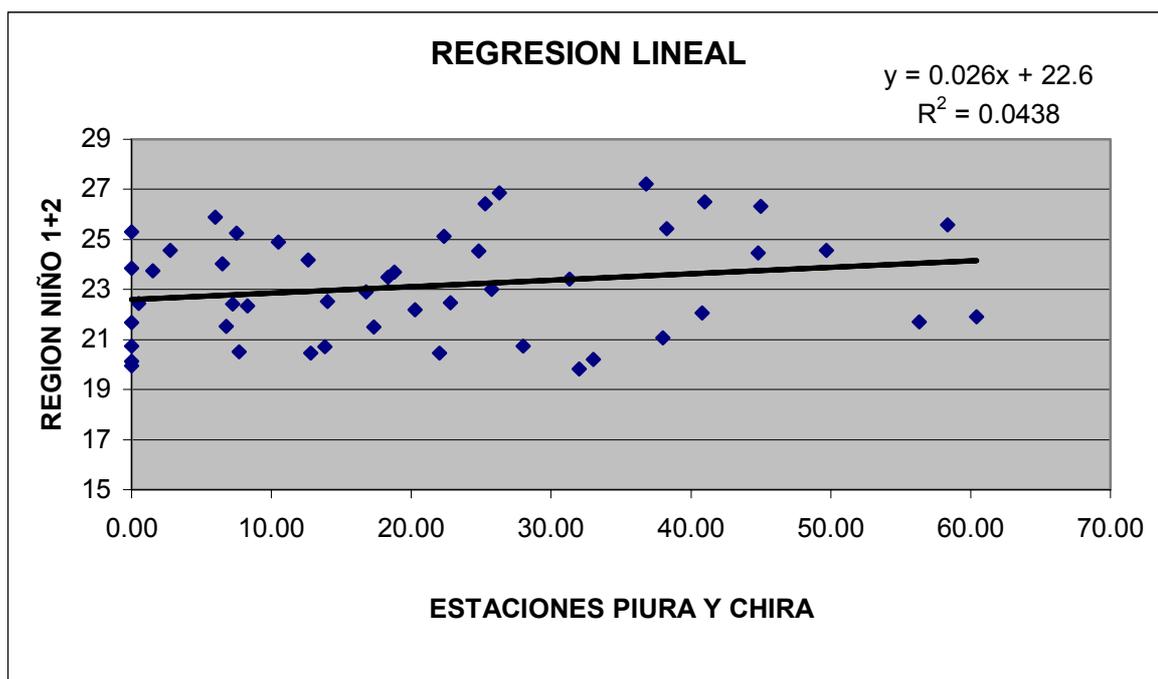


Figura 9. El R^2 se llama coeficiente de determinación, al sacarle la raíz cuadrada obtenemos el coeficiente de correlación lineal.

CONCLUSIONES

La precipitación media mensual utilizando el método de Promedio Aritmético, dio como resultado que en el mes de marzo en Piura y Chira se registró el mayor volumen total de precipitación con 112,1 mm. Este método al promediar los valores de precipitación registrados en las estaciones existentes dentro de la cuenca da resultados satisfactorios si las estaciones se encuentran uniformemente distribuidos

y si sus mediciones individuales no varían de manera considerable de la media.

Se han tomado los datos observados de las estaciones pluviométricas de la Cuenca del Río Chira-Piura para así en estudios posteriores poder comparar los resultados observados pronosticados por el Modelo Mesoscala MM5 y con ello y más datos experimentales se logrará pronosticar con mayor precisión después de evaluar y efectuar la validación de Modelo de

Mesoscala MM5. Los pronósticos efectuados por el MM5 son efectuados con 60 horas de anticipación. Entre las principales variables pronosticadas se tienen: precipitación acumulada de 6 a 24 horas (mm) asimismo como la temperatura del aire próxima a la superficie (°C). Lo que se recomienda es poseer un dominio con mayor resolución espacial en Piura como lo posee Lima que es de 6 km, puesto habría mayor margen de error en los pronósticos al emplear el dominio Perú para Piura que es de 18 km.

El coeficiente de correlación lineal de la siguiente serie de datos de precipitaciones de las estaciones de Piura y Chira con los de la región del Niño 1 + 2 es mayor que cero (signo positivo) . La correlación existente entre estas dos variables es baja 0.209, por lo tanto la correlación lineal sería más fuerte cuanto más se aproxime a 1. Prácticamente no existe relación entre las variables puesto que en vez de aproximarse a uno, se encuentra más cercano a cero.

AGRADECIMIENTOS

El autor desea agradecer al Dr. Pablo Lagos, a la Dra. Yamina Silva y a la familia del Instituto Geofísico del Perú, por haberme brindado la gran oportunidad de efectuar mi experiencia preprofesional en meteorología, basado en el pronóstico de lluvias, asimismo por su continuo e

invalorable apoyo y servicio en favor de la investigación.

BIBLIOGRAFIA

Calvo, M. y García A., (1997): Validación de Modelos de Simulación.

CIMA (CIENCIAS DEL MEDIO AMBIENTE), (Febrero-2003): Apuntes de Curso “El Fenómeno de El Niño Causas e Impactos” .

Flueck, J. A. (1987): A study of some measures of forecast verification.. Preprints, Tenth Conference on Probability and Statistics in Atmospheric Sciences. American Meteorological Society, pp 69 – 73.

Glantz, M. (1998): Corrientes de Cambio: El Impacto de “El Niño” sobre el clima y la Sociedad.

Krzysztofowicz, R. (1993): Probabilistic quantitative precipitation forecasts for river basins. *Weather and Forecasting*, 8, 424 – 439.

Mejía, A. (2000): Hidrología Aplicada. Universidad Agraria La Molina.

Mugica, R. (1988): Consideraciones sobre el Sistema de las Corrientes del Perú.

Philander, G. (1990): El Niño, La Niña and The Southern Oscillation Academia Press.

<http://www.sc.ehu.es/sbweb/fisica/cinematica/regresion/regresion.htm>

PromPerú summer research fellowship., (1999): El Niño: Aprendiendo de la Naturaleza.

http://www.pmel.noaa.gov/tao/el_nino/nino_profiles.html

Ramos, C. (2000): La Cuenca Guía Práctica de Hidrología Aplicada.

<http://www.cpc.ncep.noaa.gov>

<http://www.al.noaa.gov>

http://www.dgf.uchile.cl/~rgarreau/PUBS/altiplano_eta_METOR.pdf

http://web.usal.es/~javisan/hidro/practicas/Correlacion_explicacion.pdf

http://www.cipca.org.pe/cipca/nino/nino/in_fccctep_feb.htm

http://www.ogp.noaa.gov/enso/el_nino.html

http://www.grida.no/climate/ipcc_tar/vol4/spanish/091.htm

<http://www.mmm.ucar.edu/mm5/>

VALIDACIÓN DE LOS PRONOSTICOS DE TEMPERATURA Y PRECIPITACIÓN CON EL MODELO OPERACIONAL DE MESOESCALA MM5 PARA LA COSTA NORTE DEL PERU

JORGE ENRIQUE FLORES ROJAS

*Facultad de Ciencias
Universidad Nacional Agraria La Molina
jorgenriques76@yahoo.com*

*Prácticas dirigidas por: Dra. Yamina Silva Vidal
Centro de Predicción Numérica del tiempo y Clima*

RESUMEN

Considerando que la calidad de los productos obtenidos de los modelos de predicción numérica del tiempo como es el MM5, se basan en la capacidad del modelo de representar adecuadamente los procesos físicos y dinámicos que tienen lugar en un área geográfica. Se ha realizado la validación de los pronósticos de temperatura y precipitación del MM5 para la costa norte del Perú, durante el periodo Marzo a Abril del 2002. Utilizando datos de pronóstico del dominio para Perú (18Km de resolución), y datos observados en 8 estaciones meteorológicas automáticas. Según los resultados se han encontrado diferencias entre las variables pronosticadas y observadas, el modelo no sigue adecuadamente la tendencia de variación de los datos observados en las estaciones, esto se hace más notorio en Paita y Huarmaca a las 13 horas. Las medidas de error evaluadas no han permitido encontrar un error sistemático, tampoco es posible descartar errores aleatorios en el pronóstico.

INTRODUCCIÓN

En el Perú gracias a un convenio entre el Instituto Geofísico del Perú (IGP) y el Ministerio de Agricultura, se implementó a inicios de 1998 el modelo de meso escala de quinta generación (MM5), para el pronóstico del tiempo. Los modelos numéricos como el MM5 son herramientas de última generación cuyo propósito es el de aplicar las leyes físicas usando recursos computacionales para la predicción del estado del tiempo y del clima, y con ello ayudar a resolver los problemas de planificación económica y desarrollo sostenible (Figuroa et al., 2000).

Considerando que la calidad de los productos obtenidos por los modelos de predicción numérica del tiempo como es el MM5, se basa en la capacidad del modelo para representar adecuadamente los procesos físicos que ocurren en la atmósfera y de ese modo las variables pronosticadas en una región determinada, los pronósticos de los modelos pueden fallar, si es que están mal representados por ejemplo: la topografía, los usos de suelos, las condiciones iniciales y de frontera, por ello es necesario realizar la validación de los pronósticos antes de ser usados. En el presente trabajo, se realiza la validación de los pronósticos de temperatura

y precipitación del MM5 para la costa norte del Perú, durante el periodo Marzo a Abril del 2002. utilizando datos de pronóstico del dominio para Perú (18Km de resolución), y datos observados en 8 estaciones meteorológicas automáticas.

ANTECEDENTES

Obtener un producto eficiente de un modelo de pronóstico del tiempo requiere además de un trabajo continuo en la evaluación operacional, el desarrollo de índices de validación del pronóstico, el cual esta referido a la habilidad de los modelos para predecir patrones de circulación a escala sinóptica y circulación local. Este trabajo permite identificar errores sistemáticos en el modelo así como tendencias en el análisis numérico de los pronósticos, permite además mostrar un diagnostico de los errores de pronóstico en términos de aspectos físicos, dinámicos y computacionales. Los métodos usados para evaluar la calidad de los productos son divididos en tres categorías: medidas objetivas, evaluación subjetiva por especialistas y el análisis de consistencia física. Operacionalmente las consideraciones mas importantes cuando hacemos uso de varias técnicas estadísticas es la necesidad de producir e interpretar numéricamente los resultados de la validación de los modelos en un tiempo exacto y de manera relevante (FNMO: Routine Statistical Measures).

Un análisis amplio de métodos estadísticos ha sido usado para comparar los modelos de simulación con observaciones (*Livezey,*

1985; Katz, 1988; Wigley y Santer, 1990). Sin embargo ninguno resulta ideal en vista de los altos niveles de ruido que envuelve a la mayoría de estos, y los propósitos específicos para cada validación. De acuerdo con W.L. Gates et al. (1990) los parámetros principales usados en la evaluación y análisis de las salidas de pronósticos son presión atmosférica, altura geopotencial, temperatura del aire, humedad del aire, dirección y velocidad del viento, velocidad de racha (wind gust), precipitación y nubosidad. Tomando en cuenta el interés que representa el pronostico de precipitación, es que se ha seleccionado las variables de temperatura del aire próximo a la superficie, así como la precipitación acumulada en 6 horas, para realizar el trabajo de validación del modelo MM5 en la costa norte del Perú.

CARACTERÍSTICAS DEL MM5

El MM5 es descrito en detalle por Grell et al. (1994), en esta sección solamente mencionaremos las características generales del MM5 implementado en el IGP. El modelo es actualmente corrido operacionalmente en una estación de trabajo Compaq ES-40 de 4 procesadores. Entre las principales variables pronosticadas se tiene velocidad del viento, altura geopotencial, temperatura y humedad del aire, presión, precipitación acumulada, entre otras. Los datos para las condiciones iniciales y de borde son obtenidos diariamente vía ftp del modelo global AVN. Los pronósticos en el IGP se realizan con 60 horas de anticipación

para 3 dominios, el primero con 54 Km que incluye toda Sudamérica y el océano Pacífico y Atlántico (57°S-16°N/110 –11°W), el segundo con 18 Km para el territorio peruano (19°S- 0°/82.7-66.9°W), el tercero con 6 Km de resolución que cubre casi todo el departamento de Lima (13-11°S/78-75.5°W), ver Figura 1. Los dominios son anillados, usando el anidado de 2 vías.

El MM5 utiliza coordenadas sigma (σ) para la representación de la escala vertical, se están usando actualmente 28 niveles, estando contenidos la mayor cantidad de niveles σ en la troposfera baja. Los procesos de convección son parametrizados usando el esquema de Grell, y hielo simple para la precipitación explícita, esquemas de nube radiativa y el esquema de Blackdar para la parametrización de la Capa Limite Planetaria (PBL). El tiempo de procesamiento para los 3 dominios anillados es aproximadamente de 8 horas, inmediatamente terminado el proceso se generan las salidas de pronóstico, que son publicadas en la web del IGP. (<http://www.met.igp.gob.pe>).

En cuanto al pre procesamiento (ver Figura 2) el modelo requiere de los programas; TERRAIN (interpola horizontalmente la elevación del terreno y los datos del tipo de suelo para los dominios de meso escala elegidos), DATAGRID (se encarga de interpolar los datos del modelo global en la grilla de estudio), RAWINS (asimilación de datos, análisis objetivo), INTERF (interpolación vertical de coordenadas del modelo), INTERB (interpolación de las

salidas del MM5 á coordenadas isobáricas, este es parte del post procesamiento).

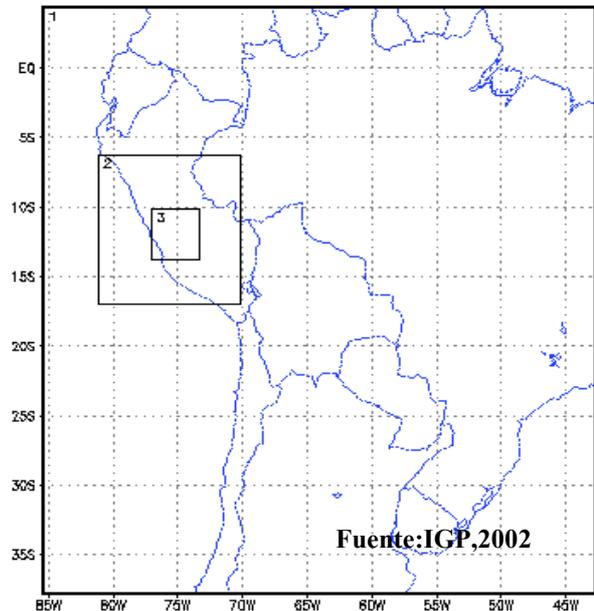


Figura 1: Dominios de Simulación

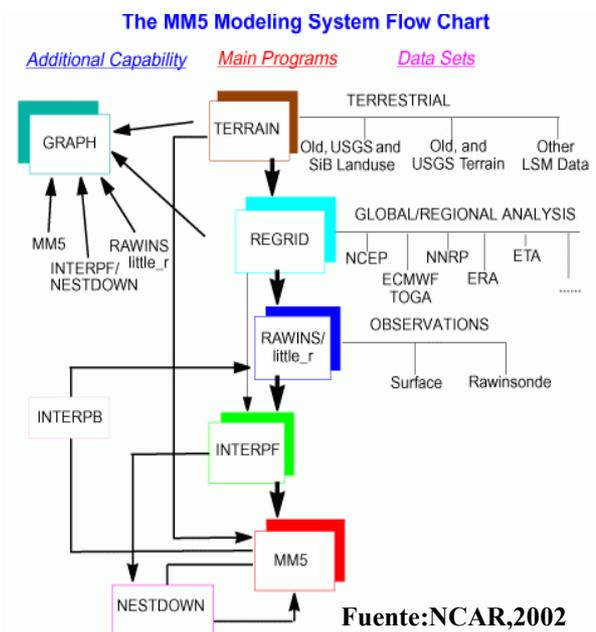


Figura 2. Sistema de Modelaje del MM5

El MM5 del IGP aun no usa el RAWINS para asimilación de datos observados en las estaciones de superficie, debido a la compleja topografía del territorio peruano. Se han

hecho algunos experimentos usando el programa LITTLE-R, que viene a ser un programa simplificado del RAWINS (Silva, 2000). Actualmente se viene trabajando en un esquema de asimilación de datos que pueda ser mas realista para el territorio peruano. Adaptando la temperatura observada en varias estaciones meteorologicas a una grilla, de modo que pueda ser utilizada en la inicilizacion del modelo. Para ello se han aplicado tecnicas de interpolación en 2D muy simples considerando la accidentada topografía de Perú. (Chávez, 2003).

METODOLOGÍA

El área de estudio es la costa norte del Perú, Abarcando los departamentos de Tumbes y Piura, la cual se puede ver en la Figura 3. Se eligió un periodo de 61 días, durante la época de lluvias, marzo a abril del 2002. Para realizar el trabajo de validación se utilizaron datos de 8 plataformas automáticas (Data Collection Platform - DCP) cuyas coordenadas se muestran en la tabla N° 1, las cuales fueron instaladas mediante el proyecto “Mejoramiento de la Capacidad del Pronóstico y Evaluación del Fenómeno El Niño para la Prevención y Mitigación de Desastres en el Perú”¹. Se utilizaron series temporales para el periodo indicado a lo cual se le paso por un control de calidad de datos

en forma manual (con ello se identificaron vacíos de información y se eliminaron errores gruesos), sin embargo no se ha desarrollado una metodología para determinar errores pequeños, así como la corrección de estos.

Los datos de pronóstico fueron obtenidos del dominio 2 del MM5, para el periodo de estudio antes señalado, contando en total con 61 días con datos pronosticados. Las variables meteorológicas utilizadas fueron obtenidas de los campos de pronóstico en superficie, tales como temperatura, precipitación acumulada en 6 horas, humedad y presión atmosférica.

En el trabajo se analizó el pronóstico de precipitación acumulada (en 6 horas), temperatura superficial del aire, a las horas de observación sinópticas (7am, 1pm, 7pm hora local). De esta manera se evaluará el dato pronosticado en los puntos de grilla correspondientes, a las observaciones puntuales en las diferentes estaciones, según la tabla 1. Para realizar dicha evaluación se han empleado técnicas estadísticas que permiten evaluar los errores del modelo tales como la raíz del error cuadrático medio y la media. Como medidas de variabilidad se han empleado la varianza, la desviación estándar y la correlación de variables. El análisis se ha complementado con la visualización grafica de las diferencias entre las variables pronosticadas y observadas, así como la comparación de las anomalías de las series obtenidas (ver Figuras 4,5,6), las formulas utilizadas, así como los detalles de las mismas son mostradas a continuación, para

¹ Proyecto a cargo del ENFEN (Estudio Nacional del Fenómeno El Niño), ejecutado por la DHN, SENAMHI, IMARPE e IGP.

mayores referencias respecto a las formulas utilizadas se puede recurrir a Wilks (1990):

La media del error (ME) es la diferencia simple entre lo pronosticado y lo observado, esta es una cantidad escalar la cual puede ser aritméticamente promediada espacial y temporalmente; la ME provee una buena medida de la performance del modelo.

$$ME = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (F_i - O_i)$$

La raíz del error cuadrático medio (RSME) llamada también error estándar de estimación, es la raíz cuadrada del error cuadrado medio (MSE), la RSME es una medida del error total.

$$MSE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (F_i - O_i)^2$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (F_i - O_i)^2}$$

La media absoluta del error (MAE) es la media del valor absoluto de las diferencias entre lo pronosticado y observado.

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |F_i - O_i|$$

La desviación estándar (SD) es la medida de variabilidad o dispersión, acerca de la media en series de tiempo, es la raíz cuadrada de la varianza (V). En este caso ha sido calculada para ambas variables (pronosticada y observada)

$$SD = \sqrt{\frac{n \sum_{i=1}^N x^2 - \left(\sum_{i=1}^N x\right)^2}{n(n-1)}}$$

$$V = \frac{n \sum_{i=1}^N x^2 - \left(\sum_{i=1}^N x\right)^2}{n(n-1)}$$

La correlación (r) es la relación entre la covarianza y la desviación entre las variables observadas y pronosticadas, es también una medida de variabilidad .

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N (F - \bar{F})(O - \bar{O})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (F - \bar{F})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N (O - \bar{O})^2}}$$

En las formulas anteriores:

N: numero de días del periodo

F: variable pronosticada

O: variable observada

X: representa la variable en estudio, pudiendo ser pronosticada (VP, SDP) u observada (VO, SDO) .

Topografía (m) del modelo MM5 dominio de Peru (18x18km de resolución)

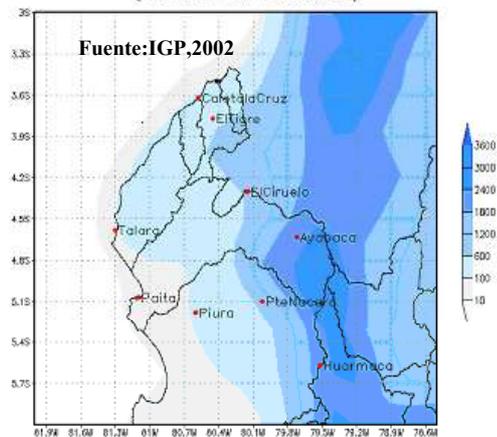


Figura 3. Ubicación de las Estaciones en el área de estudio y topografía del MM5

RESULTADOS Y DISCUSIONES

Luego del análisis previo del control de calidad de los datos observados, se seleccionaron las estaciones que tenían las mejores series de datos, tales como Huarmaca, Paita, el Tigre y Ayabaca (esta última se evaluó solo para el caso de precipitación). Respecto a los datos de pronóstico, debido a problemas técnicos, como ausencia de datos de condiciones iniciales, causados por problemas de red hacen de que hubiera vacíos en las corridas del modelo. En este caso, para nuestro periodo de estudio se tienen vacíos de información pronosticada para un total de 10 días. En las Figuras 4, 5, 6, 7, 8 y 9 se presentan las series temporales de temperatura del aire. En las Figuras 7, 8 y 9 se muestran la distribución de la precipitación acumulada en 6 horas. En los cuales se aprecia la variación de las tendencias de temperatura y precipitación pronosticadas comparadas con las observaciones en las respectivas estaciones.

Las medidas estadísticas que indican variabilidad como la varianza y la desviación estándar, para las variables pronosticadas y observadas de temperatura superficial y precipitación acumulada (ver tablas 2 y 3), muestran en ambos casos magnitudes pequeñas para las 7am y 7pm, magnitudes altas a la 1pm, excepto para la precipitación acumulada en el caso de la estación Paita.

La media de la temperatura superficial del aire pronosticada con respecto a la media

observada son muy próximas ($MP \cong MO$) para las 7am, mientras que a la 1pm la diferencia entre estas aumenta, siendo mayor a $1^{\circ}C$ (ver tabla 2). En cuanto a las medias de precipitación acumulada pronosticada y observada, la estación de Huarmaca presenta un comportamiento similar (ver tabla 3).

Los valores del índice de correlación, en el caso de temperatura superficial del aire, son satisfactorios para las estaciones Huarmaca y Paita (para la 7am y 7pm). Para la precipitación acumulada en 6 horas se encontró que la estación El Tigre es la que tiene mejor correlación a la 1pm, seguido por Huarmaca a las 7am (ver tablas 2 y 3).

Debido a que la correlación no representa un comportamiento significativo, es posible que la variabilidad de los datos no tenga una dependencia lineal, ya que pueden estar asociados a algunos factores de variabilidad locales como topografía compleja y cuerpos de agua pequeños, que no son representados adecuadamente por el modelo, los cuales son de importancia en los procesos de superficie.

La evaluación de la media absoluta del error de temperatura superficial del aire para el periodo evaluado es muy bajo en todas las estaciones ($MAD < 1$) para las 7am, siendo mayor a la 1pm en la mayoría de las estaciones ($MAD > 2$). En el caso de la precipitación acumulada en la mayoría de estaciones, los valores más bajos se registran a la 1pm, y los más altos a las 7am, 7pm.

Tabla 1.: Estaciones DCPs

ESTACION	TIPO	LAT.	LON.	MSNM.	ALTITUD MM5
Ayabaca	Meteorológica	-4.63°	-79.72°	2700	2211.49
el Tigre	Hidrológica	-3.77°	-80.45°	45	287.89
Huarmaca	Meteorológica	-5.57°	-79.52°	2810	1942.14
Caleta la Cruz	Oceánica	-3.62°	-80.58°	0	287.89
Paita	Oceánica	-5.07°	-81.10°	0	15.9118
Talara	Oceánica	-4.58°	-81.30°	0	30.5842
El Cirhuelo	Hidrológica	-4.30°	-84.15°	202	562.726
Pte Nacara	Hidrológica	-5.10	-80.02	119	637.011

Tabla 2. Índices estadísticos evaluados para temperatura superficial del aire

	EL TIGRE			HUARMACA			PAITA		
	7am.	1pm.	7pm.	7am.	1pm.	7pm.	7am.	1pm.	7pm.
M.O	23,6	30,2	25,7	14	16,5	13,9	24,6	29,5	26,7
M.P	22,8	28,1	23,3	14	19,4	15,2	24,6	25,6	24,9
V.O	0,5	1,6	1,1	0,8	4,1	0,8	1,8	2,4	0,9
V.P	0,5	2	1	0,5	3,9	0,6	1	1,4	1,2
D.E.O	0,7	1,3	1	0,9	2	0,9	1,4	1,6	1
D.E.P	0,7	1,4	1	0,7	2	0,8	1	1,2	1,1
CORR.	0,21	0,16	0,14	0,5	0,33	0,56	0,74	0,27	0,64
MAD	0,9	2,3	2,5	0,6	2,9	1,3	0,7	3,6	1,7
MSE	1,2	7,6	7,5	0,7	12,1	2,3	1,3	0,7	3,6
RSME	1,1	2,8	2,7	0,8	3,5	1,5	1,5	0,9	1,9

Tabla 3. Índices estadísticos evaluados para precipitación Acumulada

	El Tigre			Huarmaca			Paita			Ayabaca		
	7am.	1pm.	7pm.	7am.	1pm.	7pm.	7am.	1pm.	7pm.	7am.	1pm.	7pm.
M.O	0,2	0,1	0,7	1,2	0,2	4,1	0,6	0,1	0,0	2,2	0,2	4,3
M.P	1,9	0,0	1,0	1,1	2,1	5,8	0,2	0,0	0,1	0,5	1,5	2,5
V.O	1,3	0,4	6,6	15,4	1,2	40,1	9,5	0,2	0,0	21,3	0,4	46,9
V.P	16,2	0,0	2,6	22,4	2,5	38,6	0,6	0,1	0,1	2,0	3,5	11,4
D.E.O	1,2	0,6	2,6	3,9	1,1	6,3	3,1	0,4	0,2	4,6	0,6	6,9
D.E.P	4,0	0,2	1,6	4,7	1,6	6,2	0,8	0,2	0,3	1,4	1,9	3,4
CORR.	-0,02	0,80	-0,13	0,50	-0,01	0,40	-0,02	-0,04	-0,02	0,04	-0,07	0,41
MAD	2,1	0,1	1,7	1,3	1,8	4,4	0,6	0,2	0,1	2,4	1,6	4,1
MSE	20,4	0,3	11,5	17,2	5,9	48,7	5,8	0,3	0,1	28,0	5,6	41,5
RSME	4,6	0,6	2,2	4,2	2,4	7,0	2,4	0,5	0,3	5,3	2,4	6,0

Figura 4. Temperatura del Aire Estac. Paita a las 7 am

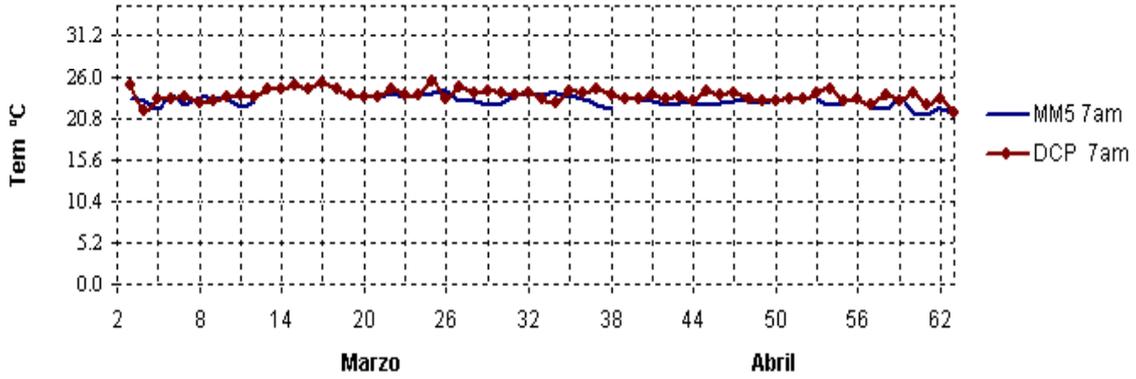


Figura 5. Temperatura del Aire Estac. Paita a las 1 pm

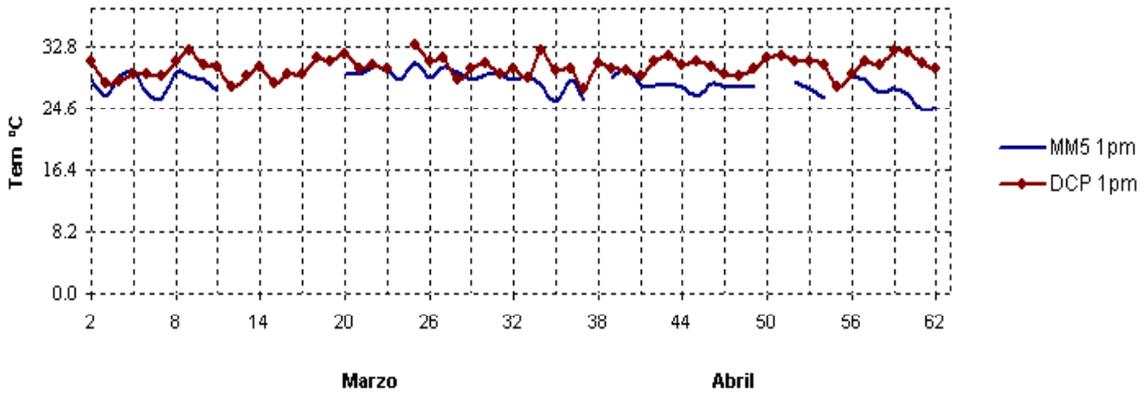


Figura 6. Temperatura del Aire Estac. Paita a las 7 pm

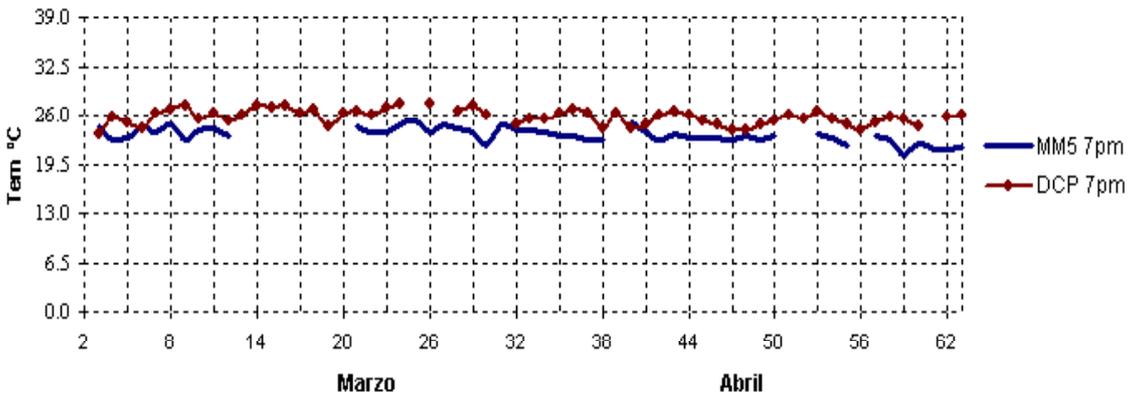


Figura 7.

Precipitación Acumulada Estac. Huarmaca a las 7 am

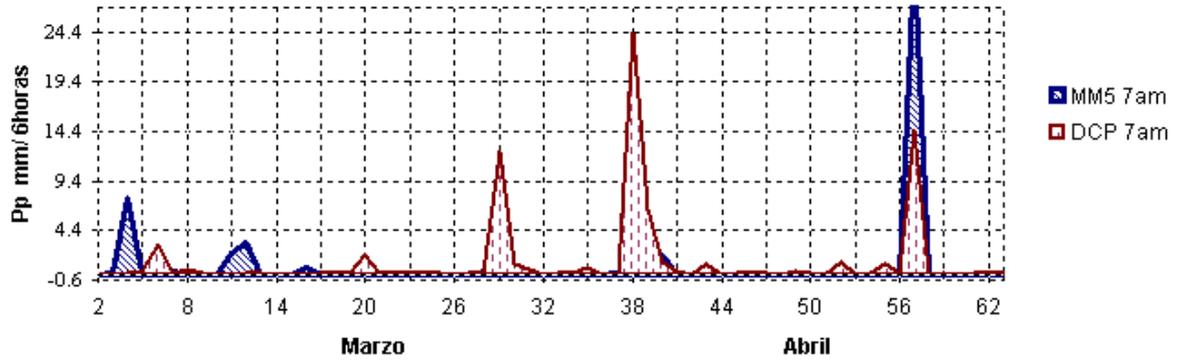


Figura 8.

Precipitación Acumulada Estac. Huarmaca a las 1 pm

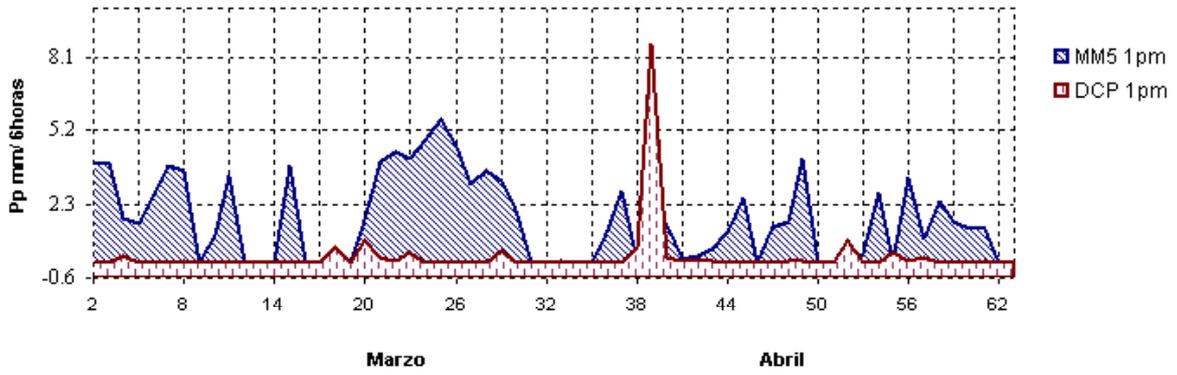
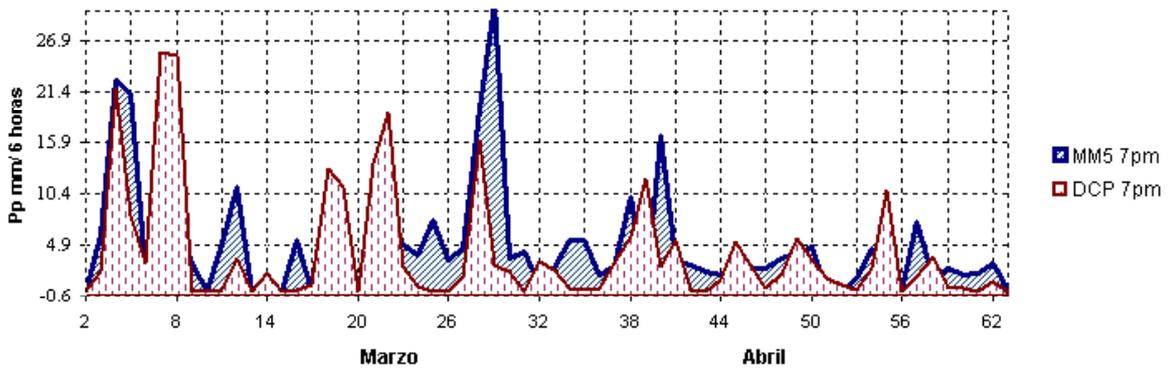


Figura 9.

Precipitación Acumulada Estac. Huarmaca a las 7 pm



Para el caso de temperatura del aire, se realizaron pruebas para el análisis de regresión bi-variable con el cual se han obtenido coeficientes de determinación muy bajos (< 0.5), siendo la mejor aproximación la regresión lineal. Estos coeficientes, a las 7am y 7pm son mayores a los obtenidos a la 1pm para la mayoría de estaciones.

Según las medidas de error y variabilidad mostrados en las tablas 3 y 4, los pronósticos de temperatura superficial del aire obtenidos para la 7am son los más eficientes, en la mayoría de estaciones excepto en Paita, en el cual ocurre a la 1pm. Con respecto al pronóstico de precipitación acumulada, este es más eficiente a la 1pm, en la mayoría de estaciones.

De acuerdo con el ciclo diurno de temperatura superficial del aire observada a las 7am y 7pm, estas son menores a la observada a la 1pm, siguiendo este comportamiento en el modelo se ha encontrado para los pronósticos de temperatura superficial; que el rango de temperatura entre las 7am y 7pm es de menor amplitud en la estación de Paita y el Tigre comparado con el observado, Sin embargo el comportamiento de la serie a la 1pm presenta ciertas contradicciones al criterio, también se encontró que en algunos casos para las estaciones de Paita y el Tigre la temperatura pronosticada a las 7pm es similar al de las 7 am.

El modelo tiende a sobre estimar la precipitación acumulada en las estaciones de mayor altitud (Huarmaca y Ayabaca) siendo mas notorio a las 1pm. mientras que para las estaciones de Paita y el Tigre ocurre a las 7am, aunque este comportamiento es menos marcado y solo en algunos días.

CONCLUSIONES

Se han encontrado diferencias entre las variables pronosticadas y observadas, el modelo no esta representando adecuadamente la tendencia de las variaciones que siguen los datos observados, esto se hace mas notorio en las estaciones de Paita y Huarmaca a las 13 horas.

Las medidas de error evaluadas no han permitido encontrar un error sistemático. Tampoco es posible descartar errores aleatorios en las variables de pronóstico.

Las diferencias entre las variables observadas y su representación en el modelo, se deben a que este necesariamente simplifica y homogeniza procesos de superficie para su representación en puntos de grilla, debido a la baja resolución del modelo (18km).

La validación de modelos numéricos de pronóstico del tiempo en regiones específicas requieren de una gran cantidad de datos observados, lo cual no fue posible

aplicar en el presente trabajo, debido a la poca frecuencia de lluvias en la región.

Se hace necesario realizar la validación de los campos de pronóstico espacialmente, incluyendo un análisis estacional de los mismos. Aunque esta tarea se encuentra limitada por la cantidad de observaciones de superficie, por ello es posible usar otras fuentes de datos disponibles (por ejemplo imágenes de satélite, radar), las cuales deberán ser de una resolución comparable a la del modelo.

Dada la variabilidad de las condiciones fisiográficas y orográficas en el área de estudio y en general en el territorio peruano, se recomienda incrementar la resolución de la base de datos estáticos LAND USE y TERRAIN, para lograr representar adecuadamente los factores de variabilidad local tales como cuerpos de agua, y topografía compleja.

Es necesario mejorar el esquema de parametrización de convección para los Andes, para reproducir adecuadamente los mecanismos físicos de la precipitación en el área de estudio y lograr obtener un pronóstico más realista.

Para mejorar los resultados de los índices estadísticos utilizados para evaluar las series temporales de precipitación, sería muy útil evaluar la ocurrencia de precipitación, de manera que el análisis se centre mas en que lugares precipita.

AGRADECIMIENTOS

El autor desea agradecer de manera especial al Dr. Pablo Lagos por la oportunidad brindada. A la Dra. Yamina Silva por el asesoramiento en el desarrollo del presente trabajo, así como a todo el equipo del CPNTC por el apoyo incondicional brindado.

BIBLIOGRAFÍA

Chávez A., (2003): Métodos de Interpolación para Realizar Análisis Objetivo de la Temperatura del Aire. XI Encuentro Científico Internacional, 2 al 5 de Enero del 2004.

Figuroa, S., Lagos, P., Fernández, J. y Takahashi, K. (2000): Aplicación Operacional del Modelo MM5 para el Pronóstico del Tiempo y la Modernización de la Meteorología en el Perú, CPNC/IGP.

Gates, W., Rowntree, P. y Zeng, Q. (1990): *Validation of climate models* in Climate Change The IPCC Scientific Assessment. WMO/UNEP.

Grell, G., Dudhia, J. y Stauffer, D. (1995): A description of the fifth-generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5). NCAR Tech. Note NCAR/TN-398+STR, 117 pp.

Katz, R. (1998): Statistical procedures for making inferences about changes in climate variability. *J. Clim.*, 1, 1057-106

Livezey, R. (1985): Statistical analysis of general circulation model climate simulations: Sensitivity and prediction experimentes. *J. Atms. Sci.*, 42, 1139-1149.

Silva, Y. (2000): Descripción del modelo de meso escala PSU/NCAR. Seminario sobre *Modelaje Numérico de la Atmósfera, Océano, Biológico e Hidrológico*, 16 de Agosto, IMARPE.

Wigley, T. y Santer, B. (1990): Statistical comparison of spatial fields in model validation perturbation and predictability experiments. *J. Geophys. Res* (in press).

Wilks, D. (1995): *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Academic Press, 467 pp.

Routine Statistical Measures:

http://www.fnoc.navy.mil/PUBLIC/MODEL_REPORTS/MONTHLY_MODEL_SUMMARY/measures.html

ASPECTOS GENERALES DEL SISMO DE NAZCA DEL 12 DE NOVIEMBRE DE 1996

ROCIO PARILLO SAICO
*Escuela Profesional de Ingeniería Geofísica
Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa
parillors@axil.igp.gob.pe*

*Prácticas dirigidas por: Dr. Hernando Tavera
Centro Nacional de Datos Geofísicos – Sismología*

RESUMEN

El último sismo ocurrido en la región central del Perú data del día martes 12 de noviembre de 1996 a las 11:59 (hora local), con una magnitud de $M_w=7.7$, y epicentro ubicado frente al área en donde subduce la Dorsal de Nazca bajo la placa Sudamericana, es decir a 98 Km al SW de la ciudad de Nazca, Departamento de Ica (IGP, 1996). Este sismo es de tipo interplaca, y se localiza en la misma área donde ocurrió el sismo del 24 de agosto de 1942, y pondría en evidencia el rol importante que cumple esta estructura en la generación de sismos en esta región. El sismo produjo intensidades máximas de VII (MM) sobre un área elíptica de 4000 km². El mecanismo focal del sismo y sus tres principales réplicas corresponden a fallas inversas con planos orientados en dirección NW-SE con buzamiento en dirección NE. Este sismo es el sexto de los más grandes sismos ocurridos en la región central del Perú desde 1940.

INTRODUCCIÓN

El borde occidental de América del Sur, se caracteriza por ser una de las regiones sísmicamente más activas del mundo. El Perú forma parte de esta región y su actividad sísmica más importante está asociada al proceso de subducción de la placa oceánica (Nazca) bajo la placa continental (Sudamericana), generando sismos de magnitud elevada con relativa frecuencia. El Perú en los últimos 60 años ha sido afectado por 5 sismos de gran magnitud ($M_w \geq 7.0$), los mismos que presentaron procesos complejos de ruptura probablemente acondicionados por la presencia de la Dorsal de Nazca y la

Fractura de Mendaña en ambos extremos de la región central del Perú. En la Figura 1, de norte a sur se puede indicar los siguientes sismos (Beck y Ruff, 1989; Beck y Nishenko, 1990; Swenson y Beck, 1996): 17 de octubre de 1966 ($M_w=8.0$), 31 de mayo de 1970 ($M_w=7.8$), 24 de mayo de 1940 ($M_w=7.8$), 3 de octubre de 1974 ($M_w=8.0$) y 24 de agosto de 1942 ($M_w=8.1$). Los estudios de los procesos de ruptura de estos sismos han permitido definir las características del contacto de las placas en la región central del Perú. Asimismo, la distribución espacial de las áreas de ruptura sugieren la presencia de un “gap sísmico” de aproximadamente 100 km, localizado, entre los extremos sur y

norte de los sismos de 1974 y 1942 (Dewey y Spence, 1979; Beck y Nishenko, 1990).

Dentro de este contexto, el 12 de Noviembre de 1996 se produce un sismo de magnitud 7.7 Mw, al sur de la costa central de Perú y frente al área donde se produce la subducción de la Dorsal de Nazca bajo la placa Sudamericana. Este sismo se constituye como el sexto de los grandes sismos ocurridos en la región Central de Perú desde 1940. Resultados preliminares sugieren que este sismo es de tipo interplaca, con hipocentro localizado en la misma área donde ocurrió el sismo

del 24 de agosto de 1942 ($M_w=8.2$), poniendo en evidencia el importante papel que cumple la Dorsal de Nazca en la generación de grandes sismos en esta región.

En el presente informe se recopila la información de anteriores estudios hechos por el Instituto Geofísico del Perú y otras instituciones para el sismo del 12 de Noviembre de 1996 teniendo como objetivo principal, describir los aspectos generales de este sismo y los efectos causados en la ciudad de Nazca y sus alrededores.

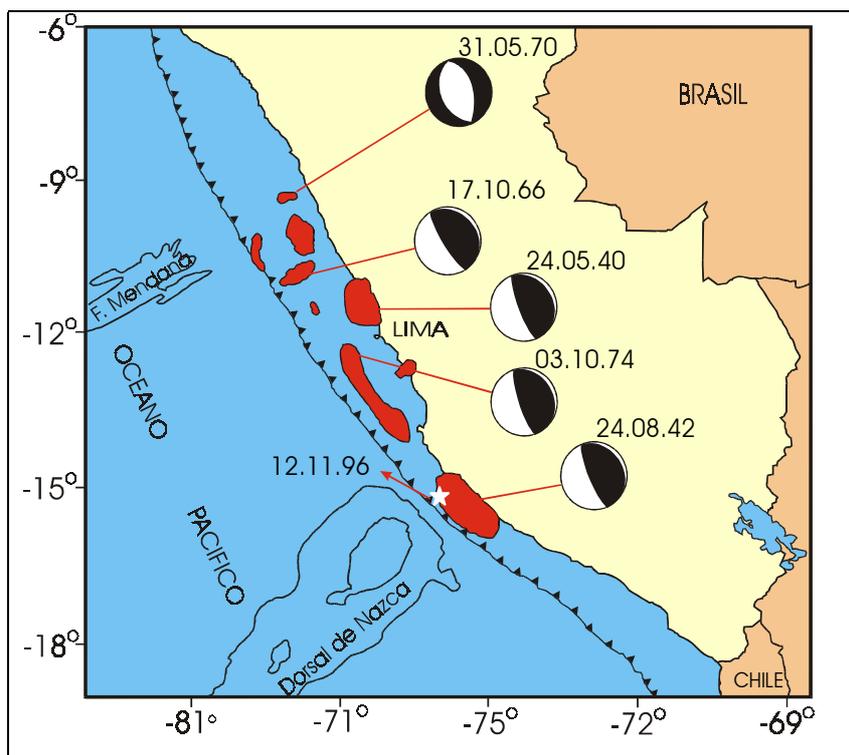


Figura 1. Mapa de distribución epicentral y áreas de ruptura de los grandes sismos de magnitud ($M_w \geq 7.0$) ocurridos durante los últimos 60 años en la región central del Perú. Los mecanismos focales corresponden a fallas inversas a excepción del sismo de 1970 que es de tipo normal. La estrella indica la localización del sismo de Nazca del 12 de Noviembre de 1996, según el Instituto Geofísico del Perú (Tavera et al, 1998)

PARÁMETROS HIPOCENTRALES

El 12 de Noviembre de 1996, a horas 16:59:37 (GMT), se produjo un sismo de magnitud 7.7 Mw al sur de la región Central del Perú, siendo su epicentro preliminar localizado a 98 Km al SW de la ciudad de Nazca, Departamento de Ica (IGP, 1996). Este sismo tiene carácter múltiple y fue registrado por 16 estaciones sísmicas a nivel nacional, las que posteriormente fueron complementadas por 9 unidades portátiles. Después de evaluarse la calidad de los registros y la cobertura azimutal de las estaciones de la Red Sísmica Nacional a cargo del Instituto Geofísico del Perú (RSN-IGP), el epicentro de este sismo fue relocalizado a 15.30°S y 76.04°W con foco a 14 Km. de profundidad. Estos resultados permiten localizar el epicentro final del sismo a 60 Km al SW de las obtenidas por el NEIC⁽¹⁾ y CMT⁽²⁾.

La magnitud reportada por el Instituto Geofísico del Perú utiliza la denominada escala duración, la cual es proporcional a la longitud en tiempo de la señal sísmica recibida en cada estación hasta que la coda de la onda secundaria o transversal disminuye al nivel de ruido local. La

magnitud en esta escala difiere normalmente con las reportadas por las agencias internacionales como el NEIC y el CMT puesto que ellos usan la amplitud de ondas, registradas en estaciones sísmicas ubicadas a distancias mayores de 10° del epicentro que no es accesible por los sistemas de forma inmediata. La magnitud de 6.4 Md fue estimada a partir de la duración del registro del sismo en 5 estaciones de la RSN localizadas a distancias mayores a 500 Km; siendo este valor próximo al obtenido por el NEIC (6.5 Mb).

Los parámetros epicentrales del Sismo de Nazca obtenidos por el IGP y por otras agencias internacionales se presentan en la Tabla 1.

Tabla 1. Parámetros del sismo del 12 de noviembre de 1996 (Nazca)

Fuente	Hora Origen hh.mm.ss	Latitud (grados)	Longitud (grados)	Profundidad (Km)	Magnitud
IGP*	16:59:39	15.47S	75.94W	46	6.3 Md
IGP**	16:59:37	15.30S	76.04W	14	6.4 Md
IGP***	16:59:37	15.30S	76.04W	18	6.4 Md
NEIC	16:59:44	14.99S	75.68W	33	6.5 mb
CMT	17:00:15	15.09S	75.37W	37	7.7 Mw

*Localización preliminar del epicentro.

** Localización final del epicentro

***Profundidad obtenida por Tavera et al., (1998).

IGP: Instituto Geofísico del Perú.

⁽¹⁾ NEIC: National Earthquake Information Center(USGS).

⁽²⁾ CMT: Centroid Moment Tensor.

Intensidades

El sismo del 12 de Noviembre de 1996, fue ampliamente sentido en casi todo el país, incluyendo en Lima (III) y otras ciudades importantes como Arequipa (III), Huancayo (III) y Cuzco (II). También fue sentido en los países vecinos como el Ecuador (en Guayaquil) y Bolivia (en La Paz), aunque solo en edificios altos. El nivel de daño causado por el sismo de Nazca fue significativo, 17 muertos, 1600 heridos y 5200 casas destruidas; siendo el saldo en pérdidas materiales alrededor de 42 millones de dólares (INDECI, 1997). El mapa de intensidades del sismo del 12 de Noviembre de 1996 según Chatelain et al., (1997), muestra que las isosistas se distribuyen de manera elíptica en dirección NW-SE debido a la fuerte atenuación que ejerce la Cordillera de los Andes sobre las ondas sísmicas. Las intensidades máximas observadas fueron de VII (MM) sobre un área de aproximadamente 4000 km² que

enmarca todo el departamento de Ica (Figura 2)

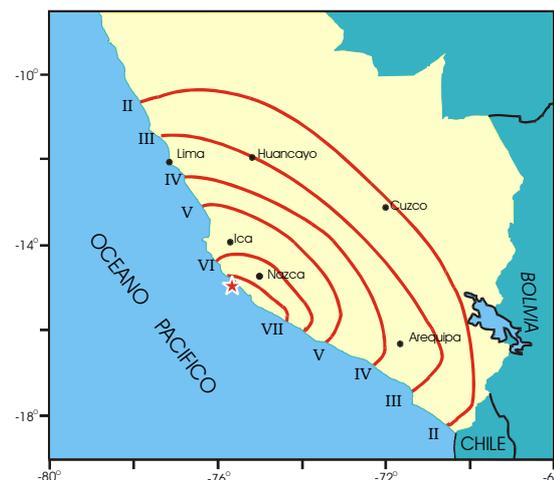


Figura 2. Mapa de intensidades en la Escala Modificada de Mercalli (MM) para el sismo del 12 de Noviembre de 1996 (Chatelain et al., 1997). La estrella indica la ubicación del epicentro del sismo de 1996.

Replicas

El sismo del 12 de Noviembre de 1996, fue seguido por un importante numero de replicas con magnitudes mb ≥ 3.0 durante los primeros 90 días (82 replicas) y cuya distribución epicentral ha permitido

determinar un área de ruptura de aproximadamente 13,000 km² (Figura 3). En las siguientes 48 horas de ocurrido el evento principal, este fue seguido por tres principales replicas de magnitudes mb ≥ 5.4 que fueron localizadas a 17 Km

(mb=5.5), 64 Km (mb=5.5) y 24 Km (mb=5.4) al norte, sureste y noroeste del sismo principal, tal como se muestra en la Figura 3. En la Tabla 2 se presentan los parámetros epicentrales de estas replicas.

Tabla 2. Parámetros de las tres replicas principales de mayor magnitud del sismo del 12 de noviembre de 1996 (Nazca)

No	Fecha (dd.mm.aa)	T. Origen (hh.mm.ss)	Latitud (Grados)	Longitud (Grados)	Profundidad (Km)	Magnitud (mb)
R-1	13.11.96	02:41:39.9	-14.84	-75.67	33	5.5
R-2	13.11.96	12:32:09.7	-15.54	-75.48	33	5.5
R-3	14.11.96	11:44:06.7	-14.78	-75.72	33	5.4

Para el sismo de Nazca se obtuvo un momento sísmico escalar de 4.4×10^{20} Nm² (Tavera et al., 1998) y considerando un área de ruptura de 13 000 km², se estimó un desplazamiento medio de 1 metro; sin embargo, se cree que debido a la heterogeneidad del proceso de ruptura del sismo, este valor de desplazamiento no es del todo real, pero sugiere que este se

habría producido sobre toda el área de las replicas. Asimismo, la distribución espacial de los epicentros, permite observar que las replicas de mayor magnitud se localizan en ambos extremos del área de ruptura, dos de ellas detendrían la propagación de la ruptura hacia el norte y una hacia el sur (Figura 3).

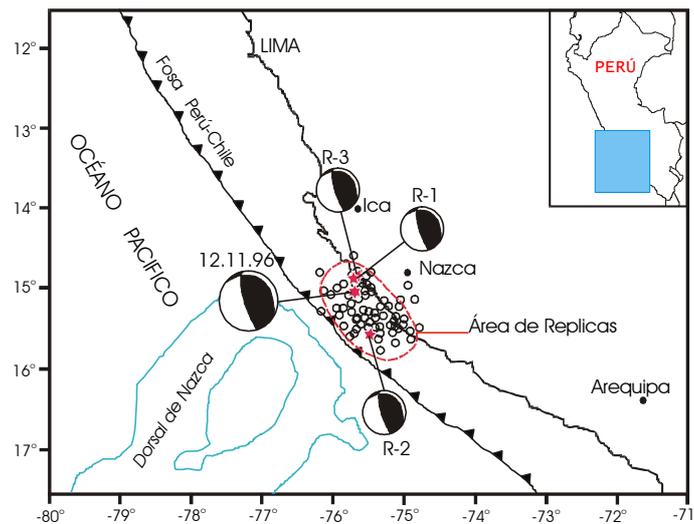


Figura 3: Mapa de localización epicentral de las principales replicas del sismo del 12 de Noviembre de 1996 (Nazca). Las estrellas indican el epicentro del sismo de Nazca y de sus principales replicas. La línea continua indica el área de ruptura de 13 000 km². Las esferas indican el mecanismo focal de tipo inverso (Tavera et al 1998)

MECANISMO FOCAL DEL SISMO DEL 12 DE NOVIEMBRE DE 1996

Los parámetros del mecanismo focal del sismo del 12 de Noviembre de 1996 y de tres de sus replicas de magnitud mayor fueron obtenidos por Tavera et al., (1998), a partir de la polaridad de la onda P identificada en las estaciones sísmicas de la red mundial y de las redes sísmicas de Centro y Sudamérica (Chile, Colombia, Brasil, Bolivia, Argentina, Costa Rica y Venezuela). La solución obtenida se presenta en la Figura 4 y corresponde a una falla inversa tipo “Thrust” con planos de falla orientados en dirección NW-SE;

siendo, el plano con buzamiento hacia el WSW casi vertical ($\delta=77^\circ\pm 4$) y el otro con el plano con buzamiento al NE próximo a la horizontal ($\delta=16^\circ\pm 13$). El eje de presión horizontal (P) se orienta en dirección ENE-WSW aproximadamente, paralelo a la dirección de convergencia de placas según Minster y Jordan (1978).

Para las replicas de la Tabla 2, sus mecanismos focales también son de falla inversa con similar orientación y características que el sismo principal. Estos mismos resultados fueron obtenidos por el mismo autor a partir del modelado de ondas de volumen.

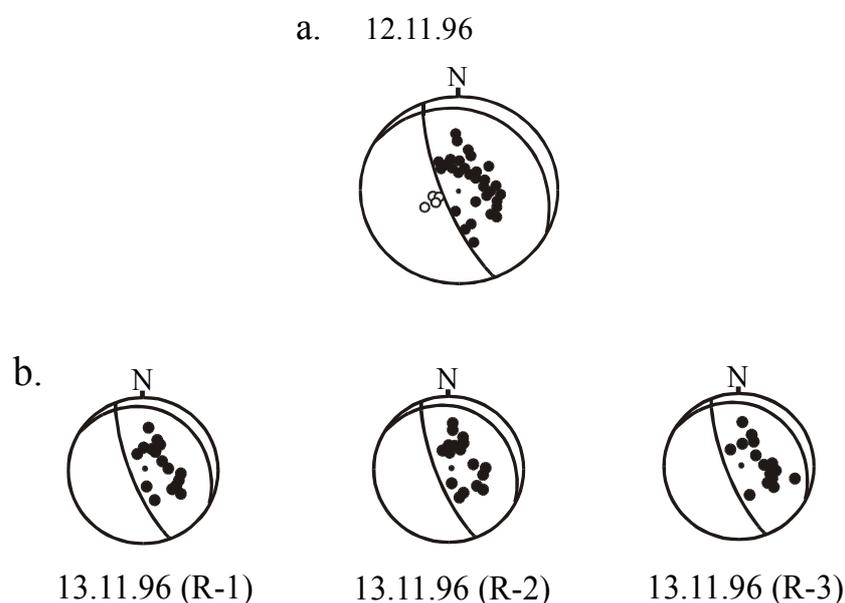


Figura 4. Mecanismo focal obtenido a partir de la polaridad de la onda P para el sismo del 12 de Noviembre de 1996, Nazca (a) y de sus tres replicas de magnitud mayor (b), Tavera et al., (1998).

ASPECTOS GEOLÓGICOS

Fenómenos geológicos asociados al sismo de Nazca

A continuación se describen los lugares donde se observaron fenómenos geológicos importantes según Ocola et al., (1996):

a) Licuefacción en el estuario de Yauca (Caravelí).

La licuefacción de suelo, afectó un área aproximada de 100 m por 100 m en el estuario de Yauca, distante a 150 m de la línea de playa. En zonas secas sin indicios superficiales de licuefacción, el terreno no soportaba el peso de una persona y fácilmente se hundía. Asimismo en el estuario se formó una laguna bordeada por un gran número de volcancitos de arena de diferentes tamaños. Los volcancitos más grandes tenían un diámetro de dos metros y algunos mostraban presencia de minerales de hierro en los bordes de los cráteres y en otros se notaba la presencia de material orgánico o fango de color negro.

b) Licuefacción incipiente: Playa La Mansa de Lomas (Caravelí).

En la playa La Mansa de Lomas se observó que durante el sismo brotaron burbujas con poca agua en la parte seca de las arenas de playa, además de producirse grietas paralelas a la playa.

c) Levantamiento del Puerto San Nicolás (Marcona, Ica).

En el Puerto de San Nicolás, el movimiento sísmico produjo agrietamientos, fisuramientos y asentamientos diferenciales en varios sitios incluyendo la explanada del rompeolas. Se reportó que durante el sismo, el nivel del mar descendió considerablemente. Según la medida que se tomó a medio día del 20.11.96 en una regla fija en el muelle San Nicolás, el nivel medio del mar había descendido unos 70 cms, no habiendo recuperado su altura normal hasta esa fecha.

d) Retiro del mar en el Puerto San Juan (Ica).

Los pescadores reportaron que el mar se retiró de 50 a 100 m y su nivel medio bajo tanto que muchas lanchas que estuvieron cercanas a la orilla del mar perdieron su soporte de agua y quedaron estancadas sobre la arena del fondo marino.

e) Caída de bloques rocosos en Atiquipa (Caravelí).

En la quebrada El Toldo (a 1000 m de la carretera Panamericana Sur y a 100 m de la carretera a Atiquipa), se desprendieron tres bloques de rocas de gran tamaño de un afloramiento granodiorítico holocristalino, diaclasado vertical y paralelo a la superficie del suelo. Las dimensiones de la

roca más grande fueron de 7 m x 2.6 m x 3 m.

Tsunami

Según la Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina de Guerra del Perú, las mareas frente a la costa del Perú, son del tipo semidiurno; es decir, que durante cada día se registran dos pleamares y dos bajamares alternativos, siendo el rango del orden de 1.5 -2.5 metros donde las estaciones mareográficas del norte del Perú (Figura 5) registran los mayores valores.

La estación mareográfica de San Juan, que se encuentra localizada frente al departamento de Ica en la latitud 15° 21' 36'' y longitud 075° 09' 42'', registro un

pequeño tsunami con desviaciones del nivel medio del mar del orden de 1.80 m. Este tsunami no produjo mayores daños debido a que el sismo de Nazca ocurrió durante la bajamar. Esta estación es una de las 10 estaciones automáticas distribuidas a lo largo de la costa del Perú, las que actualmente se encuentran en proceso de control y normalización según el departamento de Medio Ambiente de la Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina de Guerra del Perú.

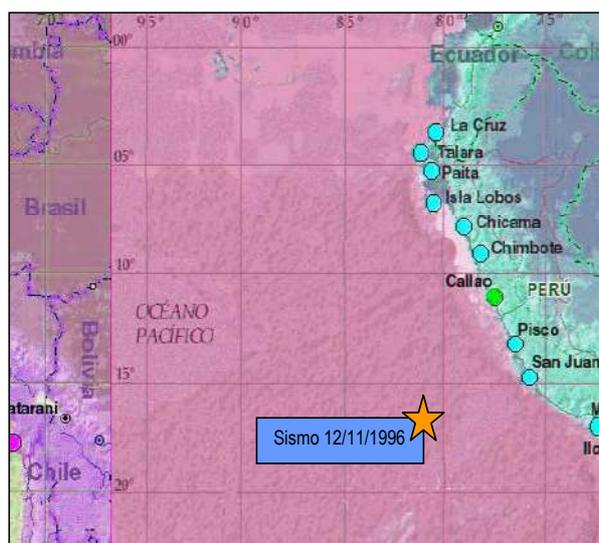


Figura 5: Mapa de las estaciones mareográficas del Perú, las estaciones automáticas se representan con círculos blancos y la estación primaria con círculo oscuro, la estrella indica el epicentro del sismo del 12 de Noviembre de 1996, (Nazca).

DAÑOS EN OBRAS DE INGENIERIA

Obras de ingeniería en la zona afectada

Las obras civiles que han sido afectadas en la zona de Nazca y alrededores a consecuencia del sismo, corresponden a viviendas de adobe de 1 ó 2 pisos y algunas edificaciones de hasta 4 pisos de concreto armado y albañilería para locales escolares; además del estadio municipal de Nazca que sufrió la caída de su techo en voladizo, y los reservorios de concreto armado de Nazca y Palpa que sufrieron algunas fisuras.

En general, las construcciones mas afectadas por el sismo del 12 de Noviembre de 1996 (Nazca) fueron las viviendas de adobe que en gran numero llegaron al colapso total o parcial. Algunas construcciones de concreto armado y albañilería proyectadas de acuerdo a las Normas vigentes desde 1977, sufrieron daños importantes sin llegar al colapso, quedando con serias dificultades para ser reparadas en las ciudades de Nazca y Palpa.

Daños en viviendas de adobe

La mayoría de los daños provocados por el sismo se han producido en viviendas tradicionales de adobe, las cuales son particularmente vulnerables a los movimientos telúricos. El adobe que se

usa en estas viviendas tienen como característica el no incluir paja en su composición y tener un alto contenido de arena limo-arcillosa, tanto en el adobe mismo como en el mortero. Esto trae como consecuencia que la adherencia entre el adobe y el mortero, sea por lo general muy pobre. Los mayores daños observados se concentraron en las construcciones de adobe dedicadas a vivienda, educación y comercio, las cuales representan entre el 75% al 100% de las edificaciones de las localidades afectadas de Nazca y Vista Alegre según fuentes del CISMID y funcionarios de ENACE. En la ciudad de Nazca el 80% de estas viviendas de adobe quedaron inhabilitadas a consecuencia del sismo.

Daños en edificaciones

A diferencia de las construcciones de adobe, las edificaciones de albañilería y concreto armado ubicados en la ciudad de Nazca representan solo el 25 % del total de construcciones, las cuales no presentaron muchos daños, a excepción de estadio municipal de Nazca que sufrió daños significativos. A continuación se describen los daños ocurridos en el estadio municipal de Nazca, en el centro de Nazca, y los centros escolares según estudios del CISMID (1996):

Estadio municipal de Nazca

El estadio municipal de Nazca, construido en concreto armado en los años 50, sufrió el colapso total de su techo en voladizo debido a una falla frágil en las columnas. Los planos estructurales y la obra construida muestran que no se consideraron las exigencias actuales de diseño sismo resistente en lo que se refiere a dotar a la estructura de la resistencia y rigidez adecuadas en cada dirección y de garantizar la ductibilidad necesaria mediante el confinamiento de nudos y la resistencia superior de las columnas con relación a las vigas.

Centro de Nazca

Un gran porcentaje de viviendas construidas en adobe en la ciudad de Nazca han colapsado por su poca resistencia y adherencia entre el adobe y el mortero. Las fallas principales están asociadas a la separación en los encuentros de los muros, siendo inadecuadas y deficientes. En edificaciones de concreto armado también se encuentran las construidas sin intervención profesional y las que si la han tenido. En las primeras son las únicas en que se aprecian daños estructurales asociadas al sismo y estas fallas son muy impactantes causando preocupación entre sus ocupantes y los vecinos. Este comportamiento ante un sismo que se ha calificado de moderado evidencia una deficiencia de la normatividad vigente para proteger debidamente a estas edificaciones.

Centros escolares

Según estudios del CISMID (1996), estas edificaciones merecen mención aparte porque presentaron un porcentaje muy elevado de daños en dichas estructuras, principalmente debido a su configuración arquitectónica que las hacen muy vulnerables a defectos constructivos. Los locales escolares, se componen de pabellones (usualmente entre tres y cuatro) dispuestos alrededor de un patio central. Cada pabellón tiene 2 o 3 pisos, con tres o cuatro aulas por nivel. En la ciudad de Nazca los locales escolares que presentaron mayores daños fueron los colegios de reciente construcción Fermín del Castillo y José Carlos Mariategui, ambos ubicados en Vista Alegre. En la ciudad de Palpa, el colegio más dañado fue el Fermín de Tanguis de mayor antigüedad que los anteriores, aunque el daño fue notoriamente inferior al observado en los colegios de Nazca; sin embargo, el colegio Antonio Raimondi, que tiene un sistema estructural diferente al tradicional, se ha comportado excelentemente y no mostró signos de daño alguno.

Daños en servicios públicos vitales

Según el CISMID, se presentaron daños en el sistema de agua y desagüe; como en los reservorios elevados de Nazca y Palpa, en tramos de la carretera Panamericana Sur, en puentes y algunos centros de salud de

Nazca, que solo sufrieron pequeñas rajaduras.

Sistema de agua y desague:

Se observaron daños en tanques elevados con estructuras aporcadas de concreto, tanto del sector Público como de pequeños propietarios. El reservorio elevado de la ciudad de Nazca, ubicado en Bisambra, presentó daños a nivel de encuentros viga-columna habiéndose interrumpido en un inicio su utilización y en el reservorio elevado de Palpa, no se observaron daños atribuibles al sismo, solo algunas fisuras ya existentes en la cuba, que se pronunciaron ligeramente con el sismo. El menor nivel de daños observado en este tanque con relación al de Nazca, se atribuye a una serie de factores, entre ellos el menor peso de la cuba y fundamentalmente la menor severidad del evento en Palpa.

Carreteras:

La carretera Panamericana Sur fue afectada por derrumbes y desprendimientos de rocas, desde Palpa hasta Atico. Los derrumbes más severos y peligrosos ocurrieron en el tramo entre Tanaca y Chala, también se produjeron deslizamientos de tierras y rocas que bloquearon algunas carreteras de segundo orden al interior de las provincias. El daño más severo a la carretera Panamericana Sur ocurrió a medio kilómetro al norte de Tanaca (kilómetro 576).

Puentes:

El puente sobre el río Yauca a la altura del Km 568 fue el más afectado, debido a que uno de los marcos de concreto armado se rompió al ceder el soporte de dos pilotes del mismo lado del puente, interrumpiéndose el tráfico pesado. Aparentemente el extremo sur del puente vibró con mayor amplitud y violencia que el extremo norte, posiblemente por el efecto de amplificación del acantilado del margen sur del río Yauca.

Centros de salud:

Se presentaron algunos daños en el Hospital de Nazca a consecuencia del sismo, como el volcamiento de su cerco perimétrico que cortó una tubería de agua. También se observaron fisuras leves en el interior del hospital. En general las postas de los alrededores solo sufrieron daños leves encontrándose operativas en los momentos de emergencia.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Según resultados obtenidos por Tavera y Buforn, (1998), el sismo del 12 de Noviembre de 1996 obedece a un mecanismo focal de tipo inverso con planos nodales orientados en dirección NW-SE y momento sísmico escalar de 4.4×10^{20} Nm, equivalente a una magnitud energía de 7.7Mw. A partir del modelado de ondas de volumen, Tavera et al., (1998)

estima una duración total para el proceso de ruptura de 50 segundos.

La importancia del sismo de Nazca del 12 de Noviembre de 1996, radica en que es un evento complejo, que ocurrió en la misma área donde se produjo el sismo de 1942 ($M_w=8.2$), también complejo y con evidente propagación de la ruptura en dirección SE. Si se compara únicamente la forma de la señal en los registros de ambos sismos, se pueden observar algunas semejanzas, una de ellas es que ambos sismos presentan antes del pulso de amplitud mayor, tres de amplitud menor;

por lo tanto, se puede aceptar la hipótesis de que los procesos de ruptura para estos dos sismos fueron similares. También se puede señalar que para un mismo tren de ondas, la duración del sismo de 1942 es un 15 a 20 % mayor que el sismo de 1996, lo cual sugiere que este último habría liberado menor energía (Tavera y Buforn, 1998). El momento sísmico escalar del sismo de 1942, fue estimado por Swenson y Beck (1996) en $10-25 \times 10^{20}$ Nm ($M_w=7.9-8.2$), mayor que el obtenido para el sismo de 1996 ($M_o=4.4 \times 10^{20}$ Nm, $M_w=7.7$), Tavera et al., (1998).

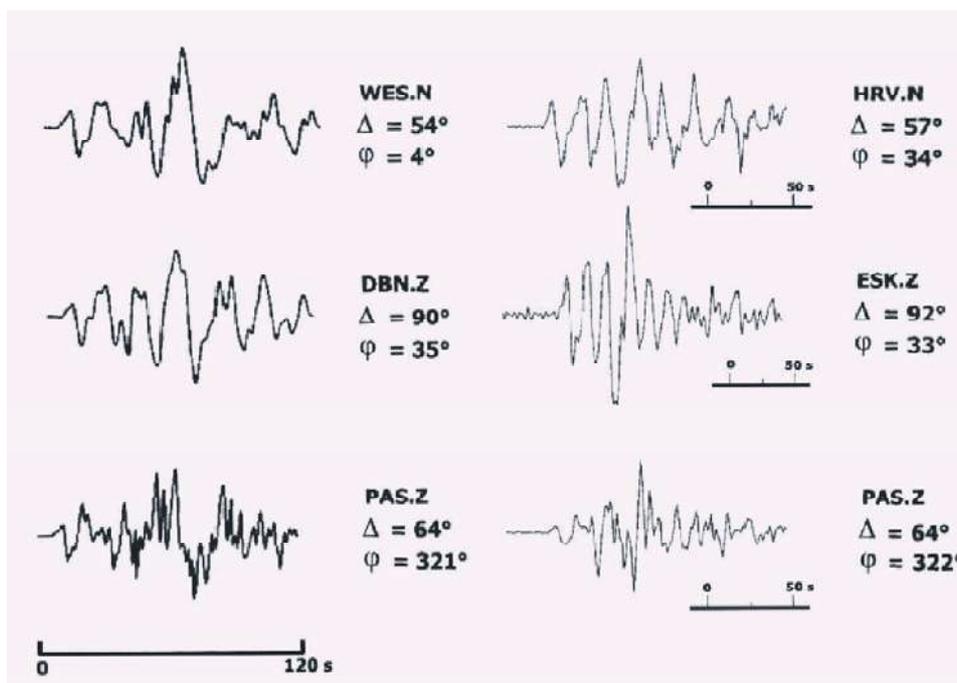


Figura 6: Registros de formas de onda de los sismos del 24 de Agosto de 1942 (izquierda) y 12 de Noviembre de 1996 (derecha). En la parte inferior se muestra la escala horizontal en segundos. Al costado del código de cada registro se indica con la letra N, la componente norte-sur y con Z la componente vertical. Δ es la distancia epicentral y ϕ el azimut en grados. (Tavera et al. 1998)

Considerando la distribución espacial de las áreas de ruptura de los últimos cinco

sismos ocurridos en la región central del Perú, se sugiere que entre las áreas de los

sismos del 24 de Agosto de 1942 y 3 de Octubre de 1974, se localiza una zona de aproximadamente 150 Km de longitud que permanece irrompible (McCann et al., 1979; Beck y Nishenko, 1990). El sismo de 1996 y su área de replicas se distribuye sobre la misma área de ruptura del sismo de 1942; por lo tanto, la zona localizada al norte de la Dorsal de Nazca (Figura 1), aun permanece sin romperse.

Además, comparando el mapa de intensidades del sismo de 1942 (Silgado, 1978) con el sismo de 1996 (Chatelain et al. (1997)), las líneas de las isosistas de ambos sismos coinciden para toda el área afectada (Figura 7); sin embargo, debido a las diferencias en magnitud, la línea de intensidad máxima para el sismo de 1942 es mayor que para el sismo de 1996. Esto también sugiere que el sismo de 1942 fue entre 2 a 6 veces mayor que el sismo de 1996.

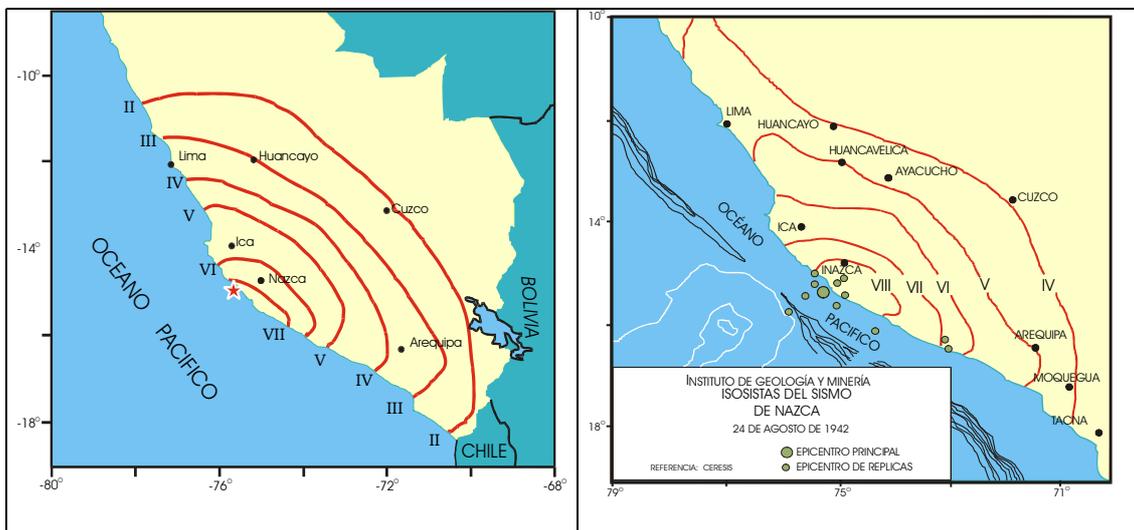


Figura 7: Mapa de Intensidades en la Escala Modificada de Mercalli (MM) para los sismos del 12 de Noviembre de 1996 (Chatelain et al., 1997) y 24 de agosto de 1942 (Silgado, 1978). La estrella y el círculo grande corresponden a los epicentros de los sismo de 1996 y 1942. Los círculos pequeños corresponden a las replicas del sismo de 1942.

Como se menciona anteriormente, el sismo del 12 de Noviembre de 1996, fue un sismo multievento de magnitud moderada con una ruptura compleja. La severidad del sacudimiento del suelo en la parte continental fue moderada, salvo en el estuario del río Yauca donde se produjo el fenómeno geológico más importante como la licuefacción de arenas finas-medias de

deposición reciente en el estuario de Yauca.

Finalmente, el sismo de Nazca ocasiono severos daños en el departamento de Ica, especialmente en Nazca y Palpa, así como varios poblados donde el daño fue masivo en viviendas de adobe, siendo el saldo en perdidas materiales alrededor de 42

millones de dólares (INDECI, 1997). Los daños materiales se concentraron en las viviendas de adobe, muchas de las cuales colapsaron. También se observaron daños en estructuras de concreto armado, especialmente colegios estatales de reciente construcción. Este sismo también ocasiona severos daños al estadio Municipal de Nazca. Los daños en los locales escolares corresponden fundamentalmente a fallas de columnas cortas producidas por juntas de separación inadecuadas poniendo en evidencia que el sistema estructural de los locales escolares antiguos y de reciente construcción, no es el adecuado para solicitaciones sísmicas.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Director del Centro Nacional de Datos Geofísicos (CNDG), Dr. Hernando Tavera, por otorgarme la oportunidad de realizar mis prácticas pre-profesionales y las facilidades para el desarrollo de este trabajo. Asimismo, al Instituto Geofísico del Perú por la beca brindada.

BIBLIOGRAFÍA

Chatelain, J. L.; Guillier, B.; Gueguen, P. y Bondoux, F. (1997). "The Mw 7.7 Nazca (Peru) Earthquake November 12, 1996: A repetition of the 1842 event? ". *Seismological Research Letters*, volume 68, 917-922.

CISMID (1996). Sismo de Nazca del 12 de Noviembre de 1996. Informe. Dic. 96.

Muñoz, A.; Montalbetti, A. y Tinman, M. (1997). Daños en estructuras de concreto armado ocasionados por el sismo de Nasca en noviembre de 1996. Pontificia Universidad Católica del Perú, Departamento de Ingeniería, Sección de Ingeniería Civil. Publicación DI-97-02, Lima.

Ocola, L.; Monge, F.; Huaco, P y Agüero, C. (1997). Severidad de Sacudimiento del sismo de Nazca de 1996. Instituto Geofísico del Perú. Marzo 97.

Quiun, D.; Bartolomé, A.; Torrealva, D. y Zegarra, L. (1997). El Terremoto de Nasca del 12 de Noviembre de 1996. Pontificia Universidad Católica del Perú, Departamento de Ingeniería Sección de Ingeniería Civil. Publicación DI-97-01, Lima.

Silgado, E. (1978). Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú (1513-1974), vol 3, Serie C, Instituto de Geología y Minería, Lima-Perú, 133 p.

Tavera, H, Buforn, E. y Perez, Y. (1998). Mecanismo Focal del Terremoto de Nazca (Perú) del 12 de noviembre de 1996 (Mw=7.7) Instituto Panamericano de Geografía e Historia. Numero 49, 143-163.

Tavera, H. y Bufo, E. (1998). Sismicidad y Sismotectónica de Perú. En: Udias, A y Bufo E. (ed): Sismicidad y Sismotectónica de Centro y Sudamérica. Física de la Tierra, Univ. Complutense de Madrid, 10, 187-219.

http://neic.usgs.gov/neis/eqlists/sig_1996.html NEIC: National Earthquake International Center (USGS).

http://www.pol.ac.uk/psmsl/reports.national+regional/peru/peru_gloss_2001_sp.doc
Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina de Guerra del Perú.

CÁLCULO DE LOS PARÁMETROS HIPOCENTRALES DEL SISMO DEL 23 DE JUNIO DEL 2001

CESAR PAUL HUAYHUA CALAPUJA
*Escuela Profesional de Ingeniería Geofísica
Universidad Nacional San Agustín de Arequipa
cphc@axil.igp.gob.pe*

*Prácticas dirigidas por: Dr. Hernando Tavera H.
Centro Nacional de Datos Geofísicos - Sismología – IGP*

RESUMEN

En el presente estudio se ha realizado el cálculo de los parámetros hipocentrales del sismo de Arequipa del 23 de Junio del 2001. Para el cálculo hipocentral se utilizó la información obtenida de los registros de 20 estaciones de la Red Sísmica Nacional (RSN) a cargo del Instituto Geofísico del Perú (IGP). Para tal fin se han utilizado los programas EPI y EPIGRAF además de varias técnicas complementarias como el método de las mediatrices y los semiplanos con el propósito de comparar los distintos valores obtenidos con cada calculo hipocentral. También, se realizaron curvas de atenuación a partir del mapa de isosistas elaborado por el IGP. Los resultados obtenidos en este estudio, han sido comparados con los resultados obtenidos por el IGP y el NEIC.

INTRODUCCION

Realizar la localización de un sismo es una tarea importante, pero resulta difícil determinar con exactitud sus parámetros debido a la falta, en algunos casos, de un gran número de estaciones distribuidas en las regiones o áreas frecuentemente activas. La localización de un sismo comienza con las lecturas de los tiempos de llegada de las ondas o fases P y S a un determinado número de registros sísmicos obtenidos de la estaciones que integran las redes sísmicas locales, regionales o mundiales. Para la lectura de la información contenida en los registros sísmicos se necesita de mucha experiencia

a fin de no cometer errores en la identificación de las fases P y S de cualquier sismo, lo que conllevará a tener mayor certeza o error en la localización del sismo.

El 23 de Junio del 2001 la región Sur de Perú fue afectada por un gran sismo que causó muchas pérdidas materiales y sobre todo humanas. En el presente estudio se pretende obtener los parámetros hipocentrales de dicho sismo utilizando 20 registros sísmicos de la Red Sísmica Nacional a cargo del Instituto Geofísico del Perú y dos algoritmos, uno numérico denominado EPI y otro gráfico llamado EPIGRAF. Además, para el cálculo del

epicentro del terremoto se ha utilizado otros métodos como el de las mediatrices, los semiplanos y el de Riznichenko, todos permiten de manera rápida y práctica obtener los siguiente parámetros: ubicación del epicentro y profundidad del sismo. También se elabora las dromocrónas de las fases P y S para estimar los valores promedios de sus velocidades. Finalmente se realiza curvas de atenuación de las ondas a partir de los valores de intensidad.

DATOS

Para el cálculo de los parámetros hipocentrales del sismo de Arequipa del 23 de Junio del 2001 fue necesario obtener los registros sísmicos de la Red Sísmica Nacional a cargo del Instituto Geofísico del Perú (Figura 1). Para el cálculo de los parámetros del sismo se ha utilizado registros de 20 estaciones, 11 de Periodo Corto: estaciones de Camacho (CAM), Guadalupe (GUA), Huarmaca (HCA), Montañita (MTA), Paracas (PAR), Portachuelo (PCH), Porculla (PCU), Pomahuaca (PMA), Quilmana (QUI), Suche (SCH), Zamaca (ZAM) y 9 de Banda Ancha: estaciones de Cajamarca (CAJ), Conima (CON), Cusco (CUS), Huancayo (HUA), Ñaña (NNA), Piura (PIU), Pucallpa (PUC), Toquepala (TOQ) y Huaylas (HLS). Del total de los registros, sólo en 9 se pudo identificar correctamente las fases P y S: estaciones de TOQ, CUS, CON, HUA, NNA, PUC,

HLS, CAJ y PIU. En el resto de los registros sólo se observó y se identificó el arribo de la onda P. Estos datos son utilizados para calcular los parámetros hipocentrales del sismo de Arequipa.

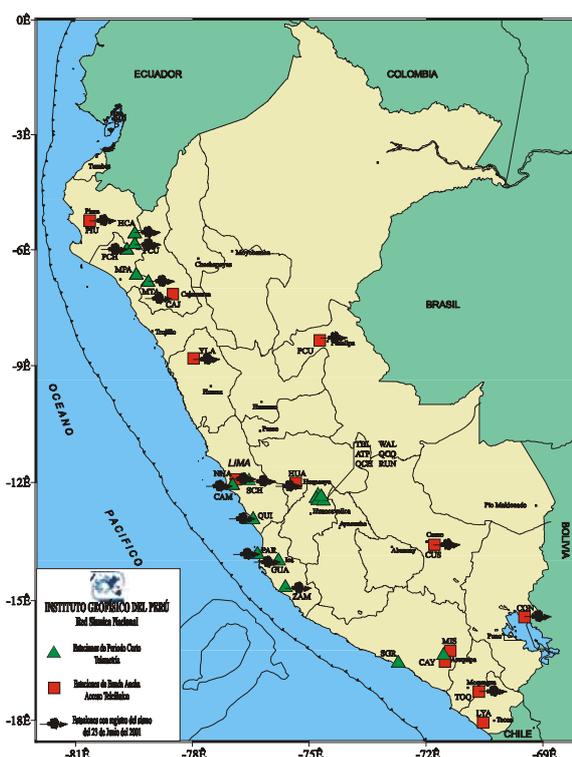


Figura 1. Mapa de estaciones sísmicas de la Red Sísmica Nacional. Con un registro se indica las estaciones cuyo registro ha sido utilizado en este estudio.

Modelo de Velocidad

Un modelo de velocidad considera la distribución de las velocidades de las ondas en el interior de la corteza a través de capas planas. Para la región Sur del Perú sólo se cuenta con modelos de velocidad a escala regional como el propuesto por Ocola y Meyer (1973) a partir de estudios de refracción sísmica y Grange (1983) desde tomografía sísmica.

El modelo de velocidad utilizado en el cálculo de los parámetros hipocentrales del sismo de Arequipa corresponde al de Grange (1983), debido a que este fue aplicado en el estudio de la sismicidad registrada por una red local que funcionó en la región Sur del Perú en 1981 con bastante acierto (Tabla 1).

Tabla 1. Modelo de Velocidad de Grange (1984). V_p = velocidad de la onda P y Prof.= profundidad del nivel inferior de la capa.

V_p (Km./seg.)	Prof. (Km.)
5.5	0.0
6.0	5.0
6.8	30.0
8.0	50.0

Relación de Velocidades

La relación de velocidades permite estimar la velocidad de la onda S, puesto que en el modelo de velocidad de la Tabla 1 ya se tiene determinada la velocidad de la onda P. La relación de velocidades se obtiene a partir de la curva de Wadati (1933) y para el terremoto de Arequipa es construida a partir de 9 lecturas de los tiempos de llegada de las fases P y S. Los valores de T_p y $T_s - T_p$ se llevan a un gráfico tal como se observa en la Figura 2 y la pendiente de la línea de tendencia representa la relación de velocidades, la que se puede determinar con la siguiente relación:

$$T_s - T_p = T_p - T_o (V_p/V_s - 1)$$

Con esta ecuación la relación de velocidades es estimada en $V_p/V_s = 1.78$. También, el tiempo origen T_o se obtiene restando el valor que se lee a partir de la intersección de la línea de tendencia con el eje de las abscisas y el tiempo de llegada de la onda P a cada estación. Así, para el terremoto de Arequipa se tiene que $T_o = 20$ h 33 min 9 s.

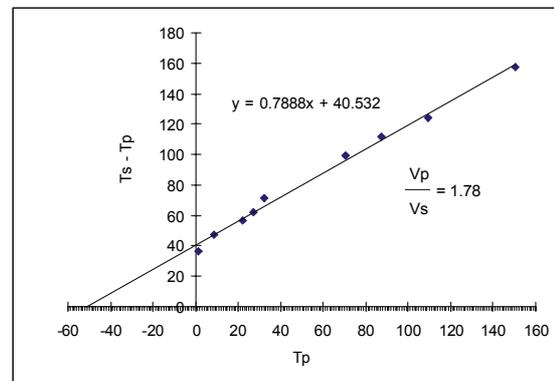


Figura 2. Curva de Wadati para el cálculo de la relación de velocidades y tiempo origen del sismo de Arequipa.

DETERMINACIÓN DE LOS PARÁMETROS HIPOCENTRALES.

Método Numérico

El programa EPI, esta basado en el algoritmo numérico Fasthypo (Hermann, 1982) y fue adaptado para su uso en el IGP por Rodríguez (1994a). El programa utiliza como datos de entrada las lecturas de tiempos de llegada de las fases P y S, la duración del registro del sismo, modelo y relación de velocidades con lo cual

determina la latitud, longitud, profundidad, tiempo de origen del sismo.

Para el cálculo del epicentro del sismo del 23 de Junio del 2001 se ha visto por conveniente reagrupar la base de datos en 4, tomando en cuenta el azimut y la distancia epicentral de cada una de las estaciones a la zona del terremoto, y así analizar cual de estos grupos ofrece una mejor solución. El primer grupo considera al total de las estaciones que registraron el sismo: ZAM, TOQ, GUA, CUS, PAR, QUI, CON, HUA, NNA, SCH, CAM, PUC, HLS, CAJ, PCU, PCH, HCA, PMA, MTA y PIU, obteniéndose como solución, el epicentro ubicado en las siguientes coordenadas 16.72° S, 73.67° W y una profundidad igual a 0 Km. El valor de la profundidad esta asociado a la utilización de estaciones alejadas de la zona del epicentro como las ubicadas al Norte del Perú (PUC, HLS, PMA, MTA y PIU). Las residuales para los tiempos de llegada de las ondas presentan valores que van desde 0.3 a 22.8, se presenta valores grandes en las residuales debido a que se uso lecturas de estaciones muy alejadas como las del Norte del Perú.

Para el segundo grupo se han considerado las estaciones del Centro y Sur de Perú: ZAM, TOQ, GUA, CUS, PAR, QUI, CON, HUA, NNA, SCH, CAM. Con este grupo se tiene como resultado la ubicación del epicentro en las coordenadas -16.91° S, -73.95° W y una profundidad de 18.2

Km. Los valores de las residuales son menores a las que se obtuvieron en el anterior grupo y van desde 0.1 a 3.7 la reducción de los valores en las residuales demuestra la influencia que causan la utilización de estaciones lejanas.

El tercer grupo comprende las estaciones de Banda Ancha: TOQ, CUS, CON, HUA y NNA, ubicadas en las regiones Central y el Sur de Perú. En todas estas estaciones se identificó ambas fases P y S, además de ubicarse alrededor del epicentro. Los resultados que se obtienen indican que el epicentro esta en las coordenadas -16.91° S, -73.94° W y una profundidad de 20.0 Km. Los valores obtenidos para las residuales van desde 0.8 hasta 3.8.

El cuarto grupo considera a las estaciones de Banda Ancha y Periodo Corto de ZAM, TOQ, CON, CUS, GUA, PAR. En este grupo se tiene una equidad en la distancia para las estaciones cercanas al área afectada por el terremoto y se obtuvieron los resultados de la Tabla 2. Los valores de las residuales y los rangos de error son más pequeños que los obtenidos en los anteriores grupos y la rmc es parecida al anterior grupo. Los valores obtenidos sugieren que esta solución es la mas adecuada.

Los resultados obtenidos con cada grupo se presenta en la Tabla 3 donde se observa que los menores rangos de error pertenecen al grupo 4. Por esto se

considera al grupo 4 como el que mejor representa la localización del sismo.

Sismo N°	1	Fecha:	23 Jun	20	Hora Origen (GMT): 20h 33m 12.12s				
Latitud:	-16.8314								± 18.6 km.
Longitud:	-73.9168								± 11.0 km.
Profundidad:	20.5 km.								± 10.0 km.
Magnitud:									
Intensidad:									
Esta	Distan	Azm	Ain	TPCal	P-Seg	P-Res W	S-Seg	S-Res W	
ZAM	301.8	324	113	42.8	55.1	0.1 0	0.0	0.0 0	
TOQ	356.1	98	113	49.6	61.4	-0.4 0	97.8	-2.7 0	
GUA	374.5	329	113	52.0	62.9	-1.2 0	0.0	0.0 0	
CUS	434.4	30	113	59.4	69.0	-2.5 0	116.5	-1.3 0	
PAR	422.7	323	113	57.9	70.1	0.1 0	0.0	0.0 0	
CON	508.5	72	113	68.6	82.1	1.3 0	133.1	-1.2 0	
	rnc =	3.27							

Tabla 3. Resumen de los resultados obtenidos con el programa EPI para los cuatro grupos.

	Latitud	Longitud	Profundidad	Rmc
Grupo 1	-16.7260 ±36.6	-73.6716 ±22.2	0.0 ±45.4	6.54
Grupo 2	-16.9143 ±15.4	-73.9540 ± 9.7	18.2 ±21.5	2.26
Grupo 3	-16.9114 ±22.1	-73.9455 ±15.2	20.0 ± 9.7	3.10
Grupo 4	-16.8314 ±18.6	-73.9168 ±11.0	20.5 ±10.0	3.27

Método Gráfico

EPIGRAF es un algoritmo gráfico en modo iterativo desarrollado por Rodríguez (1994b) a partir de la metodología de Eiby y Muir (1990). El algoritmo EPIGRAF calcula la ubicación del terremoto con la diferencia de tiempos de llegada entre las fases P y S, y las tablas de distancia - tiempo con las cuales se estima la velocidad de propagación de las ondas sísmicas. Con estos datos se obtiene la distancia epicentro - estación que es generada por la multiplicación de la velocidad promedio de la onda P y la diferencia de tiempo de llegada entre las fases P y S. Esta distancia genera un círculo que tiene como centro la estación de registro y la intersección de varios de éstos círculos de diferentes estaciones

indica la localización del epicentro asociado a una determinada profundidad (Antayhua 2000).

Para calcular el epicentro del sismo del 23 de junio del 2001 con este algoritmo, se utilizó los mismos grupos de estaciones formados en el cálculo con el EPI. El primer grupo considera al total de las estaciones que registraron el sismo y se obtiene como resultado que el sismo se localiza en las coordenadas -16.50 S y -74.09 W con una profundidad para el foco de 34 Km, tal como se muestra en la Figura 3a. Se observa que los círculos presentan irregularidades en cuanto a la intersección y presenta alejamiento de algunos de ellos. Este alejamiento entre círculos son presentados sobre todo por las estaciones con mayor distancia epicentral

y generan mayor error ya que no pueden definir una intersección puntual por su gran distancia epicentral.

Con el segundo grupo se ha obtenido el epicentro en las coordenadas -17.04° S y -74.05° W y una profundidad para el foco de 183 Km. El gráfico resultante para este grupo se muestra en la Figura 3b y en ella se puede apreciar que los círculos aproximadamente se interceptan en un punto, pero la profundidad resulta muy grande para la zona donde se ubica el epicentro. Por lo que esta solución no estaría acorde con la sismicidad en esa zona.

Para el tercer grupo se tiene la ubicación del epicentro en las coordenadas -17.14° S y -74.21° W con una profundidad de 33 Km. El resultado gráfico se presenta en la Figura 3c, donde se puede observar que los círculos aproximadamente se interceptan en un punto, con excepción del generado por la estación de Huancayo (HUA) que se encuentra desplazado hacia el sur del epicentro, posiblemente sea debido a que el valor de velocidad asumido para esta estación por el programa no es el indicado.

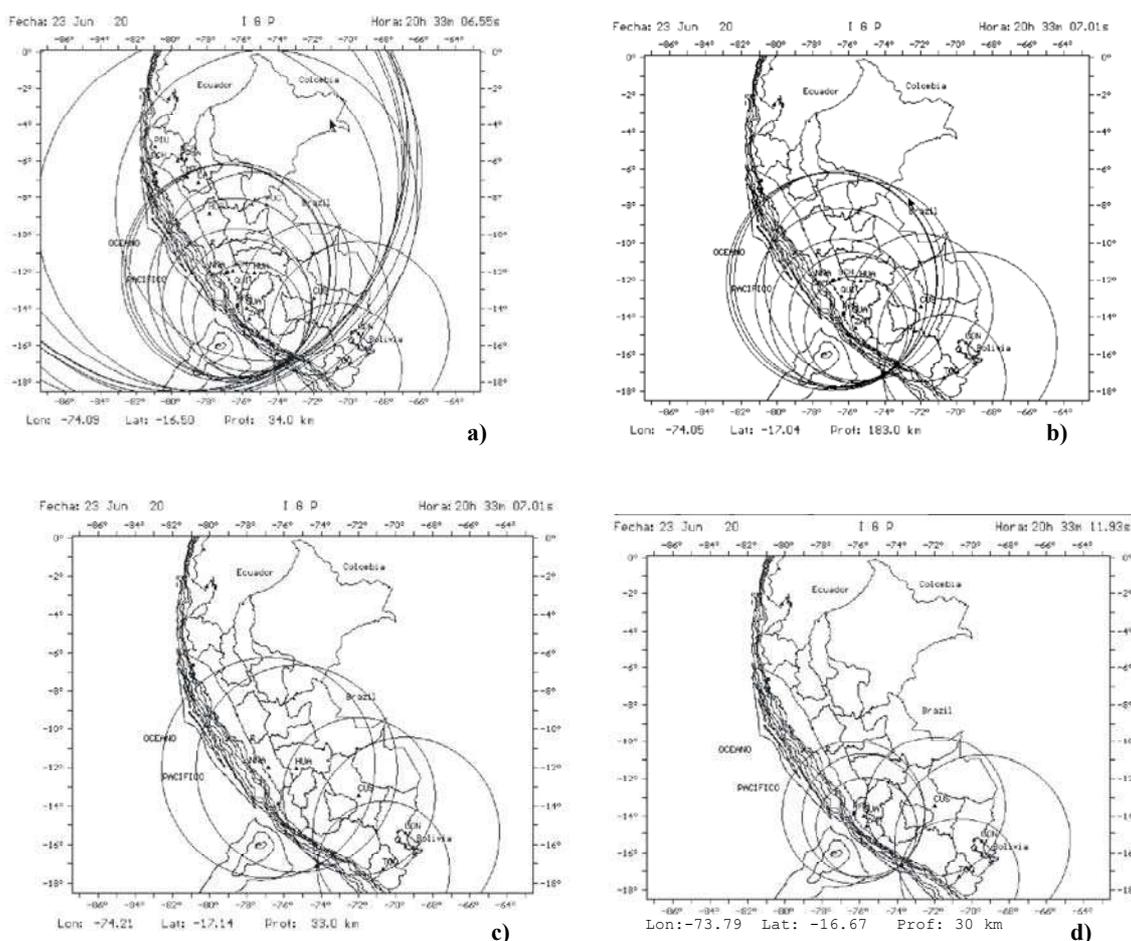


Figura 3. Mapas epicentrales para el sismo del 23 de junio obtenidos con el algoritmo EPIGRAF a) Grupo 1, b) Grupo 2, c) Grupo 3 y d) Grupo 4.

En el cuarto grupo se tiene las coordenadas -16.67° S y -73.79° W para el epicentro del sismo y una profundidad igual a 30 Km. El resultado de esta localización se muestra en la Figura 3d donde se observa que los círculos se interceptan casi en un punto, ha excepción de la estación de Conima (CON) que presenta un ligero alejamiento del epicentro, pero a pesar de esto, la solución parece ser la mas óptima ya que considera una buena distribución geométrica de las estaciones y no se encuentran muy alejadas del área afectada.

Los valores que se obtuvieron para los parámetros hipocentrales con cada uno de los grupos se presentan en la Tabla 4 y en ella se puede observar que hay variación en cuanto a la localización epicentral y una mayor diferencia se encuentra en la profundidad del foco. De los cuatro resultados podría tenerse en consideración los parámetros obtenidos con el grupo 4, ya que los círculos se interceptan aproximadamente en un punto y sobre todo una profundidad coherente con respecto a la ubicación del epicentro.

Tabla 4. Resumen de resultados obtenidos con el Algoritmo EPIGRAF y los cuatro grupos descritos en el texto.

	Latitud °	Longitud °	Profundidad (Km)
Grupo 1	-16.50	-74.09	34.0
Grupo 2	-17.04	-74.05	183.0
Grupo 3	-17.14	-74.21	33.0
Grupo 4	-16.67	-73.79	30.0

Otros Métodos

- *Método de las Mediatrices*

Este es un método sencillo y práctico para calcular el epicentro de un sismo y para su aplicación se requiere estaciones en las cuales el sismo se ha registrado en igualdad de tiempo o con una diferencia de 1 segundo. Entonces, se entiende que el sismo estaría localizado entre estas estaciones a lo largo de la mediatriz formada a partir de la línea que une ambas estaciones. Para una mejor localización del epicentro es preferible tener varias de estas estaciones distribuidas azimutalmente alrededor de la zona del terremoto.

Para el sismo del 23 de Junio del 2001 se ha utilizado tres pares de estaciones (Tabla 5). El primer par de estaciones es TOQ - GUA, el segundo CUS - PAR, el tercero QUI - CON. Como se puede observar en la Tabla 5, la diferencias que presentan los tres pares de estaciones están dentro de un rango que va de 0.9 a 2.7 segundos. Esta diferencia implica que se comete un mayor error y el epicentro queda fuera de la mediatriz, pero como no se cuenta con mas pares de estaciones con diferencias menores a los valores ya presentados, se ha realizado el método de las mediatrices con estos tres pares de estaciones. En la Figura 4 se observa el resultado obtenido con el método de las mediatrices donde se nota que las mediatrices no coinciden exactamente en un punto debido a las

diferencias de tiempo que se tiene entre cada par de estaciones. Sin embargo, la mediatriz del par de estaciones CUS-PAR

permite aproximar el epicentro del sismo de Arequipa en las coordenadas 16.6° S y 73.8° W.

Tabla 5. Estaciones utilizadas para determinar el epicentro con el método de las Mediatrices. ΔT = diferencia de tiempo en segundos.

	Estación	Tiempo de Reg.	Estación	Tiempo de Reg.	ΔT
Primer par	TOQ	61.40	GUA	62.90	1.50
Segundo par	CUS	68.90	PAR	69.88	0.98
Tercer par	QUI	79.40	CON	82.10	2.70
Epicentro	Latitud	16.6 S	Longitud	73.8 W	



Figura 4: Localización del sismo de Arequipa con el método de las mediatrices. La línea continua representa la mediatriz formada con los pares de estaciones de TOQ – GUA. La línea entrecortada representa la mediatriz formada por los pares de estaciones de CUS – PAR. La línea punteada representa la mediatriz formada por los pares de estaciones de QUI – CON.

- Método de los Semiplanos.

Este método utiliza una metodología parecida a la anterior; sin embargo es posible utilizar pares de estaciones con diferencias en su tiempo de registro. El procedimiento considera un par de estaciones para las cuales se obtiene la mediatriz a partir de la línea que une a ambas estaciones, luego se observa en cual estación es que se ha registrado primero el sismo y entonces, se asume que en el semiplano perteneciente a esta estación es donde se encuentra el epicentro del sismo, descartando el otro semiplano. Con el

descarte de varios semiplanos se conseguirá tener un aproximado de la ubicación del sismo, ya que los semiplanos cercaran al epicentro del sismo en un área ó un punto.

En la Figura 5 se presenta los resultados para el terremoto de Arequipa siguiendo el procedimiento descrito y utilizando cuatro pares de estaciones: TOQ - CUS, PAR - CON, CON - NNA, PUC – HLS (Tabla 6). Con los semiplanos formados por los cuatro pares de estaciones se ha delimitado un área que se muestra en la Figura 5.

Siendo ésta demasiado grande para dar un epicentro puntual del sismo por lo que se

entiende que en toda el área se puede ubicar el epicentro del sismo.

Tabla 6. Estaciones utilizadas para determinar el epicentro con el método de los Semiplanos.

	Estación	Tiempo de Reg.	Estación	Tiempo de Reg.
Primer par	TOQ	61.40	CUS	68.90
Segundo par	PAR	69.88	CON	82.10
Tercer par	CON	82.10	NNA	92.10
Cuarto par	PUC	130.30	HLS	147.30

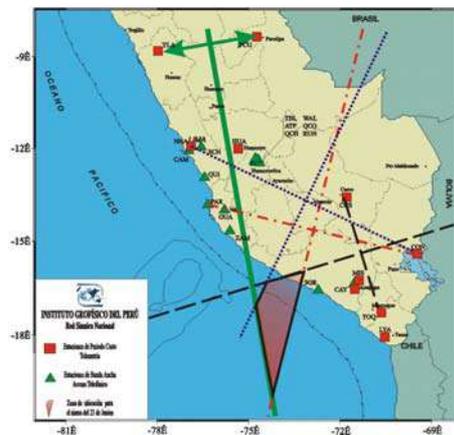


Figura 5. Mapa de localización del sismo con el método de los semiplanos. La línea entrecortada divide los semiplanos para las estaciones de TOQ – CUS. La línea de puntos y rayas divide los semiplanos para las estaciones de PAR – CON. La línea de puntos divide los semiplanos para las estaciones de CON – NNA. La línea continua divide los semiplanos para las estaciones de PUC – HLS.

- **Método de Riznichenko.**

El método de Riznichenko es una técnica simple y rápida que permite estimar la profundidad del sismo a partir de la relación entre la velocidad promedio de la onda P y el tiempo Tz determinado por el diagrama de Riznichenko (Figura 6). Este diagrama se construye a partir de la diferencia de los tiempos de llegada de P y S (Ts – Tp) y la distancia epicentral calculada con el algoritmo numérico para cada una de las estaciones, permitiendo

estimar la profundidad del foco con la siguiente relación:

$$V_m^2 T_p^2 = D^2 + h^2$$

Donde, Vm es velocidad media de la onda P en la corteza y D la distancia epicentral a cada una de las estaciones. La intersección de la recta sobre el eje de las ordenadas define el punto Tz = 2.3 el cual se relaciona con la profundidad mediante la ecuación:

$$T_z = h/V$$

Donde, h es la profundidad del foco y V velocidad media de la onda P. Con una

velocidad promedio para la onda P igual a 7.4 Km/seg calculada a partir de la dromocrona de P (se discutirá más adelante) y con la relación anterior, se ha estimado la profundidad del foco en 17 Km.

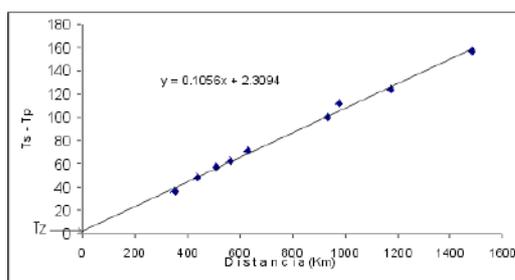


Figura 6: Método de Riznichenko, para el cálculo de la profundidad del Sismo del 23 de Junio del 2001.

- Cálculo de la profundidad con Imáx.

Para estimar la profundidad del foco del sismo de Arequipa del 2001 a partir del valor de máxima intensidad, se puede utilizar dos relaciones: La primera es la de Shebalin (1950) y la segunda utiliza el radio de perceptibilidad con la intensidad máxima. Para estimar la profundidad del foco con la primera relación se ha considerado la intensidad máxima de VIII MM y la magnitud local de 6.9 (ML), ambos valores fueron obtenidos del reporte del IGP. La relación utilizada es,

$$M = 2/3I_o + 2.3\log h - 2.0$$

Donde, M es la magnitud del sismo, I_o la Intensidad máxima y h la profundidad. Con esta relación, para el sismo del 23 de junio del 2001, se obtiene una profundidad aproximada de 35 Km.

Con la segunda relación y utilizando un radio promedio de perceptibilidad de 300 Km, la máxima intensidad de VIII grados en la escala Modificada de Mercalli y la siguiente relación,

$$(R/h)^2 = 10^{(I_o/3 - 1/2)} - 1$$

Donde, h es la profundidad focal, R el Radio promedio de intensidad e I_o la Intensidad máxima. Con esta relación se ha determinado la profundidad para el sismo en 24 Km.

DROMOCRÓNAS P Y S

Las dromocrónas permiten relacionar el tiempo de llegada de las fases P y S con la distancia epicentro estación. Para tabular estos valores se han utilizado los resultados obtenidos por el algoritmo EPI. Para obtener las velocidades promedio para cada una de las fases, se han llevado los datos de tiempo de arribo y la distancia epicentro-estación de cada una de las estaciones a un gráfico que los relaciona mediante una regresión lineal. La inversa de la pendiente de la ecuación lineal representaría la velocidad promedio de propagación de las ondas sísmicas. Las dromocrónas que se presentan en la Figura 7, sugieren velocidades promedio para la onda P igual a 7.4 Km/seg. y para la onda S de 4.4 Km/seg.

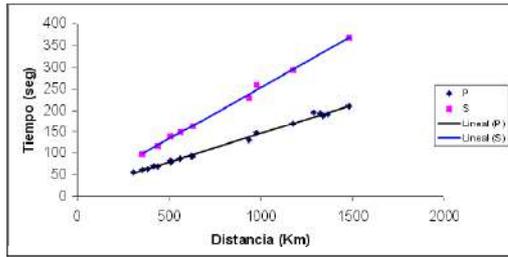


Figura 7. Dromocrónas de las ondas P y S para el sismo del 23 de junio del 2001.

ATENUACIÓN DE LA INTENSIDAD.

Teóricamente se espera que un sismo presente líneas radiales para las isosistas con relación al epicentro, ya que la propagación de las ondas es en todas direcciones. Pero esto no ocurrió con el sismo de Arequipa (Figura 8), donde las isosistas presentan formas elipsoidales con su eje mayor paralelo a la línea de costa (Tavera et al, 2001). Esta forma de las isosistas se debe a que el sismo ocurrió cerca a la línea de costa y la presencia de la Cordillera Andina juega un rol importante como atenuante de la energía, (Tavera y Buforn, 1998).

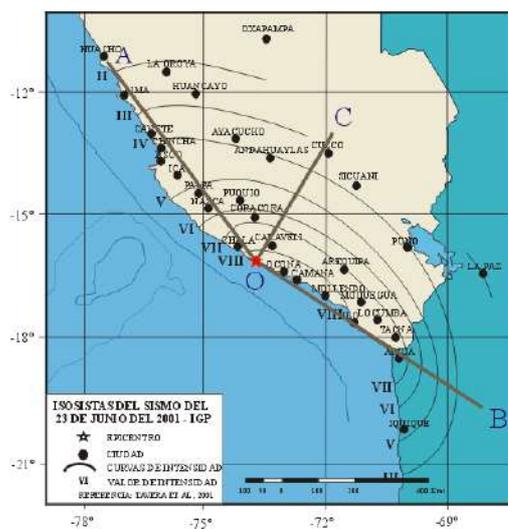


Figura 8: Mapa de Isosistas para el Sismo del 23 de Junio (Tavera et al, 2001). Las líneas OA, OB, OC indican la dirección de donde se han realizado los perfiles para las curvas de atenuación.

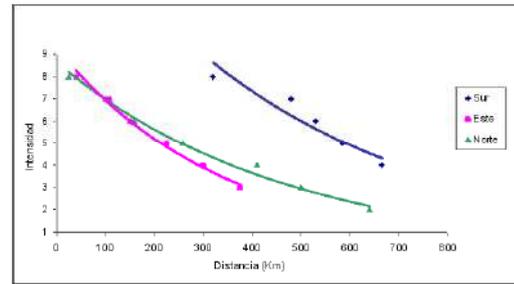


Figura 9: Curvas de Atenuación para el sismo del 23 de Junio.

En este estudio se han realizado tres curvas de atenuación de la intensidad para el sismo de Arequipa, a partir del epicentro calculado por el IGP (Figura 8): una en dirección NO que comprende las líneas OA y OB paralelas a la línea de costa, y otra en dirección NE perpendicular a la línea de costa (OC).

Como puede observarse en la curva OC en dirección NE, la distancia alcanzada por la intensidad es corta y sugiere mayor atenuación debido a que en esta dirección se encuentra la Cordillera Andina, la misma que actúa como una estructura atenuante. En la curva OA en dirección NO presenta valores de I_{max} a mayores distancias debido a que en esta dirección no hay una gran estructura atenuante como en el caso anterior. La curva OB en dirección SE presenta la mayor distancia para la I_{max} y menor atenuación, ya que se observa un mayor alejamiento de las isosistas que actúan como atenuantes comparándola con las anteriores curvas.

Con estas tres curvas de atenuación se puede deducir que hay diferencias de propagación y atenuación en estas tres direcciones con relación al epicentro debido a las diferentes estructuras y características geológicas en la región Sur de Perú.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En este estudio se ha evaluado y analizado la localización epicentral e hipocentral del sismo de Arequipa del 23 de Junio de 2001. Para tal fin, se ha utilizado los registros de 20 estaciones sísmicas de la Red Sísmica Nacional a cargo del Instituto Geofísico del Perú. Los algoritmos utilizados, numérico y gráfico han permitido obtener diferentes resultados para cada uno de los grupos de estaciones sísmicas formadas en función de su distancia epicentral y distribución azimutal. Los resultados obtenidos con cada uno de los 4 grupos de estaciones utilizando el programa EPI, se ha considerado el hipocentro estimado con el grupo 4 como la mejor localización para el sismo: 16.83° S y 73.91° W con una profundidad de 20.5 Km. Para este mismo grupo y utilizando el algoritmo EPIGRAF se ha determinado los siguientes parámetros: 16.67° S y 73.79° W con una profundidad de 30 Km. En ambos casos, la mejor solución numérica y gráfica se obtuvo con el grupo 4 de estaciones sísmicas; sin embargo, se asume que la solución obtenida con el programa EPI es

mas confiable porque se tiene mayor control de otros parámetros como la relación y modelo de distribución de velocidades.

La utilización de métodos gráficos como el de las mediatrices y los semiplanos, demuestran que el epicentro de un sismo puede determinarse utilizando procedimientos que no requieren de más información que las lecturas de las fases P o S. Pero se tiene que considerar que estos métodos no son muy exactos, además de cumplirse con algunas condiciones propias de cada método. El epicentro o área epicentral es similar al obtenido con el algoritmo EPI.

La profundidad del foco para el sismo de Arequipa ha sido determinada utilizando tres métodos secundarios, dos de estos utilizaron relaciones con la Intensidad máxima, obteniéndose como resultado la profundidad de 35 Km. (Shebalin, 1950) y 24 Km (Antayhua, 2000). El tercer método fue el de Riznichenko, y se estimo una profundidad de 17 Km.

Las dromocrónas han permitido determinar las velocidades medias para las ondas P Y S en 7.4 Km/seg. y 4.4 Km/seg. respectivamente.

En el análisis de la atenuación de la intensidad de la energía liberada por el sismo de Arequipa permitió determinar que la mayor atenuación se presenta en

dirección perpendicular a la fosa Peruano-Chilena debido a la presencia de la Cordillera Andina; mientras que, en la dirección SE, la atenuación es menor.

AGRADECIMIENTOS

Mi agradecimiento de manera especial al director del Centro Nacional de Datos Geofísicos – Sismología Dr. Hernando Tavera, por todas sus enseñanzas, consejos y orientaciones brindadas en el desarrollo de este estudio. Asimismo, mi cordial agradecimiento a todo el personal que integra el área del CNDG, por su apoyo y orientación constante. Finalmente, mi agradecimiento especial al Instituto Geofísico del Perú por proporcionarme una beca de formación Pre – profesional en el área del CNDG – Sismología, gracias a la cual se ha realizado el presente estudio.

BIBLIOGRAFÍA

Antayhua, Y. (1999). Cálculo de los Parámetros Hipocentrales del Terremoto de Arequipa del 8 de Octubre de 1988 Informe de practicas pre-profesionales. Instituto Geofísico del Perú.

Eiby, G. y M. Muir (1990). Tables to facilitate the study of near earthquakes. Observ. New Zeland.

Grange, F. (1984). Etude sismotectonique détaillée de la subduction lithosphérique au

Sud Pérou. These Docteur 3er cycle, univ.Scientifique et médicale de Grenoble. 96pp.

Hermann, R. (1979). Fasthypo – A hypocenter location program. Earthquake Notes, 50(2), 25-37

Kulhanek, O. (1990): Anatomy of Seismograms. Seismological Section, University of Uppsala, Uppsala, Sweden. 125p.

Riznichenko, V. (1958). Standardisation of magnitude Scales. Akad. Nauk SSSR Izv. Ser. Geofis. No, 2, p 153, 1958 (in Rus).

Rodríguez, S. (1994 a). EPI., programa para el cálculo de hipocentros CNDG-Sismología, Instituto Geofísico del Perú. Informe Interno.

Rodriguez, S. (1994 b). EPIGRAF, Programa gráfico para el cálculo de epicentros de sismos regionales CNDG-Sismología, Instituto Geofísico del Perú. Informe Interno.

Tavera, H. y Buforn E. (1998). Sismicidad y Sismotectónica de Perú. En: Udias, A. Y Buforn E. (ed): Sismicidad y Sismotectónica de América del Centro y Sur. Física de la Tierra, UMC, Num. 10, 187-219.

Udias, A., y Mezcua, J. (1997).
Fundamentos de Sismología. Edición
UCA

Wadati, H. (1933). En: Bath, M. (1973),
Introduction of Seismology. Birkhauser
Verlag Basel, 395 p.

ASPECTOS GENERALES DEL TERREMOTO DE AREQUIPA DEL 23 DE JUNIO DE 2001

DARWIN EDGARDO CALLA PILCO
*Escuela Profesional de Ingeniería Geofísica
Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa
darwin_cp@axil.igp.gob.pe*

*Prácticas dirigidas por: Dr. Hernando Tavera
Centro Nacional de Datos Geofísicos-sismología*

RESUMEN

En el presente estudio se describe los aspectos generales del terremoto de Arequipa del 23 de Junio del 2001 que afectó toda la región Sur del Perú; es decir, los parámetros hipocentrales, mecanismo focal, réplicas principales y la evaluación de daños y efectos que dejó el terremoto en las diferentes obras de ingeniería y viviendas. Asimismo, se menciona los diferentes aspectos geológicos asociados al terremoto del 23 de Junio del 2001; los cuales están basados en los cálculos y evaluaciones preliminares realizados por el personal del Centro Nacional de Datos Geofísicos del Instituto Geofísico del Perú y otras instituciones.

INTRODUCCIÓN

En el Perú la ocurrencia continua de terremotos tiene su origen en la convergencia de la placa de Nazca (oceánica) y Sudamericana (continental), de tal manera en que la primera, más densa, se introduce por debajo de la segunda, dando así origen al proceso conocido como subducción.

El día Sábado 23 de Junio del 2001 y cerca de las 15 horas con 35 minutos (hora local), la región Sur del Perú fue nuevamente afectada por un terremoto de magnitud de 6.9 en la escala de Richter, que afectó a los departamentos de

Arequipa, Ayacucho, Moquegua y Tacna en donde produjo muerte y destrucción; además de producir daños importantes en las ciudades de Arica e Iquique en Chile y la Paz en Bolivia. Este terremoto produjo intensidades máximas del orden de VII-VIII en la escala de Mercalli Modificada y se constituye como uno de los más grandes y destructores que se haya producido en esta región desde el año 1868.

Este terremoto tuvo características muy importantes entre las que se pueden mencionar su gran duración, el modo de propagación de energía que produjo el ondulamiento de la superficie y la

generación de un tsunami de carácter netamente local.

El Instituto Nacional de Defensa Civil (INDECI) ha informado de las estadísticas que deja este sismo en la región sur: 2689 heridos, 217495 damnificados, 35601 viviendas afectadas y 17584 viviendas destruidas. Asimismo, el tsunami de carácter local que afectó a la localidad de Camaná produjo la muerte de 23 personas y otros 64 fueron declarados como desaparecidos.

SISMICIDAD DE LA REGION SUR DEL PERU

El importante índice de actividad sísmica en el Perú es debida principalmente al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana, presente de Norte a Sur en su borde Oeste, con una velocidad relativa de 8 cm/año (DeMets, 1990). El margen Oeste de Sudamérica, donde la litosfera oceánica subduce bajo la continental, es uno de los más activos debido a su alta velocidad de convergencia, la misma que permite se

genere un fuerte acoplamiento entre ellas. Este proceso produce sismos de diferentes magnitudes a diferentes niveles de profundidad y como resultado se ha formado la fosa Peruano-Chilena y la Cordillera Andina en diferentes períodos orogénicos.

En la Figura 1a, se observa que en el borde Oeste del Perú, entre la fosa y la línea de costa se concentran los sismos con foco superficial ($h < 60$ Km), que al presentar magnitudes elevadas producen diferentes grados de destrucción en superficie y deben su origen a los procesos compresivos que se desarrollan debido a la colisión de la placa de Nazca y Sudamericana. En la Figura 1b se observa el perfil o corte vertical en donde se ve que los sismos se distribuyen en función de la profundidad de sus focos siguiendo una alineación, desde la fosa, con un ángulo de 30° hasta alcanzar una profundidad del orden de 250 a 300 Km.

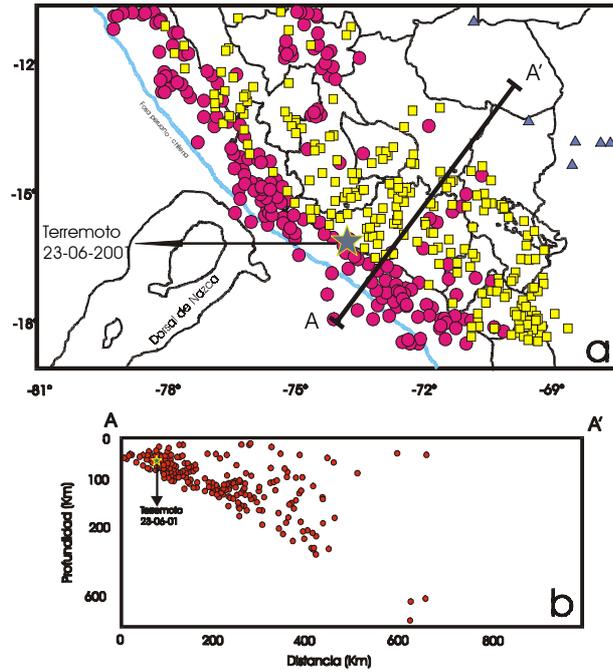


Figura 1. Sismicidad en la región Sur del Perú para el periodo 1964-1996 ($M > 5.0$) y sección vertical A-A'. Los círculos muestran los sismos de foco superficial, los cuadrados de foco intermedio y los triángulos foco profundo (Tavera et al. 2002 a)

PARÁMETROS HIPOCENTRALES

El Instituto Geofísico del Perú (IGP) realizó a localización del epicentro del terremoto del 23 de Junio de 2001 en las coordenadas 16.20°S , 73.75°W ; esto es a 82 Km al NW de la localidad de Ocoña, tal como se muestra en la Figura 2. Los resultados de los parámetros hipocentrales reportados por el IGP en comparación con los del NEIC presentan algunas diferencias mínimas, las cuales se muestran en la Tabla 1. Estas diferencias fueron debido a que las estaciones del NEIC pertenecen a la red mundial y estas se encuentran a distancias telesísmicas y las estaciones del IGP pertenecen a la Red Sísmica Nacional (RSN), el cual obtiene una información mas precisa para sismos ocurridos en Perú

debido a que están ubicadas a distancias locales o regionales.

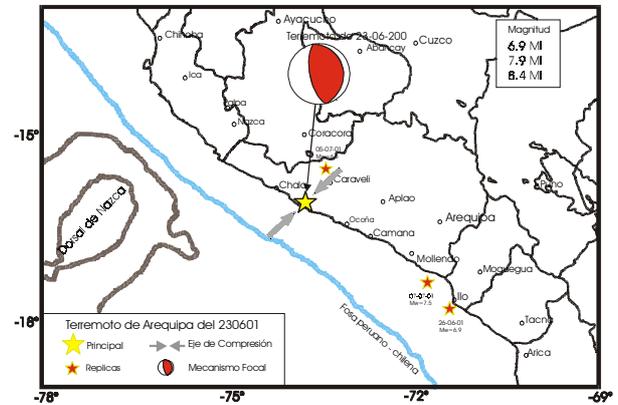


Figura 2. ubicación, orientación del esfuerzo y mecanismo focal del terremoto del 23 de junio de 2001. Se indica la ubicación de 3 réplicas principales. (Tavera et al 2002 a)

Tabla 1. Parámetros hipocentrales del terremoto de Arequipa del 23 de Junio de 2001 y de tres de sus réplicas principales obtenidos por el Instituto Geofísico del Perú (IGP) y el National Earthquake Information Center (NEIC).

Fecha dd:mm:aa	H. Origen :hh:mm:ss	Lat.-S	Long.-W	Prof. Km	Mag.	Agencia
23:06:01	20:23:04.4	16.20°	73.75°	29	6.9 ML	IGP
23:06:01	20:33:13.0	16.15°	73.40°	33	8.4 Mw	NEIC
25:06:01	04:18:31.6	17.73°	71.34°	31	6.8 Mw	NEIC
05:07:01	13:53:49.7	15.56°	73.45°	69	6.6 Mw	NEIC
07:07:01	09:38:43.0	17.38°	71.78°	26	7.5 Mw	NEIC

Profundidad del Foco.

La profundidad del foco del terremoto del 23 de Junio de 2001, fue determinado por Tavera et al, (2002), basándose en el calculo de la diferencia de tiempos de llegada de las fases pP y P, para esto se tubo en cuenta los tiempos de llegada de estas fases en los registros de tres estaciones de la red mundial localizadas a distancias entre 40° y 56°. Esta diferencia de tiempos de llegada es equivalente a una profundidad de 29 km, el cual nos indica que se trato de un terremoto de carácter superficial.

Magnitud del Terremoto

La magnitud del terremoto fue calculada por Bernal et al, (2002), partir de la amplitud máxima del registro del sismo en un sismógrafo debidamente calibrado en la cual sus variadas medidas son expresiones logarítmicas de la cantidad de energía liberada. Las escalas mas importantes que permiten estimar la magnitud son: Magnitud Local (ML), Magnitud Ondas de Volumen (mb), Magnitud Ondas Superficiales (Ms), Magnitud Tsunami (mt), Magnitud Duración (MD), Magnitud Energía (Me) y Magnitud Momento (Mw). En la Tabla 2, se presentan los diversos valores de magnitud obtenidos a escala regional y determinadas por Bernal et al, (2002).

Tabla 2. Magnitud para el terremoto de Arequipa expresado en diferentes escalas. N.Est = número de registros utilizados en el cálculo

Tipo de Escala	Magnitud IGP	Magnitud NEIC	N. Est.
Magnitud Local (ML)	6.9	-	2
Magnitud Ondas de Volumen (mb)	-	6.6	56
Magnitud Ondas Superficiales (Ms)	7.9	7.9-8.2	84
Magnitud Duracion (MD)	6.5	-	2
Magnitud Tsunami (Mt)	8.6	-	-
Magnitud Momento (Mw)	8.2	8.4	-
Magnitud Energia (Me)	8.4	7.8	-

Características Del Registro Del Terremoto

Para este terremoto, se ha podido analizar y evaluar la complejidad de la señal correspondiente al grupo de la onda P, tal como se observa en la Figura 3, y cuyos registros corresponden a las estaciones del DBIC y PAYG ubicadas a distancias telesísmicas y azimutes de $77,71^\circ$ y $311,23^\circ$ respectivamente. En la Figura 3, se observa que el registro del terremoto de Arequipa presente al inicio de la señal, dos pulsos de amplitud pequeña (E1, E2) separados cada una por seis segundos y un tercer pulso de mayor amplitud aproximadamente 40 segundos después (E3), tal como lo indica Tavera et al, (2002), estas características de los registros nos sugieren que el terremoto de Arequipa se inicio con dos rupturas de menor tamaño y después de 40 segundos se produce otra de mayor tamaño el cual libero mucha más energía.

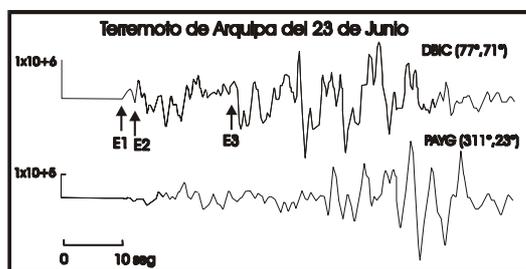


Figura 3. Registros telesísmicos del grupo de la onda P para el terremoto de Arequipa. En paréntesis se indica el azimut y la distancia epicentral en grados para cada estación sísmica. E1, E2 y E3, indica el número de eventos o ruptura. (Tavera et al 2002 a)

Parámetros de la Fuente

Tavera et al, (2002), determino el momento sísmico escalar para el terremoto del 23 de Junio a partir de los espectros de amplitud de la onda P registradas en seis estaciones sísmicas ubicadas a distancias telesísmicas ($>30^\circ$). Asimismo, se estimó el radio de fractura (r) y el desplazamiento medio (Δu) para el terremoto y sus réplicas antes indicadas asumiendo un modelo de fractura de tipo circular. Los resultados obtenidos para el terremoto del 23 de Junio se muestran en la Tabla 3, en la cual se observa que el valor del momento sísmico para el terremoto de Arequipa, es similar a los obtenidos por el NEIC.

Tabla 3. Parámetros de la fuente obtenidos para el terremoto de Arequipa y sus principales réplicas

Fecha	Mo (N.m.)	Mw	r (Km)	ΔU (cm)
23:06:2001	1.3×10^{21}	8.2	99	130
26:06:2001	1.8×10^{19}	6.8	20	48
05:07:2001	7.2×10^{18}	6.5	18	24
07:07:2001	2.0×10^{20}	7.5	47	90

Tavera et al, (2002 a), determino la longitud del radio de ruptura del terremoto del 23 de Junio de 2001 en 99 Km, el desplazamiento medio de 130 cm. Asimismo Bernal (2002) utilizando espectros de amplitud de la onda P, obtiene un momento sísmico de 1.2×10^{21} Nm equivalente a una magnitud Mw de 8.2. De acuerdo a estos valores, el terremoto de Arequipa libero tanta energía como la que liberaría 1'800,000 toneladas de TNT.

ORIENTACION DE LA FUENTE

El mecanismo focal obtenido por Tavera et al, (2002), corresponde a un mecanismo focal de tipo inverso con planos nodales orientados en dirección NNW-SSE, siendo uno de los planos casi vertical ($\delta=68^\circ$) y el otro prácticamente horizontal con un buzamiento del orden de 21° en dirección ENE (Figura 4). Soluciones similares han sido obtenidas para las réplicas del 25 de Junio y 7 de Julio y sugiere que el plano de fricción de placas buza con un ángulo de $21^\circ - 23^\circ$ en dirección ENE. Para la réplica del 5 de Julio Tavera et al, (2002), obtiene un mecanismo del tipo normal con planos nodales orientados en dirección N-S y

NW-SE, ambos buzando con ángulos de 68° y 44° respectivamente.

En la Figura 5 se observa los esfuerzos de presión (P) y tensión (T) para el terremoto de Arequipa y para las principales réplicas, en la cual se ve que los ejes de presión de las réplicas del 25 de Junio y 7 de Julio son similares a las del terremoto principal. Asimismo, se observa la orientación del eje T para la réplica del 5 de Julio a mayor profundidad. Para todos los casos la orientación de los ejes de presión (P) y tensión (T) para el terremoto de Arequipa y para las principales réplicas toman la dirección NE a ENE coherente con la dirección de convergencia de placas.

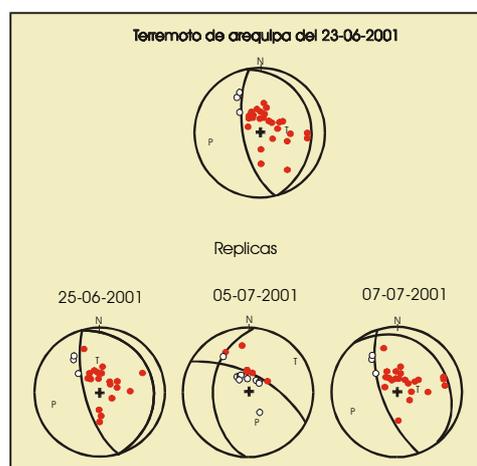


Figura 4. Mecanismos focales para el terremoto de Arequipa del 23 de Junio y de tres de sus réplicas de mayor magnitud. Los círculos en negro indican compresión y los vacíos dilatación. Las letras P y T corresponden a la orientación de los ejes de compresión y tensión respectivamente (Tavera et al, 2002 b)

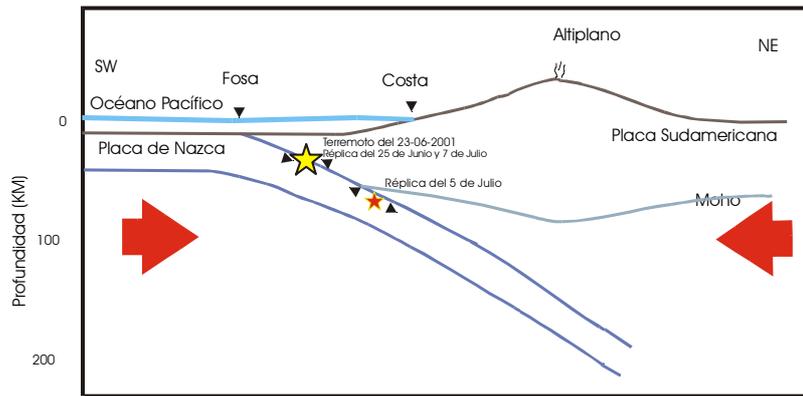


Figura 5. Esquema del proceso de subducción en la región sur del Perú, hipocentros y tipo de esfuerzo del terremoto del 23 de Junio las tres principales réplicas. Las flechas grandes indican la dirección de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica. (Tavera, 2002 b)

ANÁLISIS DE LAS INTENSIDADES

La información para evaluación de los efectos y daños causados por el terremoto fue proporcionada principalmente al IGP por personal de las municipalidades, policía nacional, compañía de bomberos, hospitales y algunas veces por personas naturales. El total de la información disponible ha sido interpretada con la escala de intensidades de Mercalli Modificada (Tavera et al, 2002).

En la Figura 6, se presenta el mapa de intensidades en la escala Mercalli Modificada correspondiente al terremoto del 23 de Junio. En dicha figura, se observa que el valor de la intensidad máxima es de VIII y considera un área

elipsoidal con el eje mayor de 320 Km de longitud paralelo a la línea de costa. Asimismo, se puede ver que el epicentro del terremoto se ubica en el extremo NE de dicha área y que la distribución y geometría de las isosistas de grado VIII y VII consideran a las ciudades y localidades que soportaron los mayores efectos y daños causados por el terremoto. Por otro lado, se observa que para una distancia de 570 Km en dirección NE con respecto al epicentro del terremoto, el valor de intensidad es de II (MM); mientras que, en dirección SE es del orden de VI (MM) para la misma distancia. Esta diferencia en intensidad sugiere que la mayor cantidad de energía emitida por el terremoto se propagó en dirección SE (Tavera et al, 2002)

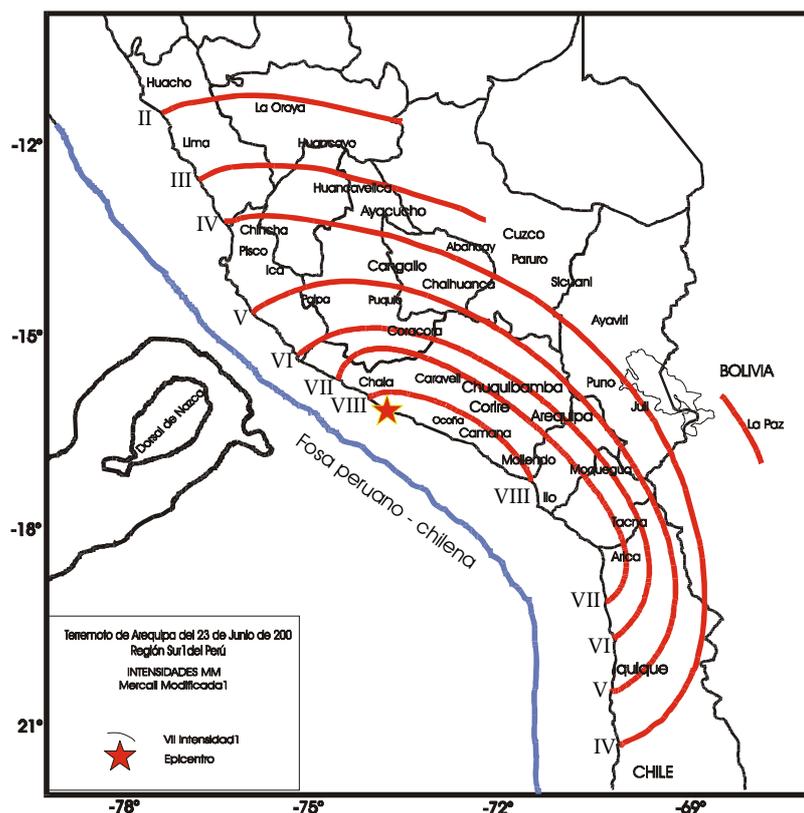


Figura 6. Mapa de Intensidad regional en la escala Mercalli Modificada para el terremoto de Arequipa del 23 de Junio de 2001. (Tavera et al 2002)

Aceleraciones Máximas producidas por el Terremoto

Según Tavera et al, (2002) las aceleraciones máximas producidas por el terremoto de Arequipa fueron registradas en los acelerómetros de MOQ, JAB y CAM, con el fin de cuantificar los niveles de aceleración máxima. Para la estación MOQ se registraron valores de aceleración neta de 184 cm/s², en la estación JAB fueron de 6.2 cm/s² y en la estación CAM de 3.1 cm/s². por lo tanto los mayores

valores de aceleración se dieron en la estación MOQ. Esto sugiere que la mayor cantidad de energía liberada por el terremoto se habría irradiado en dirección SE, siendo esta característica coherente con la geometría del área de ruptura y con las intensidades máximas observadas, esto en toda la región Sur. En la Tabla 4, se presenta el resumen de los valores de aceleración máxima registrados en las estaciones de MOQ, JAB y CAM.

Tabla 4. Aceleraciones máximas registradas durante el terremoto de Arequipa

Estación	Comp. Z (cm/s ²)	Comp. NS (cm/s ²)	Comp. EW (cm/s ²)	Acel. Neta (cm/s ²)	Distancia Epi-esta
MOQ	160.6	220.0	295.3	184.1	329 Km
JAB	3.1	6.0	11.0	6.2	424 Km
CAM	3.4	4.6	4.1	3.1	561 Km

REPLICAS

En la Figura 7, Antayhua et al, (2002) muestra la distribución espacial de 336 réplicas ocurridas entre el 28 de Junio y 19 de Julio de 2001, además de los epicentros del terremoto principal (8.2 Mw) y de las tres réplicas de mayor magnitud ocurridos el 25 de Junio (6.5 Mw), 5 (6.8 Mw) y 7 (7.5 Mw) de Julio de 2001. También se observa que las réplicas están distribuidas principalmente entre la fosa y la línea de

costa y en menor proporción sobre el continente, cubriendo un área de 370x150 Km² aproximadamente. Asimismo, se observa la sección vertical A-A' en dirección NE-SW perpendicular a la línea de costa donde se observa un gran numero de réplicas con magnitudes que oscilan entre 2.5 y 5.0 ML, distribuidas junto al terremoto principal, sobre una línea con pendiente igual a 27°-30° hasta una profundidad de 60 Km aproximadamente y una distancia de 125 Km desde la fosa.

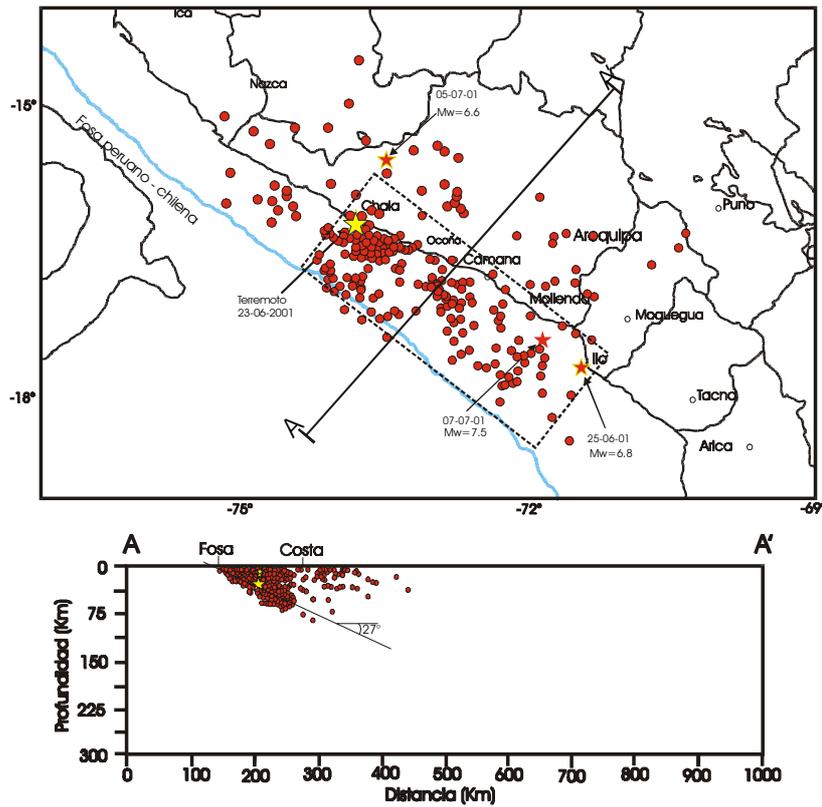


Figura 7. Distribución espacial de las réplicas del terremoto de Arequipa ocurridas entre el 28 de Junio y 19 de Julio y Sección vertical A-A' perpendicular a la línea de costa Antayhua et al, (2002).

ASPECTOS GEOLOGICOS Y TECTONICOS

A continuación se describe brevemente las características de los principales efectos geológicos ocurridos durante el terremoto del 23 de Junio de 2001 (Gomez et al, 2002):

Remoción de masas

La inspección de campo permitió identificar los siguientes evento de remoción de masas:

Deslizamientos cosísmicos: Estos tuvieron lugar mayormente a lo largo de la Panamericana Sur y en algunas vías afirmadas de penetración a las zonas andinas.

Deslizamientos reactivados: Se produjeron 5 deslizamientos reactivados por el sismo del 23 de Junio del 2001: Pallata (Moquegua), Llojo (Moquegua), Lari (Arequipa), Madrigal (Arequipa), y Maca (Arequipa).

Derrumbes

Este tipo de remoción de masas fue muy frecuente e identificado en gran parte de la región afectada por el sismo, principalmente en los taludes aledaños a las vías terrestres como la Panamericana

Sur y carreteras transversales de penetración a la sierra sur del país.

Licuación de suelos

La ocurrencia de los fenómenos de licuación de suelos estuvo restringida a aquellas planicies o valles aluviales donde fluyen aguas permanentes; es decir, se considero los valles de los ríos Yauca, Ocoña, Camaná, Tambo, Osmore, Locumba y Sama.

Agrietamientos de suelos

Los sectores donde se observaron agrietamientos asociados con fallas de borde más pronunciados están entre Atico y pescadores (Km 727-734 de la Panamericana Sur), donde la carretera esta construida sobre aspersiones eólicas no consolidadas adosadas a vertientes de unos 30° de pendiente.

OTROS EFECTOS GEOLOGICOS

Tsunami de Camaná

A con secuencia del sismo del 23 de Junio del 2001, se produjo un tsunami que afectó severamente a las poblaciones costeras de Ocoña, Camaná, Quilca y Matarani, ubicadas en el litoral sur del país. En el valle de Camaná, el tsunami penetró mas de un kilómetro causando destrucción y muerte. Tanto al norte como al sur de Matarani, la altura del tsunami no

sobrepasó el nivel de pleamar. Cabe mencionar, que el tsunami impacto la costa al momento en que la marea alcanzaba su nivel más bajo (Dirección de Hidrografía y Navegación, 2001).

Actividad volcánica

Se registro un incremento en la actividad de los volcanes Misti y Sara Sara, siendo esta principalmente de tipo fumarólica. Asimismo, las fuentes termales de origen volcánico, aledañas a estos centros volcánicos y otros activos localizados en las zonas altas de Arequipa, fueron alteradas en sus sistema de circulación de aguas y la temperatura de las mismas.

INGENIERIA SÍSMICA

A continuación se describen los daños producidos en las diferentes obras de ingeniería, ordenados según su funcionalidad (Hummer et al, 2001).

Daños en Centros de Salud

En la ciudad de Arequipa, el pabellón mas alto del hospital nacional "Carlos Alberto Sequin" de Arequipa sufrió daño extendido en la tabiquería. El Hospital Hipólito Unánue de Tacna, presenta daños considerables en tabiquería y en la red de servicios básicos (agua, desagües).

Daños en Centros Educativos

En centros educativos que no cumplían con estos criterios de la Norma peruana de Diseño sismorresistente de 1997, presentaron daños estructurales de consideración que imposibilitaron su uso. En la universidad Nacional San Agustín de Arequipa los daños durante el terremoto fueron mayormente por la excesiva flexibilidad de los edificios, lo cual ocasionó la falla de columna corta en muchos pabellones.

Daños en Centros Administrativos.

El edificio de la Municipalidad del distrito de Ciudad Nueva en Tacna, muestra daños estructurales graves que imposibilitan su uso y reparación. La Municipalidad de Moquegua, muestra daños en tabiques. La Nueva Municipalidad del Distrito de Camaná presenta daños severos por los efectos del sismo y del Tsunami.

Daños en Centros Religiosos

La Catedral de Arequipa construida con bloquetas de "sillar" durante la época Colonial, sufrió la caída de una de sus torres atravesando el techo y muestra daños en los arcos exteriores, asimismo importantes iglesias en Arequipa sufrieron daños en sus estructuras, muros, contrafuertes y bóvedas. En la ciudad de Moquegua la co-catedral sufrió el colapso parcial de los muros y el agrietamiento

importante en la bóveda y cúpulas. En Tacna en la provincia de Jorge Basadre, la Catedral del Cristo de Locumba mostró serios daños en muros y contrafuertes, así como el desprendimiento de revoques.

Daños en Construcciones con Adobe

Durante el terremoto del 23 de Junio las viviendas construidas de tierra o adobe levantadas sin dirección técnica por pobladores de escasos recursos económicos fueron las más afectadas. En Moquegua, Locumba y otros pueblos cercanos a Moquegua se registraron los mayores porcentajes de construcciones de adobe devastadas.

Daños en Construcciones de Albañilería

En Moquegua y Tacna muchas viviendas sufrieron daños de consideración, ya sea en construcciones con albañilería o con ladrillos de arcilla. En Arequipa viviendas construidas con sillar, sufrieron daños importantes y algunas colapsaron, muchas bóvedas se agrietaron por el movimiento de sus apoyos y algunos muros se movieron fuera de su plano.

Daños en Infraestructura

Daños en Carreteras y Red Ferroviaria

En la Carretera Panamericana Sur, en el tramo de Tacna - Moquegua - Arequipa se pueden apreciar derrumbes de taludes, asentamientos de plataformas, hundimientos y fisuras de la calzada, y

colapsos de algunos muros de contención, asimismo en la Carretera Nacional Costanera Sur de Ilo a Tacna, se apreciaron colapsos de rellenos. También, el servicio de transporte ferroviario entre Tacna y Arica sufrió daños en varios tramos de esta red.

Red de Energía Eléctrica

La planta generadora y la subestación eléctrica de energía de la localidad de Ilo sufrieron daños estructurales, caída de grúas de desembarque del carbón al mar y daños en transformadores. La subestación eléctrica de Moquegua sufrió daños en su equipamiento. También se pudo apreciar el desplome de algunas torres de transporte de energía.

Daños en Acueducto y alcantarillado

El suministro normal de agua tuvo que ser paralizado durante 48 horas para evitar fugas de agua en tuberías dañadas.

Daños en Red de Riego

Los daños en los canales principales y ramales de los proyectos Pasto Grande (Moquegua) y Majes (Arequipa) también fueron afectados. Asimismo, los canales pequeños de riego en zonas alto andinas de Arequipa, Moquegua y Tacna colapsaron, interrumpiendo así las actividades agrícolas por falta de agua.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El terremoto ocurrido el 23 de Junio afectó un área que permanecía irrompible desde hace 133 años, el cual corresponde a la ruptura producida por el terremoto de 1868, el más destructivo ocurrido en esta zona. El terremoto del 23 de Junio y todas sus réplicas, se distribuyen sobre un área que cubre aproximadamente el 75% del área de ruptura del terremoto de 1868. Asimismo, al igual que Tavera et al,

(2002), si se realiza la comparación entre las curvas de las isosistas de los terremotos de 1968 y de 2001, se observa que el área correspondiente a las isosistas VII y VIII (MM) del terremoto de 1868 (Figura 8), es al menos dos o tres veces mayor que los del terremoto del 2001. De estas dos características se concluye que el terremoto del 23 de Junio no liberó la totalidad de su energía y que probablemente el próximo terremoto a ocurrir comprometerá esta área.

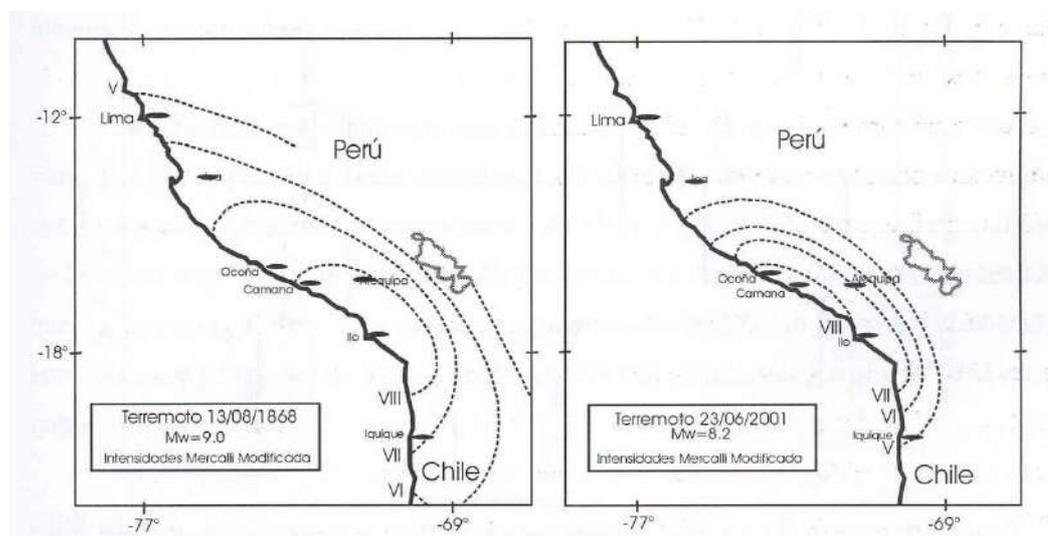


Figura 8. Mapas de isosistas regionales para los terremotos de Agosto de 1868 (Kausel, 1986) y Junio de 2001 (Tavera et al, 2001).

El terremoto de Arequipa del 23 de Junio de 2001 es considerado como el de mayor magnitud ocurrido a niveles superficiales en la región Sur de Perú. Este terremoto presentó un complejo proceso de ruptura, se inició con dos rupturas de menor tamaño, seguidos de una tercera de mayor tamaño. El momento sísmico escalar calculado por Tavera et al, (2002) para el terremoto del 23 de Junio de 2001 fue de 1.3×10^{21} Nm y este valor es equivalente a

una magnitud de 8.2 Mw. Asimismo, la distribución espacial de las réplicas del terremoto sugieren un proceso de ruptura que se propagó en dirección SE, esta característica es coherente con la distribución de daños o valores máximos de intensidad y aceleraciones, evaluados en la región Sur del Perú.

El terremoto de Arequipa produjo fenómenos geológicos como

deslizamientos, derrumbes y agrietamiento de suelos los cuales afectaron la red vial en el sur del Perú, Asimismo, este terremoto produjo devastadores daños, principalmente en viviendas de adobe construidas sin dirección técnica en su mayoría por personas de escasos recursos económicos, también colapsaron muchas construcciones de concreto y albañilería, en las cuales fueron construidas sin tener en cuenta las características de diseño estructural y características del suelo, en donde se produjeron principalmente fallas en columnas cortas y finalmente este terremoto produjo numerosos daños en construcciones coloniales y monumentos históricos en todas las ciudades que fueron afectadas por el terremoto.

AGRADECIMIENTOS

Mi agradecimiento especial al Director del Centro Nacional de Datos Geofísicos (CNDG), Dr. Hernando Tavera, por brindarme la oportunidad de realizar mis prácticas pre-profesionales y por todas sus enseñanzas. Finalmente, al Instituto Geofísico del Perú por brindarme una beca integral para realizar mis prácticas pre-profesionales.

BIBLIOGRAFÍA

Antayhua, Y. Salas, H. Bernal, I. Rodrigues, S. Millones, J. Jimenez, C. Pérez-Pacheco, I. Portugal, D. Inza, A. Y Zamudio, Y. (2002): Análisis Espacial de las réplicas del Terremoto de Arequipa del 23 de Junio de 2001 a partir de Datos de una Red Sísmica Local. Terremoto de la Región Sur del Perú del 23 de Junio de 2001. CNDG (2002), p 47-58.

Bernal, I. (2002): Estimación del tamaño del terremoto de Arequipa del 23 de Junio de 2001. Terremoto de la Región Sur del Perú del 23 de Junio de 2001. CNDG (2002), p 31-38.

Gomez, J. Audemard, F. Y Quijano, J. (2002): Efectos Geológicos Asociados al Sismo del 23 de Junio del 2001 en el Sur del Perú Terremoto de la Región Sur del Perú del 23 de Junio de 2001. CNDG (2002), p 159-174.

Hammer, j. Zavala, C. Y Sánchez, R.. Informe sobre el Reconocimiento del 27 al 30 de Agosto del 2001 en Las Zonas Afectadas (Tacna, Moquegua y Arequipa). World Institute for Disaster Risk Management (DRM) y Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres (CISMID).

Muñoz, P y Tinman, B. (2002): El sismo de Arequipa del 2001 y la Vulnerabilidad de las Edificaciones Peruanas. Pontificia Universidad Católica del Perú. Lima-Perú, P 5-24.

Tavera, H. (2002 a): El terremoto de la Región Sur del Perú del 23 de Junio de 2001. Instituto Geofísico del Perú-Lima-Perú, p 5-174.

Tavera, H. Salas, H. Jimenes, C. Antayhua, Y. Fernandez, E. Vilcapoma, L. Millones, J. Bernal, I. Zamudio, Y. Carpio, J. Aguero, C. Perez-Pacheco, I. Rodriguez, S. Aleman, H. (2002): El terremoto de la Región Sur del Perú del 23 de Junio de 2001: Aspectos Sismológicos. Terremoto de la Región Sur del Perú del 23 de Junio de 2001. CNDG (2002), p 19-30.

Tavera, H. Fernández, E. Vilcapoma, L. Antayhua, Y. Perez-Pacheco, I. (2002): Intensidades Regionales asociadas al Terremoto de Arequipa del 23 de Junio de 2001. Terremoto de la Región Sur del Perú del 23 de Junio de 2001. CNDG (2002), p 39-46.

Tavera, H. (2002 b): Mecanismo Focal del terremoto de Arequipa del 23 de Junio de 2001. Terremoto de la Región Sur del Perú del 23 de Junio de 2001. CNDG (2002), p 69-74.

Tavera, H. (2002 c): Proceso de ruptura del terremoto de Arequipa del 23 de Junio de 2001 y de tres de sus réplicas de magnitud mayor (resultados preliminares). Terremoto de la Región Sur del Perú del 23 de Junio de 2001. CNDG (2002), p 75-86.

Tavera, H. (2002 d): Proceso de Ruptura del terremoto de Arequipa del 23 de Junio de 2001 y de tres de sus Réplicas de Magnitud Mayor. Terremoto de la Región Sur del Perú del 23 de Junio de 2001. CNDG (2002), p 75-86.

Tavera, H. y Salas, H. (2002): Algunas Notas sobre las Aceleraciones Máximas producidas por el Terremoto de Arequipa del 23 de Junio de 2001. Terremoto de la Región Sur del Perú del 23 de Junio de 2001. CNDG (2002), p 105-110.

EVALUACIÓN DE LA RELACION DE POISSON PARA SISMOS SUPERFICIALES, INTERMEDIOS Y PROFUNDOS

JESÚS ULДАРICO HUARACHI BERROA

*Escuela Profesional de Ingeniería Geofísica
Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa
jhuarachi@axil.igp.gob.pe*

*Prácticas dirigidas por: Dr. Hernando Tavera
Centro Nacional de Datos Geofísicos - Sismología*

RESUMEN

En el presente estudio se evalúa y analiza la relación de Poisson para sismos ocurridos a profundidades superficiales, intermedias y profundas. La información corresponde al registro de 7 sismos en las estaciones sísmicas de la Red Sísmica Nacional (RSN) a cargo del Instituto Geofísico del Perú (IGP). Se hace uso de los tiempos de llegada de las ondas P y S y su diferencia entre ellas, a fin de construir la curva de Wadati (1933), y así obtener la pendiente del ajuste lineal que indica la relación de velocidades (Vp/Vs). Aplicando la relación $Vp/Vs = \sqrt{1 + 1/1 - 2\sigma}$ se obtiene la relación de Poisson.

Los datos utilizados corresponden a 4 sismos superficiales (el 23 de junio del 2001, el 23 de julio del 2003, el 28 de mayo del 2003 y el 31 de marzo del 2003), 2 sismos intermedios (31 de enero del 2003 y 19 de agosto del 2003), y uno profundo (20 de junio del 2003).

Los resultados obtenidos han permitido estimar la relación de Poisson que en promedio es de 0.25 para sismos superficiales, 0.23 para intermedios y 0.27 para profundos. Estos valores son coherentes con los teóricos definidos para una tierra homogénea.

INTRODUCCIÓN.

La Tierra, se comporta como un medio elástico a través de la cual se propagan las ondas generadas en el foco de un sismo. Hoy en día, se sabe que los sismos son producidos por los movimientos de placas y la deformación cortical, los mismos que producen la acumulación de esfuerzos en la litosfera, ya que se liberan bruscamente cuando se sobrepasa el límite de elasticidad y las rocas se rompen, transmitiéndose la ruptura de una parte a otra sobre toda la falla, dando así origen a

un sismo. La ruptura genera ondas elásticas que se propagan por todo el interior de la Tierra.

Las ondas elásticas se suelen clasificar en dos grupos, las ondas internas y las superficiales. Las ondas internas, a su vez en dos tipos: longitudinales de compresión u ondas P y transversales de cizalla u ondas S. Estas ondas se propagan desde el foco de un sismo y atraviesan diversas rocas a velocidades diferentes en el interior de la tierra llegando a reflejarse, refractarse y difractarse en las diferentes

discontinuidades, por lo que en el curso de su trayectoria llegan a los diversos puntos de observación en diferentes intervalos de tiempo.

La velocidad de propagación de las ondas sísmicas en el interior de la Tierra depende de las propiedades físicas del medio como la densidad (ρ), módulo de cizalla, módulo de rigidez (μ), coeficiente volumétrico (K), coeficiente de Poisson (σ) y el módulo de Young (λ). De estos coeficientes el de Poisson (σ) puede ser determinado directamente a partir de los tiempos de llegada de las ondas P y S a un determinado grupo de estaciones sísmicas.

En este estudio se utiliza los tiempos de llegada de las ondas S y P, (T_s y T_p) para hacer uso de las técnicas de Wadati y estimar la relación de velocidades (V_p/V_s). A partir de este parámetro se estima la relación de Poisson para 7 sismos ocurridos entre los años 2001 y 2003 a diferentes profundidades.

ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA.

La Tierra es una esfera elástica que se compone de tres partes principales:

La corteza. Compuesta de rocas heterogéneas con un espesor que varía entre 30 y 40 km. bajo los continentes, siendo aun mayor en algunas cadenas

montañosas y llega a tener un espesor aproximadamente de cero bajo partes de las cuencas del Atlántico y del Pacífico. En esta estructura, la velocidad de las ondas sísmicas varía según el tipo de roca que atraviesan, pero por lo general para la onda compresional (P) es menor de 6.5 km./seg.

El manto. Esta formado por dos partes, manto superior y manto inferior, y su estructura esta compuesta por capas sedimentarias, graníticas y basálticas. La velocidad de las ondas sísmicas varían desde la superficie hasta los 413 Km. de profundidad, existiendo un rápido incremento de la velocidad debajo de la discontinuidad de Mohorovicic (8.1 km/seg), para luego incrementarse hasta 13.7 km/seg.

Núcleo. Esta formado por dos partes, el núcleo exterior que va desde los 2880 a 5000 Km. de profundidad y el núcleo interno, de unos 1500 a 1200 Km. de radio con una zona de transición entre ellos, que algunos autores consideran, se produce una disminución rápida de la velocidad de las ondas. En el núcleo externo, la velocidad aumenta, con respecto a la del núcleo externo y es considerado como un sólido, de manera que dentro de el se propagan ondas transversales, y se cree principalmente que esta compuesto de hierro y níquel. La velocidad de la onda compresional es aproximadamente de 8.2 Km/ seg. en la

superficie del núcleo y aumenta hasta 11,5 Km /seg. en su interior.

TIPOS DE ONDAS.

Las ondas sísmicas según Kulhanek (1990) pueden ser clasificadas en:

ONDAS CORPÓREAS. Las que a su vez se clasifican en:

a.-Onda Longitudinal u onda P. - Es aquella que se propaga por cualquier medio sólido, líquido o gas, el movimiento de sus partículas se realiza en el mismo sentido en que se propaga la onda siendo la más rápida de los dos tipos de ondas internas.

b.-Ondas Transversales o de cizallamiento u ondas S.- Son aquellas que se propagan únicamente en medios rígidos, solo se transmiten por medios sólidos y sus partículas se mueven siempre en dirección normal o transversal a la dirección en que avanza la onda.

ONDAS SUPERFICIALES. Estas corresponden a sumas de ondas internas con energía atrapada cerca de la superficie y cuya amplitud decrece con la profundidad.

a.-Ondas Love- El movimiento de las partículas de tierra es perpendicular a la dirección de propagación y se efectúa solo en el plano horizontal.

b.-Ondas Rayleigh- La partícula de la tierra sigue una orbita retrograda elíptica ubicada en un plano vertical a la dirección de la propagación.

EL COEFICIENTE DE POISSON.

Para tener una idea clara del coeficiente de Poisson, es necesario tener en cuenta algunos conceptos como:

Tensión: La tensión S se define como la fuerza F por unidad de área A: F/A , donde F es la fuerza aplicada uniformemente a una pequeña superficie de área.

Presión o Tracción: Se refiere a la tensión dirigida perpendicularmente al área, según sea ejercida hacia el cuerpo sobre que actúa (presión) o en sentido contrario (tracción). La presión causa un acortamiento en el interior del cuerpo en que actúa; mientras que, la tracción produce un alargamiento en el interior del cuerpo en que actúa.

Deformación Longitudinal(ϵ); Es la relación entre el alargamiento o el acortamiento (Δl) causado por una tensión La longitud original (l) antes de la aplicación de la tensión (ϵ),es:

$$\epsilon = \Delta l/l. \quad (1)$$

Deformación Transversal. (ϵ_a); Se define como la relación entre la variación del ancho (Δa) a causada por una tensión y el ancho primitivo (a) del cuerpo antes de la aplicación de la tensión:

$$\epsilon_a = \Delta a/a. \quad (2)$$

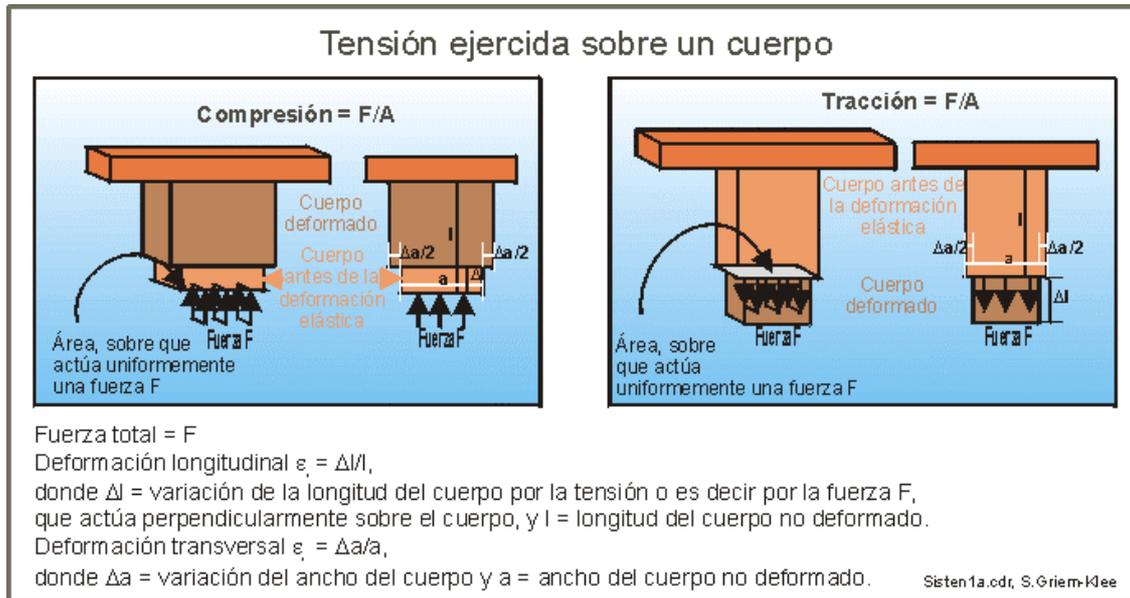


Figura 1. Deformación de un cuerpo aplicando una tensión.

Concepto del Coeficiente de Poisson

La relación entre la deformación longitudinal ϵ_l y la deformación transversal ϵ_a se denomina coeficiente de Poisson (σ).

σ

$$\sigma = \epsilon_a / \epsilon_l = (\Delta a/a) / (\Delta l/l) \quad (3)$$

Cuando un cuerpo se acorta por efecto de una compresión, este se alarga en la dirección perpendicular a la compresión y si un cuerpo es alargado por efecto de una tracción, este disminuirá su ancho en la dirección perpendicular a la tensión.

Cuando se produce un sismo en algún lugar de la tierra, este se relaciona con las

tensiones, deformaciones, longitudinal y transversal y fuertes presiones, asociadas a una liberación súbita de energía emitida en forma de ondas sísmicas, estas fuerzas de tensión a las que están sometidas las rocas sobrepasan los límites de plasticidad y se produce la liberación de energía, Las ondas sísmicas internas están relacionadas directamente con la densidad y las propiedades elásticas de las rocas por donde se propagan.

PROPORCION Vp / Vs

En la teoría de elasticidad de las ondas sísmicas (Sëller, 1933), la velocidad de las ondas P y S se representan en forma

de ecuación de movimiento, para un cuerpo elástico isotrópico:

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (4)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (5)$$

$$V_p/V_s = \sqrt{\lambda/\mu + 2} = \sqrt{2(1-\sigma)/(-2\sigma)} \quad (6)$$

Donde:

λ, μ : constantes de Lamé

μ : la rigidez.

σ : la proporción de Poisson

ρ : densidad.

Cuando $\lambda = \mu$, y $\sigma = 0.25$ entonces la relación de velocidades es de $V_p/V_s = 1.73$

Se sabe que las ondas sísmicas se propagan por n capas horizontales esto permite que las ondas P y S tengan velocidades diferentes; sin embargo el coeficiente de Poisson debería ser similar para todas ellas siempre y cuando se considere una tierra homogénea. En la Tabla 1 se muestran los valores de las relaciones de velocidad con sus correspondientes resultados de Poisson, vemos que estos valores son diferentes, por lo que se puede afirmar que dependen del medio, ya que el medio por el cual se propagan esta constituido por materiales heterogéneos

Tabla 1. Relación de velocidades (V_p/V_s) con sus respectivos valores de Poisson (σ).

V_p/V_s	1.63	1.73	1.87
σ	0.20	0.25	0.30

Es más fácil obtener las proporciones de V_p/V_s que las ondas P y S por que se debe conocer el hipocentro de los sismos, utilizado en los análisis para obtener la velocidad de la onda P y/o S, si se usa el método de Wadati, se puede obtener directamente las proporciones V_p/V_s , sin necesidad de utilizar la localización del sismo. Por lo tanto, este método es utilizado ampliamente en los análisis de las estructuras de la corteza y del manto superior.(Ukawa y Fukao-1981).

RELACION DE VELOCIDADES.

El valor teórico de la relación de velocidades para una tierra elástica, isotrópica y homogénea, está estimada en $V_p/V_s = 1.73$, y la relación de Poisson puede ser obtenida a partir de la ecuación (7).

$$V_p/V_s = \sqrt{1 + 1/1 - 2\sigma} \quad (7)$$

$$\sigma = (1 - 1/(V_p/V_s)^2 - 1)/2 \quad (8)$$

Donde:

V_p/V_s = relación de velocidades

σ = relación de Poisson

Estos valores del coeficiente de Poisson van a depender fundamentalmente de las condiciones físicas del medio en el cual se propagan las ondas sísmicas, por lo tanto, el coeficiente de Poisson deberá ser similar en estas discusiones, hecho que no ocurre debido a la estructura diversa de la tierra por la cual se propagan las ondas sísmicas. Por lo que se infiere que en el interior de la tierra no es homogénea.

CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LA SISMICIDAD EN PERÚ

El Perú es uno de los países de mayor actividad sísmica en el mundo puesto que forma parte del denominado Cinturón de Fuego del Pacífico y dentro de este contexto, la actividad sísmica está asociada al proceso de subducción de la placa Nazca bajo el continente Sudamericano. La alta velocidad de convergencia de estas placas, permite que se produzca un fuerte acoplamiento, generando una constante acumulación de energía que se libera en forma de sismos de diversas magnitudes y a diferentes niveles de profundidad. Un segundo tipo de sismicidad es la producida por las deformaciones corticales que se producen de norte a sur sobre la Cordillera Andina a lo largo de la zona denominada subandina, donde se producen sismos de menor magnitud y frecuencia (Tavera y Burfon, 2002).

DISTRIBUCIÓN DE LOS SISMOS.

En el Perú los sismos se distribuyen en función de la profundidad a la cual se ubica su hipocentro: (Figura 2).

a)-Sismos con foco Superficial (0-60 Km.)

Se considera a los sismos cuyos focos son localizados a profundidades menores a 60 km, se considera 2 grupos de sismos, uno localizado entre la fosa y la línea de costa asociadas al proceso de subducción de la Placa Nazca bajo la Sudamericana; y el otro con menor frecuencia de ocurrencia, encontrándose distribuidos en el interior del continente, asociado a procesos de fallamiento.

b)- Sismos con foco intermedio(61-300Km)

En este tipo de sismos se considera a aquellos que ocurren a profundidades comprendidas entre los 60 y 300 km, asociado a la geometría de la subducción de la Placa Nazca debajo de la Placa Sudamericana, su actividad es más continua cerca a la costa.

c)- Sismos con Foco Profundo (301 –700 km)

La profundidad de estos sismos está comprendida entre los 300 y 700 km. Esta actividad se produce en menor número, y se localiza en el llano Amazónico próximo al límite entre Perú y Brasil y otro grupo

de sismos se localiza alrededor del límite Perú-Bolivia.

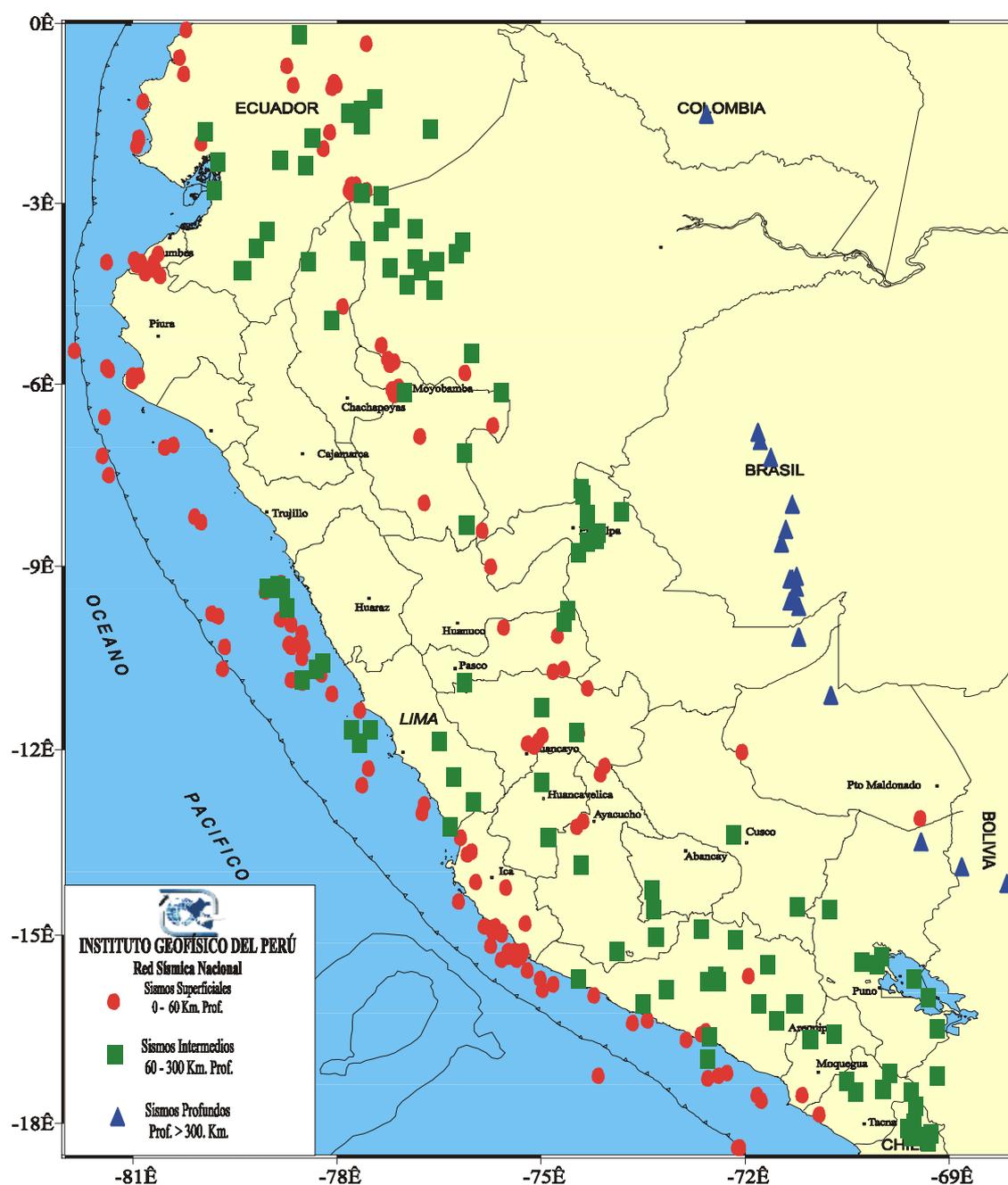


Figura 2. Mapa de sismos superficiales, intermedios y profundos ($M > 5.0$), ocurridos en Perú entre 1965 y 1999.

DATOS

En este estudio se ha utilizado la información correspondiente a 7 sismos ocurridos entre los periodos 2001 a 2003,

sismo del 23 de junio de 2001(Arequipa), 28 de mayo de 2003(Lima), 20 de junio de 2003(Brasil), 23 de julio del 2003 (Huancayo), 31 de enero de 2003 (Frontera con Ecuador), 31 de marzo de

2003 (Lima) y del 19 de agosto del 2003 (Arequipa), de estos sismos, 4 presentan foco superficial , 2 intermedios y 1 profundo. Los parámetros hipocentrales correspondientes a estos sismos son

presentados en la tabla 2 y su ubicación está representada en la Figura 3 se muestra los sismos superficiales representados por círculos, intermedios por triángulos y profundos por cuadrados.

Tabla 2. Parámetros hipocentrales de los sismos utilizados en el presente estudio

Fecha	Hora Origen (GMT)	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad (Km.)	Magnitud (mb)
2001 / 06 / 23	20:33: 04.40	16.20	73.75	28	6.9
2003 / 05 / 28	21:26: 47.13	12.62	77.62	25	5.1
2003 / 06 / 20	06:19: 19.10	7.79	71.03	591	6.5
2003 / 07 / 23	12:47: 49.60	12.40	75.31	11	4.2
2003 / 01 / 31	16:54: 34.42	2.72	77.44	107	5.3
2003 / 03 / 31	22:08: 51.52	13.42	76.55	20	2.8
2003 / 08 / 19	14:34: 26.12	15.60	72.55	86	4.3

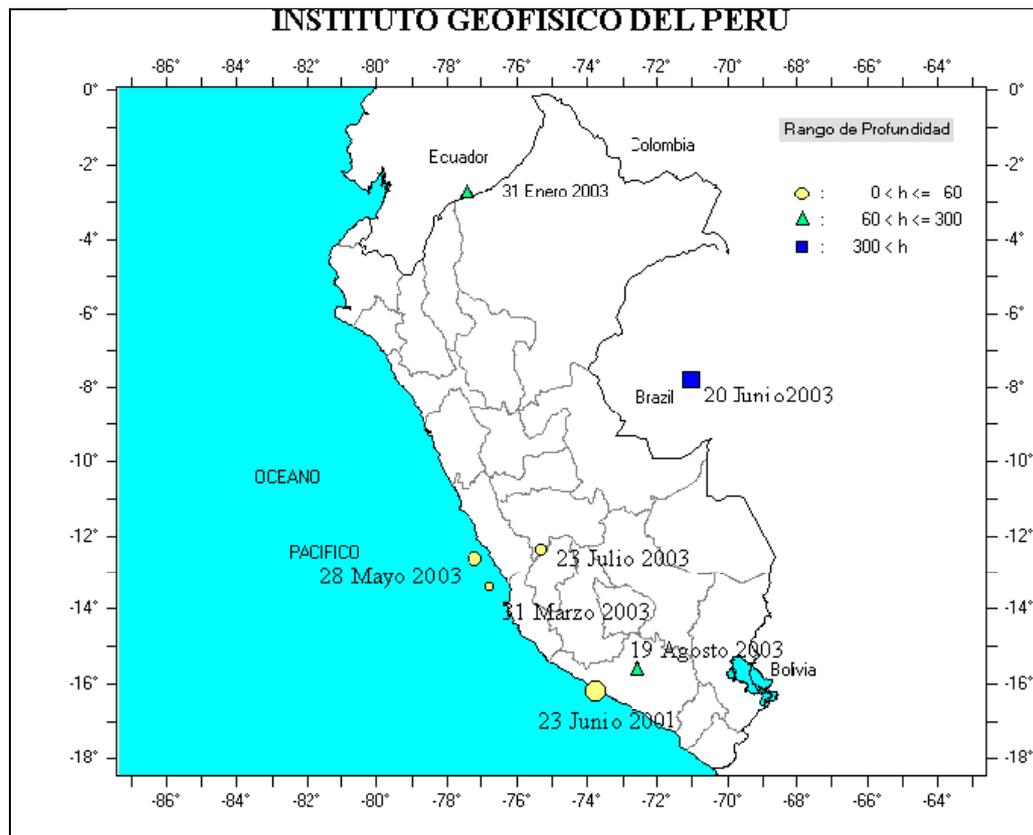


Figura 3. Ubicación Epicentral de los sismos utilizados en el presente estudio.

CALCULO DEL COEFICIENTE DE POISSON.

A fin de calcular el coeficiente de Poisson para los sismos de la Tabla 2 se procede usualmente a estimar la relación de velocidades y luego mediante la ecuación (8) se calcula la relación de Poisson para cada sismo.

METODO WADATI

El método Wadati, además de ofrecer una estimación del tiempo de origen (T_0), proporciona información importante sobre la relación de velocidades sin necesidad de conocer la localización del evento sísmico. En general la relación de velocidades, permite estimar la velocidad de la onda S a partir del valor de la onda P. El procedimiento seguido permite construir la curva de Wadati a partir de los tiempos de llegada de las ondas P y S de un número determinado de sismos en una serie de estaciones. Según la siguiente relación:

$$T_s - T_p = T_p - T_0(V_p/V_s - 1) \quad (9)$$

donde:

T_s = tiempo de llegada de la fase S a la estación

T_p = tiempo de llegada de la fase P a la estación

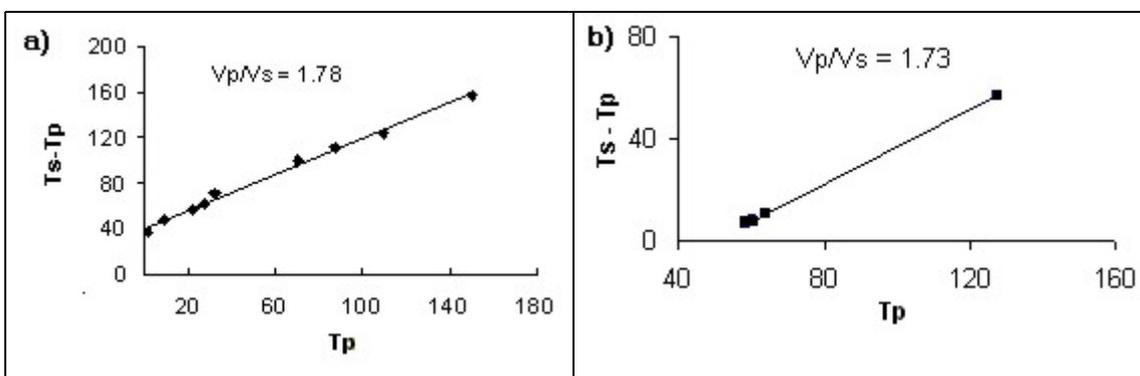
T_0 = tiempo de origen del sismo

V_p/V_s = relación de velocidades

En donde la pendiente de la recta nos indica la relación de velocidades.

SISMOS SUPERFICIALES

En la Figura 4 se muestra las curvas de Wadati para los sismos con foco superficial usado en este estudio, estas curvas fueron obtenidas plotando los tiempos de llegada $T_s - T_p$ vs T_p , en donde la distribución de tiempos de llegada se ajustan a una recta, cuya pendiente indica la relación de velocidades V_p/V_s y este valor permite estimar la relación de Poisson. Para el sismo ocurrido el 23 de Junio del 2001 (a), se tiene una relación V_p/V_s igual a 1.78 y cuya relación de Poisson es de 0.26.



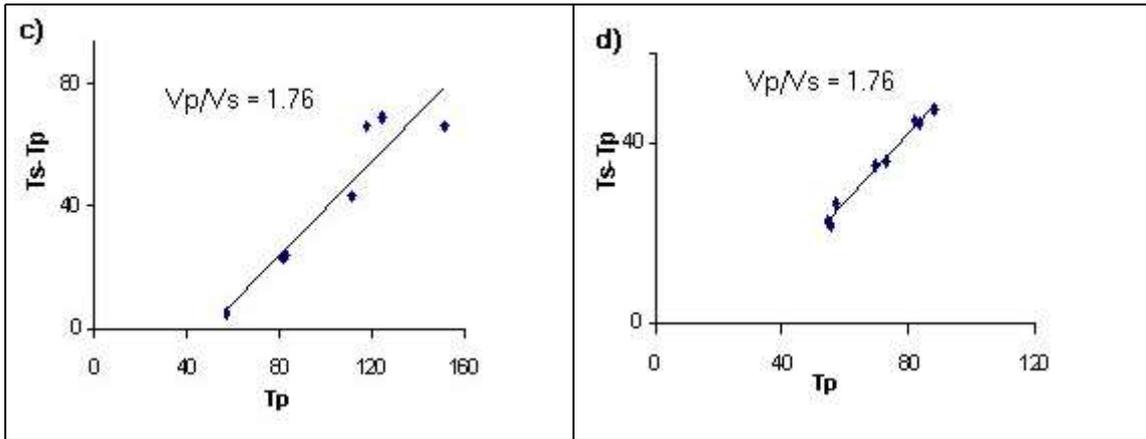


Figura 4. Curvas de Wadati para sismos con foco superficial. a) 23 de junio del 2001. b) 28 de mayo del 2003. c) 23 de julio del 2003. d) 31 de marzo del 2003.

Para el sismo del 28 de Mayo del 2003 (b) se obtiene una relación de velocidades V_p/V_s de 1.73 y donde el coeficiente de Poisson es de 0.24. El sismo ocurrido el 23 de julio del 2003(c) tiene una relación de velocidades V_p/V_s de 1.76 y un coeficiente de Poisson de 0.26, esto probablemente se deba al alejamiento que existe entre el epicentro y las estaciones, y / o a la trayectoria de las ondas sísmicas por el medio en su recorrido. Para el sismo ocurrido el 31 de Marzo del 2003(d) le corresponde una relación de velocidades de 1.76 y un coeficiente de Poisson de 0.26.

En la Tabla 3 se muestran los valores obtenidos para las relaciones de velocidades (V_p/V_s) con sus respectivos resultados de la relación de Poisson, para cada uno de los sismos superficiales.

Tabla 3. Valores de relaciones de velocidades y Poisson

Sismos	V_p/V_s	σ
23/06/2001	1.78	0.26
28/05/2003	1.73	0.24
23/07/2003	1.76	0.26
31/03/2003	1.76	0.26

SISMOS INTERMEDIOS

Para el análisis e interpretación de este tipo de sismos, se han utilizado 2 sismos, el primero ocurrido el 31 de Enero del 2003 ubicado en territorio Ecuatoriano al SE de Macas. A partir de la curva de Wadati se obtiene un valor para la relación de velocidades de $V_p / V_s=1,69$ y una relación de Poisson de 0.23. (Figura 5.a)

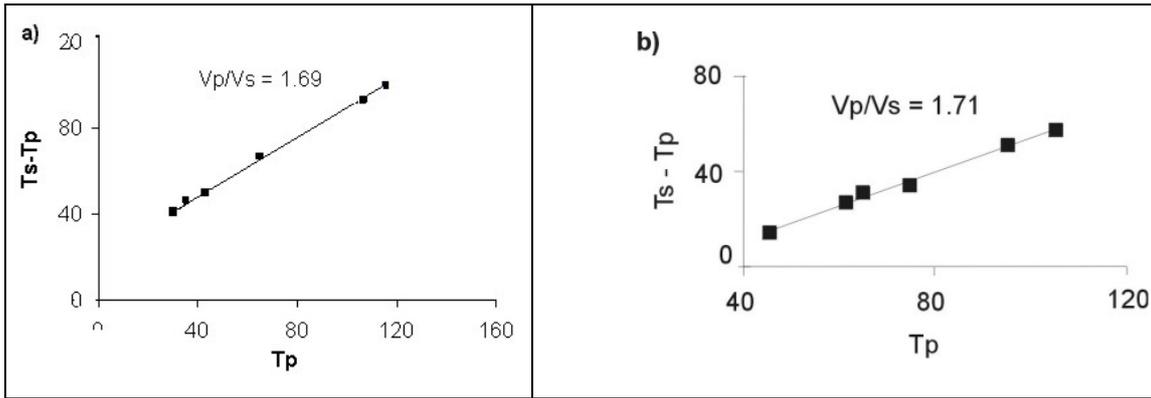


Figura.5. Curvas de Wadati para sismos con foco intermedio. a) 31 de enero del 2003, b)19 de agosto del 2003.

Mientras que, para el sismo del 19 Agosto del 2003 (Figura 5b), ubicado NW de la ciudad de Arequipa, se obtuvo una relación de velocidades de 1.71 y una razón de Poisson de 0.24.

SISMO PROFUNDO

Para este estudio, se ha utilizado el sismo ocurrido el 20 de junio del 2003, localizado en el llano Amazónico próximo a la frontera entre Perú y Brasil, se obtiene un valor de 1.79 para la relación de velocidades y 0.27 para el coeficiente de Poisson (Figura 6).

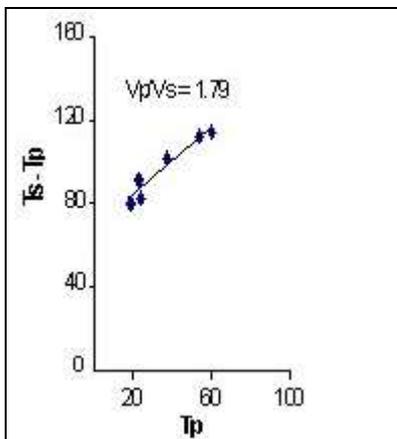


Figura 6. Curva de Wadati para sismo con foco profundo del sismo del 20 de Junio del 2003

RESULTADOS.

Tabla 4. Datos Teóricos de la relación de Poisson (Udias, 1986).

Profundidad (Km)	Poisson (σ)
100	0.282
200	0.283
300	0.299
400	0.299
500	0.308
650	0.300
650	0.290
800	0.272
1000	0.274
1250	0.282
1500	0.286
1750	0.291
2000	0.297
2250	0.315
2500	0.302
2885	0.307

Las relaciones de Poisson teóricos (Udias y Mezcuca, 1997) mostrados en la Tabla 4, nos permite tener una referencia acerca de la corteza a una profundidad relativa, cabe recalcar que tan solo se encontraron valores a partir de 100 km. con una razón de Poisson de 0.28; mientras que, en la Tabla 5 se muestran los resultados obtenidos en nuestro estudio cuyas profundidades oscilan entre los 28 y 591

km. y una razón de Poisson en promedio de 0.25.

Tabla 5. Datos Experimentales de la Relación de Poisson encontrados para el presente estudio.

Sismos	Profundidad (Km)	R. Poisson σ
23 Junio 2001	28.0	0.26
28 May. 2003	25.0	0.25
23 Julio. 2003	11.0	0.25
31 Marz.2003	20.0	0.26
31 Ener. 2003	107.0	0.23
19 Agos.2003	86.0	0.24
20 Junio.2003	591.0	0.27

Los sismos superficiales; son mayores en número y tienen en promedio un valor para la Relación de Poisson de 0.25 (Figura 4), estos resultados son coherentes entre si, probablemente esto se deba a la constitución de un suelo homogéneo. Cabe mencionar que 3 de estos 4 sismos se han producido en la zona intraplaca (placa Nazca y placa sudamericana) y el otro en la zona andina de Perú.

Para los sismos intermedios; los valores obtenidos para la relación de Poisson son coherentes entre si, obteniéndose un valor promedio de 0.23, menor a los propuestos por Udías y Mezcuca (1997). Estos sismos se han localizado en la Cordillera Andina y como se sabe, esta está conformada en general por rocas ígneas plutónicas que afloran en la superficie terrestre.

Para el sismo Profundo; se tiene una relación de Poisson de 0.27 a una profundidad de 591 Km. esto se debe a que la placa va subduciendo cada vez

mas, y se encuentra con temperaturas y presiones cada vez mayores, dando origen a que la placa acumule tensión y libere energía. .

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

De acuerdo con el estudio realizado se ha llegado a las siguientes conclusiones:

Para encontrar la relación de Poisson se ha utilizado el método Wadati y los resultados obtenidos para los sismos superficiales y profundos son coherentes con los valores teóricos para una tierra homogénea; mientras que, los correspondientes a sismos intermedios presentan diferencias que pueden atribuirse que las áreas están relacionadas con la actividad volcánica.

Por la correlación entre anomalía, razón de Poisson y variación de la velocidad con la profundidad debería ser un tema de investigación en el futuro. Para un mejor estudio se sugiere tener un mayor número de sismos intermedios y profundos.

AGRADECIMIENTOS.

Mi agradecimiento en especial al Dr. Hernando Tavera, Director del Centro Nacional de Datos Geofísicos (CNDG-Sismología) por darme la oportunidad de realizar mis prácticas pre-profesionales, así como por sus enseñanzas y consejos

para conmigo. Asimismo, mi agradecimiento a todo el personal del CNDG y a todos mis compañeros por su apoyo desinteresado. Finalmente, mi agradecimiento al Instituto Geofísico del Perú.

BIBLIOGRAFÍA.

Antayhua, Y. (1999). Cálculo de los Parámetros Hipocentrales del Terremoto de Arequipa del 8 de Octubre de 1988. Informe de Practicas Pre-Profesionales. Instituto Geofísico del Perú. Lima -Perú, 6-11p.

Bernal, I y Tavera, H. (2002) Geodinámica, Sismicidad y Energía Sísmica en el Perú. IGP. CNDG. Lima-Perú, 33-43p.

Manrique, M. (2002). Estimación del Espesor de la Corteza en el centro y Sur del Perú, a partir de las Fases PmP. Informe de Practicas Pre-Profesionales. Instituto Geofísico del Perú. Lima-Perú.

Neumann, F. (1970). Principios Fundamentales para la Interpretación de Sismogramas. Ceresis.2-11p.

Nishimura E, Kamitsuki A y Kishimoto (1959)Y. Some Problems on Poisson's Ratio in the Earth's Crust. Geophysical Institute, Kyoto University, Kyoto. 236-241p.

Tavera, J. (1995). Mecanismo Focal del Terremoto en Perú del 30 de Mayo de 1990 y 18 de Setiembre de 1993, Univ. Complutense de Madrid. 5-9p

Tavera, H. y Buforn, E. (1998). Sismicidad y Sismotectónica del Perú. En Udias, A y Buforn, E. (ed): Sismicidad y Sismo tectónica de América del Centro y Sur. Física de la Tierra, Univ. Complutense de Madrid. 187-193p.

Udias, A y Mezcuca, J. (1997). Fundamentos de Sismología. Edición UCA. 11-22p.

Vilca, R .(2002). Estimación de Velocidades Relativas la para Sismos de gran Magnitud a partir de curvas Dromocronicas. Informe de Practicas. Pre-Profesionales. Instituto Geofísico del Perú. Lima-Perú.

EVALUACIÓN DE LOS PARÁMETROS HIPOCENTRALES DEL SISMO DE LIMA DEL 28 DE MAYO DEL 2003

PEDRO ALARCÓN YÁÑEZ

*Escuela Profesional de Ingeniería Geográfica
Facultad de Ingeniería Geográfica y Ambiental
Universidad Nacional Federico Villarreal
palarcon@axil.igp.gob.pe*

KARIN GIOVANA SALAZAR GRANADOS

*Escuela Profesional de Ingeniería Ambiental
Facultad de Ingeniería Geográfica y Ambiental
Universidad Nacional Federico Villarreal
ksalazar@axil.igp.gob.pe*

*Prácticas dirigidas por: Dr. Hernando Tavera
Centro Nacional de Datos Geofísicos- Sismología*

RESUMEN

En este estudio se evalúa los parámetros hipocentrales del sismo de Lima ocurrido el 28 de Mayo de 2003 (M= 4.8). Utilizando información de la Red Sísmica Nacional a cargo del Instituto Geofísico del Perú. Se ha usado los registros provenientes de 11 estaciones sísmicas, todas agrupadas en cinco grupos de acuerdo a su distancia epicentral y cobertura azimutal alrededor del epicentro preliminar. Para evaluar los parámetros del foco se ha hecho uso de dos algoritmos, uno numérico denominado EPI y el otro denominado EPIGRAF. El mejor resultado numérico se ha obtenido utilizando las estaciones del grupo Dali4, las mismas que se localizan a distancias muy cercanas al epicentro y presentan buena cobertura azimutal. El sismo de Lima se asocia al proceso de subducción en la Región Central del Perú, específicamente entre la fosa y la línea de costa, donde se genera casi la mayor parte de la actividad sísmica en el Perú.

INTRODUCCIÓN

La Tierra, como es sabido, se comporta como un medio elástico a través del cual se propagan las ondas generadas en el foco de un terremoto. Hoy día se conocen bastante bien las causas que originan los sismos: el lento movimiento de las placas litosféricas produce acumulación de tensiones –esfuerzos- en la litosfera frágil y fría, y en sus zonas más duras. Estos

esfuerzos se liberan bruscamente cuando se sobrepasa el límite de elasticidad y las rocas se rompen, transmitiéndose la ruptura en una parte o en toda la falla. Este es el terremoto. La vibración desencadenada con la ruptura genera ondas elásticas que se propagan por todo el interior de la Tierra. (Tavera, 1993)

En Sudamérica, particularmente en el Perú, por su ubicación obliga a que la

periodicidad de los movimientos telúricos se registre con mucha frecuencia debido a la subducción de la placa de Nazca que se introduce por debajo de la Sudamericana. En el Perú, la distribución de los sismos de norte a sur, presenta características especiales, las mismas que están directamente relacionadas con la forma en que se produce el proceso de subducción al borde occidental. En la Región Central, la frecuencia de sismos es mayor y en general, la ciudad de Lima es afectada durante cada año por 3 a 4 sismos de magnitud elevada. Por ejemplo, el sismo ocurrido el 28 de mayo de 2003 con una magnitud de 4.8 en la escala de Richter produjo intensidades de V en la escala Modificada de Mercalli (MM). En este estudio se evalúan los parámetros hipocentrales de dicho sismo utilizando información proveniente de las estaciones que integran la Red Sísmica Nacional a cargo del Instituto Geofísico del Perú.

SISMICIDAD SUPERFICIAL EN LA REGION CENTRAL DEL PERU

El análisis y evaluación de la sismicidad en la Región Central del Perú se realiza sobre mapas de la distribución espacial de los sismos, así como perfiles perpendiculares a la línea de costa para

conocer las características de la sismicidad en función de la profundidad de sus focos. Este procedimiento permitirá identificar las fuentes sismogénicas más importantes a diversos niveles de profundidad.

Los sismos con focos localizados a profundidades menores de 60 Km., se les denomina sismos superficiales y de manera general, estos sismos se distribuyen en dos grupos. El primero de ellos se localizan entre la línea de costa representan aproximadamente el 90% del total de la actividad sísmica que ocurre en el Perú (Figura 1), aun considerando todos los niveles de profundidad. El segundo grupo considera a los sismos que se producen en el interior del continente, los mismos que se distribuyen paralelos a la cordillera Andina. (Bernal, 2002)

En esta región, la historia sísmica indica la ocurrencia de varios sismos de magnitud elevada, siendo los más catastróficos los ocurridos en 1970 (Ancash) y 1974 (Lima). En el presente estudio se evaluará el nivel de profundidad del foco así como su distribución en la Región Central del Perú

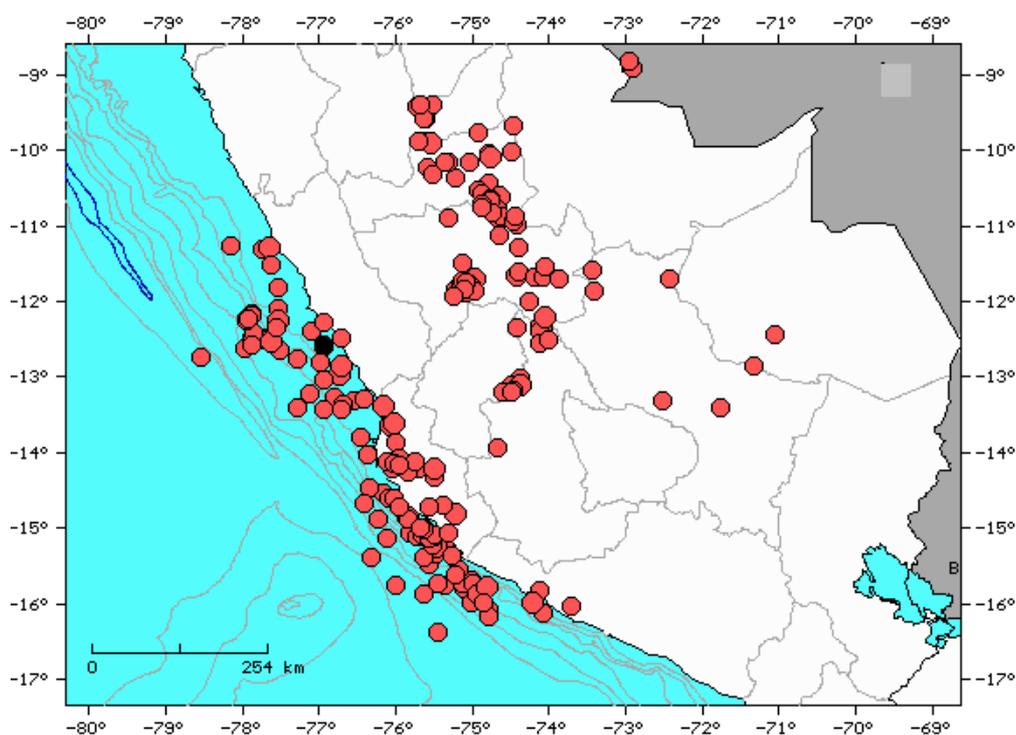


Figura 1. Sismicidad de foco superficial en la Región Central del Perú para el período 1964-1995. El círculo en color negro indica la ubicación del sismo en estudio ($m_b > 4.5$)

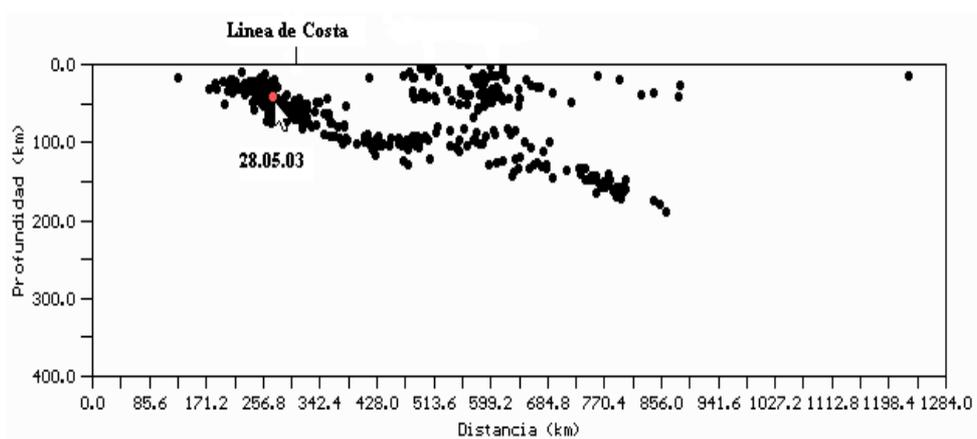


Figura 2. Sección vertical de la Sismicidad en la Región Central del Perú para el período 1964 – 1995 según el catálogo del IGP. Se indica con una flecha la ubicación en profundidad del sismo en estudio.

PARÁMETROS HIPOCENTRALES DEL SISMO DE LIMA DEL 28 DE MAYO DE 2003

En el presente estudio se evalúa los parámetros hipocentrales del sismo

ocurrido el 28 de Mayo de 2003. La metodología que se ha empleado para el cálculo y evaluación ha sido similar la empleada por Antayhua (1999) y Yupa (2000). Dichos parámetros hipocentrales, han sido obtenidos a partir de la

información proporcionada por la Red Sísmica Nacional a cargo del Instituto Geofísico del Perú. Se ha utilizado el registro del sismo en 11 estaciones sísmicas (Tabla 1), las mismas que fueron reagrupadas en cinco grupos de acuerdo a factores como la distancia epicentral y cobertura azimutal alrededor de un epicentro preliminar: Dali1, Dali2, Dali3, Dali4, Dali5. (Tabla 2). Para evaluar los parámetros del foco se ha hecho uso de dos algoritmos, uno numérico (EPI) y otro gráfico (EPIGRAF), aplicados a cada uno de los siete grupos de estaciones.

El método numérico se basa en el algoritmo de Geiger (1911) y corresponde a una versión modificada del Fasthypo (Herrman, 1978) denominado EPI (Rodríguez, 1994). Este algoritmo considera un hipocentro hipotético a partir del cual se generan tiempos teóricos para las fases P y S a las estaciones utilizadas en el cálculo del hipocentro del sismo. Cuando los tiempos teóricos son similares a los reales, se asume que el hipocentro real del sismo es calculado. En la práctica la diferencia puede ser evaluada a partir del Raíz Media Cuadrática de la solución. Después de aplicar el algoritmo EPI, se obtiene como resultados para el sismo los siguientes parámetros: tiempo origen, coordenadas epicentrales (latitud, longitud), profundidad del foco y la magnitud con sus correspondientes rangos de error. El segundo método, EPIGRAF

(Rodríguez, 1994), es una versión iterativa del conocido método gráfico que permite localizar epicentros de manera directa, ya que solo considera la diferencia de llegada de las ondas S y P ($T_s - T_p$) equivalente a la distancia entre el epicentro y la estación. Este cálculo se realiza con un mínimo de tres estaciones equidistantes, alrededor de las cuales se trazan círculos que utilizan como radio la distancia calculada. Se estima que la intersección de dichos círculos corresponde al epicentro del sismo. En este método la profundidad puede ser estimada combinando tablas de recorrido – tiempo para diferentes niveles de profundidad.

La calidad de las soluciones obtenidas con el EPI es evaluada en función de su RMC y de los residuales de los tiempos de llegada de las ondas P y S a cada estación. Mientras que con el EPIGRAF, solo es evaluado de manera visual buscando la correcta intersección de los círculos en un punto. A fin de realizar el cálculo de los parámetros hipocentrales del sismo de Lima, se ha procedido a formar 5 grupos con el total de las estaciones sísmicas que registraron el sismo (11 registros), teniendo en cuenta que para obtener una buena solución, es importante considerar la distancia epicentral y la cobertura azimutal de las estaciones sísmicas que se utilizan en el cálculo de los parámetros del sismo.

Tabla 1. Estaciones sísmicas de la Red Sísmica Nacional utilizadas en el cálculo del epicentro del sismo de Lima del 28 de mayo de 2003.

ESTACIÓN	CÓDIGO Nacional	LAT. °S	LON. °W	Elevación m.s.n.m.
Camacho	CAM	12.075	76.969	274
Cusco	CUS	13.478	71.958	3858
Chiclayo	CHI	6.771	79.856	70
Guadalupe	GUA	13.998	75.79	690
Huaylas	YLA	8.847	77.889	3230
La Yarada	LYA	18.135	70.568	363
Ñaña	NNA	11.987	76.839	575
Paracas	PAR	13.829	76.332	150
Quilmaná	QUI	12.946	76.439	600
Suche	SCH	11.96	76.549	2880
Zamaca	ZAM	14.67	75.615	390

Tabla 2. Agrupación de estaciones utilizadas en la localización del sismo de Lima del 28 de mayo de 2003.

GRUPO	ESTACIONES DE CADA GRUPO	ONDAS "P"	ONDAS "S"
Dali1	CAM, SCH, QUI, PAR, GUA, ZAM, NNA, CHI, CUS, YLA, LYA	11	6
Dali2	CAM, SCH, QUI, PAR, GUA, NNA	6	4
Dali3	CAM, SCH, PAR, NNA	4	2
Dali4	CAM, SCH, QUI, NNA	4	2
Dali5	CAM, SCH, PAR	3	2

APLICACIÓN DEL ALGORITMO EPI

A fin de calcular los parámetros hipocentrales del sismo Lima del 28 de mayo de 2003, se ha hecho uso de los registros del sismo en 11 estaciones sísmicas de la Red Sísmica Nacional a cargo del Instituto Geofísico del Perú (Figura 3), distribuidos en 5 grupos. El primer grupo esta conformado por las 11 estaciones (Dali1) que registraron el sismo y los resultados obtenidos se muestran en la Tabla 3.

En esta tabla se observa que los residuales de la onda P para las estaciones de Camacho (CAM), La Yarada (LYA) y Huaylas (YLA), son altos con respecto a los demás debido probablemente a que estas se encuentran muy alejadas del epicentro preliminar; por lo tanto, perturbarían la localización del sismo. Nótese que la raíz media cuadrática de la solución es también bastante alta, al igual que los rangos de error obtenidos para las coordenadas epicentrales y profundidad del foco.

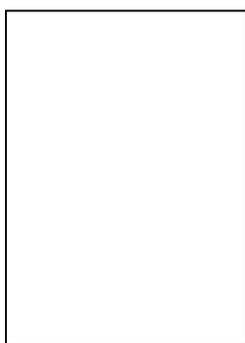


Figura 3. Distribución de las estaciones de la Red Sísmica Nacional utilizadas en el cálculo de los parámetros hipocentrales del sismo de Lima del 28 de mayo de 2003

Para intentar mejorar los resultados obtenidos, se procede a agrupar en un segundo grupo. Las estaciones alrededor

del epicentro preliminar con las estaciones CAM, SCH, QUI, PAR, GUA y NNA (Dali2). Con respecto al grupo anterior, se

han eliminado estaciones de Chiclayo (CHI), Cusco (CUS), Zamaca (ZAM), Huaylas (YLA), La Yarada (LYA) ya que la lejanía de estas estaciones perturbaría la ubicación del epicentro preliminar. La solución obtenida con este grupo (Dali2) se presenta en la Tabla 4 y en ella se observa que la raíz media cuadrática disminuye considerablemente con respecto a la localización anterior, así como los residuales de ondas P y S y en este caso indicarían que los resultados son óptimos. Asimismo, se observa que los errores en la profundidad del foco siendo del orden de ± 5.4 Km.

A fin de continuar evaluando la localización hipocentral del sismo de Lima, se ha formado un tercer grupo (Dali3) considerando aquellas estaciones que se encuentran próximas al epicentro y que permitan proponer una mejor cobertura azimutal: CAM, SCH, PAR y NNA. Los resultados numéricos obtenidos con este grupo de estaciones se presenta en la Tabla 5 y en ella se observa que los residuales para las ondas P aumenta y para las ondas S disminuyen poco con relación a las anteriores soluciones; además, la raíz media cuadrática disminuye con respecto al Dali1 pero aumento con respecto a Dali2. La profundidad del foco disminuye con

respecto a Dali2 pero con un margen de error mayor. Además, se observa que la magnitud del sismo aumenta parcialmente.

Utilizando el mismo criterio de los grupos anteriores, de estaciones cercanas al epicentro así como la cobertura azimutal, se ha formado cuarto grupo (Dali4) dejando de lado a la estación de Paracas (PAR), por su lejanía y considerando solo a : CAM, SCH, QUI y NNA. Los resultados numéricos obtenidos con este grupo de estaciones se presentan en la Tabla 6 y en ella se observa que los residuales para las ondas P y S disminuyen considerablemente, lo que nos sugiere una mayor exactitud en la solución y un mejor resultado. Además, la raíz media cuadrática es de 0.45 con una profundidad de $40,4 \text{ Km} \pm 7.7 \text{ Km}$.

A su vez también se ha formado un quinto grupo de estaciones (Dali5) conformado por CAM, SCH y PAR. Los resultados numéricos obtenidos con este grupo de estaciones se presentan en la Tabla 7 y a diferencia de los otros, se ha corregido el tiempo de llegada de la onda S. Asimismo, se observa que la localización epicentral y la profundidad varían respecto a los resultados anteriores.

Tabla 3. Solución numérica del algoritmo EPI, utilizando las 11 estaciones (grupo Dali1) que registraron el sismo de Lima del 28 de Mayo de 2003. La Latitud y Longitud están expresadas en grados; mb es la magnitud; Distan, es la distancia epicentral en km; Azm, azimut epicentro-estación en grados; Ain, es el ángulo de incidencia en el foco; TPCal, es el tiempo teórico de la onda P; P-seg, es el tiempo de llegada de la onda P; P-res, es la residual de la onda P; S-seg, es el tiempo de llegada de la onda S; S-res, es la residual de la onda S; W, es el peso para las lecturas del tiempo de llegada de la onda P y S; rmc, es la raíz media cuadrática.

Fecha: 28 May 2003		Hora Origen (GMT): 21h 26m 39.73s									
Latitud:	-12,5762	± 6.6km.									
Longitud:	-77,6884	± 9.7 km.									
Profundidad:	0,0	km.	± 11.3 km.								
Magnitud:	4,5	mb2									
Intensidad:											
Esta	Distan	Azm	Ain	TPCal	P-Seg	P-Res	W	S-Seg	S-Res	W	mb2
CAM	95,9	55	113	16,0	58,8	3,1	0,0	66,3	-1,1	0,0	5,0
SCH	141,4	61	113	23,6	63,4	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	5,0
QUI	141,5	107	113	23,6	64,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	5,0
PAR	202,2	133	57	33,7	74,4	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	5,0
GUA	259,0	128	57	42,0	80,5	-1,2	0,0	0,0	0,0	0,0	2,4
ZAM	322,9	136	47	50,5	88,8	-1,5	0,0	0,0	0,0	0,0	4,9
NNA	113,1	55	113	18,8	60,7	2,1	0,0	68,4	-4,0	0,0	4,3
CHI	687,2	340	47	96,1	137,0	1,2	0,0	202,6	-3,5	0,0	0,0
CUS	628,3	99	47	88,7	128,1	-0,3	0,0	197,6	4,2	0,0	0,0
YLA	414,9	357	47	62,0	106,3	4,5	0,0	149,6	2,4	0,0	0,0
LYA	979,5	129	47	132,6	170,0	-2,3	0,0	270,6	1,2	0,0	0,0
rmc = 2.79											

Tabla 4. Resultado de la aplicación del algoritmo EPI utilizando el grupo Dali2. Otro ver Tabla 3.

Fecha: 28 May 2003		Hora Origen (GMT): 21h 26m 47.99s									
Latitud:	-12,457	± 4.6 km.									
Longitud:	-77,065	± 9.0 km.									
Profundidad:	52,9	km.	± 5.4 km.								
Magnitud:	4,5	mb2									
Intensidad:											
Esta	Distan	Azm	Ain	TPCal	P-Seg	P-Res	W	S-Seg	S-Res	W	mb2
CAM	43,7	14	139	10,7	58,8	0,1	0,0	66,3	-0,2	0,0	5,0
SCH	78,7	45	124	14,8	63,4	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	5,0
QUI	86,9	129	122	15,8	64,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	5,0
PAR	171,8	153	55	26,7	74,4	-0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	5,0
GUA	219,8	141	55	32,7	80,5	-0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	2,4
NNA	57,7	25	131	12,2	60,7	0,5	0,0	68,4	-0,8	0,0	4,3
rmc = 0.62											

Tabla 5. Resultado de la aplicación del algoritmo EPI utilizando el grupo Dali3,. Otro ver Tabla 3.

Fecha: 28 May 2003		Hora Origen (GMT): 21h 26m 49.77s									
Latitud:	-12.5481 ± 3.3 km.										
Longitud:	-76,9718 ± 11.1 km.										
Profundidad:	25,3 km. ± 23.2 km.										
Magnitud:	4,8 mb2										
Intensidad:											
Esta	Distan	Azm	Ain	TPCal	P-Seg	P-Res	W	S-Seg	S-Res	W	mb2
CAM	57,1	348	116	9,8	58,8	-0,8	0,0	66,3	-0,5	0,0	5,0
SCH	76,3	26	115	13,0	63,4	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	5,0
PAR	150,3	158	57	24,8	74,4	-0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	5,0
NNA	65,6	2	115	11,2	60,7	-0,3	0,0	68,4	-0,8	0,0	4,3
rmc = 0.92											

Tabla 6. Resultado de la aplicación del algoritmo EPI utilizando el grupo Dali4. Otro ver Tabla 3.

Fecha: 28 May 2003		Hora Origen (GMT): 21h 26m 49.56s									
Latitud:	-12.4692 ± 3.0 km.										
Longitud:	-77.0160 ± 6.6 km.										
Profundidad:	40,4 km. ± 7.7 km.										
Magnitud:	4,8 mb2										
Intensidad:											
Esta	Distan	Azm	Ain	TPCal	P-Seg	P-Res	W	S-Seg	S-Res	W	mb2
CAM	44,1	7	130	9,5	58,8	-0,3	0,0	66,3	0,3	0,0	5,0
SCH	76,0	42	119	13,6	63,4	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	5,0
QUI	82,0	130	118	14,4	64,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	5,0
NNA	56,9	20	124	11,1	60,7	0,1	0,0	68,4	-0,4	0,0	4,3
rmc = 0.45											

Tabla 7. Resultado de la aplicación del algoritmo EPI utilizando el grupo Dali5. Otro ver Tabla 3.

Fecha: 28 May 2003		Hora Origen (GMT): 21h 26m 48.46s									
Latitud:	-12.5561 ± 0.0 km.										
Longitud:	-77.0770 ± 0.0 km.										
Profundidad:	33,5 km. ± 0.0 km.										
Magnitud:	5,0 mb2										
Intensidad:											
Esta	Distan	Azm	Ain	TPCal	P-Seg	P-Res	W	S-Seg	S-Res	W	mb2
CAM	54,7	12	120	10,3	58,8	0,0	0,0	66,3	0,0	0,0	5,0
SCH	87,6	41	115	15,0	63,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	5,0
PAR	162,8	150	113	24,9	74,4	0,0	0,0	66,3	-27,1	0,0	5,0
rmc = 0.00											

En la Tabla 8 se muestra los resultados obtenidos utilizando los 5 grupos de estaciones sísmicas y el algoritmo EPI. En general, se observa que el tiempo origen, las coordenadas epicentrales y la profundidad del foco son muy similares; sin embargo, tanto el RMC y los

residuales de las ondas P y S han sido los únicos parámetros que han permitido discernir cual de las soluciones es la más óptima. La magnitud estimada en función de la duración del registro del sismo es de 4.8 en la escala de Richter.

Tabla 8. Resumen de los Parámetros hipocentrales del sismo de Lima del 28 de Mayo de 2003 obtenidos utilizando el algoritmo EPI y los 5 grupos de estaciones descritas en la Tabla 2

GRUPO	Tiempo de origen	Latitud	Longitud	Profundidad Km	Magnitud (mb)
Dali1	21h 26m 39.73s	-12.58	-77.69	0.0	4.5
Dali2	21h 26m 47.99s	-12.46	-77.07	52.9	4.5
Dali3	21h 26m 49.77s	-12.55	-76.97	25.3	4.8
Dali4	21h 26m 49.56s	-12.47	-77.02	40.4	4.8
Dali5	21h 26m 48.46s	-12.56	-77.08	33.5	5.0

APLICACIÓN DEL ALGORITMO EPIGRAF

En la Figura 4 se presenta la solución obtenida utilizando las estaciones sísmicas del grupo Dali1 y en ella se observa que la intersección de los círculos en un punto único no es evidente, sino que existe una moderada distorsión debido a que las estaciones como CHI, LYA, YLA y CUS están mas alejadas y ejercen cierta influencia en la localización del epicentro; sin embargo los parámetros hipocentrales varían mucho con los obtenidos con el EPI por ejemplo la profundidad del foco varia totalmente.

En la Figura 5 se muestra los resultados obtenidos usando las estaciones del grupo Dali2 y en esta se observa un desfase en la

profundidad con lo obtenido por el EPI, unos 23 Km. aproximadamente. Similar al grupo anterior, el epicentro presenta distorsiones por lejanía y distribución azimutal de las estaciones. En la intersección de los círculos tampoco es evidente por lo tanto también sería descartado.

En la Figura 6 se presentan los resultados obtenidos con las estaciones del grupo Dali3. La diferencia con los dos anteriores grupos es que el punto de intersección de los círculos de las estaciones se hace mas evidente pero no es muy preciso. La magnitud mostrada en este gráfico es de 4.9, la profundidad es de 33 Km. Si comparamos con los resultados del EPI existe una diferencia en magnitud no muy notoria así como en la profundidad.

Además los círculos, como en los anteriores resultados no se interceptan en un punto en común.

En la Figura 7 se presentan los resultados obtenidos con el grupo Dali4. Similar a las soluciones anteriores la ubicación de un punto en común se hace evidente pero imprecisa. Asimismo comparando con la solución del EPI las diferencias no son muy grandes, la profundidad y la magnitud sufren una leve diferencia.

En la Figura 8 se presentan los resultados obtenidos con el grupo Dali5. En esta solución los círculos graficados si coinciden en un punto en común, considerándose esta solución como la más óptima. Comparando la solución con la mostrada por el EPI, la diferencia de profundidad es de unos 13 Km. aproximadamente, la magnitud no presenta una notoria diferencia.

Los resultados obtenidos por el algoritmo EPIGRAF, muestran que ha sido imposible obtener una solución óptima para establecer los parámetros

hipocentrales del sismo de Lima del 28 de Mayo de 2003 debido probablemente a que es un método muy simple que no brinda mayor precisión ni expresa rangos de error para cada parámetro. En la Tabla 9 se presenta el resumen de los parámetros hipocentrales obtenidos para el sismo de Lima utilizando cinco grupos y el algoritmo gráfico. En esta Tabla se observa que las coordenadas como la profundidad del epicentro varían al ser calculados con cada grupo de estaciones, siendo muy notoria la variación de la profundidad del primer grupo (Dali1) con las demás soluciones.

Teniendo en cuenta que estos valores no pueden ser cuantificados por que solo dependen de un buen ajuste en la intersección de los círculos, matemáticamente no se puede asumir cual de las soluciones es la mas óptima.

Tabla 9. Parámetros hipocentrales del sismo de Lima del 28 de Mayo de 2003 obtenidos utilizando el algoritmo EPIGRAF y los 5 grupos de estaciones descritas en la Tabla 2

GRUPO	Tiempo de origen	Latitud	Longitud	Profundidad Km	Magnitud (mb)
Dali1	21h 26m 46.39s	-12.50	-77.27	67.0	4.6
Dali2	21h 26m 49.28s	-12.50	-77.07	33.0	4.5
Dali3	21h 26m 49.28s	-12.48	-77.09	33.0	4.9
Dali4	21h 26m 48.38s	-12.50	-77.16	42.0	5.1
Dali5	21h 26m 48.38s	-12.49	-77.15	46.0	5.1

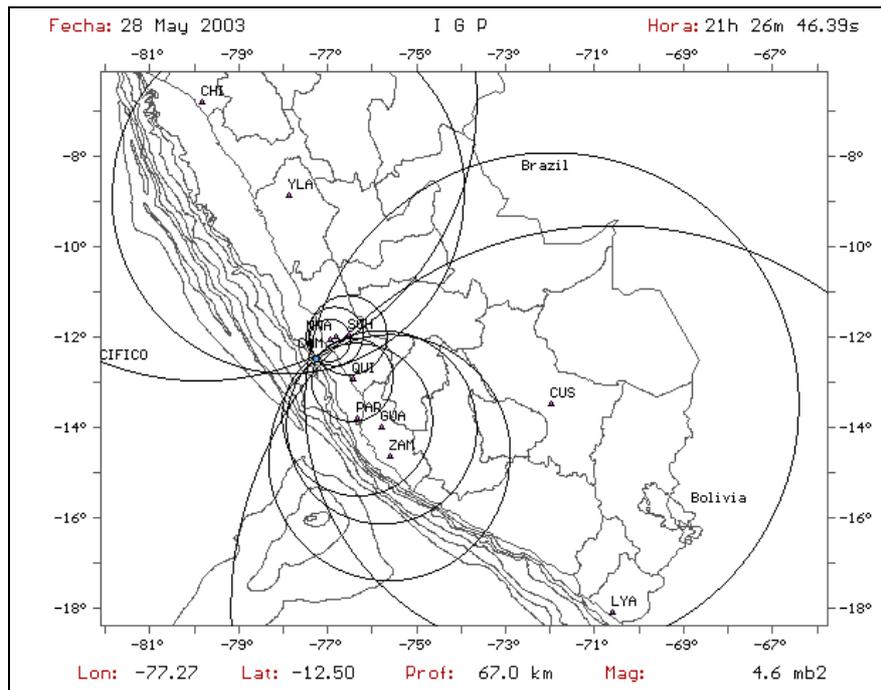


Figura 4. Localización epicentral del sismo de Lima del 28 de mayo de 2003 utilizando el algoritmo EPIGRAF con las estaciones del grupo Dalí1. Lat y Long son las coordenadas epicentrales expresadas en grados, Prof. es la profundidad en Kilómetros y Mag es la magnitud mb. .

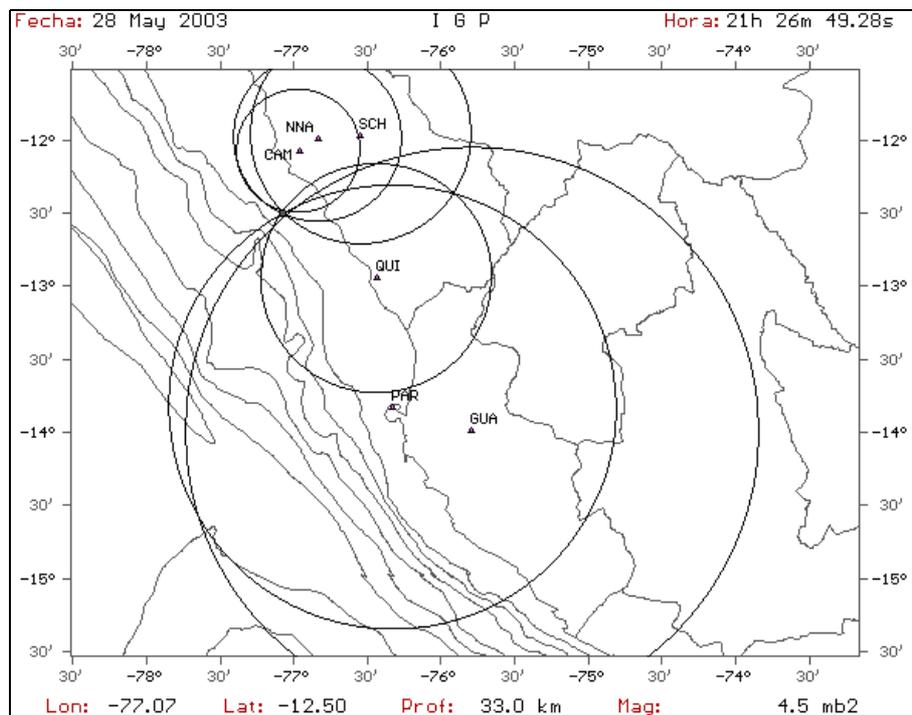


Figura 5. Localización epicentral del sismo de Lima del 28 de mayo de 2003 utilizando el algoritmo EPIGRAF con las estaciones del grupo Dalí2.

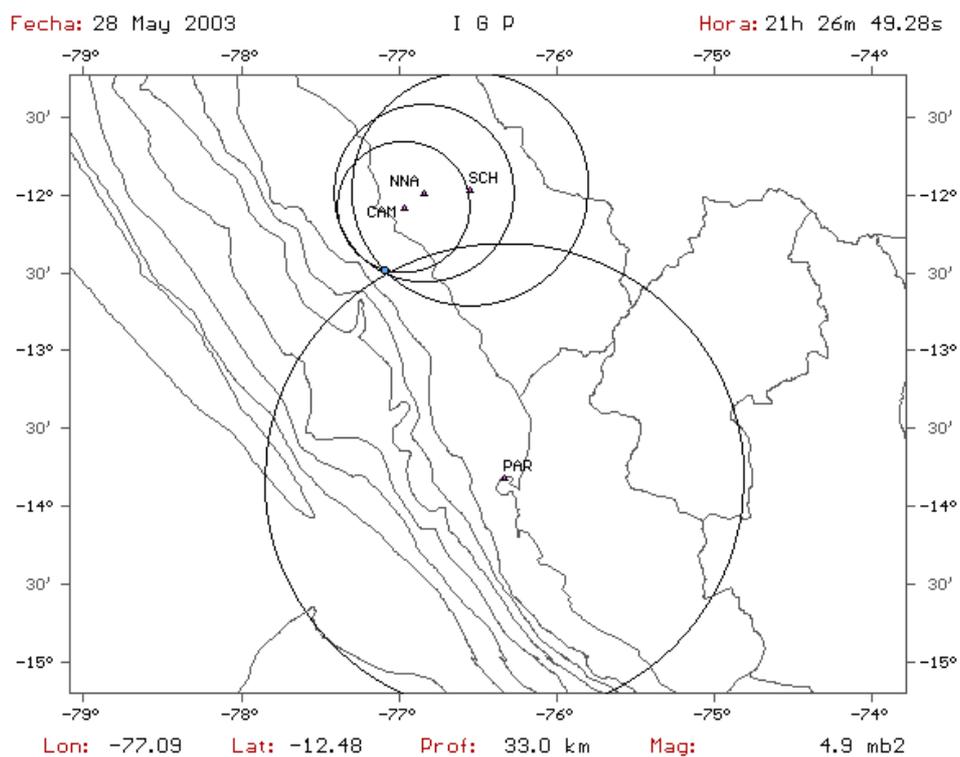


Figura 6. Localización epicentral del sismo de Lima del 28 de mayo de 2003 utilizando el algoritmo EPIGRAF con las estaciones del grupo Dali3.

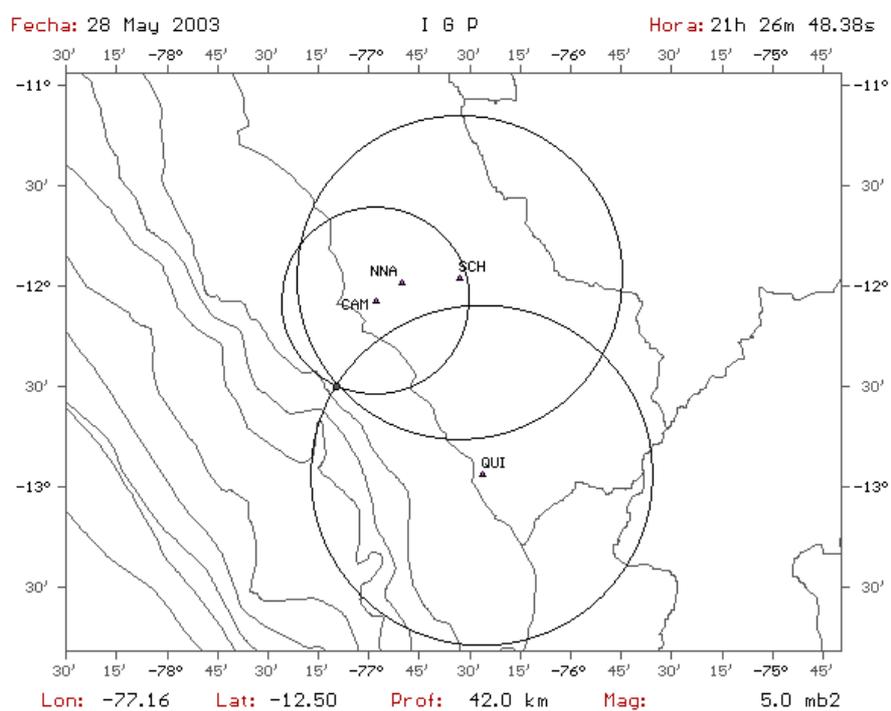


Figura 7. Localización epicentral del sismo de Lima del 28 de mayo de 2003 utilizando el algoritmo EPIGRAF con las estaciones del grupo Dali4.

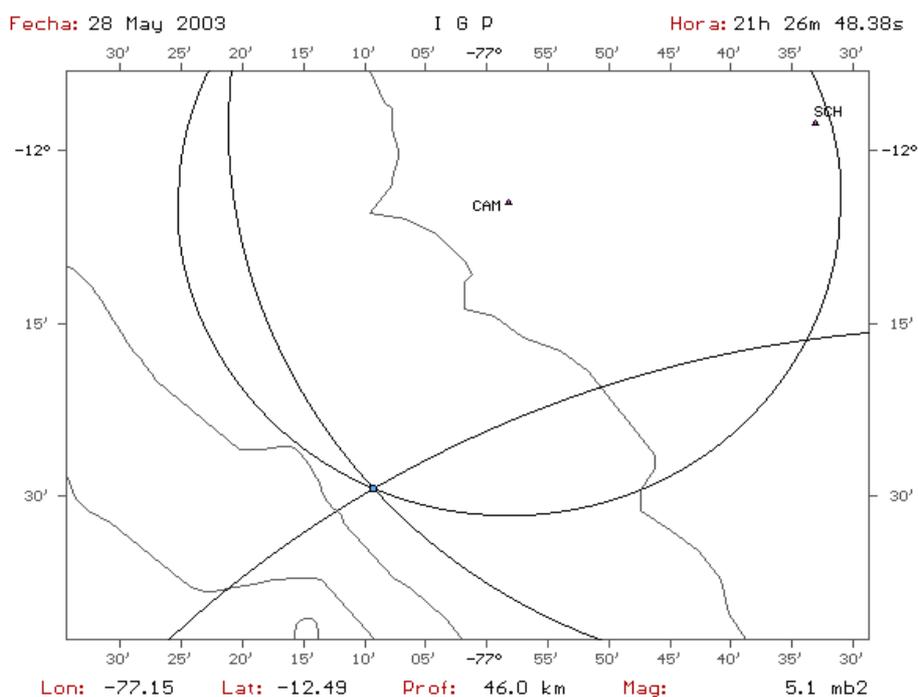


Figura 8: Localización epicentral del sismo de Lima del 28 de mayo de 2003 utilizando el algoritmo EPIGRAF con las estaciones del grupo Dali 5. Se utilizaron 3 estaciones (CAM, SCH, PAR), donde las estaciones se encuentran distribuidas de manera compensada por lo que se observa un epicentro gráfico muy preciso, escogiéndose este grupo como el mejor gráficamente

INTENSIDADES REGIONALES

Con el fin de elaborar el Mapa de Intensidades Sísmicas Regionales del sismo de Lima del 28 de Mayo de 2003 (Figura 9), se recopiló la información del reporte sísmico preliminar elaborado por el Centro Nacional de Datos Geofísicos – Sismología del Instituto Geofísico del Perú.

La descripción de los daños ocasionados por el sismo en diversas localidades de la Región Central del Perú, fue obtenida vía línea telefónica de las diversas dependencias públicas y personas naturales inmediatamente después de ocurrido el sismo. El total de la información fue interpretada utilizando la escala de Mercalli Modificada MM. Así

los valores de intensidad asignados a cada localidad son:

INTENSIDAD IV-V (MM) en *Chilca*: Las personas salieron a las calles, mucho susto sentido por todos. No hubo daños materiales.

INTENSIDAD IV (MM) en *Lima*: Sentido por todos en edificios y algunos en el exterior. Vibración de puertas, ventanas y movimientos de muebles. No hubo daños materiales ni humanos.

INTENSIDAD III (MM) en *Canta, Huaral, Matucana e Imperial*: Fue sentido por toda la población y duro muy poco. La gente se asusto, se fueron a las calles como cuando pasa un camión muy pesado.

INTENSIDAD II-III en *Huacho y Pisco*:
Se sintió en el primer piso, algunos no sintieron en su segundo piso

INTENSIDAD II en *Ica y Barranca*: Se sintió muy leve y solo por algunas personas.

Figura 9. Mapa de intensidades regionales del sismo de Lima del 28 de mayo de 2003. La estrella indica la localización del epicentro.

CONCLUSIONES

Los parámetros del sismo de Lima del 28 de Mayo del 2003, han sido analizados utilizando 11 estaciones, de banda ancha y periodo corto que pertenecen a la Red Sísmica Nacional a cargo del IGP.

El sismo de Lima ocurrido el 28 de Mayo esta asociado a los procesos de subducción que presenta el territorio peruano y se constituye como el último de mayor magnitud que ha ocurrido en Lima. El sismo de Lima es clasificado como un

sismo superficial ($h < 60$ Km) puesto que su profundidad es de 40.4 Km, considerando el resultado obtenido con el grupo DALI4.

En la Figura 1, se muestra la ubicación del sismo de Lima del 28 de mayo de 2003 representado por el grupo Dali4 (considerado el mas óptimo), donde se puede apreciar que este sismo esta asociado al primer grupo de los sismos superficiales así como al proceso de subducción en sus primeros niveles de

profundidad y agrupa a los sismos de mayor magnitud distribuidos a lo largo de la línea de costa de Perú.

Además en la Figura 2 se muestra nivel de profundidad que se ha obtenido para el sismo de lima del 28 de mayo de 2003, con relación a la sismicidad presente en la Región Central, donde no solo se confirma la ubicación de un foco superficial sino que además queda comprobado que pertenece a un grupo de sismos que se localizan en la línea de costa descritos como el primer grupo.

En la Figura 9 se observa el Mapa de Intensidades Regionales para el sismo de lima del 28 de mayo de 2003 y la distribución de las líneas isosistas muestra que el sismo produjo una intensidad máxima de V entre las localidades de Chilca y una intensidad mínima de II en las localidades de Ica y Barranca.

De las soluciones mostradas en las Tablas 3, 4, 5, 6, 7, se puede concluir que la solución obtenida en el caso del algoritmo EPI con el grupo Dali4 (Tabla 6) proporciona el mejor resultado, debido principalmente a que las estaciones utilizadas se distribuyen alrededor del epicentro, de tal forma que ofrecen una buena cobertura azimutal y se encuentran próximas al epicentro. En esta solución el RMC no varía mucho con relación a las soluciones anteriores; sin embargo, los residuales disminuyen o se mantienen

constantes sugiriendo que esta solución puede ser considerada óptima.

De similar manera, el resultado que se evidencia con el EPIGRAF y el grupo Dali5 es muy preciso, pero no fue tomado en cuenta debido a la simplicidad del método.

Los parámetros hipocentrales finales del sismo de lima del 28 de Mayo del 2003 son:

Fecha: 28 de Mayo del 2003

Tiempo origen: 21h 26m 49.56s (GMT)

Latitud : 12.4692 ± 3.0 km Lat. Sur

Longitud: 77.0160 ± 6.6 km Long. Oeste

Profundidad: 40.4 ± 7.7 Km.

Magnitud: 4.8 en la escala de Richter.

Intensidad: V en la escala de Mercalli

Modificada

AGRADECIMIENTOS

Un agradecimiento muy especial al Director del Centro Nacional de Datos Geofísicos-Sismología del Instituto Geofísico del Perú, al Dr. Hernando Tavera, quien desinteresadamente nos brindó su apoyo en las prácticas, en el desarrollo del presente informe y por las críticas recibidas, que nos ayudaran a seguir desarrollando y perfeccionándonos cada vez más en la vida profesional. Al personal del CNDG, por su compañerismo y al IGP por brindarnos al oportunidad de realizar nuestras practicas.

BIBLIOGRAFÍA

Antayhua, Y. (1999). Cálculo de los parámetros hipocentrales del Terremoto de Arequipa del 8 de octubre de 1998. Compendio de trabajos de investigación realizado por estudiantes durante el año 1999, 1 (9): 95-108.

Bernal, I. (2002). Aproximación a un modelo detallado de la sismicidad en el Perú: características y evaluación de la energía sísmica liberada. Tesis de Ingeniería Geofísica. Arequipa: UNSA.

Instituto Geofísico del Perú. Home page:
<<http://www.igp.gob.pe>>

Tavera, H. (1993). La Tierra, Tectónica y sismicidad. Monografía-DST, IGP, Lima. 30 Pág.

Yupa, R. (2000). Evaluación de los parámetros hipocentrales del sismo de arequipa del 3 de abril de 1999. Compendio de trabajos de investigación realizado por estudiantes durante el año 2000, 2 (10): 95-108.

SISTEMA DE MONITOREO REMOTO PARA EL CONTROL DE DESLIZAMIENTOS

DORA ALICIA CORNEJO SALAZAR

*EAP de Ingeniería Geológica
Universidad Nacional Mayor de San Marcos
e-mail: daliciac@axil.igp.gob.pe*

*Prácticas dirigidas por: Ing. Juan Carlos Gómez
Área de Investigación sobre Prevención de Desastres*

RESUMEN

Los sistemas de monitoreo remoto en el control de deslizamientos son muy requeridos para medir los desplazamientos de estos, que pueden ocurrir por sismos de pequeña, mediana y gran magnitud, por lluvias, por factores antrópicos, etc. En la actualidad, el estado de un deslizamiento, su estabilidad y la predicción de su avance, pueden ser evaluados basado en un monitoreo con resultados a corto, mediano o largo plazo.

En este trabajo se describe el sistema de monitoreo geodésico satelital en base a los resultados de una investigación previa y desarrollo de un proyecto en la University of Applied Sciences of Southern Switzerland (SUSPI).

Se complementó el monitoreo con mediciones usando un distanciómetro láser y un teodolito robotizado (estación total). Los primeros resultados confirman un incremento esperado en la solidez de la red de medición combinada, la cual es particularmente importante en condiciones desfavorables de recepción de GPS.

INTRODUCCIÓN

El GPS es un instrumento autónomo que puede proveer información acerca del posicionamiento diferencial de un punto con niveles de exactitud menores a 1 cm. El sistema GPS modo diferencial (DGPS) opera una red de GPS autónomos y esta conectada por medios inalámbricos teniendo en cuenta una buena visibilidad y es independiente de las influencias meteorológicas.

Este método novedoso contrasta con las técnicas geodésicas tradicionales, mayormente usadas, las cuales emplean campañas de adquisición de datos a intervalos regulares (usualmente meses), y trabajan mediante la determinación de ángulos y distancias entre los puntos, usando instrumentos ópticos tales como teodolitos y/o distanciómetros electrónicos. El nivel de precisión que se tiene con el DGPS es generalmente alto.

En la actualidad hay una tendencia general en los sistemas de monitoreo ambiental, a ser de operación más automática y autónoma. Esto permite la medición, registro, procesamiento de datos e interpretaciones que son efectuadas por equipos diferentes en distintas ubicaciones, en un tiempo casi real.

Debido a la arquitectura del sistema, otros tipos de sensores variando desde sensores análogos o digitales simples, hasta

complejos sistemas de medición, pueden ser integrados con un mínimo de esfuerzo.

Este tipo de sistema no solo es aplicable a monitoreos de deslizamientos sino también a monitoreos geotécnicos y monitoreos estructurales.

SISTEMA GPS MODO DIFERENCIAL

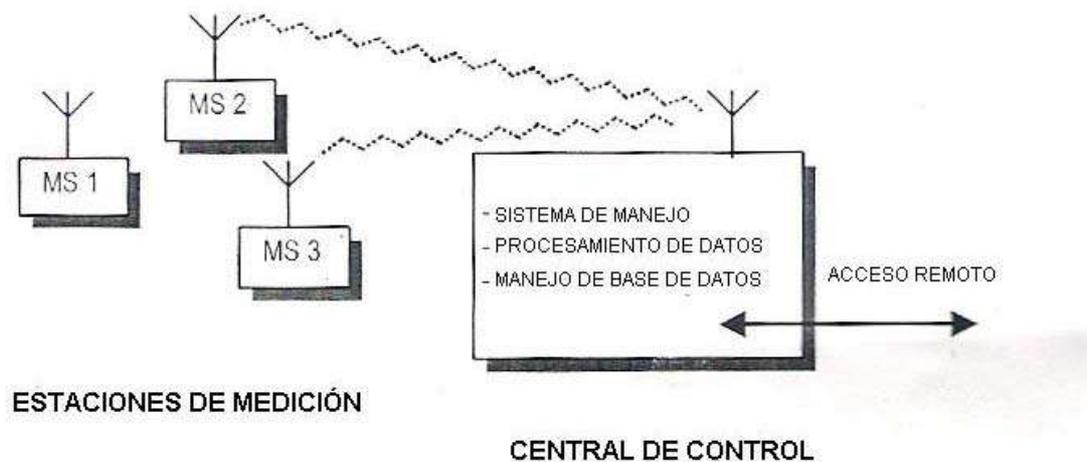


Figura 1. Sistema GPS Modo Diferencial

El DGPS consiste de una cantidad de pequeñas estaciones móviles de medición que incluyen un GPS, instaladas en el objeto a ser monitoreado, además de una o más estaciones móviles de referencia instaladas en posiciones fijas alrededor del objeto. Las estaciones de referencia son

idénticas a las unidades móviles en todo aspecto.

Dependiendo de su aplicación, las unidades remotas están individualmente conectadas a la estación base por un cable, radio o MODEM celular. La estación de

control provee la recolección de datos monitoreando la correcta operación de la red. Esta es remotamente accesible a través de un canal de comunicación dedicado, incluyendo una conexión a internet.

La lenta dinámica asociada con movimientos de tierras (mm/año a cm/año) no requiere de altas frecuencias de adquisición. Para estas aplicaciones, intervalos de medición de minutos son suficientes, si el objetivo es observar posibles movimientos de tierras.

De otro lado, las mediciones de GPS en modo estático, requiere la recolección de unos 10 a 20 minutos de datos, para ser procesados y obtener la medición de la posición final. Por esta razón, el uso de estos receptores de bajo costo esta perfectamente de acuerdo con los requerimientos de la aplicación. Cada estación de medición de este modo recogerá datos del GPS en un intervalo de tiempo suficiente, y los datos serán transmitidos a la estación de control para su procesamiento.

La estación de control tiene la tarea de recolectar los datos de todos los receptores de la red mientras revisa que las estaciones operen correctamente. Los datos de DGPS serán procesados juntos, y los resultados consistirán en las posiciones relativas de

las diversas estaciones móviles con respecto a las estaciones de referencia.

La operación de sensores adicionales conectados a las estaciones remotas es también manejada por la estación de control, sea esta para la adquisición de datos o para las fases de transmisión de datos. La adquisición y transmisión de sensores adicionales pueden ser llevadas a cabo de forma no sincronizada a la recepción de los datos de GPS.

Sensores adicionales

Hay que destacar que el GPS es un módulo de recepción de frecuencia simple o doble, que se caracteriza por un bajo consumo de energía y buena sensibilidad. Por lo tanto, los sensores adicionales pueden añadirse cuando se requieran. Para esto la unidad debe estar equipada con tres puertos análogos y dos puertos digitales.

Como parte de la configuración inicial de la estación, estos canales adicionales de medición pueden estar definidos en términos de intervalos de medición, escala y resolución.

Los sensores adicionales son principalmente útiles para tener mayor precisión, un sensor adicional en este sistema generalmente sirve para compensar una o más interrupciones inherentes de la medición del GPS.

Por ejemplo, cuando se tiene una baja visibilidad del horizonte, en este caso se debe de instalar un sensor ya que se debe de tener una buena visibilidad vertical para obtener una precisión y calidad de los datos del GPS. Así se puede usar un distanciómetro láser para medir la distancia entre el punto requerido y otros así el primer punto estará integrado a la red de medición y compensará la pérdida de precisión y calidad del GPS que no tiene las condiciones adecuadas.

El DGPS se esta utilizando últimamente para monitorear los movimientos superficiales de deslizamientos, una estación base en un sitio conocido se usa para hacer las correcciones y refinamientos de una o varias estaciones móviles.

El DGPS relaciona observaciones a estaciones móviles desconocidas con observaciones simultáneas en la estación base conocida. A medida que las señales son monitoreadas, los errores pueden sugerir que la estación base sé esta moviendo, pero lo que realmente esta ocurriendo son movimientos en las estaciones móviles; todas las mediciones se relacionan a la estación base.

Dependiendo de las condiciones será la precisión que se obtengan, si las condiciones son favorables entonces la precisión es menos a 1 cm, pero si es lo contrario entonces su precisión se deteriora como es el caso de mal clima o presencia de árboles.

La SUSPI de Suiza combina estas metodologías para el monitoreo de deslizamientos en ese país europeo.

Se ha descrito como funciona este método que tiene la utilización del GPS con los sensores ópticos tradicionales. A continuación se muestra una tabla comparativa entre el GPS y un distanciómetro laser tradicional:

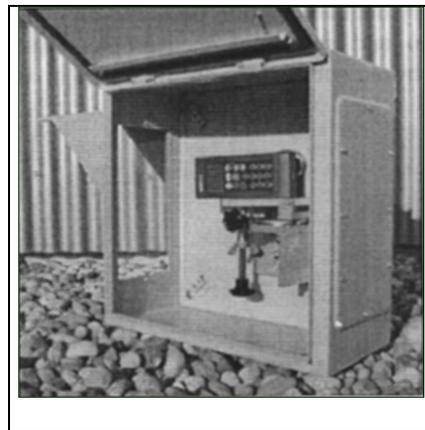


Figura 2. Distanciómetro laser integrado

Tabla 1. Comparación de performance de GPS y Distanciómetro

	GPS con post procesamiento	Distanciómetro Laser
Máxima longitud de la línea base	10 – 15 Km	500 – 600 m (con reflector)
Máxima Frecuencia de adquisición	2 – 4 mediciones / hora	Hasta 30 – 40 mediciones / minuto
Exactitud de una medición	± 5 – 10 mm	± 1.5 mm + 3 ppm
Dependencia de presión y T°	Poca	Alta
Dependencia del día / noche	Poca	Alta

Ventajas y desventajas del GPS y sensores ópticos tradicionales

De lo descrito en el ítem anterior se deducen las siguientes ventajas y desventajas del GPS en comparación a los sensores ópticos tradicionales:

- Con el GPS la visibilidad y distancia entre los puntos a medir no son requerimientos fundamentales pero con los métodos tradicionales si son importantes.
- La operación de los métodos ópticos tradicionales es independiente en gran medida de las condiciones meteorológicas y ambientales y en la utilización del GPS esto es mucho más factible.
- Los equipos tradicionales muestran dificultades al ponerlos en funcionamiento en operación automática en largos períodos de tiempo, debido a los altos costos de los equipos, así como su poca capacidad para operar al aire libre.

En la siguiente tabla están resumidas las ventajas y desventajas de estos sistemas.

Tabla 2. Comparación entre GPS y sensores tradicionales

	GPS en fase con post procesamiento	Sensores ópticos tradicionales
Dependencia de la T° y presión	Baja	Alta
Dependencia de condiciones atmosféricas	Baja	Alta
Frecuencia de medición	Decenas de minutos	Segundos, minutos
Visibilidad entre los puntos	No requerida	Requerido
Aplicaciones al aire libre	Sí	Con limitaciones
Exactitud de una medición	< 10 mm	< 4 mm

OTROS SISTEMAS DE MONITOREO DE DESLIZAMIENTOS

Los deslizamientos dependiendo el tipo de evento son usualmente monitoreados por diferentes métodos, estos son:

Deslizamientos superficiales

En este tipo de deslizamiento se utilizan el DGPS que permite comparar el desplazamiento y su velocidad en mm/año. También se utiliza el método del cálculo del estado tensional en la cual se estiman

tensiones residuales en los puntos superficiales elegidos, expresados en Kpa, mediante el uso de exténsometros o deformímetros.

Deslizamientos sub-superficiales

En los deslizamientos sub-superficiales se utiliza mayormente el inclinómetro, con este instrumento se toman datos de la parte de mayor desplazamiento a lo largo de la superficie de falla del deslizamiento. También puede utilizarse el método geofísico de emisión de pulsos electromagnéticos, el cual identifica zonas de gran tensión en el cuerpo del deslizamiento.

Nivel freático

En el caso de presencia de aguas subterráneas superficiales que aumenten la sobrecarga del deslizamiento, se debe monitorear el nivel freático 1 a 2 semanas o en forma continua a través de indicadores automáticos de agua como es el caso de los piezómetros.

De la experiencia en el monitoreo de deslizamientos han arrojado mejores resultados los métodos geodésicos satelitales y geotécnicos.

EJEMPLOS DE MONITOREO DE DESLIZAMIENTOS

En este ítem se describen algunos casos de monitoreo de deslizamientos en Colombia, Eslovaquia y Perú:

Colombia

El monitoreo de deslizamientos en Bogotá se viene llevando cabo, mediante control topográfico, lectura de instrumentación geotécnica previamente instalada y control estructural de algunas edificaciones ubicadas dentro del área de influencia de los procesos:

* Topografía. El control topográfico se realiza a través de mediciones de desplazamientos relativos de ciertos puntos de control superficial, identificados en campo, los cuales se determinan respecto de unos hitos construidos en terreno estable (fuera del área de influencia de los deslizamientos)

* Estructural. Se centra en el seguimiento al proceso de deterioro de viviendas, tomando como criterio clave la identificación de las condiciones de habitabilidad de las mismas, con el fin de priorizar las necesidades de reubicación, aspecto fundamental en los sitios donde los procesos de remoción en masa involucran áreas grandes con alta densidad poblacional.

* Geotecnia. La instrumentación geotécnica instalada consiste básicamente en inclinómetros y piezómetros, cuyas lecturas periódicas permiten obtener información sobre el comportamiento del subsuelo en profundidad y los extensómetros, que suministran información sobre las tasas de movimiento en superficie a partir del incremento en la abertura de los agrietamientos del terreno en las zonas de escarpes principales de los deslizamientos.

A continuación se describen algunos deslizamientos monitoreados en Colombia:

San Cristóbal

Diseño e instalación de la instrumentación para el monitoreo por deslizamiento en el barrio Manila - Gran Colombia.

* Período: Diciembre 1999- Julio de 2000

* Tipo de monitoreo: geotécnico

Urbanización San Luis

* Período: Agosto de 1999 - Setiembre 2000.

Enero - junio 2001

Enero - abril 2002

* Tipo de monitoreo: Control de daños estructurales en viviendas y control de desplazamiento de los taludes adyacentes y control de grietas en los muros de viviendas de la urbanización San Luis



Figura 2. control de grietas en los muros de viviendas de la urbanización San Luis

Parque de La Roca

* Período: Setiembre 1999- marzo de 2000

* Tipo de monitoreo geotécnico

Ciudad Bolívar

* Período: Diciembre de 1999 - Agosto 2000

Noviembre 2000 - noviembre 2001

* Tipo: Monitoreo Geotécnico



Figura 3. Barrio Santa Helena

Barrio El Espino

* Período: Diciembre de 1999 - Agosto 2000

* Tipo: Monitoreo Geotécnico

Eslovaquia

En Eslovaquia se ha iniciado en el año 1996 un programa de investigación para evaluar en una forma integral un deslizamiento activo.

Las deformaciones de taludes son el peligro geológico más frecuente en Eslovaquia. Usualmente, los estudios de medición individual son muy complicados. Por consiguiente, los autores, describen el método de una evaluación completa de un deslizamiento activo, dado a conocer a través del comportamiento de una zona específica. Usando este método fue aplicado en la evaluación integral del deslizamiento activo de OKOLICNE durante el período de 1996 - 2001.

La deformación de taludes influye negativamente en el medio ambiente de Eslovaquia, de acuerdo a los datos recientes, estos cubren el 37% de su área total, pero en algunas zonas geográficas, su densidad es mucho mayor. La interpretación del mecanismo del movimiento de los deslizamientos y las condiciones de su activación, son condiciones básicas para un adecuado uso del medio ambiente.

Perú

El Instituto Geofísico del Perú ha iniciado un Programa de monitoreo geodésico satelital de tres deslizamientos activos en el Valle del Colca, Arequipa desde el año 2000. Los poblados de Lari, Maca y Madrigal, que se asientan a lo largo del Valle del Colca, están afectados por deslizamientos activos que amenazan la seguridad física de estos poblados.

El método utilizado en este programa es el GPS diferencial. Se han utilizado GPS de doble frecuencia, marca trimble, modelo 4100SS1 para la toma de datos y se ha utilizado el Software Gamit para su procesamiento.

La toma de datos se realizaron durante los años 2000, 2001, 2002 y 2003. Los datos de los dos primeros años de monitoreo ya fueron procesados, los restantes aún faltan procesar.

Con los datos de los años 2000 y 2001 se pudieron determinar los vectores de movimiento y la tasa de movimiento de los 3 deslizamientos activos estudiados. Con los datos procesados de los últimos 3 años se tendrá una mejor idea de la dinámica de estos deslizamientos.

DISCUSIÓN

EL GPS es un instrumento autónomo que permite aplicar diversas funciones y por lo tanto es de mucha utilidad para implementar un monitoreo remoto de deslizamientos.

El monitoreo remoto de deslizamientos permite conocer la dinámica del fenómeno, evaluar su evolución en el tiempo y con ello tomar las medidas necesarias para el diseño de obras de protección.

Es preciso definir los diferentes tipos de deslizamientos y así escoger adecuadamente la instrumentación necesaria para un monitoreo exitoso.

La metodología utilizada por los suizos es mucho más completa y por tanto eficaz, porque disminuyen los errores. Este método sería el ideal a aplicarse en Perú pero los costos de su implementación son muy costosos.

Las metodologías empleadas en Colombia y Perú son muy parecidas y han mostrado un eficiente control, pero requieren complementarse con instrumentación geotécnica.

CONCLUSIONES

- Las tendencias actuales en el monitoreo de deslizamientos demuestran que se está logrando que sean autónomos y remotos, de tal forma que se obtengan la información en tiempo casi real.
- Se ha descrito las ventajas que tiene el sistema de monitoreo remoto de multisensores de movimiento aplicados a deslizamientos.
- Se ha demostrado que un monitoreo combinado: geodésico satelital y geotécnica es el óptimo y con mejor resolución en los datos a obtenerse.
- Los ejemplos mostrados en Suiza y Eslovaquia demuestran que han implementado un sistema completo de monitoreo desde el punto de vista geodésico satelital y geotécnico. En el caso de Perú y Colombia, falta complementar el monitoreo remoto que utilizan.

AGRADECIMIENTOS

Mi agradecimiento al Director del Área de Investigación sobre Desastres Naturales Dr. Leonidas Ocola, al Ing. Juan Carlos Gómez por darme la oportunidad de realizar mis prácticas pre-profesionales en el área de geología, por su orientación y

guía para realizar este trabajo de investigación.

BIBLIOGRAFIA

Dévoli, G. y González, S. (2002) Monitoreo de Deslizamiento y otros fenómenos Geológicos. Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (INETER), Dirección General de Geofísica, Managua.

Luca, M., Terriblini, A. y Knecht, A. (2001) Autonomous Remote Monitoring System for Landslides.

Ocola, L. y Gómez, J. (2003) Paleoeventos Geológicos en el Sector Medio del Valle del Colca, Arequipa. Informe Instituto Geofísico del Perú. Lima.

Suaza, D. (2002) Remoción en Masa (monitoreo) y Análisis de Riesgos. Dirección de Prevención y Atención de Emergencias, Bogotá.

METODOS DE EVALUACION DE LOS DESLIZAMIENTOS

LOURDES DELIA CACYA DUEÑAS

*E.P. de Ingeniería Geológica
Universidad Nacional San Agustín – Arequipa
lcacya@axil.igp.gob.pe*

*Prácticas dirigidas por: Ing. Juan Carlos Gómez Avalos
Área de Investigación sobre Prevención de Desastres*

RESUMEN

El estado de un deslizamiento, su estabilidad y la predicción de su dinámica, pueden ser evaluados basado en un monitoreo directo y/o indirecto apropiado. En este trabajo se describen y comparan estos métodos cuyos resultados pueden obtenerse a mediano y largo plazo. Los métodos de monitoreo de deslizamientos son: directos (geodésico satelital, óptico mecánicos y el sistema integrado de alarma) e indirectos (percepción remota, Sistema de Información Geográfica y tratamiento digital de imágenes ópticas de alta resolución) Se revisó la aplicación de estas metodologías en Eslovaquia (2001) y se comparó con otro trabajo realizado en Perú (2003). En el caso de Eslovaquia, durante un período de 5 años obtuvieron mejores resultados combinando los métodos geodésico satelital y los geofísicos. En el caso de Perú, el trabajo realizado por el Instituto Geofísico del Perú (IGP) en el valle del Colca, Arequipa, se utilizó el método geodésico satelital con un análisis multi-temporal de imágenes de sensores remotos (fotografías aéreas e imágenes satelitales). En la actualidad, en base a la comparación de las aplicaciones descritas en este trabajo se concluye que la metodología aplicada en Eslovaquia tiene mayores componentes cuantitativos y por ende con mayor precisión que lo efectuado por entidades peruanas que son técnicas más cualitativas. En el caso de Machu Picchu, cuando entre a operar el monitoreo que se está implementando, estará a un mejor nivel de resolución que el aplicado en Eslovaquia.

INTRODUCCION

Los deslizamientos, son uno de los procesos geológicos que resultan altamente peligrosos si están ubicados en las inmediaciones de poblados o zonas con infraestructura física. Sin embargo, en la actualidad todavía no se toma en cuenta su importancia. Por lo tanto, la interacción del hombre con estos procesos geológicos, requiere de condiciones de seguridad aceptable. Por lo tanto e hace necesario un tratamiento geotécnico

En el Perú los estudios en deslizamientos tienen una componente mayormente cualitativa, falta detallar el aspecto cuantitativo.

La alta densidad de población e infraestructura aumenta el riesgo, haciendo que la mitigación del peligro sea aún más importante.

Estudiar la geodinámica (comportamiento tensional), sus causas (parámetros topográficos, geológicos, agua superficial,

agua subterránea, falla, factores externos, mecánica del suelo) nos permite realizar un diagnóstico preciso del problema y el diseño efectivo de la solución.

El monitoreo de un deslizamiento activo consiste en determinar la dirección de desplazamiento y su velocidad; para detectar los cambios en la superficie del terreno. Actualmente estos parámetros se pueden determinar de forma directa e indirecta.

REQUERIMIENTOS PARA EFECTUAR EL MONITOREO

A continuación se describen las etapas en que debe implementarse un monitoreo geodésico y/o geofísico de deslizamientos y que parámetros se obtendrán de estos para tener un cabal conocimiento de la dinámica del deslizamiento evaluado:

Selección de los lugares representativos de acuerdo a los criterios geológicos, geotécnicos, económicos, etc.

Crear un sistema de monitoreo, la selección de los métodos de monitoreo y la frecuencia de la toma de datos. Además de la planificación de un programa de instrumentación.

Con estas técnicas se puede :

- Determinar la profundidad y forma de la superficie de falla del deslizamiento activo, determinación de los movimientos laterales y verticales

dentro de la masa deslizada, determinación de la velocidad de deslizamientos y el establecimiento de los mecanismos de alarma

- Monitorear la dinámica de los cortes naturales e identificación de los efectos de una determinada construcción en relación al talud del deslizamiento.
- Monitorear los niveles de agua subterránea o presiones de poro y su correlación con la actividad del deslizamiento.

Durante el monitoreo será necesario evaluar los registros (tiempo de emisión de valores y su comparación con los valores más críticos, expresarlos en forma gráfica en mapas y perfiles) y los productos obtenidos.

MÉTODOS DE MONITOREO

Los deslizamientos son usualmente monitoreados por varios métodos, la combinación de estos muestran resultados más confiables del proceso geodinámico. Las técnicas de monitoreo pueden ser directos o indirectos, dependiendo de cada caso se utilizan diferentes metodologías que se describen a continuación:

Indirecto

Para estos métodos de monitoreo se atizan los datos obtenidos en el campo.

Percepción remota:

Los sensores remotos permiten recoger información por medio de equipos que no están en contacto directo con el objeto de la investigación.

Los aparatos varían desde cámaras, radares, radiómetros, los cuales trabajan dentro del espectro electromagnético que va desde las ondas largas de radio, hasta las cortas de los rayos gama y las ondas de radiación cósmica.

El uso de D-INSAR y reflectores para el monitoreo de deslizamientos, consisten en la instalación de reflectores en las esquinas la masa deslizante, los datos son registrados y corregidos realizando de cálculos matemáticos de corrección de la propagación de microondas en las capas atmosféricas (ionosfera y troposfera) así como la comparación de las imágenes tomadas antes y después de la instalación.

Sistema Integrado de Alarma usando un SIG (sistema de información geográfica)

La construcción de sistemas de alarma para detectar reactivamiento de deslizamientos usando un SIG, el proceso toma minutos; manualmente, se necesitaría muchos días de dibujo y cálculos críticos en áreas de alto riesgo.

Estos sistemas generalmente, recogen información en forma continua utilizando elementos electrónicos, tales como estaciones automáticas climáticas, sistemas de GPS, medidores de inclinación. En ocasiones, se utiliza el sistema telefónico para informar a un

computador remoto la situación de amenaza inminente.

Se debe tener claridad en los siguientes aspectos:

- a. Dónde están localizadas las áreas potencialmente inestables.
- b. Cuáles son las propiedades geológicas y geotécnicas de los materiales.
- c. En qué momento puede el fenómeno ser activado.
- d. Qué tan lejos puede propagarse el fenómeno.
- e. Cuáles son las interacciones entre el ambiente, el hombre y el problema analizado
- f. cual es el costo del daño causado.

Formas de aplicación del GIS:

- El uso de un modelo de talud que calcule el factor de seguridad
- Seleccionar el número de perfiles que se exportan a un modelo externo de estabilidad de taludes (Stable o Slope/w)
- Muestreo de datos en unos puntos de grilla predefinidos y exportación de los datos a un modelo tridimensional de estabilidad de taludes

El resultado es un mapa de muestra del factor de seguridad promedio para una determinada magnitud de nivel freático y una determinada aceleración sísmica.

Tratamiento digital de imágenes de teledetección:

Se ha desarrollado un método para el control indirecto de deslizamientos mediante el análisis de cambios producidos en la superficie del terreno debidos al movimiento, utilizando **imágenes** ópticas multitemporales (Hervás et al., in press).

El método esta pensado para zonas donde se carece de otro tipo de información del terreno (datos de campo geológicos, de vegetación, etc.) y comprende cinco fases:

* En primer lugar, se realiza la ortocorrección de cada una de las imágenes que componen la serie multitemporal.

* A continuación se crean imágenes de diferencia de cada par anteriormente resultante.

* Después se generan las imágenes de "cambios reales" mediante la segmentación de cada imagen de diferencia en dos clases de "cambio" y "sin cambio" a partir de un umbral, definido por el valor de intensidad de pixel correspondiente al punto del histograma.

* En cada imagen segmentada se separan y codifican diferentemente los cambios positivos y negativos de intensidad de píxel.

* Finalmente, se eliminan los clusters de pixels contiguos de forma rectangular mediante un filtro apropiado, a fin de suprimir gran parte de las posibles variaciones de origen antrópico que aún puedan permanecer en la imagen después de los procesos anteriores,

Cabe destacar también que, a causa del largo intervalo de tiempo transcurrido entre las dos imágenes analizadas con respecto a los grandes desplazamientos ocurridos en sólo unos meses, no se puede investigar la velocidad del movimiento.

Este método se ha aplicado al gran deslizamiento de Tessina, en los Alpes orientales italianos.

Directo

Análisis geodésico del movimiento de puntos

Este análisis se realiza para comparar el desplazamiento y su velocidad en mm/año. Se pueden utilizar los siguientes instrumentos:

Supervisión de un sistemas sofisticado EDM (electronic distance meter) y GPS (Global posición sistema)

Estos dos sistemas son afectados por las condiciones atmosféricas, supervisan áreas de gran extensión, y se aplican en forma combinada.

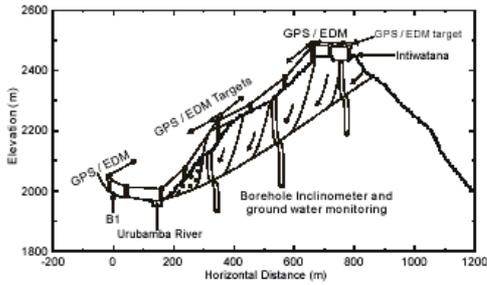


Figura 1. Ilustración del sistema de monitoreo

El sistema GPS diferencial (DGPS) se está utilizando últimamente con frecuencia para monitorear áreas extensas de movimientos superficiales de deslizamientos.

Esta sistema utiliza una estación base en un sitio de coordenadas conocidas, que servirá para hacer las correcciones y refinamientos de una o varias estaciones móviles. Todas las estaciones utilizan el mismo sistema satelital.

El DGPS relaciona observaciones a estaciones móviles desconocidas con observaciones simultáneas en la estación base conocida. A medida que las señales son monitoreadas, los errores pueden sugerir que la estación base se está moviendo, pero lo que realmente está ocurriendo son movimientos en las estaciones móviles. Todas las mediciones se relacionan a la estación base. Mientras la posición sea definida en forma relativamente precisa, los otros movimientos internos serán consistentes.

Con el DGPS en condiciones favorables se consigue una precisión mejor que un centímetro. Sin embargo, la precisión de DGPS puede deteriorarse

considerablemente donde la superficie del terreno está cubierta de árboles o en épocas de malas condiciones de clima.

Estudio topográfico.

El movimiento continuo de un deslizamiento puede ser medido a través de un sistema de grilla a través del área deslizadas, generalmente se usa una serie de líneas perpendiculares al los ejes de movimiento, espaciadas entre 15 a 30 m. La elevación y coordenadas de cada punto deben localizarse por levantamientos periódicos identificando los cambios que ha sufrido la topografías con el terreno

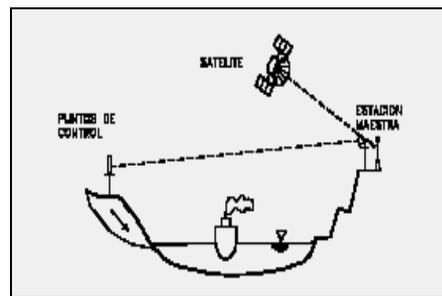


Figura 2. Croquis del modo de adquisición de datos

Óptico mecánicos de los parámetros físicos del talud:

Estado tensional: Se estiman las tensiones residuales en los puntos superficiales elegidos, estos valores se dan en kPa.

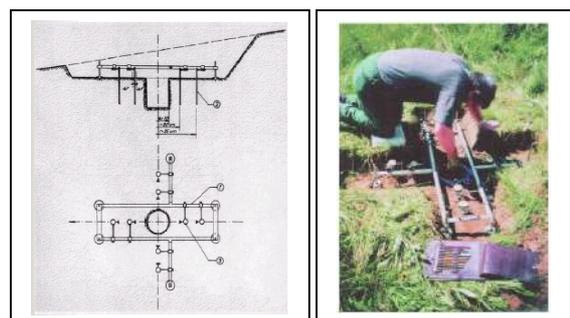


Figura 3. *Cálculo de las tensiones residuales en superficie*

Este método está basado en la propiedad física de fragilidad de los materiales, consiste en someter una esfera de vidrio a las tensiones del terreno, las que en un momento determinado sobrepasarán el límite elástico del material, provocando su ruptura; de esta manera se conoce las tensiones residuales que actúan en ese punto.

La única información requerida es el radio de la esfera, las constantes elásticas de la esfera y del sustrato.

Se usan esferas de una variedad de materiales con constantes elásticas desiguales dentro de un rango determinado.

Con el uso de los dilatómetros, también se pueden conocer la variación de las tensiones, por que permite efectuar pruebas de deformabilidad interna, utiliza un sonda dilatométrica en un cilindro cubierto con una membrana elástica de goma.

Se puede conocer de esta manera, el módulo de deformación de Young, las condiciones mecánicas e hidrostáticas, determinación de la anisotropía de los materiales.

Inclinación:

Con el uso del inclinómetro se toman datos, de la parte de mayor desplazamiento a lo largo de la superficie de deslizamiento. El inclinómetro mide el cambio de inclinación de un tubo que se coloca en una perforación dentro del talud y de esta manera se calcula la distribución de los movimientos laterales. En esta forma se puede determinar la profundidad de la superficie de falla y la dirección y magnitud de los desplazamientos.

Los instrumentos difieren de acuerdo al tipo de sensor utilizado, el cual da un nivel de precisión. Generalmente, los inclinómetros pueden medir deformaciones de 1.3 a 2.5 mm, en una longitud de 33 metros, equivalente a una precisión 1:10.000.

Los inclinómetros se instalan en longitudes de 3 a 6 metros unidos por juntas; estas juntas generalmente, son cementadas para asegurar una conexión firme, sin embargo, cada unión representa una posible fuente de error. El espacio anular entre el tubo y la perforación, debe ser perfectamente lleno con un sistema de inyección para asegurar que los movimientos del ducto reflejen realmente los desplazamientos del suelo.

Extensómetros:

El extensómetro es utilizado para medir el movimiento relativo comparando la distancia entre dos puntos de una forma automática.



Figura 4. Dos tipos de extensómetros

Los extensómetros generalmente, se instalan a través del escarpe principal o a través de las grietas para determinar su movimiento.

Colocando una serie de extensómetros interconectados desde el escarpe principal hasta la punta del deslizamiento, se puede determinar en forma clara el movimiento

de bloques individuales dentro del movimiento general. Las mediciones deben tener una precisión de al menos 0.2 mm y deben relacionarse con los datos de lluvia diaria.

Tiene la ventaja de no ser afectado por la humedad, densidad o presión atmosférica.

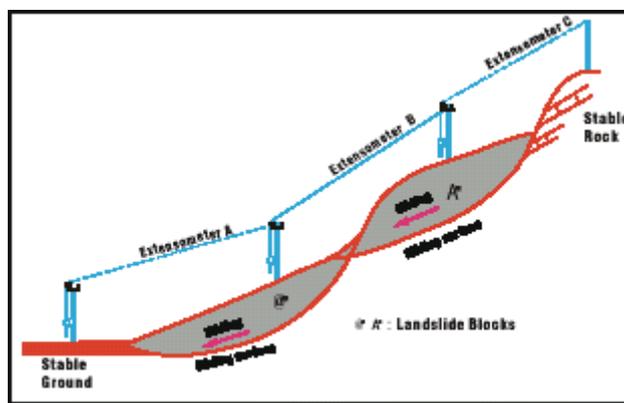


Figura 5. Disposición de extensómetros

Método geofísico de emisión de pulsos electromagnéticos (PEE)

El método PEE identifica zonas de gran tensión en el cuerpo del deslizamiento. Recientemente se ha desarrollado este método geofísico para detectar grandes deslizamientos (Figura 8); está basado en

el registro de emisiones electromagnéticas naturales. La exactitud de este método se verificó en Alemania comparándolo con las técnicas de investigación comunes aplicadas a grandes áreas bien conocidas.

Todas estas áreas se investigaron completamente en el pasado, reconociendo visualmente y trazando fenómenos del desplazamiento, análisis de fotografías aéreas, estudios geodésicos y otros métodos de investigación del subsuelo, tales como inclinómetros y/o extensómetros.

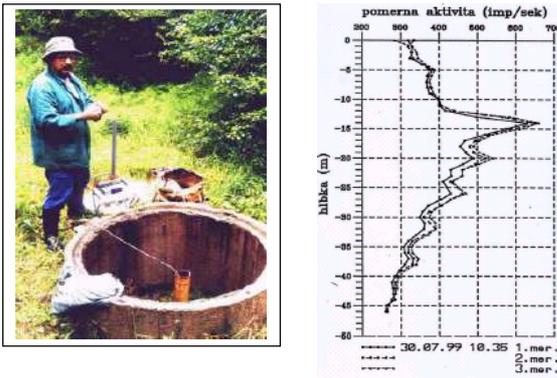


Figura 6. Disposición del equipo geofísico

Este nuevo método puede usarse en la superficie y en el subsuelo no sólo para identificar deslizamientos de grandes áreas de origen gravitacional, sino también de origen volcánico y sísmico.

Influencia del nivel de agua subterránea

En los anteriores ítems no se consideró un parámetro importante en la reactivación de los deslizamientos, como es el caso de la profundidad del nivel freático.

En este caso se realizan estudios sobre el nivel freático haciendo excavaciones (cada

1 ó 2 semanas, o en forma continua a través de indicadores automáticos de agua), para determinar el rendimiento de agua o agua discurrente.

La presión de poros se puede monitorear utilizando excavaciones de observación o piezómetros. Existen piezómetros de tubo abierto, neumáticos o de cable vibratorio. El tipo de piezómetro a seleccionar para cada estudio específico depende de las características de funcionamiento del piezómetro y su precisión.

DISCUSION

En la Tabla 1, se presenta la síntesis de los métodos utilizados en Eslovaquia por Wagner y Paudits (2001)

Los resultados del monitoreo utilizado, son expresados usualmente por vectores. Si bien los resultados registrados entre estos métodos no son idénticos, pero tampoco hay demasiada discrepancia. Si se analiza en forma individual los pesos de cada método, se concluye que los que arrojaron mayor precisión fueron el geodésico satelital y el geotécnico (inclinómetro).

Tabla 1. Síntesis de los métodos utilizados en Eslovaquia por Wagner y Paudits (2001):

CALCULOS DE MONITOREO								
Grado de actividad	GEODESIA		CALCULO DE TENSIONES RESIDUALES		USO DE INCLINOMETRO		PEE	
	Velocidad de movimiento (mm/año)	Peso	$(ox/ox-1)100-100(\%)$	Peso	Velocidad de movimiento (mm/año)	Peso	Grado de actividad	Peso
1	Hasta 20	1	Cambio hasta 20%	1	Hasta 2	1	Poca actividad	1
2	20 a 60	3	Entre 20% y 100%	2	De 2 a 5	3	Medianamente activo	3
3	Más de 60	5	Más de 100%	4	Más de 5	5	Alta actividad	4

Los datos resultantes son interpolados y de esta manera se grafican las curvas de acuerdo al grado de desplazamiento, las que son diferenciadas dándole tonalidades de una escala de grises hasta el negro para los máximos valores para su representación gráfica de evolución.

En Eslovaquia se evaluó una zona de inestabilidad que afectaría un área de 750 m de largo por 260 m de ancho, donde el deslizamiento esta constituido por materiales arcillosos, por donde pasa la vía férrea.

El monitoreo consiste en 26 puntos geodésicos, 4 pozos de inclinómetros, piezómetros y una excavación para drenar las aguas subterráneas. Los cálculos de geodesia, inclinometría y del estado tensional, fueron realizados desde 1993. El método geofísico de PEE se han usado experimentalmente entre 1995 1997.

De los estudios realizados en esta zona de Eslovaquia, se concluye que el factor

hidrológico es el elemento responsable del mayor desplazamiento del deslizamiento, así como también de la vía férrea, donde el mayor movimiento se ha registrado en uno de los puntos de monitoreo con un desplazamiento de 10 cm/año.

En el Perú, dentro de los trabajos que se han realizado sobre peligros geológicos en la actualidad:

- INGEMMET: Esta entidad en convenio con las agencias de Cooperación Andina (Argentina, Chile, Colombia, Venezuela, DINAGE (Ecuador) y SERGEOMIN (Bolivia) y con la supervisión de la Sociedad Geológica de Canadá, esta desarrollando estudios geoambientales de peligro geológico que afectan a las comunidades andinas, actualmente en el río Chira Catamayo y el altiplano.

Asimismo, la Dirección de Geología Ambiental del INGEMMET, está desarrollando la Zonificación de Riesgo Geológico en el Perú,

actualmente ha realizado el estudio desde la latitud 12° hasta la latitud 18°30', en las que integra la información del peligro geológico de la región Centro y Sur del Perú, generando así el Mapa de Peligros Geológicos Múltiples a escala regional (1:500,000).

- El IGP está desarrollando en la actualidad el proyecto Paleoeventos geológicos en el sector medio del valle del Colca, Arequipa (Gómez et al. 2002): cartografiado geológico mediante técnicas de teledetección y monitoreo de deslizamientos activos. Esta metodología mediante parámetros cualitativos y cuantitativos permite conocer las zonas susceptibles a deslizamientos, como el primer paso en la evaluación del peligro geológico.
- Otra aplicación con mejor resolución se ha iniciado en el Santuario Histórico de Machu Picchu, llevado a cabo por un grupo de instituciones del país involucradas en ciencias de la Tierra conjuntamente con un grupo de investigadores extranjeros que conforman el Internacional Consortium of Landslides (ICL), auspiciados por UNESCO. Este último trabajo está en su fase inicial.

CONCLUSIONES

De la evaluación de los diferentes métodos de monitoreo de deslizamientos se concluye que:

- Existen a grandes rasgos dos grupos de métodos de evaluación de deslizamientos, por un lado el monitoreo directo (geodésico satelital, geodésico tradicional, geofísico y sistemas de alarma), y por otro lado los métodos indirectos, como es el uso de la percepción remota. La interacción de estas dos metodologías redundan en un mejor conocimiento de la dinámica de los deslizamientos.
- De acuerdo a las condiciones del deslizamiento, en el caso de ser superficial o sub-superficial, se puede elegir el uso de uno u otro método.
- En el Perú, se está implementando la evaluación de los peligros geológicos superficiales, a nivel regional INGEMMET está elaborando mapas de peligros del sur del país, el IGP está realizando estudios a nivel local, como es el caso del Valle del Colca, Arequipa. Otra aplicación con mejor resolución se ha iniciado en el Santuario Histórico de Machu Picchu, llevado a cabo por un grupo de instituciones del país involucradas en ciencias de la Tierra conjuntamente con un grupo de investigadores extranjeros que conforman el

Internacional Consortium of Landslides, auspiciados por UNESCO. Este último trabajo está en su fase inicial.

implementando, estará a un mejor nivel de resolución que el aplicado en Eslovaquia.

- En la actualidad, en base a la comparación de las aplicaciones descritas en este trabajo se concluye que la metodología aplicada en Eslovaquia tiene mayores componentes cuantitativos y por ende con mayor precisión que lo efectuado por entidades peruanas que utilizan técnicas más cualitativas. En el caso de Machu Picchu, cuando entre a operar el monitoreo que se está

BIBLIOGRAFIA

Gómez, J., et al. (2002) Cartografiado geológico mediante técnicas de teledetección y monitoreo de deslizamientos activos. XI Congreso Peruano de Geología. Volumen Resúmenes. Páginas 189-193, Lima.

BREVE TESTIMONIO DEL TERREMOTO DEL 23 DE JUNIO DEL 2001

Ing. VICTOR AGUILAR
*Instituto Geofísico de la Universidad Nacional
San Agustín de Arequipa*

La ocurrencia continua de terremotos en el Perú ha permitido identificar la presencia de dos fuentes, sugerimos la primera y la más importante se encuentra frente la línea de costa y tiene su origen en la convergencia de las placa de Nazca (oceánica) y Sudamericana (continental), permitiendo que la primera, mas densa, se introduzca por debajo de la segunda dando origen al proceso conocido como subducción. Esto significa que en algún momento en el tiempo, en cualquier departamento que se encuentra próxima a la costa desde Tumbes hasta Tacna, será afectado en diferente grado por un terremoto con origen de este proceso. La historia sísmica trae a la memoria los terremotos de 1619, 1746, 1868, 1940, 1942, 1966, 1970, 1974 y 1996, entre los que produjeron mayor daño, destrucción y muerte a lo largo de la costa del Perú. En general, el proceso de subducción es el causante de que esta fuente libere, en forma de sismos, más del 80% de toda la energía acumulada en el interior de la Tierra. La segunda fuente sismogénica esta relacionada con los más importantes sistemas de fallas distribuidas en el

interior del continente, siendo las más conocidas las de la Cordillera Blanca, Quiches, Moyobamba, Rioja, Satipo, Huaytapallana, Ayacucho, Tambomachay, Incapuquio, Toro, Huambo, Ichupampa, Solarpampa, Trigal y Chololo entre las principales. La ubicación geográfica de estas fallas sugiere las ciudades y localidades que pueden ser mayormente afectadas por los terremotos.

Recientemente, la costa del Perú y más específicamente la región Sur del Perú, el 23 de junio de 2001 fue afectada por un sismo cuyo tamaño puede ser comparado con el ocurrido en esta misma región en Agosto de 1868. Trabajos realizados por especialistas sugieren que los terremotos de estas características deben ocurrir cada 100 a 150 años; por lo tanto, puede aceptarse la idea de que se sabia sobre el terremoto, pero no se tomaron las medidas preventivas necesarias. A continuación, el autor describirá brevemente a manera de comentarios, las experiencias vividas durante el terremoto de Junio de 2001.

Antes de empezar, debo indicar la ocurrencia de dos sucesos que me llamaron la atención. Primero, tomando en cuenta mi responsabilidad de analizar directamente los registros de la estación ARE de Arequipa, en los dos últimos meses se había producido un decrecimiento en la frecuencia de los sismos en la región Sur del Perú. Frecuentemente, cada día se registra la ocurrencia de 8 a 12 sismos; sin embargo, durante los últimos 75 días solo se produjeron de 2 a 4 sismos como máximo. La experiencia ha demostrado que próximo a la ocurrencia de un terremoto, la frecuencia de los sismos varía considerablemente. Segundo, en una visita a la estación tensiométrica de Huacuchara, ubicada en un túnel de 15 metros de profundidad en el distrito de Hunter - Arequipa, días antes del terremoto se noto la presencia de gas Radón a niveles medianamente altos. La acumulación de esfuerzos y energía en una determinada área provocan a ser afectada por un terremoto, acelerar la emanación de gases como el Radón.

“.....Eran las 15 horas 33 minutos

“.....Eran las 15 horas 33 minutos (Hora Local), en el instante que comenzó el terremoto, por debajo de mis pies sentí el paso de las ondas sísmicas y la tierra comenzó a temblar incesantemente, adquiriendo inusitada fuerza conforme pasaban los segundos que me parecían

minutos interminables de terror y desesperación. Observe que mi vivienda y la de los vecinos se balanceaban de un lado a otro y las ondulaciones de la tierra podrían haber tenido una longitud de onda de 60 cm aproximadamente. Se sentía el caer de paredes, pircas de piedras y sillares que se balanceaban de un lado a otro y de abajo hacia arriba, produciendo en todos los lados abundante polvo.....”.

En los cerros circundantes y en los volcanes Misti y Chachani se producían un gran número de derrumbes de tierra y piedras. También se oía a los perros aullar incesantemente; mientras que, los animales en el campo corrían desesperados de un lado a otro hasta juntarse formando semicírculos. Considero que el terremoto tuvo una duración de 2 minutos aproximadamente, tiempo durante el cual se destruyeron viviendas, locales públicos, iglesias, casonas, etc.

Durante el terremoto faltaba tranquilidad que No existía, miraba como las personas de toda edad se arrodillaban en el suelo pidiendo a Dios perdón y otros lloraban desconsoladamente buscando a sus familiares. Fue un caos total, se corto el fluido eléctrico y el agua potable, se saturaron las líneas telefónicas y celulares, que hacer en esos momentos en que no funciona nada?.

Posterior al terremoto, en cada instante se producían réplicas y las personas salían de sus casas desesperadas hacia el patio, la calle y los parques para ponerse a salvo, se encontraban nerviosas, y no sabían que hacer, algunas no podían hablar porque pensaban que volvería a producirse otro terremoto, de ahí que se quedaran traumatadas por los movimientos que se producían a cada momento. No se encontraba movilidad para trasladarse de un lugar a otro y si existía, manejaban sin sentido de precaución produciéndose varios accidentes de tránsito. La mayor parte de las personas transitaban a pie y otros corriendo desesperados en retornar a sus hogares para ver a sus familiares.

En la ciudad de Arequipa, la catedral sufrió daños incalculables debido al desplome de la parte superior de su torre izquierda, que al caer lentamente perforó la bóveda. La torre del extremo derecho no llegó a caer quedando sostenida por rieles y refuerzos de concreto colocados durante su restauración después del terremoto de 1958. Además, presentó grietas verticales en los extremos de las torres junto a los ventanales y longitudinales en el techo. Muchas de las iglesias de la ciudad de Arequipa y provincias sufrieron daños en sus torres, así como casonas muy antiguas hechas de sillar y mortero.

En varios tramos de la Panamericana Sur y vías de penetración hacia las provincias, se produjeron deslizamientos y derrumbes

de tierra y piedras que obstaculizaron el paso de vehículos por varios días.

Este terremoto dio origen a un tsunami que afectó la localidad de Camaná con olas de 4 a 7 metros de altura, llegando a ingresar a más de un kilómetro de distancia tierra adentro, causando muerte y destrucción. También, se presentaron fenómenos de licuación de suelos en varios lugares.

Información Técnica

Pasadas las horas, los informes indicaban que el Perú nuevamente fue testigo de la fuerza con que la naturaleza nos indica que la Tierra sobre la cual habitamos, es dinámicamente activa. El día 23 de junio del 2001, la región del Sur del Perú después de 133 años rompió su silencio con la ocurrencia de un violento terremoto que produjo muerte y destrucción principalmente en los departamentos de Arequipa, Ayacucho, Moquegua y Tacna. Información más técnica, indicaba que el Instituto Geofísico del Perú localizó el epicentro a 82 km. al NW de la localidad de Ocoña (Arequipa). La magnitud del sismo fue de 6.9 en la escala de Richter y la profundidad de su foco fue de 30 km. Las intensidades máximas fueron de VII y VIII (MM) sobre una área que considera principalmente a las localidades de Ocoña, Camaná, Mollendo, Chala, Caraveli, Arequipa, Moquegua y Tacna.

Según Defensa Civil (INDECI), en la región Sur del Perú el terremoto produjo 74 muertos, 2689 heridos, 217495 damnificados, 64 desaparecidos, 35601 viviendas afectadas y 17584 viviendas destruidas.

En general, se puede considerar que el terremoto del 2001 nos encontró sin preparación a pesar de las experiencias vividas por una gran parte de la población que con los terremotos del 58 y 60, y el último de Nazca de 1996. Se ha notado la falta de conocimientos sobre la ocurrencia de este tipo de fenómenos y que conlleva a realizar una continua educación de la población en todos los niveles a los cuales sea posible (hogares, colegios, universidades, empresas, instituciones publicas, asentamientos humanos, urbanizaciones, pueblos jóvenes, distritos, provincias y departamentos) y realizar campañas de difusión de simulacros a nivel local y nacional. Asimismo, es importante realizar un control adecuado sobre la expansión urbana para que no se desarrolle en zonas geológicamente inestables.

Debe entenderse que si en una determinada área se han producido grandes terremotos en el pasado, estos volverán a producirse en el futuro; por lo tanto, todas las ciudades o localidades que están ubicadas a lo largo de nuestra costa y próximas a las fallas, siempre estarán propensas a soportar este tipo de peligro.

Una apreciación simple nos llevaría a considerar que cuanto más nos alejamos del último terremoto que afecto a nuestra región, más cerca estamos del próximo ya que el proceso de acumulación de energía en los bordes de las placas es continuo en el tiempo.

Considero que el peligro de un nuevo terremoto en la región del Sur del Perú, esta latente, debido a que se sabe que el terremoto ocurrido el 23 de junio del 2001, no cumple las condiciones para ser considerado repetitivo del gran terremoto que se produjo en esta región el 13 de Agosto de 1868.

No debemos olvidar que cuando ocurre un terremoto, no sobreviven las personas más inteligentes, ni las más fuertes, solo se salvaran aquellas que realmente se prepararon.

Después de aproximadamente 3 años, aun quedan en el aire preguntas como:

¿Que se aprendió del terremoto del 23 de Junio de 2001?. No deben olvidar que ocurrió un día sábado, cuando la mayor parte de personas se encontraban almorzando o descansando?.

¿ Estaremos preparados para soportar otro terremoto de magnitud igual y que se produzca en un día de la semana, sabiendo que muchas personas trabajan, los niños y jóvenes estarán en los Colegios, Institutos y Universidades.

¿ La fragilidad de nuestra mente siempre olvida estos fenómenos que solo nos dejan tristeza y desolación?.

Febrero-2004 de sus investigaciones en la ciencia de los terremotos. Al IGP por acogerme nuevamente y brindarme la oportunidad de realizar una corta estancia.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece al Dr. H. Tavera, Director del CNDG-Sismología por hacerme participe durante el mes de

